

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

**УНИВЕРСИТЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. Х.М.АБДУЛЛАЕВА**



АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ, ПЕТРОЛОГИИ И РУДООБРАЗОВАНИЯ

**МАТЕРИАЛЫ
РЕСПУБЛИКАНСКОЙ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
ПОСВЯЩЕННОЙ 85-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ ИНСТИТУТА
ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ И
110- ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА Х.М.АБДУЛЛАЕВА
(17-18 ноября 2022 года)**

В двух томах

Том I

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

УНИВЕРСИТЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

ИМ. Х.М.АБДУЛЛАЕВА



**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ, ПЕТРОЛОГИИ
И РУДООБРАЗОВАНИЯ**

**МАТЕРИАЛЫ
РЕСПУБЛИКАНСКОЙ НАУЧНО-ПРАКТИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ
ПОСВЯЩЕННОЙ 85-ЛЕТИЮ СОЗДАНИЯ ИНСТИТУТА
ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ И
110- ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АКАДЕМИКА Х.М.АБДУЛЛАЕВА
(17-18 ноября 2022 года)**

В двух томах

Том I

г. Ташкент -2022

УДК: 550:551:552:553:(575.1)

Актуальные проблемы геологии, геофизики, петрологии и рудообразования. Материалы научно-технической конференции, посвященной 85-летию создания Института геологии и геофизики и 110-летию со дня рождения академика Х.М.Абдуллаева. – Ташкент: Издательство ООО «Lesson Press», 2022. – Т. 1. - 352 с.

В материалах научно-технической конференции, посвященной 85-летнему юбилею Института геологии и геофизики и 110 - летию со дня рождения академика Х.М. Абдуллаева, представлены статьи, содержащие новые данные и разработки по многим разделам геологических наук. Материалы конференции отражают современное состояние исследований по основным направлениям наук о Земле, как в Республике Узбекистан, так и за рубежом. Охвачены проблемы строения и эволюции литосферы, рудоносности магматических формаций, металлогении, литологии, геохимии эндогенных и экзогенных месторождений, их генезиса и прогнозирования, геоэкологии, освоения техногенных месторождений.

Материалы предназначены для широкого круга специалистов в области общей и региональной геологии, геофизики, геохимии, металлогении, петрологии, прогноза, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых.

Главный редактор:

М.У. Исоков

Заместители главного редактора:

А.К. Нурходжаев, Л.Р. Садыкова, Б.С. Нуртаев, Н.Э. Шукуров.

Редакционная коллегия:

**Р. Ахунджанов, Х.Д. Ишбаев, М.С. Карабаев, У.Д. Мамарозиков,
И.П. Сидорова, М.А. Петров, И. Якубов, Ф.Б. Каримова, А.З. Умаров,
Р.А. Умурзаков., Э.М. Амиров., Н.Т. Соатов, Ф.Н.Акбаров**



ХАБИБ МУХАМЕДОВИЧ АБДУЛЛАЕВ

(31.08.1912 – 20.06.1962)

ВСТУПИТЕЛЬНОЕ СЛОВО

Институт геологии и геофизики имени Х.М.Абдуллаева образован в 1937 году как Институт геологии и проводил исследования по многим основным направлениям наук о Земле: тектонике, магматизму, металлогении, литологии, минералогии, геохимии, гидрогеологии, инженерной геологии и горючим полезным ископаемым.

В Институте формировалась и развивалась научная школа петрографов, минералогов и геохимиков, заложено начало исследований по литологии, гидрогеологии, инженерной геологии, геологии нефти и газа и другие. Работы института в области комплексного геолого-геофизического и геохимического изучения земной коры, рудообразования и металлогении способствовали разработке научных основ прогноза, поисков месторождений полезных ископаемых и открытию ряда крупных и уникальных месторождений золота, серебра, меди, урана, редких металлов и созданию мощной минерально-сырьевой базы Узбекистана. Сейчас наша Республика относится к регионам мира с высокой геологической изученностью, мощной минерально-сырьевой базой, входит в первую десятку стран по запасам золота, меди, урана и других редких металлов.

Особая роль в проведении геологических, фундаментальных и прикладных исследований, освоении месторождений полезных ископаемых и создании мощных горнорудных районов республики принадлежит выдающемуся ученому-геологу с мировым именем, талантливому организатору науки Узбекистана Хабибу Мухамедовичу Абдуллаеву. В его трудах обоснована возможность расцвета в Узбекистане главных отраслей промышленности – топливной, металлургической, химической, горнодобывающей. Он писал о необходимости геологического изучения равнинных территорий запада Узбекистана. К нему ведут истоки исследований по металлогении вольфрама, железа, олова, молибдена, золота и рудно-петрографических провинций.

При активном участии Х.М.Абдуллаева и под его руководством создавались научно-исследовательские институты ИГИРНИГМ, ГИДРОИНГЕО, САИГИМС (ИМР). Главным направлением научного творчества Х.М.Абдуллаева были рудные полезные ископаемые, металлогения, раскрывающая закономерности размещения рудных месторождений и металлогенической специализации рудных районов. Созданная им петролого-металлогеническая школа охватывает большой коллектив Университета геологических наук Госкомгеологии Республики Узбекистан, Ташкентский Государственный технический университет, Национальный университет Узбекистана, другие ВУЗы и геологические организации. Основными постулатами этой школы являются: единство, взаимосвязь и взаимообусловленность геологических процессов – тектогенеза, литогенеза, магматизма и рудообразования; стадийность и многоэтапность, разномасштабность металлогенических процессов.

Идеи Хабиба Мухамедовича Абдуллаева и его школы развивались и после его смерти и имеют всеобщее признание. Имя Х.М.Абдуллаева увековечено в названиях Института геологии и геофизики, факультета ТГТУ, улиц и школ. Учреждена золотая медалью Х.М.Абдуллаева, студенческая стипендия, Международный фонд его имени. Широкий круг проблем поднят в материалах, представленных на сегодняшнюю конференцию. Желаю Вам успешной работы.

А.А.Кадирходжаев. *Заместитель Председателя Государственного комитета Республики Узбекистан по геологии и минеральным ресурсам.*

Уважаемые участники конференции, гости, коллеги!

Приветствуем Вас на научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики, петрологии и рудообразования», посвящённой 110-летию со дня рождения академика Хабиба Мухамедовича Абдуллаева и 85-летию создания Института геологии и геофизики.

Большой вклад в развитие геологии за 85-лет внесли ученые Института геологии и геофизики им.Х.М. Абдуллаева. Созданные ими научные школы являются бесценными и по сей день играют важную роль в геологической науке.Наша конференция посвящена 110-летию со дня рождения академика Хабиба Мухамедовича Абдуллаева,выдающегося ученого-геолога, видного государственного и общественного деятеля, основателя металлогенической научной школы в Узбекистане. Под его руководством сложилась талантливая школа узбекских геологов, трудами которых Узбекистан превратился в крупную мировую страну по производству золота, серебра, вольфрама, урана, цветных металлов и др. Научные исследования Х.М.Абдуллаева публиковались во всем мире на английском, французском, немецком, русском, китайском и других языках.

Цель конференции – обобщение теоретического и эмпирического опыта в области изучения фундаментальных и прикладных проблем геологии, геофизики рудообразования в системе современного естественно-научного знания, определение приоритетных направлений научно-исследовательских работ в области геологического изучения недр, создание условий для развития сотрудничества представителей ведущих научных школ, научной и технической общественности, обмена мнениями и результатами научно-исследовательской деятельности.

В работе конференции примут участие ведущие учёные и специалисты в области наук о Земле.

Также на научно-практической конференции планируется обсудить широкий круг вопросов, таких как развитие геологии в республике, опыт зарубежных стран в решении существующих проблем геологии в научном и практическом плане, внедрение инновационных технологий в области геологии.

Выражаю благодарность всем участникам конференции и гостям, которые нашли время, чтобы принять участие в работе конференции. Желаю плодотворных дискуссий и новых достижений!

М.У. Исоков, Ректор Университета геологических наук.

*Йирик давлат, жамоат ва фан арбоби- академик
Хабиб Муҳамедович Абдуллаев таваллудининг
110 йиллигига бағишланади.*

С Ў З Б О Ш И

Х.М.Абдуллаев дунё даражасидаги геолог - олим эди. У ўзининг илмий изланишлари натижасида яратган муҳим ғоялари бўйича ўтган асрнинг ўрталарида Мексика, Франция, Чехословакия, Буюк Британия, Хитой, Хиндистон сингари мамлакатларда геологиянинг долзарб масалаларига бағишланган халқаро конгресс ва симпозиумларда қатнашиб маърузалар қилди. Бу маърузалар ўша вақтдаги геология соҳасининг етакчи олимларида катта қизиқиш уйғотди. У 1960 йилда Буюк Британия ва Ирландия Минералогия жамиятига, Франция Геология жамиятига аъзо бўлди. Бу эса, дунё илм аҳиллари томонидан Х.М.Абдуллаев амалга ошираётган илмий изланишларига бўлган улкан эътироф эди.

Х.М.Абдуллаев қисқа ва сермазмун умр кўрди. У томондан нуфузли нашрларда, турли тилларда, чоп этилган 150 дан ортиқ илмий ишлар ва 7 та монографияда ёритилган масалалар геология фани тараққиётига муносиб ҳисса қўшди. У геологияда петрометаллогения илмий мактабига асос солди.

Х.М.Абдуллаев маъданлар геологиясидаги эндоген маъданлашув назарияси ривожланишига муносиб ҳисса қўшди. Бу ҳақдаги унинг «Гранитоидли интрузиялар билан маъданлашувнинг генетик боғлиқлиги» илмий асари ҳали-хануз ўз илмий долзарблигини йўқотмаган. Ўз вақтида мазкур илмий асар икки марта нашр юзини кўрди. Бугунги кунда Ватанимиз илмий жамоатчилиги Х.М.Абдуллаевнинг оламшумул аҳамият касб этган асарини илк бор ўзбек тилидаги нашрини кўришга мушарраф бўлиб турибди.

Шуни алоҳида таъкидлаш лозимки, гарчи бу илмий асар бошидан то охиригача ўтган асрнинг биринчи ярим йиллигида геология соҳасининг ҳукумрон илмий ғояси – геосинклиналлар назарияси асосида яратилган бўлсада, мазмун-моҳияти, эндоген маъданлашувда магманинг секин-аста ер қаъри қатламлари орасига ёриб кириши натижасида атроф жинслар ҳисобига минерал таркиби ўзгариши ва янги конлар ҳосил бўлиши тўғрисидаги фикрлари, ҳам назарий ва ҳам амалий жихатдан фавқулодда илмий янгилик бўлди.

Ушбу илмий асар мантикий бир-бирини тўлдириб боровчи ўнта бобдан иборат бўлиб, унда кўтарилган асосий ғоя – гранитоид интрузиялар билан маъданлашувнинг узвий боғлиқлиги инкор қилиб бўлмайдиган кўплаб фактик (дала ва лаборатория) маълумотлари, аниқ конлар (кенг қамровли география) асосида ишончли далиллар билан мукаммал изоҳланган.

Шуни мамнуният билан эътироф этиш керакки, Х.М.Абдуллаевнинг «Гранитоидли интрузиялар билан маъданлашувнинг генетик боғлиқлиги» илмий асари соҳанинг етук олими, геология-минералогия фанлари доктори, профессор Холбой Жангирович Ишбоев томонидан моҳирона таржима қилинган. Менинг назаримда, бу юксак масъулиятни таржимон мукаммал даражада адо этган.

Ўйлаймизки, Х.М.Абдуллаевнинг «Гранитоидли интрузиялар билан маъданлашувнинг генетик боғлиқлиги» илмий асари на фақат соҳа илм аҳиллари ўртасида, балки геология мутахассислигини эгаллашга астойдил бел боғлаган талаба ва магистрлар учун ҳам замонавий геологиянинг долзарб муаммоларини англаш ва ечишда дастуриламал бўлиб хизмат қилади. Ва илк бор ўзбек тилида нашр этилган мазкур монография Х.М.Абдуллаев таваллуд кунининг 110 йиллигига бағишланган муносиб туҳфа сифатида тавсия этилади.

Шубҳасиз, академик Х.М.Абдуллаев Ўзбекистон Республикаси илм осмонида чарақлаган ёрқин юлдуздир. Давр қанчалик у қолдирган меросдан узоқлашишга интиломасин унинг сиймосидаги юлдуз борган сари янада ёрқинроқ товланади.

Янги Ўзбекистонни барпо этишда фаол иштирок этаётган келажак геологлар авлоди соҳани етук мутахассиси бўлиб етишишида академик Х.М.Абдуллаев томонидан қолдирилган бекиёс илмий меросга қайта ва қайта мурожаат этиб, унинг илмий асарларида қайд этилган айрим геологик муаммолар ечимига ўзларининг муносиб ҳиссаларини қўшадилар, албатта.

**А. К. Нурходжаев, Х.М. Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика
институтининг директори.**

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КАК ОСНОВА ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

Природные минеральные ресурсы являются богатством и основой экономической стабильности нашего государства. Поэтому важнейшей задачей перед отечественной геологией стоит уточнение и расширение запасов месторождений полезных ископаемых как в известных горно-рудных регионах, так и на новых площадях.

Сокращение фонда легко открываемых, особенно крупных месторождений, выходящих на дневную поверхность, обуславливает высокую себестоимость глубинной разведки. Необходима разработка рациональных методов, при помощи которых можно с наибольшей эффективностью и наименьшими затратами найти новые рудные поля и месторождения, скрытые на глубине. Поэтому одна из актуальных задач геологической науки и практики состоит в познании условий формирования и закономерностей размещения различных видов полезных ископаемых, и на этой основе – глубинное прогнозирование новых месторождений.

На первых этапах организации и работы Института геологии и геофизики с учетом всех факторов и реалий были сформированы его структура и научные подразделения; общегеологические и металлогенические работы регионального плана, изучение геологического строения рудных районов, полей и конкретных месторождений полезных ископаемых, химико-аналитические и лабораторные исследования, специальные подразделения по организации научно-технической информации и издательской деятельности.

В настоящий период научные подразделения института оснащены современной высокотехнологической аппаратурой, приборами, оборудованием, используя которые талантливые молодые научные сотрудники проводят комплексные исследования пород, руд и минералов. Новая структура научных подразделений института является гибкой, оперативно создаются новые научные подразделения для решения возникших народно-хозяйственных задач.

Фундаментальные геологические исследования выявляют общие тенденции размещения рудных проявлений в крупных провинциях, строение и историю развития территорий. Они завершаются составлением металлогенических карт. Металлогения, выделенная в свое время Х.М.Абдуллаевым как самостоятельная наука, в настоящее время представляет крупное научное направление, главной целью которого является изучение закономерностей формирования и размещения минеральных месторождений в пространстве и во времени в различных структурах земной коры. Металлогения – сложная комплексная наука, имеющая свои методические принципы, предмет исследования, задачи, теорию, соответствующие запросам практики. Х.М.Абдуллаев для выявления закономерностей размещения месторождений применил историко-геологический анализ геологических явлений, который стал методологической основой металлогении как науки.

Благодаря долголетию труду, а также упорству его учеников и соратников созданы научные школы по разным направлениям наук о Земле. С результатами исследований института знакомы ученые многих стран Мира. Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева стал подлинным центром фундаментальной геологической науки. В 1964 г. альма-матер геологической науки в Узбекистане получает второе рождение, которому способствовал прилив новых сил присоединенных отделов сейсмологии и гляциологии Института математики АН РУз, став Институтом геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева. Он был ведущим в проведении научных исследований по ряду главных проблем, требующих комплексного геолого-геофизического и геохимического изучения строения, состава и развития земной коры и верхней мантии с целью выявления закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых.

Большой вклад в развитие фундаментальных исследований по региональной геологии, стратиграфии, литологии, петрологии, металлогении, геохимии, минералогии внесли Х.М.Абдуллаев, И.Х.Хамрабаев, Ф.А. Усманов, А.М.Акрамходжаев, Х.Н.Баймухамедов, А.В.Королев, В.И.Попов, А.Н.Султанходжаев, И.М.Исамухамедов, Т.Н.Далимов, А.В.Киршин, К.Л.Бабаев, А.Г.Бабаев, Х.Т.Туляганов, В.Г.Гарьковец, М.И.Исмаилов и мн. др.

Моделирование, как средство познания закономерностей, широко используется в самых различных областях науки и техники. Методика составления моделей рудных месторождений определяется их целью: они могут быть генетическими, структурными, экономическими и др. Выбор формы представления модели зависит от ряда факторов: генетического типа моделируемого объекта (в соответствии с общепринятыми); уровня моделирования (определяется размерами объектов и масштабом их изучения); назначения (зависит от стадии геолого-разведочных работ, на которой осуществляется моделирование). В.П.Федорчуком впервые предпринята попытка увязать требования к моделированию водоедов, на примере изучения ртутно-сурьмяных месторождений, что облегчило использование моделей при прогнозировании оруденения на всех стадиях геолого-разведочного процесса.

В настоящий период ученые и научные сотрудники Института геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Государственного комитета по геологии и минеральным ресурсам Республики Узбекистан отмечают 85-летний юбилей Института и 110-летний юбилей со дня рождения Х.М.Абдуллаева, которым посвящена конференция. Коллектив Института геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева, учитывая важность внедрения результатов фундаментальных исследований по региональной геологии, стратиграфии, литологии, петрологии, металлогении, геохимии и минералогии, большой объем исследований, проводит с целью разработки методики локального прогнозирования и выполняет целевые исследования на важных объектах, рудных полях и районах по заказу геолого-разведочных экспедиций Госкомгеологии Республики Узбекистан. Результаты мелкомасштабных металлогенических, а также крупномасштабных прогнозных исследований неоднократно апробировались на крупных научных форумах.

Перед коллективом ученых института все острее ставятся задачи по комплексному изучению рудных и нерудных полезных ископаемых, совершенствованию методики прогнозирования, поисков и разведки новых промышленных объектов и обеспечения научно-методического руководства геолого-разведочными производственными организациями.

Х.А. Акбаров. *Академик АН РУз, профессор ТашГТУ им Ислама Каримова.*

СЕКЦИЯ I .

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ И ДИСТАНЦИОННОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

ПРИМЕНЕНИЕ ВЫСОКОТОЧНОЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ НА ТЕРРИТОРИЯХ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ-ГАЗОХРАНИЛИЩ, ВОДОХРАНИЛИЩ И НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Абдуллабеков К.Н.*, Максудов С.Х.*, Туйчиев А.И.*, Юсупов В.Р.*,
Сагдуллаева К.А.***

**Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан*

В результате геомагнитных исследований, начиная с 1968 года, на территориях геодинамических полигонов, в эпицентральных зонах произошедших сильных землетрясений была разработана методика высокоточной магнитной съемки для выявления предвестников землетрясений [1-3]. Применение данной методики позволяет выделить аномальной вариации геомагнитного поля с точностью 0,4-0,5 нТл. Она может успешно применяться для выявления аномалий магнитного поля, связанных с рудными и нерудными зонами, месторождениями. При этом, аномалия может иметь минимальное значение, начиная от 2-3 нТл.

Начало применения разработанной методики отмечается 1968 годом. Тогда на территории Ташкентского геодинамического полигона, на площади Полторацкого естественного подземного газохранилища были проведены в течение 1968-1972 гг. геомагнитные исследования. Газохранилище было выбрано как объект модельного эксперимента в природных условиях по влиянию меняющейся нагрузки на магнитные свойства вмещающих горных пород [1]. Величина давления в пласте-коллекторе меняется циклично в течение года от 6 до 9,5 МПа в результате закачки – отбора природного газа. В результате многолетних исследований выявлено синусоидальное изменение геомагнитного поля с амплитудой порядка 1,5 нТл, коррелирующееся с режимом эксплуатации газохранилища [1], где максимальному значению давления в газохранилище соответствует минимальное значение поля.

Для получения новых данных геомагнитные исследования проводились в районе крупного газоконденсатного месторождения Шуртан [4]. Исследования проводились в 1990-1991 гг. на 30 пунктах повторной магнитной съемки. На площади месторождения одна магнитная станция работала в непрерывном режиме измерения. Относительное изменение (уменьшение) поля на станции составило 7 нТл за три месяца. Среднее изменение поля на пунктах повторных съемок за 5 месяцев составило 9 нТл, что согласуется с уменьшением поля на стационарной станции. Это изменение коррелировалось с изменением эксплуатационных параметров месторождения – объемом добытого газа и изменением пластового давления. Коэффициент корреляции составил 0,98 и 0,95 для объема добытого газа и пластового давления соответственно. Итак, установлено, что локальные аномальные изменения геомагнитного поля на территории месторождения Шуртан связаны с изменением параметров режима эксплуатации месторождения.

Геомагнитные исследования на территории Памук – Зевардинской группы нефтегазоносных структур проводились в 1998-1999 гг. [5]. В результате установлено:

- над структурами месторождений Зеварды, Култак, Алан, Кокдумалак наблюдалось уменьшение значения локального геомагнитного поля. Вне пределов, на территориях между структурами наблюдалось увеличение локального геомагнитного поля;

Над структурой месторождения Памук выявлено монотонное увеличение значения локального геомагнитного поля;

Выявлено также медленное аномальное изменение геомагнитного поля регионального характера, которое не связано с разработкой месторождений. Геомагнитные исследования на территориях месторождений Хаузак-Шады и Кандым проводились с 2006г. [6]. На площади месторождения Хаузак–Шады были заложены 35 пунктов повторных изме-

рений, установлены две стационарные магнитные станции [7]. В течение 2006- 2008 гг. проверено 11 циклов повторных съемок, в результате установлено:

- над структурой месторождений Хаузак – Шады выявлено уменьшение локального геомагнитного – поля;

- за пределами структуры месторождений Хаузак-Шады выявлено медленное повышение значения геомагнитного поля. Это изменение имеет региональный характер и оно не связано с детальностью техногенных объектов.

Техногенным объектом другого характера является крупное водохранилище. Если на территориях эксплуатируемых нефтегазовых месторождений давление в углеводородосодержащих пластах постоянно уменьшается за счет отбора углеводорода, то на водохранилище давление на чашу меняется циклично в течение года за счет накопления и расхода воды в водохранилище. Объектом геомагнитных исследований было выбрано крупное водохранилище Чарвак [8]. В течение года объем воды в резервуаре изменяется от 100 до 2000 млн.м³, создавая переменные дополнительные сосредоточенные гравитационные нагрузки на чашу водохранилища. Это позволяет изучить локальные изменения геомагнитного поля, обусловленные динамикой упругих напряжений, создаваемых гравитационной нагрузкой за счет массы воды. Пункты геомагнитных измерений по акватории водохранилища были заложены в 1973 г., т.е. до первого заполнения его. Количество пунктов составляло порядка 25. За период 1973-2022 гг. проведено более 130 циклов измерений[9].

В результате выявлены:

- в большинстве пунктов повторных наблюдений обнаружено локальное изменение геомагнитного поля, связанное с режимом эксплуатации водохранилища. Изменение объема воды на 1 млрд. м² приводит к обратимому изменению поля на 2-6 нТл.

- выявлены также разной формы, размера, интенсивности, периодичности и длительности локальные аномальные изменения, обусловленные процессами внутриземного происхождения. Геомагнитные исследования на территориях техногенных объектов представляют научно- практическую ценность.

Во- первых, эти исследования рассматриваются как бы модельными экспериментами в природных условиях процесса подготовки сильных землетрясений.

Во- вторых, результаты этих экспериментов позволяют выбирать оптимальный режим эксплуатации техногенных объектов с целью избежания возможного проявления землетрясений, которые могут быть спровоцированы деятельностью этих объектов. Геомагнитный метод является одним из эффективных, оперативных методов слежения за сейсмической безопасностью техногенных объектов, населения.

Литература:

1. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х. Вариации геомагнитного поля сейсмоактивных районов "ФАН". Ташкент.1975.128 с.
2. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Способ прогнозирования землетрясений Журнал Патентного ведомства РУз., 1999, №4, предварительный Патент №6076
3. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Инструкция по прогнозированию землетрясений магнитометрическим методом. Ташкент. Минитипография АН РУз. 2019. 16с.
4. Абдуллабеков К.Н., Бердалиев Е.Б., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. и др. Первые результаты геомагнитных исследований в районе газоместорождения Шуртан Узбекский геологический журнал. 1994. №2. С.16-18
5. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Муминов М.Ю., Туйчиев А.И. Геомагнитные исследования на территориях техногенных объектов Узбекистана. Пятый

- Международный симпозиум «Современные проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов». Бишкек. 19-24 июня 2011 г. С.5-8.
6. Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Рахматуллаев Х.Л. Предварительные результаты геомагнитных исследований на территории месторождения Хаузак – Шады // Сборник научных статей “Проблемы сейсмологии в Узбекистане”. Ташкент, №5, 2008. С. 42-45.
 7. Туйчиев А.И. Результаты геомагнитных исследований на территории месторождения Хаузак- Шады // Вестник НУУз. Ташкент, 2016. 3/1. С.202-205.
 8. Абдуллабеков К.Н., Бердалиев Е.Б., Пушкин А.Н., Шапиро В.А. Локальные изменения геомагнитного поля при заполнении водохранилища. // Геомагнетизм и Аэрономия. Том XIX. 1979. №2. С.317-322.
 9. Туйчиев А.И. Особенности проявления сейсмогеодинамических и техногенных процессов в вариациях геофизических полей. Автореферат диссертации на соиск. учен. степ. доктора (DSc) физ.-мат.наук. Ташкент. 2020. 64с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ ГМТЗ НА ПЛОЩАДИ КОКДУМАЛАК ДЕНГИЗКУЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

Абдуллаев Н.К.*, Истамов Ф.И.*, Зиябов Ш.Р.*

**Национальный университет Узбекистана*

Структура Кокдумалак в административном отношении расположена на территории Миришкорского района Кашкадарьинской области Республики Узбекистан. В тектоническом отношении структура расположена в пределах южной части Чарджоуской ступени Бухара-Хивинского региона.

На площади Кокдумалак выполнены региональные электроразведочные работы ГМТЗ. Работы были выполнены в профильном варианте с шагом 500 м (региональный профиль 02160115), ПК (100-290).

Обработке подвергались кривые кажущихся сопротивлений ($\rho_k^{ГЗ}$), полученные градиент-зондом N0,5M2:OA. Анализ материалов ГИС показывает, что геоэлектрическая характеристика каждой конкретной площади может меняться за счет возможных локальных неоднородностей в разрезе, поэтому для каждого зондирования ГМТЗ произведен расчет теоретических кривых ГМТЗ в базе данных WinCLink : 8-ми слойная Bostik и 45-ти слойная Ossam модели.

При моделировании МТ-поля в качестве исходных данных использовались материалы электрокаротажа глубоких разведочных скважин, пробуренных в районе работ, и кривые ГМТЗ.

По данным сейсморазведке структура Кокдумалак (тер. юра) по отражающему горизонту Т₇, приуроченному к кровле XVII горизонта (J₂,bt₂+cl₁), и отражающему горизонту Т₈, приуроченному к кровле XVIII горизонта (J₂,bt₂+cl₁), представляет собой антиклинальную складку. Размеры структуры по кровле XVII горизонта (J₂, bt₂+cl₁) по замкнутой изогипсе «-3070 м» составляют 2,9 х 2,4 км (до границы Туркмении), амплитуда более 30 м, площадь 7,25 км².

Размеры структуры по кровле XVIII горизонта (J₂, bt₂+cl₁), по замкнутой изогипсе «-3430 м» составляют 2,6 х 2,4 км (до границы Туркмении), высота более 30 м, площадь 6,75 км².

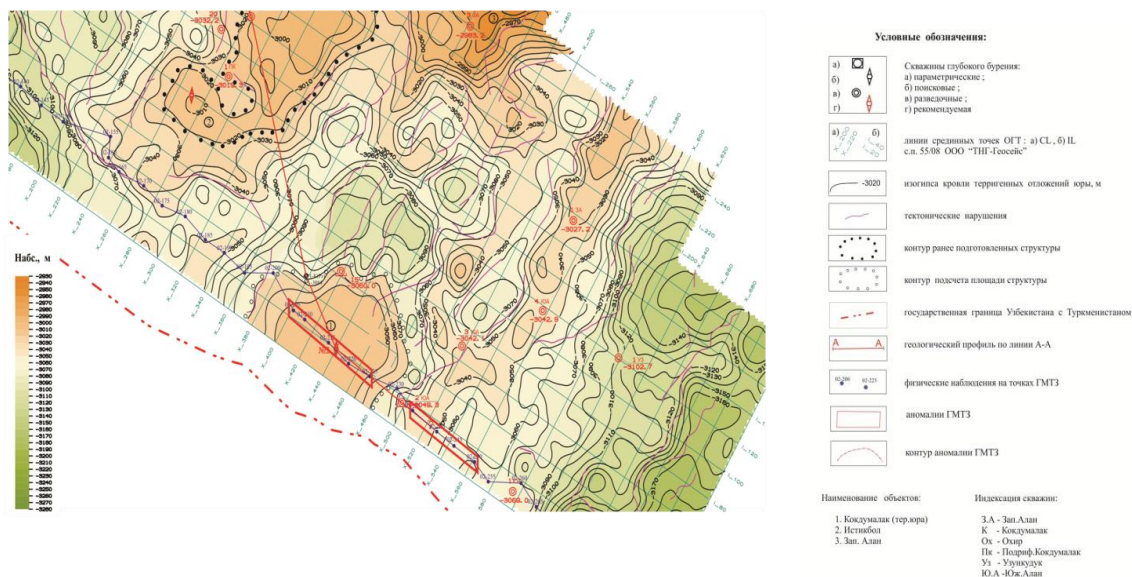


Рис.1. Схема расположения выполненных физических наблюдений на точках GMT3 на основе структурной карты по отражающему горизонту Т7, приуроченному к кровле XVII горизонта (J2, bt2+cl1).

По результатам анализа геоэлектрических разрезов 1-Д инверсий выделяется аномалия, по местоположению соответствующая сводовой части структуры Кокдумалак (тер.юра). Аномалия оконтуривается изолиниями $R_0 \approx 10.0-25.0$ Ом·м, отождествляемая терригенными юрскими отложениями.

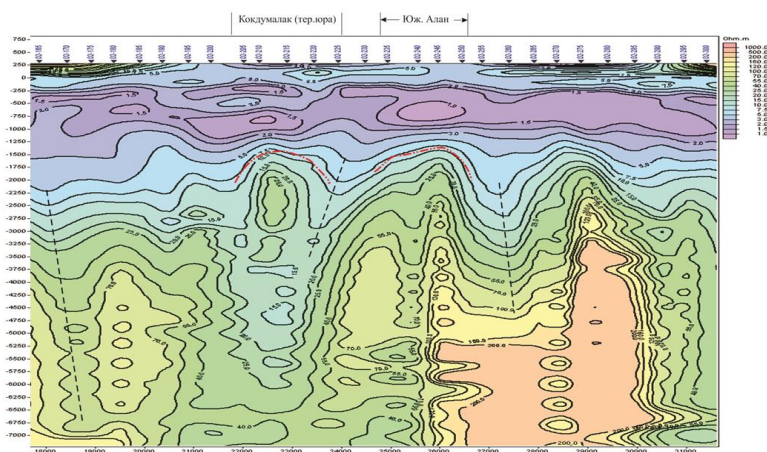


Рис. 2. Разрез 1-Д инверсий ПР 02160115

Аномалия прослеживается на участках:

- ПР 02160115 ПК 205-225 (Кокдумалак (тер.юра)), ПК 235-250 (Юж. Алан).

На основании анализа электроразведочного материала GMT3 по профилю 02160115, структуру Кокдумалак (тер.юра) можно считать нефтегазоперспективной.

Литература:

1. Абдуллаев Г.С., Бабаджанов Т.Л. и др. Особенности строения и нефтегазовые перспективы доюрского комплекса пород Бухаро-Хивинского региона (Западный Узбекистан). Ташкент 2009.

2. Руководство по полевому использованию приборов MTU-2E, MTU-2H, MTU-3H и MTU-5MT; установка и применение. Торонто, Канада.
3. Мордвинцев О.П. Геологическое строение доюрских образований Бухаро-Хивинского региона по материалам комплексных геолого-геофизических исследований. // Узбекский журнал нефти и газа. 2004г. № 2. С. 10-14.
4. Атабаев Р.Х., Бабажанов А.Т., Мордвинцев О.П. Разрывные нарушения центральной части Чарджоуской ступени (доюрские комплексы пород). Геология ва минерал ресерслар. 2000. № 2. С. 25-27.
5. Мусаев С.С. (Отв. исполн.) Поисковые электроразведочные работы МТЗ, ВП-ВЭЗ в пределах центральной части Бешкентского прогиба. Отчет Ферузинской э/п №13/2004-2007 БГЭ Бухара. 2008.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ

Абдуазимходжаев А.Н.*, Усманова С.А.**

**Институт геологии и геофизики Госкомгеологии РУз,*

***Национальный университет Узбекистана*

Комплексирование геофизических методов – одно из важнейших направлений научно-технического прогресса в прикладной геофизике [5]. Большая роль в разработке фундаментальных аспектов комплексирования геофизических методов принадлежит работам О.Ю. Шмидта, Г.А. Гамбурцева, Н.Я. Кунина, В.В. Бродового [4].

Основы комплексирования геофизических методов при инженерных изысканиях описаны в работе А.А. Огильви, который сводит принципы комплексирования геофизических методов к следующему: «каждый из используемых методов должен обнаруживать присутствие геологического объекта; данные разных методов должны обнаруживать не только сходство, но и различие качеств изучаемого объекта; задачи, стоящие перед геофизическим комплексом, и методы исследований должны быть согласованы как между собой, так и с методами инженерно-геологических исследований...» для решения инженерно-геологических задач и прикладной гидрогеофизики [6;2]. Развитию комплексирования геофизических методов способствовали новые технологии наблюдений и интерпретации данных, повышалась детальность и разрешающая способность.

С возникновением ГИС и новых компьютерных программ «по созданию согласованных по данным нескольких методов физико-геологических моделей и по построению комплексных моделей на основе многоуровневых наблюдений (космос – воздух – земля – скважина) позволило непрерывно расширять спектр решаемых геологических, инженерно-геологических и экологических задач за счет комплексного применения методов разведочной геофизики (логически несогласованное предложение). Все большую роль приобретают междисциплинарные исследования на основе сочетания геофизических методов с геологическими, гидрологическими геохимическими и т.д.» [5]. При формировании геофизического комплекса выделяют типовой, рациональный и оптимальный, для эффективного решения поставленных задач в связи с разнообразием геофизических методов определения последовательности их применения.

К.Ж. Семинский и др. на примере сбросовых зон центральной части Байкальского рифта представили результаты применения нового подхода к обработке и интерпретации данных малоглубинной электротомографии. Подход основан на представлении тектонофизики о трехстадийном формировании разлома, которое предопределяет закономерное существование в породном массиве трех уровней нарушенности субстрата. Уровни выявляются посредством статистического анализа величин удельного электрического сопротивления (УЭС), измеренных на профиле электротомографии, который пересекает изуча-

емый дизъюнктив. Это позволило выделить на геоэлектрическом разрезе участки, у которых уровень нарушенности пород соответствует ранней, поздней и заключительной стадии разломообразования. Подобный разрез представляет основу для выделения границ разломной зоны и главных особенностей ее внутреннего строения [7].

В нами были приняты методы сейсмотомографии, электротомографии и определение А.А. Огильви под «оптимальным комплексом геофизических методов», применяемых в определенной последовательности для решения задач гидрогеофизических исследований зон тектонического нарушения, верхней части разреза [1;3;2]. На рисунке 1 представлены результаты выделения зон трещиноватости соответствующий дизъюнктиву, ранее выделенных по данным дистанционного зондирования Земли результатам с применением линеamentного анализа [2].

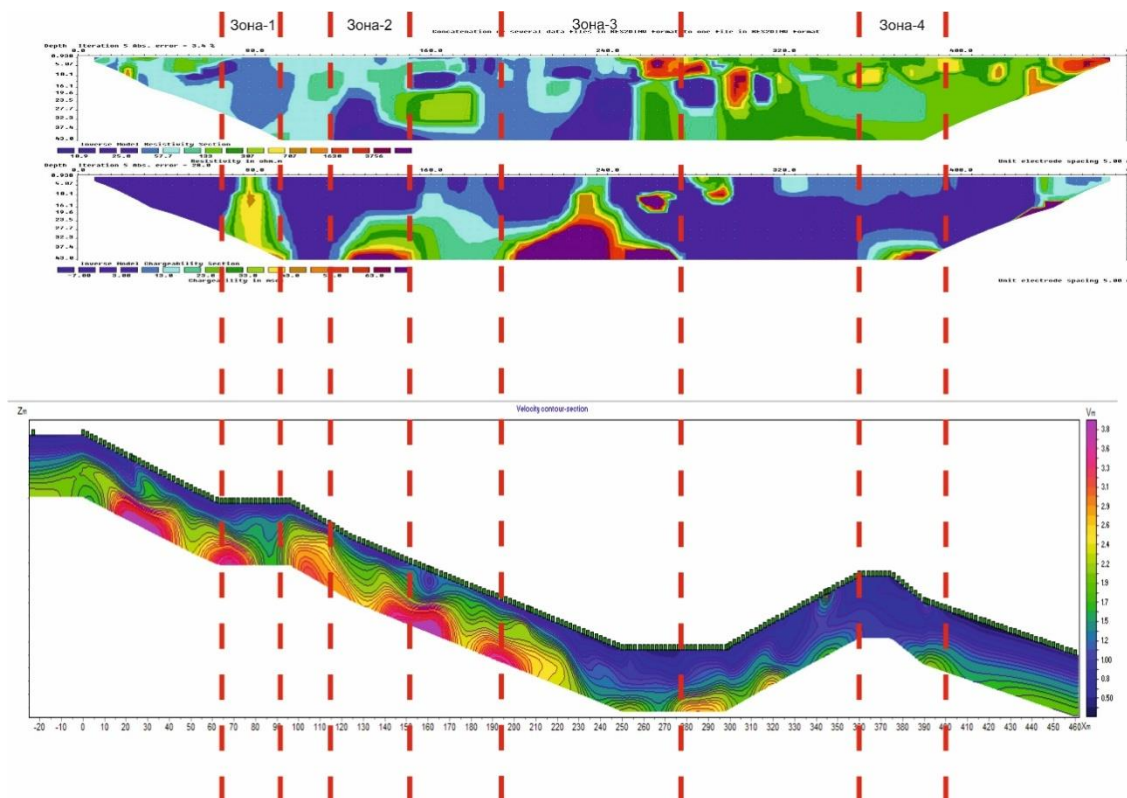


Рис. 1. Совмещенный разрез по результатам электротомографии и сейсмотомографии.

Зона 1 с ПК-65 по ПК-95 выделена аномальная зона и по результатам сейсмотомографии и электротомографии. Данная зона представлена низкими значениями сопротивлений 25-30 Ом•м, что может означать обводнённая зона. В пределах этих пикетов скорость распространения сейсмических волн 1350-1700 м/с что соответствует обводнению, и зоне трещиноватости.

Литература:

1. Абдуазимходжаев А.Н. Метод георадиолокации при решении задач гидрогеологии и инженерной геологии.//Сборник тезисов научного семинара «ГеопоклоениеXXI века». ИМР. 2014. С.30-32.
2. Абдуазимходжаев А.Н., Гончар А.Д. Пути решения определения зон фильтрации методом малоглубинной сейсморазведки на примере Тупалангского водохранилища.//Материалы международной конференции «Влияние природных глобальных изменений и техногенных условий на гидрогеологические, инженерно-геологические и геоэкологические процессы: анализ результатов и прогнозирование развития» ГП «ГИДРОИНГЕО». Ташкент. 2018. С.214-216.

3. Sadikova Lola R., Abduazimkhodjaev Aziz N. Integration of the geophysical methods for studying filtering on the example of the Tupolang water reservoir // International Journal of Geology, Earth & Environmental Sciences 2019. Vol. 9 (2). P. 90-94
4. Абдуллаев Ш.Х., Печерская М.Д., Янбухтин И.Р., Абдуазимходжаев А.Н. Опыт применения комплекса геофизических исследований для выявления скопления подземных вод спорадического распространения. //Международный сборник конференции «Инженерная геофизика-2017». EAGE. Кисловодск-2017.
5. Бродовой В.В. Комплексирование геофизических методов. Учебник для вузов. М. : Недра. 1991. 330 с.
6. Никитин А.А, Хмелевской В.К. Комплексирование геофизических методов. Учебник. 2012.
7. Огильви Н.А. Основы инженерной геофизики. М.: Наука. 1990.
8. Семинский К.Ж. и Бобров А.А. Геоэлектрический имидж сбросовых зон: тектонофизическая интерпретация малоглубинной электротомографии на примере Бугульдейско-Чернорудского грабена в западном Прибайкалье. //Геодинамика и тектонофизика. 2018. 4. №9. С.1339–1361.

ЮҚОРИ АНИҚЛИКДАГИ ЭЛЕКТРОН GPS ҚУРИЛМАСИ ОРҚАЛИ ЧОТҚОЛ-ҚУРАМА ХУДУДИНИНГ ЗАМОНАВИЙ ГЕОДИНАМИК ХАРАКАТИНИ БАҲОЛАШ БЎЙИЧА ТАДҚИҚОТ ИШЛАРИ

Алламбердиев И.С.*

**Ўзбекистон Миллий Университети.*

Чотқол Курама худуди сейсмик фаол худуд бўлиб, унинг фаоллиги ўз навбатида худуд бўйича кенг камровда ривожланган ер ёриқларининг сейсмик фаоллиги билан узвий боғлиқдир. Чотқол-Курама худудида, Арашон, Угам, Кумбель, Кенгқўл, Писком, Тавоқсой ва Каржантов каби бир қанча фаол ер ёриқлари ажратилади.

Сейсмик хавфсизликни таъминлаш ва сейсмикликни баҳолаш нуктаи назаридан сейсмик фаол ер ёриқлари ва улар атрофидаги геодинамик фаолликни аниқлаш, баҳолаш ва мониторинг қилиш муҳим аҳамият касб этади.

Шу боисдан Чотқол-Курама худуди Тошкентгеодинамик полигонидаги Каржантов ер ёриғи зонаси бўйлаб ер пўстининг замонавий ҳаракати натижасида юзага келаётган ер устки қисми горизонтал ва вертикал ҳаракатларини аниқлаш учун ўлчов ишларини олиб бориш мақсад қилинган.

Илгари тадқиқотчилар омонидан Каржантов ер ёриғининг сейсмик фаоллигини ўрганиш учун 6 та геодезик пункт ўрнатилган.

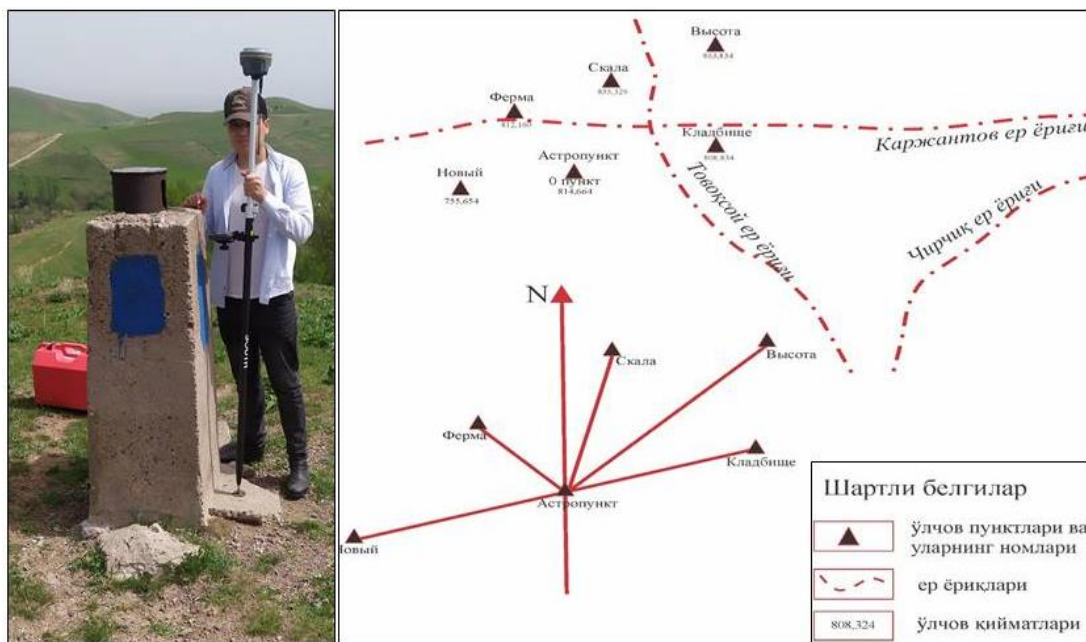
Геодинамик фаолликни баҳолаш учун тадқиқот ишларини олиб бориш Тошкент геодинамик полигонида жойлашган турғун геодезик пунктлардан ер устки қисми горизонтал ва вертикал ҳаракатини ўзгаришларини GPS навигацион сунъий йўлдош тизими билан боғланган SOUTH galaxy G1-электрон GPS қурилмаси орқали қийматларни олиш ва ўчанган натижаларни ҳисоблаш ва қайта ишлаш билан амалга оширилди (1-расм).

Ўлчов ишлари геодинамик худудлар ёки кучли zilzilalar эпицентр худудидаги тезкор текширувларда олиб бориладиган тадқиқотлардан қатъий назар, ҳар бир ўлчов учун SOUTH galaxy G1 – электрон GPS энг асосий ва муҳим томонларидан бири RTK (Real time-kinematik) ҳисобларининг аниқлиги жуда юқори ҳисобланади. Бу хатоликлар қуйидаги турларга бўлинади: атроф-муҳит таъсири натижасидаги хатолик, қурилма хатолиги ва оператор хатолиги. Юқоридаги хатоликлардан кўп ҳолларда атроф-муҳит таъсири натижасида юзага келадиган хатоликларни кўп кузатишимиз мумкин.

Тошкент геодинамик полигони, асосан, герцин бурмаланиш даври тектономагматик циклида кўтармали деформациялар бўйича шаклланган. Бунда нисбатан йирик морфотузилмаларга Товоқсой геодинамик полигони – Каржантов антиклинали (жанубий қанот), Чирчиқ синклинали, Ализор тоғининг шимолий қаноти, шунингдек, бир неча маҳаллий структуралар киради. Каржантов антиклинали Чирчиқ синклиналидан Каржантов ер ёриғи билан чегараланади [1]. Полигон ҳудудида Каржантов ер ёриғи ва Товоқсой ер ёриғи кесишган жойларда ўлчов ишлари учун геодезик пунктлар ўрнатилган (1-расм).

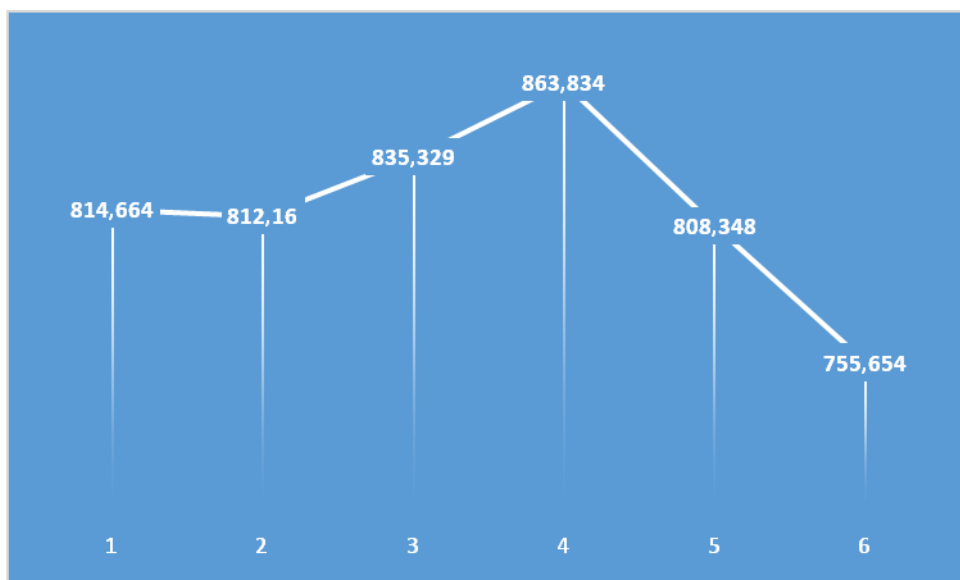
Товоқсой геодинамик полигони Д.Х.Якубов ва А.Р.Ярмухамедовлар томонидан Товоқсой зилзиласидан кейин 1978 йилда ташкил этилган.

Тошкент геодинамик полигонига ўрнатилган пунктлар Каржантов ер ёриғини Шимолий қисмида Ферма, Скала, Высота Жанубий қисмида Новый, Астропункт, Кладбище пунктлари Товоқсой ер ёриғини эса Ғарбий қисмида эса Скала, Астропункт ва Шарқий томонида Кладбище, Высота пунктлари ўрнатилган бу пунктларда олинган ўлчов маълумотлари асосида ер устки қисми горизонтал ва вертикал ҳаракатларини аниқ айтишимиз мумкин бўлади.



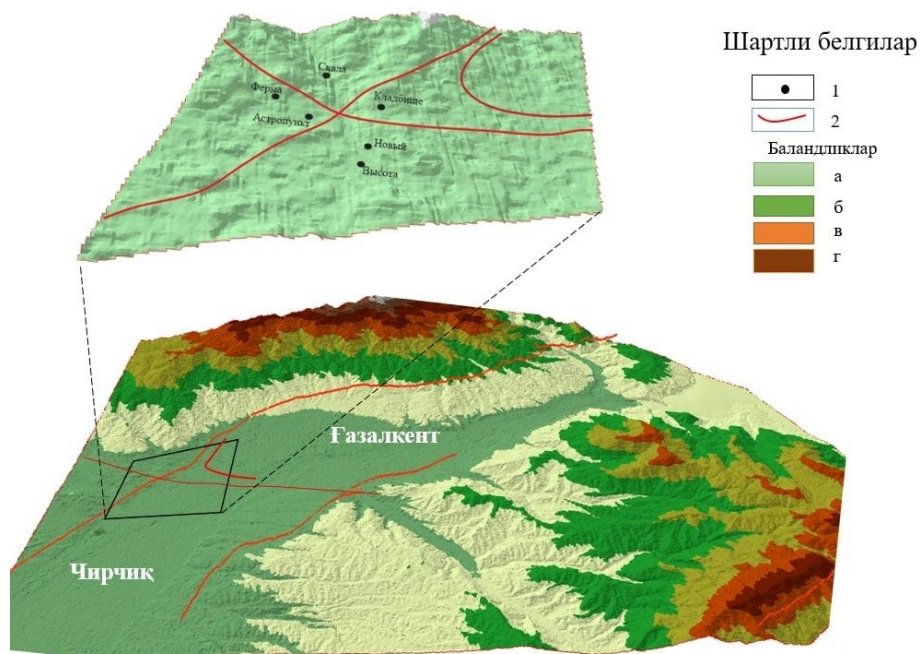
1-расм. Каржантов ва Товоқсой ер ёриқлари кесишган ҳудунинг схематик кўриниши ва унда геодезик назорат ўлчов пунктлар ҳамда ўлчов ишлари жараёни.

SOUTH galaxy G1 – электрон GPS дан фойдаланган ҳолда биз геодинамик полигонига ўрнатилган пунктлардан, қийматларни олишда биринчи бўлиб баъзани ўрнатиб олдик ва ревер орқали ҳар бир пунктдан қийматларни олиб чиқдик, бу пунктлар Астропункт, Скала, Новый, Кладбище, Ферма, Высота ва улардан олинган қийматларни талқин қилиш орқали қуйида 2-расмда келтирилган натижани олдик (2-расм).



2-расм. Юқори аниқликдаги GPS ўлчовлари бўйича рельефнинг баландлик ўзгариши профили

2-расмдан келтирилганидек қийматлар SOUTH galaxy G1 – электрон GPS дан олинган ва ҳар бир пунктларни қийматлари: Астропунктда 814,664; Фермада 812,160 Скалада 835,329 Высотада 863.834; Кладбище 808,348; Новыйда 755,654ммни ташкил қилди. Геодинамик пунктлар орасидаги масофалар Ферма ва Скала 507 м, Скала ва Кладбище 651 м, Кладбище ва Высота 472 м, Высота ва Новый 268 м, Новый ва Астропункт 645 м, Астропункт ва Ферма 696 м. Тадқиқот ҳудудини ўрганиш натижасида радиолокацион космик тасвирлаш маълумотлари асосида ҳудуднинг учўлчамли кўринишдаги моделини ГИС технологиялари дастурида қурилди (3-расм).



3-расм. Чотқол тоғ тизмаси жанубий қисмининг 3D рельеф ўзгаришининг кўриниши.

Шартли белгилар: 1-Геодинамик пунктлар: 2-Фаол ер ёриқлари: Баландлик а-тепадаги расм учун 655- 935 м гача ошиб боради пастдаги расм учун б-717-803 м в-803-846 м г-846-889м.

Хулоса. Тошкент геодинамик полигони, Каржантов ва Товоксой ер ёриқларини горизонтал ва вертикал ҳаракатларини аниқлаш учун юқори аниқликдаги GPS ўлчовларини олиб бориш учун жуда қулай участка ҳисобланади. Биз SOUTH galaxy G1 – электрон GPS қурилмасидан олинган қийматларни дастлабки қайта ишлаш орқали айтишимиз мумкинки Тошкент геодинамик полигони рельеф жихатдан жуда мураккаб ва олинган қийматларни яна бир неча ойлик ва йиллик даврий такрорий ўлчовлардан сўнг унинг йиллик геодинамик фаоллиги (рельефнинг горизонтал ва вертикал силжишлари) баҳоланади.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Срединного Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. – Т.: Фан, 1988. 163 с.
2. Shukurov Z.F. Analysis of vertical movements of the earth's surface in the zone of intersection between Karjantau and Tavaksay faults of the Western Tien-Shan // International journal of geology earth and environmental sciences. India. 2018. Vol. 8. No.2. PP. 68-75.

**ДЕНГИЗКЎЛ КЎТАРИЛМАСИДА ИСТИҚБОЛЛИ УГЛЕВОДОРОД
КОНЛАРИНИ АНИҚЛАШДА, МАЙДОННИНГ ЧУҚУРЛИК
КЕСИМИНИ ТУЗИШДА СЕЙСМИК-ҚИДИРУВ УЧН-2Д ҲАМДА
УЧН-3Д УСУЛЛАРИНИНГ КЎЛЛАНИЛИШИ ВА САМАРАСИ**

Бўзиев Б. Б. *, Рўзиев Х. Р., Истамов Ф*****

** Х.М. Абдуллаев номидаги геология ва геофизика институти таянч докторанти*

*** “Ўзбекгеофизика” АЖ Мажмуавий геофизик тадқиқотлаш отряди бошлиғи*

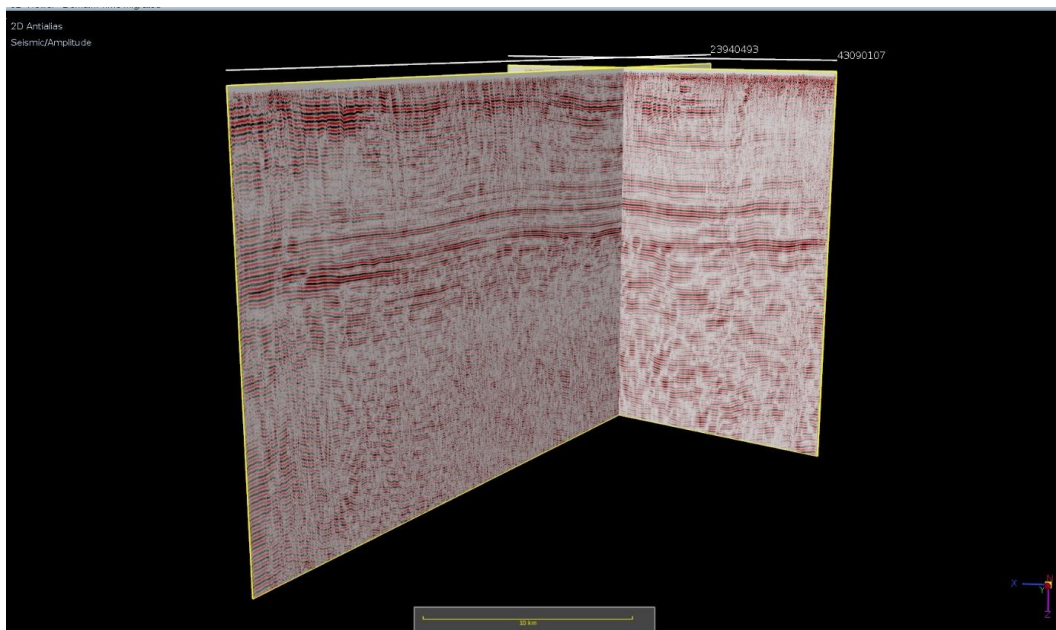
****Мирзо Улугбек номидаги Ўзбекистон Миллий университети магистранти*

Ҳозирги кунда Республикамиз ҳудудида углеводород ҳомашёсига истиқболли деб ҳисобланадиган асосий нефт-газли майдонларимиз ўрганилиб бўлинган. Соҳа мутахассислари олдида янги дала услубиятлари ва замонавий ишлов берувчи технологиялардан фойдаланган ҳолда ернинг чуқур қисмини ўрганиш ва углеводородга истиқболли структураларни аниқлаш асосий вазифа бўлиб турибди. Бухоро Хива нефт-газ ҳудудида ҳам углеводородга истиқболли майдонлар анчагина. Биргина Денгизкўл кўтарилмасида кўплаб нефт ва газ конлари аниқланиб келинмоқда. Бухоро Хива нефт-газ ҳудудида ўтган асрнинг 29-30-йилларида геологик ўрганиш ишлари бошланган. 1944-йилда К.А.Сотириади, А.Г.Бабаев ва бошқалар БХНГХнинг алоҳида ҳудудларини қидирув бурғилашга тайёрлаш мақсадида уларни тизимли, батафсил хариталаш ишларини бошладилар. Бироқ, бу ерда қидирув ва қидирув бурғулаш ишлари фақат 1947 йилда бошланган. Бу вақтга келиб, бир катор ҳудудлар хариталарини тузиш бошланган бўлиб, бунда энг катта хизмат Когон, Денгизкўл ва бошқа йирик майдонларнинг харитасини тузган А.Г.Бабаевга тегишли бўлган. 1959-1962 йилларда И.В.Рапота томонидан Денгизкўл, Ўртабулоқ ҳудудларида 1:50000 масштабда геологик қидирув ишлари олиб борилди, натижада Ўртабулоқ ва Денгизкўл майдонлари қидирув бурғулаш ишларига тайёрланди.

Ҳозирги кунга келиб нефт ва газ уюмларини қидиришнинг замонавий усулларига юзланилмоқда. Геофизик маълумотларга ишлов бериш ва таҳлил қилишга мўлжалланган янги ва замонавий мажмуалар орқали ишлар олиб борилмоқда.

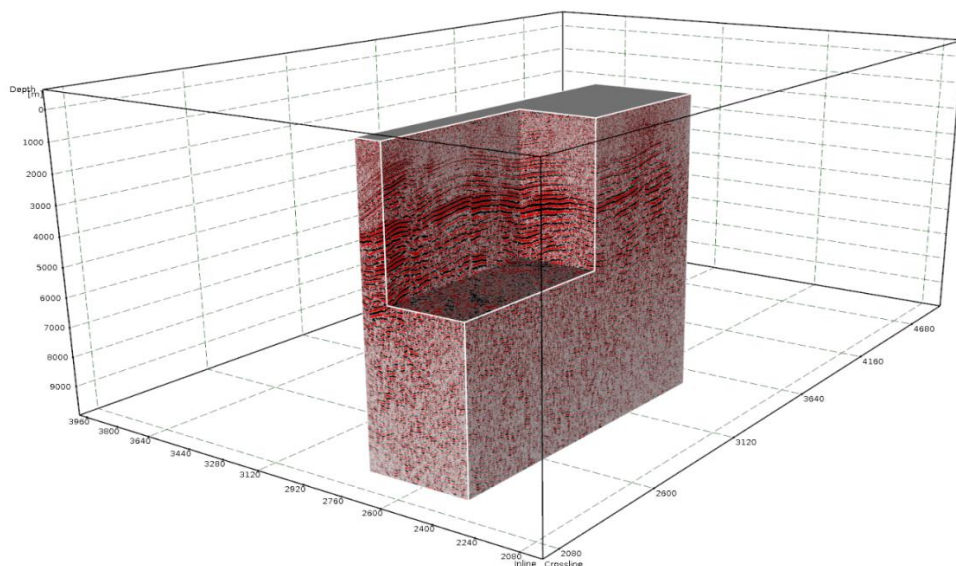
Сейсмик-қидирув УЧН-2Д билан биргаликда ўрганилаётган майдон тўғрисида кўпроқ ва аниқроқ маълумотлар олиш учун УЧН-3Д усули ҳам кенг қўлланилиб келинмоқда. Бунинг натижаси ўлароқ янги углеводородга истиқболли майдонларни аниқлаш имкони яратилмоқда. Сейсмик усуллар аниқлиги борасида бошқа геофизик

усуллардан юқорилиги билан ҳам ажралиб туради. Ўрганилаётган майдонимизда УЧН-3Д усулини ўтказиш орқали майдон бўйича муфассал маълумотлар олишимиз, кенгрок фикр юритишимиз мумкин бўлади.



1-расм. Сеймик-қидирув УЧН-2Д усулида Денгизкўл кўтарилмасидаги Ўртабулок майдонида олиб борилган геофизик иш натижаларидан олинган кесма. 43090107 ва 23940493 профилларининг кесишган ҳолати.

2-расмда ўрганиш мақсади терриген юра ётқизикларига (J1+2) қаратилган. Денгизкўл кўтарилмасида асосий майсулдор горизонтлар ҳам асосан юра даври ётқизиклари билан боғлиқлиги ва юқори ҳамда ўрта юра ётқизиклари кенг ўрганилганлиги сабабли асосий эътибор терриген юра ётқизикларини (J1+2) ўрганишга қаратилмоқда ва бу ўз самарасини беряпти.



2-расм. Денгизкўл кўтарилмасидаги Зеварди майдонида олиб борилган сеймик-қидирув УЧН-3Д усулининг иш натижаси.

Сеймик-қидирув УЧН-3Д усулининг самарали томонлари аниқ ва ишончли натижалар билан мустаҳкамланиб келинмоқда.

Хулоса ўрнида шуни айтиш керакки ҳозирги кунгача асосий углеводород конлари ер қарининг юкори қисми, аниқроқ қилиб айтганда карбонат юра(J3) ётқизикларигача кенг миқёсда ўрганилиб бўлинган. Эндиги эътиборни сейсмик-қидирув УЧН-3Д усули ёрдамида янада чуқурроқга, терриген юра ётқизикларига (J1+2) қаратиш мақсадга мувофиқ бўлади ва бу ўз самарасини бермасдан қолмайди.

Фойдаланилган адабиётлар рўйхати:

1. Е.И.Гальперин- поляризационный метод сейсмических исследований. 1977 . С.180-192.
2. В.В. Знаменский Общий курс полевой геофизики Учеб. для вузов. М.: Недра, 1989. 450 с.
3. Ю.Н.Воскресенский-Полевая геофизика, Учебник для вузов. 2010 . С. 221-227
4. В.И.Бондарев-Сейсморазведка: Учебник для вузов. Екатеринбург. 2007. С. 690

ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ УЧЕНИЯ Х.М. АБДУЛЛАЕВА О ПЕТРОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ РЯДАХ ПРИ ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННОМ РАСЧЛЕНЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Диваев Ф.К. *, Миркамалов Р.Х. *, Каюмова С.М. *

**ГУ «Институт минеральных ресурсов»ГоскомгеологииРУз*

В 1960 г. Х.М. Абдуллаев опубликовал в журнале «Советская геология» статью «О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений», которая представляла собой, по сути, одну из первых в Советском Союзе обобщающую сводку по магматическим формациями связанным с ними месторождениями[1].

По определению Абдуллаева «Петрометаллогенический ряд – это ряд генетически связанных между собой эндогенных месторождений и их материнских магматических пород (магматических формаций)». При этом образование этих рядов определяется соответствующими структурно-геологическими, или, как сейчас принято говорить, геодинамическими условиями. Выявление и изучение особенностей петрометаллогенических рядов, по его мнению, должны являться одним из важнейших вопросов металлогении.

Основной причиной петрографического разнообразия магматических пород и образования различных магматических формаций, как считал Х.М. Абдуллаев, являются геолого-структурные условия и изменение их во времени и пространстве.

Выделенные в статье 15 петрометаллогенических рядов сохранили свою актуальность до настоящего времени, и большая их часть вошла в известный двухтомник «Магматические формации СССР» [2], который был издан спустя два десятилетия в 1979г.

Понятия «магматическая формация» и «магматический комплекс» в трудах Х.М. Абдуллаева практически идентичны современным определениям этих терминов, закрепленных в «Петрографическом кодексе Республики Узбекистан» [4]. Не останавливаясь на деталях этих определений, отметим лишь, что термин «магматическая формация» – это абстрактное понятие, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и залегать в различных, зачастую удалённых друг от друга, но однотипных геологических структурах, другими словами, «магматическая формация» – это эталон для примерки конкретных ассоциаций (комплексов). «Магматический комплекс» является конкретным проявлением магматической формации в определённом месте в определённое время.

Петрометаллогенические ряды были выделены Абдуллаевым в своё время на примере месторождений ближнего и дальнего зарубежья, но в настоящее большинство из них нашли своё подтверждение и на территории Узбекистана. Примеры эти приведены в таблице.

В своей статье Х.М. Абдуллаев фиксирует внимание также на том, что некоторые металлы в течение длительного времени могут принимать участие в формировании отдельных провинций и рудных районов, при этом на различных этапах они концентрируются в различных ассоциациях и типах месторождений. И эта его мысль также находит подтверждение в современных гипотезах о полигенном и полихронном происхождении таких золоторудных месторождений как Мурунтау, Тамдыбулак, Кокпатас и др.

В своей статье Х.М. Абдуллаев фиксирует внимание также на том, что некоторые металлы в течение длительного времени могут принимать участие в формировании отдельных провинций и рудных районов, при этом на различных этапах они концентрируются в различных ассоциациях и типах месторождений. И эта его мысль также находит подтверждение в современных гипотезах о полигенном и полихронном происхождении таких золоторудных месторождений как Мурунтау, Тамдыбулак, Кокпатас и др.

Таблица

Петрометаллогенические ряды Х.М. Абдуллаева и соответствующие им магматические комплексы и месторождения Узбекистана

Петрометаллогенические ряды		Магматические комплексы [3]	Месторождения и рудопроявления
Магматические формации	Рудные месторождения		
Спилито-кератофировая	Серно-медно-колчеданные, барит- полиметаллическо-колчеданные	Тубабергенский средне-каменноугольный базальт-андезитовый Чотнаушурский ранне-каменноугольный базальт-плагиориолитовый	Медно-колчеданное р-е Карамурун (Букантау) Серно-медноколчеданное р-е Гава (Гиссар)
Гипербазитовая	Сегрегационные и гистеромагматические месторождения хромитов, платины, титаномагнетитовые, реже меди	Тебинбулакский ранне-каменноугольный перидотит-пироксенит-габбровый	Титаномагнетитовое м-е Тебинбулак (Султан-Увайс)
Габбро-плагиогранитовая	Скарново-магнетитовые, кварцево-арсенопиритово-золоторудные	Чошский средне-каменноугольный габбро-тоналит-плагиогранитовый	Группа скарново-магнетитовых и золоторудных рудопроявлений в южном эндо- и экзоконтакте-Мачетлинского интрузива
Гранитоидная	Скарново-магнетитовые, скарново-магнетитово-шеелитовые, скарново-шеелитово-золоторудные, кварцево-сульфидно-золоторудные	Яхтонский поздне каменноугольный монцодиорит-гранодиоритовый Сарытауский пермский трондьемит-адамеллитовый Карамазарский средне-каменноугольный габбро-диорит-гранитоидный	Скарново-шеелитово-золоторудные м-я: Яхтон (горы Чакыл-Калян). Саутбай, Сарытау. Кварцево-сульфидно-золоторудное р-еБургут (Букантау). Скарново-магнетитовое месторождение Сюренъята(Чаткал)
Гранитная	Пегматитово-редкометалльные, кварцево-вольфрамитовые, кварцево-касситеритовые	Каратюбе- Зирабулакский поздне-каменноугольный-раннепермский адамеллит-гранитовый	Пегматитово-редкометалльные р-я Мангит, Баян-Кара, Кетменчи и др. Кварцево-касситеритовое Лапас. Скарново-шеелитовые месторождения Лянгар, Койташ (Нуратау).

Сиенитовая	Пегматитовые и гидротермальные м-я редких металлов (ниобия, тантала, церия, тория и др.)	Мачетлинский средне-поздне-каменноугольный габбро-сиенит-граносиенитовый	Пегматитовое р-е Лолабулак (Кара-Тюбе).
Субщелочных гранитоидов	Флюоритовые, флюоритово-полиметаллические, барито-полиметаллические	Арашанский пермский гранит-лейкогранитовый	Флюоритовые м-я Суппотах, Агата-Чибаргата, Наугискен, Шабрез.
Формация малых порфировых интрузийгранитоидов	Скарново-полиметаллические и гидротермальные м-я золота, меди, молибдена	Алмалыкский ранне-среднекаменноугольный мононит-сиенодиорит-сиенитовый Обизарангский пермский лейкогранитовый	Алмалыкская группа м-й меди, молибдена и золота (Кураминский хребет) Обизарангское м-е молибдена (Гиссарский хребет)

Приведённые примеры показывают, что научное наследие наших великих предшественников остаётся актуальным и весьма востребованным в наши дни.

Литература:

1. Абдуллаев Х.М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений // Советская геология №5, 1960, 3-13с.
2. Магматические формации СССР. Т. 1,2. В.Л. Масайтис, В.Н. Москалева, Н.А. Румянцева и др., Л.: Недра, 1979., 279 и 319 с.
3. Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана. Объяснительная записка к геологической карте Узбекистана м-ба 1:500 000. Ташкент, 2000, 542 с.
4. Петрографический кодекс Республики Узбекистан. Ташкент, 2002, 86 с.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Ермолаев Г.С.*

**Всероссийский научно-исследовательский геологоразведочный институт угля, г. Ростов-на-Дону, Россия.*

Х.М.Абдуллаев всегда ратовал за объединение усилий в решении кардинальных вопросов геологии и металлогении. А.Г. Вернер, создатель современной геологической съемки и более чем двухвековая практика геологов показывает, что почти все теоретические и прикладные вопросы геологии не обсуждаются без картографического материала. Картографические материалы образуют систему - упорядоченную совокупность взаимосвязанных элементов структуры и единство динамического процесса, являющихся источниками информации при решении разнообразных геологических задач. Изучение рудных месторождений Центральной (Средней) Азии позволило выявить взаимосвязь оруденения с обособленными, бескорневыми блоками компетентных пород, заключенными в массе пластичных толщ и морфоструктурой современного рельефа (Ермолаев, 1990)

Это определило процессы, результаты которых отражаются на разномасштабном картографическом материале геологических, геофизических, геохимических, геоморфологических, дистанционных, геодезических, микроструктурных исследований, собственных детальных структурных построениях в хорошо изученных рудных районах. Выявлены общие закономерности в размещении резко различных геодинамических комплексов, в том числе рудных, как во времени, так и в пространстве, определена движущая сила, геодинамический режим, время и механизм формирования структуры региона (Ермолаев, 1998, 2012, 2017, 2021). Так, Центральный (Срединный) Тянь-Шань и юго-западные отроги Гиссарского хребта (соизмеримы между собой), как бы соединяют в единое целое дугообразные структуры Северного и Южного Тянь-Шаня и Копетдага, сложенных раз-

новозрастными и разнообразными геологическими комплексами, подчеркивая их тектоническую расслоенность и нелинейность геодинамических процессов.

Установлена общая позиция для рудных объектов цветных, редких и благородных металлов - контакты домезозойских и мезозойско-кайнозойских образований или границы возвышенного и выровненного рельефа, или нулевые значения «магнитки» и «гравитки». Рудные районы, содержащие крупные промышленные объекты, такие как Центральные Кызылкумы, Алмалыкский приурочены к торцовому сочленению домезозойских структур Южного и Центрального Тянь-Шаня с мезозойско-кайнозойскими и четвертичными.

Подобная ситуация характерна и для других регионов мира: Урала, Кордильер, а также Южной Африки, где крупнейший рудный район расположен в торцовом сочленении континент-океан.

Литература:

1. Реологическая природа геодинамических процессов в земной коре. М.: "Геоинформмарк", 1998.-56с.(брошюра).
2. Рельеф поверхности современной Земли и упорядоченность в нем геодинамических образований (на примере Южного Тянь-Шаня) //Отечественная геология, 2012.- №2, С.56-63.
3. Структурно-вещественная дисгармония в домезозойских образованиях Центральных Кызылкумов//Разведка и охрана недр.-1993.-№4.-С.16-17.(совместно с Т.А.Зюзиной и И.Е.Гликман).
4. Структурно-динамические особенности геологических образований на ртутно-сурьмяном месторождении Хайдаркан (Южная Фергана)// Узб. геол. журн.-1993.-№3.- С. 45-48.
5. Структурные особенности медно-порфирового месторождения Андаш (Северная Киргизия)//Информац. сборник ВИЭМСа.-1994.-№2.С. 30-37. (совместно с С.Л. Токарь).

АНОМАЛИИ pH ПОДЗЕМНЫХ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ПЕРЕД БАЙСУНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 12 МАЯ 2022 г.: ДАННЫЕ СЕЙСМОГЕОХИМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ТАДЖИКИСТАНА

Каримов Ф.Х.*, Саломов Н.Г.*, Олимов Б.К.*, Олимов Ш.А.*

**Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии
НАН Таджикистана*

Многолетний опыт режимных гидрогеохимических наблюдений в различных сейсмоактивных областях убедительно показывает, что концентрации различных компонентов самоизливающихся подземных термальных минеральных вод глубинной циркуляции коррелируются с сейсмотектоническими процессами [1]. Физической причиной для такой корреляции служат аномальные тектонические напряжения, сопровождающие сейсмотектонические процессы, а также фильтрация флюидов, прежде всего через разломные тектонические зоны. К настоящему времени широко развиты методы сейсмогеохимических наблюдений, которые дали возможность установить многие эмпирические закономерности возникновения аномалий в вариациях физико-химических параметров термальных минеральных вод.

В настоящей работе рассматриваются вариации в ходе параметра pH на месторождениях термальных минеральных вод Шаамбары (1), Обигарм (2), Явроз (3) и Ходжа-Обигарм (4), расположенных на территории геоструктур Таджикской депрессии в Таджикистане, в связи землетрясением 12 мая 2022 г. в 15 ч 27 м с эпицентром в Байсунском

районе Сурхандарьинской области Республики Узбекистан (рис. 1,2). Согласно данным Республиканского центра сейсмопрогностического мониторинга МЧС Узбекистана координаты эпицентра составили 38,03 градуса северной широты, 66,89 градусов восточной долготы, магнитуда – $M \approx 6$, глубина гипоцентра – 15 км.

Эпицентр землетрясения оказался на расстоянии 160 км от сейсмогеохимической станции Шаамбары, 260 км – Обигарм, 220 км – Явроз и 210 км – Ходжа-Обигарм. Глубина скважины Шаамбары – 1400 м, Обигарм – 200 м, Ходжа-Обигарм – 60 м, Явроз – 300 м.

Воды станции Шаамбары – трещинно-пластовые, остальных – трещинно-жилые. Химический состав вод – разнообразный, в основном, гидрокарбонатный, сульфатный, хлоридный, натриевый, кальциевый, кремнистый. Методы наблюдений – стандартные [1-5]. Наибольшее среднеквадратическое отклонение вариаций pH за рассматриваемый период времени наблюдается для вод сейсмогеохимической станции Шаамбары – 0,3 ед., меньшая – Явроз – 0,2 ед., самая меньшая – Обигарм – 0,05 ед.



Рис. 1. Схема расположения эпицентра землетрясения 12 мая 2022 г.



Рис. 2. Схема расположения сейсмогеохимических станций 1-4 (фрагмент схемы из работы [2]). Римскими цифрами показаны номера крупных разломных зон (их нумерация – в соответствии со схемой в [2]). Тёмным цветом выделены высокогорные территории.

На рис. 3. представлен ход параметра pH подземных вод на сейсмогеохимической станции Шаамбары за время с 8.04.2021 г. по 1.07.2022 г. Стрелкой показан момент землетрясения (перерыв данных с 24.12.2021 г по 25.01.2022 г. вызван сбоем по техническим причинам). С помощью пунктирной линии показано полиномиальное представление со степенью 6.

pH

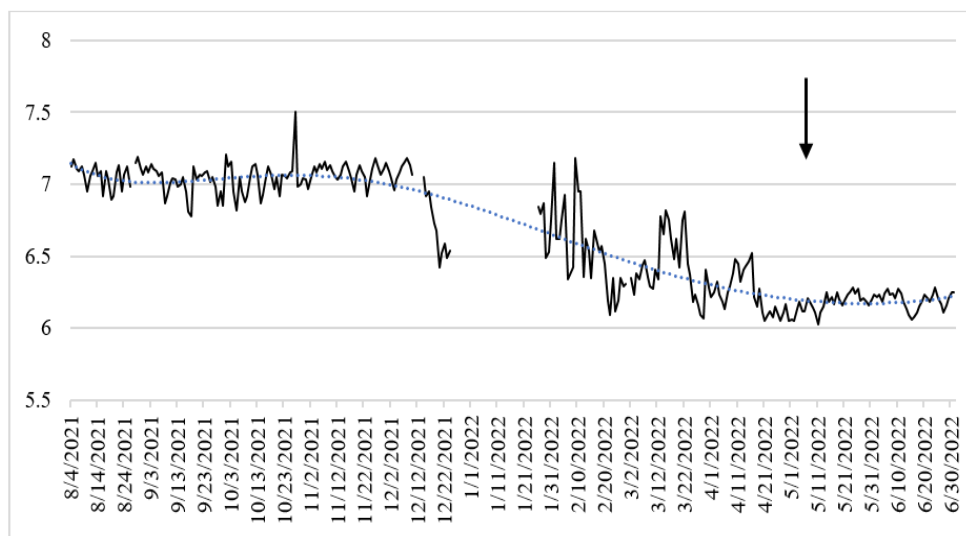


Рис. 3. Вариации параметра pH на сейсмогеохимической станции Шаамбары.

Примерно с середины декабря 2021 г. наметился спад значений параметра pH, который достиг минимума к маю 2022 г. В целом произошла ступенчатая смена уровня вариаций pH на 0,8 ед. pH, с 7,0 до 6,2.

На рис. 4 показан ход вариаций параметра pH на сейсмогеохимической станции Обигарм с 8.04.2021 г. по 30.06.2022 г. В отличие от хода параметра pH в пункте Шаамбары аномалия носит бухтообразный характер – с августа 2021 г. произошёл рост параметра примерно с 8,45 до максимума 8,65 в середине ноября 2021 г., а затем его спад до минимума к февралю 2022 г. – около 8,45. Т.о., в течение аномального возрастания с августа 2021 г. по февраль 2022 г. значения параметра pH возвратились к исходному уровню. Если сравнить величины изменений pH, полученных на сейсмогеохимических станциях Шаамбары и Обигарм, то можно заметить, что аномальные перепады в первом случае на порядок больше – это согласуется с характерными регулярными пределами изменений для этих станций [2,3].

pH

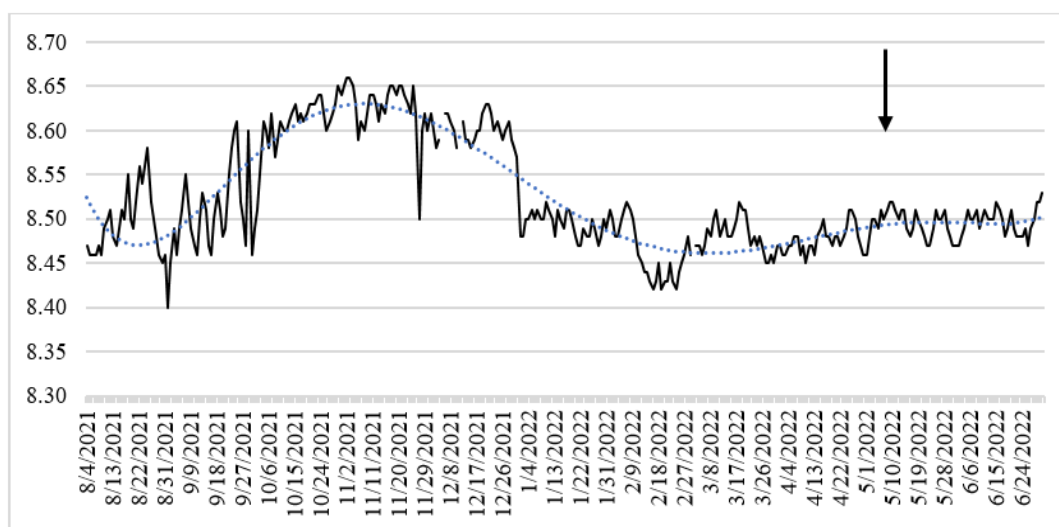


Рис. 4. Вариации параметра pH на сейсмогеохимической станции Обигарм.

На рис. 5 показан ход вариаций рН вод на сейсмогеохимической станции Явроз с 8.04. 2021 г. по 29.06.2022 г. Здесь не обнаруживаются явные аномалии в вариациях рН, регистрируется лишь изменения в виде шума, вызванного, по-видимому, техногенными помехами.

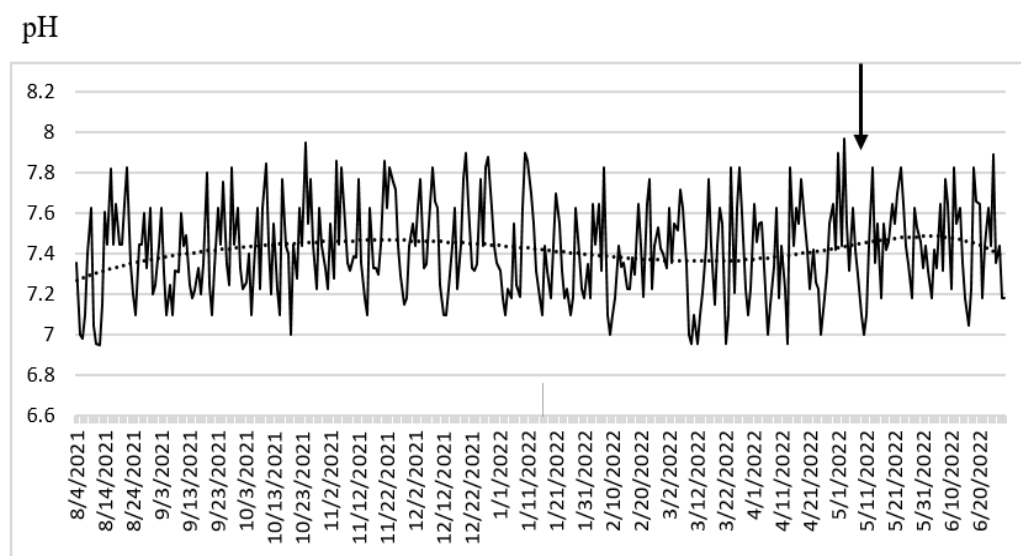


Рис. 5. Вариации параметра рН на сейсмогеохимической станции Явроз.

Ступенчатый характер вариаций параметра рН, обнаруженный по данным сейсмогеохимической станции Шаамбары, также наблюдался ранее в дальней зоне в период подготовки сильного корового Сарезского землетрясения М 7,2 7.12.2015 г. с эпицентром в центральной части Памира и глубиной гипоцентра 30 км по данным ст. Ходжа-Обигарм (рис. 2,6) [3,6]. Стрелкой на рис. 6 показан момент землетрясения. Эпицентральное расстояние станции Ходжа-Обигарм составило около 350 км. Примерно с июня до середины августа произошло небольшое повышение рН примерно на сотые доли ед. В третьей декаде августа наметилось явное понижение рН от 7,81 до 7,40 ед. к середине сентября. После спада возникала небольшая бухтообразная вариация, которая завершилась к моменту землетрясения, и, как показали дальнейшие наблюдения в 2015 г. и в 2016 г., фоновый регулярный уровень рН понизился до нового уровня в 7,42 ед. Таким образом, постсейсмический эффект остаточных напряжений земной коры составил примерно 0,40 ед. рН.

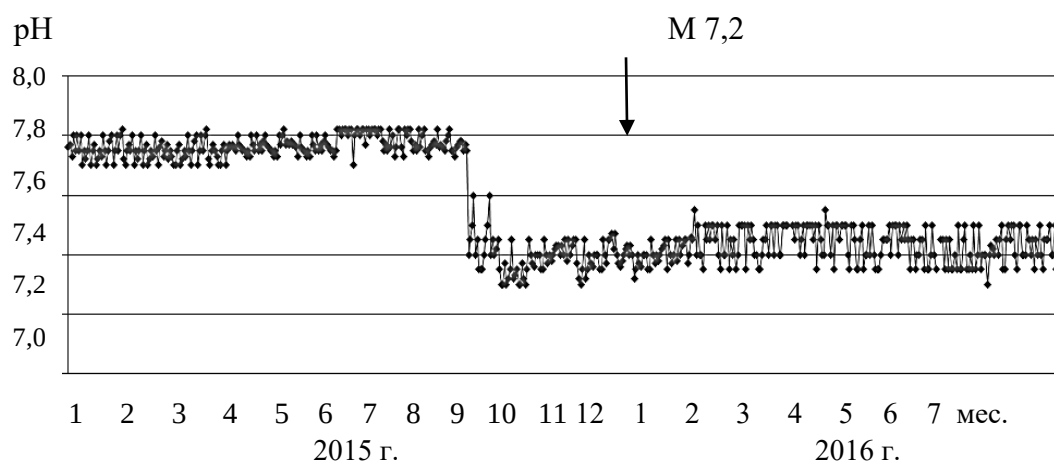


Рис. 6. Вариации рН по данным станции Ходжа-Обигарм в 2015 и 2016 гг. [3,6].

Согласно эмпирическим данным об аномалиях в ходе гидрогеохимических параметров, чем больше магнитуда землетрясения, его энергетический класс, тем на более дальних расстояниях они проявляются и больше их длительность, в соответствии с тем, что для больших магнитуд большие области подготовки земной коры подвергаются напряжениям и деформациям [7-9]. Обнаруженные аномалии рН составляют по длительности несколько месяцев и могут относиться, согласно известным моделям подготовки тектонических землетрясений [10], к среднесрочным [11].

Оценим линейные размеры зоны аномальных деформаций земной коры, R , в км, вызванные подготовкой Байсунского землетрясения, согласно известной формуле –

$$\log R = 0,42 M.$$

Для Байсунского землетрясения, с $M \approx 6$, размеры зоны аномальных деформаций земной коры оказываются равными примерно 330 км, что вполне покрывает район расположения сейсмогеохимических станций Шаамбары, Обигарм, Явроз и Ходжа-Обигарм и поэтому ожидания возможности возникновения гидрогеохимических аномалий здесь оправданы.

Проявление гидрогеохимических аномалий в период подготовки Байсунского землетрясения 12 мая 2022 г. на эпицентральных расстояниях 160-260 км согласуется с оценками, приведёнными в работе [7]: для землетрясений с магнитудой 6 максимальная дальность проявления составляет около 200 км. Однако они значительно меньше значений, получаемым согласно эмпирическим формулам работ [8,9]. По-видимому, это объясняется тем, что зависимости [7] относятся к среднесрочному типу, а [8,9] – к краткосрочному, либо играют роль особенности геологического строения и динамики гидрорежима Таджикской депрессии, в т.ч. обусловленные прохождением разломных зон, по которым, по причинам их раздробленности, трещиноватости и пористости, флюиды могут распространяться на расстояния в сотни и тысячи км [12].

Различия в ходе аномальных вариаций параметра рН, обнаруженные по данным сейсмогеохимических станций Шаамбары и Обигарм, могут свидетельствовать о неодинаковости динамики геологических структур, разломных зон в окрестностях этих пунктов, а также реакции флюидов на изменения тектонических напряжений.

Обнаруженная ступенчатость в вариациях параметра рН может свидетельствовать об остаточных эффектах динамики режима подземных вод во время развития сейсмотектонических циклов. Известно, что тектонические процессы, в т.ч. сейсмотектонические, могут приводить к открытию или закрытию потоков подземных вод, в результате – закрываются или открываются родники, фонтанирует из-под земли вода, осушаются колодцы, изменяются уровни воды в скважинах. Поэтому подвижки земной коры во время развития сейсмотектонических процессов вполне могут приводить к изменениям гидрорежима и гистерезису в динамике параметра рН на месторождениях подземных термальных минеральных вод, и временной ход аномалий, т.о., может быть отличным по форме от «бухтообразного».

Литература:

1. Садовский М.А., Авсюк Ю.Н., Барсуков О.М. Геофизические и геохимические предвестники. «Научная программа по исследованиям предвестников землетрясений». Москва: ИФЗ АН СССР, 1981, 265 с.
2. Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Ниязов Д.Б., Норова Г.Б., Усупов Ш.Н. Некоторые характеристики динамики параметра рН подземных вод по данным наблюдений на территории Таджикистана. Научный журнал ТНУ «Наука и инновации», Серия естественных наук, №1, Душанбе: «Сино», 2017, с. 46-56.
3. Саломов Н.Г., Норова Г.Б. Сейсмогеохимические исследования на месторождениях подземных термальных вод Таджикистана 2001-2005 гг. В сб.: Актуальные проблемы научных исследований сейсмоактивных территорий. Душанбе: «Азия-принт», 2007, с. 102-106.

4. Мавлянов Г.А., Касимов Х.К., Султанходжаев А.Н., Хасанова Л.А., Закиров Д.М., Кенесарин Н.А. Гидрогеохимические особенности подземных вод некоторых сейсмоактивных районов Узбекистана. Ташкент: «Фан», 1973, 95 с.
5. Султанходжаев А.Н., Зиган Ф.Г. Методические рекомендации к гидрогеосейсмологическим исследованиям. Ташкент: Фан, 1980, 52 с.
6. Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Старков В.И., Старкова Э.Я., Шозиёев Ш.П. Сейсмогеофизические исследования на территории Таджикистана и проблемы прогнозирования землетрясений. ГеоРиск, №1, 2017, с. 20-28.
7. Саломов Н.Г., Мирзоев К.М., Попова Г.Д. Поиск геохимических предвестников на Душанбинском геофизическом полигоне. Сб.: Прогноз землетрясений, №1. Душанбе: «Дониш», 1982, с. 219-241.
8. Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния. Докл. АН СССР, т. 245, №4, 1979, с. 825-828.
9. Султанходжаев А.Н., Латипов С.У., Закиров Т.З., Хамидов Л.О. О возможности прогноза места возникновения ильных землетрясений по вариациям радона. Узб. геол. журнал, №3, 1977, с. 39-43.
10. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: «Наука», 1991, 219 с.
11. Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. Москва: «Наука», 2006, 254 с.
12. Рикитаке Т. Предсказание землетрясений. Москва: «Мир», 1979, 388 с.

РЕЛЬЕФ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТОНИКИ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р.АХАНГАРАН, ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЙ РЕГИОН)

Курбанова Д.У.*, Абдувалиев А.А.*, Нурмухамедов И.И.*

**Институт геологии и геофизики Госкомгеологии РУз.*

Образ рельефа Чаткало-Кураминского региона контрастен и многообразен: от высоких горных вершин уступов, высокогорного плато и скальных обрывов до низменных речных террас. Тем не один из главных факторов, определяющих основные черты рельефа, это незаметные внешне тектонические движения земной коры влияющие и на облик территории, и на набор экзогенных процессов, которые меняют ее особенности. Первые сведения о характере рельефа были опубликованы в работах А.С. Аделунга, Н.П. Васильковского и др.[1, 2]

В Чаткало-Кураминском регионе выполнен большой комплекс региональных исследований и является одним из хорошо изученных районов в геологическом отношении. В результате проведенных работ были составлены геологические и специальные карты различных масштабов. При проведении геоморфологической съемки масштаба 1:50000 (Н.Г. Гнида, А.В. Шапошников и др.) были установлены некоторые особенности морфологии рельефа, современных денудационных (рельефообразующих) процессов, а также образования неотектоники.

В настоящее время на площади исследования могут быть выделены следующие этажи или уровни рельефа, отвечающие крупным циклам денудации четвертичного периода:

1. Рельеф современного или сырдарьинского времени Q_{IVsd} .
2. Рельеф голодностепского цикла Q_{IIIgl} .
3. Рельеф ташкентского цикла $Q_{II\tau\delta}$.
4. рельеф сохского цикла Q_{Ish} .
5. Рельеф дочетвертичного (палеоген-неогенового) времени P и N .

Формы рельефа перечисленных выше денудационных уровней, соответствующих четырем циклам денудации четвертичного периода, начиная от более молодых к древним.

Касаясь вопроса о влиянии неотектоники на рельеф района, следует отметить, что оно проявляется на самых различных по возрасту элементах рельефа, вплоть до современных пойм и русел саев, но гораздо более отчётливо наблюдается на более древних формах рельефа, вплоть до сохского и ташкентского цикла денудации.

Воздействие неотектоники, несомненно, в наименьшей степени коснулась и дочетвертичных элементов рельефа. Анализ рельефа и особенностей геологического разреза площади позволяет достаточно отчётливо выделить два участка:

1. Юго-восточная окраина массива Бабайтаг с его южными склонами;
2. Древняя долина р.Ахангаран в геоструктурном отношении соответствующая в общем Ангреной депрессии (или грабен-синклинали)

Анализ рельефа и современных денудационных процессов позволил выявить некоторые особенности неотектоники данного района. Установлено, что новейшие тектонические движения проявились на всех без исключения участках исследуемой площади [3,4,5]. Проявление этих движений наблюдается на самых различных по возрасту элементах рельефа – от древних (дочетвертичных) до самых молодых (современных) включительно. Среди форм рельефа четвертичного возраста более интенсивные движения и отчетливые следы их проявления наблюдаются на поверхностях ташкентского (Q_{nts}) и сохского (Q_{sh}) циклов. На различных элементах рельефа указанных циклов (склоны речных долин, террасы, конусы выноса) новейшие движения проявляются по-разному [4].

На останцах террас они часто сказываются в смещении или разрушении их площадок вдоль определенных, линейно ориентированных зон, в резком аномальном изменении высоты и типа строения фрагментов террас на смежных участках. Примеры таких явлений довольно многочисленны и сравнительно хорошо выражены на левобережье р. Ахангаран от Нишбашая на северо-востоке до Абджазая на юго-западе. Приуроченность некоторых мелких саев и сухих ложин к ослабленным зонам и особенности рельефа позволяют предположить, что некоторые из наиболее крупных притоков р. Ахангаран были заложены вдоль таких ослабленных зон. Анализ данных свидетельствует о наличии таких зон вдоль отдельных отрезков долин - притоков р.Ахангаран.

Такие ослабленные зоны с фрагментами новейших разрывных нарушений наблюдаются по Гульдураме и Кашка-саю от устья Атчисая до Кубая и по Кандыр-саю до Кукта-сая. В междуречье Гушсай-Сегенек, наиболее интенсивно проявлена новейшая тектоника, представленная, в первую очередь, многочисленными ослабленными зонами, которые прямо или косвенно отражаются в современном рельефе площадью около 4,6 км². Особенно активно ослабленные зоны проявились в верхнем течении Атчи-сая.

Литература:

1. Аделунг А.С. Западная часть Чаткальского хребта. Ангреное плато и восточная оконечность Кураминских гор. Геология Уз.ССР, т.1. ОНТИ. Л.1937.
2. Васильковского Н.П. Геологическое строение реки Ангрен. Уз.ФАН. 1941. 23 с.
3. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим. 1986, 314 с.
4. Ниязов Р.А. Оползни Узбекистана // Т.: ГП «Институт ГИДРОИНГЕО». 2015. 207с.
5. Ярмухамедов А.Р., Денисов Р.И. О палеосейсмодислокациях Чаткало-Кураминского региона// Geologiyamineralresurslar. 2003. № 5. С.27-36.

ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ДЕШИФРИРОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Курбанова Д.У.*, Джамалова Г.Н.*

**Институт геологии и геофизики Госкомгеологии РУз.*

Выявления кольцевых структур Чаткало — Кураминского региона на основе дешифрирования космо-фото снимков было положено О.С.Борисовым и А.К.Глухом [1], в которой отсутствует выделение грабен. В последующих работах А.К.Глух уже приводит характеристику ряда этих вулcano-структур района.

В морфологическом облике Чаткало-Кураминского региона отчетливо выражены черты связей рельефа со структурами (рис.1.). Повсеместный характер проявления новейших тектонических движений определяет черты современного рельефа.

Район принадлежит к тектонической области, подвергшейся неоднократным, вплоть до новейших, деформациям, представляя район блоковой (складчато-блоковой) тектоники с выражением в рельефе обновленных разломов, унаследованных от древних [2, 3,4]. Для района характерна пространственная преемственность в развитии молодых структурных форм от более древних. Практически почти все разломы являются в регионе унаследованными и обновленными, что способствует их дешифрированию.

При этом в рельефе проявляется лишь одна или немногие черты древних структур. Например, герцинские структуры района (северо-восточного простираия) четко дешифрируются, выражены в современном рельефе района и являются обновленными. [1]

Связь современного рельефа с неотектоникой лежит в основе метода геологического дешифрирования данных дистанционного зондирования Земли. Направленность и интенсивность тектонических движений приводит к многообразию геоморфологических особенностей и различной степени геологической дешифрируемости.

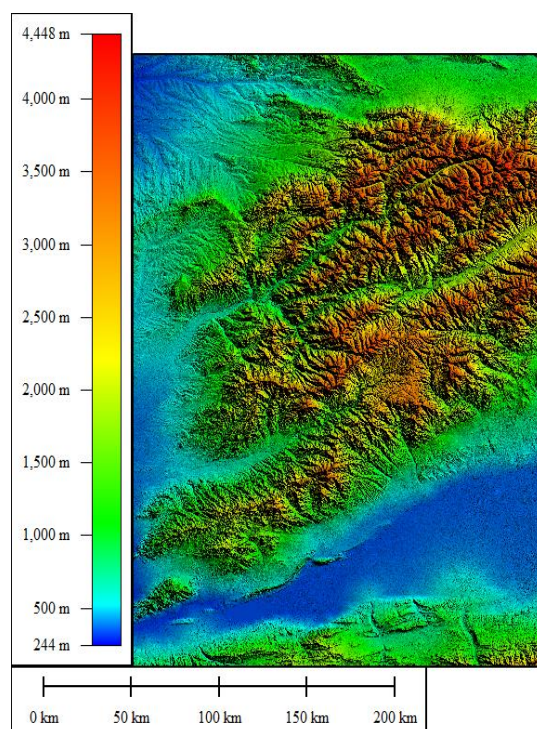


Рис. 1. Цифровая модель рельефа на основе радарного снимка

Изменение облика рельефа происходит в результате тектонической деятельности, которая, проявляясь на больших территориях, привела к формированию крупных сводовых структур и обширных поверхностей выравнивания в их пределах. Картирование поверхностей выравнивания, четко дешифрируемых на космоснимках разного масштаба в виде крупной морфологической единицы – Ангренского плато, позволяет восстановить купольную (сводовую) структуру. На северном склоне свода (хребты Каржантау, Угамский) сохранились на поверхности выравнивания отложения мезозой-кайнозоя, что предполагает предпалеогеновый возраст поверхности плато. Направленность и интенсивность тектонических движений приводит к многообразию геоморфологических особенностей и к раз различной степени геологической дешифрируемости.

Роль ландшафтных индикаторов при дешифрировании тем больше, чем более закрыт район платформенными отложениями. Черты морфологии рельефа играют важную роль при дешифрировании мезозой-кайнозойского структурно-вещественного комплекса (СВК), выделяемого на аэро- и космофотогеологических картах чаще единым комплексом. В пределах обнаженных частей региона резко возрастает роль аналогового (прямого, геологического) метода дешифрирования. Кольцевые структуры, обладают высокой степенью дешифрируемости, поскольку круг обладает большой вероятностью распознаваемости (до размеров, соответствующих масштабу МДС). Это объясняет наличие большого числа линейных и круговых объектов на схемах дешифрирования и хорошую «узнаваемость» кольцевых структур. Важно, что дешифровочные признаки разломов и кольцевых структур идентичны для всех видов и масштабов МКС - в этом важное качество последних [5].

По результатам анализа обработанных космоснимков и визуального дешифрирования составлена космоструктурная схема исследуемой территории (рис.2). На схеме отражены линейные и кольцевые структуры.



Рис. 2. Космоструктурная схема Чаткало-Кураминского региона.

Литература:

1. Борисов О.М., Глух А.К. Кольцевые структуры Чаткальского региона (Срединный Тянь-Шань) //Узбекский геологический журнал. Ташкент.1978. №2. С.32-35.
2. Шульц С.С. Тектоника земной коры (на основе анализа новейших движений). Л.:Недра, 1979. 272 с.
3. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим. 1986. 247 с.
4. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука. 1983. 224 с.
5. Эргашев Ш.Э., Асадов А.Р. Методическое пособие по использованию материалов дистанционных съёмок. Ташкент: ИМР. 2001. 202 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫСОКОТОЧНОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ НА ТЕРРИТОРИЯХ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РЕГИОНОВ УЗБЕКИСТАНА

Максудов С.Х.*, Туйчиев А.И.*, Юсупов В.Р.*, Сагдуллаева К.А.*,
Исраилов Х.Б.*

**Институт сейсмологии АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан*

В рамках многолетних геомагнитных исследований в Институте сейсмологии Академии наук Узбекистана по проблеме прогнозирования сильных землетрясений была разработана методика высокоточной магнитной съемки [1]. Она универсальна и успешно может быть применена для решения геолого-разведочных задач. В рамках программы интеграции науки и производства данная методика впервые была апробирована в 2005 году при выполнении НИР в северо – западной части хребта Северный Нуратау (площадь Кызылча).

Высокоточная магнитная съемка применялась в рамках фундаментальных и прикладных тем Института геологии и геофизики Академии наук РУз в течение 2009-2011 гг. на территории Алмалык – Ангренского рудного региона [2,3].

Составлена карта аномального поля площади Ергашсай [4]. Площадь по характеру аномального магнитного поля делится на две части. Первая – восточная и северо – восточная части – характеризуется аномалией магнитного поля положительного знака. Вторая – южная, западная и северо – западная части – характеризуется отрицательным аномальным полем. В первой части площади развиты исключительно аляскиты. Во второй части распространены щелочные онгорилиты после кызылнуринского возраста и граносиениты. Результаты магнитной съемки на этой площади оказались эффективными и информативными при картировании петрографически разных пород. На аномальном поле также четко выделены «обеленные» породы и зоны разломов [4].

В последующем магнитная съемка проводилась в рамках инновационных проектов, хоздоговорных работ с производственными организациями Госкомгеологии РУз. Съемка проводилась на территориях Восточного Букантау, северных склонов Северного Нуратау.

Проведенные высокоточные магниторазведочные съемки на территории Окжетпесского рудного поля показали, что магнитное поле площади имеет положительное значение и изменяется в пределах 80-135 нТл [5]. По площади поле изменяется очень плавно, без резких градиентов. Не наблюдались какие – либо значительные аномалии, связанные с конкретными разновидностями пород на поверхности, рудными телами или зонами, а также зонами разрывных нарушений различной ориентации. Территория Окжетпес сложена мраморизованными известняками, карбонатными породами и песчано – сланцевыми образованиями [6]. Они являются немагнитными. Магматические породы, выходящие на дневную поверхность на северной части площади (порфириды и кварцевые диориты) также никак не выделяются на карте магнитного поля. Развитые на глубине 1.0-1.5 км сланцы, кремнистые карбонатные породы и гранит также являются немагнитными [6]. В целом, как показали результаты детальной магнитной съемки, территория Окжетпесского рудного поля оказалась не информативной из-за одинаково слабой намагниченности всех видов пород.

В течение 2013-2017 гг. на территории Восточного Букантау были проведены высокоточные магниторазведочные работы на основе гражданско – правового договора с КГСПЭ Госкомгеологии РУз. Территория охватывала площади Турбай, Саутбай, Сарытау, Катыртас, Джетымтау – I, Джетымтау – II, Кииктау, Тохтатау и другие [7,8]. Следует отметить, что территория закрыта на 80% осадочным чехлом и она слабо изучена по сравнению с её западной частью. Проложены магнитные маршруты с общей протяженностью более 2910 км с 5800 пунктами съемки. Густота маршрутов и количество пунктов съемки позволяют данную съемку считать как площадная.

В результате проведенной магнитной съемки выявлено около 30 магнитных аномалий. Большинство из них не отмечены аэромагнитной съемкой [9]. Они имеют различную ориентацию, интенсивность, форму и размера. По 29 профилям произведена интерпретация магнитной аномалии. Определены глубина кровли, ширина и эффективная намагниченность магнитовозмущающих тел. Одной из интересных, в магнитном отношении, площадей является территория Джетымтау – I. Территория обладает магнитной аномалией, интенсивность которой увеличивается в северном направлении. Данная территория обладает также аномальной электропроводностью, которая была установлена специальными геомагнитными исследованиями. Выяснение природы этой аномалии может дать важную информацию в отношении перспективности этой территории на комплексную рудоносность.

Высокоточная магнитная съемка на территории месторождения Чимкурган (Джизакская обл.) была проведена в 2017 – 2018 гг.[10]. Съемка проводилась по маршрутам северо- западного, северного, северо – восточного и субширотного направлений. Расстояние между маршрутами составляло от 100 до 500м. Расстояние между пунктами съемок варьировалось от 15 до 50 метров. Составлена карта аномального магнитного поля месторождения и прилегающих территорий. Общее фоновое значение поля составляет порядка 50 ± 5 нТл. На этом фоне оконтурена площадь аномального магнитного поля. Аномалия имеет субширотное простирание, протяженность около 12 км, ширина 3-4 км. Аномальное поле имеет положительные (до 1560 нТл) и отрицательные (до -750 нТл) значения. Отрицательная аномалия расположена с северной стороны от положительной. По 13 аномальным маршрутам на территории месторождения рассчитаны параметры магнитовозмущающих тел. Рассчитанная глубина магнитовозмущающих тел составила от 50 до 316 м, ширина от 90 до 670 метров. По восьми профилям на местах максимальных значений аномального магнитного поля заданы скважины. В результате на шести из них пересечены рудные тела. Результаты магниторазведочных работ на территории месторождения Чимкурган оказались весьма информативными и эффективными[11].

Месторождение Темиркан расположено в северо – западной части Передовой гряды хребта Писталитау. Магнитная съемка на территории месторождения была проведена в 2017-2018 гг. Съемка проведена по маршрутам, проложенным в северо – западном, северном, северо – восточном и восточном направлениях. Расстояние между маршрутами составляло от 100 до 500 м. Расстояние между пунктами варьировалось от 10 до 50 м[12].

Составлена карта аномального магнитного поля месторождения и прилегающих территорий. Территория месторождения Темиркан отмечена аномальным магнитным полем. Аномальная зона имеет субширотное простирание, протяженность около 4,5 км, ширина 2,2 км. Ширина определена с включением зоны отрицательной аномалии, которая расположена с северной стороны положительной. Максимальное значение аномалии доходит до 1080 нТл, а минимальное значение до минус 258 нТл. По пяти маршрутам на территории аномальной зоны определены параметры магнитовозмущающих тел. Глубины составляют от 186 до 260 метров, ширина тел меняется от 343 до 445 метров. Уголь падения тел составляет 72° - 73° на север. Рудная зона подтверждена пробуренными скважинами.

На территориях Амандары, Устахана, Караханысеверных предгорий Северного Нуратау в 2018 году проведена рекогносцировочная магнитная съемка по отдельным маршрутам. В результате выявлено аномальное магнитное поле с значениями от минус 520 до 2120 нТл. Площадь Амандара расположена в западной части крупной магнитной аномалии субширотного простирания. На площади Амандара для маршрута с максимальным значением магнитного поля определены параметры магнитовозмущающего тела, кровля которого расположена на глубине 46 м, ширина тела 90 м, наклонение на север под углом 72° .

Вся исследованная территория (Чимкурган, Егербелитау, Темиркан, Амандара и др.) обладает геофизической особенностью – аномальной электропроводностью. Эта осо-

бенность, установленная ранее исследованиями регионального характера [13,14], подтверждена нашими исследованиями детального характера.

Заключение. Высокоточная магнитная съемка на территориях Алмалык – Ангренского, Восточного – Букантауского и Северо – Нуратинского рудных регионов дала оперативную и весьма интересную информацию в опережающем этапе геологоразведочных работ. Как известно, отмеченные территории покрыты на 80-85 % мезозой – кайнозойскими породами. Пробуренные скважины по данным магнитной съемки на территории Северного Нуратау дали высокие результаты по выявлению железорудных тел.

Литература:

1. Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И. Способ прогнозирования землетрясений Журнал Патентного ведомства РУз., 1999, №4, предварительный Патент №6076
2. Максудов С.Х., Пак В.А., Каримова Г.Г., Умарова М.Э., Джураев И. Некоторые результаты применения высокоточной магниторазведки для выявления рудных объектов на площади Ерташсай в Ангренском районе Геология и минеральные ресурсы, 2010г., №3. С. 17-20.
3. Максудов С.Х., Пак В.А., Каримова Г.Г., Исроилов Х.Б. Некоторые новые данные о глубинном строении Алмалык - Ангренского района по материалам частотного сейсмологического зондирования и высокоточных магнитных исследований. Сборник тезисов Республиканской научно-технической конференции. «Приоритетные направления геологического изучения недр, гидрогеологических и инженерно-геологических исследований в Республике Узбекистан». ГоскомгеологииРУз, ИМР. Ташкент, 2011, С. 33-35.
4. Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Сайдыганиев С.С., Суюдилова Г.М. Щелочные онгориолиты Ерташская (Алмалык – Ангренский горнорудный район, Срединный Тянь - Шань). // Геология минеральные ресурсы. 2006. №6. С.11-15.
5. Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р., Кремнев И.Г. Высокоточная магнитная съемка на территории Окжетпесского рудного поля. // Материалы Международной конференции Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистан. Часть -1. ГП «НИИМР» Ташкент. 2016. С.290-292.
6. Фузайлов И.А. О внутреннем строении палеозойского фундамента Центральных Кызылкумов. Узб.геол. журн. 1969. №5. С. 23-29.
7. Максудов С.Х., Кремнев И.Г., Рустамов А.И., Смирнов А.Н., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р., Предварительные результаты высокоточных магниторазведочных работ на территории Восточного Букантау. Материалы научной конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении», 5-6 мая 2015, Ташкент, ИГГ АН РУз, С.43-46.
8. Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р., Кремнев И.Г., Рустамов А.И., Смирнов А.Н. Результаты высокоточной магнитной съемки на территории Восточного Букантау Интеграция науки и практики как механизм эффективного развития геологической отрасли Республики Узбекистан. Материалы Международной научно-технической конференции. Часть -1. ГП «НИИМР» Ташкент. 2016. С. 292-293.
9. Островский Э.Л., Кремнев И.Г. Аэрогеофизические методы при поисках рудных месторождений. Разведка и охрана недр. 1980, №9. С.39-42.
10. Максудов С.Х., Смирнов А.Н., Юсупов В.Р., Ядигаров Э.М., Шукуров З.Ф. Первые результаты магнитной съемки на территории Чимкурганского месторождения Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении. Материалы научно-практической конференции 11-12 сентября 2017г. Ташкент, ГП «НИИМР», 2017. С. 247-249.

11. Максудов С.Х., Юсупов В.Р., Ядигаров Э.М., Шукуров З.Ф., Смирнов А.Н. Магниторазведочные работы на территории Чимкурганского железорудного месторождения. // ГП «Институт минеральных ресурсов» Материалы Международной научно-технической конференции 17 августа 2018г. С.248-250
12. Максудов С.Х., Юсупов В.Р., Ядигаров Э.М., Шукуров З.Ф., Смирнов А.Н., Мусаев У.Т. Предварительные результаты магниторазведочных работ на территории месторождения Темиркан. // ГП «Институт минеральных ресурсов» Материалы Международной научно-технической конференции 17 августа 2018г. С.250-251.
13. Бабаджанов Т.Л., Басов М.Д., Гатина Р.М. и др. ЮжноТянь-Шанская аномалия электропроводности. Физика Земли. 1968, №7. С.79-90.
14. Муминов М.Ю., Шапиро В.А., Абдуллабеков К.Н. Региональная аномалия электропроводности по материалам высокоточной магнитометрии в Узбекистане // Узбекский геологический журнал 1986. №4. С. 20-24.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГОР КУЛЬДЖУКТАУ

Миркамалов Р.Х.* , Узоков Р.Т. , Темуров Б.З.*****

ГУ «Институт минеральных ресурсов», **ИГиГ им. Х.М.Абдуллаева, *ГУ «Институт минеральных ресурсов»*

Центрально-Кызылкумский регион является фрагментом Туранской эпипалеозойской плиты, фундамент которой обнажается из-под мезозой-кайнозойского чехла в отдельных горных возвышенностях. Горы Кульджуктау, представляют собой альпийское поднятие, с ограниченное крутопадающим взбросами широтного (тянь-шаньского) направления, а с юга полукольцевой структурой. В горной части поднятия обнажаются осадочные и магматические породы палеозоя, которые обрамлены меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. В тектонической структуре гор Кульджуктау можно выделить три структурных этажа: каледонский, герцинский и альпийский.

Горное сооружение пересекается рифтогенная структура (простирается 100-280 градусов) заполненная олистостромовой толщей таушанской свиты (С₂₋₃), прорванной кульджуктауским габбро-гранитным комплексом среднего карбона и пермским центрально-кульджуктауским диорит-гранитоид-порфирами. К рифтогенным комплексам можно отнести и кынгырский габбро-монзонит-сиенитовый С₂ кп.

Таушанская свита сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами и алевропелитами. Иногда конгломераты чередуются с валунниками, которые Я.Б.Айсанов (1978) выделял как камыстинскую свиту. Кроме того, для свиты характерны олистолиты и олистоплаки карбонатных пород мощностью до сотен метров и длиной по простиранию до нескольких километров. Крупные экзотические тела сопровождаются характерным шлейфом обломков пород разного размера. В этих обломках, в олистолитах и олистоплаках в разное время, разными авторами (В.А.Захаревич, 1939; А.К.Бухарин, 1985; В.М.Железнов) были найдены силурийские, девонские и раннекаменноугольные органические остатки, в связи с чем свите придавался разный возраст от силура до карбона. Учитывая олистостромовую природу толщи, возраст ее определяется по самой молодой фауне как средне-верхнекаменноугольный. Эта толща является латеральным аналогом маргузорской свиты гор Каратюбе (Федоров и др., 2016).

Закрытие рифтогенной структуры произошло в результате надвига южного борта на северный с формированием в двух линейно вытянутых в широтном направлении тектонических пластин: автохтон (северный блок) и аллохтон (южный блок). Эти пластины имеют схожее строение с небольшими различиями в основании и верхних частях разреза. Формирование олистостромы происходило во время завершающего этапа развития (закрытия) рифтогенной структуры, в ходе которой произошел надвиг южного блока на се-

верный. Как результат - микститовый комплекс таушанской свиты занимает промежуточное положение между автохтоном и аллохтоном, в поднадвиговой позиции, кроме того, он встречается вдоль оперяющих главный надвиг разломов, маркируя подошву паравтохтона и параллохтона.

Основание автохтона сложено казакауской, ойдынбулакской, янгиказганской и учкудукской свитами, которые формируют аккреционный комплекс, перекрытый детритовыми известняками учкудуктауской свиты.

Выше залегает карбонатная формация мощностью до 3500 м, включающая дженгельдинскую, башгужумдинскую, туркментаускую, султанбинскую, шайдаразскую, туркменказганскую и бельтаускую свиты. Эта формация имеет внутри себя непрерывное согласное наложение, при этом, нижняя часть разреза характеризуется преобладанием доломитов, а верхняя – большей ролью известняков, повышенной битуминозностью и обилием органического детрита. Позднедевонская часть разреза представлена плитчатыми среднеслоистыми известняками.

Аллохтонная пластина также сложена двумя группами свит. В основании первой залегает флишевая толща (шурукская свита) с горизонтами гравелитов, включающих олистолиды кремней и известняков. Возраст определяется по фауне из карбонатных глыб, время формирования матрикса нуждается в уточнении. Дарбазинская свита, залегает на шурукской, она сложена песчаниками, гравелитами, эффузивными породами риолитового состава.

Залегаящая выше кремнисто-карбонатная формация (дженгельдинская, башгужумдинская, туркментауская и арапказганская свиты), имеет мощность около 3000 м. Нижняя часть разреза формации характеризуется наличием почти исключительно карбонатных пород и практически идентична соответствующей части разреза автохтона, а верхняя (арапказганская свита D₁₋₃) отличается большей ролью кремнистых пород, особенно в основании, и преобладанием известняков над доломитами. В низах свиты широким развитием пользуются кремнисто-кварцевые яшмовидные породы черного цвета, которые постепенно сменяются известняками.

К постнадвиговым внутриплитным магматическим комплексам относятся тозбулакский лейкогранитовый Рт и южнотяньшанский щелочнобазальтоидный Т₂₋₃ ют.

Золоторудная минерализация гор Кульджуктау, в частности, рудопроявления Таушан и Янгиказган приурочены к шовной зоне рифтовой структуры и находятся в поднадвиговой (подэкранной) позиции. Редкометальная минерализация приурочена к пегматитам кульджуктауского комплекса. Повышенные содержания редкоземельных элементов связаны с зонами альбитизации лейкогранитов тозбулакского комплекса.

Месторождение графита связано тектоническими контактами габброидов Бельтауского интрузива, при этом, необходимо отметить, что углеродистый метасоматоз, связанный с поступлением углеродистого вещества по разломам рифтогенной структуры, охватывает породы в интервале от ордовика до перми, однако не затрагивает триасовые дайки южнотяньшанского комплекса, что может свидетельствовать о его неоднократных проявлениях (Абдуллаев, 1953), либо о его раннетриасовом возрасте.

Литература:

1. Айсанов Я.Б., Егоров А.И. Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. Т. Фан. 1978. 120 с.
2. Бухарин А.К. Стратиграфия и литология среднекаменноугольных отложений Центральных Кызылкумов. Автореф. канд. дисс. Л. 1964. 36 с.
3. Лихачев Ю.А. и др. Тектоника палеозойского фундамента Кызылкумов. В кн. Проблемы нефтегазоносности Средней Азии. вып. 15, Л. Гостоптехиздат. 1963. 420 с.
4. Федоров Е.Г., Миркамалов Р.Х., Диваев Ф.К. Олигостромовые толщи Западного Тянь-Шаня, их генезис и возраст // Геология и минеральные ресурсы. 2016. №3. С. 3-12

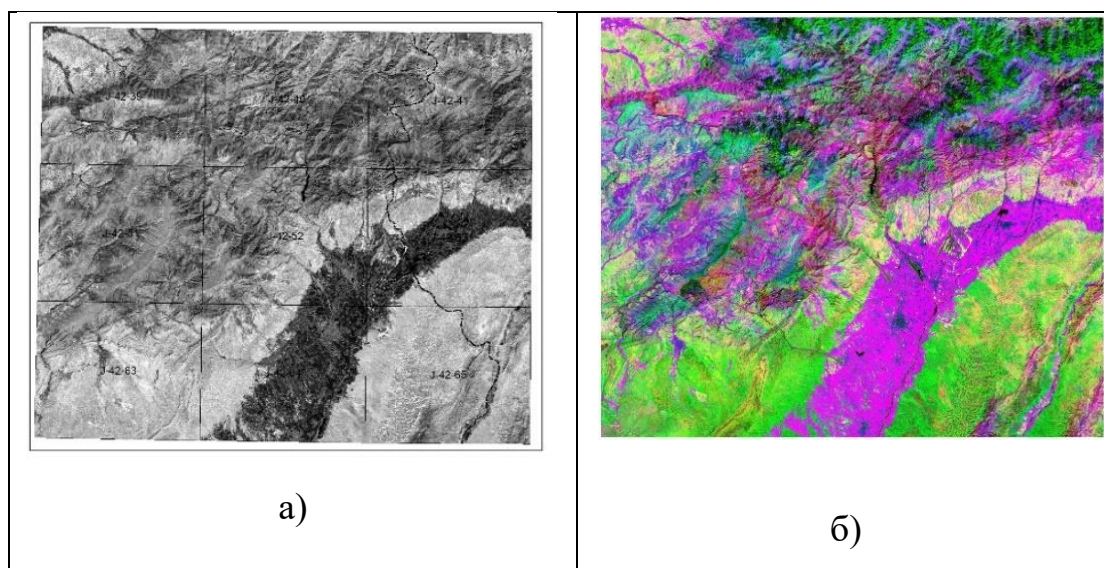
5. Абдуллаев Х.М., Хамрабаев И.Х., Шарафиев М.Ш. К вопросу о графитизации в горах Кульджуктау. Зап. Узб. отд. ВМО, Ташкент 1953. вып. IV. С. 9-30.

КОСМОГЕОЛОГИК ТАДҚИҚОТЛАР АСОСИДА ЖАНУБИ-ҒАРБИЙ ҲИСОР ТИЗМАСИДАГИ (ЯККАБОҒ ТОҒЛАРИ) ТОҒ ЖИНСЛАРИ ВА МИНЕРАЛЛАРИНИ АВТОМАТИК ХАРИТАЛАШ

**Норбобоев У.О.*, Менгнийёзов Ф.Х.*, Мирсаяпов Р.И.*, Рўзиев С.К.*,
Зайниддинов Ф.А.*, Муротов Ф.Б.*, Қурбонмуродов Ш.Д*., Вахитова Д.Н.***
**Минерал ресурслар институти ДМ*

Жанубий Ўзбекистон ҳудудида жойлашган 1:100 000 миқёсдаги космогеологик изланишлар олиб борилаётган тадқиқот майдони геоморфологик жиҳатдан мураккаблиги ва геологик ёши протерозой эрасидан тортиб кайназой ётқиқлиқларигача очилмаларнинг кенг қамровда ўзгариши билан тавсифланади. Бу эса ҳудуднинг замонавий рельефида ўзига хос мураккаб геологик-тектоник тузулишни акс эттиради.

Ерни масофадан зондашнинг рақамли космик тасвир маълумотларини бирламчи ва махсус спектрал қайта ишлаш учун Envi, ERDAS IMAGINE, ArcGIS, Global Mapper дастурларидан фойдаланилди. Ҳозирги кунда тадқиқот ишлари Жанубий Ўзбекистон ҳудудида олиб борилиб дастлабки ишлар компьютер дастурларида талқин қилинди. Бу талқин қилиш жараёнида космик суратларга бир нечта кидирув, масофавий асос ва дешифровкалаш ишлари учун керак бўладиган усуллар бўйича қайта ишлаш ишлари олиб борилди: PCA, HIS, CC, KIRSCH ва COBEL каби усуллардан фойдаланилди.



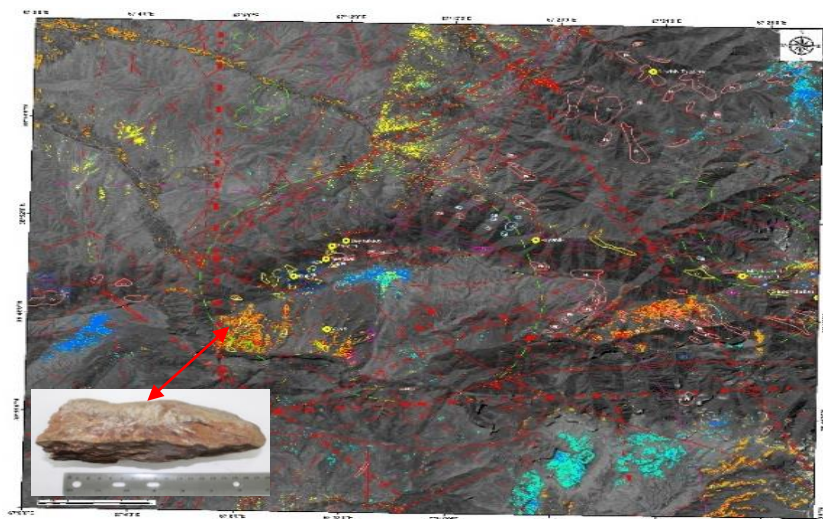
**1-расм. Жанубий Ўзбекистон ҳудудининг мултиспектрал космик тасвирларига
компьютер дастурлари орқали талқин қилиш.**
(а-дастлабки олинган мултиспектрал космосурат б-РСА талқини услуби)

Талқин қилиш усуллари ичида РСА талқини услуби дешифровкалашда ва талқин қилишда иштиқболли майдонларини, минераллашув зоналарни ҳамда тектоник ўзгаришга учраган тоғ жинсларини (ер юзаси бўйича) чегараларини, уларни тарқалиш ареолларини аниқлашда етакчи ўринларда туради.

Кейинги этап ишлари эса геологик, тектоник, геофизик ва бошқа услублар билан қилинган ишларни таҳлил қилиш.

Компютер дастурида охирги талқин қилиш усули бу бевосита минераллар ва аномал зоналарни қидиришдан иборатдир. Бу талқин услуби кўп вақт ва теран ёндошувни талаб этади. Сабаби ҳар бир жараён маълум геологик ишлар билан биргаликда талқин қилинса бу жараён эса мутахассис ва унинг салоҳиятига боғлиқ бўлади. Бу қидирув иши ERDAS IMAGINE дастурида олиб борилади. Бу дастурнинг спектрал кутубхонасида ҳар бир минералнинг спектрал белгиси жойлаштирилган. Тадқиқот ҳудуди бўйича ўтказилаётган интерпритация ишлари бевосита ана шу спектрал белгилар асосида олиб борилади. Яни тадқиқот ҳудудининг маълум спектрал хусусияти ана шу кутубхонадаги эгри чизикларга мос келганда (мисол учун сульфидли тоғ жинслапнинг спектрал эгри чизиги кутубхонадаги эгри чизик билан мос тушса ишчи космик тасвирда) аномалия ҳосил бўлади. Шу тарзда ҳар бир минерал тури бўйича алоҳида ишлар ўтказилади. Баъзи жараёнларда мустасно ҳолатлар ҳам кузатилади. Сабаб тоғ жинси бир ҳил бўлгани билан ундаги спектрал хусусияти бир биридан фарқланади, бу эса тоғ жинси ҳосил бўлиш жараёни ва кейинги метаморфизм жараёнлар ҳам муҳим факторлар саналади. Шу вақтдаги талқин жараёни мутахассис бошқа геологик ишлар мисол учун геохимик таҳлил, минералогик таҳлил ва бошқа геологик ишларга таянган ҳолда ишлар олиб боириши зарур. маълум тажриба ва кўникмаларига боғлиқ бўлади.

Жорий талқинлаш усули Жанубий Ўзбекистон ҳудудида олиб борилиб бир нечта минераллар ва уларнинг эр юзасида тарқалиши бўйича ишлар олиб борилган. Буларга: Каолин, смитонит, алунит, церуссит ва халкозин. Расм-2.



Расм-2 Каолин, смитонит, алунит, церуссит ва халкозин

Космосуратда кўринаётган ранглар минераллашув зоналарни максимал қийматларини акс эттирган. Бу эса ўз навбатида бажарилиши керак бўладиган ишларнинг шу нуқталарга этибор қилиш кераклигини талаб қилади.

Камерал (компьютерда ERDAS IMAGINEда талқин қилиш) ишлар якунлангач дала тадқиқот ишлари ўтказилади. Аниқланган аномал зоналарини далада маршрут юрган ҳолда геологик тадқиқот ишлари орқали визуал дешифровкалашуларни таҳлил қилиш, координатавий аниқликни текшириш, намуналар олиш, уларни лаборатория таҳлилидан ўтказиш, тектоник бурмаланиш ва ер ёриқларини кузатиш ва улар билан боғлиқ минераллашув зоналарини компьютер дастурлари орқали топилган аномалиялар билан таққослашдан иборатдир.

Дала геологик маршрутлар Қашқадарё вилояти Яккабоғ туманининг Зомит, Вари, Татар участкаларида олиб борилди. Расм-3.



Расм-3 Дала геологик маршрутларидан олинган намуналар

Жанубий Ўзбекистон худудида палеозой, мезазой ва кайназой даври тоғ жинслари кенг тарқалган. Баъзи жойларда протерозой даври тоғ жинсларини ҳам учратиш мумкин. Тоғ жинсларидан интрузив тоғ жинслари буларга: гранит, андезит, гранодиорит, граносиенит, оплитларни кўришимиз мумкин. Мезозой даври ётқизикларидан қумтош, оҳактош, сланцлар ва алевросланцларни вашунингдек тўртламчи давр ётқизикларини ҳам кўриш мумкин. Тоғ жинсларидан ўтилган маршрутлар бўйича лаборатория тахлили учун намуналар олинди.

Бутоғ жинсларида оксидланиш-лимонитлашув жараёнларини кузатамиз. Тоғ жинслари ранги кулрангдан қизғиш рангача ўзгаради. Бу ҳудудни кесиб ўтган ер ёриғи шимоли-шарқдан жануби-ғарбга қараб йўналган. Тоғ жинслари баъзи жойларда кўтарилиб тушган ёки бурмаланишга учраган. Ушбу олинган тоғ жинси палеозой даври кристалланган сланци бўлиб космосуратдаги минераллашув зоналари орқали аниқланган ҳудуддан олинган. Шу билан бирга кварцнинг майда томирчаларини кўришимиз мумкин.

Жанубий Ўзбекистон тадқиқот участкасидан тарқалган тоғ жинслари асосан сланцлар, қумтошлар, гранитлардан ташкил топган. Протерозой даврининг кристалланган сланцлари, палеозойнинг С даври вахшивар свитаси интрузивлари кенг тарқалганлиги маршрут давомида ўз тасдиғини топди. Бу ҳудуднинг геологияси турли фойдали қазилмаларга бой эканлигини лаборатория тахлили учун тоғ жинслари асосан юқори аномалия берган жойдан, контакт зоналардан, кучли ўзгаришга учраган ҳудудлардан олинди. Каолин, Алунит, темирлашган минераллашув зоналари ArcGIS ва Erdas IMAGINE компьютер дастурларида кидирилган ва дала шароитида кўздан кечирилиб ўз тасдиғини топди.

Адабиёт:

1. Голованов И.М. Рудные месторождения Узбекистана. Т.: ГИДРОИНГЕО. 2001. 660 с.
2. Гоипов А.Б., Ахмадов Ш.И., Мовланов Ж.Ж. Изучение минерализованных зон гор Бу-кантау по космическим снимкам в коротковолновом инфракрасном диапазоне // Гор-ный журнал Казахстана. 2020. № 8. С. 10-14.
3. Константиновская Л. В. Дешифрование материалов съемок/ [Электронный ресурс]. <http://www.astronom2000.info/diferent/11-g/>.
4. Amri, Kamel & Rabai, Ghilles & Benbakhti, Imene & Mohamed Nadir, Khennouche. (2017). Mapping geology in Djelfa District (Saharan Atlas, Algeria), using Landsat 7 ETM+ data: an alternative method to discern lithology and structural elements. Arabian Journal of Geosciences. 10. 10.1007/s12517-017-2883-6.
5. Ciampalini, A., Garfagnoli, F., Antonielli, B., Moretti, S., & Righini, G. (2012). Remote sensing techniques using Landsat ETM+ applied to the detection of iron ore deposits in Western Africa. Arabian Journal of Geosciences. doi:10.1007/s12517-012-0725-0.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФОРМИРОВАНИЯ И СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД БОЛЬШОГО КАССАНСКОГО ГРАБЕНА

Рафиков Я.М.*

**Институт Геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева*

Кассанский грабен находится в южной части Чаткальского хребта в среднем течении р. Кассансай, протягивается в широтном направлении более чем на 15 км при ширине 3-4 км. Сложен архейскими метаморфизованными сланцами и гнейсами (семисайский комплекс) мощностью 5 км, который прорывается амфиболитами. Эти отложения обнажаются в центральной и западной части Кассанского грабена и являются его фундаментом. Выше фрагментарно залегают девонские отложения, которые лежат на архейских отложениях (катрандинский комплекс), представленные осадочной пачкой в основании туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, андезитами, маломощными линзами известняков. Пермский вулканогенный тип разреза приурочен к центральной части грабена к зонам глубинных разломов чукурсайскому, монокамскому, бербулакскому, шалдырскому, которые меридионально рассекают грабен (4). Карбонатные разрезы не входят в состав вулканогенных образований, поэтому мы не имеем права называть эту толщу липаритовой, хотя мы параллелизуем ее с карбонатными отложениями Гавасайского грабена (пос. Тенги) (1,2), где также представлена карбонатная толща (аналогичная ситуация). Аясайский вулканический комплекс был выделен Н.П. Васильковским в 1938 г. в хребте Кажантау (3), который детально откартировал В.П. Коржаев как липаритовая экструзия, т.е. мы не можем сопоставлять ее с карбонатными отложениями.

Осадочный тип разрезов наиболее широко развит в восточной части Кассанского грабена, в бассейне рек Бурасай, Каянсу, Урюкты, Сарыкамыш. Породы комплекса здесь согласно залегают на отложениях карбонатной толщи. В районе пер. Катта-Бурабель – р. Каянсу разрез имеет следующую последовательность отложений:

1. Нижняя пачка сложена крупно и среднегалечными конгломератами с хорошо окатанной галькой метаморфических пород и известняков нижнего и среднего палеозоя, редко присутствует галька андезитов, липаритов и гранодиоритов. Мощность 550 м.
2. Верхняя пачка характеризуется чередующимися грубо-мелкозернистыми песчаниками, которые в верхней части содержат прослой известняков с микрофауной сакмарского яруса (1). В средней части пачки отмечается маломощный прослой (12 м) литокластических туфов андезитов. Мощность 180 м.

Разрез представлен карбонатно-терригенными образованиями (за исключением отдельных прослоев туфов андезитов). Залегание базальных конгломератов нижней пачки без значительного размыва на подстилающих образованиях свидетельствуют об оживлении тектонических движений, что вероятно связано с продолжением прогибания восточной части Кассанского грабена, которое началось еще в позднем карбоне (гжельский век). Характер обломочного материала указывает на формирование их в речных условиях, а прослой известняка – на кратковременную трансгрессию мелкого морского бассейна.

Вулканогенный тип разреза характеризуется разнообразными вулканическими породами с преобладанием андезитов и трахиандезитов (3). Вулканомиктовые породы в их составе редкие, сложены туфопесчаниками и туфоалевролитами. Отмечается большая фациальная изменчивость пород из значительных колебаний мощности (от 600 до 1500 м). Нами составлено несколько разрезов, один из которых опорный (водораздельная часть ручьев Монокамсай и Шалдыр и по левому водоразделу р. Кызылчукурсай). Здесь вулканы без видимого несогласия залегают на нижней осадочной толще (урочище Сарыкамыш):

1. Первая вулканогенная осадочная пачка ритмично переслаивается осадочными и вулканогенными породами, которые представлены лавами мелкопорфировых андезитов и

туфопесчаников с линзами маломощных конгломератов, которые к западу (междуречье Беркбулак-Манакамсай) фациально замещаются туфами андезитов, мощностью 300 м.

2. Вторая пачка состоит из туфов андезитов и трахиандезитов (горизонты глыбовых туфов с линзами лавовых брекчий), переслаивающихся с маломощными лавовыми потоками (мощность от 5 до 15 м) андезитов. По направлению к западу наблюдается погребение материала из-за близости Беркбулакского центра извержения. На фоне цементирующей массы выделяются обломки и глыбы от 3 до 40-60 см резко угловатой формы, характерны крупнопорфировые плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые андезиты, а также редкие обломки туфопесчаников, мелкопорфировых андезитов и гнейсов. Соотношение обломков и цементов различных горизонтах колеблется, обломки преобладают в глыбовых отложениях. В верхней части пачки наблюдаются прослои туфов андезитов, мощностью 350 м.

3. Третья пачка характеризуется чередующимися лавами андезитов, алевролитами, туфогравелитами и туфами липаритового состава и трахиандезитов с подчиненным значением лав андезито-базальтов. Пирокластические образования, представленные мелкообломочными туфами андезитов и трахиандезитов, развиты незначительно, чем отличаются от подстилающей пачки. Мощность 640 м.

4. Четвертая пачка сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами, туфогравелитами и туфами липаритового состава. В основании ее наблюдается чередование кремнистых алевролитов, полимиктовых песчаников, туфогравелитов. В средней части пачки отмечаются маломощные прослои литокристаллокластических туфов липаритов (это вероятно продукты извержения малого Кассанского грабена). Выше залегает мощный лавовый поток трахитов, в подошве которого ярко выражена агломеративность. Мощность 360 м. Суммарная мощность разреза 1540 м.

Особенности строения разрезов раскрывают сложную палеотектоническую обстановку формирования формации на относительно небольшой площади Кассанского грабена. Восточная часть ее характеризующаяся карбонатным типом разрезов, испытывала значительные прогибания с накоплением мощной пачки преимущественно континентальных терригенных осадков. В то же время западная часть грабена являлась приподнятым блоком интенсивной вулканической деятельности в наземных условиях. Эпизодическая трансгрессия моря с востока (района Босбутау) покрывала только восточную часть, и то лишь кратковременно, оставив след в виде маломощных прослоев известняков с микрофауной фузулинид ассельского века.

На большей части структуры развиты толщи лав андезитов и трахиандезитов, переслаивающихся с туфами того же состава. Доля терригенных пород в вулканогенных разрезах незначительна. Вулканогенно-обломочный материал тяготеет к центральной части грабена (междуречье Бербулак - Манакам-Шалдыр), а лавовые образования – к его периферии, что видимо, связано с большей проницаемостью.

Таким образом, можно отметить, что формирование описываемого комплекса на площади с контрастным типом тектонических движений происходило преимущественно в континентальных условиях, главными признаками которых являются: а) характер терригенных образований в основном аллювиального генезиса; б) наличие бомбовых горизонтов; в) краснокаменное изменение пород. Вместе с тем следует отметить, что верхняя пачка осадочного разреза (с прослоями известняков и микрофауной), как отмечалось выше, сформирована в мелководном заливе морского бассейна, располагавшегося восточней Кассанского грабена.

Литература:

1. Арапов В.А., Рафиков Я.М. «Ассельский возраст липаритовой формации Чаткало-Кураминских гор» Узб. Геол. ж. 1978 г. №1 с.42-47.

2. Бенш Ф.Р., Рафиков Я.М., Стрелец С.В. «К вопросу оположения асфальтовой фауны р.Коксарек в осадочных вулканогенных свитах Чаткало-Кураминского региона» Узб. Геол. ж. 1982 г. №3 с. 19-23.
3. Васильковский Н.П. «Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня» М. 1982 г. с. 132-134.
4. Рафиков Я.М. «К петрографической характеристике пермских вулканитов Кассанского грабена» Узб. геол. ж. 1974 г. №1 с. 33-39.
5. Рафиков Я.М., Станкевич В.А. «Данные абсолютного возраста вулканогенных образований Кассанского грабена» Веб. «Проблемы геологических наук» 1975 г. ТашГУ-вып. 484 с. 119-123.

РОЛЬ ИЗУЧЕНИЯ МАЛЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В СЛОЖНО-ДИССЛОЦИРОВАННЫХ РАЗРЕЗАХ ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР (НА ПРИМЕРЕ ГРЯДЫ КЫЗБИБИ)

Рахимов А.Д*., Аъзамов Ф.Х.*

**Институт геологии и геофизики им.Х.М. Абдуллаева*

Активная тектоническая деятельность нарушает нормальную стратиграфическую последовательность приводит в соприкосновение разновозрастные образования, создавая при этом видимую стратиграфическую последовательность. В связи с этим, в практике геологических работ возникают ошибки при восстановлении стратиграфической последовательности в дислоцированном разрезе, в его расчленении и корреляции выделенных стратонов. Это в свою очередь негативно отражается на составлении геологических карт и других документов, на базе, которых делаются прогнозы и проводятся поиски полезных ископаемых. При изучении таких разрезов, особенно не имеющих достоверных палеонтологических остатков последнее время широко используется изучение малых структурных форм и их парагенезы [2,6].

Под геологическими структурами малых форм понимаются проявление тектоники, легко наблюдающиеся в поле невооруженным глазом, но слишком мелкие для изображения на картах масштаба менее 1:10000. По размерам они варьируют от штуфа до обнажения или даже склона горы. Значение этих тектонических элементов по Дж. Уилсону [2] сводится к четырем аспектам три из которых: 1 - распознавание по частным фрагментам геометрических особенностей более крупных структур и стратиграфической последовательности слоев; 2 - использование в качестве «тектонических флюгеров» для оценки направления и знака локальных движений в горных породах; 3 – расшифровка последовательности фаз неоднократно деформированных толщ позволяет устанавливать истинную стратиграфическую последовательность слоев, а в местностях, претерпевших наложенные тектонические движения, они предоставляют возможность различать последовательность фаз или событий тектонической истории.

Из выше описанного видно, что распознавание и понимание происхождения малых структурных форм в регионах, с широко развитыми чешуйчато-складчатыми структурами, в которых часто пространственно совмещены разновозрастные и генетически различные образования с притертыми тектоническими контактами, затушевывающими истинную стратиграфическую последовательность и создающие видимость непрерывного моноклиналиного залегания слоев, какими являются и Зирабулак-Зиаэтдинские горы, позволяет устанавливать истинную стратиграфическую последовательность слоев.

В процессе обследования южного склона гряды Кызбиби (рис. 1.) были выявлены структуры малых форм, показывающие структурное несоответствие в последовательности залегания горных пород, ранее принятых многими исследователями как продолжение единого разреза, в составе среднекатармайской подсвиты катармайской свиты.



Рис.1. Фото южного склона гряды Кызбиби.

Группа исследователей катармайскую свиту подразделили на четыре подсвиты [7] протерозойского возраста по микрофитолитам, другими [3] были подразделены на три подсвиты последовательно залегающие друг на друга по фауне кораллов, криноидей и брахиопод раннедевонского возраста. Позже третья подсвита катармайской свиты была выделена как булямушская свита условно вендского возраста, а вулканогенные породы основного состава из первой и второй подсвиты были выделены в джиландинскую свиту условно девонского возраста [4,5].

Данные структуры малых форм представлены в виде остроугольных изоклиналичных лежащих складок (Рис.2). Эти складки развиты в отложениях представленных углеродисто-карбонатно-глинистыми сланцами и алевросланцами с прослойками серых известняков.



Рис.2 Лежащие складки по отложениям второй подсвиты катармайской свиты.

По крыльям этих складок развиты складки волочения более низкого порядка (Рис.3). Эти складки хорошо прослеживаются по канавам в задернованных зонах на всём протяжении к западу по южному склону Кызбибинской гряды, показывая при этом другой структурный план (диаметрально противоположного строения разреза).

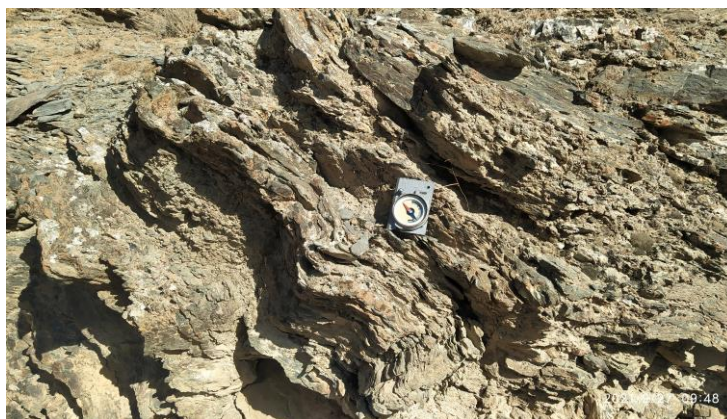


Рис.3. Складки волочения по крыльям лежащей складки.

Рассмотренные выше малые структурные формы показывают разновозрастность слегающих отложений южного склона гряды Кызбиби и опровергает последовательное залегания отложений между двумя под свитами катармайской свиты.

На геологических картах эти отложения имеют моноклинальное и последовательное залегание, что не соответствует наблюдаемой действительности.

Литература:

1. Абдуазимова З.М., Корсаков В.С., Мансуров Р.И., Пяновская И.А., Пятков К.К. О возрасте катармайской свиты в Зиаэтинских горах (биостратиграфическая ревизия) //Узб. геол. журн.1973, №5. – С.57-61.
2. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм М.: Недра, 1985. 112 с.
3. Корсаков В.С., Пяновская И.А., Пятков К.К., Быковский Ю.К. Литологическая характеристика и стратиграфическое положение катармайской свиты в Зиаэтинских горах //Узб. геол. журн.1969, №5. – С.42-45.
4. Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана. - Т.: ГП «НИМР», 2000. - 541 с.
5. Стратиграфический словарь Узбекистана. Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. 580 с.
6. Талицкий В.Г. Генетические типы структурных парагенезов //Вестник МГУ. Сер.4. Геология 1994, №4. – С. 65-72.
7. Яскович Б.В., Поникленко И.А., Поспелов А.Г., Болгова Г.В. Докембрийский выступ Зиаэтинских гор //Узб. геол. журн. 1972, №4. – С. 63-67.

РАЗВИТИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ В УЗБЕКИСТАНЕ

Сидорова И.П.*, Сахобидинов Р.И.*, Головкин Е.А., Шорцман А.Т.*,
Эшимов Ш.А.***

**Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева Университета геологических наук*

*** ГП «Государственный геологический информационный центр» Госкомгеологии РУз*

В современный период характерной тенденцией развития мировой экономики является систематическое снижение потребления органического топлива и соответствующий рост использования нетрадиционных энергетических ресурсов. Неисчерпаемая тепловая энергия Земли занимает среди них одно из первых мест. Возрастающий интерес к альтернативным источникам энергии вызван не только истощением запасов углеводородного топлива, но и необходимостью решения экологических проблем. Снижение резервов ископаемого топлива и урана, а также изменение окружающей среды, вызванные традиционной огневой и атомной энергетикой, позволяют утверждать, что переход к новым способам и формам получения энергии является неизбежным. Чем

раньше будет сделан прорыв в этом направлении – тем менее болезненным он будет для общества и более выгодным для нашей Республики.

Узбекистан находится в числе тех государств, которые уже достигли энергетической независимости. В стране источниками выработки электроэнергии являются природный газ и нефтепродукты. Геотермальная энергия, являясь возобновляемым источником энергии, может стать альтернативой углеводородным ресурсам, что несомненно будет способствовать укреплению энергетической безопасности страны в обеспечении электроэнергией, теплоснабжением и питьевой водой населения, проживающего в отдаленных от центрального энергоснабжения населенных пунктах. Этот постоянно возобновляемый потенциальный источник энергии имеет следующие преимущества: 1) повсеместное распространение; неисчерпаемость; 2) приближенность и приспособляемость к потребителю; 3) сравнительно низкая капиталоемкость; 4) относительно низкая трудоемкость разработки; безотходность; 5) безопасность в эксплуатации; 6) экологическая чистота. К недостаткам можно отнести нетранспортабельность, невозможность складирования, отсутствие опыта промышленного использования геотермальных ресурсов в Узбекистане.

В нашей стране в настоящее время используются, в основном, гидротермальные ресурсы, которые составляют только 1% от всех запасов геотермальных ресурсов. Основная часть энергетических ресурсов расположена в более глубоких слоях Земли и относится к петротермальным, и их освоение является перспективой ближайшего будущего. Оценка тепловых запасов имеет важное хозяйственное значение для нашей Республики.

Задача детального изучения пространственно-структурной организации аномальных геотермальных объектов литосферы Узбекистана является инновационным объектом исследований. Геотермальные источники представляют огромный интерес в первую очередь из-за того, что являются возобновляемыми ресурсами, то есть практически неиссякаемыми. Современные технологии позволяют эффективно использовать геотермальную энергию либо напрямую (тепловая энергия), либо и с преобразованием в электрическую (геотермальная электростанция).

В 2019 году поставлены работы по теме геологоразведочных работ №284 «Геофизическое изучение геотермальных аномалий Кызылкумского, Гиссарского, Алмалык-Ангренского регионов с целью уточнения их контуров и выработка научно-практических рекомендаций по использованию низко- и высокопотенциальных источников геотермальной энергии» под руководством темы д. г.-м.н. И.П. Сидоровой.

Комплексные геофизические исследования, включающие гравиразведку, сейсморазведку и магнитотеллурическое зондирование, проводятся по трем площадям: 1) пл.Зарафшан-Мурунтау-Мютенбай Кызылкумского региона; 2) пл. Красногорск Алмалык-Ангренского региона и 3) пл.Баянгора Гиссарского региона.

По пл.Зарафшан - Мурунтау - Мютенбай проведена комплексная обработка сейсмических данных. Полевые исследования проводились с сейсмической станцией «Лакколит-24М». Выявлены участки с граничной скоростью менее 4,5 км/сек, отождествляемые с зонами дробления и повышенной трещиноватости; со скоростью 4,6-5,2 характерные для терригенных пород с включениями; со скоростью 5,3-5,7 км/сек – интрузивные породы кислого состава с ороговикованными песчаниками, сланцами, алевролитами, кремнями; скорость более 5,8 км/сек характерна для карбонатных и терригенных пород, а также ороговиков. Построена цифровая карта мощностей мезокайнозойских образований (рисунок 2). Обработка сейсмических записей осуществлялась с использованием программы “ZondST2D”. В процессе обработки построены годографы, определены скорости прохождения сейсмических волн, на основе которых построены сейсмические разрезы, на которых прослеживается трехслойное строение разреза со скоростными характеристиками (рисунок 3).

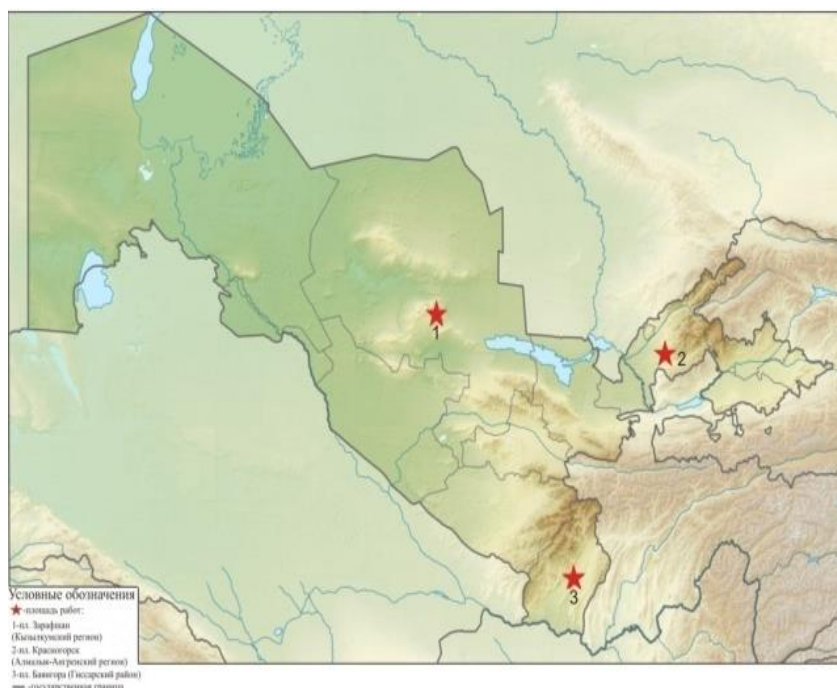


Рис. 1 Площади комплексных геофизических исследований геотермальных объектов

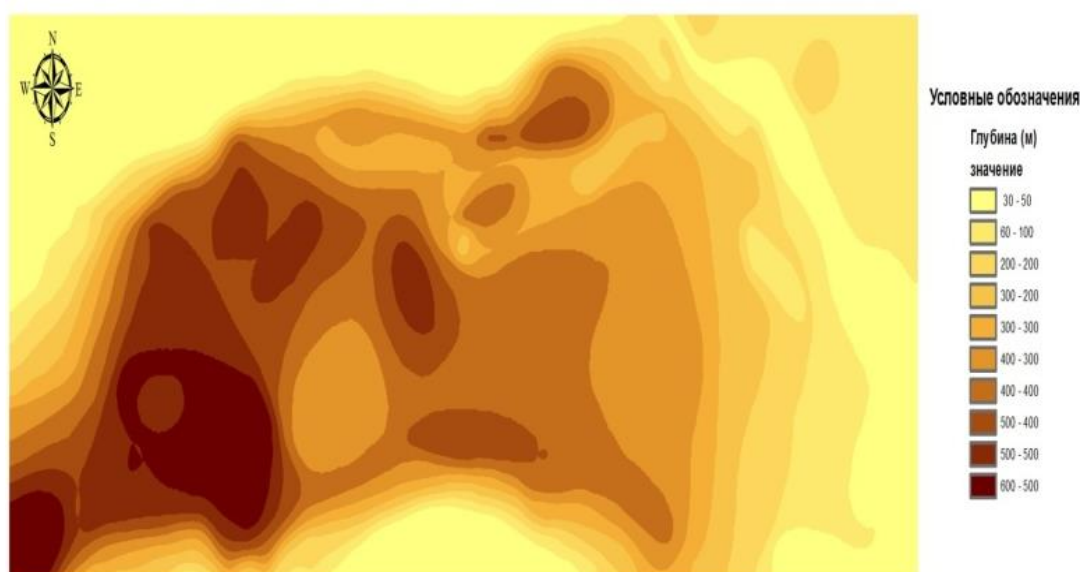


Рис. 2. Оцифрованная карта изоглубин мощностей осадочного чехла на пл.Зарафшан-Мурунтау-Мютенбай

На площади Зарафшан - Мурунтау-Мютенбай – выполнялись работы по гравиметрической полевой съемке - каркасной опорной сети (КОС), заполняющей опорной сети (ЗОС) и рядовой съемке, а также и камеральные работы по обработке материалов гравиметрической полевой съемки. Гравиметрические работы выполнялись по сети 250×250 м на площади 25 км^2 с гравиметрами «Burrig» (производства США). Выявлены области повышенной пористости и проницаемости, а также прослежены зоны тектонических разломов. Обработка результатов полевых гравиметрических наблюдений выполнялась на ПЭВМ в программной среде “Geosoft Oasis montaj 7.3” и “Mapping and Processing System” с использованием программного модуля “Gravity&Terrain Correction” (Канада).

Интерпретация гравиметрических материалов проводилась как количественными, так и качественными способами: качественная интерпретация включала в себя сопоставление и анализ всей геолого-геофизической информации, отождествления ее с конкретными геологическими объектами. Составлена гравиметрическая карта масштаба 1:25000. На этапе качественной интерпретации выполнено также разделение суммарного гравитационного поля, освобожденного от влияния рыхлых мезо-кайнозойских отложений на региональную и локальную составляющие путем пересчета его в верхнее полупространство на один уровень (2 км). Уровень пересчета выбран из такого расчета, чтобы на карте локальных аномалий силы тяжести получили отражение гравитационные эффекты масс, залегающих на глубинах 1-2 км от дневной поверхности, учитывая мощности мезо-кайнозойского чехла, достигающей 500м. Учитывая интенсивность локальных аномалий (до 5мгл), предположительную глубину их залегания (до 2км) оптимальная высота пересчета составляла 2 км (рисунок 3).

Выявлено и уточнено, что для площади Зарафшан - Мурунтау-Мютенбай характерно такое же высокое значение 89 мВт/м^2 , как и для площади Мурунтау, определенное ранее [1]. В контуре семи листов масштаба 1:200 000 была создана новая карта распределения плотности теплового потока (рисунок 4).

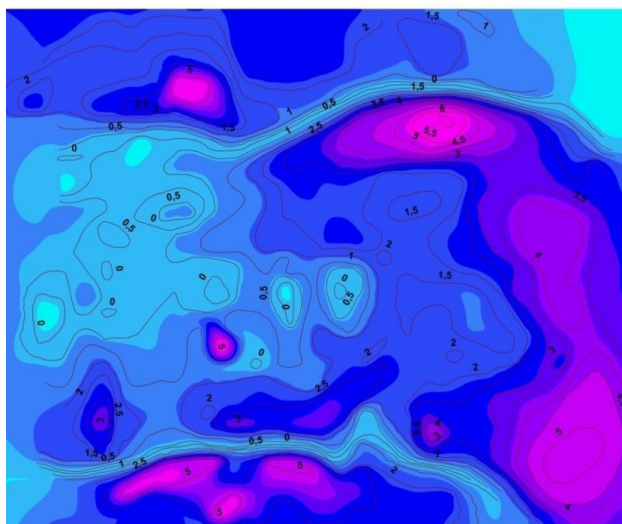


Рис. 3. Карта трансформации поля силы тяжести (локальная составляющая) по данным пересчета вверх на 2км

Одним из наиболее информативных геофизических методов для поисков и разведки геотермических объектов является МТЗ - магнитотеллурическое зондирование. Метод МТЗ основан на изучении естественного переменного электромагнитного поля Земли – магнитотеллурического поля (МТ-поля). За счет явления скин-эффекта высокочастотная составляющая МТ-поля быстро затухает с глубиной и несет информацию лишь о приповерхностной области Земли. На низких частотах глубина проникновения поля увеличивается - можно получить информацию о глубинной части геоэлектрического разреза. В сравнении с другими методами индукционного зондирования – частотное или зондированием становлением поля, МТЗ использует поле естественных источников.

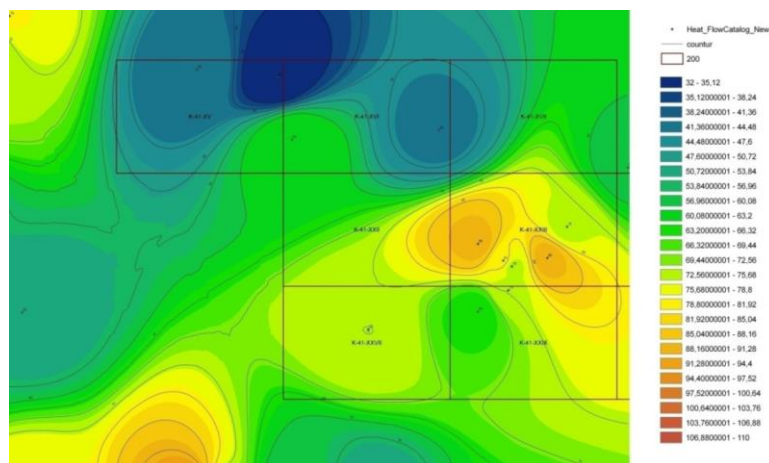


Рис. 4. Карта распределения теплового потока в Мурунтауском рудном поле, построенная по базе авторских данных (свидетельство Агентства по интеллектуальной собственности РУз № ВГУ00339)

На площадях Зарафшан-Мурунтау-Мютенбай Кызылкумского региона, пл.Красногорск Алмалык-Ангренского региона, пл.Баянгора Гиссарского региона проводились полевые работы по магнитотеллурическому зондированию (МТЗ) с аппаратурой “ADU-07e” (производства Германия).

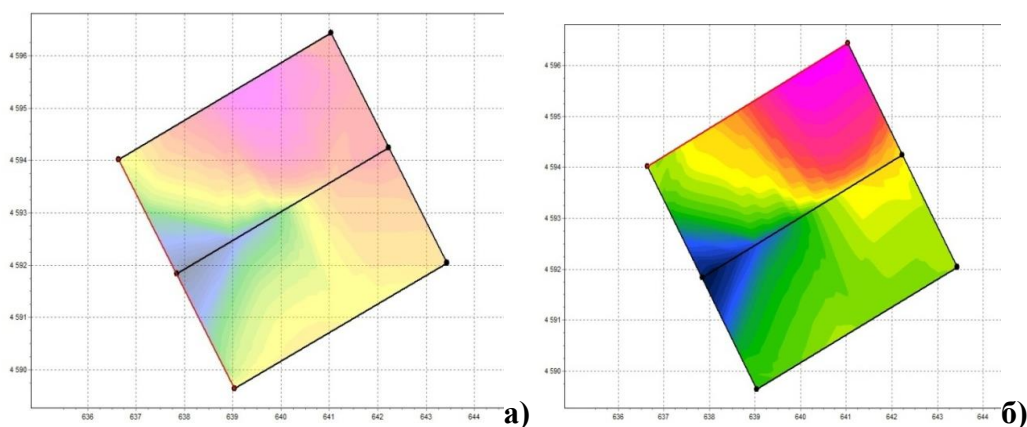


Рис. 5. Grid модель МТЗ данных на пл. Зарафшан-Мурунтау-Мютенбай Кызылкумского региона на срезе 500м (а) и 1500м (б)

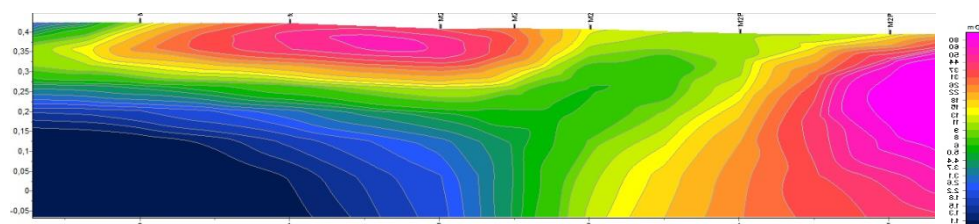


Рис. 6. Геоэлектрический разрез по магистрали 2 (с 1-21 пикеты) до глубины 500м

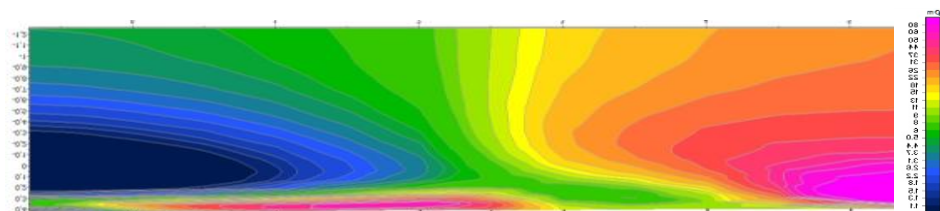


Рис. 7. Геоэлектрический разрез по магистрали 2 (с 1-21 пикеты) до глубины 1500м

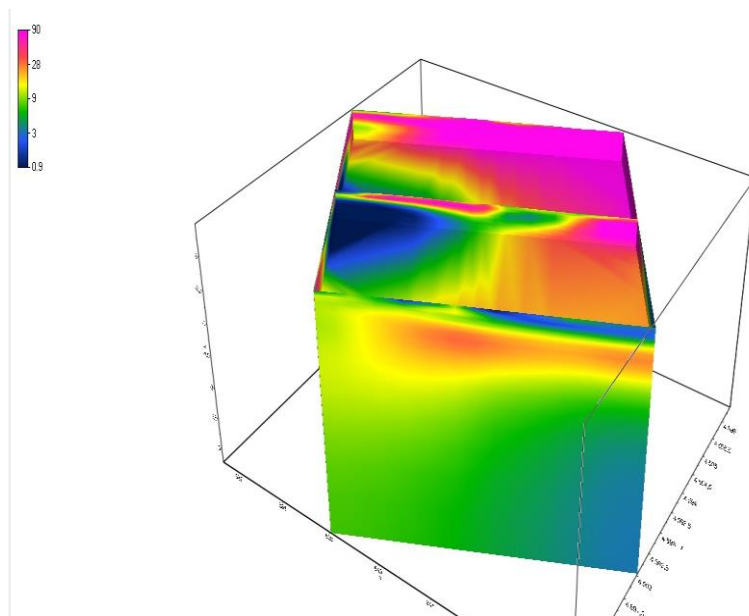


Рис. 8. Трехмерная геоэлектрическая модель по пл. Зарафшан-Мурунтау-Мютенбай

На рисунках 5-8 показаны результаты магнитотеллурического зондирования на пл.Зарафшан-Мурунтау-Мютенбай Кызылкумского региона. Выделены проводящие слои и зоны, соответствующие областям распространения прогретых пород.

Строение геотермальных зон весьма схоже и в геоэлектрическом отношении основными элементами строения являются приповерхностные и глубинные неоднородные проводящие зоны. Выявленные нами проводящие аномалии в земной коре связаны с глубинными ослабленными проницаемыми зонами, обеспечивающими повышенный теплоперенос. Применение комплекса геофизических методов при разведке места строительства и эксплуатации резервуара способно значительно снизить себестоимость ресурсов глубинного тепла и сделать петротермальную энергетику конкурентноспособной по сравнению с традиционной.

Литература:

1. Сидорова И.П., Головкин Е.А. Свидетельство об официальной регистрации базы данных "Heat Flow DataBase" № ВГУ 00339 от 05.01.2017г. Агентства по интеллектуальной собственности Республики Узбекистан.

ЎЗБЕКИСТОН ХУДУДИ ЭХТИМОЛИЙ ЗИЛЗИЛА ЎЧОҚЛАРИ ЗОНАЛАРИНИ ПРОГНОЗЛАШ

Тўхтасинов А. Х.*

**Национальный университет Узбекистана*

Кириш Сейсмик фаол минтақаларда жойлашган давлатларнинг барчаси аҳоли ва ҳудудларнинг сейсмик хавфсизлигини таъминлаш, сейсмик жихатдан бардошли қурилишлар, кучли zilzilalar тасирида етиши мумкин бўлган зарарларни камайтириш бўйича давлат дастурларини ишлаб чиқади.

Бугунги кунда дунёнинг ривожланган давлатларида сейсмик фаолликнинг ўрганишда геологик-геофизик тектоник маълумотлардан фойдаланиш қўлланилмоқда.

Мавжуд ғояларни кўриб чиқиш ва таҳлил қилиш шуни кўрсатадики, геодинамик масалаларни ечишда ҳозирги кунда бир қанча йўналишлар бўлиб, улардан истиқболлиларидан бири эндоген режимларни ўрганишдир.

Ер қобиғини бир жинсли ҳудудларга ажратилиши (Рейснер Г.И. ва бошқалар, 1986) эндоген жараёнларни ўрганиш учун кенг имкониятлар очади. Бунда қобиқ турлари ўртасидаги алоқалар ўрнатилиши керак. Агар қобиқнинг ажратиб олинган турлари шундай танланса-ки, улар қобиқ ривожланишнинг турфа хилларини, яъни турли эндоген режимлар акс эттирилишини кўрсатса биз ер қобиғининг ривожланиш қонуниятлари ҳақида билимларга эга бўламиз.

Замонавий эндоген режимларни ўрганиш ер қобиғини ҳозирги замон ҳолатини ва тузилишини белгиловчи геологик-геофизик маълумотлар ёрдамида турларга ажратишга асосланган. Бунда бошланғич геолгик-геофизик маълумотлар бутун ўрганилаётган ҳудуд бўйича бир текис тақсимланган бўлиши керак. Энг асосийси бошланғич маълумотларни танлаш қўйилган мақсадга мувофиқ бўлиши керак [1; 5-15 б.]:

Юқоридагиларни инобатга олган ҳолда ер қобиғини турларга ажратишда қуйидаги геологик-геофизик маълумотлар комплексини танлаб олинди: Иссиқлик оқимининг зичлиги, Ер қобиғининг қалинлиги, Замонавий рельефнинг баландликлари, Оғирлик кучининг изостатик аномалиялари, Консолидациялашган Палеозой пойдевори ётиши чуқурлиги, ΔТ магнит аномалиялари, Ер ёриқларининг зичлиги, Неотектоник ҳаракатлар амплитудаси.

Ер қобиғини турларга ажратиш муаммоларини ҳал қилишда, турли хил маълумотларнинг катта массивларига, дастлабки маълумотларнинг мураккаб комбинацияси билан дуч келганда, ҳал этишнинг энг яхши усули унинг кенг қамровли ва бир вақтнинг ўзида таҳлил қилишидир. Бундай таҳлил кластер таҳлил қилиш йўли билан амалга оширилиши мумкин [3]. Ушбу таҳлилдаги бирлаштириш мезонлари кўп ўлчамли фазодаги барча белгилар мажмуасига яқинлик ўлчови сифатида хизмат қилиши мумкин. Яқинлик ўлчови сифатида Евклид ёки Декарт масофасини, Пирсоннинг логарифмик ёки ирқий мезонларини ёки бошқа ўлчовларни олишимиз мумкин. Кластер таҳлил қилиш муаммосини ҳал қилиш, бошланғич маълумотлар комплекси билан тавсифланган, юқори даражадаги объектларга эга бўлган бир хил даражали объектларни ажратишдир, уларнинг ҳар бири фақат бир хил манба маълумотларининг ўзига хос қийматлари тўплами билан тавсифланиши мумкин [4].

Ушбу тадқиқот ишида кластер таҳлиллардан k-ўртача Мак-Куин – усулидан фойдаланилди. K-ўртача усули ёрдамида кластер таҳлилни ўтказиш учун муаллиф томонидан ушбу тадқиқот ишида STATISTICA v 6.0. дастури қўлланилди. Кластер таҳлилини ўтказиш мобайнида Ўзбекистон Республикаси ҳудуди 339 ячейкага бўлинди, ҳар бир ячейка юқорида қайд этилганидек, 20' x 30' даражага мос келади. K-ўрта усули орқали олиб борилган кластер таҳлиллар ёрдамида барча дастлабки маълумотлар тўплами икки босқичда кластерларга бўлинган.

Ўзбекистон ҳудуди учун ушбу босқичда 25 та кластер орқали қобиқ турларига ажратилди. Бундан кўриниб турибдики, 25 турнинг ҳар бири ўзининг индивидуал белгилари комплексига эга. Замонавий эндоген режимларни аниқлашда асосий муаммо қобиқ турлари ўртасидаги муносабатларни аниқлашдир. Замонавий эндоген режимларни ажратишда Рейснер Г.И. томонидан таклиф қилинган 1993 йилдаги жадвалдан фойдаланилди [5,6].

Замонавий эндоген режимларнинг фазовий тақсимланиши шуни кўрсатадики, ўрганилаётган ҳудуд чегарасида ҳозирги вақтда активликнинг турли фазаларида жойлашган замонавий эндоген режимларнинг 8 та тури ажратилган. Асосий замонавий эндоген режимлар 3 та платформали, ороген ва тафроген.

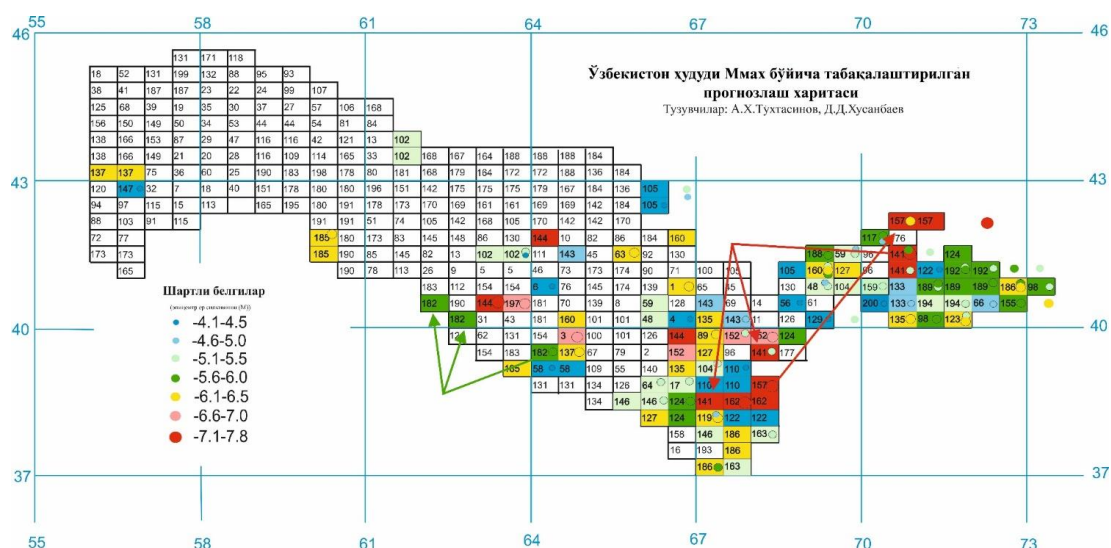
Эндоген режимлар ҳаракати натижасида ер қобиғи геосфераларидаги ҳаракатлар натижасида содир бўладиган zilзилаларини замонавий эндоген режимларда тақсимланиши кўриб чиқилди. Ушбу муносабатларнинг тегишли таҳлили доирасида сейсмиклик ва унинг тақсимоти ҳақидаги маълумотларни замонавий эндоген режимларнинг тарқалиши бўйича олинган маълумотлар билан солиштириш мумкин.

Содир бўлган кучли зилзилаларининг замонавий эндоген режимлар билан боғлиқлиги шуни кўрсатдики, зилзилаларининг қобик турлари бўйича тақсимланиши иссиқ платформа 40%, ороген 1 босқич 33%, ороген 2 босқич 16%, ороген/тафроген 2 босқич 3%, ороген 3-тафроген билан алмашган босқич 6% ни ташкил қилади.

Сейсмотектоник потенциални баҳолаш методикаси ер қобиғининг турларга ажратиш, уларнинг яқинлик меъёрлари геологик-геофизик маълумотларни комплекс талқин қилиш натижасида ажратилган кластер гуруҳлар ва Ўзбекистон ҳудудида тарихий кучли зилзилалари содир бўлган ҳудудлардан эталон сифатида фойдаланишга асосланиб бажарилган.

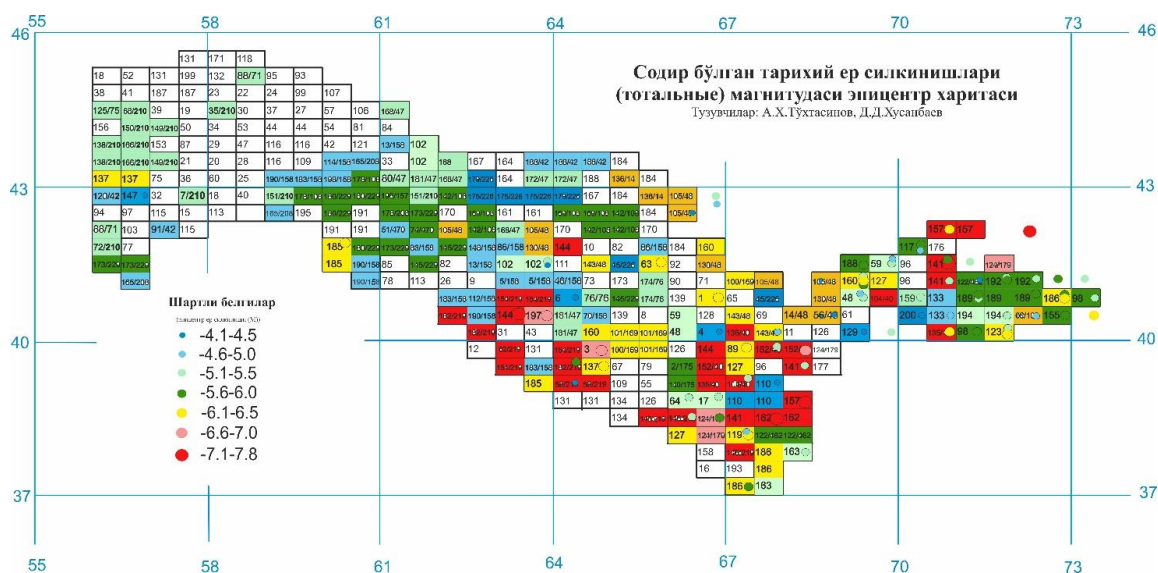
Ер қобиғини турларга ажратишда Замонавий эндоген режимлар харитасини тузишдаги 25 турдаги кластерлаш тўғри келмайди, сабаби 25 турдаги кластерлашда ҳудудлар умумлаштириш даражаси жуда катта. Шу боисдан, ҳудудларни ўхшашлик даражаси углеводород конларини прогнозлашдаги 200 турдаги кластерлаш яқинлигидан фойдаланилди, ушбу кадам билан ажратилганда ҳудудларнинг бир бирига ўхшашлиги жуда яқин бўлади.

Ўзбекистон ҳудудида тарихий ва ҳозирги кунга қадар 4,0-7,5 магнитудагача содир бўлган зилзилалари каталоги ажратилди, бунда маълумотлар Сейсмология институти ходимлари томонидан тузилган каталог маълумотларидан олинди. Каталог бўйича зилзилалари Ўзбекистон ҳудудининг ер қобиғини турларга ажратишдаги иккинчи босқичдаги рақамли харитасига туширилди. Эталон сифатида олинган М_{max} қийматига эга кластерлар, рақамли харитадаги бошқа шу рақамли ячейкалар учун “ўқитувчи” вазифасини ўтайди. Натижада, Ўзбекистон ҳудудининг М_{max} бўйича табақалаштирилган ЭЗЎ рақамли харитаси тузилди (1-расм).

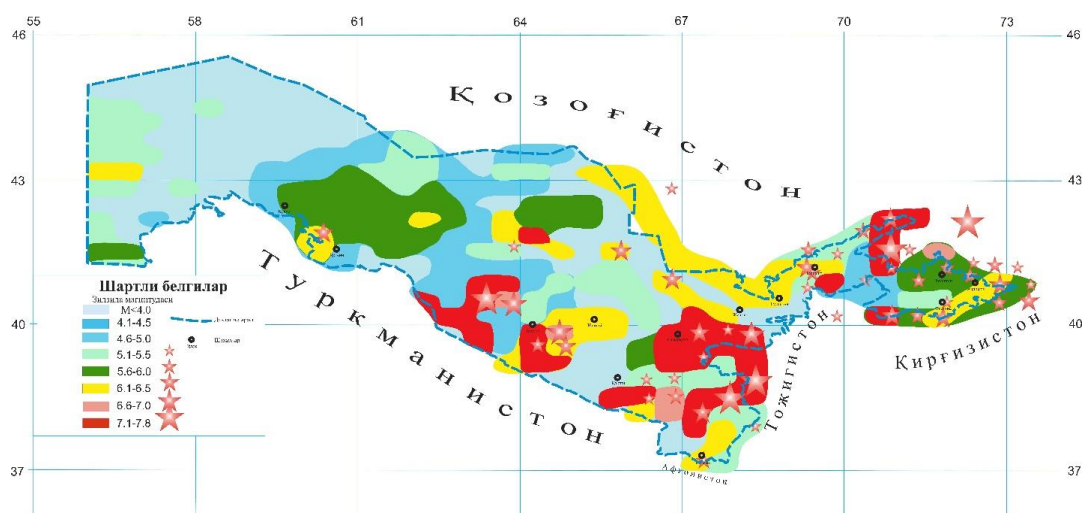


1-расм Ўзбекистон ҳудуди М_{max} табақалаштирилган ЭЗЎ “самообучению” харитаси.

Сейсмик потенциални баҳолашда кластер усули орқали статистик усулнинг моҳиятидан келиб чиққан ҳолда бир бирига ўхшаш бўлган ер қобиғларига тадбиқ қилишда ўқитувчи ва ўқувчи майдонларни аниқлаш ётади. Дастлабки босқичда Ўзбекистон ҳудуди ер қобиғининг турларга ажратилди ва эталон ва прогноз майдонлар (самообучения) ажратилди. Энди эса Рейснер ва Хусанбаевлар томонидан сейсмотектоник потенциални баҳолашда тузилган (Тотальные обучения) кластердан фойдаланиб. Ўзбекистон ҳудуди кластер турларига геологик-геофизик кўрсаткичлари бўйича тўғри келувчи ЕвроОсиё ҳудудидаги зилзилаларидан эталон сифатида қўлланиб Ўзбекистон ҳудуди сейсмотектоник потенциал харитаси тузилди (2-3-расм).



2-расм Ўзбекистон ҳудуди $M_{\max}$ табақалаштирилган ЭЗЎ “тотальные обучения” харитаси



3-расм Ўзбекистон ҳудуди Эхтмолий зилзила ўчоқлари харитаси

Ўзбекистон ҳудуди ва ЕвроОсиё ҳудудларида содир бўлган кучли зилзилалардан эталон сифатида фойдаланиб прогноз ячейкалар аниқланди. Бирхил сейсмо потенциалга эга бўлган ячейкалар бирлаштирилиб Эхтимлий зилзила ўчоқлари харитаси тузилди.

Фойдаланилган адабиётлар:

2. Белоусов В.В. Эндоген режимы. М.: Недра. 1978. С.232
3. Дюран К., Одел Ф. Кластерный анализ. М.: Статистика, 1977, с.239
4. Рейснер Г.И., Иогансон Л.И., Рейснер М.Г., Баранов Ю.Е. Типизация земной коры и современные геологические процессы М.: 1993.
5. Рейснер Г.И., Рейснер М.Г. Современные эндогенные режимы. М.:
6. Тўхтасинов А.Х., Хусанбаев Д.Д., Атабаев Д.Х. Типирация земной коры по комплексу геолого-геофизических данных в Узбекистана// Илм-фан ва инновацион ривожланиш. №5. 2021
7. Tukhtasinov A., Khusanbayev D. Atabayev D. Mukhammedrakhimov Ch. Modern endogenous regimes and evolution of the earth's crust of Uzbekistan// An International Multidisciplinary Research Journal. 2021.

ТЯН-ШАН МАЪДАН МАЙДОНИНИНГ ГЕОЛОГИК-СТРУКТУРАВИЙ ХОЛАТИНИ ЎРГАНИШ

Фатхуллаева З.М.*, Арипова М.К.*

**Ўзбекистон Миллий Университети*

Геология хизмати олдида башорат қилинган минерал ресурсларни сифат ва миқдор жиҳатдан баҳолашни тезлаштириш вазифаси турибди. Қидирув ва разведка ишлари кўламини кенгайтириш йўли билан қазиб олиш кўрсаткичлари билан солиштирганда минерал хомашёнинг ўрганилаётган захираларининг энг юқори ўсишини таъминлаш мумкин эмас.

Геология-қидирув ва эксплуатация ишлари уларнинг тузилиши батафсил ўрганилган конларда энг самарали ҳисобланади. Маъданлашувнинг шаклланиши ва жойлашиши учун структуравий шарт-шароитлар тектоник деформациялар ривожланишининг маълум бир даврида юзага келган минерал тузилмалар мажмуасини, кон ёки маъдан майдонининг бутун ҳудудидаги геологик ва структуравий вазиятни ўрганиш орқали белгиланади.

Маъдан майдони сифат жиҳатидан бир-биридан фарқ қилувчи икки хил геологик ҳодиса – тоғ жинсларининг тектоник тузилиши ва минераллашув жараёнининг ўзаро таъсири маҳсулидир. Маъдан майдонининг жойлашуви йирикроқ геологик тузилманинг кесими бўлиб, унинг доирасида бир неча жинсларнинг биргаликдаги таъсири содир бўлади. Эндоген эритмалар оқимини таъминловчи ва маъдан конининг турини аниқлайдиган структуравий элементлар намоён бўлади. Структуравий элементларнинг қўшма таъсири тектоник зўриқишларнинг тақсимланишида ва тоғ жинсларининг тегишли деформация турларининг пайдо бўлишида намоён бўлади.

Ф.И.Волфсон ва Л.И.Лукинлар [2] маъдан конларини структуравий қаватлардаги ўрнига кўра тизимлаштирадилар ва ҳудудларни районлаштириш бу қаватларнинг геологик ривожланишининг ўзига хос хусусиятларини ҳисобга олган ҳолда амалга оширилади. Қавариқ ва ботиқ структуралар, қалқонлар ичидаги тектоник жиҳатдан бузилган зоналар щит ва платформалар. Кўриниб турибдики, бундай бўлиниш микёси маъдан конларининг ўлчамига мос келмайди ва уларнинг ҳолати ва структуравий турини белгиловчи омилларни акс эттирмайди.

Марказий Осиёдаги маъдан конларининг жойлашуви бир қатор хусусиятларни ҳисобга олган ҳолда белгиланади:

1. Асосий жинслар мажмуаси
2. Структуравий қатламга мансубликлар
3. Бурмаланган структурадаги жойлашув
4. Узлуксиз тектоника элементларига муносабати
5. Катта интрузив жисмларга муносабати

Минтақавий тузилишдаги маъдан конларининг ҳолати кўпинча бир неча омилларнинг биргаликдаги таъсири билан бошқарилади. Асосий жиҳатдан структуранинг кўриб чиқиляётган ҳар бир элементи ва уларнинг ҳар қандай комбинацияси маъдан конларини жойлашиши учун қулай бўлиши мумкин. Шу билан бирга, асосий жинсларнинг комплекслари оптимал бирикмаларнинг пайдо бўлишига ҳал қилувчи таъсир кўрсатади.

Кейинги пайтларда Марказий Осиёда геология-қидирув тадқиқотлари кенг ривожланди. Шу муносабат билан эндоген конларнинг тарқалишининг аниқланган қонуниятларини умумлаштирувчи ишлар пайдо бўлди. Улар одатда металлоген районлаштириш, металлоген ва башоратлаш хариталарда турли тартибдаги маъданли майдонларни аниқлаш билан яқунланади. Тянь-Шаннинг конлари ва маъдан майдонлари тектоник жиҳатдан ҳар хил, лекин одатда чизикли чўзилган геотектоник зоналар билан ифодаланган кўчма белбоғларда жойлашган. Тянь-Шан маъдан конлари ва маъдан майдонларининг

жойлашуви тоғ жинсларининг тузилишига кўра куйидаги хусусиятларни ҳисобга олган ҳолда аниқланади - структуравий боскич ва боскичга мансублиги, бурмали структурадаги ҳолати, узлуксиз тектоник ва йирик интрузив элементларга муносабати ва вулканотектоник тузилмалар.

Таклиф этилаётган тизимда Тянь-Шаннинг маъдан майдони ва конларининг структуравий-позицияси уларнинг қатламдаги ўрни билан, шунингдек, йирик бурмали айирма тузилмалар ва интрузив жисмларнинг морфологик элементларига нисбатан белгиланади.

Бурмаланган маъдан майдони ва конларнинг позициялари бурмали конструкцияларнинг дизъюнктивлар билан биргаликда етакчи роли билан тавсифланади. Маъдан майдони ва конларни жойлашишида қулай ҳолат антиклинал структураларнинг ядро қисми ва қанотлари бўлиб, улар параллель ва кесишган дарзликлар билан мураккаблашади, кўпинча пона шаклидаги тектоник блоклар ҳосил бўлади.

Т.Ш.Шаёқубов, М.Умархўжаев, С.Т.Марипова, Н.Ю.Дулабова ва бошқалар Марказий Қизилқум олтин конларининг ўрнини белгилаб, ёриқ тектоникасига эътибор қаратдилар. Уларнинг маълумотларига кўра, минтақада олтин конлари олти таркибий позицияда шаклланган. Лекин конларнинг аксарияти шимоли-шарқий, паст кенглик ёриқлари ва уларнинг туташган тугунлари таъсирида ҳосил бўлган. Бундан ташқари, шимоли-шарқий ва субмеридиал ёриқларнинг кесишиш зоналари, шунингдек, шимоли-шарқий тузилмаларнинг тармоқланиши, эталон олтин конларининг структуравий позицияларини аниқлади.

Маълумки, маъданлашув жараёни турли геологик омиллар таъсирида кечади. Ҳар бир омилнинг таъсир даражаси ҳар хил бўлиб, минерал ҳосил бўлишига таъсир натижалари бевосита ёки билвосита белгилар шаклида намоён бўлади. [1] Ҳар бир омил ўзига хос белгини кўрсатади. Ҳамма белгилар жамланган ҳолда коннинг маъдан-формацион мансублиги, миқёси, фазовий жойлашуви, морфологияси, умуман маъдан кони ва маъдан майдони учун ҳам маълумот беради. Ҳамма белгилар жамланган ҳолда маъдан майдонининг маъдан-формацион мансублиги, унинг миқёси, фазовий жойлашуви, морфологияси, умуман кон учун ҳам, алоҳида маъдан майдонлари учун ҳам маълумот беради. Бу маълумотларни шарҳлаш ва таҳлил қилишда маълум бир ҳудудда жойлашган конлар гуруҳи бўйича ва ҳар бир объект бўйича алоҳида-алоҳида барча белгилар ва маълумотларни аниқ тасаввур қилиш учун уларни тизимлаштириш зарурати туғилади. Бундан ташқари, янги маъдан тўпланишини очиш ва унинг хусусиятларини таксономияда ўз аксини топган маълум конлар тўғрисидаги маълумотлар билан солиштириш янги объектдаги қидирув ишларини тўғри йўналтириш имконини беради.

Муайян геологик объектнинг жойлашуви баҳолашнинг етакчи мезони бўлиб, унинг чегараларида пост-магматик минерал ҳосил бўлиш маҳсулотларининг пайдо бўлишининг фундаментал имкониятларини аниқлашга ва маъдан конларининг юқори эҳтимолий миқёсини аниқлашга ёрдам беради.

Юқорида айтилганлардан объектнинг геологик макондаги ўрнини аниқлаш қанчалик муҳимлигини кўриш мумкин. В.А.Королев [3] таъкидлаганидек, позиция систематикасининг вазифаси ҳудудни районлаштириш ва бир хил тектоник режимга эга ҳудудларни ажратиш имконини берувчи йирик структуралар элементларини аниқлашдан иборат.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Акбаров Х.А. и др «Методология прогнозирования месторождений полезных ископаемых» - Ташкент. ТашГТУ. 2011. 455с.
2. Вольфсон ФИ. Лукин ЛИ «Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений // Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах» М Недра. 1964. С. 156-211
3. Королев А.В.. П.А. Шехтман «Структурные условия размещения после магматических руд» М.: Недра. 1965. 506с.

ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БЛИЗИ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ

Хамидов Л.А.*, Ходжаев А.К.**

* Институт Сейсмологии им.Г.А Мавлянова АН РУз, Ташкент, Узбекистан;

** Национальный университет Узбекистана им. Мирза Улугбека

Как правило, большинство крупных гидротехнических сооружений в горно-складчатых областях пространственно расположены в зонах, активных (живых) в плиоцен-четвертичное время разломов, являющихся естественными геологическими границами блоков земной коры разных рангов, и местами генерации современных и досейсмостатистических (палео) сильных и катастрофических сейсмических событий (сейсмогенных зон) [1].

Живые разломы в силу их линейной геометрии и сконцентрированной сейсмичности названы сейсмолинеаментами [2]. Кинематика и динамика сейсмогенных зон обусловлена особенностями их современного напряженно-деформированного состояния [3].

При теоретических исследованиях, определение неотектонических напряжений для оценки общих, качественных свойств условий квазиравновесия земной коры основаны на решениях уравнений математической физики [4,5].

Для выделения основного поля неотектонических напряжений проведен анализ тестовых численных результатов деформирования вблизи одиночных тектонических разрывов, позволивший выявить характер перемещений и деформаций в зонах современных и палео сейсмогенных разломов расположенных в непосредственной близости Чарвакского гидроузла (водохранилища) размещенного в Бостанлыкском районе Ташкентской области Республики Узбекистан [3,4].

Под зоной разрывов мы подразумеваем геологическое пространство, в котором производная от любых компонент тензора перемещений Кельвина при $u_0=0$ в произвольном направлении изменяется немонотонно [5,6,7].

Это приблизительно соответствует радиусу равному $3/2$ кратному размеру большой длины разрыва от его центра. Область за пределами разлома именуется внешней зоной, здесь производные от любых компонент тензора перемещений Кельвина монотонно изменяются до асимптотического минимума. В работе [8] суперпозиция этих зон оценена радиусом $R=e^M$ (где M -магнитуда тектонического землетрясения). В [4,7,6] было показано, что для цилиндрических сдвиговых разрывов, вследствие предварительной сжатости области, выделяется зона интенсивных изменений перемещений, ширина которой на больших участках Каржантауской флексурно-разрывной зоны совпадает с шириной возможной очаговой зоной. Поэтому, ширину зоны разрыва можно принять близкой к ширине сейсмогенной зоны [4,9]. При фиксированных значениях глубины h заложения разрыва и координат x_0 и y_0 вблизи центральной зоны, т.е. примерно на расстоянии не более $3/2$ безразмерной единицы от центра источника предполагаемого разрыва, перемещения и деформации изменяются не монотонно. Поскольку основным объектом разрывообразования в земной коре являются очаги тектонических землетрясений, то под понятием локальный концентратор напряжений можно подразумевать очаги землетрясений. В качестве единицы безразмерной длины коэффициента приведения [6] выбрана половина наименьшей длины дополнительно деформируемой зоны разрыва, для землетрясений магнитудой более 8, расчетное расстояние составляет примерно 15км от центра очага [7].

Для определения поведения разницы смещений и деформаций вблизи не сдвиговых зон (примерно на расстоянии до $1/2$ единицы безразмерной длины от границы зоны) были определены зависимости выше упомянутых величин от переменной z_0 (глубина). При осредненных расчетах выбраны следующие значения параметров: коэффициент Пуассона $\nu=0,25$; глубина заложения разрыва $h=1,8$. Предполагается, что на бесконечности действует только система касательных напряжений $\sigma_{xy} = \sigma_{yx}$. При расчете изменения верти-

кального перемещения V в зависимости от z_0 (т.е. от глубины заложения) установлено, что в ближней зоне смещения w возрастает с ростом глубины заложения разрыва. Далее абсолютная величина вертикальных смещений w уменьшается. За этой точкой величина смещений растет примерно до нижней границы разрыва и стремится к нулю по мере возрастания глубины. В остальных точках абсолютное значение смещений w достигает максимального значения на свободной поверхности. Изменения в дальнейшем происходят следующим образом: около точки заложения центра разрыва $z_0=h$ смещение равно нулю, примерно до точки $z_0=3$ возрастает и далее, по мере увеличения глубины z_0 , стремится к нулю. При заданной форме действия внешней нагрузки, вертикальные перемещения достигают максимума в интервале глубины $[0,45 z_0; 0,55 z_0]$. Это значение в выбранном случае нагружения равно: $w_{max}=0,25b10^{-4}$ м.м. или при $b=500$ м. то $w_{max}=12,5$ м.м.

Согласно расчетам значения горизонтальных составляющих перемещений u и v во всех точках (x_0, y_0) ведут себя одинаково: абсолютная величина увеличивается с возрастанием z_0 , достигая максимум примерно в $z_0=h$, и в дальнейшем асимптотически стремятся к нулю.

Амплитуда вариаций быстро уменьшается с удалением от зоны разрыва, значения u и v при $x_0=y_0$ т.е. на симметричных расстояниях в четырех квадрантах имеют полярно одинаковые значения. Поэтому, растяжение по двум противоположным квадрантам в данном случае соответствует сжатию по двум остальным квадрантам, реальная величина u и v рассчитывается, так же как w_{max} .

Изменение продольных деформаций ε_{xx} и ε_{yy} выявляются одинаково. Характерной чертой в поведении этих величин является то, что модули их значений достигают максимума приблизительно в точке $z_0=h$, т.е. на глубине кромки не сдвиговой зоны. Здесь тоже с удалением от зоны разрыва амплитуда вариаций быстро уменьшается. Это означает, что не монотонные изменения деформаций на свободной поверхности можно наблюдать только в ближней зоне разрыва, а в дальней зоне деформационные изменения происходят монотонным падением его абсолютных значений. При этом, сохраняется полярность их изменения по отношению к центру не сдвиговой зоны и по четырем квадрантам координатной сетки [7].

Изменение продольной деформации ε_{zz} вблизи разрыва (на глубине) имеет сложную зависимость от z_0 [7]. Сравнивая их с нашими расчетами можно обнаружить, что все формы проявления продольных деформаций вблизи не сдвиговой зоны, примерно в точках $z_0=0,8$ и $z_0=2,8$ меняются скачкообразно и примерно внутри отрезка $z_0 [0,8; 2,8]$ принимают более или менее близкие к друг другу по величине значения.

Изменение объемной деформации $\theta=\varepsilon_{xx}+\varepsilon_{yy}+\varepsilon_{zz}$ точно такое же, как у ε_{xx} и ε_{yy} . Для определения напряжений в различных условиях заложения сдвиговых зон и значений параметра z_0 были построены и рассмотрены поля, соответствующие возможным значениям пар (z_0, h) при $h=1,2,3,4$ и $z_0=0,1,2,3,4$ (всего 20 различных пар).

Это обстоятельство позволило проявление локальных зон конечных деформаций на поверхности Земли как проекцию напряженно-деформированного состояния внутрикорových квазистатических процессов. В [1,9] показана повсеместность проявления сейсмотектонических движений и выявлен ряд параметров, открывающих возможность выхода на долгосрочный прогноз сейсмических событий.

В [3,9] выявлены эмпирические зависимости между разными параметрами современных сейсмодислокаций на земной поверхности, позволившие оценить магнитуду землетрясений.

$$M=6+0,22(H)^{1/2} \text{ (м.)}; \quad M=4,83+1,67\lg L \text{ (км.)};$$

$$M=3,94+2,0\lg 2r \text{ (км.)}; \quad M=4,58+1,3\lg d_0 \text{ (см.)}; \quad M=8,5-0,6\lg D_0 \text{ (см.)}; \quad (1)$$

где M -магнитуда; H -глубина очага; L -длина сейсмодислокации; r -радиус зоны существенных деформаций; d_0 -дополнительное амплитуда смещение в сейсмодислокации; D -смещение в очаге.

Допуская $\sigma_{xy} = \mu \varepsilon_{xy}$ и , используя соответствующие выражения из математической модели [4,7] для произвольного внутреннего концентратора и вычитая от него решение для области без концентратора, получим разницу двух состояний. Из [7] можно определить связь тектонических деформаций и напряжений с магнитудой палеоземлетрясения, которому отвечает падение (или вариация двух напряженных состояний) оцененной силы в приразломных зонах:

$$\sigma_{xy} = \sum_{m=1}^2 \left\{ -\frac{3V_i \Delta \sigma_i}{2\pi^3} \left[\frac{3r^2 - H^2}{2r^2} - \frac{15x^2 y^2}{r^4} + \frac{1-2\nu}{2(r+H)^2} \left(6r^2 + 4H^2 + \frac{4x^2 y(5r+2H)^2}{r(r+H)^2} + \frac{4x^2 y(5r+2H)^2}{r(r+H)^2} \right) \right] \right\} \quad (2)$$

В (2) V_i - объем очаговой зоны и $V_i = 10^{0,6M-0,721} \text{ км}^3$, $\Delta \sigma_1 = k_{01} \lambda \varepsilon_0$ - падение напряжения (разница двух упругих состояний при наличии первого разрыва), где $k_{s1} \sim \tan \alpha$, $\Delta \sigma_2 = k_{02} \lambda \varepsilon_0$ - падение напряжения при наличии второго разрыва, где $k_{s2} \sim \tan \beta$.

Объем разлома соответствующий магнитуде по нашим вычислениям $V_0 = 10^{2,57+0,25M} \text{ км}^3$. общую деформацию можно принять как: $\varepsilon_0 = \sqrt{\frac{V_i}{2V_0}} 10^{-4}$ отсюда же имеем: $\lg \Delta \sigma = 0,19M + 0,36$; подставив эти выражения в место $\Delta \sigma_{xy}$, $\Delta \sigma$ и ε_0 , а также согласно [4,9] при осредненных значениях: $\nu = 0,25$; $\rho = 2,6 \text{ г/см}^3$; $a/b = 35$; $c/d = 25$ получим для магнитуды (1), выражение связывающие M с деформацией в очаге ε_0 и падающим напряжением $\Delta \sigma_0$:

$$M = 11,4 + 2,37 \lg \varepsilon_0 + 1,54 \lg \Delta \sigma_0; \quad (3)$$

На примере двух палеосейсмодислокаций выявленных в зоне деформационного влияния Чарвакского водохранилища, расчетами определен ряд параметров структур, в которых происходили существенные сейсмические процессы.

В таблице 1 показаны параметры палеосейсмоструктур и результаты расчетов возможных магнитуд палеоземлетрясений в зависимости от этих параметров. Расчеты проведены по (1), (2), (3) и ранее известным эмпирическим формулам [4,9] и на основе разработанных моделей [7]. Сопоставление полученных результатов с теоретическими показало хорошую согласованность в пределах указанных выше границ z_0 (внутри отрезка).

Таблица 1.
Значения величины магнитуд палеоземлетрясений на основе эмпирических (а) и модельных расчетов (б)

Палеоструктуры		Сандалаш		Терс	
		a	b	a	b
Координаты:	φ	42,2		41,6	
	λ	71,2		70,7	
Деформация- $\varepsilon_0 \times 10^{-5}$		1,50	1,74	0,83	0,96
Сброс напряжений - бар.		90,0	94,0	90,0	94,0
Глубина разрыва - h (км.)		50,0	50,0	50,0	50,0
Магнитуда по глубине		7,56	7,70	7,56	7,72
Ширина разрыва - D_0 (см.)		80,0	85,0	35,0	35,0

Магнитуда по ширине разрыва- D_0 , (см.)	7,39	7,43	7,57	7,82
Дополнительное амплитуда смещение в сейсмодислокации - d_0 (см.)	45,0	47,2	25,0	25,0
Магнитуда по смещению	6,72	6,78	6,39	6,54
Длина главного разрыва - L (км.)	5,00	5,00	5,00	5,20
Магнитуда по длине главного разрыва L	5,99	5,99	5,99	6,17
Зона деформации - r (км.)	25,0	22,0	15,0	17,0
Магнитуда по зоне деформации	6,73	6,53	6,29	7,12

Утверждение о том, что большая разница напряжений возникает на длинных системах неоднородностей верно в случае, когда по всей длине выбранной системы разрыва (или разлома) обеспечено условие беконечной малости дополнительных деформаций, возникающих при эксплуатации водохранилищ. Скачки напряжений могут возникать и при малых длинах разрывов, если по ним происходят достаточно сильные вариации деформаций с соответствующим интервалом. Такое соответствие справедливо только в поле действующих упругих сил и в пределах объема, для которого составлена вышеуказанная схема. Области, в которых реализуются приведенные оценки, являются накопителями энергии в пределах бесконечно малых деформаций.

Литература:

1. Садыков Ю.М., Нурматов У.А., Ходжаев А.К. К сейсмогеодинамике Западного Тянь-Шаня.// Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии.- Сборник докладов международной научной конференции. 15-16 октября 2018г.Ташкент. С.262-273.
2. Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общегео сейсмического районирования территории Российской федерации – ОСР-97. Масштаб 1:800000 Объяснительная записка. ОИФЗ РАН. Москва.1999. С.57
3. Стром А.Л., Нуртаев Б.С. , Садыкова Л. К вопросу о расчетной сейсмичности участка строительства Пскемской ГЭС.// Сборник докладов международной научной конференции "Геофизические методы решения актуальных проблем современной сейсмологии" посвященной 150 летию Ташкентской научно-исследовательской геофизической обсерватории.Ташкент.2018. С. 47-52.
4. Хамидов Л.А., Ходжаев А.К., Фахриддинов Ж.Ф., Шукуров З.Ф. Оценка внутренних сил земной коры в зоне слияния двух глубинных разломов западного Тянь-Шаня.// Проблемы сейсмологии в Узбекистане Ташкент. ИС АН РУз. № 9. 2011. С.84-90
5. Hein A. Zur Gedirgs-und Gesteins-testigkeit.// Schwec. Bauztg 1912, 50, P.726.5.
6. Хамидов Л.А. Уровень падения напряжений в палеосейсмодислокациях и некоторые условия подготовки разрушений в сейсмогенных зонах Западного Тянь-Шаня // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород: Тез.докл. I Междунар. школы-семинара. 14-22 ноября 2001 г. Красноярск, 2001. С.145-147.
7. Хамидов Х.Л., Ганиева Б.Р., Анварова С.Г., Жураев Ф.У. Квазистатическая количественная модель для расчета напряжений и деформаций земной коры основания крупных резервуаров.// XXII Уральская молод. научная школа по геофизике. г. Перми 15-19 марта 2021 года. С.27-33.
8. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения.- М: ИФЗ АН СССР, 1991. 218с.

9. Ходжаев А.К., Хамидов Л.А., Фахриддинов Ж.Ф. Палео-и современные сейсмодислокации в переходной зоне от Тянь-Шаньского орогена к Туранской платформе Центральной Азии. // Современная геодинамика Центральной Азии. Сборник трудов Межд.конф. Иркутск, 23-29 сентября 2012. С.202-205.

НОВАЯ КАРТА ПЛОТНОСТИ РАЗЛОМОВ СРЕДИННОГО, ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Цай О.Г.*

**Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева*

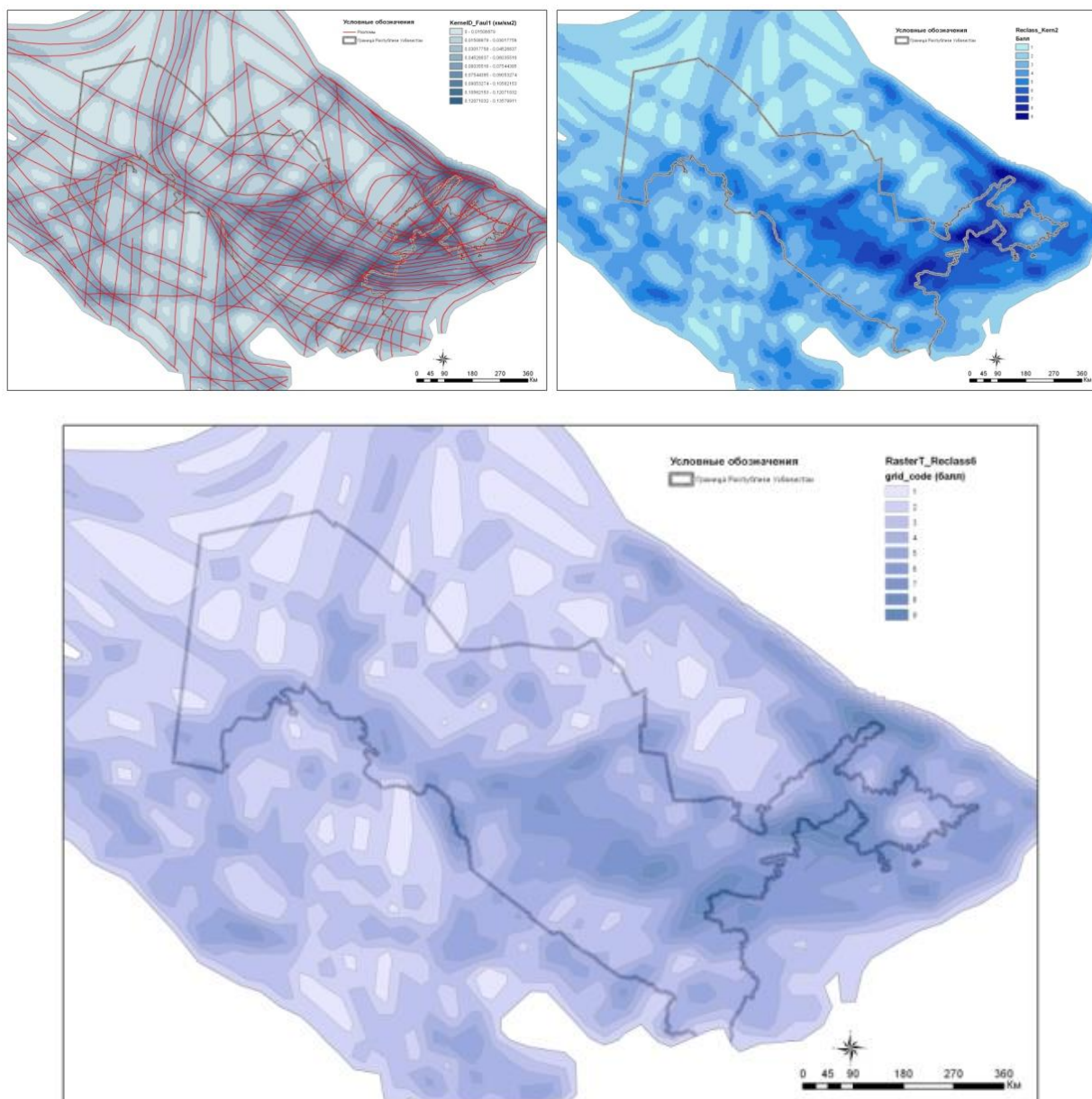
Карты разломов дают представление о количественной и качественной информации дислокаций. Представление о численной характеристике раздробленности Земной коры по площади дают карты плотности разломов (Шерман и др., 1991; 1992). Под плотностью разломов авторы понимают количество разломов, приходящихся на единицу площади. Помнению Леви (1983, 1990) показатель плотности разломов является универсальным: с одной стороны, он характеризует тектонические процессы, а с другой, реологические свойства среды.

Основываясь на опыте составления карты плотности для разрывных нарушений по территории Западной Сибири применением способа «скользящего окна» (Гурари и др., 1970) и при их непосредственном участии схематические карты плотности разломов были составлены для территорий Восточного (Ярмухамедов, Якубов и Саттаров, 1979) и Западного Узбекистана (Якубов, 1991), Средней Азии (Ярмухамедов, 1995). Исходным материалом являлись данные по известным разломам, установленным по геологическим и геоморфологическим съемкам, геофизическим и морфологическим исследованиям, дешифрирования аэрокосмических снимков. Карта плотности разломов в пределах Главного Копетдагского сдвига встречается в публикации Шерман и др. (1991). Данный показатель входит в Геодинамический каталог морфоструктурных узлов Средней Азии (Ярмухамедов, 1988).

В данной работе предложена новая карта плотности разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий. За основу ее создания взята карта разломов [5]. При построении карты использованы инструменты ArcGIS: Spatial Analysis Tools (Density, Reclass), позволившие перейти от качественной оценки данных к количественной – плотности разломов.

Методология создания карты плотности разломов сводится к следующему:

1. Использование инструмента Spatial Analysis Tool /Density/ Kernel Density вычисляется плотность разломов в км/км². Результат представлен в виде растра KernelD_Fault1 (Рис. 1а). На рис.2 приводится принцип расчета по способу плотности ядра Silverman (1986).
2. Использование инструмента SpatialAnalysisTool / Reclass/ Reclassify выполнена реклассификация. В данном случае значения плотности разломов (км/км²) на основе критерия плотности преобразованы для удобства в шкалу от 1 до 9 баллов: минимальной плотности разломов присвоено значение 1, максимальной – 9). Результат представлен в виде растра KernelD_Fault1 (Рис. 1б).
3. Использование инструмента Conversion Tool / From Raster растр переводится в векторный (полигональный) объект RasterT_Reclass6 (Рис. 1в) с изолиниями плотности разломов в баллах.



- а) растр KernelD_Fault1;
- б) растр KernelD_Fault1;
- в) векторный (полигональный) объект RasterT_Reclass6 – изолинии плотности разломов, балл

Рис.1. Использование инструмента ArcGIS (SpatialAnalysisTool) для построения карты плотности разломов

Условные обозначения:

- а) растр KernelD_Fault1;
- б) растр KernelD_Fault1;
- в) векторный (полигональный) объект RasterT_Reclass6 – изолинии плотности разломов, балл

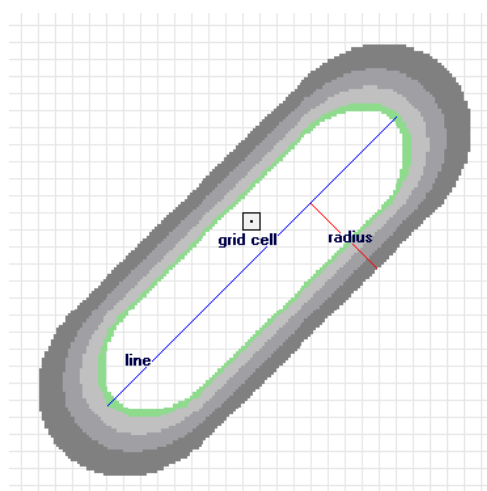


Рис. 2. Принцип расчета по способу плотности ядра (источник: ArcGIS).

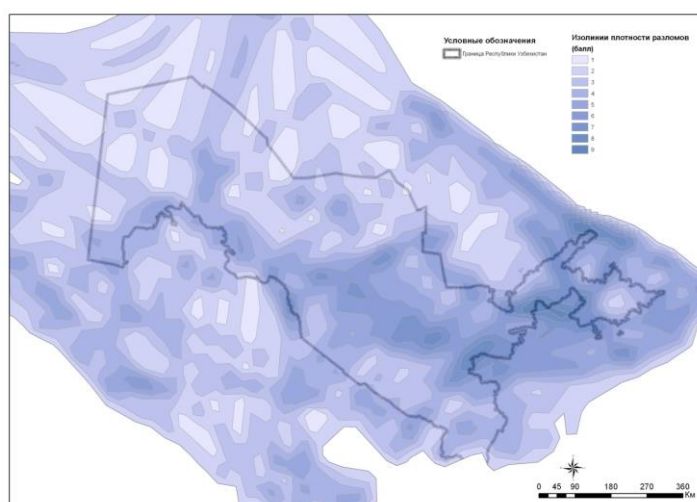


Рис. 3. Карта плотности разломов Срединного, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий.

В целом, по изученной территории средняя плотность разломов составляет 3 б. Для интерпретации зоны повышенной плотности разломов, карта сопоставлена с картой геодинамического районирования палеозойских складчатых систем [1]. Сопоставление пространственного расположения участков повышенной плотности разломов показало, что наиболее высокие значения плотности (>6) отмечаются в пределах поперечных разломов Южного Тянь-Шаня и Чаткало-Кураминского региона (в зоне Кумбельского и Таласо-Ферганского разломов). Здесь на общем повышенном фоне выделяются локальные аномалии с плотностью 8-9 б. (Рис. 4).

Таким образом, карта плотности разломов показывает наиболее раздробленную часть Земной коры площадью в пределах территории Южного Тянь-Шаня и Чаткало-Кураминского региона.

Современные представления о связи плотности разломов с магматизмом, оруденением и сейсмичностью позволит по-новому взглянуть на эти закономерности для их прогноза.

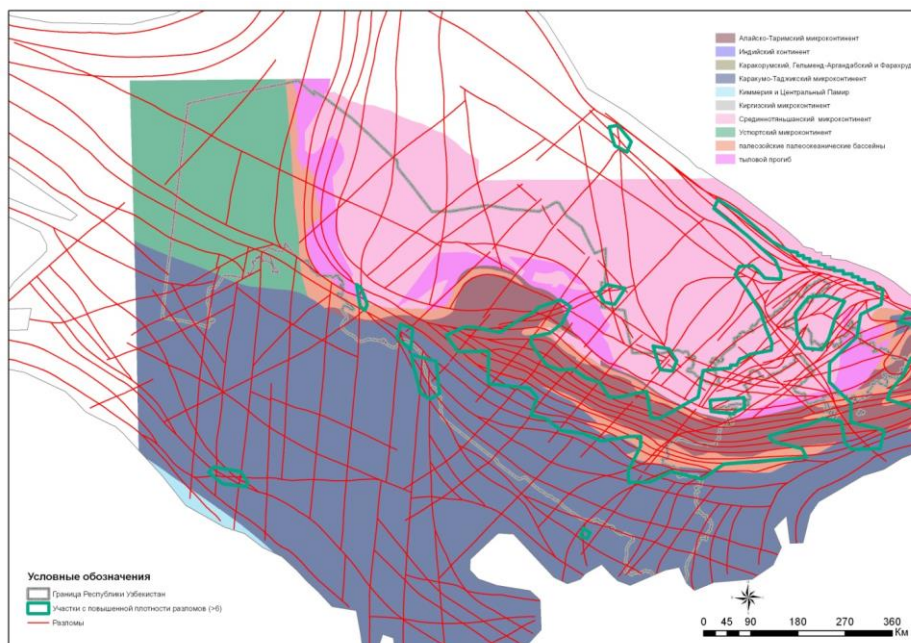


Рис. 4. Участки с повышенной плотностью разломов (>6).

Литература:

4. Атлас. ИМР. Карта геодинамического районирования палеозойских складчатых систем Тянь-Шаня и Памира м-ба 1:5000000.
5. Гурари Ф.Г. и др. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты. // Труды СНИИГГИМС. Вып. 65. Новосибирск, 1967.
6. Леви К.Г. Тектонические движения, сейсмоактивный и сейсмогенерирующий слой континентальной литосферы. // Докл. АН СССР. 1983. Т.300. №6. С. 1424-1426.
7. Леви К.Г. Тектонофизический анализ неотектонических движений в сейсмоактивных зонах литосферы. // Автореф. докт. дисс. Новосибирск. 1990. 39 с.
8. Цай О.Г. Электронная карта разломов Среднего, Южного Тянь-Шаня и прилегающих территорий // Материалы ЛП Тектонического Совещ. «Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики», 29 января - 2 февраля 2020 г. / Отв. ред. К.Е. Дегтярев. Т. 2. М.: ГЕОС, 2020. С. 382-386.
9. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.
10. Якубов Д.Х. Геотектонические условия возникновения сильных землетрясений Среднего и Южного Тянь-Шаня. Т.: Фан, 1991. 97 с.
11. Ярмахамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С. Современная геодинамика Восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. С. 110.
12. Ярмахамедов А.Р. Морфоструктура Среднего Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью / Отв. ред. О.М. Борисов. Т.: Фан, 1988. 164 с.
13. Ярмахамедов А. Р. Современная геодинамическая активность земной коры Средней Азии и ее связь с сейсмичностью. Т., Изд-во Университет. 1995. 130 с.
14. Silverman B.W. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. New York: Chapman and Hall. 1986.

КАРЖАНТАУ ВА ТОВОҚСОЙ ЕР ЁРИҚЛАРИ КЕСИШГАН ХУДУД ЕР ҚОБИҒИНИНГ ЗАМОНАВИЙ ВЕРТИКАЛ ҲАРАКАТЛАРИНИ GNSS ҚУРИЛМАЛАР БИЛАН ЎРГАНИШ

Шукуров З.Ф.*, Тўхтамешов Ф.Ғ.*, Алламбердиев И.С.***,
Тўйчиев Х.А.****

*** ЎзР Фанлар академияси Сейсмология институти.**

****Мирзо Улуғбек номидаги Ўзбекистон Миллий университети**

Ер қобиғининг замонавий горизонтал ҳаракатларини тадқиқ этиш ишлари Ўзбекистон Республикасининг геодинамик полигонларида ўтказилиб келинади. Ер қобиғининг замонавий ҳаракатларини ўрганишнинг миқдорий методларига юқори аниқликдаги геодезик ўлчашлар киради. Ўлчаш ишларини амалга ошириш мураккаблиги боис, ер қобиғининг горизонтал ҳаракатларини ўрганишга кам эътибор берилади. Ўлчаш ишлари асосан алоҳида ҳудудларда, гидротехник иншоотлар атрофида, катта шаҳарларда, кучли зилзилаларни эпицентрал ҳудудларида олиб борилган [1]. Шунинг учун ер қобиғининг горизонтал ҳаракатларини сейсмиклик билан алоқадорлиги кам ўрганилган.

Ер қобиғининг горизонтал ҳаракатларини ўрганиш учун биринчи қадамлар 1960-1970 йилларда Ўрта Осиёда қўйилган, ер қобиғининг замонавий горизонтал ҳаракатларини ўрганишда ва қайта ишлашда редукция усулидан фойдаланилган [2].

В.И.Уломов охириги йилларда олинган GPS натижаларини, яъни ер қобиғи ва бутун литосферани ривожланиши учун муҳим бўлган ер қобиғининг горизонтал тектоник ҳаракатлари натижаларини, шу жумладан Россия ва Ўрта Осиё ҳудудларида олиб борилган тадқиқотларнинг ҳам қимматлилигини эътироф этди. GPS ёрдамида нафақат замонавий геодинамика ҳақида аниқ ва сифатли маълумот олиш, балки комплекс мониторингга оид ишларни ҳам ташкил қилиш мумкинлиги исботлаб берилган [2].

Ҳозирда Каржантау ер ёриғи ўтган Товоқсой геодинамик микрополигонда комплекс геофизик(магнитометрия, гравиметрия, радиометрия) ва геодезикўлчаш ишлари олиб борилмоқда.Бунда асосий мақсад сейсмик фаол ҳудудларда, Каржантау чуқур ер ёриғи ҳудудида геологик-геофизик кузатувлар олиб бориш ва кузатув натижалари асосида ҳудуднинг кучланганлик-деформацион ҳолатини баҳолаш ҳисобланади. Бундан ташқари,Каржантау чуқур ер ёриғини геологик-геофизик усуллар ёрдамида сейсмик фаоллигини жорий назорат қилиб бориш, зилзила даракчиларини аниқлаш ва ГИС технологиялари ёрдамида геодинамик ҳолатни миқдорий моделларини яратиш назарда тутилган.

Маълумки, Каржантау ер ёриғи ҳудудида кейинги 80 йил давомида 7 таб баллдан 8 баллгача жадалликка эга бўлган зилзилалар қайд қилинган. Мисол учун 1937 йилдаги Пском зилзиласи($M=6,5$), 1959 йилдаги Бурчмулла зилзиласи($M=5,7$), 1966 йилдаги Тошкент зилзиласи($M=5,3$), 1971 йилдаги Абай зилзиласи($M=4,4$), 1977 йилдаги Товоқсой зилзиласи($M=5,3$), 1980 йилдаги Назарбек зилзиласи ($M=5,5$), 2008 йилдаги Тошкент зилзиласи($M=4,7$). Умумий миқдорда Тошкентолди ҳудудида 41 та кучли ва сезиларли зилзилалар содир бўлган[3].

Тошкентолди ҳудуди ва унинг атрофидаги ҳудудлар Республикаимизнинг демографик жиҳатдан аҳоли зич жойлашган ҳудудларидан бири ҳисобланади, қолаверса бу ҳудудларда иқтисодиёт ривожини учун саноат аҳамиятига эга бўлган кўплаб ишлаб чиқариш объектларининг жойлашганлигини ҳисобга олган ҳолда, ҳудуднинг сейсмик ҳолатини баҳолаш мақсадида геологик-геофизик тадқиқотлар олиб бориш муҳим аҳамиятга эга ҳисобланади.

Тадқиқотнинг вазифалари қуйидагилардан иборат: Каржантау чуқур ер ёриғи ва унинг атрофидаги ҳудудларнинг геологик, тектоник тузилиши, сейсмиклиги, геофизик майдонлари, чуқур қатламларининг тузилиши ва бошқалар ҳақида умумий маълумотлар

тўплаш; ҳудудда профилли ва майдон бўйича магнитометрик, гравиметрик, радиометрик, геодезикизланишлар олиб бориш; геодинамик полигонларни тадқиқ этиш, яъни Каржантау чуқур ер ёриғи ва Товоқсой ер ёриғи кесишган ҳудуд ва унинг атрофидаги ҳудудларнинг горизонтал ва вертикал ҳаракатларни тадқиқ этиш; олинган натижалар асосида ГИС технологияларидан фойдаланиб ҳудуднинг миқдорий моделларини яратиш.

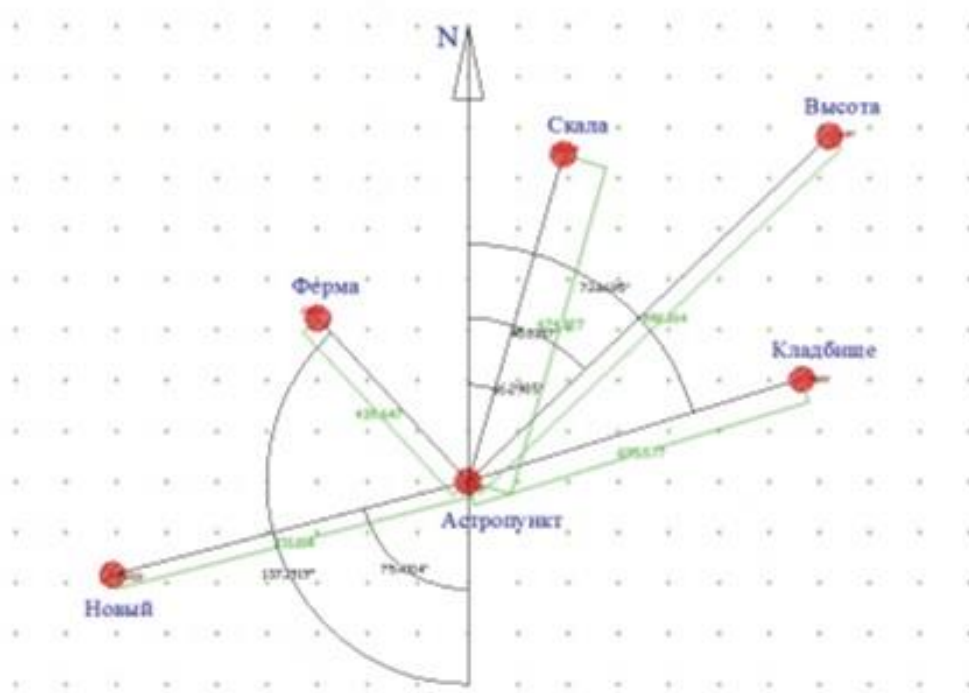
Тадқиқотларни олиб боришда ерусти замонавий геодезиксъемка усуллари—GNSS(South фирмаси қурилмаси) сьемка, ўлчанган маълумотларни қайта ишлаш усулларида (SGO дастурий тўплами) фойдаланилди ҳамда олинган натижаларни умумлаштириб, сейсмогеодинамик жараёнлар билан солиштириштирилди.

Товоқсой геодинамик полигони Д.Х.Якубов ва А.Р.Ярмухамедов бошчилигида Товоқсойзилзilasидан кейин,1978 йилда ташкил этилган.Геодезик кузатув нукталарини ўрнатишдава ер қобиғининг деформациясини ўлчашдаВ.Г.Леухин, В.Н.Ем, Р.Илясов, А.М.Морохов, С.А.Ирушкин, А.С.Саттаров, Б.С.Саидхонов, З.М.Жуманиёзова, Ш.Х.Абдуллаев, А.Р.Ярмухамедов ва бошқа мутахассислар фаол иштирокэтишган. Товоқсой геодинамик микрополигониЎзбекистонда мунтазам равишдагеодезик кузатувлар олиб бориладиган ягона илмий полигон ҳисобланади. 1978 йилданбошлаб мунтазам равишда ўтказилган геодезиккузатув ишлари натижалари Д.Х.Якубов,А.Р.Ярмухамедов ва бошқаларнинг илмий ишларида батафсил келтирилган[4]. Ўзинингмайдони ва сурилиш амплитудасинингкатталиги бўйича Каржантау чуқур ерёриғи ва Товоқсой ер ёриғи кесишган зона Тошкентолдигеодинамик полигонининг энг катта геологикбузилишларидан бири ҳисобланади[5].

Ҳудудда аввал ўтказилган вертикал ҳаракатларниўлчаш натижалари тўғрисида: Товоқсой микрополигонида1978 йил июнь ойидан1985 йилгача31 та циклда қайта кузатув нукталариданивелирлашишлари олиб борилган. 1985 йилдан1990 йилгача бўлган ораликдаўлчаш ишлари олиб борилмаган. 1990 йил майойида ўлчаш ишлари қайта йўлга қўйилган, яъни1990 йилдан1995 йилгача вертикалҳаракат миқдорини ўлчаш ишлари давом эттирилган. Юқорида келтирилгандек, барча нивелирлаш тадқиқот натижалариД.Х.Якубов ва А.Р.Ярмухамедовларнинг ишларида батафсил келтирилган[4,5].

Горизонтал ҳаракатлар. Товоқсой микрополигонида махсус триангуляцион сьемкаишлари, яъни чизикли-бурчак ўлчаш ишлари18 та циклда1979 йилдан1984 йилгача олибборилган. 1993-йил июнь ойида1-класс трилатерация ва2-класс юқори аниқликдаги нивелирлаш ишлари ўтказилган. Светоодномер ва махсус триангуляцион сьемканатижаларини бир-бирига таққослаш натижасида юқорида келтирилган муаллифлар (Д.Х.Якубов, А.Р.Ярмухамедов ва бошқалар, 1978-1985 йй.) қуйидагича хулосага келишган: Одатда Товоқсой полигонда кучли зилзилалардан олдин чўзилиш, кейин эса сиқилиш жараёнларикузатилган[5]. Бу натижалар зилзилаларни прогноз қилишда геодезик изланишларнинг нечоғлик муҳимлигини кўрсатади.

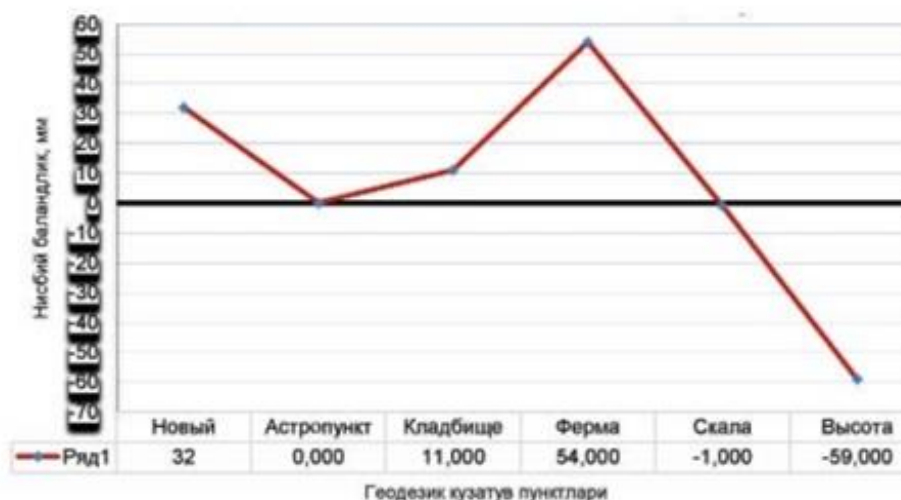
Бундан ташқари ер қобиғининг замонавий ҳаракатларини аниқлаш мақсадида2016 йилнинг бошида Тошкент олди геодинамик полигонида комплекс геологик-геофизик тадқиқотлар ўтказилабошланди ва олиб борилган тадқиқот ишлари натижаларини ер қобиғидаги деформацияни миқдорий баҳолашнинг илк қадамлари деб ҳисоблашимиз мумкин[3].Бунда Каржантау чуқур ер ёриғининг сейсмик фаоллигини геологик-геофизик усуллар мажмуаси ёрдамида баҳолаш илмий-тадқиқот ишларидоирасида Товоқсой геодинамик полигонида тахеометр қурилмаси билан ҳар чоракда, яъни 06.05.2016 да, 11.07.2016 да ва14.12.2016 йилда дала кузатув ишлариўтказилди. Қуйидаги1-расмда Товоқсой геодинамик полигонида жойлашган геодезик нукталарда ўлчаш ишлари ўтказилган[3].



1-расм. Товоксой геодинамик полигонидаги геодезик пунктларнинг жойлашиш схемаси

Товоксой геодинамик полигонида 1979-1980 йилларда тўртта цикл нивелирлаш ишлари олиб борилган. Бунда таянч нукта сифатида Товоксой посёлкаси кабристонидаги «ГУГК» нукта қабул қилинган. Бу нукта Товоксой дарёси бўйлаб Тошкент-Чорбоғ автомобил йўли билан кесишган ҳудудда жойлашган. Нивелирлаш ишлари юқоридаги нуктадан бошланиб, Товоксой дарёси бўйлаб юқорига қараб, Каржантаува Товоксой ер ёриқлари кесишган ҳудудгача келган ҳамда бошқа нукталар учун асос ҳисобланади.

Олиб борилган тадқиқотлар натижасида Товоксой геодинамик полигонида 2016 йилда ўтказилган тахеометрик ўлчаш ишлари натижалари, 1979 йилда ўтказилган нивелирлаш ишлари натижалари билан бир тизимда қайта ишланди ва таҳлил қилинди, натижада пунктларнинг 36 йиллик вертикал ҳаракат миқдорлари аниқланган (2-расм).



2-расм. Товоксой геодинамик полигонидаги пунктларнинг 36 йиллик вертикал ҳаракат миқдорлари графиги

2-расмда нисбий баландлик қийматлари мм ўлчов бирлигида акс этган, Каржантау ер ёриғи шимолида жойлашган «Скала» ва «Высота» нукталарида -1 мм ва -59 мм га чўкиш ҳолати кузатилди. Жанубий қисмида жойлашган «Новый», «Кладбище» ва

«Ферма» геодезик кузатув нукталарида 32 мм, 11 мм, 54 мм кўтарилганлиги кузатилган. Айниқса «Ферма» ва «Высота» нукталарининг яқин атрофида вертикал ҳаракат микдорлари қолган пунктларга нисбатан кўпроқ ўзгаргани аниқланди. Бунга сабаб юқорида келтирилган нукталар чуқур Каржантау ер ёриғига яқин ҳудудларда жойлашганлигидир(3-расм)[3].



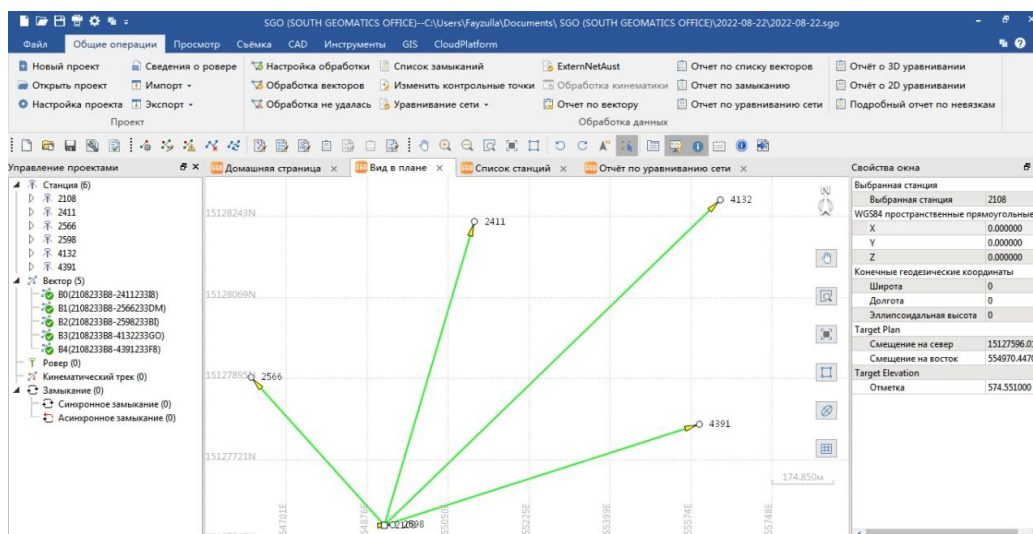
3-расм. Каржантау чуқур ер ёриғи ва Товоксой ер ёриғи кесишган ҳудуднинг схематик харитаси

1-триангуляцион пунктлар, 2-ер ёриғи, 3-вертикал ҳаракат (+), 4-вертикал ҳаракат (-)

Юқорида келтирилган маълумотлар кўра Товоксой микрополигонда комплекс мониторинг ишлариини давом эттириш ниҳоятда муҳим эканлиги келиб чиқади. Шу асосида 2022 йилда 2 марта(10.04.2022 ва 21.08.2022 кунлари) замонавий геодезик қурилмалардан фойдаланган ҳолда кузатув ишлари олиб борилди. Бунда Хитойнинг South фирмаси томонидан ишлаб чиқарилган GNSS қурилмалардан фойдаланилди.

Тадқиқот ишлари статикрежимда ўтказилди, 6 та пунктда кузатув ишлари олиб борилди(База (2108), Астропункт (2598), Ферма(2566), Кладбище(4391), Высота(4132), Скала(2411)). База сифатида статикрежимда Астропункт яқинидаги нукта танланди. Бунда 2 та мобил GNSS қурилмалардан биринчиси База нуктасига ўрнатилди (ўлчов ишлари якунлангунча), иккинчиси билан бошқа пунктларда ўлчовлар олинди.

Олинган маълумотларни талқин қилишда SGO (South Geomatics Office) дастуридан фойдаланилди. Бунда нукталарбазага боғланади(4-расм). Нукталар орасидаги вектор чизиқлари талқин қилингандан кейин нукталар бир-бирига математик ҳисоб китоблар орқали боғланди.



4-расм. База ва нукталарнинг бир-бирига боғланган схемаси

Натижаларни таҳлил қилишда 2-ўлчов натижаларидан 1-ўлчов натижалари айирилиб, пунктларнинг вертикал ҳаракатлари аниқланди. Бунда энг кўп ўзгариш Ферма (2566), Кладбище (4391), Высота (4132) нукталарда кузатилди.

Юқоридаги барча маълумотларни инобатга олган ҳолда келгусида замонавий геодезик қурилмалардан фойдаланган ҳолда ўлчовларни тизимли давом эттириш ва шу орқали Каржантау ва Товоқсой ер ёриқлари кесишган ҳудуд ер қобиғининг вертикал ҳаракатларини доимий мониторинг қилиб бориш тавсия этилади.

Фойдаланилган адабиётлар рўйхати:

1. Шукуров З.Ф. Ер қобиғида замонавий деформацияни геодезик съёмкалар орқали аниқлаш усуллари // Проблемы сейсмологии в Узбекистане. Т.: ИС АН РУз. 2013. № 10. С. 63-67.
2. Уломов В.И. Динамика земной коры Средней Азии и прогноз землетрясений. Т.: Фан. 1974. 216 с.
3. Шукуров З.Ф., Юсупов В.Р., Ядигаров Э.М. Каржантау ва Товоқсой ер ёриқлари кесишган ҳудуддаги ер сатҳи вертикал ҳаракатининг таҳлили // Геология ва минерал ресурслар. 2017. № 3. С. 55-58.
4. Ярмухамедов А.Р., Абдуллабеков К.Н., Усманова М.Т. К сейсмодинамике Центральной Азии // Тр. Первого Казахстанско-Японского семинара. 25-28 июня 2001 г. Алматы: Эверо. 2002. С. 21-29.
5. Ярмухамедов А.Р. Морфоструктура Среднего Тянь-Шаня и ее связь с сейсмичностью. Т.: Фан. 1988. 164 с.

ОЛТИНГА БОҒЛИҚ МАЪДАНЛАШУВ ХУДУДЛАРИДА КОМПЛЕКС ГЕОКИМЁВИЙ ВА ГЕОФИЗИК ҚИДИРУВ ИШИ НАТИЖАЛАРИНИ ТИЗИМЛИ ТАҲЛИЛ ҚИЛИШ (ТАМДИТАУ ТОҒЛАРИ МИСОЛИДА).

Эшмуродов А.П.*, Бобоқулов К.Г.*

**Х.М. Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

Худудимизда тоғ-кончилик саноати вужуга келишининг дастлабки одимлари мавжуд тарихий манбалар ҳамда геология қидирув жараёнида топилган кўплаб фактик материаллар ёрдамида ёритилган. Қадимий тоғ иншоатларининг кенг тарқалганлиги. Турли формацияларига хос конларда учраши, миқёси республикада олтин маъданларини ўзлаштиришнинг анъаналари кўп асрлик тарихга эга эканлигидан далолат беради. Бугунги кунда олтин Ўзбекистоннинг асосий экспорт объекти ҳисобланади. Олтин 2020 йилда Ўзбекистон экспортининг 44% ини ташкил этган (35% 2019 йилда). Шу муносабат билан янги истиқболли олтин қазиб олиш учун маъданлашув ҳудудларини қидириш, шунингдек уларни қидиришнинг янги усуллари ишлаб чиқиш катта аҳамиятга эга.

Руда конларини ва уларни шакллантириш ва жойлаштириш қонуниятлари бўйича олинган натижаларни ҳар томонлама ўрганиш ҳар доим республиканинг минерал-ҳомашё базасини ва алоҳида тоғ-кон саноатини кенгайтириш ва мустаҳкамлашга қаратилган бўлиб, саноат фойдали қазилма конларини қидириш ва прогнозини яхшилаш учун асос бўлиб хизмат қилади.

Тамдитау тоғларининг олтин рудаси объектлари уларнинг таркибий ва тектоник ҳолати асосида тизимлаштирилган. Руда ҳосил бўлиш жараёнини ўрганишда геофизик, геохимёвий хусусиятлар ва объектлар майдонининг интенсивлиги ҳам ҳисобга олинган.

Кўп йиллар давомида Тамдитау тоғлари ҳудудида олтин конларини аниқлаш бўйича ишлар олиб борилган. Статистик металлогения геологик тадқиқотларнинг янги

йўналишларидан бири бўлиб, академик Ф.А. Усманов томонидан ишлаб чиқилган. Усманов анъанавий металлогения ва компьютер технологиялари тамойилларини муваффақиятли бирлаштирган [1]. Фойдали қазилма базасини кенгайтириш мақсадида Тамдитау тоғларининг шимоли-ғарбий қисмида янги олтин конларини аниқлаш мақсадида катта ҳажмда геологик қидирув ишлари олиб борилмоқда. Кўплаб тадқиқотчилар минтақа ривожланишининг геосинклинал модели тўғрисида хулоса бердилар. Бу тадқиқотлар Ю.А. Лихачева, А.К. Бухарина, В.Г. Гарьковца, А.Е. Довнакова, И.Х. Хамрабаева, О.М. Борисова, М.А. Ахмеджанова, Д.Х. Якубова ва бошқалар томонидан амалга оширилган [3]. Марказий Қизилқум минтақасини қидирув нуктаи назаридан кўриб чиқиш Л.П. Зоненшайна, В.С. Буртмана, С.Е. Шульца (мл.), Т.Н. Далимов, П.А. Мухина, Р.Н. Абдуллаева, А.К. Бухарина, В.Д. Брежнева, Ю.С. Савчука ва бошқа тадқиқотчилар томонидан амалга оширилган [2].

Ўтказилаётган тадқиқотнинг умумий харитаси қуйидаги тартибда амалга оширилади.

- Тамдитау ҳудудида олтин конларини қидириш натижаларини йиғиш, тизимлаштириш ва таҳлил қилиш;
- тектонофизик, геофизик ва геохимёвий усулларни ўзига хос хусусиятларини ўрганиш;
- тектонофизик, геофизик ва геохимёвий майдонлар белгилари мажмуаси бўйича олтин конлари учун истиқболли жойларни аниқлаш методикаси.

Олтин конларини маҳаллий башорат қилиш методикаси. Маҳаллий прогнознинг энг муҳим бошланғич нуктаси махфий объектларнинг мултифакториал башоратли қидирув моделларини яратишга имкон беради. Конларни башорат қилиш асосини қуйидаги геологик тадқиқот усуллари ташкил этади: *геологик хариталаш; геологик ва структуравий усуллар; геофизик усуллар; тажриба ишлари; статистик таҳлил; ГИС технологиялари ва бошқалар.*

Статистик металлогеник таҳлил. Олтин конлари ва руда ҳосил бўлишини "Геоанализ" тизимидан фойдаланган ҳолда статистик металлогеник таҳлил қилинади. Металлогеник раёнлаштириш усули Тамдитау олтин рудаси объектларини тақсимланишини ўрганишга асосланган. Маълумотларни таҳлил қилиш алгоритми қуйидагича: Тамдитау бутун ҳудуди 0,5 км кадам билан квадрат панжарали профиллар тизими билан қопланган. (i, j) нуктада марказлашган айлана учун палеозой жинсларининг S_{ij} доира ичидаги майдони ҳисобланиб, айланага тушган олтин рудали объектлар сони N_{ij} ; объектлар зичлиги $P_{ij} = N_{ij}/S_{ij}$ кўринишда бўлади. Натижада руда объектларининг доимий зичликдаги майдони олинади. Олинган рақамли майдон "Winsurf" дастури ёрдамида триангуляция орқали узлуксиз сирт билан ифодаланган. Қуйидаги свиталарнинг конлари ажратилган: 1) Косманачи свитаси - (илгариги "рангли бесапан"), юқори пачка: $P_{ij} = 21$, $D_{ij} = 0,553$; ўрта пачка: $P_{ij} = 29$, $D_{ij} = 0,679$; пастки пачка: $P_{ij} = 20$, $D_{ij} = 0,527$; бўлинмаган: $P_{ij} = 16$, $D_{ij} = 0,402$; 2) Рохат свитаси - $P_{ij} = 24$, $D_{ij} = 0,611$; 3) Мурунтау свитаси $P_{ij} = 16$ га 100 км² майдонда, фазовий боғлиқлик коэффициенти эса $D_{ij} = 0,416$; 4) Тусказғон свитаси - $P_{ij} = 14$, $D_{ij} = 0,327$;

- блок ичидаги ер ёриқлар зонаси (зичлиги $P_{ij} = 18$, 100 км² га, фазовий боғланиш коэффициенти $D_{ij} = 0,482$),

- магнит майдон кучланганлиги интерваллари: 1) -25 дан 50 нТл гача (100 км² учун $P_{ij} = 18$, $D_{ij} = 0,494$; 2) 75 дан 100 нТл гача ($P_{ij} = 21$, $D_{ij} = 0,567$);

- гравитацион майдон интерваллари: -25 дан -15 мГал гача (100 км² учун, $P_{ij} = 29$, $D_{ij} = 0,667$);

- мышьякнинг геохимёвий аномалиялари диапазони 0,001 дан 0,06 % гача (100 км² га, $P_{ij} = 32$, $D_{ij} = 0,653$);

- олтиннинг геохимёвий аномалиялари оралиги 0,003 дан 0,2 г/т гача (100 км² га, $P_{ij} = 30$, $D_{ij} = 0,623$).

Тамдитау тоғларига туташган олтин таркибини башорат қилиш. Палеозой жинслари ва тузилмалари мезо-кайнозой конлари билан қопланган жойларда прогнозлаш иккита усул ёрдамида амалга оширилган: 1) палеозой фундаменти ва бурғулаш натижалари тўғрисида маълумотларни ўз ичига олган геофизик хариталардан фойдаланиш; 2) руда конларига қўшни бўлган очилмалар экстраполяциясидан фойдаланиш. [4]

Тамдитау руда зонаси мезо-кайнозой конлари остида қалинлиги 400-500 м дан кам бўлган қопламанинг чўкинди жинслари билан ётади (1-расм).

Тамдитау руда зонаси майдонидаги магнит ва гравитацион майдонларнинг қийматлари мос равишда 120 дан 140 нТл гача ва -20 дан -15 мГал оралиғида ўзгариб, инфорацион интервалларга мос келади. [5]

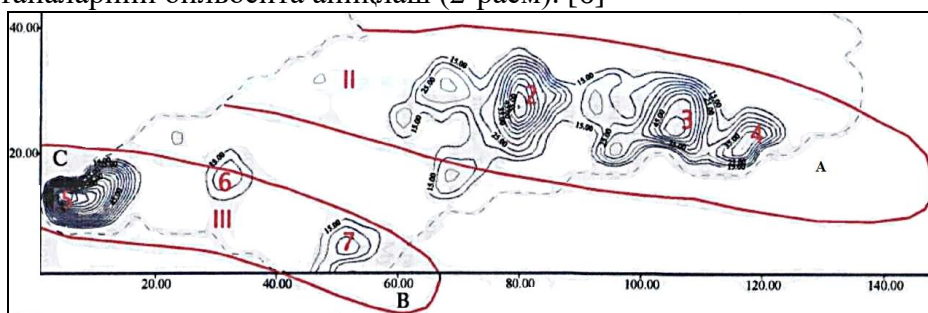
Ундалган қутбланиш (ВП - Вызванная поляризация) усули

Тамдитау шароитида маълум бўлган барча олтин конлари сульфид минераллашуви билан боғлиқ бўлиб, у ундалган қутбланиш қийматларининг ошиши билан тавсифланади. Тамдитау минтақасида ВП усулининг кенг қўлланилиши электроразведканинг бошқа усулларида устунлиги қуйидагиларга боғлиқ, яъни:

а) тоғ жинслари ва чўкиндиларнинг бўшоқлиги кузатилган зоналари аномалияларининг ишончлилиги.

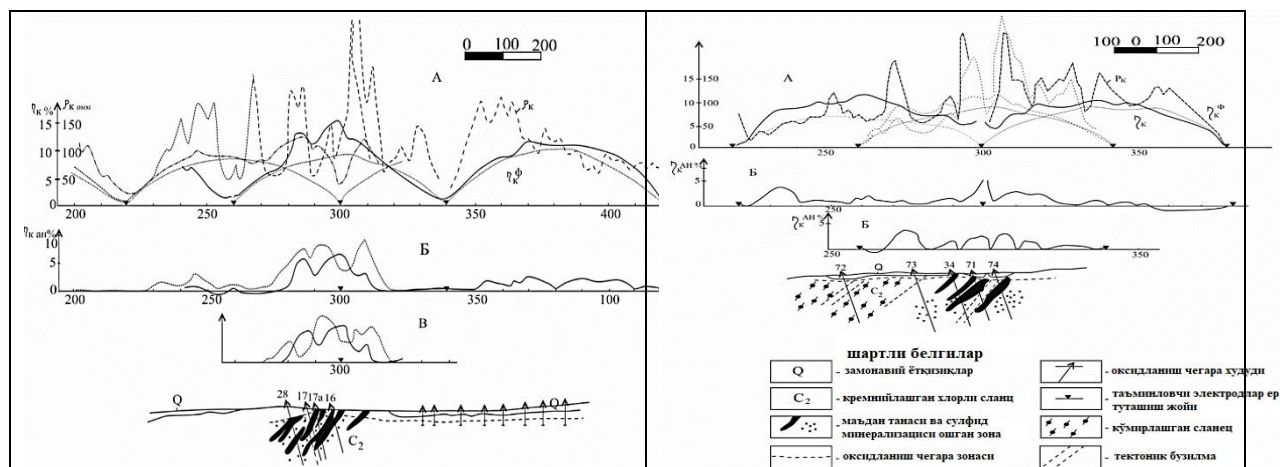
б) сульфидлар, мис, қўрғошин, кумуш, никел, темир, магнетит, графит, илменит, маҳаллий металллар ва бошқа ноёб минераллар каби электрон ўтказувчи минераллар билан ифодаланган каттиқ ва айниқса ўзаро боғланган рудаларни ишончли аниқланиши.

в) руда таналарини ўраб турган ўзаро боғланган жинслар томонидан чуқурликда ётган руда таналарини билвосита аниқлаш (2-расм). [6]



1-расм. Тамдитау тоғларининг олтин рудаси объектларининг жойлашиш харитаси. (Отчёт [1])

Шартли белгилар: Руда зоналари: I-Шимолий-Тамдитау; II -Марказий-Тамдитау; III -Жанубий-Тамдитау. Руда конлари: 1 – Балпантау, 2 – Косманачи, 3 – Бесепан, 4 – А, В, С, D- руда зоналарининг 300 м гача устма-уст тушган қисмлари.



2-расм. Руда таналари устида ундалган қутбланиш (ВП) усули аномалиялари. Отчёт [2].

Табиий электр майдон усули (ЭП). Табиий электр майдон усули–маҳаллий (локал) табиий ўзгармас электр майдонларини ўрганишга асосланган. Табиий ўзгармас электр майдонлар оксидланиш-қайтарилиш жинслардаги қоришмаларнинг ҳаракати таъсирида филтрация, диффузия ва адсорбция жараёнлари натижасида ҳосил бўлади [7]. Кучсиз табиий потенциаллар ҳар жойда мавжуд. Кучли майдонлар графит, кўмир конлари, сульфид маъдан конлари устида кузатилади.

Статистик металлогеник таҳлил қилиш усулининг натижалари геохимёвий майдонларнинг умумлаштирилган параметри сифатида қўлланилди. Олтин рудаси жисмларини батафсил ўрганиш ундалган кутбланиш (ВП) ва табиий майдон усулларида муваффақиятли фойдаланиш мумкинлигини кўрсатди (Отчёт [3]).

Индукцияланган кутбланиш графиклари силлиқ ўзгаришлар ва рудали жисмлар индукцияланган кутбланишнинг маҳаллий аномалиялари билан характерланди. Минераллашув билан боғлиқ ВП аномалиялари бирламчи материаллар билан қайта ишланган, натижалари рақамларда келтирилган. Бу чуқурликда олтин руда уюмларини аниқлаш учун ишлатилди.

Тамдитау тоғларида истиқболли жойларни аниқлашда геофизик ва геохимёвий усулларнинг имкониятлари баҳоланди. Геофизик ва геохимёвий усуллар билан олтин конлари бўйича ўзгаришларнинг ўзига хос хусусиятлари аниқланган. Хусусан, олтин рудаси жисмлари тортишиш майдонининг нисбий пасайиши билан белгиланади, бу зонада олтин рудаси жисмларининг шаклланишини кўрсатади. Худди шу жисмлар геомагнит майдонда градиент ўзгариши, шунингдек руда жисмлари устидаги нисбий пасайиш билан белгиланади. Ҳар бир прогноз хусусиятини баҳолаш учун прогноз хариталари Тамдитау тоғли худудидаги конлар ва руда ҳосил бўлиши харитаси билан таққосланди.

Фойдаланилган адабиётлар рўйхати:

1. Бойцов В.Е., Вальков В.О., Фролов А.А. Факторы локализации и прогноз оруденения // М., Недра.1991. 235 с.
2. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Пятков А.К. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня // М. АН СССР. 1985. 153 с.
3. Геология и полезные ископаемые республики Узбекистан ПТ. 1998.773 с.
4. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория // М. АН СССР. 1963. 516 с.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики // М. Наука. 1975. 536 с.
6. Золоторудное месторождение Мурунтау (Под ред. Шаякубова Т.Ш., Голованова И.М. и др.) // Т. «Фан». 1998. 539 с.
7. Константинов М.М., Исакович И.З. и др. Методика локального прогноза скрытых месторождений золота и серебра // М. ЦНИГРИ. 1989.161 с.
8. Фондовая литература:
9. Афанасьев В.М. Поиски золота и других полезных ископаемых на Южно-Тамдытауской прогнозно-перспективной площади с оценкой прогнозных ресурсов по категориям Р1-Р2. ГПП «Кызылкумгеология».1987. 207 с.
10. Борисова С.А., Храмышкин Л.В. Отчет о результатах опережающих геофизических работ (грави-магнито-и сейсморазведка КМПВ, МТЗ, ЧЭЗ, МПП) м-бал:100000-1:50000 в перекрытой мезо-кайнозоем вост, части Тамдытауского массива на площади 1661 кв.км, с целью подготовки геофизической основы для глубинного геологического картирования и поисков золотого и золото-сульфидного оруденения. ГПП «Кызылкумгеология». 1987. 275 с.
11. Воронков А.К., Хон М.Т. Установление закономерности размещения золотого оруденения на северо-западном фланге Мурунтауского рудного поля. 1984.79 с.

FEATURES OF THE BEHAVIOR OF ELECTROMAGNETIC PARAMETERS VARIATIONS AT THE POINTS MAGNETOTELLURIC MONITORING (CENTRAL TIEN SHAN)

Bataleva E. A.*

**Research station of Russian Academy of Sciences in Bishkek city, Research Station RAS.*

For seismically active regions, such as Tien Shan, the task of monitoring geodynamic processes that manifest themselves in various geophysical fields is one of the most urgent. Geodynamic processes lead to a change in the stress-strain state (SSS) of large lithospheric blocks and are accompanied by variations in the rock's physical parameters and the generation of geophysical fields. To date, there are many studies devoted to the study of these variations in comparison with the moments of seismic events, as well as the study of their long-term trends [1-5, etc.].

Another important area of research is the study of the relationship between changes in geophysical fields and tidal effects, which are a kind of repeatable natural experiment on periodic changes in the stress-strain state of the geological media. As a result of such an experiment, reversible and irreversible processes occur in the medium, such as destruction of rocks, cracking, opening and closing of cracks, which are accompanied by the generation of geophysical fields of various nature [6-8, etc.]. The alterations of the rock's physical properties in the zones of dynamic influence of fault structures caused by the impact of the tide determines the features of those effects that are manifested in variations of the electromagnetic parameters of geological media [9,10]. The interconnection between the behavior of variations in geophysical fields and the stress-strain state of the Earth's crust of the Tien Shan in seismically active regions is considered in this work on the basis of the analysis of correlations between the components of lunisolar tidal effects, variations of electromagnetic parameters, and the distribution of seismic events for the regime points of the DMTS of the Central Tien Shan (Fig. 1). An example of such an analysis presented in the work is observation points 902 and 910 (Figures 2,3), located on the 74°30' and 75°20' profile.

The method of magnetotelluric sounding (MTS), based on the study of the natural alternating electromagnetic field of the Earth, is one of the principal methods of electromagnetic monitoring of the Bishkek geodynamic proving ground (BGPG). The use of this method makes it possible to monitor hidden fault structures that do not appear in the sedimentary cover, but are zones of increased fracturing and fluid permeability of the basement and are manifested by anomalies in geophysical fields. By changing the range of recorded frequencies, it is possible to obtain information about the electrical conductivity of a geological section from different depths, depending on the tasks being solved. Experimental observations in the modification of deep magnetotelluric sounding (GMT sounding) were carried out using MTU instruments from Phoenix Geophysics Ltd (Canada) [11].

The recording units of the stations use a 24-bit analog-to-digital converter (ADC) and Global Positioning System (GPS) receivers that provide time synchronization with an accuracy of 1 μ s. The range of the measured MT-field variations is from 0.0025 to 1600 s. The average recording time is three days. The measurements of the three components of the magnetic field were carried out using standard MTS-50 induction sensors oriented to the north, east and vertically. The components of the electric field were measured by dipoles 50 m long, grounded by non-polarizable electrodes with manganese-carbon chips [12]. Individual random errors in determining the points of the apparent resistivity curves for MTS for each of the stations averaged no more than 1-2 % in absolute value and 0.5-0.8 degrees for phases. And the spread between the curves of the apparent resistivity and the phase of the impedance, obtained at the control

point by different stations, did not exceed 3-4% for the apparent resistivity and 0.6-0.8 degrees for phases.

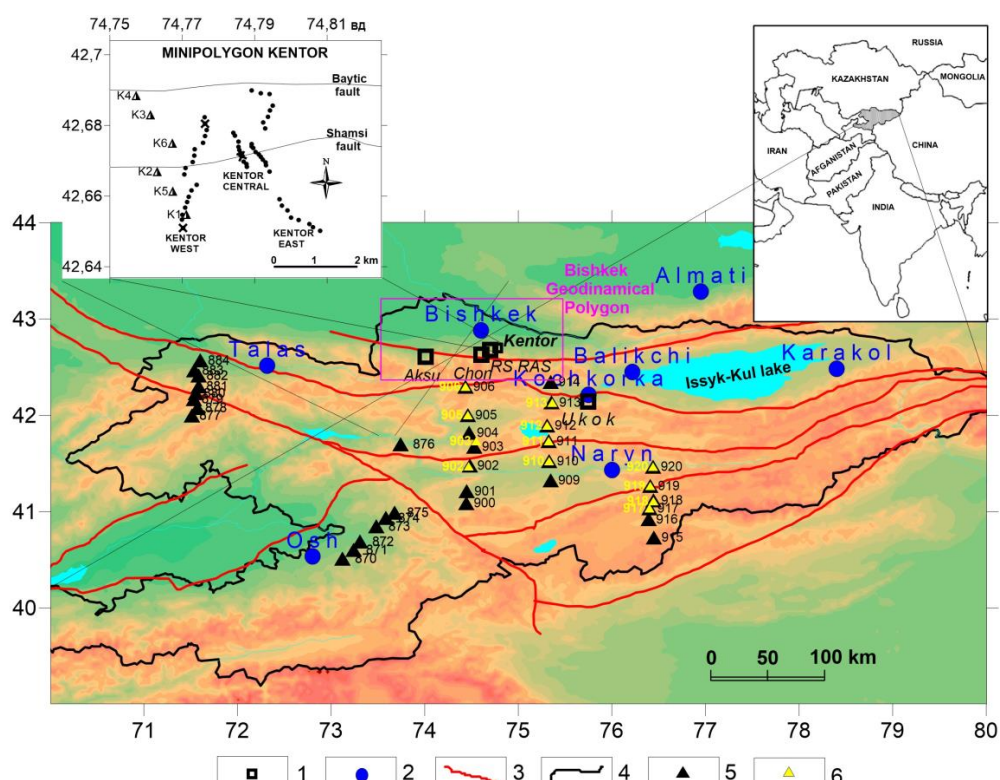


Figure 1 - Schematic map of the Central Tien Shan with the location of stationary and regime points and points of the DMTS of the Research Station of the Russian Academy of Sciences in Bishkek: 1 - stationary points Aksu and Chon-Kurchak, Kentor minipolygon and Ukok regime monitoring point; 2 - main settlements; 3 - fault structures; 4 - borders of the Kyr-gyz Republic; 5 - points of deep magnetotelluric sounding in 2011; 6 - points of deep magne-totelluric sounding in 2018

The obtained data were processed using the MT-Corrector program developed in the "North-West" Russian geophysical company; impedance curves were averaged. The MT-Corrector program allows one to control the dispersion relations connecting the modulus and phase of the impedance tensor components [13]. For the majority of records registered at sounding points in 2018, dispersion relations are fulfilled, with the exception of frequency ranges with increased noisy records. After standard processing of the obtained data, for each regime point of the DMTS, time-frequency series (TFS) of all electromagnetic parameters were built (Fig. 2,3) according to the method of azimuthal magnetotelluric monitoring. The main feature of the technique consists in the analysis of the series obtained by RTC in order to determine the contribution of each of the components of the impedance tensor to the informativeness of monitoring studies. The depth of penetration of the electromagnetic field into the medium depends on the electrical conductivity of the medium itself and on the frequency of the field (the lower the frequency, the deeper the field penetrates). TIDE_3.exe program was used to calculate the lunisolar tides, as well as tidal effects. With this program it is possible to construct a series of lunar, solar and lunisolar accelerations taking into account the given coordinates and with a certain sampling step. After the program operation, 4 values for the tide curve are generated for each hour: the eastern (Au), the northern (AV) and the vertical (An) components as well as the modulus of the total vector (A). These data are comprised in the TIDEALL.txt file (lunar-diurnal variations).

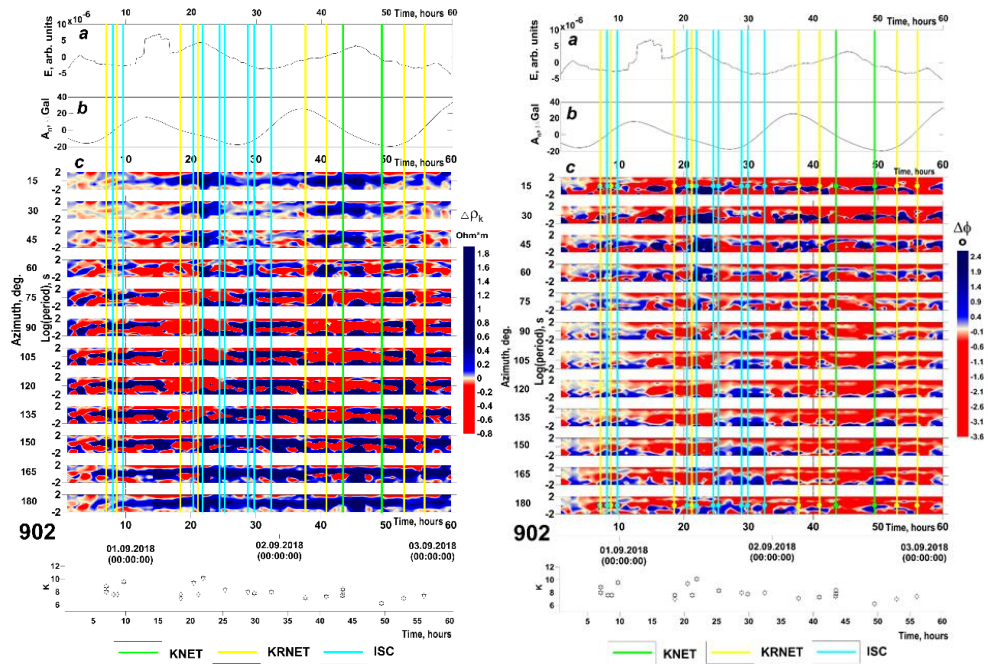


Figure 2 - Time-frequency series (apparent resistivity (left) and impedance phases (right)) for the DMTS 902 point 01.09.2018-03.09.2018: a - energy characteristics of electromagnetic field of endogenous origin, b - vertical component of lunar- solar tides, c - MTS time-frequency series. The vertical lines show the earthquakes registered during the observation period: green - registered by the Kyrgyz Seismic Network (KNET); yellow - Republican Network (KRNET); blue - by the network of the International Seismic Center (ISC)

With the purpose of identification and investigation of fracture zones at the Research Station of the RAS, we used together the analysis of traditional electromagnetic parameters, such as apparent resistivity and impedance phase, and the modern parameters, which are anisotropic changes in the electrical conductivity of the geological environment. The assessment of latter is performed on the basis of methodological approaches developed for the monitoring studies during the last 10 years [1, 7-10]. The geological media, including fault structure, is affected by periodic effects of lunisolar tides, that results in the periodical variations in fluid saturation, elasticity, electrical conductivity, etc. Changes of these parameters, respectively, affects the dynamics of geophysical fields in the crust's upper layers.

TFS are a visualization form of the structure changeability of the measured electromagnetic field components (logarithm of the sounding period) when the coordinate system is rotated by a definite angle [1]. Figures 2 and 3 demonstrate TFS with an azimuthal step of 15 (30)°, where variations in apparent resistivity ($\Delta \rho_k$) and impedance phase ($\Delta \phi$) are shown, i.e. the difference between the current and average values for the considered azimuth. The formation of the indicated time series of MT parameters changes was performed according to this scheme: 1) handling of MT records by SSMT-2000 program (Phoenix Geophysics) and calculating the values of the impedance tensor frequency dependences for disjoint hour or two-hour intervals in the period's range of 0.01-100 sec (the common duration of the MT record at the security observation points is 48-240 hours); 2) re-calculation of the impedance tensor values to the azimuth grid after 15 deg. Thus, the array of experimental data obtained involves the values of the impedance tensor components for at least 48 intervals with a duration of 1 hour in the range of periods of 0.01-100 sec and the azimuths range from 0° to 360°. The temporal dynamics of MT parameters variations determined for the entire set of periods and azimuths is of greatest importance and interest.

The results of azimuthal MT-monitoring of electromagnetic parameters are demonstrated as time-frequency series, impedance phase ($\Delta \phi$), apparent resistivity ($\Delta \rho_k$), as well as tipper (Δ

W), which enable the evaluation of variations in the electrical characteristics of the environment in the vicinity of the monitoring point. The control on the reliability of the TFS azimuthal MT-monitoring is performed by comparing and analyzing various data types between each other and in correlation with tidal effects [14, 15]. Another parameter that we use in our work is the energy characteristic of the magnetotelluric field. As a result of processing the DMTS records for points 902 and 910, the components of the electromagnetic field of endogenous origin were identified and their energy characteristics were calculated (Fig. 2,3).

Let us consider two groups of seismic events that occurred in the time interval from 8 to 10 a.m. and from 6 p.m. to 10 p.m. on September 1, 2018. In our opinion, they correlate well with changes in the apparent resistivity in orthogonal directions for the middle part of the constructed RTC, for example, a decrease in resistivity for azimuths 15 ° and 30 ° and magnifications for 105 ° and 120 °. On the TFS for the impedance phases, we see similar changes, although not so bright. Seismic events recorded by the KNET network are the closest to the monitoring point and are interrelated with changes in electromagnetic parameters occurring in the middle part of the pseudo-sections. The tipper variations are very small, however, there is a regularity in the behavior of the parameter and the relationship with the seismicity distribution, although not as pronounced as in the case of the apparent resistivity. For point 910, the confinement of seismic events to gradient zones of $\Delta \rho_k$ changes is obvious, for example, 1, 22, 32, 37, 42 hours. All these earthquakes are also characterized by a change in apparent resistivity in orthogonal directions. The time-frequency series of the impedance phases are much less informative than the TFS of the apparent resistivity.

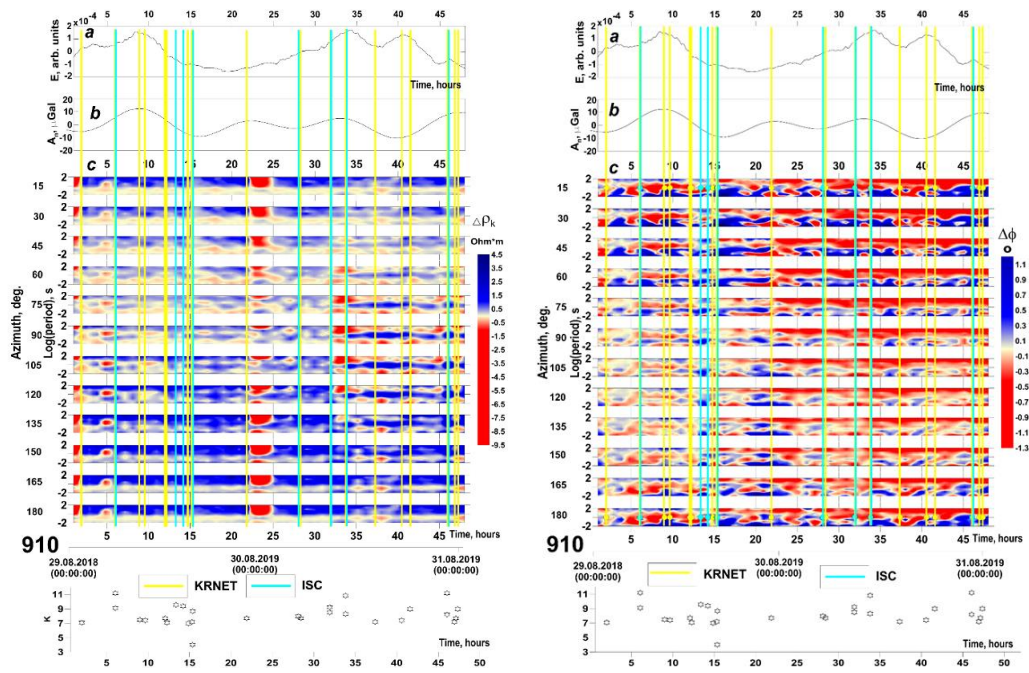


Figure 3 - Time-frequency series (apparent resistivity (left) and impedance phases (right)) for the DMTS 910 point 29.08.2018-31.08.2018. Legend in Fig. 2

By the energy characteristic of an electromagnetic field of endogenous origin, we mean the frequency

$$\int_0^{\Delta W} |\mathbf{Y}(\omega)| d\omega$$

integral of the value obtained after the Fourier transform of the registered signals in the time domain for one hour [7]. This characteristic, in our opinion, indicates the processes of fracturing and related sources of the telluric field of endogenous origin.

As for the relationship between lunisolar tides and variations in electromagnetic parameters, the value of the correlation coefficient depends on the geological structure of the observation point. The largest correlation coefficients are observed in the zones of dynamic influence of active faults. At the same time, since we considered earthquakes of energy classes less than 12, it can be concluded that confinement to the extremes of lunisolar tidal impacts is more characteristic of weak seismic events.

The available experimental material allows us to make the following conclusions:

- A retrospective analysis of deep magnetotelluric data has shown that deformation processes in the Earth's crust initiated by seismic events are reflected in variations in electromagnetic parameters;
- Variations in apparent resistivity show a stronger relationship with seismicity distribution and the vertical component of lunisolar tidal effects than variations in impedance phase;
- The magnitude of variations in the apparent resistivity along the profile, initiated by earthquakes, varies in the range from the first units to the first tens of Ohm*m;
- Analysis of the cross-correlation function demonstrates that the reason for the variation in the electromagnetic field parameters can be not only the stress-strain state of the Earth's crust, but also lunar-solar tides;
- The most important point for data analysis is the picture of the change in the sign of variations on the pseudo-sections of the time-frequency series.

The research was performed within the framework of the state assignment for Federal State Budgetary Institution of Science Research Station of Russian Academy of Sciences in Bishkek (topic No. AAAA-A20-120102190009-9).

Reference:

1. Bataleva E. A., Mukhamadeeva V. A., 2018 Complex electromagnetic monitoring of geodynamic processes in the northern Tien Shan (Bishkek geodynamic test area) *Geodynamics & Tectonophysics* 9(2) 461-487
2. Barsukov O. M., Sorokin O. N. 1973 Change in the apparent resistivity of rocks in the Garm seismically active region *Izvestiya. Physics of the Solid Earth* 10 100–102
3. Bragin V.D., Volykhin A. M., Trapeznikov Yu. A., 1992 Electrical resistivity variations and moderate earthquakes *Tectonophysics* 202 (2-4) 233-238.
4. Nevedrova N. N., Epov M. I., 2012 Electromagnetic monitoring in seismically active regions of Siberia *Geophysical Journal* 34 (4) 209-22
5. Ernst T., Jankowski J., Rozlucki C., Teisseyre R., 1993 Analysis of the electromagnetic field recorded in the Friuli seismic zone, northeast Italy *Tectonophysics* 224 (1-3) 141-148
6. Bogomolov L., Bragin V., Fridman A., Makarov V., Sobolev G., Polyachenko E., Schelochkov G., Zeigarnik V., Zubovich A., 2007 Comparative analysis of GPS, seismic and electromagnetic data on the Central Tien Shan Territory *Tectonophysics* 431(1-4) 143-151
7. Batalev V. Yu., Bataleva E. A., Matyukov V. E., Rybin A. K., 2019 Study of irreversible deformations in the Tien Shan lithosphere based on magnetotelluric data (methodological aspect) *Vestnik of the KRAEC* 2(42) 42-56
8. Rybin A.K., Bataleva E.A., Nepeina K. S., Kaznacheev P. A., Matyukov V. E., Aleksandrov P. N., 2020 Definition of the seismic field of the underground sources in the ambient seismic noise in the Tien Shan region using a three-component gradient system *Journal of Earth Science* 31(5) 988–992
9. Rybin A, Bataleva E., Nepeina K., Matiukov V., Alexandrov P., Kaznacheev P., 2020 Response of cracking processes in variations of geophysical fields *Journal of Applied Geophysics* 104144
10. Bataleva E.A. Features of the manifestation of lunar-solar tides in the electromagnetic parameters of the active fault zones of the Tien Shan 2020 XI Anniversary International Conference «Solar-Terrestrial Relations and Physics of Earthquake Precursors» E3S Web Conf 196 02022.
11. Fox L., 2001 Satellite-Synchronized 3-D Magnetotelluric System. U.S. Patent № 6 191 587 B1.
12. Losikhin L N, Matyukov E K, Paznikov V A et al., 2013 Non-Polarizable Electrode for Ground

- Geophysical Electrical Prospecting. Patent for utility model RU 123979 U1, published on 10.01.2013
13. Epishkin D.V., 2016 Improving magnetotelluric data-processing methods *Moscow University Geology Bulletin* 71(5) 347-354
 14. Zhamaletdinov A.A., Mitrofanov F.P., Tokarev A.D., Shevtsov A.N., 2000 The influence of lunar and solar tidal deformations on electrical conductivity and fluid regime of the earth's crust *Doklady Earth Sciences* 371(2) 403-407
 15. Busby J.P., 2000 The effectiveness of azimuthal apparent-resistivity measurements as a method for determining fracture strike orientations *Geoph. Prospecting* 48 677-695.

DYNAMIC PHYSICO-GEOLOGICAL MODELS AS A METHOD OF UNDERSTANDING THE STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE EARTH'S LITHOSPHERE

Konstantinov K.M,****

* *Siberian School of Geosciences, Irkutsk National Research Technical University,*

** *Institute of the Earth Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences.*

Modeling in the system of scientific knowledge is used to solve all kinds of problems, including the formation and testing of hypotheses. Practically, a model is a visual image of a theory. The purpose of modeling is to create a model as similar to the original as possible and to obtain on its basis information, which for some reason is difficult or impossible to obtain in natural conditions, or when it is necessary to facilitate the process of object research. Thus, «a model is an artificially created object... which, being similar to the object under study, displays and reproduces in a simpler, reduced (enlarged) form the structure, properties, relationships and relations between elements of the object under study, the direct study of which is associated with any difficulties, large expenditures of money and energy or simply unavailable,...» [Kondakov, 1976]. In geology, where the subject of research is the Earth and its shells, modeling is the only way (method) to obtain information about their structure and development. Physico-geological models (PhGM) are designed for this purpose; the principles of their construction were developed by Professor G.S. Vakhromeev [Vakhromeev and Davydenko, 1987; Konstantinov, 1998.].

PhGMs, which are aimed at establishing relationships between physical fields and ongoing geological processes over time, are called dynamic. On the basis of dynamic PhGM it is possible to predict the location of mineral deposits (retrospective analysis), earthquakes, environmental disasters, etc. In addition, dynamic PhGMs are widely used to prove the conclusions of the theory of tectonics of lithospheric plates. This theory develops at the junction of several private scientific theories (continental drift, ocean floor expansion, lithospheric tectonics, etc.), which are based on data from different fields of science. For example, the Wein-Methuze hypothesis [Wein, Matthews, 1974], which explains the oceanic floor spreading, is based on the global dynamic PhGM: we observe the absolute age of the oceanic crust from the spreading center (mid-oceanic ridge) increasing simultaneously with its thickness, ocean depths and number of magnetic band anomalies, which depend on the Earth magnetic field inversions. From the totality of facts confirming continental drift (coincidence of their outlines, continuation of geological structures, seismic belts, «hot spots», etc.) the trajectory of apparent migration of the Earth paleomagnetic poles (TAMP) is also a dynamic PhGM: each geological period corresponds to certain coordinates of paleomagnetic poles (PMP) relative to the geographical position of platforms (Fig. 1 B). According to the fundamental principles of paleomagnetism [Khramov et al., 1982] – «The central axial dipole hypothesis», «The fixation hypothesis», and «The conservation hypothesis» - the drift of the Siberian Platform in different geological epochs was reconstructed (Fig. 1 D). Paleomagnetism, as a method of historical geophysics, plays one of the leading roles

in the formation of such models. In accordance with the scale of research, we distinguish local, regional, and global dynamic PhGM.

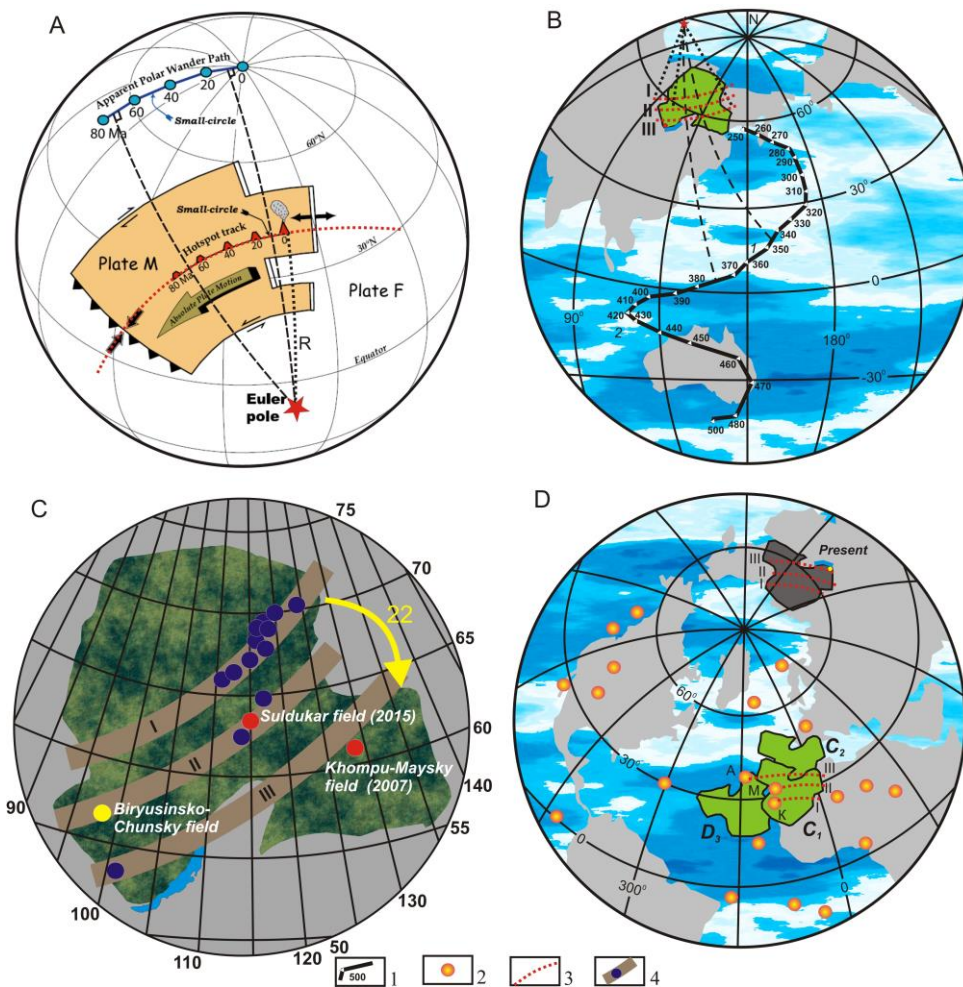


Fig. 1. Regional dynamic PhGM of the formation of the kimberlite fields of the Siberian platform for the Late Devonian - Early Carboniferous period (375 - 345 Ma) according to paleomagnetic data. A - algorithm for calculating the tracks of hot spots according to TAMP; B - determination of the Eulerian rotation pole and tracks; C - position of the known Middle Paleozoic kimberlite fields relative to the calculated tracks of hot spots; D - paleomagnetic reconstructions. 1 - TAMP according to [Torsvik et al., 2012]; 2 - hot spots according to [Muller et al., 1993]: K - Canary Islands, M - Madeira Islands, A - Azores Islands; 3 - radii from the Euler Pole to the TCMP (a) and hot spot track (b), respectively; 4 - assumed hot spot tracks according to [Zhitkov, 1995]: I - Alakit-Kuoisky, II - Mirninsky, III - Okinsky; 5 - hotspot tracks with 95% confidence intervals (brown bars) and kimberlite fields (circles): blue - known, Khompu-Maysky field is highlighted in red, yellow - Biryusinsko-Chunsky field.

The paleomagnetic reconstructions of the Siberian Platform allowed its position to be compared with the coordinates of the known hot spots of the planet [Muller et al., 1993]. It is shown that, at the end of the Middle Paleozoic, the Siberian Platform could pass over three hot spots: Canary Islands, Madeira Islands, and Azores Islands (Fig. 1 D), which formed tracks (lineaments): Mirny, Alakit-Kuoisky, and Oka (Fig. 1 B, C) [Zhitkov, 1995]. Within these tracks are all Middle Paleozoic kimberlite fields, including diamond deposits [Kharkiv et al., 1998].

In addition, the regional dynamic PhGM (Fig. 1) also explains the position of hydrocarbon deposits (Fig. 2). Most likely, there is not only a parasteric, but also a genetic connection between these geological processes [Konstantinov et al., 2020].

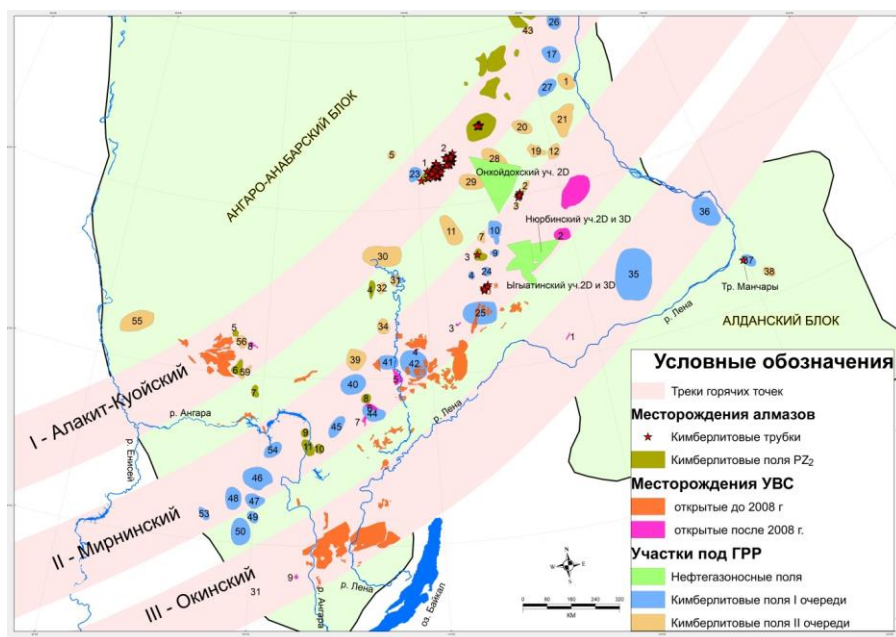


Fig. 2. Scheme of location of known hydrocarbon deposits and proposed areas of ultra-mafic magmatism (kimberlite fields) in the south of the Siberian platform according to [Konstantinov et al., 2020]. Known kimberlite fields: 1 - Alakit-Markhinske, 2 - Daldynskoe, 3 - Syuldyukarskoe, 4 - Nizhnekogemskoe, 5 - Tychanskoe, 6 - Taigikuno-Nembinskoe, 7 - Chadobetskoe, 8 - Ikskoe, 9 - Tushamskoe, 10 - Tubinskoe, 11 - Ilimskoe. Predicted kimberlite fields: 4 - Kurung-Yuryakhskoye, 9 - Utuninskoye, 10 - Ygyatinskoye, 15 - Bulkurskoye, 17 - Syungyudinskoye, 23 - Allara-Delingdinskoye, 24 - Bakhchinskoye, 25 - Tas-Yuryakhskoye, 26 - Muogdanskoye, 27 - Ottokhskoye, 31 - Ingashinskoye, 35 - Markha-Lenskoye, 36 - Kengkeminskoye, 37 - Khompu-Mayskoye, 40 - Nemuyetskoye, 41 - Jereminskoye, 42 - Verkhnechonskoye, 44 - Chengil, 45 - Verkhnekatangskoye, 46 - Sedanovo-Kovinskoye, 47 - Chukshinskoye, 48 - Biryusino-Chunskoye, 49 - Andochinskoye, 50 - Taiguy-Udinskoye, 53 - Tumanshet, 54 - Magdomskoye. Recently discovered hydrocarbon deposits: 1 - Byzakhtakhskoye, 2 - Nizhnetyukyanskoye, 3 - Ilgichakhskoye, 4 - Severo-Vakunaiskoye, 5 - Im. N. Lisovsky, 6 - Gorazdinskoye, 7 - Vyatshinskoye, 8 - Shushukskoye, 9 - Sayanskoye. Materials were obtained from the funds of ALROSA's Amakinskaya Geological Exploration Expedition AK «ALROSA» (PAO), the All-Russian Karpinsky Research Geological Institute, and the Eastern Siberia Survey Map (Central part of the Lena-Tunguska oil and gas province) by combining data.

Interpretation of paleomagnetic data on petrophysical structural-material complexes (PSMC) of the Nyurbinskaya pipe deposit of the Nakyn kimberlite field in the Yakutsk diamondiferous province, depending on the paleogeographic position of the Siberian platform (Fig. 1 D), allows to build the following local dynamic PhGM of its formation (Fig. 3).

Stage I (Late Cambrian-Early Ordovician). The orientation component of the characteristic natural remanent magnetization (NRM) **Hm** is formed in the terrigenous-carbonate strata. The paleolatitudes of the Irkutsk amphitheater are $fm=5^{\circ}$ S and of the Nakyn field - $fm=13^{\circ}$ S, which indicates that at this time the Siberian platform was in the equatorial belt of the southern hemisphere and was turned by its southern edge to the north.

Stage II (Late Silurian-Early Devonian). Subalkaline basite dikes of the Vilyui-Markha dike belt (VMDB) were intruded along the rift faults of the Vilyu paleoavlakogen. At that time, the Nakyn field, according to the **Tm** component established in the dolerites, was at paleolatitude $fm=10^{\circ}$ N.

Stage III (Late Silurian-Early Devonian). The formation of the Nyurbinskaya kimberlite pipe (stage III¹ - porphyritic kimberlite (PK), stage III² - kimberlitic breccia (KB)) occurs at

paleolatitude $\text{fm}=13^\circ \text{N}$, as indicated by the NRM $\mathbf{M}$ component. The process was so powerful that its echoes are recorded in the magnetic memory of the host rocks in the form of metachronous NRM vectors and shifts of the axes of the magnetic susceptibility anisotropy ellipse. The small difference between the paleolatitudes at which the introduction of the pre-trubic dikes and kimberlites took place indicates a small time interval between these two events (stages).

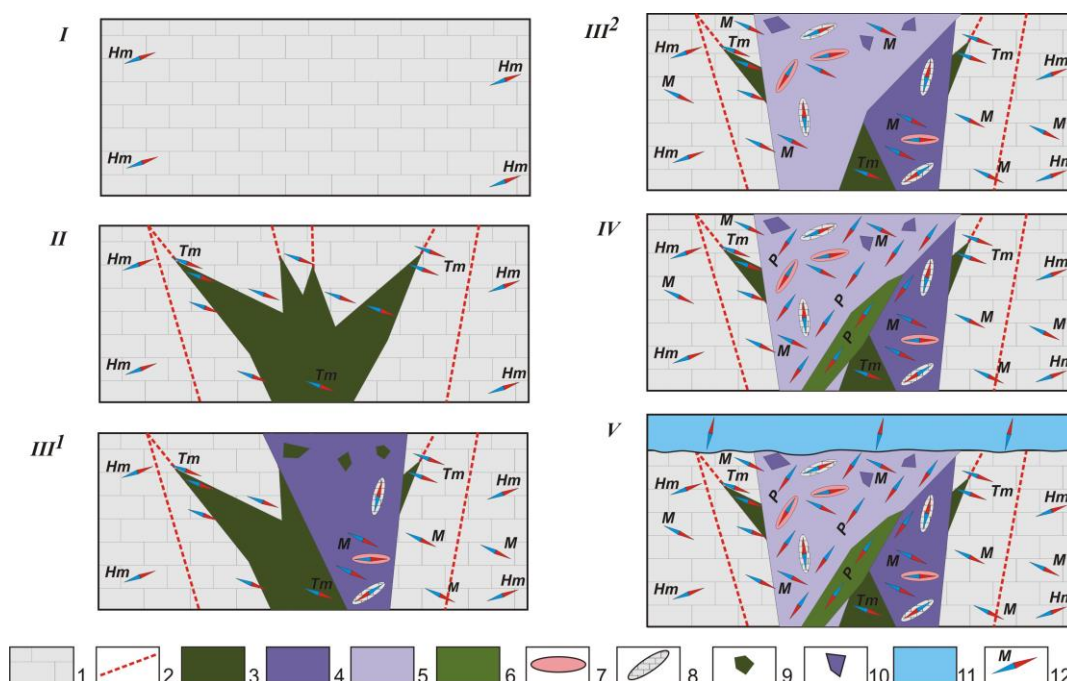


Fig. 3. Local dynamic PhGM of the Nyurbinskaya pipe diamond deposit based on paleomagnetic data [Konstantinov et al., 2017]. Legend: 1 - carbonate basement (Moroka C_3mrk and Oldonda $\text{C}_3\text{-O}_{10}\text{l}$ formations); 2 - VMDB faults; 3 - dikes of prepipe subalkaline dolerites; 4 - PK; 5 - KB; 6 - dikes of postpipe alkaline dolerites; 7, 8, 9, and 10 - xenoliths, respectively, of mantle and sedimentary rocks, subalkaline dolerites, and PC; 11 - Early Mesozoic siltstones (Ukugut Formation $\text{J}_{1\text{uk}}$); 12 - conventional vectors of characteristic NRM in the studied PSMC.

Stage IV (Late Devonian-Early Carboniferous). Siberia moved to the middle latitudes of the northern hemisphere at paleolatitude $\text{fm}=40^\circ \text{N}$, as evidenced by component $\mathbf{P}$ (Fig. 1 D). The dolerite dikes of alkaline basite and chonolite the river Liendokit.

Stage V (Early Mesozoic). The Siberian platform reaches the polar latitudes, where the tube-sealing terrigenous cover is formed.

Conclusions

Dynamic PhGMs serve to solve a wide range of geological problems, such as testing hypotheses of crustal development, formation and location of mineral deposits, etc. Dynamic PhGMs are built on a quantitative (paleomagnetic) basis and consider the object of study in the process of its development, which has a positive effect on the quality of solving a wide range of geological problems from local (individual mineral deposits) to global (lithospheric plates).

References:

1. Kondakov N.I. Logical dictionary-reference book. M. Nauka, 1976. 720 p. (in Russian)
2. Kharkiv A.D., Zinchuk N.N., Kryuchkov A.I., 1998. Primary Diamond Deposits in the World. Nedra, Moscow, 555 p. (in Russian)
3. Khramov A.N. Standard rows of paleomagnetic poles for plates of northern Eurasia: connection with problems of paleogeodynamics of the territory of the USSR. In book. Paleo-

- magnetism and paleogeodynamics of the territory of the USSR. Proceedings of VNIGRI, L. 1991. 125 p. (in Russian)
4. Konstantinov K.M., 1998. The Dynamic Physical-Geological Model of the Baikal Folded Region Based on Paleomagnetic Data. Candidate of Sciences Thesis (Geology and Mineralogy). Irkutsk, 18 p. (in Russian)
 5. Konstantinov K.M., Yakovlev A.A., Antonova T.A., Konstantinov I.K., Ibragimov Sh.Z., Artemova E.V., 2017. Petro- and paleomagnetic characteristics of the structural–material complexes of the diamond mining of the Nyurbinskaya pipe (Middle Markha district, West Yakutia). *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (1), 135–169. (in Russian). doi:10.5800/GT-2017-8-1-0235
 6. Konstantinov K.M., Shibeko E.A., Shulga V.V. Regional dynamic physico-geological model of the Siberian Platform in the Late Devonian-Early Carboniferous: Establishment of parasteric linkage of kimberlite and hydrocarbon formation. *Geophysics*, 2020, № 3. P. 62-71. (in Russian)
 7. Muller R.D., Royer J.-Y., Lawver L.A. Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks // *Geology*, 1993, 21, P. 275–278, (doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0275:RPMRTT>2.3.CO;2).
 8. Torsvik T.H., van der Voo R., Preeden U., Niocaill C.M., Steinberger B., Doubrovine P.V., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M., Gaina C., Tohver E., Meert J.G., McCausland P.J.A., Cocks R.M., 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews* 114 (3–4), 325–368. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.007>.
 9. Vakhromeev G.S., Davydenko A.Yu., 1989. Integration of Geophysical Methods and Physical-Geological Models. IPI, Irkutsk, 88 p. (in Russian)
 10. Vine F., Matthews D. Magnetic anomalies over oceanic ridges / *New global tectonics (plate tectonics)*. M.: Mir, 1974. P. 32-37.
 11. Zhitkov A.N. Paleokinematiks and pattern of kimberlite fields location on the Siberian platform based on the hypothesis of hot spots // *Extended abstracts Sixth International kimberlite conference*. Russia, Novosibirsk, 1995. P. 692–694.

TOMDITAU TOG'LARI HUDUDIDA OLIB BORILGAN GEOFIZIK TADQIQOT NATIJALARI

Rahmatov B.S.*

*Geologiya fanlari universiteti **

Bugungi ilg'or davrda oltinga bo'lgan ehtiyoj ortib bormoqda. Ehtiyojni qondirish uchun yangi oltin konlarini va ularning zaxiralarini aniqlash muhimdir. Navoi viloyatida oltin sanoati uchun katta resurslar mavjud va bu joylar oltin uchun istiqbolli hisoblanadi. Ayni paytda yangi texnologiyalar yordamida yangi konlarni topish ishlari olib borilmoqda. Hozirgi davrda Navoi viloyatida aniqlangan oltin zaxiralari kamayib bormoqda. Bu esa, o'z navbatida, nafaqat tuzilmalarni, balki ekranlashtirilgan tektonik guruhlarini ham o'rganishni talab qiladi bu yopiq konlarni o'z ichiga oladi. Bu shuni anglatadiki, mintaqaviy nuqtai nazardan, oltinning istiqbolli tuzilishi, mahalliy tarkibiy tuzilmalar bilan bog'liq bo'lgan ma'danlarni o'rganish uchun muhimdir. Geofizik kuzatuv va yuqori aniqlikdagi ma'lumotlarni o'lchash, kompyuter texnologiyalari yordamida qayta ishlash va talqin qilish katta ahamiyatga ega.

Ruda konlarini va shu bilan birga ularning shakllanishi va joylashishi bo'yicha olingan natijalarni har tomonlama o'rganish har doim respublikaning mineral-xom ashyo bazasini va alohida kon-ruda hududlarini kengaytirish va mustahkamlashga qaratilgan bo'lib, foydali qazilma konlarini qidirish va prognozlashni takomillashtirish uchun asos bo'lib xizmat qiladi. Hozirgi vaqtda ushbu jarayon yuzaga chiqadigan ochiq konlar sonining kamayishi munosabati bilan dolzarb hisoblanadi.

Markaziy qizilqumlarni o'rganishning dastlabki davrlarida uning ikki bosqichli tuzilishi o'rnatildi: pastki - domezozoy katlama poydevori va yuqori - mezo-kenozoy qoplami. Poydevor tarkibida asosiy tuzilmalar misolida aniq ajralib turadi zonal katlama tuzilmalar mintaqaning rivojlanish geosinklinal modeli haqida xulosa qilish uchun ko'plab tadqiqotchilar uchun asos bo'lgan magmatik (antiklinali) va vulqon (sinklinali) hosilalari keltirilgan. U Yu.A. Lixachev, A. K. Buxarin, V. G. Garkovets, A. E. Dovnakov, I. X. Xamrabaev, O. M. Borisov, M. A. asarlarida o'z aksini topgan. Axmedjanova, D. X. Yakubova va boshqalar [3].

Ushbu sxemalardagi asosiy tektonik birlik uzoq umr ko'rgan chuqur yoriqlar bilan chegaralangan tarkibiy va shakllanish zonalari. Shu asosda Markaziy Qizilqumlarning paleozoy poydevori xaritalari qurilgan va hududning tektonik va metallogenik rayonlashtirilgan.

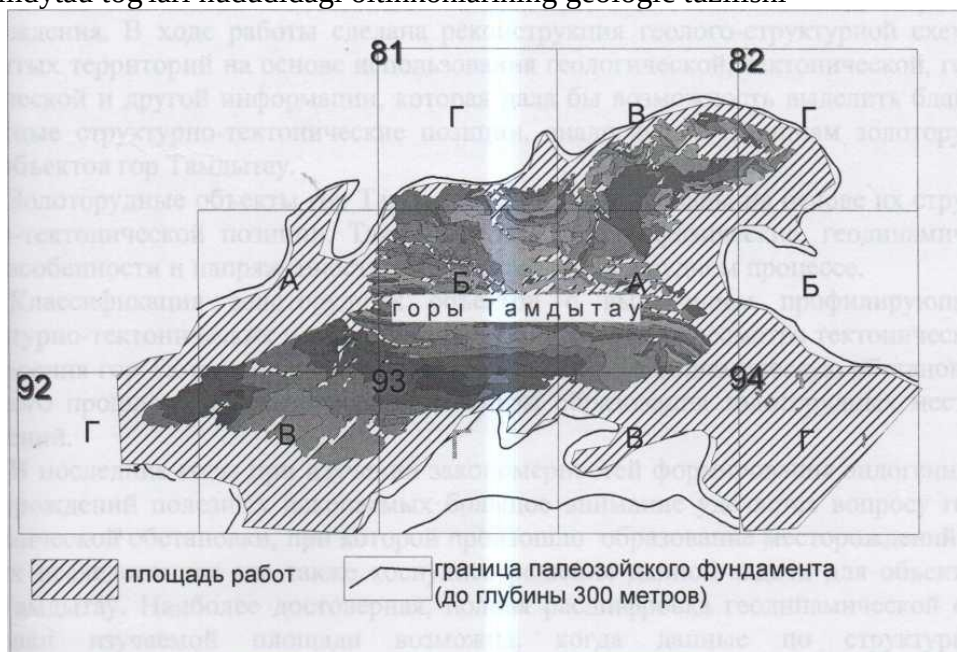
20-asrning 80-yillarini Sabdyushev Sh.Sh., Usmanov R. R., Burtman V. S, Shuls S. S, Pistonyakov G. S. va boshqalar tomonidan olib borilgan tadqiqotlar Markaziy Qizilqumlar doirasida sharyaj tuzilmalarini ajratib ko'rsatish va ularning rivojlanish chegaralarini belgilash, shuningdek, geologik makonda harakatlanishning amplitudasini aniqlash imkonini berdi.

Markaziy Qizilqum mintaqasini mobilizm nuqtai nazaridan ko'rib chiqish L. P. Zonenshayn, V. S. Burtman, S. E. Shults (ml.), T. N. Dalimov P. A. Muxin, R. N. Abdullayev, A. K. Buxarin, V. D. Brejneva, yu. S. Savchuk va boshqalar nomlari bilan bog'liq. Janubiy Tyan-Shan-paleobasseynning turli qismlarida okeanik, kontinental yoki oraliq tipdagi (Zonenshayn va boshqalar) qobig'i bilan hosil bo'lgan o'nlab kilometr uzunlikdagi paleozoy yotqiziqlari mavjud.

Vulkanizmni o'rganishda yangi o'sish 80-yillarda qaydetildi. Ushbu bosqich avvalgilaridan sifat jihatidan farq qiladi. Konlarning, shu jumladan vulqon-cho'kindi qatlamlarning kashf etilishi tog' jinslarining moddiy tarkibini ularning shakllanishining tektonik rejimini batafsil o'rganishga olib keldi. Vulqonlarning yoshi aniqlanadi, ularning moddiy tarkibi o'rganiladi, ularning shakllanishi aniqlanadi (Sh.Sh. Sabdiushev, I. R. Abdullayev, E. V. Sorokin, B. V. Jaskovich, A. K. Buxarin, I. A. Pyanovskaya va boshqalar).

Tomditau tog'larining geofizik modeli. O'rganilayotgan hududda geofizik tadqiqotlar turli miqyosda olib borildi. Ushbu tadqiqotlar natijalari istiqbolli sohalarni bashorat qilish uchun bir necha bor umumlashtirildi. Shu munosabat bilan geofizik maydonlar tadqiqotning chuqurligiga qarab turli darajalarda modellashtirilgan. Tomditau tog'ining bir qator modellari geologic qidiruv va prognozlashning keying yo'nalishlarini aniqlash uchun ishlab chiqilgan.

Tomditau tog'lari hududidagi oltinkonlarining geologic tuzilishi



1-rasm. Obzor kartasi

Ushbu jihatdan petrofizik model 3 eng kata qiziqish uyg'otadi. Mordvintseva (2004), u modelning chuqurligini tuzishda nafaqat geofizik, balki petrofizik tadqiqotlar natijalarini ham jalb qildi. Boshqa tomondan, ushbu model tanlangan yo'nalishda maydonning geologic tuzilishining xususiyatlarini aksettiradigan alohida profillar bo'yicha tuzilgan. Shunga qaramay, o'rganilayotgan hududda jinslarning petrofizik xususiyatlarining tubsiz taqsimlanishi ham chuqurlikda, ham Profil yo'nalishlarida o'rnatildi. Shu bilan birga, tog' jinslarining petrofizik xususiyatlarida aniqlangan g'ayritabiiy o'zgarishlar oltinkonlar topilgan joylarga to'g'ri keladi. Shuni ta'kidlash kerakki, g'ayritabiiy petrofizik o'zgarishlarning mavjudligi nafaqat ma'dankonlarini shakllantirish nuqtai nazaridan, balki ma'dan ob'ektlarini shakllantirishda yuzaga keladigan jismoniy jarayonlar ham muhokama qilinadi.

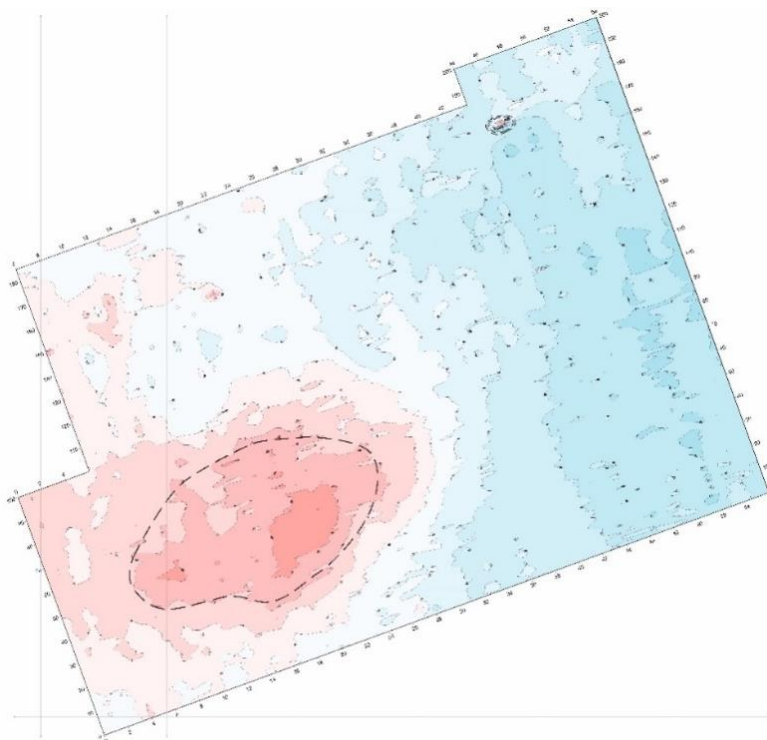
Yuqorida, geofizik maydonlarning tahlili shuni ko'rsatdiki, barcha ma'lum bo'lgan ma'dan ob'ektlari siqilgan zonalarga tutashgan yoki zaiflashgan zonalarga cheklangan. Shuni ta'kidlash kerakki, alohida gravimagnit anomaliyalar ham, ko'rsatilgan hududlar ham ma'lum bir tabiiy ketma-ketlikda taqsimlanadi. Bundan tashqari, alohida izlanadigan gravimagnit anomaliyalar mintaqada uzilib, rejada siljib, boshqa profillar bo'yicha kuzatiladi.

Tomditau oltinkonlarini shakllantirish bilan bog'liq geofizik maydonlarning xususiyatlari.

Ushbu muammoni hal qilish uchun I. A. Fuzailov va boshqalar, Fedotkin V. F. va boshqalar tomonidan olib borilgan geofizik tadqiqotlar materiallari ishlatilgan.

Ushbu muammoning echimini aniqlash ko'zda tutilgan:

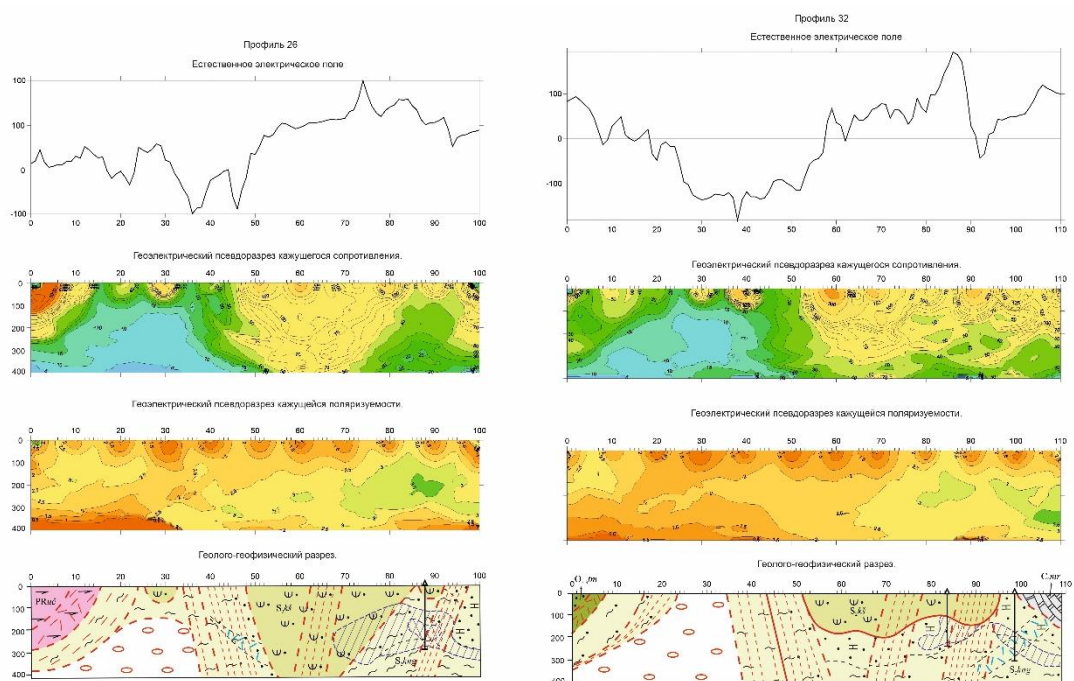
- Tomdytouda geofizik anomaliyalarning rivojlanish tabiati;
- oltin minerallashuv namoyonlarining geofizik anomaliyalar bilan fazoviy aloqasi;
- tadqiqot natijalariga ko'ra, geofizik parametrlari bo'yicha oltin asbobni shakllantirish va joylashtirish uchun qulay bo'lgan yopiq hududlar ichida pozitsiyalarni ajratish.

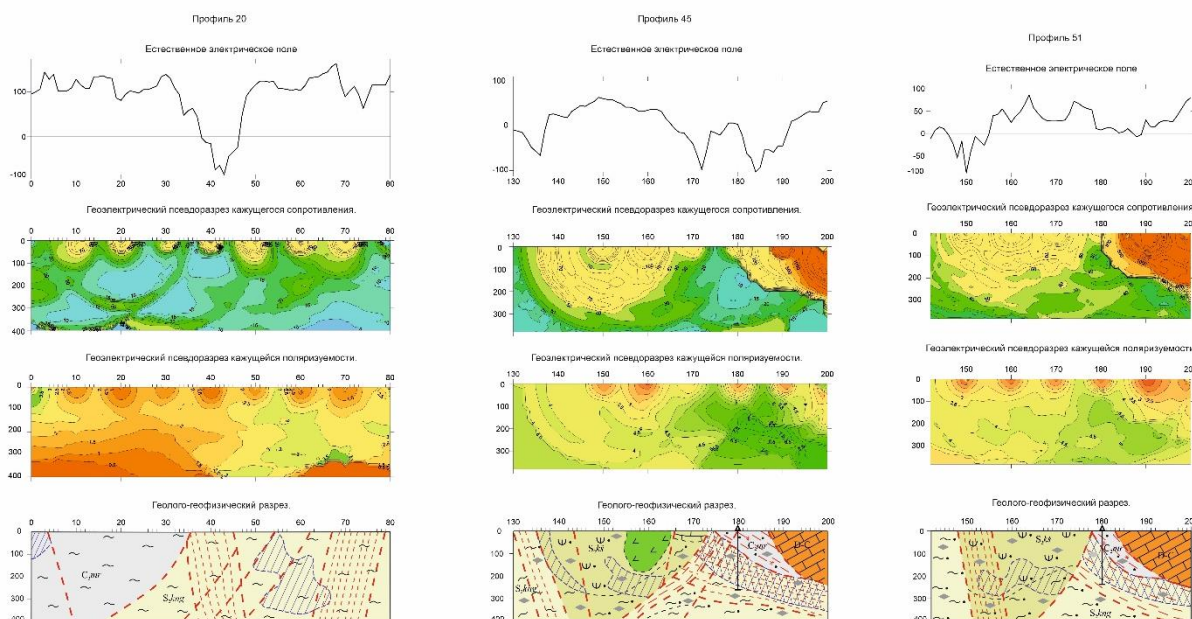


3-rasm. Saritau madanli maydon hududida olib borilgan magnetometrik kuzatuv anomaliyalari



4-rasm.Saritau madanli maydon litologik xaritasi





5-рasm. Saritau madanli maydon geologo-geofizik qirqimi.

Kuzatuv usullari. Mintaqaviy tortishish anomalialaridagi Tomdtau maydoni quyidagilarni o'z ichiga oladi. Asosan ularning ijobiy qiymatlari (0 dan 5 mGlgacha). Salbiy tortishish anomalialari Tamdytau shimolida qayd etilgan va Tomdi intruziv kompleksi bilan bog'liq.

Magnitanomaliyalar xaritasida magnit anomalialarning keng doirada keltirilgan. Magnit anomalialarning rivojlanishining o'ziga xos xususiyati shundaki, Tomditau Markaziy qismi Saritau hududi bo'lib ushbu hududda olib borilgan magnit qidiruv ishlari va anomalialar keltirilgan. salbiy.

Agar biz Saritau asosiy katlama tuzilishi bilan taqqoslasak, sinklinal strukturaning qanotlari magnit anomalialarning salbiy qiymatlariga ega, yadro ijobiy qiymatlardir.

Oltin minerallashuv namoyonlarini magnit anomalialar qiymatlari bilan taqqoslashning statistik tahlili shuni ko'rsatadiki, 37 ta oltin obyektlari ijobiy anomalialarga moyil. Bunday obyektlar orasida Muruntov, Tomditau, Balkantau, Saritauva boshqalar bor.

Xulosa. Saritau madanli maydon va magnit anomalialar o'rtasidagi munosabatlarga ko'ra, Saritau yopiq hududlarda geofizik usullar bilan bir qatorda parametrlari bo'yicha yangi oltin obyektlarni aniqlash uchun xizmat qiladi.

Tomdytau tog'larida istiqbolli joylarni aniqlashda geofizik va geokimyoviy usullarning imkoniyatlari baholandi. Oltin konlar ustidagi geofizik va geokimyoviy maydonlarning o'zgarishi xususiyatlari aniqlandi. Xususan, oltin ma'dan jismlari tortishish maydonining nisbiy pasayishi bilan belgilanadi, bu esa hududda oltin jismlarning shakllanishini ko'rsatadi. Xuddi shu jismlar geomagnit maydonning gradient o'zgarishi, shuningdek ruda jismlarining nisbiy pasayishi bilan belgilanadi.

Statistik metallogeniya usulining natijalari geokimyoviy maydonlarning umumlashtirilgan parametric sifatida ishlatilgan. "IMR" davlat korxonasida ishlab chiqilgan hisoblash usuli. Oltinjinslarni batafsil o'rganish bilan polarizatsiya va tabiiy maydon usullarini muvaffaqiyatli qo'llash mumkinligi ko'rsatilgan. Birgalikda talqin qilish oltin minerallashuvi bilan bog'liq sulfide minerallashuvining rivojlanish zonalarini aniqlaydi.

Shunday qilib, Tomdytau tog'larida va Saritau hududida geofizik va geokimyoviy usullarni birlashtirish nafaqat oltin konlariga istiqbolli joylarni prognoz qilish, balki ularni oltin minerallashuvi nuqtai nazaridan batafsil o'rganish imkonini beradi.

Adabiyotlar:

1. Boytsov V. E. Valkov V. O. Frolov A. A. Lokalizatsiya omillari va minerallashuv prognozi // M. Nedra, 1991, 235-bet.

2. Buxarin A. K. Brejnev V. D. Pyatkov A. K. vaboshqalar. G'arbiy Tyan-Shan tektonikasi // M, ANSSSR, 1985, 153-bet.
3. O'zbekiston Respublikasi geologiyasi va foydali qazilmalari PT., 1998, 773-bet.
4. Gzovskiy M.V. Baydjansoy antiklinoriya tektonikasi va tektonofizikasining asosiy masalalari // M, AN SSSR, 1963, 516-bet.
5. Maripov T. M. Akbarov X. A. Shvetsov A. D. vaboshqalar. O'rta Osiyo ruda konlarida endogen minerallashuvning miqdoriy prognozi // T, "FAN", 1983, 134-bet.
6. "O'rta Osiyoning metallogen muammolari" // T, "FAN", 1982, 208-bet.

СЕКЦИЯ II.

ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ МАНТИЙНОГО, МАНТИЙНО-КОРОВОГО И КОРОВОГО МАГМАТИЗМА

ДАЙКАЛИ МАЙДОНИДА НОДИР ЕР ЭЛЕМЕНТЛАРИ, ТИТАН ВА БОШҚА ЙЎЛДОШ МЕТАЛЛАР МАЪДАНЛАШУВИ (МОЛГУЗАР ТОҒЛАРИ)

Амиров Э.М.*, Карабаев М.С.***, Рохмонов В.С. ***, Оролов А.К.*, Юсупов А.Б.*

**Ҳ.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

***Геология фанлари университети*

****Уранкамёбметгеология*

Кўплаб тадқиқот натижаларидан маълумки эндоген маъданлашувнинг ҳосил бўлиши магматик тоғ жинсларига боғланади. Ҳақиқатдан ҳам у ёки бу маъданли майдонларда маълум магматик тоғ жинслари ҳосилалари ривожланганлиги кузатилади. Улар катта ёки кичик интрузив жинслар, дайкали ҳосилалар ёки эффузив жинслар билан ифодаланади.

Молгузар тоғлари Жанубий Тянь-Шань бурмаланиш тизимида жойлашган бўлиб, асос таркибдаги интрузив ҳосилалар жуда кенг тарқалган ҳудуд ҳисобланади. Дайкали майдони Молгузар тоғларининг марказий қисмида 30 км² майдонни ўз ичига олади. Тадқиқот майдонида габбро-диабаз дайкалари кенг тарқалган бўлиб улар 290-300° шимолий-ғарб йўналишида чўзилган. Қалинлиги 1 метрдан 10-15 метргача, ўзгарувчан.

Молгузар тоғларидаги габбро-диабазлар биринчи марта А.П.Марковский ва В.И.Попов (1937) томонидан ўрганилган, улар силур ва камдан – кам ҳолларда кембрий-ордовикнинг қумтош-сланецли ётқизикларига мувофиқ ва мувофиқга яқин бўлган силл кўринишидаги таналар ва дайкаларни ҳосил қилганлиги қайд этилган.

Ҳуддадаги габбро-диабазларини ўрганган бир қатор тадқиқотчиларнинг (Хамрабаев, 1958; Мусаев, Гамалеев, Искандаров, 1965; Лихойдов, 1965; Баранов, Кромская, Вишневский, 1978; Семенов, 1982; Турсунов, 1995.) нашр этган илмий ишларида габбро-диабазларнинг фарқланиш даражасига қараб минераллар миқдорий нисбатларининг ўзгарувчанлиги аниқланган, шу билан бирга майдон бўйлаб титан маъданли элементларнинг миқдорий кўрсаткичлари батафсил келтирилмаган [1,2].

Ҳосил бўлиш шароитларига кўра тавсифланаётган магматик ҳосилалар кварцли диабаз формациясига тааллуқли бўлса керак, бироқ бир қатор олимлар (Лавров, 1964 й) фикрича улар йирик лопалит таналари ҳисобланади.

Молгузар тоғларидаги габбро-диабазларда қуйидаги элементларнинг миқдори юқорилиги аниқланган: Р, Ti, V, Sc, As, Se, Mo, Te, Eu, Eb, Hf, Au, Re ва Bi. Элементлар тақсимланишининг ўзгарувчанлик диаграммасидан хулоса қилиш мумкинки, таҳлил қилинган намуналарда темир гурухининг барча элементларининг таркиби уларнинг кларкидан юқори эканлигини кўрсатган. Темир бўйича кларк концентрация 2 баробардан ошади, кобальтники 3 марта юқори, ванадийники 4 дан 7 баробаргача, титан 5 дан 10 мартагача юқори [3].

Дайкали майдонида нодир ер элементлари, титан ва бошқа йўлдош металллар маъданлашуви бўйича дастлабки ўтказилган минералогик-геохимёвий тадқиқотлар натижалари қуйидагилардан иборат:

Дайкали майдонида тадқиқ қилинаётган магматик ҳосилалар асос таркибли габбро-диабазлардан, уларнинг эффузив муқобили базальтлардан, ва қатламли терриген тоғ жинслари билан мос ҳолатда келувчи, кам миқдорда учровчи ўрта таркибли андезитид туфлари ва андезитид-базальт қатламларидан иборат.

Дайкаларнинг ўзига хослиги шундаки, барча таналар бир-бирига нисбатан параллел йўналган ва бурмали структураларга мос равишда ётади. Бундай изчилликка қарамай улар қатламсимон эмас, балки дайкали хусусиятга эга. Чўкинди ҳосилаларни кесиб ўтганлиги кўплаб нукталарда яққол намоён бўлади. Ҳудудда дайкалардан ташқари катта бўлмаган штоксимон таналар ҳам кузатилади. Умуман олганда Дайкали

майдонидаги габбро-диабаз таналари чўзилиши бўйича қалинлиги тез ўзгариб туради, кўпчилик ҳолларда линзасимон таналар ҳосил қилади.

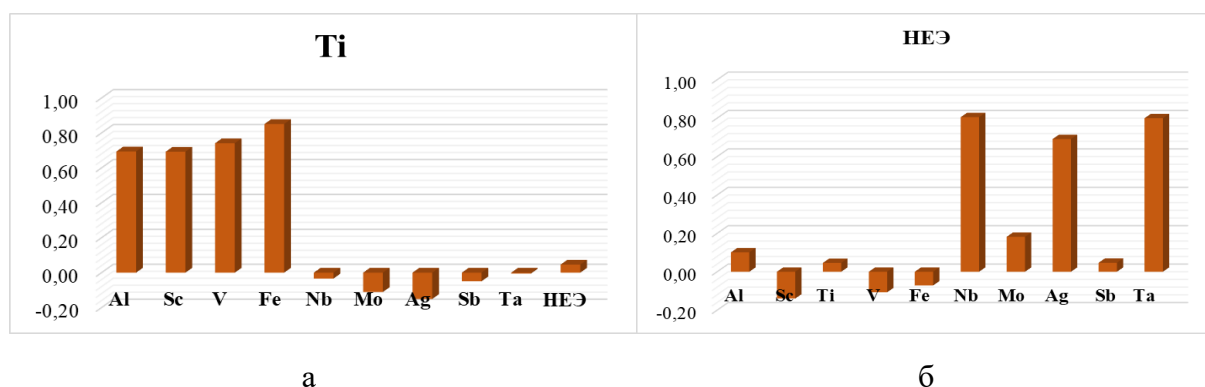
Кўпинча чўзилиши бўйлаб ер ёриқлари билан кўндаланг равишда сурилиши юқорида тавсифланган ҳолатларни яна мураккаблаштириб ташлаган.

Магматик таналарнинг морфологияси ва петрографик тавсифлари уларнинг мураккаб тузилишга эгалигидан далолат беради. Ёирик ва кичик магматик таналарнинг чекка қисмлари майда донали афанитли диабазлардан тузилган ва жуда ҳам зич ва қовушқоқ бўлганлиги сабабли тоғ жинсидан наъмуна олиш жараёнини қийинлаштиради. Энлик (ўнлаб метрлар) дайка ва шток таналарининг марказий қисми ўрта – ёирик донали габбро-диабазлардан ташкил топган. Ёирик донали габбролар камроқ кузатилади, қолганлари эса диабаз порфиритлар ва қатламли андезит-базальтлардан иборат.

Дастлабки маълумотларга кўра Дайкали майдонида бир пайтнинг ўзида субвулканик шароитларда силлар шаклидаги интрузив таналар ва сув ости бассейнларида терриген билан бирга тўпланган андезит-базальтлар ва камроқ туфли ҳосилалар вужудга келган.

Титаннинг ўртача миқдори турли таркибли тоғ жинслари бўйича 14700 г/т. Энг юқори миқдори габбро-диабазларнинг ўзгарган жойларидан олинган намуналарда (амфиболлашган, хлоритлашган, альбитлашган) 25000 г/т дан 35000 г/т гача кузатилади. Нодир ер элементлар ўртача миқдори турли таркибли тоғ жинслари бўйича 160 г/т. Энг юқори миқдорлари тоғ жинсларининг ўзгарган жойларидан олинган намуналарда 325 г/т дан 391 г/т гача кузатилади.

Габбро-диабаз дайкаларида (575 та намуна бўйича) титан элементининг тарқалишида алюминий (+0,69), скандий (+0,69), ванадий (+0,74), темир (+0,85) элементлари билан, нодир ер элементлари эса ниобий (+0,81), кумуш (+0,69), тантал (+0,80) элементлари билан кучли боғлиқлик ҳосил қилган (1-расм).



1-расм. Дайкали майдони габбро-диабаз дайкаларида титан ва нодир ер элементларининг бошқ йўлдош элементлар билан боғлиқлик корреляцияси (575 та намуна масс-спектрометр таҳлиллари натижалари бўйича)

Сланецларда (1154 та намуна бўйича) титан алюминий (+0,44), скандий (+0,60), ванадий (+0,51), темир (+0,63), ниобий (+0,48), тантал (+0,50) элементлари билан, нодир ер элементлари эса алюминий (+0,53), скандий (+0,43), ниобий (+0,78), кумуш (+0,44), тантал (+0,79) элементлари билан боғлиқлик ҳосил қилган.

Тадқиқот майдонининг жанубий-ғарбий қисмида силур системаси сланецлари, алеврокумтошлари ва габбро-диабаз дайкаларининг қайта кристалланган ва кварцлашган зоналарида масс-спектрометриқ таҳлил натижаларига кўра олтиннинг нисбатан юқори қийматлари 0,54 г/т гача) аниқланди. Шулар ичидан олтиннинг юқори кўрсаткичлари билан бирга маргимушнинг ҳам максимал қийматлари (440-1300 г/т) бирга келиши кузатилади.

Олинган маълумотлар майдонни эътиборлироқ даражада тадқиқ қилишни тақоза қилади. Бу бўйича тадқиқотлар давом эттирилмоқда.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Турсунов К.Т. Петрология и рудоносность габбро-диабазов Мальгузарского лайкового пояса (Западный Узбекистан). Автореф. дисс. на соиск. учен. степ, канд.г.-м.н. Ташкент, 1995. -27 с.
2. Мусаев А.М., Мусаев Р.А. Модель формирования магматогенного титанового оруденения в южном Тянь-Шане. Проблемы геологии фанерозоя Тянь-Шаня, Ташкент «Университет» 2005, С.187-193.
3. Мусаев А.М., Нематуллаев С.Н., Джуманиязов Д.И., Каримова Ф.Б. Мальгузарский габбро-диабазовый дайковый комплекс / “Геолог олим, академик Иброҳим Ҳамробоев таваллудининг 100 йиллигига бағишланган илмий конференция” материаллари тўплами. Навоий. 2020. С.169-172.

РУДОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ГОР КАРАТАУ (ЮЖНОЕ НУРАТАУ)

Ахунджанов Р.*, Косбергенов К.М*.

**Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева, Госкомгеологии РУз.*

Рудоносные метасоматиты наблюдаются в горах Южное Нуратау и приурочены к зонам разломов северо-восточного направления с кварц-турмалиновыми и кварц-пирит арсенопиритовыми жилами. Время проявления их-после формирования штоков и даек лейкократовых гранитов, завершающих гомодромный ряд позднекарбоново – раннепермских гранитоидных интрузии кварцевый диорит – гранит – лейкократовый гранит. Турмалинитысодержащие золото и редкоземельные элементы наблюдаются в зонах развития кварц- турмалиновых и совмещённых с ними кварц- пирит – арсенопиритовых жил.

Согласно схемам классификаций метасоматических процессов гранитоидной формации Д.С.Коржинского, И.Х.Хамрабаева, В.А.Жарикова, Б.И.Омельяненко, в описываемом интрузиве выделено несколько стадий и типов изменения пород,

Автометаморфические изменения кварцевых диоритов выражены в слабой хлоритизации биотитов и альбитизации краевых частей плагиоклазов. Центральные части последних сложены соссюритом. При этом образуется апатит из высвощенного из плагиоклаза кальция и привнесенного, вероятно, из раствора фосфора. Возможно, к этому времени приурочено и образование микропегматита.

При дальнейшем изменении кварцевых диоритов по плагиоклазам развиваются альбит, кальцит, по амфиболу и биотиту-хлорит, магнетит, а по биотиту также и мусковит. Процесс сопровождается повышением активности, помимо щелочей, также и кремнезема, на что указывают зерна новообразованного кварца.

Процессы ранней щелочной стадии, протекавшие по гранитам интрузива, имеют площадной характер и выразились в образовании альбитовой каймы вокруг андезина, олигоклаза и пертита в микроклине.

К стадия кислотного выщелачивания относятся процессы, проходившие в период образования грейзенированных разностей пород-метасоматических даек по Х.М.Абдуллаеву (1957), грейзенов, развитых в экзо- и эндоконтактах биотитовых гранитов и кварц-турмалиновых жил.

В позднюю щелочную и заключительную стадии формируются кварц-хлорит-плагиоклазовые, кварц-альбитовые, кварц-хлоритовые, кварц-эпидотовые жилы и завершаются постмагматические процессы образованием кварц-пирит-арсенопиритовых жил.

Кварц-турмалиновые жилы широко распространены в гранитах интрузива и нами выделяются две возрастные группы их- ранние и поздние.

Ранние кварц-турмалиновые жилы, как правило, размещены только в биотитовых гранитах. Простираются их субширотное (264^0), они вертикальные или имеют АП $184^0/66^0$. Мощность по простиранию изменчивая и в раздувах достигает до 0,08-0,15 м, наименьшая равна 0,005 м.

Поздние жилы имеют различную ориентировку, в основном, она восток-северо-восточная ($40-80^0$), падение изменчивое, близкое к вертикальному. Мощность жил 0,001-0,04 м. В биотитовых гранитах они приурочены к трещинам отдельности, главным образом, продольным, чем и отличаются от ранних жил.

Взаимоотношение двух типов жил наблюдается в обнажениях, где поздние вертикальные кварц-турмалиновые жилы с азимутом простирания $40-50^0$ и выдержанной мощностью пересекают раннюю. От краев к центру жила от мелкозернистой переходит к крупнозернистой. Аналогичный факт пересечения установлен и на правом борту р. Аксакалата, в 300 м к западу от к. Яйилма.

На правом борту р. Карангул в 2 км к ЮЗ от высотной отметки 654 м и на левом борту биотитовые и лейкократовые граниты пересечены поздними кварц-турмалиновыми жилами. Проходят они через 0,01; 0,05; 0,1; 1; 1,5 м. Мощность их (до 0,02 м) в лейкократовых гранитах больше, чем в биотитовых гранитах и в последних они выклиниваются. Характерно увеличение количества и мощности кварц-турмалиновых жил по мере приближения к телам лейкократовых гранитов и возрастания эрозионного среза, что выражается приуроченностью их к завершающей фазе интрузива.

Химические составы и оптические константы турмалинов из ранних и поздних кварц-турмалиновых жил показывают соответствие их шерлу. Заслуживает внимания цвет этих турмалинов в шлифах. У ранних он преимущественно коричневый с синими оттенками, в основном, по краям зерен: Ng-коричневый, синевато-коричневый; Np-светло-коричневый, бледно-синевато-коричневый. Поздние турмалины имеют синюю и коричневую окраску с зелеными оттенками: Ng – зеленовато-синий, зеленовато-коричневый, светло-зеленовато-коричневый; Np- бледно-синий, бледно-зеленовато-коричневый, бесцветный. В турмалинах, расположенных в интенсивно мусковитизированных лейкократовых гранитах (в экзоконтактах жил), оттенки коричневого цвета интенсивнее, что, вероятно, является следствием выноса железа из биотитов и присоединения его к продукту, образовавшему турмалин. Кроме этого, вокруг включений магнетита в турмалине увеличивается интенсивность синего цвета.

Турмалин в поздних жилах Каратауского интрузива соответствует по содержанию магния турмалинам Кетменчи и Актау. Кроме того, по количеству алюминия он близко к турмалинам Каратюбе. Содержание суммы железа и марганца в нем сравнительно высокое, что соответствует ранним турмалинам. Зирабулака поздним-Каратюбе. Следовательно, турмалины Каратауского интрузива по составу соотносимы, в основном, с турмалинами гор Каратюбе и Зирабулак, отличающихся высоким количеством суммы железа и марганца. Ранняя разновидность минерала, по сравнению с поздней, содержит большее количество суммы железа и соотношение железа окислого к закисному равно соответственно 1,7 и 7,0.

В кварц-турмалиновых жилах, залегающих среди гранитоидов Каратауского интрузива, дравит не установлен и выявлен в поздних жилах, расположенных во вмещающей интрузив осадочно-метаморфической толще (Алтын-Казган), о чем писал И.Х.Хамрабаев (1958). Зависимость состава турмалинов Западного Узбекистана, главным образом, от среды в которой они локализуются отмечена им же и М.С.Кучуковой, М.И.Исмаиловым и др. Вслед за ними мы считаем, что соответствие шерлу двух возрастных типов турмалинов в Каратау является следствием близости состава гранитов, где локализуются кварц-турмалиновые жилы. Преобладание закислого железа в ранних турмалинах, по сравнению с поздними, вероятно, зависит как от состава вмещающих их гранитов (биотитовые у первых и лейкократовые у вторых), так и от относительно глубинных условий формирования ранних турмалиновых жил.

Рассмотрим метасоматическое изменение гранитов в зальбандах этих жил. Макроскопический он выражен в порозовении пород. Естественно, степень измененности гранитов зависит от мощности жил.

В биотитовых гранитах наблюдается следующая зональность (от жилы к экзоконтактам): а) кварц+турмалин; б) кварц+турмалин+альбит+мусковит; в) кварц+турмалин+альбит+мусковит+альбитизированные полевые шпаты (плагиоклаз и микроклин); г) кварц+альбит+мусковит+альбитизированные полевые шпаты; д) кварц+альбит+альбитизированные полевые шпаты (мусковит и хлоритизированный биотит); е) кварц+альбитизированные полевые шпаты+биотит (биотитовый гранит).

Указанная последовательность зон наблюдается в пределах 10-20 см. В незначительных по мощности поздних кварц-турмалиновых жилах она заметна в пределах 1-2 шлифов, взятых непрерывно от контакта с жилой. В этих случаях постоянно наличие турмалина и мусковита: а) кварц+турмалин; б) кварц+альбит+турмалин+слюды+альбитизированные полевые шпаты; в) биотитовый гранит.

Лейкократовые граниты в зальбандах жил представлены метасоматитами, в составе которых установлены: а) кварц+турмалин; б) кварц+турмалин+альбит+слюда (мусковит и хлоритизированный биотит) +альбитизированный микроклин; в) кварц+турмалин+альбит+слюды+альбитизированный микроклин+флюорит; г) кварц+альбит+слюды+альбитизированный микроклин; д) кварц+альбитизированные полевые шпаты+биотит-лейкократовый гранит. В зонах сближенных кварц-турмалиновых жил, часто наблюдаемых в телах лейкократовых гранитов, они образуют поля альбитизированных, турмалинизированных и мусковитизированных лейкократовых гранитов.

Кварц-турмалиновые жилы обогащены, наряду с бором, фтором, фосфором, хромом, никелем, кобальтом, скандием, иттербием, молибденом, вольфрамом, оловом, медью, свинцом, цинком, галлием, серебром, мышьяком, висмутом и ураном. В турмалинах сконцентрировано 5 г/т золота и по 100 г/т вольфрама и олова. В экзоконтактах кварц-турмалиновых жил гранитоиды обогащаются молибденом, вольфрамом, оловом, серебром, мышьяком, висмутом. В то же время, из гранитов в жилы выносятся главным образом, хром, никель и скандий, концентрировавшиеся в биотитах.

Кварц-пирит-арсенопиритовые жилы имеют наиболее широкое развитие. Ориентировка зон преимущественно северо-восточная, мощность колеблется от первых десятков сантиметров до 100 м. Преобладают зоны мощностью 30-50 м. Г.С.Чикризов назвал их участками бурых гранитов. Д.М.Огарев выявил их линейный характер, они отнесены им к зонам разрывных нарушений в отдельных случаях смещающих линию контакта биотитовых гранитов. Присутствие аналогичных зон в телах лейкократовых гранитов позволяет отнести их к продуктам поздних гидротермальных процессов, возможно, связанных с завершающей фазой интрузива.

Каждая зона в центральной части сложена кварцевыми жилами, мощностью 0,001-0,4 м, с преимущественным падением на юго-восток или северо-запад. Здесь граниты характеризуются красноватым цветом окраски, сменяющейся к периферии зон на розовые и далее серые. Эти изменения окраски пород являются следствием широкого развития вторичных окислов и гидроокислов железа за счет разложения биотита и пирита. Они пропитывают катаклазированные граниты и катаклазиты. Обычно кварцевые, кварц-хлоритовые и кварц-эпидотовые прожилки пересекают деформированные зерна альбита, альбитизированного плагиоклаза, микроклина, а также кварца, что позволяет полагать, что формирование этих жил происходило вслед за альбитизацией гранитов. При этом развитие их и сопутствующие им изменения гранитов находились в зависимости от степени альбитизации.

Центральные части зон постмагматической проработки гранитоидов сложены из кварца+пирита+арсенопирита, кварца+альбита, кварца+альбита+серицита. К периферии зон этот парагенезис сменяется на кварц+альбит+серицит+хлорит+альбитизированный

плагиоклаз+ альбитизированный микроклин (катаклазит) и далее наблюдаются катаклазированные граниты. Последние сложены альбитом+альбитизированным микроклином+хлоритизированным биотитом. Часто в этих породах располагаются кварц-хлоритовые и кварц-эпидотовые жилы. Фланги этих зон сложены слабо альбитизированными, серицитизированными, хлоритизированными гранитами и далее они сменяются обычными гранитами массива.

При мощности рассматриваемых зон до 20 мв центральных частях наблюдаются лишь кварц-арсенопиритовые, кварц-альбитовые жилы, переходящие в альбитизированные, серицитизированные, хлоритизированные и эпидотизированные (катаклазированные) граниты. Нередки случаи перехода этих зон по простиранию (при уменьшении мощности) в кварцевые, кварц-хлоритовые и кварц-эпидотовые жилы с незначительно измененными гранитами в зальбандах.

Акцессорные минералы гранитоидов в зонах развития этих жил представлены апатитом, цирконом, флюоритом, ильменитом, пиритом, арсенопиритом, магнетитом, золотом, киноварью и др. Здесь очевидная геохимическая связь железа с золотом находит свое подтверждение ассоциацией золота с минералами железа. Поведение петрогенных элементов при альбитизации и следующих за ней процессах гидротермального изменения гранитов является показателем неодинаковой степени подвижности компонентов пород.

Катаклазированный, метасоматически измененный бурый биотитовый гранит состоит из альбита, хлоритизированного биотита с включением магнетита, альбитизированного, серицитизированного плагиоклаза, альбитизированного микроклина и кварца. В межзерновых пространствах развиты мелкозернистые агрегаты, состоящие из кварца + альбита, кварца + альбитизированных полевых шпатов + рудных минералов.

Аналогично измененный лейкократовый гранит отличается присутствием альбита, псевдоморфозой хлорита по биотиту, наличием рудного минерала и отдельных включений вторичного биотита по хлориту.

Расчеты привноса-выноса (по методу Ю.В.Казицына, В.А.Руднина. 19968) показали, что в биотитовых гранитах указанные выше процессы происходят с привносом, в основном, фосфора, натрия, углерода и, главным образом, серы. Несущественно возрастает количество фтора и кремния. Основная масса марганца, магния и титана испытывает вынос; из зоны мигрируют кальций, алюминий, калий и др. Из лейкократовых гранитов выносятся, главным образом, кальций, марганец и незначительно калий. В породе привносятся железо, магний, титан, натрий и фосфор. При этом значительный привнос испытывает сера. Алюминий, кремний, фтор и кислород подвергаются незначительному перераспределению.

В зонах кварцевых жил с пиритом и арсенопиритом метасоматоз гранитов приводит к выносу основного количества элементов-примесей и концентрации лишь хрома, никеля, скандия, иттербия, молибдена, вольфрама, олова, свинца, галлия, урана, серебра, мышьяка и висмута. В арсенопиритах концентрируются 200 г/т золота. Из этих элементов наблюдаются превышающие кларки в полтора и более раз количества: а) везде – никеля, олова, свинца, серебра, урана и висмута; только в измененных биотитовых гранитах – хрома, скандия, иттербия, молибдена, вольфрама, мышьяка; только в измененных лейкократовых гранитах – галлия. Привнос-вынос компонентов, в основном, соответствует изменению минерального состава гранитов и характеризует в главных чертах процессы альбитизации и пиритизации, а в лейкократовых гранитах они совмещаются и с относительно ранним процессом турмалинизации.

Выводы. В горах Каратау установлено развитие продуктов постмагматизма. Основная масса рудных компонентов отлагалась в зонах кварц-турмалиновых (бор, фтор, вольфрам, олово, медь, свинец, золото, серебро, висмут и др.) и кварцевых жил с пиритом, арсенопиритом (золото, серебро и др.).

Литература:

1. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. -232 с.
2. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. - Т.: Изд-во АН УзССР, 1958. - 479 с.

ПОДЖУР ИНТРУЗИВИНИНГ ПЕТРОГРАФИЯСИГА ОИД

Илешов К.М.*, Курбонов А.А.*

**Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти, Тошкент, Ўзбекистон.*

Жанубий Тиён-Шон Ҳисор тизмасининг жанубий-ғарбий тармоқларида (токембрийдан то триас давригача) магматизм ҳосилалари жуда кенг ривожланган. Ҳусусан, поджур габбро-гранитли мажмуаси Сурхонтовнинг шимолий қисмидан то Кўхнатовгача магматик намоёнлар ҳосил қилади (1). Мажмуа Поджур (5,0 км²), Ушор (2,5 х 0,5 км²), Қиясув (2,5 х 0,75 км²) ва Ғарбий Ўрикли (1,75 х 0,5 км) каби интрузив таналарни ҳосил қилади ва уларни биринчи бўлиб З.А.Юдалевич ва бошқалар (1980) поджур перм мажмуасига бирлаштирган.

Поджур мажмуаси интрузив таналари токембрийгача бўлган метаморфик жинсларни, эрта карбон даврининг чўкинди-вулқон ва субвулқонли тоғ жинсларини, ҳамда карбон давригача бўлган гранитоидлар каби қамровчи жинсларни ёриб чиқади. Шу боис, мажмуанинг ёши куйи пермга тўғри келади ($vP_{1p}, \mu P_{1p}, \gamma - \gamma \delta P_{1p}$). Ушбу мажмуани ташкил этувчи магматик жинслар гомодром ривожланиш босқичига эга бўлган (қаридан ёшга қараб) куйидаги тоғ жинсларидан иборат:

- 1) майда донадор пироксен-амфибол габбро;
- 2) ўрта донадор мезократли пироксен-амфиболли габбро ва габбродиабазлар;
- 3) майда ва ўрта донадор пироксен-амфиболит ва амфибол-биотитли монцодиоритлар, кварцли диоритлар ва кварц монцодиоритлар;
- 4) майда донадор амфибол-биотитли адамеллитлар-гранодиоритлар;
- 5) ўрта донадор порфирсимон биотитли адамеллитлар;
- 6) ўрта ва йирик донадор порфирсимон биотитли гранитлар;
- 7) майда донадор биотитли гранитлар;
- 8) майда донадор порфирсимон биотитли гранитлар.

Томирли жинслар аплитлар, пегматитлар, гранитлар, ҳамда микрогаббролардан иборат (3).

Поджур интрузиви Сурхонтов тизмаси Сангардак дарёсининг ўнг қирғоғида, Наурангал ва Алиширмар ирмоқлари оралиғида жойлашган. Интрузив ҳосилаларнинг қамровчи жинслари – токембрий метаморфик мажмуасининг ётқизиклари ҳисобланади. Интрузив И.М.Исамухамедов, П.Д.Купченко, Н.Р.Холопов, Т.Н.Далимов, Т.Т.Шарипов, З.А.Юдалевич, Ф.К.Диваев ва бошқалар томонидан ўрганилган. Исамухамедов ва бошқ., (1962) маълумоти бўйича интрузив тўртта фазадан иборат тоғ жинслардан ташкил топган: габбро, кварцли диоритлар, гранитлар ва аляскитлар. Н.Р.Холопов ва П.Д.Купченколар габбро-сиенит, сиенодиоритлар ҳам ажратишган (2).

Габброидлар Поджур массивининг ғарбий қисмида кенг тарқалган. Габброидларнинг барча намоёнлари, магманинг кейинги фазаси ёриб чиқиши туфайли алоҳида блоклар ва бўлақлардан иборат яхлит дайкага ўхшаш танага тегишли бўлиб қолган.

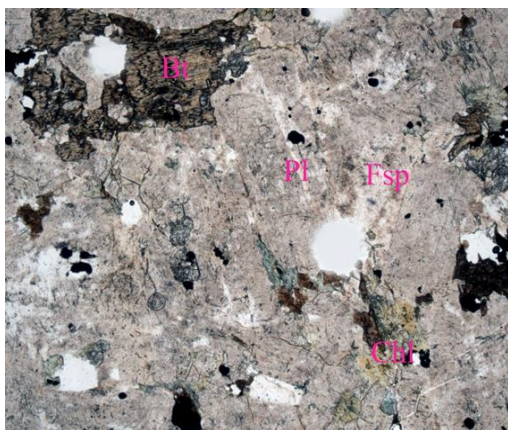
Габброидлар. Ушбу тоғ жинсларининг биринчи фазаси майда донадор иккинчиси эса ўрта донадор. Майда донадор габбролар фақатгина асосан Поджур интрузивида 7,5х10,0 метр ўлчамдаги ксенолит шаклида ўрта донадор габброларнинг ичида учрайди. Мазкур интрузивнинг иккинчи фазасини ташкил этган ўрта донадор габбролар (1-расм) нисбатан каттароқ 2,0 км² етувчи тана (Поджур массивининг жанубий қисмида) ҳосил

қилади. Ўрта донадор габбролар микроскоп остида гипидиоморфдонадор, баъзида габброли структуралар намоён этиб, асосан плагиоклазнинг узунчоқ тахтачасимон кристаллари, қора рангли минераллар ўзгаришидан (амфибол ва пироксен) ҳосил бўлган хлоритлар, биотитдан, ҳамда озгина миқдорда калийли дала шпатларидан ташкил топган (2-расм). Плагиоклазлар жуда кучли иккиламчи ўзгаришга учраган. Уларда жадал тарзда серицит ва альбит агрегатлари ривожланганини кузатиш мумкин. Қора рангли минераллар тўлиқлигича (биотитдан ташқари) хлорит ва баъзида толачасимон актинолитга ўзгарган. Реликт кристалларининг қиёфасига кўра уларнинг қўпчилик қисми бирламчи амфибол ва баъзилари эса пироксен бўлган. Биотит тилласимон сарикдан тўқ қўнғир ранггача бўлган плеохроизмга эга. Уларда озгина миқдорда эпидотлашиш, хлоритлашиш, пренитлашиш кузатилади.

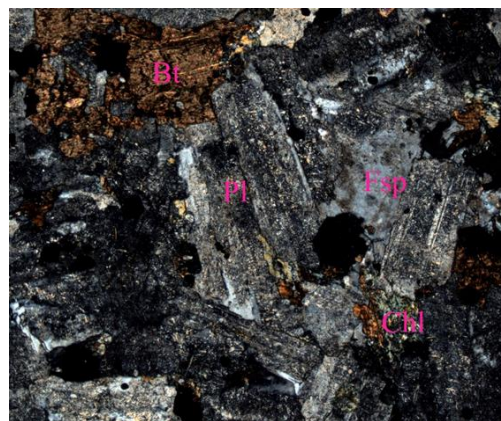


1-расм. Ўрта донадор габбронинг штуфи.

Калийли дала шпати қисман пелитлашган, асосан олдин ҳосил бўлган кристалларнинг оралиқ бўшлиқларини тўлдирган. Баъзи ҳолларда изотроп маъданли минералларнинг доначалари кўзга ташланади.



Параллел николлар, d=3,0 мм.



Кесишган николлар, d=3,0 мм.

2-расм. Ўрта донадор габбронинг микроскоп остидаги фотосуратлари.

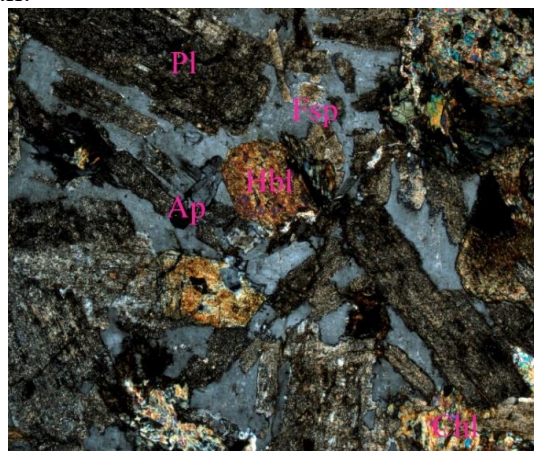
Мазкур ўрта донадор габброларда калийли дала шпати миқдорининг ортиши, уларнинг аста-секин монцонитларга ўтишини таъминлайди. Габброидлар ва монцонитлар ўртасидаги чегаравий муносабат поджур интрузивида қескин намоён бўлмагани кузатилади.

Монцонитлар ўрта донадор. Микроскоп остида монцонитли структура ҳосил қилади. Текстураси массив, баъзида трахитоидли текстура элементларига эга (3-расм). Мазкур тоғжинсларида плагиоклаз, амфибол, калийли дала шпати, биотит ва баъзида

кварц учрайди. Плагиоклазлар интенсив тарзда серицитлашган ва альбитлашган, жумладан шуни таъкидлаш лозимки, уларнинг бир томонга қараб жойлашуви трахитоидли текстура ҳосил қилади. Амфиболлар асосан олти қиррали, ромбсимон ва айрим ҳолларда ксеноморф шаклдаги кристаллар кўринишида. Унинг аксарият кристаллари тўлиқ ҳамда қисман хлоритлашган.



Параллел николлар, d=3,0 мм.

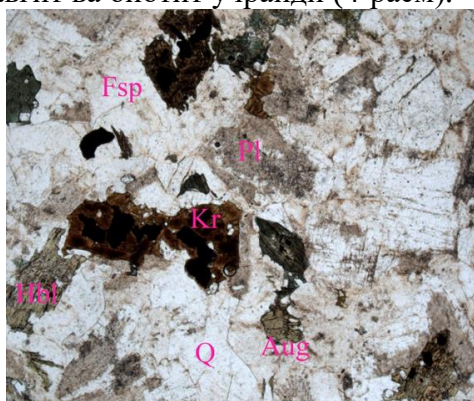


Кесишган николлар, d=3,0 мм.

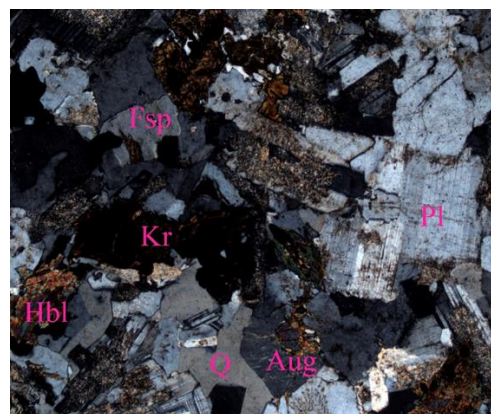
3-расм. Трахитоидли текстура ҳосил қилган монцонит.

Амфиболлар мазкур тоғ жинсларида асосан роговая обманкадан ташкил топган, айрим ҳолатларда жигарранг бўлган керсутитлар кузатилади. Калийли дала шпатлариксеноморф шаклда учраб, асосан кристаллар оралиғини тўлдирган. Биотит тўқ қўнғир рангдаги асосан тахтачасимон пластинкага ўхшаш доначалардан иборат. Уланиш дарзликлари бўйича кучли опацитлашган.

Кварцли монцодиоритлар ўрта донадор, майда донадор гипидиоморф структурага эга. Таркибида плагиоклаз, калийли дала шпати, амфибол (роговая обманка ва керсутит), кварц, авгит ва биотит учрайди (4-расм).



Параллел николлар, d=3,0 мм.



Кесишган николлар, d=3,0 мм.

4-расм. Кварцли монцодиоритларнинг петрографик тафсифи.

Плагиоклаз қисман серицитлашган. Таркиби бўйича (An₂₉₋₃₄) олигоклаз-андезинга тўғри келади. Қўшалокларининг аксарият қисми альбит қонуниятига мос равишда ривожланиб, баъзида зонал кристаллари ҳам кузатилади. Калийли дала шпати ксеноморф шаклда бўлиб, уларда жудаям ингичка чувалчангсимон пертит ажралмалари учрайди. Амфибол оддий роговая обманка ва керсутитдан ташкил топган. Оддий роговая обманка тилласимон сариқ-яшилдан тўқ яшил рангдаги плеохроизмга эга. Керсутит эса жигарранг-қўнғирдан тўқ қўнғир ранггача бўлган плеохроизм ҳосил қилади. Пироксен жуда кам тарқалган бўлиб оч яшил рангда, баъзида унинг реликт кристаллари амфиболлар ичида

учрайди. Биотиттўқ жигаррангдан қорагача бўлган япроқчалар сингари тарқалган. Кварц мазкур тоғ жинслари ичида ҳар доим ксеноморф шаклда.

Тавсифланган тоғ жинсларидан ташқари адамеллитлар интрузивнинг шимолий қисмида унча катта бўлмаган намоён ҳосил қилади.

Геологик жиҳатдан, мажмуа вахшивар чўкинди-вулканоген свитасини ёриб ўтади, юқори чегараси номаълум. Уларнинг мутлақ ёши 273-294 млн. йилга тенг, бу эрта перм давригача келади (3).

Поджур интрузиви тоғ жинсларининг кимёвий тақибиди кремнезем миқдори 44-57%, темир 4-12%, магний 2-7%, кальций 2,5-9% ва ишқорлар 4-9% оралиғида, айниқса сиенитоидларда калий 5% етади (Холопов, 1962).

Шуни алоҳида таъкидлаб ўтиш жоизки, мазкур мажмуа Ҳисор тизмасининг жануби-ғарбий тармоқларида тарқалган магматик тоғ жинслар ичида (олмалисой ва жанубийтиёншон мажмуаларидан ташқари) герцин магматик босқичини яқунлайдиган энг ёш интрузив ҳосилалардан бири ҳисобланади. Поджур интрузивидаги сиенитоидли турлари, монзонит ва сиенитларнинг пайдо бўлиши плита ичи магматизмидан далолат беради ва мис, қўрғошин, нодир ер элементлари каби маъданлашувга ихтисослашганлигидан дарак беради.

Адабиётлар:

1. Диваев Ф.К., Миркамалов Р.Х., Далимов Р.Т., Селтманн Р., Конопелько Д.Л. /Эволюция гранитоидного магматизма Западного Тянь-Шаня (Узбекистан). Материалы III международной геологической конференции. – Екатеринбург, Россия – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. – 2017. – С.83-85.
2. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. 2. - Т.: Фан, 1975. - 431 с.
3. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Т.: Фан, 1984.-345 с.

МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ ГОР КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ НУРАТАУ)

Ишбаев Х.Д.*, Косбергенов К.М.*

**Институт геологии и геофизики им. ХМ.Абдуллаева*

Под малыми интрузиями понимаются генетически самостоятельные от крупных плутонов и вулканических проявлений мелкие малоглубинные тела преобладающего среднего и кислого состава, но всегда повышенной щелочности, возникающие обычно на поздних этапах тектономагматического цикла и при активизации, сопровождаемые характерной (медно-порфировой, редкометалльной) металлогенией (Хамрабаев и др., 1988).

Малые интрузии небольшого размера представлены выходами кварцевых диоритов Карамечетского штока и гранит-порфиров Сармичского штока гантеллообразной формы, обнаруженные и описанные в 70-х годах прошлого века (Огарев и др., 1970 г., Ахунджанов, 1978 г. и др.) в пределах Каратауского золотоносного пояса. Подобные тела развиты в южной и центральной части Мальгузарских гор, в пределах Северной и Южной Нуратау, Кульджуктау и Ауминзатау, которые приурочены к зонам глубинных разломов (зерафшанский, северонуратинский, южнонуратинский и др.), локализуясь среди осадочно-метаморфических отложений ордовика-силура (Баранов и др., 1978; Хамрабаев, 1958, 1964 и др.). Видимо, они, являются более кислыми дифференциатами толеитовой магмы мальгузарского дайкового комплекса, имеющие рифтовую природу (Абдуллаев, Далимов, 1979).

Карамечетский шток кварцевых диоритов находится в пределах Каратауского золотоносного пояса в виде небольшого 35х75 м штока, локализованное на правом борту р.Карамечетсай. Она сложена кварцевыми диоритами темно-серого и серого цвета с псев-

дошаровыми отдельностями размерами 0,5 м в поперечнике.

Породы внешне темно-серые, серые породы с мелко-среднезернистой структурой со сульфидными гнездами и интенсивно серицитизированы, карбонатизированы, хлоритизированы, альбитизированы, эпидотизированы, порой гнейсированы и рассланцованы. Они состоят из плагиоклаза (50-60%), роговой обманки (8-10%), биотита (15-20%), калиевого полевого шпата и кварца (около 10%), аксессуарных минералов (1,5-2%) - апатита, ильменита, ксенотима, циркона, рутила, магнетита и других сульфидных минералов (пирита).

Под микроскопом наблюдается участки микрогранофировой структуры, в пределах которых зерна плагиоклаза окружены венцами пегматитовой структуры, причем чередующиеся между собой зерна кварца и альбита имеют радиально лучистое - волокнистое расположение, что и отметил Д.М.Огарев (1970 г.). Мирмекит образуется в метасоматических условиях, обычно в сочетании с тектоническими деформациями, он наблюдается по краям индивидов плагиоклаза, соприкасающихся с калиевым полевым шпатом, где образуется свободный кварц, дающий в плагиоклазе червеобразные вроски.

Химический состав кварцевых диоритов Карамечетского штока приведен в табл.1, который показывает, что, они являются нормальными щелочноземельными породами с незначительной повышенной щелочностью. Содержание кремнезема изменчива, от 57,57% до 68,58%, это, видимо, связано с постмагматическими изменениями и наличием вторичных биотитов, кварцев и калиевых полевых шпатов. Состав их попадают в поле развития диоритов и гранодиоритов нормального ряда. Тогда как биотитовые граниты главной фазы Каратауского интрузива попадают в поле развития субщелочных лейкогранитов, а на диаграмме отношении калия и натрия, граниты являются калиевыми, а кварцевые диориты кали-натриевые (рис.1), тем самым подтверждается, что биотитовые граниты Каратауского интрузива не имеют генетической связи с малыми интрузиями рассматриваемого пояса.

Таблица 1

Химический состав пород малых интрузий гор Каратау (Южное Нуратау)

Окисел	Кварцевые диориты					Гранит-порфиры				Биотитовый гранит
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	
SiO ₂	64,91	64,81	68,58	57,57	57,70	71,02	70,22	72,04	69,88	73,59
TiO ₂	0,85	0,90	0,75	0,95	1,17	0,44	0,44	0,45	0,50	0,24
Al ₂ O ₃	13,96	14,86	14,14	15,00	14,5	14,32	15,40	14,81	15,57	13,33
Fe ₂ O ₃	0,94	0,68	0,56	1,81	1,52	1,34	0,32	0,40	1,15	0,39
FeO	6,54	6,32	4,45	6,19	6,41	1,37	2,16	2,95	1,22	1,70
MnO	0,10	0,07	0,08	0,12	0,12	0,03	0,06	0,11	0,01	0,03
MgO	1,21	0,92	0,81	5,00	5,22	0,82	1,24	0,81	0,68	0,54
CaO	2,46	2,91	2,30	7,28	6,43	0,58	0,87	1,40	1,12	1,22
Na ₂ O	3,28	3,80	3,04	2,94	3,28	3,16	3,52	2,89	3,12	3,16
K ₂ O	2,88	2,00	3,08	2,42	0,71	5,32	4,70	4,30	4,80	4,83

P ₂ O ₅	0,52	0,32	0,27	0,21	0,48	0,13	0,19	0,18	0,19	0,06
H ₂ O	1,12	1,20	1,04	0,22	0,44	1,60	1,36	0,10	-	0,06
CO ₂	0,22	-	-	0,29	0,29	0,11	-	0,20	-	0,04
CaF ₂	0,42	0,44	0,22	-	-	-	-	-	-	0,07
П.п.п	1,78	1,85	1,52	0,73	1,02	1,62	1,40	3,80	1,70	0,78
Сумма	99,37	99,34	99,65	100,73	99,29	-	-	100,14	99,17	100,04
Петрохимические коэффициенты										
al'	1,61	1,88	2,43	1,15	1,10	4,06	4,14	4,41	5,10	5,07
f	9,54	8,82	6,57	13,95	14,32	3,97	4,16	3,81	3,55	2,87
Кф	86,08	88,38	86,08	61,54	60,30	76,77	66,67	99,70	77,70	79,47
Na ₂ O+K ₂ O	6,16	5,80	6,12	5,36	3,99	8,48	8,22	7,19	7,92	9,99
Na ₂ O/ K ₂ O	1,14	1,90	0,99	1,21	4,62	0,59	0,75	0,67	0,65	1,07
Fe ₂ O ₃ /FeO	0,14	0,11	0,13	0,29	1,33	0,98	0,15	0,14	0,94	0,23
Нормативные составы										
Кварц	24,72	24	30,79	1,02	9,73	29,87	27,23	34,29	30,27	22,58
Плагиоклаз	36,56	44,5	35,37	45,46	50,5	28,77	32,86	30,22	30,72	41,67
Ортоклаз	17,02	11,82	18,2	14,3	4,2	31,44	27,78	25,41	28,37	28,54
Корунд	2,22	1,92	2,27			2,62	3,39	3,29	3,66	
Диопсид				11,56	4,71					4,58
Гиперстен	12,84	11,85	8,49	15,11	11,4	2,72	6,06	4,37	2,16	1,75
Ильменит	1,61	1,71	1,42	1,8	2,22	0,84	0,84	0,85	0,95	0,46
Магнетит	1,36	0,99	0,81	2,62	6,55	1,94	0,46	0,58	1,67	
Апатит	1,2	0,74	0,63	0,49	1,11	0,3	0,44	0,42	0,44	0,14
Кальцит										0,09
Акмит										1,13

Примечание. 1-5 – Карамечетский шток: анализы 1-3 – по Ахунджанову 1978 г.; 4 – по Исоху и др., 1975; 5 – по авторам. Сармичский шток: анализы 6-7 – по Бабаеву; 8 – по авторам; 9 – Ахунджанову 1978 г. Каратауский интрузив: 10 – биотитовый гранит (n=19) по Каталогу..., 1978;

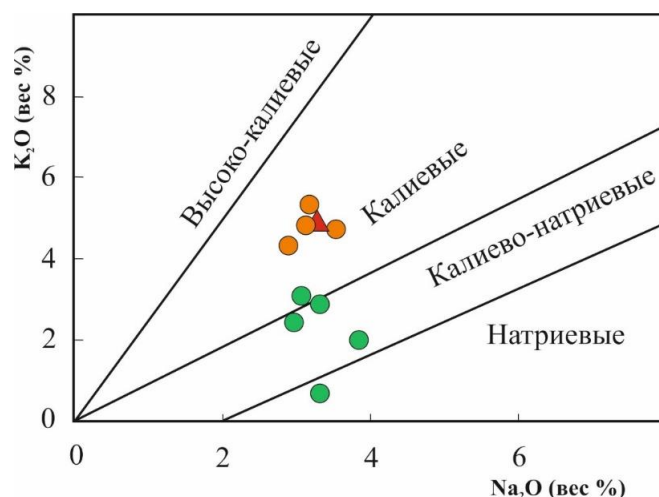


Рис.1. Диаграмма K_2O-Na_2O для пород малых интрузий гор Каратау.

1 – кварцевые диориты Карамечетского штока, 2 – гранит-порфиры Сармичского штока, 3 – средний состав биотитовых гранитов главной фазы Каратауского интрузива.

По распределению химических элементов малых, редких и РЗЭ (табл.2) рассматриваемые породы резко отличаются от биотитовых гранитов Каратауского интрузива, что хорошо видно на спайдер-диаграмме. Кварцевые диориты характеризуются выше кларковым содержанием As, Se, Sb, Bi и др., что характерно золоторудному поясу и имеют определенную связь с мальгузарским дайковым поясом.

Таблица 2

Малые элементы в кварцевых диоритах Карамечетского штока

Элементы	Li	Be	Rb	Sr	Cs	Ba	B	P	V	Cr	Mn	Co	Ni	Nb	Ta	Sc	Y	Mo	W*
ГК-1	1,28	0,39	0,31	1,24	0,78	1,09	2,79	1,34	1,12	1,67	0,85	1,08	0,62	0,72	0,40	1,44	0,89	5,13	0,83
ГК-2	1,43	0,47	0,35	1,33	1,15	1,12	2,34	1,25	1,27	2,06	0,97	1,05	0,70	0,73	0,40	1,70	0,85	5,01	2,13
ХК-2	2,88	1,00	1,87	0,32	4,05	1,22	2,42	0,41	0,18	5,66	0,22	0,26	0,60	0,95	0,76	0,30	0,70	3,91	1,46
Элементы	Zr	Hf	Tl	Th	U	Cu	Zn	Ga	Sn	Ag	Cd	In	Pb	As	Se	Sb	Te	Bi	Pt*
ГК-1	0,83	3,58	0,25	0,74	1,37	0,40	1,07	0,95	0,26	3,44	2,44	0,23	0,50	21,42	10,90	6,00	87,43	10,87	1,38
ГК-2	0,84	3,54	0,31	0,72	1,19	0,31	0,96	0,94	0,32	2,67	1,04	0,21	0,59	16,15	49,20	3,87	113,14	18,79	1,48
ХК-2	0,51	3,20	1,60	1,62	1,04	0,81	1,00	1,05	3,84	4,71	0,77	0,80	2,00	10,59	64,00	1,04	150,00	42,22	5,00

Примечание. ХК-2 биотитовый гранит главной фазы Каратауского интрузива

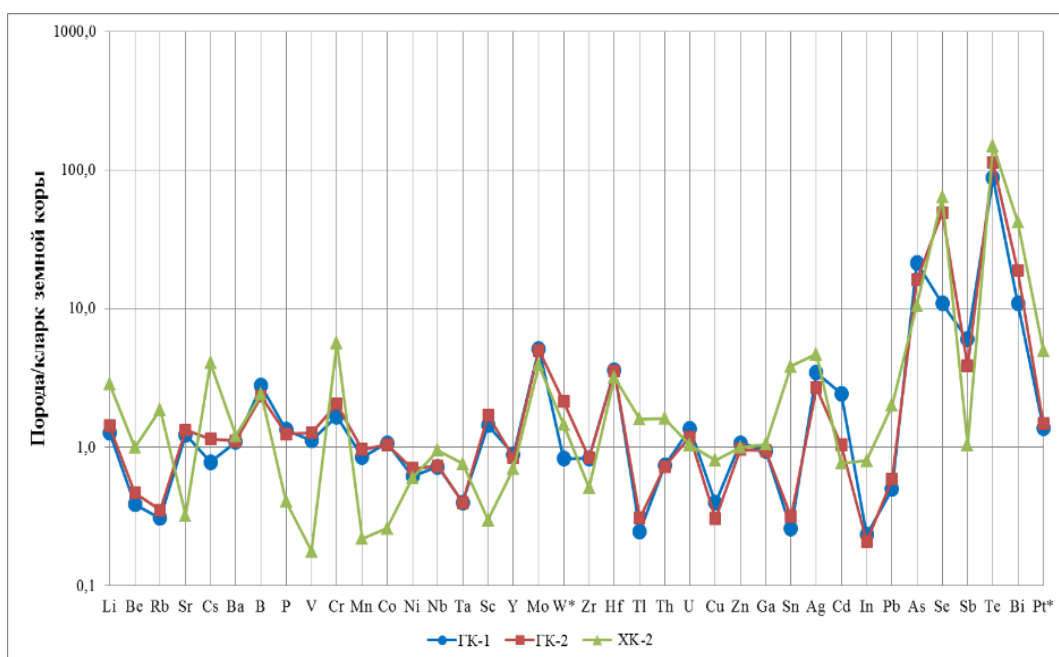


Рис.2. Спайдер диаграммы для пород Карамечетского штока по распределению химических элементов.

ГК-1, ГК-2 – кварцевые диориты,
ХК-2 – биотитовые граниты Каратауского интрузива.

Отличия хорошо иллюстрирована на спайдер-диаграмме по редкоземельным элементам, где легкие лантаноиды больше в гранитах, тяжелые наоборот, особенно по европию, в гранитах отрицательная аномалия, в кварцевых диоритах – положительные (рис.3). Отрицательная Eu аномалия в биотитовых гранитах Каратауского интрузива, как правило, указывает на их образование в пределах верхней континентальной коры (Тейлор С.Р., Мак-Леннон С.М., 1988).

Таблица 2

Содержание редкоземельных элементов (г/т) в кварцевых диоритах Карамечетского штока (Южное Нуратау)

Элементы	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
ГК-1	33,1	58,1	7,32	27,3	5,20	1,61	4,64	0,650	3,98	0,714	1,93	0,267	1,72	0,258
ГК-2	28,3	51,3	6,20	23,6	4,54	1,30	4,03	0,587	3,77	0,650	1,86	0,247	1,75	0,249
ХК-2	41,0	88,0	10,0	35,0	7,60	0,480	5,90	0,730	3,70	0,560	1,30	0,160	1,20	0,170

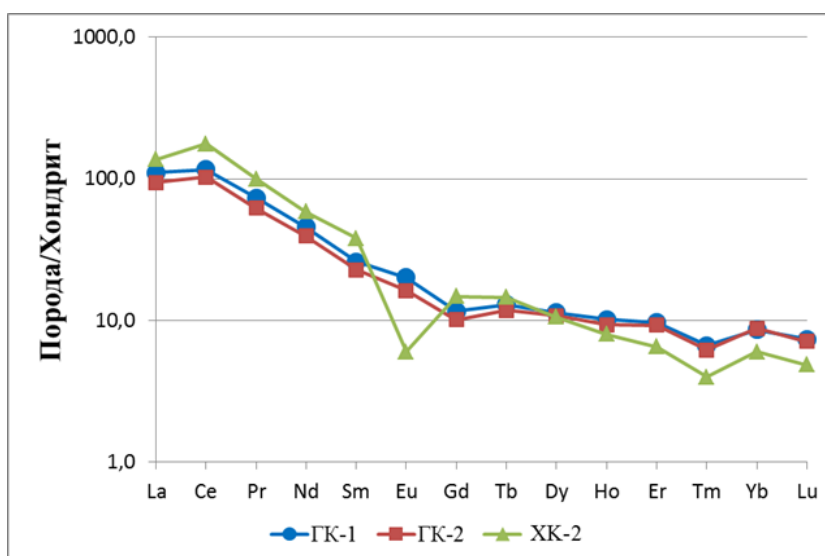


Рис.3. Спайдер диаграммы для пород Карамечетского штока по распределению РЗЭ нормированных к хондриту. Усл.обоз.см. на рис.1.

По данным Р.Ахунджанова [Каталог..1978] определены акцессорные минералы в гранитоидах и кварцевых диоритах, где количество циркона, монацита, ксенотима в кварцевых диоритах единичны, а в гранитах их намного больше. Содержание ильменита аномально (1014 г/т), что это тоже, видимо, свидетельствует о принадлежности кварцевых диоритов к малгузарскому-мудайковому поясу.

Д.М.Огарёв и др., (1970ф) отмечает, что отнесение кварцевых диоритов к силурийскому субвулканическому комплексу является в некотором роде условным, но отнесение их за породы 1-ой фазы нижнепермского гранитного интрузива то же неприемлема, поскольку непонятно отсутствие ксенолитов их в гранитах.

В целом, вышеприведенные данные однозначно показывает, что Карамечетский шток кварцевых диоритов является малой интрузией, связанной с золотоносным поясом-мордовика-силура, нежели первой фазы гранитоидов Каратауского интрузива [Огарев и др., 1970 г.; Сайдыганиев и др., 1992].

Литература:

1. Баранов В.В. Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. — Ташкент: «Фан», 1978. 168 с
2. Ахунджанов Р. Петрология Каратауского интрузива (Западный Узбекистан) // Автореферат дисс. на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. — Душанбе, 1979. — 24 с.
3. Абдуллаев Р.П., Далимов Т.Н. О явлениях деструкции в фундаменте герцинид Южного Тянь-Шаня // Узб. геол. журн., 1979. - № 3. — С.53-59.
4. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. Т.: Фан, 1958. 479 с.
5. Косбергенов К.М., С.Х.Кадыров О генезисе субщелочных диоритов Карамечетского штока Каратауского-золотоносного пояса // Ер хакидаги фанларнинг долзарб муаммолари: Илмий конференция материаллари тўплами. — Т.: НУУз, 2022. С.268-274.
6. Сайдыганиев С., Ахунджанов Р., Аскарอฟ Ф. Генетический тип гранитов Каратауского интрузива (Нуратинский хребет, Южный Тянь-Шань) / Узб. геол. журн., 1992. - №3-4. - С.23-28.
7. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Ч. 2. - Т.: Фан, 1975. - 431 с.
8. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция. — М.: Мир, 1988. - 384 с.

9. Хамрабаев И.Х., Бабаходжаев С.М., Павлов В.А., Айзенштат В.И. Малые интрузии и их таксономия (на примере Средней Азии) //Мат-лыV Среднеазиатского регионально-го петрографического совещ. «Магматизм и геолкарта-50 Средней Азии». - Душанбе: Дониш, 1988. - С. 57-67.

ЗИРАБУЛОҚ-ЗИЁВУДДИН ТОҒЛАРИ ЛАМПРОФИР ДАЙКАЛАРИНИНГ ТУРЛАРИ (ТАҲЛИЛ)

Ишбаев Х.Д.*, Қурбонов А.А.*, Ўтамурадов Э.А.*, Ахмеджонов Б.А. **

**Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти, Мирзо Улуғбек номидаги*

**Ўзбекистон Миллий университети, Тошкент, Ўзбекистон*

Ғарбий Ўзбекистондаги олтин маъданли ва камёб ва нодир металл маъданлашув конлари атрофида дайкали ҳосилалар кенг ривожланган ва улар ўртасидаги генетик боғлиқлик 1950 йиллардан бошлаб то бугунги кунгача ўрганилиб келинмоқда (Абдуллаев, 1954, 1957; В.М.Уразаев, 1954, И.М.Исамухамедов, 1955; Баймухамедов, 1954, 1960; И.Х.Хамрабоев, 1954, 1958; Изох ва бошқалар, 1975; Баранов ва бошқалар, 1978; Ахунджанов, 1978, 1986; Мушкин, 1979; Клипенштейн ва б., 1979; Юдалевич ва бошқалар, 1984; Мусаев, 1984; Рахматуллаев, 1999; Головкин ва бошқалар, 1988; Диваев, 1996, 2000; Ишбаев ва б., 2016-2022 ва бошқалар). Натижада, дайкаларнинг асосий турлари, ишқорли базальтоид ўлкалари, дайкали камарлар ва тўдалар аниқланди. Бироқ, дайкаларнинг умумий таксономияси, таркиби ва ёши, ҳосил бўлиш кетма-кетлиги, генезиси, маъдан ҳосил бўлишидаги аҳамияти ва айниқса, лампрофирлар муаммоси етарли даражада ўрганилмаган.

Сўнгги йилларда Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти ва Ўзбекистон Миллий университети тадқиқотчилари томонидан Зирабулоқ-Зиёвуддин тоғлари атрофидаги лампрофирлар ва улар билан учрайдиган бошқа турдаги дайкали ҳосилалар ўрганилмоқда.

Х.Н.Баймухамедов (1) Зирабулоқ тоғида икки ёшдаги лампрофирларни ва 3та петрографик гуруҳларини (а) мальхитлар, б) спессартитлар, в) керсантитлар) ажратган. Мальхитлар Қўчқорли, Чангалли, Бештол, Ингичка ва бошқа участкаларда дайка, шток ва линзасимон шаклларни ҳосил қилади. Таркиби, асосан плагиоклаз ва роговая обманкадан, баъзан биотит, ортоклаз, сфен, апатит, эпидот, хлорит, серицит ва кварцдан иборат. Спессартитлар жуда кўп тарқалган бўлиб, Узумли, Тим, Лапас, Қудукча ва бошқа интрузив штоклари атрофида ҳам аниқланган. Уларнинг таркибида плагиоклаз, роговая обманка, пироксен, биотит ва калий-натрийли дала шпатлари учрайди. Керсантитлар Чироқ-Жўра, Карнаб, Лапас, Шаваз ва бошқа жойларда кенг тарқалган. Улар интрузив ва камроқ камровчи жинслар ичида ҳам учрайди. Таркибида нордон плагиоклаз, биотит ва кам микдорда калий-натрийли дала шпати, кварц, роговая обманка, мусковит, хлорит ва карбонатлар учрайди.

Лампрофирлар орасида мальхитлар фақат камровчи жинслар ичида учраши ва интрузивнинг кечки фазалари билан ёриб ўтилиши туфайли Х.М.Абдуллаев ва Х.Н.Баймухамедовлар уларни қадимги, яъни варисцид магматизмгача ҳосил бўлган дейишади. Бу гуруҳга айрим спессартитлар ва вогезитлар ҳам киритишади.

Ёш лампрофирларнинг аксарияти интрузив (Қудукча, Зирабулоқ, Чироқ-Жўра Карнаб ва б.) ичида учрайди.

Лампрофирларнинг генезиси бўйича, яъни таркиби, тузилиши ва ҳосил бўлиш муҳитига қараб Х.Н.Баймухамедов шундай хулосага келади: қадимги лампрофирлар (мальхитлар, спессартитлар ва вогезитлар) Зирабулоқ интрузивининг дастлабки (диорит ва кварцли диорит) фазалари билан ва ёш лампрофирлар (спессартитлар ва керсантитлар) эса кечки (биотитли гранит ва гранодиоритлар) фазалари билан боғлиқ дейди.

Ундан ташқари, Х.Н.Баймухамедов (2) Зирабулоқ-Зиёвуддин тоғларининг олтин маъданлашуви диоритли порфиритлар, лампрофирлар, мальхитлар, спессартит ва субвулканик дацит-порфир дайкалари билан боғлиқ деб таъкидлайди.

Ҳ.М.Абдуллаев (1954), В.М.Уразаев (1954) Зирабулоқ тоғларидаги лампрофирлар диорит ва кварцли диоритларга секин-аста ўтади ва оралиқ тоғ жинсларини ҳосил қилишини кузатишган. К.Л.Бабаев фикрига кўра 3хил муҳитдаги лампрофирларни кимёвий ва минералогик таркибини ўзгаришини аниқлаган. Биотитли гнейс ичидаги 1,2 м қалинликдаги дайка 20 м чўзилган. Таркибида кварц - 47-49%, плагиоклаз - 32.8%, биотит – 13,2% ва турмалин, апатит, рутил, циркон, мусковит, магнетитдан иборат. Биотитли роговиклардаги 1 м қалинликда 15 м чўзилган лампрофир дайкаси таркиби: кварц 33,2%, плагиоклаз 39%, биотит 22,1%, ҳамда гранат, циркон, апатит ва магнетит 5,6%. Оҳактошларда 25 м чўзилган 1,5 м қалинликдаги лампрофир дайкаси қуйидаги таркибга эга: плагиоклаз ва кварц 44%, биотит 24%, кальцит 6,54%, магнетит 4,75%, мусковит ва хлорит 3,8%. Келтирилган фактлардан кўриниб турибдики, маҳаллий ассимиляция таъсири бор, аммо кварцнинг миқдори деярли 50% етади, бу ортиқча ҳисобланган шекилли, лампрофирларда, одатда, 3-5 % кварц ва калий-натрийли дала шпати бўлади (3).

И.Х.Хамрабоев (3) Зирабулоқнинг Кўчқорли ва Лапас объектларида лампрофир дайкалари кучли хлоритланиш ва карбонатланишга учрашини аниқлаган. Ўзгаришлар дастлаб альбитланиш, қисман серицитланиш ва хлоритланиш билан бошланиб, кейинчалик майда қипиқсимон серицит, хлорит ва карбонатли агрегатга айланади ва таркибида касситерит ва пирит тарқоқ ҳолда учрайди. Ўзгаришларнинг охири босқичларда карбонат (карбонат ва темирли кальцит) ва хлорит устунлик қилади. Лапас конидаги лампрофир дайкасининг ўзгарган жойларида жигарранг кварц-карбонатли жинсларга айланган (Баймухамедов, Халиков) ва баъзи жойларида деярли мономинералли касситерит уюмларидан иборат.

Зирабулоқ тоғларида лампрофирларнинг учта ёш тоифаси маълум (Уразаев, 1954; Хамрабоев, 1954): 1) интрузиянинг биринчи фазаси билан боғланган ва гранодиоритлар билан кесилган лампрофирлар; 2) интрузиянинг учинчи фазасидан кейин, лекин скарнларнинг асосий массасидан олдин ҳосил бўлган лампрофирлар ва 3) скарндан кейин, лекин аляскитгача (тўртинчи фаза) бўлган лампрофирлар. Аляскитдан кейинги лампрофирлар минтақамизда топилмаган (Хамрабоев, 1958).

Зирабулоқ тоғларининг жануби-ғарбий қисмида (Тим скарнли майдон) асос таркибли икки хил ёшдаги дайкалар тарқалган: диоритли порфиритлар ва спессартитлар - эрта (скарнгача) ва кечки (скарндан кейин). Биринчилари билан ўзига хос пироксен вакварц-роговая обманкали скарнлар ривожланади (4). Кечки спессартит дайкалари бўйича скарн ҳосил бўлмайди, ваҳоланки улар скарнларни ҳам, қамровчи жинсларни ҳам ёриб ўтади. Ингичка скарн майдонида скарнгача бўлган лампрофирлар учрайди, улар Зирабулоқ интрузив томонидан ёрилган. Ушбу лампрофирлар бўйича гранат-пироксен скарнлари ҳосил бўлиб, ўзгарган лампрофирларга айланади.

Зиёвуддин тоғларида ривожланган катармай свитаси ичида кенг тарқалган лампрофирларга келсак, улар диабаз, диорили порфиритлар, тоналит-порфирлар, гранодиорит-порфирлар билан бирга учрайди ва дайкали камар ҳосил қилган. Ўз навбатида, тоналитлар кичик интрузиялар кўринишида учрайди. Лампрофирлар спессартитлар ва керсантитлардан иборат. Спессартитлар анча ёш бўлиб, улар тоналитларни ва кварц томирларини кесади ва ўзлари олтиндор кварц томирлари билан кесиб ўтилади. Н.Я.Гурейкин бундан келиб чиқиб лампрофирларни маъданлараро деб айтади (5). Дайкали камарда пироксенли минетта, спессартит-вогезитлар, оливин-пироксенли спессартитлар ва керсантитлар кенг тарқалган. Ундан ташқари, жанубий тиёншон мажмуасига мансуб кампто-спессартитлар ҳам мавжуд.

Келтирилган маълумотлар лампрофирларнинг ҳосил бўлишида ассимиляцион жараёнларнинг қисман роли борлигини тан олишга асос бўлади ва Ғарбий Ўзбекистон ҳудудлари учун диоритли порфиритларнинг ҳосил бўлишида бу жараёнлар аҳамияти катта

эканлиги етарлича исботланган (И.М.Исамухамедов, И.Х.Хамрабоев, Х.М.Абдуллаев ва б.). Бироқ, камровчи жинслар фақат кўшимча минералогик-петрографик қирраларини ўзгартиради, аммо лампрофирлар таркибини кескин ўзгартира олмайди. Шунинг таъкидлаш керакки, камровчи жинслар ҳамма вақт улардаги дайкаларни таркибини ўзгартиришга таъсир қилмайди. Бунинг шундай изоҳлаш мумкин, лампрофирлар, чуқурлик ассимиляция маҳсулотлари ҳисобланади, уларни ҳосил қилувчи магма шаклланиш жойига чиққанда, ассимиляция жараёнларига имкониятларини йўқотган бўлади (6).

Муаллифлар томонидан дала тадқиқот ишларида Зирабулоқ интрузивининг Оймаҳал қишлоғи атрофида камптонит дайкаси ва Зиёвуддин тоғидаги Қорақўтон кумуш-олтин кони атрофида ўзгарган кампто-спессартит дайкаси ҳам аниқланди. Биринчи дайка тўқ кулранг майда донали, порфир тузилишли, пироксен, плагиоклаз ва бошқа минераллардан иборат. Бугунги кунда дайка устида таҳлилий ишлар ўтказилмоқда.

Х.М.Абдуллаев (6) дайкаларни кейинги тадқиқ этишда қуйидагиларга эътибор қаратиш лозим, деб ҳисоблайди: 1. Биринчи навбатда, дайкалар ҳосил бўлишида *метасоматик жараёнларнинг ролини аниқлаш*, 2. *Камровчи жинсларнинг* магматик дайкаларнинг шаклланишининг петрографик хилма-хиллигига таъсирини ўрганиш, 3. Дайкаларни генетик хусусиятларига асосланган *петрографик турлаш*, 4. Дайкаларнинг *акцессор минералларини ўрганиш ва таркибиди элементлар миқдорини ва тарқалишини* аниқлаш уларни турлашда жуда муҳимдир. Акцессор минералларни ўрганиш дайкалар генезиси, уларнинг интрузиялар ва вулкон жинслар билан боғлиқлигини аниқлаш, маъданлашувнинг интрузиялар билан боғлиқлиги муаммоларини ҳал қилишда жуда муҳим.

Шу муаммоларни ўрганиш учун Зирабулоқ-Зиёвуддин тоғлари атрофида дайкаларни ўрганиш мақсад қилинган ва охириги 2-3 йилда лампрофирларнинг ишқорли петрографик турлари (камптонит) ва кўплаб оҳақли-ишқорли турлари (спессартит, керсантит ва б.) ҳам топилди. Мазкур дайкалар бўйича барча таҳлилий ишлар (микрозонд, ICP-MS, силикат ва олтин-кумушга пробирли ва б) ўтказилмоқда.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Баймухамедов Х.Н. О возрасте лампрофиров Зирабулакских гор (Западный Узбекистан) /Записки узб. отд. всесоюз. мин. общ-ва, 1954. Выпуск 6. -С.33-40.
2. Баймухамедов Х.Н. Субвулканические дайки Зирабулак-Зиёвуддинских гор и их отношение к золоторудной минерализации района /Узб. геол. журн., 1960. -№2. – С.58-64
3. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. - Т.: Изд-во АН УзССР, 1958. - 479 с.
4. Уразев В.М. О некоторых дайковых образованиях Зирабулакских гор /Зап. узб. Отд. ВМО., изд. акад. наукузб, 1954. -вып. 6. - С.41-43.
5. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана / Под ред. Э.П.Изоха. - Новосибирск: Наука, 1975. - 518 с.
6. Абдуллаев Х.М. Дайки и орудование. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - 232 с.

ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ ДИОРИТОВ И СИЕНИТО-ДИОРИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЁШЛИК АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)

Каримова Ф.Б.*, Джуманиязов Д.И.*, Усманова Ш.В., Хужжиев М.О.***

**Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева*

***Национальный университет Узбекистана им. М.Улугбека*

Месторождение «Ёшлик-І», расположен на северном склоне Кураминского хребта, в одном километре от города Алмалык по соседству с действующим рудником Кальмакыр. На сегодняшний день на данном месторождении ведутся вскрышные, горно-капитальные и строительно-монтажные работы, которые к концу года должны быть выполнены в объеме 20,0 миллиона кубометров. С начала 30,5 млн. м³ (2017-2018 гг.). В

2018 году была разработана новая концепция развития комбината, где поставлена задача – увеличение объемов добычи руды с месторождения «Ёшлик-1» - до 60 млн. тонн в год. В целом по комбинату 100,0 млн тонн в год к 2030 году.

Предполагая возможное функционирование в конце палеозоя Чаткало-Кураминской «горячей точки» [2] Р.Ахунджановым, Ф.Б.Каримовой, Д.И.Джуманиязовым представляется, что медно-порфировое месторождение Ёшлик генетически связано с формированием диоритового интрузива (C_{1-2}). На месторождении Ёшлик преобладающими породами являются монцонитоиды [1]. Исследователи медно-порфировых месторождений отмечают, что происходит смена оруденения от молибденит-халькопирит-магнетитового скарнового к молибденово-медному порфировому, далее к свинцово-цинковому и золоторудному. Образование молибденового оруденения, наложенного на медное было обусловлено проявлением процессов, связанных с внедрением штока гранитов (P_1). Руды благородных металлов наиболее поздние образования и связанные с внедрением даек внутриплитного этапа магматизма [3]. Они наложены на медно-молибденовые. Этими проявлениями разновременных и гетерогенных рудно-магматических систем в пределах Чаткало-Кураминской горячей точки объясняется Р.Ахунджановым и др. [1] пространственная совмещенность руд меди, редких, благородных металлов и формирования т.н. «Большого Алмалыка».

В пределах месторождения Ёшлик выделено [5] три штокверковых рудных тела, образующих самостоятельные участки месторождения – Центральный, Северо-Западный Балыкты и Карабулак. Рудные штокверковые тела месторождения Ёшлик, как и других месторождений этого типа, характеризуются отсутствием, как правило, четких, визуально определяемых границ, которые могут быть установлены только посредством детального опробования. В отдельных случаях границами рудных штокверков месторождения Ёшлик являются Кальмакырский и Карабулакский рудоконтролирующие разломы.

Основными рудовмещающими породами Ёшлик [5] являются сиенито-диориты (58% запасов руд), в меньшей степени – диориты (35%) и, наконец, кварцевые монцонит-порфиры (около 7%). Роль остальных пород в локализации рудных тел крайне незначительна. Сиенито-диоритовый интрузив представлен серией постепенных фациальных переходов диоритов, сиенито-диоритов и сиенитов, с преобладанием сиенито-диоритовых разностей пород. Сиенито-диориты пронизаны штокообразными и дайкообразными телами гранодиорит-порфиров Алмалыкского типа (C_3-P_1). Все перечисленные породы прорваны дайками среднего, реже основного и кислого состава преимущественно северо-восточного и широтного простирания.

Сиенито-диориты C_2 развиты в центральной и западной частях месторождения (рис.1). Структура пород призматическизернистая, сильно метасоматически переработана (рис.1 а). Порода состоит из удлиненно-таблитчатого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца около 5% от всей породы и реликты полностью замещены темноцветными минералами (рис.1 б, в). Темноцветные минералы превращены в хлорит. Видимо в первичном составе темноцветных минералов была роговая обманка.

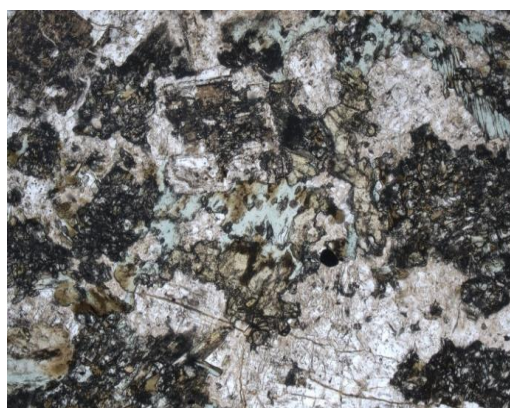
Диориты C_2 распространены главным образом в верхних частях Алмалыкского интрузивного массива (рис.2). Они слагают восточную часть Центрального участка и частично Северо-Западный Балыкты. На Центральном участке они образуют тело, вытянутое с запада на восток и погружающееся в том же направлении от 0-85 м на западе до 565 м на востоке. Структура пород гипидиоморфнозернистая (неровномернозернистая) (рис.1 а). Минеральный состав пород, следующий (рис.1 б, в): плагиоклаз – 60-70%, темноцветные минералы (представлены амфиболами, пироксенами и биотитами) – 30-35%.



а



б



в

Рис. 1. Сиенито-диорит:

а – образец ФБ-02

б – фото шлифа ФБ-02. Николи +. Ув. х40

в – фото шлифа ФБ-02. Николи //. Ув. х40

Вторичные минералы: соссюрит, хлорит, амфибол, альбит, эпидот. Акцессорные минералы достигают до 5% от всего объема пород, представлены рудными минералами. Порода интенсивно метасоматически переработана. Все кристаллы полевого шпата полностью соссюритизированы и по краям кристаллов плагиоклаза альбитизированы. На глубине диориты постепенно переходят в сиенито-диориты. На участке Северо-Западный Балыкты диориты окаймляют выходы карбонатных пород.

Ранняя послемагматическая стадия начинается с процесса амфиболизации, характерного для диоритовых фаций участка и менее – для сиенито-диоритов. К скоплениям амфибола приурочена вкрапленность магнетита, пирита и халькопирита.

В сиенито-диоритовых и диоритовых фаций, в меньшей степени – сиенитовых, развиты процессы биотитизации и калишпатизация. Вторичный биотит замещает темноцветные минералы. Его особенностью является различная ориентировка мелких чешуйчатых агрегатов, замещающих крупные лейсты первичного биотита. Биотит активно замещается хлоритом и серицитом. Замещение хлоритизированного биотита пиритом и халькопиритом – широко распространенное явление, обуславливающее образование вкрапленных руд.

Месторождение Ёшлик располагается в тектоническом клине пород, ограниченном разломами близширотного простирания, неоднократно подновлявшимися в течение длительной истории развития месторождения. Внедрение малых интрузий порфировых пород способствовало «оживлению» крупной и особенно мелкой трещиноватости в диоритах и сиенито-диоритах, увеличивало в них пористость и тем самым повышало их рудолокализирующую способность.

Наблюдается четкая литологическая приуроченность повышенных содержаний молибдена к диоритам и сенито-диоритам. С глубиной в пределах месторождения содержания молибдена повышаются.



Рис.2. Диорит

а – образец ФБ-09

б – фото шлифа ФБ-09. Николи +. Ув. х40

в – фото шлифа ФБ-09. Николи //. Ув. х40



в

Ранняя послемагматическая стадия начинается с процесса амфиболизации, характерного для диоритовых фаций. К скоплениям амфибола приурочена вкрапленность магнетита, пирита и халькопирита.

Основная масса рудных минералов месторождения Ёшлик отлагалась в сиени-то-диоритах, диоритах, характеризующихся благоприятными физико-механическими и химическими свойствами. Они представлены широким набором минеральных парагенезисов. Этап сульфидного рудообразования происходит в позднюю щелочную стадию непосредственно за образованием вторичных кварцитов. Основные промышленные компоненты на месторождении Ёшлик (медь, золото, серебро, сера, молибден, селен, теллур, рений) заключены в легкообогатимых первичных сульфидных рудах, объем которых составляет 98% к общему.

Литература:

1. Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Рудоносные монцонитоиды медно-молибденового месторождения Ёшлик (Дальнее) Алмалыкского района (Республика Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. 2021. №3. – С. 43-49.

2. Далимов Т.Н. Межрегиональная корреляция и основные проблемы палеозойского магматизма Западного Тянь-Шаня // Геология и минеральные ресурсы. 2011. №1. – С. 3-17.
3. Каримова Ф.Б. Плутонические дайки золото-серебряных месторождений Алма-лык-Ангренского района. Т.: «Lesson Press». 2020. – 113 с.
4. Рудные месторождения Узбекистана. - Т.: Гидроингео, 2001. – 661 с.
5. Шаякубов Т.Ш., Голованов И.М., Рахубенков А.Т. Медно-порфировые месторождение Дальнее. - М.: Недра, 1983. – 109 с.

ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ БЕШТОР-ТУНДУКСКОГО ИНТРУЗИВА И ДОКЕМБРИЙСКИХ ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Курбанов А.А.*, Ишбаев Х.Д.*, Илешов К.М.*

**Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева, Госкомгеологии РУз*

Бештор-Тундукской интрузив расположен на востоке Узбекистана в центральной части Пскемского хребта. Он является одним из наиболее древних интрузивов в пределах Чаткало-Кураминского региона. Докембрийский возраст гранитоидов-Бештор-Тундукского интрузива в настоящее время на основании перекрывания их отложениями венда – нижнего палеозоя считается бесспорным, ни у кого не вызывает сомнения (1, 2). Впервые по данным С.И.Мамаджанова (1969) было доказано перекрывание упомянутыми отложениями не только гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива, но и серии многочисленных даек основного состава, размещающихся исключительно в пределах Бештор-Тундукского интрузива. Абсолютный возраст интрузива определен по плагиогранитам и их пегматитам уран-свинцовым по циркону (859 ± 22 млн.лет) и рубидий-стронциевым (961 ± 22 млн.лет) методами, и интерпретируется как верхнерифейский (3, 4).

В вышеуказанном интрузивном массиве наиболее древними являются дайковые образования верхнепскемского дайкового комплекса. Они распространены в пределах Бештор-Тундукского интрузива (5, 6). В составе даек этой группы преобладают диабазы, метадиабазы и оливиновые долериты, диоритовые порфиры, реже встречаются эссексит-порфиры, мегаплагиофировые трахибазальты, спессартиты. Докембрийский (верхнепскемский) дайковый комплекс в пределах Бештор-Тундукского интрузива образуют самостоятельный комплекс малых интрузий, не связанный с вмещающими гранитами. Абсолютный возраст этих даек, по данным С.С.Сайдыганиева, составляет 672 ± 18 млн. лет (4), что указывает на наличие временного разрыва между формированием гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива и даек, равного 300 млн.лет, что также подтверждается геологическими данными, перекрывание отложениями шорашуйской (венд) и сандалашской (кембрий-ордовик) свит, нескольких даек и срезание их адамеллитами Чиралминского штока (карамазарского комплекса).

Гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива представлены адамеллитами, плагиогранитами и гранитами, среди которых, преобладающим являются граниты. Микроскопически гранитоиды состоят, главным образом из плагиоклаза (35-40%), кварца (30-35%), калиевого полевого шпата (до 25%), биотита и мусковита (5-10%), что соответствует гранитам. Содержания кремнезема в гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива колеблется в пределах 69-72%. По коэффициенту глинозёмности гранитоиды относятся к весьма высокоглиноземистым образованиям ($al' = 3,34-7,14$). По соотношению окиси калия и натрия относятся калиевой серии. Они отвечают I – типу гранитов, формирование интрузива происходило в субдукционном режи-

ме в условиях активной континентальной окраины. Докембрийские дайки верхнепесчанского комплекса в основном нормального и субщелочного ряда. По соотношению окиси калия и натрия они относятся к калиево-натриевой серии.

Концентрация главных химических элементов в исследуемых дайковых образованиях в гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива отражает их широкое минералогическое разнообразие (таблица). Общеизвестно, что поведение Rb в магматических процессах тесно связано с калием и рубидием. В кристаллических решетках калишпатов и слюд он изоморфно замещает калий. Содержание рубидия в метадиабазовых трахибазальтах составляет 92 г/т (ниже кларка), в оливиновых долеритах 163 г/т, в эссексит-порфирах до 567 г/т, в мегаплагиофировых трахибазальтах 278 г/т, в спессартитах 309 г/т и в гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива до 42 г/т (ниже кларка).

Стронций также, как и рубидий большей частью концентрируется в остаточных расплавах и достигает максимума в заключительной стадии кристаллизации и его рост в большей степени связан с уменьшением основности плагиоклаза. Стронций в дайках метадиабазов составляет 412 г/т, в оливиновых долеритах 384 г/т, в эссексит-порфирах до 1350 г/т, мегаплагиофировых трахибазальтах 672 г/т, спессартитах 720 г/т и в гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива 612 г/т. Дайки верхнепесчанского комплекса и гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива по содержанию химических микроэлементов четко отличается между собой (рисунок), что иллюстрирует спайдер-диаграмма, где устанавливается генетическая общность дайковых образований. Содержание фосфора значительно превышает кларковое, особенно, в дайках мегаплагиофировых трахибазальтов (1900 г/т) до 20,4 раза по сравнению с кларковым значением, а во вмещающих гранитоидах (среднее 224 г/т) эти концентрации в 10 раз меньше, чем в дайках верхнепесчанского комплекса. Сидерофильные элементы – ванадий, хром, марганец, кобальт и никель в дайках данного комплекса установлены в превышающих значениях в дайках верхнепесчанского комплекса. Высокие значения РЗЭ в мегаплагиофировых трахибазальтах, сумма $\Sigma TR = 287,8$ г/т, и их самая низкая концентрация характерна для гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива (среднее содержание 78,8 г/т). Гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива заметно отличаются от всех даек низкими содержаниями РЗЭ.

Таблица

Содержание малых элементов в гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива и докембрийских дайковых образованиях (в г/т)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Li	6,6	7,8	9,0	13,8	8,6	6,8	8,0	29,7	72,5	16,2	76,0	57,3	7,1	62,7	14,3	30,8	21,0
Be	1,1	1,0	0,8	0,7	1,0	0,7	1,0	1,0	3,7	1,3	2,4	1,5	2,5	1,7	2,0	1,7	2,3
P	301	206	228	137	267	245	409	267	2420	721	1350	813	1070	1190	1020	1270	1900
Sc	1,1	1,9	1,9	2,1	1,3	1,2	1,4	1,3	7,8	2,8	23,6	33,8	19,7	41,1	31,8	38,6	19,9
V	9,6	8,7	8,5	5,3	12,0	12,1	21,2	11,9	28,6	28,8	209,0	246,0	146,0	342,0	209,0	272,0	179,0
Cr	23,9	32,9	36,5	28,0	25,0	29,3	27,0	9,6	3,7	12,9	29,4	270,0	27,2	17,3	506,0	219,0	69,9
Co	4,0	3,5	4,2	4,1	4,3	4,1	5,1	3,8	14,0	5,4	38,4	33,5	24,6	28,0	37,7	26,8	34,2
Ni	7,7	7,3	7,3	11,5	7,0	7,8	6,3	7,6	31,8	20,1	48,5	92,9	27,2	39,4	175,0	54,2	76,1
Cu	15,8	13,6	17,8	35,9	7,5	10,1	6,8	8,4	54,5	45,8	68,4	62,1	54,3	47,8	63,0	90,1	91,3
Rb	32,9	37,6	41,6	48,4	39,1	35,6	55,7	46,0	87,0	98,9	107,0	219,0	201,0	567,0	311,0	287,0	278,0
Sr	635	368	269	93,6	906	774	929	924	213	611	259	510	296	1350	734	705	672
Y	4,3	4,7	4,8	5,3	3,7	3,6	5,1	4,0	31,8	12,3	38,3	27,4	38,6	26,2	31,8	26,1	47,5
Nb	4,2	5,4	5,6	5,9	4,3	3,3	4,6	4,5	12,3	9,3	15,8	16,5	16,5	22,6	17,0	19,0	18,7
Ba	2938	1798	1982	935	2958	5927	3321	2514	1120	1730	808	1620	1415	3380	2010	1050	1840
La	7,0	12,8	22,4	8,0	11,4	13,3	45,3	9,3	47,4	16,9	24,1	12,9	29,8	20,7	25,0	25,3	48,3
Ce	20,8	28,7	40,6	17,2	28,0	28,3	78,5	23,7	97,1	41,9	52,5	24,3	73,9	44,0	48,3	55,0	93,7
Pr	1,6	3,6	2,6	0,1	3,4	2,4	5,6	1,3	13,3	3,2	14,5	8,0	7,2	10,7	11,0	11,2	15,1
Nd	6,6	13,8	17,8	8,0	11,8	12,0	36,9	10,8	44,4	13,7	27,0	18,6	26,9	23,8	26,1	25,3	43,1
Sm	2,7	3,6	3,7	3,9	2,1	0,8	5,4	2,7	8,1	2,0	6,7	5,9	2,6	5,8	7,1	6,7	7,1
Eu	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,7	1,0	0,7	1,7	0,7	1,8	1,5	1,7	1,8	1,9	1,6	2,0
Gd	0,9	0,9	1,3	1,5	0,4	1,1	1,2	0,9	5,9	2,7	6,6	5,6	6,0	6,7	6,0	6,3	6,2
Tb	0,4	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,0	-2,1	0,1	3,9	1,1	2,8	1,2	3,7	2,9
Dy	0,9	1,1	1,1	0,8	0,5	0,3	1,6	0,7	8,3	2,9	8,8	7,8	7,2	6,5	9,5	6,2	9,8
Ho	0,01	0,01	0,01	0,5	0,4	0,01	0,01	0,3	1,3	0,4	1,3	1,1	2,1	0,8	0,9	1,2	1,7
Er	0,5	0,7	0,6	0,3	0,4	0,4	0,5	0,4	3,0	0,8	4,9	3,1	4,1	2,8	3,2	2,6	5,0
Tm	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,2	0,5	0,3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Yb	0,4	0,6	0,5	0,7	0,4	0,3	0,5	0,5	2,6	1,6	3,9	3,1	3,9	3,3	3,4	3,1	4,3
Lu	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Th	2,4	2,5	2,8	3,7	1,6	2,0	4,0	2,5	13,1	4,3	19,1	16,1	12	22,9	19,8	20,9	16,2
U	0,6	0,9	1,0	1,1	0,8	1,0	1,6	1,0	7,4	2,5	7,9	9,7	5,5	7,8	8,9	7,8	8,6

Примечание: 1-8 – гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива, 9-10 – метадиабазы, 11-12 – оливиновые долериты, 13-14 – эссексит-порфиры, 15-16 – спес-сартиты, 17 – мегаплагиофировыйтрахибазальт. По данным Курбанова А.А. (6).

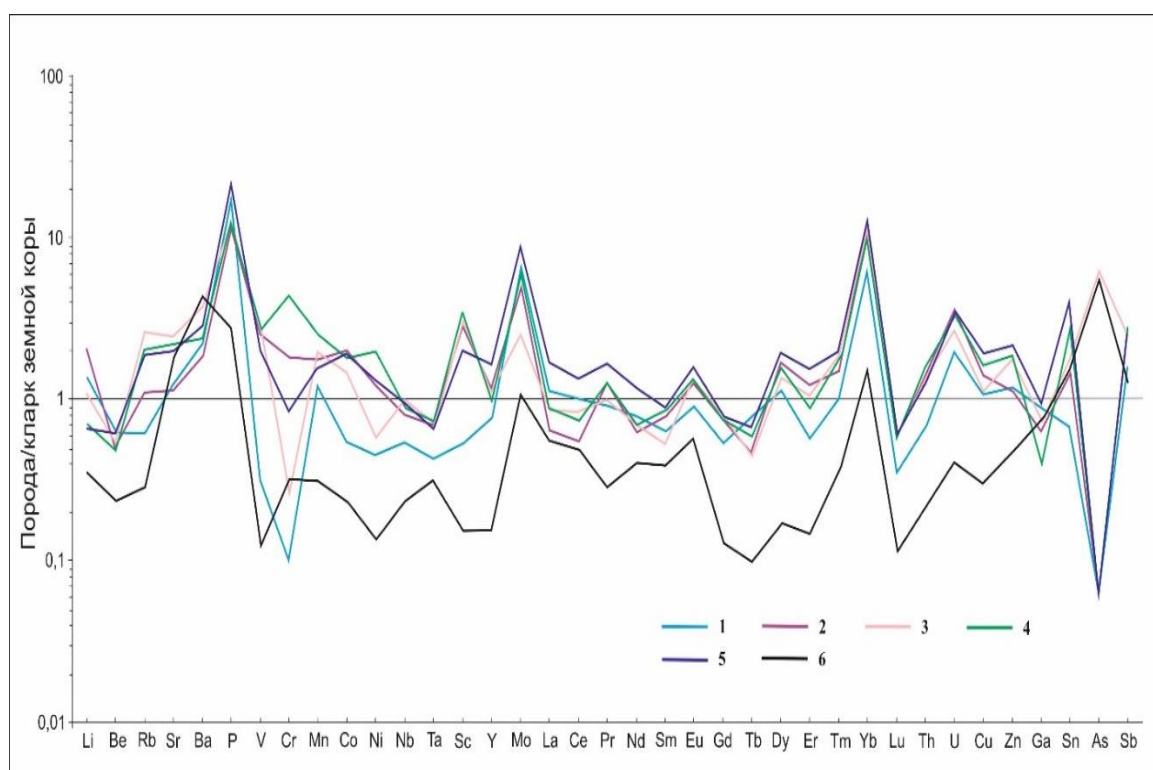


Рисунок. Спайдер-диаграмма распределения микроэлементов в докембрийских дайковых образованиях и вмещающих их гранитоидах Бештор-Тундукского интрузива (кларковые значения по Виноградову, 1962): 1 – метадиабаз, 2 – оливиновый долерит, 3 – эссексит-порфир, 4 – спессартит, 5 – мегаклафиофировый трахибазальт, 6 – гранитоиды Бештор-Тундукского интрузива.

Таким образом, выявлены геохимическая специализация гранитоидов Бештор-Тундукского интрузива и даек верхнепскемского комплекса. Практически все дайки являются субщелочными образованиями. В целом, наблюдаются различия между гранитоидами Бештор-Тундукского интрузива и дайками верхнепскемского комплекса, что свидетельствует о самостоятельности даек основного состава (5).

Литература:

1. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан / Главные редакторы Т.Ш. Шаякубов, Т.Н. Далимов «Университет» 1998. – 704 с.
2. Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана / Главный редактор Ахмедов Н.А. Т.: ГП «ИМР», 2000. – 541 с.
3. Ахунджанов Р., Мамаразыков У.Д., Сайдыганиев С.С. Петрогенезис основных даек, размещенных в Бештор-Тундукском и Бабайтаудорском массивах (Срединный Тянь-Шань). Геология и минеральные ресурсы. - 2008. №2. - С. 21-31.
4. Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Усманов А.И. Основные черты разновозрастных габброидов и плагиогранитов Чаткало-Кураминского региона. Узбекский геологический журнал. 1993. №1. - С. 23-34.
5. Курбанов А.А., Далимов Р.Т., Ишбаев Х.Д., Илешов К.М. Петрография основных даек докембрия Пскемского хребта. Геология и минеральные ресурсы. - 2020. - №6. - С.19-22.
6. Курбанов А.А. Дайки междуречья Чиралма-Бештор (Чаткальский хребет) / Автореферат дисс. докт. философии (PhD) по геол.-мин. наукам. Т.: ИГиГ, 2022. – 40 с.

УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ РИОЛИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ТАДЖИКИСТАН

Мамаджанов Ю.*, Аминов Дж.Х.**,***, Халимов Г.А.***

**Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии (Душанбе) НАНТ-КАН.*

***Университет Центральной Азии.*

****Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной академии наук Таджикистана.*

Ультракалиевые риолиты выделены и исследованы в Центрально-Азиатском, Монголо-Охотском и Альпийско-Гималайском орогенных поясах. Они развиты и в активных зонах кайнозоя Циркум-Тихоокеанского магматического (металлогенического) пояса - в рудных районах Приморья (Россия) и Запада США [Мамаджанов, Карпенко, 2002]. Ультракалиевые риолиты и риолит-порфиры, слагающие вулканические покровы, свиты и рои даек, описаны также в пределах докембрийских щитов: Аравийско-Нубийский щит северо-запада Африки, Египет-Израиль [Литвиновский и др., 2006] и неопротерозойская магматическая провинция Малани в северо-западной части Индийского щита, Индия, штат Раджастан [Sharma, 2005].

Ультракалиевые риолиты и связанные с ними вулканогенные породы также проявились в Чаткало-Кураминской зоне Срединного Тянь-Шаня. Зона представляет собой восточную, обнаженную часть Кызылкумо-Кураминского PZ_3 вулканоплутонического пояса. Они выделены в составе кызылкумской вулканогенной свиты, выполняют вулканические кальдеры. В таджикостанской части Чаткало-Кураминской зоны ультракалиевые риолиты развиты в Адрасманской и Ташкескен-Самгарской вулканотектонических депрессиях [Петрография..., 1986; Мамаджанов, Карпенко, 2002]. Изотопный U/Pb возраст цирконов из ультракалиевых риолитов и кварцевых порфиров - 289-286 млн. лет, указывают на время их формирования в артинской эпохе ранней перми [Konopelko et al., 2017; Khalimov et al., 2022].

В **Адрасманской** вулканотектонической депрессии ультракалиевые риолиты слагают небольшие по площади ($3.0-5.0 \text{ км}^2$) изолированные выходы, выделенные в сарытайпанскую, канимансурскую, курбантаускую толщи, венчающие разрез PZ_3 вулканогенных образований. Извержение лав ультракалиевых риолитов в P_1 связано с эффузивно-пирокластической деятельностью Тавакской резургентной кальдеры, вложенной в Адрасманскую вулканическую депрессию. Кислые вулканиды ультракалиевого состава распространены в северной части Адрасманской вулканической депрессии, приурочены к Тавакской кальдере типа Вэллис, контролируемой зоной Баштавакского разлома широтного простираения.

Сарытайпанская вулканическая толща Адрасманской депрессии расчленена на два горизонта: нижний - туфогенно-осадочный, верхний - лавовый, общей мощностью 300-350 м [Петрография..., 1986]. Туфогенно-осадочный горизонт сложен алевролитами, аргиллитами, вулканомиктовыми песчаниками и туфоконгломератами, содержащие отпечатки эндемичных растительных остатков артинского века P_1 . Верхний горизонт представлен флюидальными и сферолитовыми ультракалиевыми риолитами. Кислые вулканиды канимансурской толщи представлены туфолоавово-лавовыми разностями флюидальных ультракалиевых риолитов мощностью 450 м, аналогичных породам верхнего горизонта сарытайпанской толщи.

Ультракалиевые риолиты курбантауской толщи слагают покров площадью более 5.0 км^2 , обнажаются восточнее села Долоны, в районе горы Курбантау. Выход ультракалиевых риолитов курбантауской толщи контролируется зоной Акджилакского глубинного

разлома. Толща пермских кислых ультракалийевых вулканитов горы Курбантау с пологим углом ($15-35^\circ$) падает на север в сторону Акджилакского разлома. Слагаемые толщу ультракалийевые риолиты представляют собой флюидалные и сферолитовые разновидности, разделенные соответственно на нижний и верхний горизонты.

Ультракалийевые риолиты Адрасманской вулканической депрессии – это светло-розовые, розовые, красновато-коричневые породы флюидалной и сферолитовой текстуры. Вкрапленники в ультракалийевых риолитах составляют малое количество (2.0-3.0, реже 5.0%), представлены плагиоклазом-альбитом, калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом - опациitized. Размеры вкрапленников обычно мелкие - от 0.1-0.5 до 1.0-2.0 мм. Основная масса ультракалийевых риолитов сложена девитрофицированным вулканическим стеклом, микролитами полевых шпатов, кварца, имеет стекловатую, фельзитовую в сочетании со сферолитовой структуру. В сферолитовых разностях ультракалийевых риолитов, развитых в верхнем горизонте курбантауской толщи, сферолитовые обособления слагают до 90% объёма, а их размеры достигают до 2.0-3.0 см в диаметре. Из акцессорных минералов в ультракалийевых риолитах постоянно встречаются рудный, апатит, циркон, анатаз и др.

К ультракалийевым риолитам кызылнуринской свиты, по-видимому, относятся кислые вулканиты тарыэканской толщи, развитой в бассейне Дрешсай на правом борту р. Кармазар, содержащие K_2O -8.18%, SiO_2 -70.40% [Петрография..., 1986]. Выделенные вулканические толщи: сарытайпанская, канимансурская и курбантауская представляют собой фрагменты-останцы некогда сплошного лавового покрова ультракалийевых риолитов, заполнявшего Тавакскую резургентную кальдеру в артинской эпохе ранней перми. Ультракалийевые риолиты тарыэканской толщи, по-видимому, относятся к ранним продуктам извержения пермских ультракалийевых кислых лав Тавакской вулканической кальдеры.

Ультракалийевые риолиты Адрасманской депрессии характеризуются кислым и ультракислым составом. Количество SiO_2 в породах колеблется в пределах 71.86 - 77.10 %, в среднем - 74.52 %. Сумма щелочных оксидов в ультракалийевых риолитах варьируют от 8.27 до 11.12 % (в среднем 9.40 %). В риолитах количество Na_2O - 0.13-1.07 %, K_2O - 8.37-10.37%. Отношения K_2O/Na_2O в ультракалийевых риолитах весьма высокое и составляет: 8.60-45.6. На TAS ($TA-Na_2O+K_2O$, $S-SiO_2$) диаграмме, ультракалийевые риолиты Адрасманской структуры занимают поле субщелочных и щелочных риолитов. При этом, ультракалийевые риолиты, содержащие суммы $K_2O+Na_2O > 9.00\%$ - соответствуют щелочным риолитам – комендитам, пантелеритам, $< 9.00\%$ - субщелочным риолитам - трахириолитам. Ультракалийевые риолиты Адрасмана – агпайтовые, высокоглиноземистые и высокожелезистые кислые магматические породы с пониженными содержаниями CaO, MgO . В ультракалийевых риолитах концентрация редких и редкоземельных элементов в среднем составляет (метод ICP-SM, $n=5$, г/т): Li-4.6, Rb-308, Cs-3.1, Ba-1195, Sr-54, Be-3.6, Tl-1.6, Zr-118, Ga-16.6, Nb-23, Ta-1.9, Hf-4.1, Th- 35.8, U-9.4, Y-21.6, W-5.6, Sn-4.5, Cu-15.6, Pb-85, Zn-102, V-11.4, Co-0.9, Ni-5.5, Sc-2.4, La-30.71, Ce-61.02, Pr-6.85, Nd-23.19, Sm-4.68, Eu-0.35, Gd-4.08, Tb- 0.64, Dy-3.80, Ho- 0.76, Er-2.36, Tm-0.36, Yb-2.65, Lu-0.39, ΣTR -141.84.

Крупным центром ультракалийевого риолитового вулканизма в Чаткало-Кураминской зоне в раннепермское время является **Самгарская** кальдера, вложенная в Ташкескенскую депрессию [Арапов, 1983]. Депрессия находится в южной части Центрального Кармазара. На современном эрозионном срезе депрессия обнажается своей северной частью, южная её половина опущена, перекрыта современными пролювиальными отложениями Самгарской степи. Вулканоструктура в плане имеет овальную форму размером 16х18 км. Общая площадь депрессии с учетом перекрытой части составляет порядка 300 км². Ташкескен-Самгарская вулcano-тектоническая депрессия отличается сложным внутренним строением. Большую же часть структуры слагают ультра- и высококалийевые риолиты кызылнуринской свиты (Самгарская кальдера), а по периферии кальдеры в виде полукольца размещаются андезиты акчинской свиты C_2 , риолиты оясайской свиты C_3 и

абсарокит-шошонит-латитовые вулканиты шурабсайской свиты C_3-P_1 [Мамаджанов, 2013]. Общая мощность слагаемых структур вулканогенных толщ - 2000 м [Арапов, 1983].

Самгарская кальдера сложена лавово-пирокластическими породами ташкескенской толщи, представленной базальными туфогенно-осадочными породами и ультракалиевыми риолитами покровной фации - в западной части и крупным многоканальным экструзивом трахилипаритов (Самгарский экструзив) [Петрография..., 1986]. Самгарский экструзив своей длинной осью ориентирован в широтном направлении на расстоянии 16 км при ширине до 5.0-7.0 км. Обнаженная площадь экструзива составляет порядка 100 км², а с учетом южной, перекрытой четвертичными отложениями, части её размеры удваиваются.

Самгарский экструзив ультра- и высококалиевых риолитов имеет зональное строение: от западной части массива к восточной, по мере углубления уровня эрозионного среза, наблюдается смена вулканитов покровной фации (ташкескенская толща ультракалиевых риолитов), субщелочными калиевыми риолитами (кварцевые порфиры самгарской толщи), далее субвулканическими граносиенит-и гранит-порфирами (жерловая фация), затем на глубине сменяются гипабиссальными аляскитами плутонической фации (Октябрьский интрузив ультракалиевых гранитов-аляскитов).

Ультракалиевые риолиты обнажаются в районе горы Ташкескен - в западной части Ташкескен-Самгарской вулканотектонической депрессии. Выход ультракалиевых риолитов протягивается в северо-восточном направлении непрерывной полосой на расстояние > 7.0 км от горы Ташкескен на юго-западе до сая Тутлыбулак на северо-востоке. Ультракалиевые риолиты – светло-розовые, плотные, тонкозернистые туфовидные вулканические породы с редкими табличками (1.0-3.0%) калишпата. Структура основной массы - микрофельзитовая. Развита также сферолитовая разности ультракалиевых риолитов. Ультракалиевые риолиты в основании с базальным туфопесчанико-туфоконгломератовым горизонтом (ташкескенская толща) представляют собой породы эффузивной - покровной фации кислого вулканизма.

В составе Самгарской кальдеры субщелочные калиевые риолиты, известные как кварцевые порфиры, слагают до 70% площади массива. Калиевые риолиты - это кирпично-красные, массивные породы порфировой структуры. Вкрапленники представлены кварцем, калишпатом, плагиоклазом и биотитом. Количество минералов-вкрапленников в калиевых риолитах составляет 18-30 %, реже до 35 %, с размерами 0.3-3.0 мм. Структура основной массы - стекловатая, микрофельзитовая, флюидальная. Матрикс состоит из вулканического стекла, полевых шпатов, кварца и биотита. Акцессорные минералы - апатит, циркон, ортит, флюорит и рудные.

Граносиенит- и гранит-порфиры жерловой фации обнажаются в центральной и юго-восточной части Самгарского экструзива, образуют штокообразные тела сложной формы. Взаимоотношение порфировых граносиенитов и гранитов с калиевыми риолитами нечеткие, между собой они связаны постепенными переходами. При этом граносиенит-порфиры слагают эндоконтактные, а гранит-порфиры - центральные части выходов. Встречаются также участки гранит-порфиров с почти полностью раскристаллизованной основной массой.

Порфировые граносиениты и граниты представляют собой породы красного и кирпично-красного цветов с количеством вкрапленников, варьирующим в пределах от 30 до 80% объёма породы. Фенокристаллы представлены калишпатом, кварцем, плагиоклазом, и незначительно – биотитом и редким амфиболом и их размеры варьируют в диапазоне 0.5-3.0 мм. Амфибол - роговая обманка, характерен только для граносиенит-порфиров. К продуктам поздних фаз пермского ультракалиевого кислого вулканизма Самгарского палеовулкана относятся линзообразные тела обсидиан-перлитов, выходы которых приурочены к зоне контакта между ультракалиевыми риолитами ташкескенской толщи (жерновой горизонт) и высококалиевыми риолитами (самгарская толща), протягивающиеся в меридиональном направлении на расстояние 3.0 км. Размеры отдельных линз

обсидиан-перлитов составляют до 70-80 м в длину и до 25 м в ширину. В юго-восточной части Ташкескен-Самгарской вулканоструктуры средивысококалийевых риолитов отмечается небольшое дайковое поле (~10 даек), сложенное дайками базитов шошонитового петрогеохимического состава.

Средние петрогеохимические составы ультракалийевых риолитов и связанных с ними вулканогенных пород Самгарской кальдеры приведены в табл. Ультракалийевые риолиты - ультракислые образования с содержанием SiO₂ от 72.58 % до 75.15 %, в среднем 72.41 %. Сумма K₂O+Na₂O >10.00% с преобладающей роли K₂O. Отношение K₂O/Na₂O - высокое и в среднем составляет 10.71. На классификационной TAS диаграмме составы ташкескенских ультракалийевых риолитов занимают поле щелочных риолитов - комендитов и пантелеритов.

Таблица

**Средний петрогеохимический состав ультракалийевых риолитов
и связанные с ними вулканогенных пород Самгарской кальдеры**

Элементы	1 (5)	2 (11)	3 (2)	4 (14)	5 (4)	Эл-ты	1	2	3	4	5
SiO ₂	72.41	71.48	66.06	71.66	73.05	Hf	4.7	5.3	6.7	5.0	4.9
TiO ₂	0.14	0.20	0.41	0.20	0.10	Th	32.9	30.0	14.8	32.2	34.6
Al ₂ O ₃	12.52	13.96	15.59	13.99	10.39	U	5.0	8.3	4.2	7.7	13.0
Fe ₂ O ₃	1.47	1.13	2.12	1.02	1.08	W	3.2	3.9	1.1	4.0	2.2
FeO	0.62	1.37	1.75	1.75	0.54	Sn	8.8	5.1	3.0	5.7	4.1
MnO	0.09	0.08	0.13	0.09	0.07	Pb	21.5	35.4	37.7	34.3	36.6
MgO	0.22	0.54	0.91	0.62	0.00	Zn	212	236	247	95	54.1
CaO	0.88	0.70	0.85	0.93	0.79	Cu	5.9	21.9	11.3	8.1	3.6
Na ₂ O	0.90	2.50	3.92	3.58	5.34	Ni	2.3	2.8	4.9	2.4	1.8
K ₂ O	9.64	6.67	6.13	4.95	4.30	Co	0.6	1.1	3.5	1.1	0.3
P ₂ O ₅	0.03	0.07	0.10	0.05	0.00	Cr	61	45	84	82	86
П.п.п.	0.96	1.02	1.61	0.91	4.56	V	3.9	4.3	14.7	4.9	0.9
Сумма	99.89	99.72	99.57	99.76	100.2	Sc	3.1	3.8	5.2	3.7	3.4
K ₂ O+Na ₂ O	10.54	9.17	10.05	8.53	9.64	La	44.13	44.60	60.86	50.85	46.26
K ₂ O/Na ₂ O	10.71	2.67	1.56	1.30	0.80	Ce	73.09	90.40	107.1	100.9	91.49
Li	7.0	17.8	34.8	9.4	12.3	Pr	9.49	9.92	11.09	11.21	10.11
Rb	483	293	293	245	287	Nd	33.23	35.54	37.66	39.58	35.45
Cs	6.9	4.1	5.3	3.3	18.7	Sm	6.07	6.58	5.67	7.43	6.76
Ba	82	365	639	351	8.4	Eu	0.04	0.45	0.89	0.48	0.05
Sr	70	72	725	70	19.2	Gd	4.76	5.23	3.94	5.70	5.34
Be	2.9	4.5	4.2	4.9	5.0	Tb	0.74	0.80	0.53	0.85	0.81
Tl	3.3	1.6	1.6	1.0	1.4	Dy	4.42	4.64	3.08	5.10	4.94
Zr	143	181	327	171	149	Ho	0.85	0.91	0.57	1.00	0.95
Ga	14.2	17.1	17.4	18.2	16.3	Er	2.55	2.75	1.68	2.98	2.86
Nb	25.3	23.1	11.2	23.6	26.3	Tm	0.38	0.43	0.23	0.45	0.42
Y	26.0	26.9	17.1	29.2	29.1	Yb	2.87	3.08	1.81	3.17	3.17
Ta	2.0	1.69	0.80	1.70	2.00	Lu	0.41	0.44	0.26	0.47	0.46

Примечание: 1- ультракалийевые риолиты, 2 – высококалийевые риолиты – кварцевые порфиры, 3 – граносиенит-порфиры, 4 – гранит-порфиры, 5 – обсидиан-перлиты. Петрогенные оксиды – в мас. %, редкие и редкоземельные элементы – в г/т. В скобках – кол-во силикатных анализов пород, для элементов-примесей количество представительных проб составляют от 1 до 6, определённых методом ICP-SM анализа.

Высококалийевые риолиты – кварцевые порфиры Самгарского экструзива во многом унаследовали петрохимические черты ультракалийевых риолитов. Это, прежде всего, подчёркнутый высококалийевый состав риолитов. В отличие от ультракалийевых риолитов, высококалийевые риолиты - это кислые по составу вулканогенные породы. Содержание SiO₂ в среднем -71.48 %.Количество K₂O в риолитах самгарской толщи 6.93-7.83%, Na₂O -1.56-2.16%. K₂O/Na₂O отношение высокое, в среднем составляет 2.67. На TAS диаграмме составы самгарских риолитов занимают поле субщелочных риолитов – трахириолитов.

Отличаются они повышенными количествами Al_2O_3 (13.93%-14.99%), высокоглиноземистые и высокожелезистые ($f^o = 0.77-0.90$) вулканические породы. Следовательно, главной чертой петрохимического состава вулканогенных пород Самгарского массива - аномально высокое содержание K_2O и низкое Na_2O . Сумма K_2O+Na_2O в калиевых риолитах $>8.00\%$, отличаются высокими K_2O/Na_2O отношениями и пониженной основностью. Граносиенит – и гранит-порфиры также отличаются высокой калиевой щелочностью, а обсидиан-перлиты относятся к натриево-калиевым породам с содержанием $Na_2O - 5.34\%$, $K_2O - 4.30\%$ и $K_2O/Na_2O - 0.80$.

Ультракалиевые риолиты и ассоциирующие с ними кислые вулканогенные породы Самгарской вулканоструктуры характеризуются повышенными содержаниями – Rb, Be, Tl, Zr, Ga, Nb, Y, Th, U, Sn, Zn, TR, особенно легких лантаноидов, и пониженными – F, Li, Cs, Cu, элементов группы Fe. Суммарное содержание редкоземельных элементов в субщелочных калиевых вулканогенных породах Самгарского экструзива варьирует от 183.03 до 235.37 г/т.

Вопрос о происхождении магматических пород, в том числе редких ультракалиевых риолитов, является одним из до конца нерешенных проблем современной петрологии. Среди исследователей сложились две точки зрения о немагматическом и магматическом генезисе ультракалиевых риолитов. О магматическом происхождении ультракалиевых риолитов Чаткало-Кураминской зоны свидетельствуют четкое геологическое положение, петрографо-минералогические и петрогеохимические особенности, а также изотопно-геохимические данные, позволяющие считать их продуктами вулканического извержения первоначально обогащенного калием мантийно-корового кислого магматического расплава.

Результаты изотопно-геохимических данных ультракалиевых риолитов и кварцевых порфиров Адрасманского (289.6 ± 2.7 млн. лет) и Ташкескен-Самгарского (286.0 ± 1.3 млн. лет) вулcano-тектонических депрессий ($^{87}Sr/^{86}Sr(t) = 0.703730-0.70554$, $\epsilon Nd = -3.91-4.6$) указывают, что они являются характерными магматическими образованиями вулканических поясов активных континентальных окраин, формировались в результате взаимодействия мантийной магмы с континентальной корой [Koporelko et al., 2017]. О взаимодействиях мантийного и корового (ювенильная нижняя кора) компонентов в образование обогащенного калием первичного расплава, породившего ультракалиевые риолиты, свидетельствуют данные Lu-Hf изотопного состава цирконов из самгарских кварцевых порфиров со значениями $\epsilon Hf(t)$, варьирующими в широком диапазоне: от -0.6 до +6.5 [Khalimov et al., 2022].

Таким образом, ультракалиевые риолиты и связанные с ними вулканогенные породы Чаткало-Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня являются характерными образованиями позднепалеозойского этапа орогенного магматизма, проявились в артинской эпохе ранней перми. Они участвуют в строении полихронных вулcano-тектонических депрессий, связаны с развитием резургентных кальдер типа Вэллис (Тавакская кальдера Адрасманской мульды), представлены ультракалиевыми риолитами покровной, высококалиевыми риолитами – кварцевыми порфирами субвулканической, граносиенит- и гранит-порфирами жерловой фаций продуктов первично обогащенного калием мантийно-корового кислого вулканизма (Ташкескен-Самгарская вулканическая депрессия), проявившегося в перми (P_1) в результате активной коллизии Казахстанского и Таджикско-Каракумского палеоконтинентов.

Литература:

1. Арапов В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан. 1983. 256 с.
2. Литвиновский Б.А., Карманов Н.С., Вапник Е. Генезис ультракалиевых кварцевых порфиров на севере Арабо-Нубийского щита // Геология и геофизика, 2006, т. 47, № 11, с. 1123-1147

3. Мамаджанов Ю., Карпенко И.В. Ультракалийевые риолиты и граниты Кураминской зоны. Труды Института геологии АН РТ, нов. сер., вып.1. Душанбе, 2002, с.119-132
4. Мамаджанов Ю. Абсарокит-шошонит-латитовая серия Ташкескен-Самгарской вулкано-структуры Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня //Известия АН РТ. Отд. физ.-мат., хим., геол. и тех. наук. 2014. №3 (156), с. 88-99
5. Петрография Таджикистана. Т.1(Кармазар и Моголтай). Душанбе: Дониш,1986,284 с.
6. Konopelko D., Seltman R., Mamadjanov Yu., Romer R.L., Rojas-Agromente Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A. A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Research, 2017.v. 47. P.110-130.<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.010>
7. Khalimov Gufron, Yang He, Sang Miao, Xiao Wenjiao, Mamadjanov Yunus, Aminov Jovid, Yogibekov Dzhold, Liu Xijun Late paleozoic shoshonitic magmatism in the southwestern Middle Tianshan (Tajikistan) of the southwestern Altaids: implications for slab roll-back with extensional arc-related basins after flat subduction // Frontiers in Earth Science, 03 May 2022. Sec. Structural Geology and Tectonics.<https://doi.org/10.3389/feart.2022.893751>
8. Sharma K. Malani magmatism: An extensional lithospheric tectonic origin // Geological Society of America Special Papers. 2005, 388, p. 463-476. doi:10.1130/0-8137-2388-4.463

ГЛАВНЫЕ И ПРИМЕСНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ БЕЛЬТАУСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)

Мамарозилов У.Д.*

**Институт геологии и геофизики Госкомгеологии РУз,*

На базит-гипербазитовые формации приходится существенная рудная нагрузка по запасам Fe, Cr, Ti, Ni, Co, Cu и платиноидов. Поэтому изучение их на предмет расширения и пополнения минерально-сырьевой базы является важным. Особенно это касается Бельтауского габбро-перидотитового массива в северо-западной части Кульжуктау, где размещено связанное с ним крупное комплексное сульфидно-никелевое и графитовое месторождение Тазказган. Массив расположен в юго-западной части Центрально-Кызылкумского горнорудного района (Западный Узбекистан), западной оконечности хребта Кульдзуктау. Массив находится среди доломитизированных, мраморизированных известняков, доломитов и кремнисто-карбонатных пород верхнего силура и среднего девона. Массив имеет двухфазное строение: первая фаза – перидотитовая (серпентинизированные плагиоклазсодержащие лерцолиты), вторая – габброидная (троктолиты, оливинное габбро, габбро-нориты, габбро-пироксениты, титанавгитовые и роговообманковые габбро, лейкогаббро и анортозиты, и их дериваты) [1].

Разнообразие пород Бельтауского массива обусловлено изменением количества и состава минералов трех серий (групп): оливинов, пироксенов и плагиоклазов.

В небольших переменных количествах в породах массива часто встречаются амфиболы, слюды, магнетит, ильменит, титанит, сульфиды, апатит, карбонаты, а из вторичных серпентинит, иддингсит, хлорит и хлоритоподобные минералы. Изучение генетической минералогии перидотитов и габброидов массива: онтогении отдельных минералов и минеральных ассоциаций, морфологии кристаллов и структурных срастаний различных фаз, особенностей главных и примесных минералообразующих компонентов дает богатую информацию для решения петрогенетических задач и вопросов рудообразования.

Микронзондовыми исследованиями пород Бельтауского габбро-перидотитового массива определен видовой и вещественный состав породообразующих минералов. Исследование проводилось на электронном микроанализаторе «JEOL-8800» в Институте геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева (Узбекистан).

Оливины. Широкие количественные вариации оливина (Ол) в ультрабазитах и базитах (от 0 до 100 %) и полный изоморфный ряд его разновидностей – от фаялита (Fa) до форстерита (Fo), несмотря на ограниченный компонентный состав, делают его высокоинформативным показателем глубинного магмообразования и дифференциации магматического расплава.

Для серпентинизированных плагиоклазсодержащих лерцолитов, трактолитов и оливиновых габбро характерен резкий идиоморфизм оливина. Кристаллы его имеют размеры 0,1 до 1,0 мм. Для богатых оливином пород, в том числе в плагиоклазсодержащих лерцолитах Бельтауского массива, не вызывает сомнения интертеллурическая природа кристаллов оливина. Считается, что оливин кристаллизовался в глубинном очаге и в дальнейшем гравитационно накапливался в их придонной части или придонной части магматической камеры, формируя слои перидотитов (лерцолитов).

По составу оливин из плагиолерцолитов не отличается от оливинов из габброидов, в основном представлен хризотилом (Fo₇₄-Fo₇₉). Образует округлые зерна, серпентинизирован с образованием петельчатого хризолита и антигорита. Для оливинов этих пород статистически значимые отличия в содержаниях отмечены только для Fe и Mg.

Железистость оливина из лерцолитов, трактолитов и оливиновых габбро изменяется от Fa₂₁ до Fa₂₆. Наиболее железистые разности минерала определены в оливиновых габбро – Fa₂₆. Самые маложелезистые оливины установлены в трактолитах – Fa₂₁, но они имеют максимальную никеленосность (NiO – 0,17 %) и содержат примеси кобальта (CoO – 0,10 %) и меди (CuO – 0,02 %). Содержание MnO в оливинах закономерно растет с увеличением магнезиальности минерала (%): Fo₇₄ – 0,24; Fo₇₉ – 0,41. Количество Cr₂O₃ в оливинах варьируют от 0,02 % в оливиновых габбро до 0,12 % в трактолитах, в лерцолитах – 0,04 %. Для сравнения можно отметить, что в оливинах лерцолитов Северного Тамдытау значение его достигает до 0,23% [2].

Пироксены являются главнейшими наиболее широко распространенными породообразующими фемическими минералами перидотитов и габброидов Бельтауского массива, а многокомпонентный их состав является высокоинформативным показателем условий кристаллизации пород. Особенности эволюции состава пироксенов давно используются геологами и для выяснения проблем дифференциации магматических расплавов, поскольку в ходе кристаллизации магм пироксен является одной из основных минеральных фаз системы, а его состав зависит от условий и состава кристаллизующегося расплава.

Ромбические пироксены в породах Бельтауского массива характерны для лерцолитов, оливиновых габбро, габбро-норитов и жильных дериватов последних – диабазов. В большинстве случаев ромбические пироксены представлены или бронзитом или гиперстеном. Например, состав ромбического пироксена в плагиоклазсодержащих лерцолитах отвечает бронзиту (En₇₇Fs₂₁Wol₂), тогда как в оливиновых габбро состав колеблется от бронзита (En₇₈Fs₂₀Wol₄) до гиперстена (En₅₅Fs₄₂Wol₃). Диабазы – жильные дериваты габбро-норитов исследуемого массива помимо нормальных гиперстенов (En₅₆Fs₄₁Wol₃) содержат более магнезиальные гиперстены (En₆₁Fs₃₅Wol₄). Хотя ромбические пироксены представляют собой в основном метасиликаты магния и железа, в них присутствуют ионы Al, Ca, Ti, Mn, V, Cr и Ni. В бронзитах и гиперстенах пород Бельтауского массива суммарное количество их не превышает 5%. Гиперстены характеризуются относительно большими содержаниями марганца (MnO – 0,39-0,75%), ванадия (V₂O₃ – до 0,07%), никеля (NiO – до 0,08%) и кальция (CaO – 1,45-1,83%), чем в бронзитах (MnO – 0,22-0,25%; V₂O₃ до 0,03%; NiO – до 0,02%; CaO – 0,93-0,98%). В составе бронзита наблюдается увеличение содержания титана (TiO₂ – 0,34-0,49). В бронзитах количество примеси хрома колеблется от 0,01%

до 0,16%, в гиперстенах – от 0,06% до 0,12%. Гиперстены диабазов содержат примеси кобальта ($\text{CoO} = 0,13\%$).

Моноклинные пироксены – главные фемические породообразующие минералы перцолитов и габброидов Бельтауского массива. Но, несмотря на достаточно удовлетворительную изученность различных типов пород этого массива, вещественный состав моноклинных пироксенов в них исследован фрагментарно. Они встречаются почти во всех типах пород, слагающих Бельтауский массив, преимущественно во всех габброидах, кроме анортозитов.

Видовой состав моноклинного пироксена в породах Бельтауского массива широко варьирует от диопсида, магнезиального салита до титанавгита, авгита и их субкальциевой разновидности. В породах массива диопсиды и магнезиальные салиты определены только в троктолитах, оливиновых габбро и габбро-пироксенитах. Обычно в моноклинных пироксенах серии диопсида – магнезиального салита, встречающихся в перидотитах и меланократовых габброидах массива присутствует некоторое количество ионов, замещающих Ca , Mg и Fe . В минералах серии, замещение Si алюминием не превышает 3%. Диопсиды и магнезиальные салиты характеризуются постоянными присутствиями в них примесей титана, марганца и хрома. Содержания примесей титана и хрома в диопсидах значительно больше ($\text{TiO}_2 = 0,45\text{--}0,85\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,37\text{--}0,99\%$), чем в магнезиальных салитах ($\text{TiO}_2 = 0,06\text{--}0,18\%$; $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,15\text{--}0,20\%$). Последние содержат относительно преимущественные количества марганца – $\text{MnO} = 0,24\text{--}0,34\%$, а диопсиды – $\text{MnO} = 0,07\text{--}0,08\%$. Кроме того, незначительные содержания примеси никеля установлены в диопсидах троктолита ($\text{NiO} = 0,11\%$) и оливиновых габбро ($\text{NiO} = 0,04\%$).

Проведенные нами микрозондовые исследования и интерпретация их результатов с помощью классификации [3] показывают, что основная масса моноклинных пироксенов в габброидах Бельтауского массива является членом титанавгит – субкальциевый титанавгит – авгитовой серии. Первые две из них составляют 30 % от общей массы минералов серии. Уменьшение содержания титана в поздних авгитах и субкальциевых авгитах мы связываем с фракционированием титана во время кристаллизации ильменита. Титанавгит и его субкальциевая разновидность характерны мелано- и мезократовым габброидам массива – оливиновым, титанавгитовым габбро, габбро-норитам и габбро-пироксенитам. Содержание окиси титана в этих минералах колеблется от 1,5 % до 2,90 %, редко в субкальциевых титанавгитах достигает до 17 %. Общими химическими особенностями всех моноклинных пироксенов из изученных габброидов является их средняя и высокая магнезиальность ($\# \text{Mg} = \text{MgO} \cdot 100\% / (\text{MgO} + \text{FeO}^*)$). Следует отметить, что значения $\# \text{Mg}$ находятся в пределах 44–81%. При этом максимальные количества описываемого параметра установлены для субкальциевых авгитов ($\# \text{Mg} = 76,5$) из оливинового габбро и субкальциевых титанавгитов ($\# \text{Mg} = 81$) из титанавгитовых габбро.

Характерной чертой для моноклинных пироксенов титанавгит – субкальциевый титанавгит – авгитовой серии из габброидов Бельтауского массива является постоянное содержание примеси трехокси хрома: в оливиновом габбро $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,11\text{--}0,30\%$; в титанавгитовом габбро $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,05\text{--}0,21\%$; в габбро-норите $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,26\%$; в габбро-пироксените $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,69\text{--}0,32\%$; в анортозите $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 0,20\text{--}0,32\%$.

Во всех типах габброидов массива, кроме анортозита, содержание примеси никеля в пироксенитах титанавгит – субкальциевый титанавгит – авгитовой серии колеблется от 0,01 % до 0,07 %.

Амфиболы. На электронном микроанализаторе Jeol-8800 нами были изучены амфиболы оливиновых габбро, титанавгитовых габбро, анортозитов и диабазов Бельтауского массива. В оливиновом габбро амфиболы представлены гипидиоморфными зернами, выделившимися после пироксена. Они являются более ранними по отношению к плагиоклазам и флогопитам (биотитам). По составу это умеренноглиноземистый, высокотитанистый тип роговой обманки – высокотитанистый чермакит, обогащенный магнием ($\# \text{Mg} = 67\text{--}73$) и щелочами (в %, $\text{Na}_2\text{O} = 1,47\text{--}2,42$; $\text{K}_2\text{O} = 0,49\text{--}0,96$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,96\text{--}3,38$). Содержание

TiO₂ колеблется в основном от 3,82% до 5,42%, достигая значений характерных для керсутитов, но он от последних отличается углом погасания (в керсутите C: Ng до 18°, в высокититнистом чермаките C: Ng до 30°).

Второй, наиболее богатый глиноземом (Al₂O₃ – 18,45%) и железом (FeO – 7,60%), но бедный титаном (TiO₂ – 0,00n%), магнием (MgO – 0,58%) и кремнеземом (SiO₂ – 33,92%) тип роговой обманки – феррочермакит характерен для титанавгитовых габбро массива. Кроме того, он характеризуется невысоким содержанием Na₂O (0,44%) и K₂O (0,75%).

Третий тип роговой обманки – обыкновенный чермакит, в диабазе присутствует в небольшом количестве. Отличительной чертой его от высокититанистого чермакита и феррочермакита является весьма высокая глиноземистость (Al₂O₃ – 28,09%), низкая щелочность (Na₂O+K₂O – 0,12%) и присутствие в нем примеси никеля (NiO – 0,30%) и кобальта (CoO – 0,16%).

Слюды. Они в лерцолитах, меланократовых и мезократовых габброидах массива представлены флогопитом, биотитом и мусковитом, где они замещают пироксены и амфиболы. Согласно литературным данным [4] во флогопите атомное отношение магния к железу должно быть больше, чем 2/1. Если отношение Mg/Fe ниже чем 2/1, то минерал называется биотитом.

Флогопит является основным членом группы минералов слюд в лерцолите, троктолите, оливиновом габбро и титанавгитовом габбро Бельтауского массива. Флогопиты этих пород отличаются по составу – из титанавгитового габбро характеризуется относительно высокой магнезиальностью (#Mg – 87), чем в троктолите (#Mg – 73-74), оливиновом габбро (#Mg – 71), лерцолите (#Mg – 67). Наблюдается также закономерное повышение содержания титана во флогопитах от титанавгитового габбро (TiO₂ – 1,41 %) к оливиновому габбро (TiO₂ – 2,30 %), троктолиту (TiO₂ до 4,09 %) и лерцолиту (TiO₂ – 6,33 %). Флогопит титанавгитового габбро является более высокоглиноземистым (Al₂O₃ – 17,68 %).

Биотиты встречаются в габбро и его оливиновых, титанавгитовых разновидностях и диабазах массива. Им также, как и для флогопитов характерно высокое содержание титана, которое закономерно увеличивается от оливинового габбро (TiO₂ – 2,34 %) к таковым в титанавгитовом габбро (TiO₂ – 5,29 %) и диабазу (TiO₂ – 4,25-4,38 %). Биотиты этих пород отличаются повышенной железистостью (#Fe – 59-61).

Количество примеси марганца и никеля от флогопита к биотитам уменьшается (во флогопите MnO – до 0,18 %, NiO – до 0,10 %; в биотите MnO – до 0,11 %, NiO – до 0,03 %), в последнем наоборот, ванадий и хром увеличиваются (в биотите V₂O₃ – до 0,26 %, Cr₂O₃ – до 0,42 %; во флогопите V₂O₃ – до 0,15 %, Cr₂O₃ – до 0,30 %).

Полевые шпаты. В габброидах Бельтауского массива они представлены Ca-Na разновидностью и практически всеми представителями изоморфного ряда плагиоклазов от альбита (An₂-An₅) до битовнита (An₇₀-An₈₂). Зерна плагиоклаза в троктолите соответствуют андезину (An₃₄). В оливиновом габбро определены три генерации зерен плагиоклаза, варьирующих от лабрадора (An₆₄), андезин-лабрадора (An₄₉-An₅₂) до андезина (An₃₄). В редких случаях они имеют альбитовую кайму (An₂). Похожая ситуация наблюдается в титанавгитовом габбро, где более 80% зерен плагиоклаза представлены андезином (An₃₈-An₄₃) и около 20 % лабрадором (An₆₄). В габбро-пироксенитах из общего количества зерен плагиоклаза поровну приходится на андезин (An₃₁-An₄₂) и олигоклаз (An₁₂-An₁₈). В нормальном габбро, по химическому составу, 75 % зерен плагиоклаза соответствует олигоклазу (An₁₄-An₂₁), 25 % - андезину (An₃₈). Исходя из этого, можно констатировать закономерное уменьшение основности состава зерен плагиоклаза в габброидах Бельтауского массива от оливиновых габбро к титанавгитовым габбро, габбро-пироксенитам и нормальным габбро.

Обращает на себя внимание высокая основность плагиоклазов, слагающих анортозиты и диабазы Бельтауского массива. Анализ химических составов плагиоклазов позволяет констатировать, что содержание в них анортитовой составляющей не опускается ни-

же 50. Это обусловлено максимальными содержаниями в описываемых минералах Al_2O_3 (29,55-31,88 %) и CaO (9,73-16,33 %) при минимальных количествах Na_2O (1,79-3,93 %). В анортозитах зерна плагиоклаза в основном соответствуют лабрадорам (An_{50}) и лабрадор-битовнитам ($An_{65}-An_{70}$), редко – битовнитам (An_{82}). В диабазовых дайках они представлены лабрадором (An_{64}) и битовнитом (An_{79}), по которым в результате более поздних изменений пород развита альбитовая кайма (An_5).

Вышеизложенные результаты микронзондовых исследований видового и вещественного состава породообразующих минералов перидотитов и габброидов служат для выявления петрогенезиса Бельтауского массива. Элементы-примеси, определенные в породообразующих минералах дают богатую информацию для решения вопросов рудообразования.

Литература:

1. Баранов, В.В., Кромская, К.М., Висьневский, Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. – Ташкент: Фан, 1978. – 168 с.
2. Мамарозиков, У.Д. Гипербазиты и базиты Тескудук-Ченгельдинского массива Северного Тамдытау (Западный Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы, 2018. – №3. – С. 3-17.
3. Morimoto, C. Nomenclature of pyroxene // Mineral. Mag., 1988. – №52. – P.535-550.
4. Дир, У.А., Хауи, Р.А., Зусман, Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. – М.: Мир, 1966. – 318 с.

КАРАТАГАТИНСКИЙ РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ МОНЦОНИТ-ГРАНОДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (D_{1-2} kr) АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА

Мамиров Б.Р., Диваев Ф.К.*

**Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз.*

Породы данного комплекса достоверно установлены только в левобережье р. Ахан-гаран, где они представлены кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, гранодиоритами и их порфиroidными разностями, формирующими единую монцонит-гранодиоритовую ассоциацию. Впервые эти породы были откартированы Ж.Н. Кузнецовым как порфиroidные биотит-гиперстеновые кварцевые монцониты предживетского этапа позднекаледонского магматического цикла (Кузнецов и др., 1964 г.).

В 1984 г. Х.Т. Туляганов, З.А. Юдалевич и др. [1] выделили эти образования в самостоятельный каратагатинский комплекс, но позднее в 1998 и 2014 гг. С.Т. Марипова и В.В. Михайловна на картах М 1:500 000 и 1:200 000 включили породы каратагатинского комплекса в субвулканические образования калканатинского комплекса, объединив их с гранит- и гранодиорит-порфирами, что, на наш взгляд, было ничем не обосновано.

В процессе изучения вещественного состава и геологических соотношений указанных монцонитоидов с вмещающими породами авторы пришли к выводу о необходимости восстановления этих пород в рамках самостоятельного каратагатинского комплекса в общей схеме магматизма Чаткало-Кураминского региона.

В группе монцонитоидов Ж.Н. Кузнецов и др., выделяют кварцевые монцониты, монцодиориты и гранодиориты с неустойчивой структурой (порфиroidной в центральных частях крупных тел и порфиroidной в краевых зонах последних, в мелких штоках и маломощных дайках). Резких интрузивных контактов между этими разновидностями не установлено, и в большинстве случаев между ними наблюдается постепенный переход, поэтому на карте все разновидности пород, кроме жильных, показаны объединенными в

одну фазу($q\mu D_{1-2} \text{ kg}$).

Преобладающая часть выходов кварцевых монцонитов (12 км²) сосредоточена в бассейнах рек Каракия и Алмалык-сая. Здесь обнажаются несколько крупных, местами разобщенных разломами, тел кварцевых монцонитов размером от 300 x 400 м до 1,5 x 4 км. Форма их в плане удлинённая и изометричная, простирание – северо-восточное и северо-западное.

Вмещающими кварцевые монцониты породами являются предживетские биотитовые гранит-порфиры калканатинского комплекса, реже, отложения девона и силура.

Морфологически крупные тела кварцевых монцонитов в низовье р. Каракия-сай, судя по отдельным замерам залегания контактов и обилию в них вынесенных с глубины ксенолитов, являются штоками. Контакт кварцевых монцонитов падает под углом 70° под вмещающие гранит-порфиры. Выходы в низовье и среднем течении р. Алмалык-сай, по данным буровых работ и картированию, представляют собой пологие залежи.

Макро- и микроскопически порфировидные биотит-пироксеновые кварцевые монцониты более или менее однообразны на всей площади. Отклонения от среднего типа по структуре и составу незначительны.

Кварцевые монцониты отличаются массивной текстурой средне- и крупнозернистой порфировидной до порфировой структурой с гигантопорфировыми выделениями калишпата. Окраска их черная, темно-серая и серая, обычно с розовым оттенком у свежих разностей и зеленым, оливково-зеленым и бурым - у измененных (серицитизация, хлоритизация, ожелезнение).

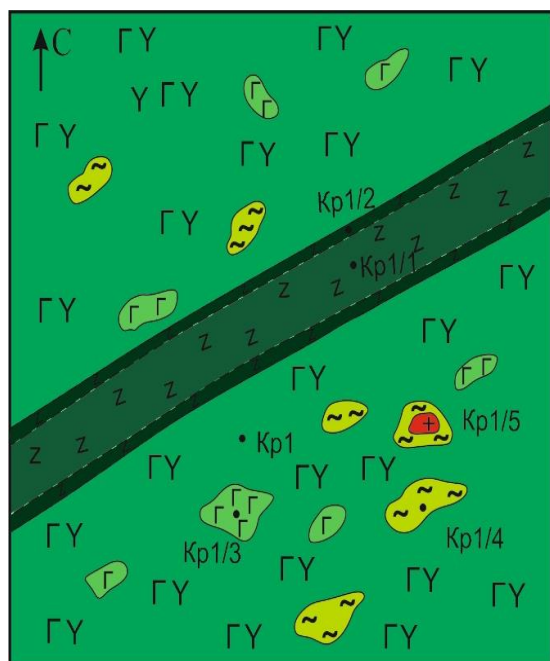
Темный цвет пород обусловлен высоким содержанием мелкочешуйчатого биотита в мелко-среднезернистой основной массе. Количество порфировидных выделений колеблется от 15-20% до 60%, составляя обычно 40-50%. Размер их изменяется в пределах 2-10 мм (без учета калишпата). В порядке преобладания они представлены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, редко, цветными минералами.

Более 75% вкрапленников представлены плагиоклазом в виде таблитчатых выделений и сростков размером 1-15 мм, чаще 2-6 мм. Окраска его серовато-зеленая, оливково-зеленая, до черной. Иногда он прозрачен, заметна зональность. В измененных разностях окраска его становится розовой, белой, желтовато- и зеленовато-белой (альбитизация, каолинизация, серицитизация). Гигантопорфировые идиоморфные выделения калишпата размером 0,5-2,5 см (в среднем – 1-2 см) имеют розовую окраску. Распределение их в породе отличается неравномерностью – от единичных выделений до 80 шт. на 1 м². Нередко он совершенно отсутствует.

Кварц встречается в виде изометричных оплавленных, часто трещиноватых зерен размером 2-10 мм, обычно – 2-6 мм. Количество его, как и калишпата, непостоянное (0-10%), обычно около 5% породы. Из вкрапленников цветных минералов макроскопически устанавливается биотит, малозаметный на фоне темноокрашенной основной массы. Размер его колеблется в пределах 1-3 мм, количество в отдельных образцах достигает 15%. Основная масса породы на вид однородная, мелко-и среднезернистая, состоит из полевых шпатов, цветных минералов и кварца. Местами розовый оттенок ее, особенно вокруг выделений кварца, выдает присутствие в ней калишпата.

Кварцевые монцониты выделяются среди других изверженных пород района обилием ксенолитов, размер которых колеблется от 5 до 50 см, составляя в среднем 5-10 см. При выветривании кварцевых монцонитовотпрепарированные ксенолиты, имеющие обычно эллиптическую или шаровидную форму, образуют скопления на поверхности обнажений, напоминающие выходы конгломератов.

Ксенолиты представлены преимущественно различными метаморфизованными и кристаллическими сланцами и песчаниками, а также кремнями. Изверженные породы представлены мелкозернистыми и меланократовыми микромонцонитами и лейкократовыми гранитами кызатинского комплекса (рис.1.).



Условные обозначения:

	Среднезернистые слабо порфировидные монцодиориты каратагатинского комплекса ($\mu\delta D_{1-2}Kr$)
	афировый базальт канимансурского комплекса (βPkn)
	зона закала в базальте
	автолиты мелкозернистых монцонитов ($\mu D_{1-2}Kr$)
	ксенолиты ороговикованных сланцев урубукской свиты (<i>Sur</i>)
	ксенолит лейкогранитов кызатинского комплекса ($\gamma S_2 D_{1-2}Kr$)
	места опробования

Рис. 1. Схематическая зарисовка обнажения Кр 1. М-б – 1:200

Монцодиориты и гранодиориты сложены теми же минералами, что и кварцевые монцониты, отличаясь от них повышенным содержанием лейкократовых и пониженным – темноцветных минералов.

Под микроскопом кварцевые монцониты характеризуются порфировидной структурой. Основная масса имеет монцонитовую структуру с участками пойкилитовой и микрогранофировой. Порфировидная структура обусловлена тем, что на фоне преобладающих по количеству кристаллов плагиоклаза, калишпата и зерен других минералов размером до 1-1,5 мм (основная масса) выделяется более крупная генерация вкрапленников тех же минералов (до 10-12 мм). Наименьшие выделения (до 0,1-0,5 мм) образованы пойкилитовыми вростками плагиоклаза в ксеноморфных выделениях калишпата, что определяет первичную монцонитовую структуру основной массы.

Плагиоклаз интенсивно сосюритизирован, содержится как во вкрапленниках (25-30%), так и в мелкозернистой основной массе (20-25%). Ядра порфировидных выделений, имеющих зональное строение, полностью замещены и не поддаются замерам.

Средние зоны, определяются как основной андезин и лабрадор (№№ 42-63), краевые – средний андезин (№№ 34-43). Более крупные выделения являются более основными.

Плагиоклаз мелких выделений в основной массе размером 0,1-0,5 мм отвечает №№ 39-52 (в среднем – 46). Изредка он обрастает узкой каймой кислого состава (№№ 35-37). Преобладающая часть мелких выделений 2-ой генерации образует пойкилитовые вростки в ойокристаллах калишпата основной массы, Реже они встречаются в виде включений в зернах гиперстена и биотита. Нередки гломеропорфировые скопления. Весьма распространена альбитизация плагиоклаза с последующим замещением альбита кварцем.

Калишпатгигантопорфировых выделений представлен анортоклазом. В основной массе он образует ксеноморфные слабо пелитизированные зерна размером 1-1,5 мм, расположенные в промежутках между более крупными выделениями плагиоклаза 1-й генерации. В калишпате заключены мелкие лейсты плагиоклаза 2 генерации (0,1-0,5 мм). Наблюдается простое и тонкое полисинтетическое двойникование зерен. Калишпат основной массы неравномерно прорастает кварцем с образованием микрогранофировой и микропегматитовой структуры.

Кварц представлен двумя типами выделений – в порфировидных зернах и в основной массе. Крупные, округлые корродированные порфировидные выделения кварца, обнаруживаемые макроскопически, по-видимому, являются ксеногенными, захваченными из

вмещающих гранит-порфиров. Мелкие выделения кварца в основной массе, по данным Ж.Н.Кузнецова и др., (1964г.), являются наложенными образованиями позднемагматической стадии становления кварцевых монцонитов. Этот наложенный кварц проявляется в 2-х формах. В первом случае выделения кварца развиваются по калишпату и альбиту сплошным фронтом, замещая их полностью. В кварц переходят из замещенного калишпата все пойкилитовые вроски плагиоклаза и пелитовые частицы. Во втором случае кварц развивается по калишпату в виде тонких червеобразных, стебельчатых и графических вросток вдоль двойниковых швов и трещин спайности. Они обладают одновременным угасанием на участках размером 0,2-0,3мм.

Эти вроски, напоминающие эвтектический микропегматит, не являются в действительности таковым, так как количественные соотношения кварца и калишпата в них широко и незакономерно изменяются. В ряде случаев псевдомикропегматитовые образования отмечаются и в ксенолитах ороговикованных песчаников в монцонитах. Первоначально порода, по-видимому, содержала кварц лишь в незначительном количестве. В отдельных шлифах псевдомикропегматитовый кварц практически отсутствует, и порода имеет типичную монцонитовую структуру.

Темноцветные минералы представлены, главным образом, биотитом, гиперстеном и авгитом. Иногда отмечается буро-зеленая роговая обманка. Количественные соотношения этих минералов в шлифах изменчивы. В ряде случаев гиперстен и авгит отсутствуют. Количество биотита нередко составляет 20-30% площади шлифа.

Гиперстен встречается обычно в реликтовых зернах размером от 0,2 до 1,2 x 3 мм, замещенных серпентином (бастит) и карбонатом. В крупных его зернах имеются включения плагиоклаза. Иногда он окружен каймой разложившегося авгита.

Авгит имеет подчиненное значение, он встречен лишь в реликтовых зернах характерной восьмигранной формы. Замещен баститом, уралитом и хлоритом.

Биотит чаще представлен реликтами в виде чешуек и табличек размером 0,1-1 мм. Последние замещены хлоритом и лейкоксенном, реже - эпидотом. В биотите отмечаются пойкилитовые включения плагиоклаза и гиперстена. С ним ассоциирует ильменит. Вторичный биотит отличается лучшей сохранностью, меньшим размером чешуек (0,1-0,5 мм) и их кучным расположением.

В редких случаях обнаруживаются крупные реликтовые выделения, похожие на оливин по форме сечения и по комплексу вторичных минералов.

Рудный минерал представлен зернами ильменита размером 0,1-0,3 мм. Он обрастает сфеном и замещается лейкоксенном. Края зерен просвечивают в красно-бурых тонах. Наличие этого минерала, по-видимому, обуславливает повышенное содержание титана в кварцевых монцонитах. По данным химического и спектрального анализа оно наиболее высокое среди каледонских интрузий района.

Акцессорные минералы представлены апатитом (0,2-1 мм), монацитом (0,01-0,1 мм), цирконом и розовым гранатом. Конечный облик породы определяется степенью ее альбитизации и развития псевдомикропегматитовых прорастаний кварца.

Из петрохимических особенностей пород комплекса можно отметить пересыщенность пород кремнезёмом, что выражается в повышенных содержаниях нормативного кварца и их высокую глиноземность, подчеркиваемую наличием нормативного корунда (1,75-5,18%).

Низкие коэффициенты агапитности ($K_a = 0,2 - 0,5$) относят породы кщелочно-земельному ряду. Общая железистость пород невысокая 63-65%. На классификационной диаграмме ($Na_2O + K_2O$) – SiO_2 фигуративные точки попадают в соответствующие этим породам поля.

На диаграммах, определяющих геодинамический режим формирования пород, все фигуративные точки анализов оказались сосредоточенными в поле островодужных гранитоидов I типа.

Рудопроявлений, связанных с данным комплексом пород пока не выявлено. Из

элементов – примесей содержащихся в сверхкларковых содержаниях следует отметить редкие щелочи (Li, Rb, Co) чьи содержания достигают 3-7 кларков, а также W (3 кл) и Mo (5-17 кл). содержания Ag более 10 кл, а Au>100 кл. Особо следует отметить Bi и Te чьи содержания достигают 100-150 кларков.

Возрастное положение кварцевых монцонитов определяется, во-первых, прорыванием ими биотитовых гранит-порфиров калканатинского комплекса и, во-вторых, перекрытием кварцевых монцонитов живетскими образованиями с базальным горизонтом конгломератов, установленным нами на обнажении 280 (правый борт каратагатасая, левый приток Каракияся. рис.2), что указывает на их послекалканатинский, но доживетский возраст.

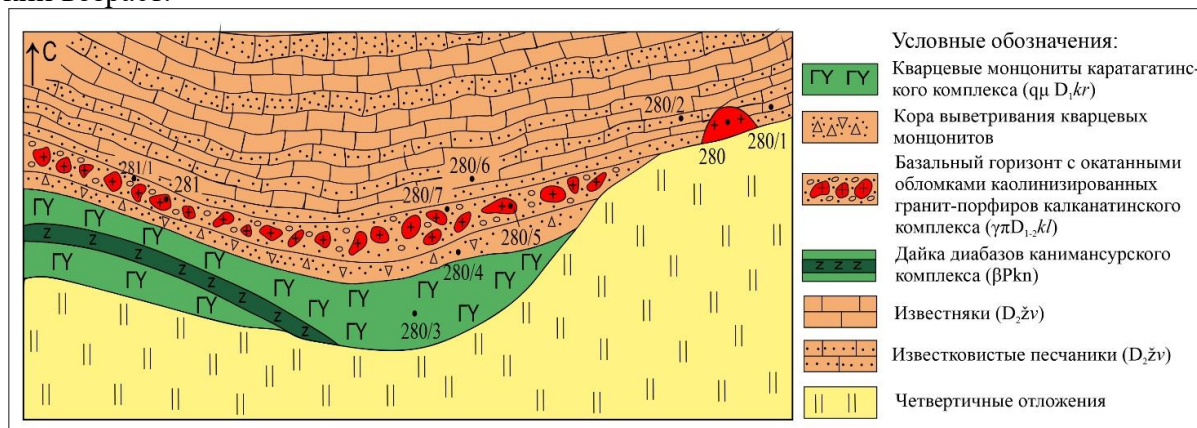


Рис. 2. Схематическая зарисовка обнажения 280.



Рис.3. Обн.280. Базальный горизонт конгломератов (D₂zv), залегающий на коре выветривания кварцевых монцонитов (qm D₁₋₂kr) каратагатинского комплекса. Обломочный материал конгломератов сложен каолинизированными гранит-порфирами калканатинского комплекса (qm D₁₋₂kl). На базальном горизонте согласно залегают терригенно-карбонатные отложения (D₂zv)

Более точно установить возраст комплекса можно только послеопределения его абсолютного возраста современными геохронологическими методами.

Литература:

1. Туляганов Х.Т, Юдалевич З.А., Коржаев В.П. Карта магматических комплексов Узбекской ССР. Ташкент: Фан, 1984.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАЗНОУРОВЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ ГИССАРО-АЛАЯ

Ниёзов А.С.*

**Отдел географии и дистанционного зондирования
Национальной академии наук Таджикистана,
Таджикский национальный университет*

Петрология и вещественная типизация гранитоидов, основанная на большом объеме количественных данных, путем выявления пространственно-временных особенностей развития и закономерностей изменения состава, может способствовать раскрытию геологической эволюции региона, и главное – выходить на оценку реальной рудоносности. Рудогенерация гранитоидно-магматических систем по современным представлениям во многом определяется историко-геологическими параметрами – геодинамическими условиями их формирования. Следовательно, изучение гранитоидов в связи с их важными индикаторными свойствами может способствовать выявлению особенностей формирования и эволюции коры и расшифровке геологической истории развития складчатых областей, а выявление условий их образования – разработке критериев оценки рудоносности.

Гиссаро-Алайский аккреционно-коллизийный террейн может стать модельным объектом для решения проблем гранитоидогенеза, конкретизации его места в схеме геодинамического развития Южного Тянь-Шаня и связанного с ним оруденения.

В последние годы появилось много работ в которых освещены вопросы геологии, особенного магматизма Гиссаро-Алая с современных, плейт-тектонических (в том числе плюм-тектонической) позиций, выделены структурно-вещественные комплексы, рассмотрены историко-геологические позиции гранитоидов, рудоносность комплексов, восстановлены геодинамические условия формирования геоструктурных зон Гиссаро-Алая и этого сегмента Южно-Тянь-Шанского складчатого сооружения в целом. Важнейшим результатом этих работ стало установление формирования террейна путем постепенной континентализации океанической коры и главенствующей структурообразующей роли горизонтальных движений. Высокоточные геодезические измерения последних десятилетий на Памиро-Тянь-Шанском полигоне, включающих и часть территории Гиссаро-Алая [14, 15и др.], сейсмотомографические исследования земной коры [7, 23и др.] и другие инструментальные наблюдения не только подтвердили перемещения, но и дали количественную оценку параметров коллизийного приближения плит Евразии и Индостана, раскрыли динамику и кинематику этого процесса.

В совокупности можно уверенно считать неправомерность приложения фиксированных концепций к расшифровке геологии Гиссаро-Алая, его магматизма, истории развития, поскольку они не способны на это, не только в силу своей архаичности, столько доказанной практикой несостоятельности самых принципов концепции.

История изучения гранитоидов Гиссаро-Алая показывает, что несмотря на ее почти вековую продолжительность, дискуссионными остались такие проблемы как состав и место залегания магмообразующих субстратов, источники и способы транспорта магмообразующей энергии, способы зарождения и эволюции магматических очагов, процессы и условия становления магм, причины разнообразия образующих при этом магматических формаций и др. Вместе с тем остались во многом дискуссионными природа и характер связи гранитоидогенеза и геодинамических обстановок на разных этапах эволюции Гиссаро-Алая. В отечественной геологической литературе, посвященной Гиссаро-Алаю, гранитоиды рассматривались обычно как часть геологического ансамбля, проявившаяся на определенных стадиях геосинклинального развития, в узких огражденных глубинными, краевыми разломами, зонах. Поэтому они, согласно этим взглядам, проявлены строго зо-

нально, т.е. в пределах существующих с докембрия (м.б. еще раньше) структурно-формационных зон.

Таким образом, изученность гранитоидов Гиссаро-Алая имеет почти вековую историю, а анализ проведенных работ раскрывает дискуссионность ряда вопросов, такие как петрогеохимическая типизация, установление роли гранитоидного магматизма в формировании континентальной коры, формирование вещественного состава гранитоидов в ходе геологической эволюции территории и зависимости от геодинамических обстановок. Этому способствовала, главным образом, принятая, за редким исключением, всеми отечественными геологами, геосинклинальная концепция, отводившая магматизму пассивную роль на общем фоне консервативности мантии. Нерешенность проблем природы гранитоидов Гиссаро-Алая, их историко-геологического места и индикаторной роли в расшифровке геолого-геодинамической эволюции региона, побудила к решению проблемы на основе крупного обобщения накопленного аналитического материала в свете современных плейт-тектонических концепций.

Анализ известных работ [1, 2, 5, 9, 10, 12, 27, 28 и др.] показывает, что в течение продолжительного, почти векового, исследования, представления о геологии и магматизме территории Таджикистана и, в частности Гиссаро-Алая, претерпели значительные изменения. Концепции о последовательном смещении геосинклиналей Тянь-Шаня к югу, к Памирским структурам, со временем были существенно дополнены новыми взглядами о более сложной и волнообразной природе их развития и становления.

Структуры Гиссаро-Алая как часть Южного Тянь-Шаня расположены между коллодирующими Казахстан-Киргизским и Афгано-Таримским блоками. Согласно новым данным глубинное строение Южного Тянь-Шаня характеризуется особым, «ферганским» типом земной коры, отличающейся монотонным увеличением плотности вещества сверху вниз и отсутствием волноводов. Поэтому «ферганский» тип коры, не имеющий слой мигмы, жестко связан с верхней мантией. Земная кора орогена расслоена, а обычно трактуемая модель о двух- или трехслойной коре применительно к территории Тянь-Шаня не приемлема [4].

Результаты исследований последних десятилетий показали, что земная кора в Южном Тянь-Шане обладает повышенной мощностью – около 60 км. При этом в пределах зон выявлена неоднородность коры, резкое различие в мощностях земной коры и особенно гранитного слоя. Вещественный состав верхней коры соответствует веществу «гранитного» слоя, представленное, видимо, гранитогнейсами со смесью тоналитогнейсов. Средняя кора имеет вероятный состав из амфиболитов, гранитогнейсов и тоналитогнейсов, а нижняя кора сложена смешанным из тоналитогнейса, амфиболита и гранулита.

В целом, Гиссаро-Алай как и весь Тянь-Шань отличается весьма неоднородным строением коры и верхней мантии с характерным резким колебанием мощностей коры, утолщением астеносферы. А высокая сейсмоактивность и повышенный тепловой поток, связывается с глубинными мантийными процессами, указывающими на вероятный современный континентальный рифтогенез.

На первом этапе геологического познания Гиссаро-Алая как части Южного Тянь-Шаня, развивались идеи о решающей роли вертикальных движений в эволюции складчатых областей. Допускали раздробление существующей континентальной коры и заложение в трогах геосинклиналей. Так, в частности считали, что геосинклинали Гиссаро-Алая заложились на докембрийском платформенном основании [1, 3, 17 и др.]. Это мнение обосновалось на распространение фрагментарных выходов докембрийских блоков среди палеозойских складчатых сооружений, которые трактовались как обломки некогда единой эпикарельской платформы. Глубинные разломы при этом служили межой, по сторонам которой развивались разные по режиму зоны. Такое мнение поддерживается даже и настоящее время [2, 8, 26, 27 и др.]. Так, в считавшейся в Таджикистане популярной схеме Кухтикова М.М. [17] только в пределах Гиссаро-Алая выделяются 13 тектонических зон - узких (20-50 км шириной при протяженности 500-800 км) блоков земной коры, ограни-

ченных глубинными и/или краевыми разломами. В других схемах количество зон достигало 20 и больше [21].

Гиссаро-Алайский террейн прошел сложный и многоэтапный путь геодинамической эволюции, заключающийся в: 1) длительном рифтогенезе (Rf_3-PZ_1), инверсии режима, генезисе палеотуркестанского океана, ягнобского рифта; 2) спрединге (O_{1-2}) океанической коры; 3) двухсторонней субдукции (D_{2-3}) океанической коры под Казахстан-Киргизский террейн; 4) заложении и развитии гиссарского рифта; 5) континентальной коллизии (C_2-P_1) (320–250 млн лет) Тарима и Тянь-Шаня, сокращение пространства, формирование покровно-складчатого сооружения, массовом гранитоидогенезе; 6) плюмовой активности, щелочном магматизме (P); 7) субстабильный режим, становление эпипалеозойской платформы ($T-P_2^1$); 8) тектоническая активизация с поперечным сокращением и утолщением коры, формирование внутриконтинентального орогена (P_2-Q). Геоструктурные зоны Гиссаро-Алая развивались взаимосвязано и экспозиционно в Туркестанском и Гиссарском океанах, согласно общему процессу их формирования и эволюции.

Собственнокорообразующие процессы в Гиссаро-Алае вещественно-энергетически обеспечивались длительной тектонической аккрецией субдуцировавших плит Тарим-Алайского и Казахстан-Киргизского микроконтинентов, завершившейся при столкновении двух краевых континентальных массивов в С-Р.

Гранитоидный магматизм в Гиссаро-Алае проявлялся закономерно, соответственно этапам эволюции региона, в определенных геодинамических обстановках: субдукционном, островодужном, коллизионном и коллизионно-субдукционном.

Для петрогеохимической типизации гранитоидов Гиссаро-Алая с целью выяснения геологических условий формирования и геодинамического моделирования нами использован большой, довольно представительный объем петрохимических, геохимических, а также геохронологических, акцессорно-минералогических данных. Петрохимические анализы, собранные из различных источников и отобранные по существующим критериям [20], составили 2593, из которых 262 анализа принадлежат автору. Количество привлеченных данных по геохимии (микроэлементы) составили от первых единиц для отдельных типов (по всем РЗЭ) до 891 анализ. Объем выборок анализов для каждого типа соответствовал, в общем, примерно площади его распространения.

На классической TAS-диаграмме составы гранитоидов Гиссаро-Алая в целом занимают поля серий нормальной и субщелочной щелочности [20], преимущественно сосредоточившись в субщелочной области (рисунок).

TAS-графика на представительной выборке петрохимических составов подтверждает общую закономерность развития гранитоидного магматизма западной части Южного Тянь-Шаня, т.е. генеральную принадлежность к известково-щелочной серии.

Классификация гранитоидов по глубине генерации исходит из идеи разноуровненности магмогенерации. Согласно этому различаются коровые, корово-мантийные, и мантийные гранитоиды (таблица), схематично соответствующие салическому, салическо-мафическим и мафическим сериям [25].

Выделенные петрогеохимические типы являются соответствующими аналогами типов гранитоидов, развитых в различных регионах Мира, где уже доказана принадлежность к определенным уровням выплавок [6, 11, 16, 18, 19, 29 и др.].

- геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). М., 2005. – С. 318–327.
5. Баратов Р.Б., Буданов В.И. Геологические очерки Памиро-Алая. Душанбе: Дониш, 2005. – 235 с.
 6. Богатиков О.А., Коваленко В.И., Рябчиков И.Д. Магматизм–индикатор глобальных геодинамических режимов//ЗВМО, 1985, т. СХІV, вып. 4. – С. 395–399.
 7. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центральной Азии в позднем палеозое–мезозое: роль крупноамплитудных горизонтальных смещений/Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Материалы XXXVI тектонического совещания. Т. 1, М., ГЕОС, 2003. – С. 83–86.
 8. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000/Под ред. Н.Г.Власова, Ю.А.Дьякова, Э.С.Чернера (1984). Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989.
 9. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан/Под ред. Т.Ш.Шаякубова, Т.Н.Далимова. - Ташкент: Университет, 1998. - 723 с.
 10. Геология СССР. Т. 24. Таджикская ССР. М., Госгеолтехиздат, 1959. – 600 с.
 11. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов//Геология и геофизика, 2003, Т. 44, № 12. – С. 1243–1261.
 12. Захаров С.А. Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе, Дониш, 1970. – 308 с.
 13. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, т. 1, 327 с.; 1990, т. 2. – 334 с.
 14. Зубович А.В., Мосиенко О.И., Кузиков С.И., Меллорс Р. Изучение современной тектоники Тянь-Шаня по данным космической геодезии//Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли. М-лы XXXIX Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2006. – С. 243–244.
 15. Зубович А.В., Трапезников Ю.А., Брагин В.Д., Мосиенко О.И., Щелочков Г.Г., Рыбин А.К., Баталев В.Ю. Поле деформации, глубинное строение земной коры и пространственное распределение сейсмичности Тянь-Шаня//Геология и геофизика, Новосибирск, 2001. – Т. 42. – № 10. – С. 1634–1640.
 16. Короновский Н.В., Демина Л.И. Магматизм как индикатор геодинамических обстановок. – М.: Изд-во КДУ, 2011. – 232 с.
 17. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Душанбе: Дониш, 1969. – 298 с.
 18. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое//Труды Геологического института. Вып. 607. М.: ГЕОС, 2014. – 360 с.
 19. Магматические горные породы: Кислые и средние породы. М.: Наука, 1987. – 374 с.
 20. Петрографический кодекс. Магматические образования. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. – 128 с.
 21. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. – 268 с.
 22. Резвой Д. П. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня//Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов. Львов. 1973, т. 1. – С. 13–22.
 23. Сабитова Т.М., Адамова А.А. Сейсмотомографические исследования земной коры Тянь-Шаня (результаты, проблемы, перспективы)//Геология и геофизика, 2001, Т. 42, № 10. – С. 1543–1555.
 24. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизионного горообразования (Центральная Азия). Макаров В.И., Абдрахматов К.Е., Айтматов И.Т., Бакиров А.Б. и др. М.: Научный мир, 2005. – 400 с.
 25. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир. 2003. – 348 с.

26. Шадчиев А.С. Стратиграфия, седиментационная зональность и основные этапы геологического развития Зеравшано-Гиссара в палеозое (Центральный Таджикистан)//Дисс. в виде научного доклада на соискание уч.ст.доктора геол.–мин.наук.Душанбе. 2004.–101 с.
27. Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана (Центральный Таджикистан). Душанбе, 2008.–405 с.
28. Эволюция магматизма Средней Азии. С.К. Абубакиров, А.А. Кустарников, К.А. Рахманов, И.Х. Хамрабаев и др. М.: Наука, 1986.–276 с.
29. Bonin B. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis//Geological Journal. 1990. V. 25.–P.261-270.

ГРАНИТОИДНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ГИССАРО-АЛАЯ

Ниёзов А.С.*

**Отдел географии и дистанционного зондирования Национальной академии наук
Таджикистана, Таджикский национальный университет.*

Относительно рудоносности гранитоидов обычно нет единства во взглядах, что связано с отсутствием единой концепции рудной продуктивности не только гранитоидов, но и магматитов в целом. Одно время считалось, что первичного высокого содержания в гранитоидах должно быть достаточным для образования месторождений [11]. Однако, известно довольно много случаев, где с гранитоидами с высокими, даже аномально высокими содержаниями не выявлены рудные концентрации [7, 13 и др.]. А выявленные случаи сопровождения оруденения с гранитоидами с низкими содержаниями рудных элементов, попытались объяснить их выносом из объема интрузивов за их пределами. Такие трактовки связи оруденения с уровнем содержания элементов в гранитоидах и их рудными концентрациями дали широкое поле для разных умозрений и спекуляций. Тогда стали выдвигать гипотезы о связи рудоносности с возможностью унаследования гранитоидами высоких содержаний в субстратах (источниках их зарождения) или усвоением ими рудных веществ вмещающих образований при внедрении. Но и тут возникли сложности, дихотомии. Козлов В.Д. показал, что с гранитами, интродуцированными в песчано-сланцевые образования с высокими концентрациями Sn, Cs, Th, Li, W, F, Be, Rb, Mo, Pb, B, U, РЗЭ (в 1,1–10,0 раз превышающие кларки) не известны какие-либо рудные скопления этих элементов [9]. И это вопреки тому что две трети гранитоидных массивов Северо-Востока России (из 650) локализованы в песчано-сланцевых толщах мезозоя [19].

Теоретически любое магматическое тело потенциально может породить оруденение. Это определяется тем, что насколько достаточно долго существовали благоприятные условия для реализации этого потенциала, и были – ли они вообще.

Нами в качестве базисной принимается идея о том, что эволюция гранитоидной магмы может сопровождаться или завершиться оруденением, если были достаточные условия для разгрузки рудного потенциала магмы или мобилизации ее энергией рудного вещества из вмещающих образований. Материализация такой идеи выражается в виде (форме) рудно-магматических систем (РМС). В классическом понятии РМС содержат магматическое тело и генетически связанное с ним оруденение [7, 8]. РМС как отдельная геологическая категория признается не всеми. В частности, в геологическом словаре [3] термин «РМС» вовсе отсутствует. Со временем ситуация изменилась в пользу практически всеобщего признания РМС как важного, ключевого понятия рудной геологии, металлогении, минерагении. В геологической практике часто магматизм и оруденение исследовались либо отдельно, либо на предмет взаимного отношения. РМС в данном случае стало той необходимой частью системы, которая может создать полную картину процесса рудообра-

зования. Особую роль в этом сыграла теория геохимических полей, составной частью которой служит рудно-магматическая система [5, 18,20,22и др.].

РМС нами трактуется как природная геологическая система, включающая магматическое проявление с сопряженным генетически или парагенетически оруденением, и проявленная в конкретной геодинамической обстановке. РМС развивается в геологическом пространстве по внутренним закономерностям; магматизм и рудогенез в РМС находятся в причинно-следственных отношениях.

РМС в Таджикистане выделялись только на территории Памира [1,21,23, 24]. В исследованиях по Гиссаро-Алаю концепция РМС не были популярной, и поэтому по этой теме работы практически отсутствуют. Первые публикации автора по РМС Памиро-Тянь-Шаня, в частности и Гиссаро-Алая [14, 15,17] показали, что это направление является перспективным. Нами на основе анализа петрогеохимических типов гранитоидов, развития сопутствующего оруденения и его сопряжения, пространственно-временного их сонахождения и геолого-структурного, литолого-петрографического, минералого-геохимического факторов потенциальной связи оруденения выделены гранитоидные РМС Гиссаро-Алая. В названии РМС нами отражены тип (элементно-минеральный, генетический) оруденения и сопряженный с ними петрогеохимический тип гранитоидов (таблица).

Таблица. Гранитоидные рудно-магматические системы Гиссаро-Алая

Возраст гранитоидов	ГРМС	Гранитоидные массивы – петротипы петрогеохимических типов*	Перспективность оруденения
С-Р ₁	Редкометалльно-гранит-лейкогранитовая субщелочные редкометалльные граниты	Пайрон-Ханакинский (17), Нейлинская группа тел (21), Хочильерский (22), Курукская группа тел (23), Южно-Варзобский (28)	Промышленно рудоносные
С ₃ -Р ₁	Оловоносные (с турмалин-камнецветным сырьем) гранит-гранодиоритовая (известково-щелочные)	Испанский (1), Вадифский (4), Рама-Вадифский (Буздооский) (5)	Перспективная
С ₃ -Р ₁	Редкометалльно-лейкогранитовая п-люмазитовые граниты	Ходангинский (39), Бадраванский (40), Дихадангский (41), Дараванджрудский (42)	Перспективная
С ₃ -Р ₁	Гранит-лейкогранитовая (Субщелочные редкометалльные граниты)	Рамитский	Перспективно рудоносна на F, Pb, Zn,
С ₂₋₃	Габбро-гранитоидная Гранитоиды андезитового ряда	Туйкутальский, Ангиштский (1), Майхуринская группа тел (2), Кабутинский (3), Вистонская и Заповедная группа тел (4), Пахтакишотская группа тел (5), Туйкутальский (6), Девдаринская группа тел (7), Курбанский (8), Обигарм-Сорбухская группа тел (9), Охангаронский (10), Верхне-	Перспективная на Pb, Zn,

Воз- растгра- нито- идов	ГРМС	Гранитоидные массивы– петротипы петрогеохимических типов*	Перспективность оруденения
		девольский (11), Чинарский (12), Обигармская группа тел (13), Комсомолабад-Князский (14), Сиекдаринский (15), Чакштагин- ский (16), Периферический (17)	
C ₂₋₃	Редкометалльно- золоторудная лати- андезитовая	Чинорсайский (4), Воруйский (5), Амшутский (6), Яфчский (9), Пе- тинский (10), Шадонский (11), Рарзский (12), Пиндарский (13)	Промышленные ме- сторождения Au, W (Джилау, Хирсхона, Чоррога, Пштифар- фар, Чоре, Дуоба и др.)
C ₂	Оловоносная извест- ково-щелочная (анде- зитовая) гранитоидная	Пиндарский (13), Тагобикуль- Кумарский (14)	Перспективная на Sn
C ₁₋₂	Скарново-магнетит- габбро- плагиогранитоваягра- нитоиды толеитового ряда	Ширкентская группа тел (14), Джальчинский (16), Ходжама- фрачский (18), Гурумсайский (19), Ханакинский (24),Ходжабедский (25), Лучоб- ский (26), Харангонский (29)	Перспективная на Fe, Au
P ₂ -T ₁	Редкоземельно- щелочногранито- вая,агпаитовые грани- ты	Барзангинский (39)	Перспективная на PЗЭ
P ₁ ?	Флюорит- редкоземельно- фонолит-нефелин- граносиенитовая	Ахбасайская группа тел (7), Ак- сайский (8)	Проявления флюори- та, редких земель, Nb (?), Перспективная на PЗЭ, Nb, F
P ₁	Редкометалльно (Nb- Ta) – пегматитово- лейкогранитовая (плюмазитовые редко- металльные гранитои- ды)	Джиндонский (2), Обимазар- Шахисафедский (6)	Проявления Nb и Ta
P ₁	Гранит- гранодиоритоваяиз- вестково-щелочная	Недоступный (31), Агуюрмин- ский (32), Джаманкиргинский (33), Ачиалминский (34), Мульаоусафетский (45), Минбу- лакский (46), Карагушхонинский (48), Нижнетутекский (49)	Промышленное ору- днение в связи с гранитоидами не из- вестно, но предпола- гается высокая PЗЭ- рудоносность
P ₁	Вольфрамоносная монцититоидная шо- шонит-латитовая	Курукская группа тел (23)	Парагенетически связанное орудене- ние (W, Mo)
P ₁	Sn-W-носная латито- вая (кварцево-	Джавонинский	Парагенетически, возможно, и генети-

Воз- растгра- нито- идов	ГРМС	Гранитоидные массивы– петротипы петрогеохимических типов*	Перспективность оруденения
	монцодиоритовая, кварц-сиенитовая, субщелочно гранито- вая –кислые члены ла- титового ряда)		чески связанное ору- денение (Sn, W, Mo)

* Номера (в скобках) соответствуют номерам массивов на «Схеме районирования Таджикиской ССР и прилегающих территорий по типам интрузивных комплексов» 1:500 000 [2, Приложение 2].

Среди гранитоидов в первую очередь высокой рудоносностью отличаются гранитоиды латитового ряда. Эндогенные проявления, генетически связанные с шошонит-латит-монцонитовыми образованиями, формируют крупные РМС [4, 6, 22]. Такие РМС включают, как правило, породы эффузивной, субвулканической, интрузивной и дайковой фаций, а также постмагматическую минерализацию, сопровождающую их. Позднекарбонные редкометалльно-субщелочные гранит-лейкогранитовые РМС имеют существенно калиевый состав и приурочены к области гравитационного минимума, обладают повышенными концентрациями гранитофильных элементов и характеризуются сравнительно глубокой дифференцированностью. Наличие этих признаков в гранитах является достаточным для выделения их как потенциально рудоносной системы, а в сочетании с их дифференцированностью – реализуемой.

Редкометалльные плюмазитовые граниты характеризуются высоким индексом накопления (ИНК) редких элементов. С субщелочными редкометалльными лейкогранитами, редкометалльными пегматитами и сопровождающими их грейзенами Зеравшано-Туркестанской зоны связаны борная и оловянная минерализации. Особый интерес представляет Зеравшанское пегматитовое поле. Субщелочным гранитам-лейкогранитам, в общем, присуще высокий ИНК, широкое развитие аутометасоматических процессов (альбитизация, грейзенизация и калишпатизация). С толеитовыми островодужными габбро-плагиогранитоидными РМС Южно-Гиссарской зоны генетически связано магнетитовое, а также полиметаллическое и золото-серебряное оруденение.

Габбро-гранитоидные РМС имеют весьма широкое распространение, особенно в Южно-Гиссарской зоне, занимая огромные площади. Они относятся к надсубдукционным дифференциатам мантийных магм известково-щелочного базальт-андезитового состава и петрогеохимически – к I-типу. С ними проявляют генетическую и парагенетическую связь проявления W, Sn, а также скарново-магнетитовые и скарново-шеелитовые с наложенной сульфидной (Cu, Au) минерализацией оруденения.

Редкометалльные коллизионные граниты-лейкограниты, сопровождающиеся минерализацией W, Sn, Be, Nb и Ta слагают крупные массивы зеравшано-каратегинского, южноварзобского и других комплексов с которыми сопряженно развиты пегматиты с редкометалльным профилем. С редкометалльными гранитами-лейкогранитами связаны минерализации W, Sn, Be, Nb, Ta и др. элементов.

Гранитоиды I-типа (C₂₋₃) Гиссаро-Алая относятся к высококалиевой известково-щелочной серии, обогащены F, B, Rb, Ba, Nb, Zr, W, Sn. Формирование гранитоидов, вероятнее всего, связано с плавлением нижнекорового андезитовидного субстрата вследствие субдукционно-коллизионных процессов. С гранитоидами генетически и

пространственно тесно ассоциируют скарново-золото-вольфрамовые и оловянные гидротермальные касситерит-сульфидные месторождения.

Выделение РМС позволяет систематизировать магматические комплексы и сопряженное с ними оруденение, разработать общую теорию петро- и рудогенеза Гиссаро-Алайского аккреционно-коллизийного террейна, что изменит стратегию поисков и оценки месторождений полезных ископаемых, делая задачу прогноза более предсказуемой.

Литература:

1. Безуглый М. М., Тютин М. А. Рудно-магматическая зональность Юго-Восточного Памира//Докл. АН ТаджССР, 1989, т. 31, № 1.—С.47–50.
2. Геологическая карта Таджикской ССР и прилегающих территорий. Масштаб 1:500 000/Под ред. Н.Г.Власова, Ю.А.Дьякова, Э.С.Чернера (1984). Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1989.
3. Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1,2.
4. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья/Л. В. Таусон, В. С. Антипин, М. Н. Захаров, В. С. Зубков. Новосибирск, 1984.—214 с.
5. Гребенщикова В.И. Геохимия фанерозойских гранитоидных батолитов Восточной Сибири и их роль в формировании золотого оруденения: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук, Иркутск, 2004.—64 с.
6. Зорина Л.Д. Рудно-магматические системы Забайкалья с латитовым магматизмом//Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. — Новосибирск: Наука, 1987. С. 93-100.
7. Иванкин П.Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970.—288 с.
8. Иванкин П.Ф., Рабинович К.Р. Золотоносные рудно-магматические системы гранитоидного ряда//Геология и геофизика, 1971, № 5.—С. 55–63.
9. Козлов В.Д. Особенности редкоэлементного состава и генезиса гранитоидов шахтаминского и кукульбейского редкометалльного комплексов Агинской зоны Забайкалья//Геология и геофизика. 2011. Т.52. №5. С.676-689.
10. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитоидов редкометалльных провинций. М.: Наука, 1985.—304 с.
11. Коптев-Дворников В.С., Руб М.Г. Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964.—392 с.
12. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С. К геохимическим критериям потенциальной рудоносности некоторых гранитоидных формаций Среднего и Южного Тянь-Шаня//Геохимия и локальный металлогенический анализ. Новосибирск, 1986, с. 66-67.
13. Межеловский Н. В. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. М., Изд-во ИМГРЭ, 1999.—539 с.
14. Ниёзов А.С. Рудно-магматические системы Южного Тянь-Шаня: геологические условия и геодинамика//Журнал: Известия вузов. Кыргызстан, Бишкек, 2014.—№ 11.—С.43-47.
15. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Геохимические типы и рудоносность орогенных гранитоидов Южного и Среднего Тянь-Шаня. М., ВИНТИ. 1989. 103 с. (№ 2462-В89).
16. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Чинарсай-Мосрифская золото-вольфрамоворудная латиандезитовая рудно-магматическая система (Центральный Таджикистан). Душанбе, НПИЦентр, 2002.—17 с. (Вып. 02 2002, № 111(1545), Деп. 13. 12. 02).

17. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю., Акрамов М. Б. Особенности развития гранитно-редкометалльных рудно-магматических систем Таджикистана//Вестник Национального университета. 2001, № 5(9).—С. 15-21.
18. Очир Гэрел. Геохимия, петрология и рудоносность субщелочного магматизма Монголии: Автореф. дисс., доктора геол.-мин.наук. Иркутск, Институт геохимии СО АН СССР. 1990.—37 с.
19. Соболев А.П. Мезозойские габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР. Препринт. Часть I. Структурное положение и состав.1984.—57 с. Часть II. Генезис и рудоносность. Магадан: СВКНИИ, 1984.—52 с.
20. Спиридонов А.М., Зорина Л.Д., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006.-291 с.
21. Таджидинов Х.С. Вулканизм Центрального Памира//Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1977.—С.69-81.
22. Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука, 1987.—202 с.
23. Тютин М.А. Рудно-магматические системы зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира//Докл. АН ТадССР, 1989, т. 32, № 11.—С. 764—767.
24. Тютин М.А., Безуглый М. М. Олово-вольфрамовые рудно-магматические системы Южного Памира//Гранитоидный магматизм и оруденение Базардаринского горно-рудного района (Юго-Восточный Памир). Новосибирск, 1990.—С. 3—19.

МАЙЗАК ИНТРУЗИВИ ТОҒ ЖИНСЛАРИНИНГ АКЦЕССОР МИНЕРАЛЛАРИ (ЗИЁВУДДИН ТОҒЛАРИ)

Оролов А.К. *, Карабаев М.С. **

**Ҳ.М. Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

***Геология фанлари университети*

Сўнгги йилларда петрология соҳасида эришилган ютуқлар, тоғ жинслари таркибидаги минераллар тўғрисида кўплаб маълумотларга эга бўлганлиги билан тавсифланади. Хусусан асосий жинс ҳосил қилувчи минералларнинг (пироксенлар, дала шпатлар, амфиболлар, слюдалар ва б.) кимёвий таркиби, структуравий – текстуравий хоссалари ва шаклланиш шароитлари тўғрисида тушунчалар ойдинлашди. Шу билан бирга аксессуар минераллар уларга нисбатан камроқ ўрганилган. Алоҳида майдонлардаги интрузив тоғ жинслари маъданлашувга истиқболли эканлигини аниқлашда аксессуар минераллар индикатор сифатида аҳамиятга эгаллиги тўғрисида Ҳ.М.Абдуллаев, И.Ҳ.Ҳамрабаев ва уларнинг издошларитомонидан олиб борилган изланиш натижалари бир қатор илмий рисоаларда ўз аксини топган [1,2].

Бугунги кунда “аксессуар” ёки “аксессуар минералларни” тадқиқ қилиш бўйичатурли ёндашувлар мавжуд. И.А.Преображенский аксессуар минералларнинг генезисига эмас балки уларни тадқиқ этишнинг усулларига эътибор бериш кераклигини такидлаб ўтади. Унинг фикрича “аксессуар минерал бу – тоғ жинси таркибида жуда кам миқдорда тарқалган бўлиб, уларни ўрганишда концентрация усулларида фойдаланиш лозим”.Ф.Ю.Левинсон-Лессинг ва Э.А.Струве такидлаганларидек аксессуарлар – тоғ жинси таркибида кам миқдорда учрайдиган минераллар саналади. Улар тоғ жинслари номини аниқлашда аҳамиятга эга эмас, лекин геохимёвий, стратиграфик ва бошқа таққослашлар учун корреляцион белгилар сифатида хизмат қилади. Аксессуарлар минералларни тадқиқ қилиш нисбатан мураккаб, лекин улар ёрдамида бир қатор петрогенетик муаммоларни ечишда самарали объект ҳисобланади[3,4].

И.Х.Хамрабаев фикрича акцессор минераллар – магматик ёки кечки магматик босқичларда ҳосил бўлган кам миқдорли элементлар ёки асосий жинс ҳосил қилувчи компонентларнинг қолдиқ қисмларидир [3].

Акцессорларнинг барча хусусиятиларини қамраб олувчи ягона тасниф ҳозирги пайтгача мавжуд эмас. Лекин И.Х.Хамрабаев томонидан изланувчилар тарафдан кенг қўлланиладиган акцессор минералларнинг кимёвий таркиби ва ҳосил бўлиш шароитлари бўйича таснифи тузилган. Унга кўра қуйидаги гуруҳлар ажратилган: 1 –соф элементлар ва интерметаллар; 2 –карбидлар ва силикатлар; 3 –темир, уран, хром, магний, алюминий ва бошқа элементларнинг оксидлари; 4 – фосфатлар, фторидлар, вольфраматлар, алюмосиликатлар, алюмоборлисиликатлар, кальций ва нодир ер элементларнинг титан-тантал-ниобатлари; 5 –эса магматик ва метаморфик тоғ жинслари таркибида учровчи барча сульфидлар киради [3].

Юқорида такидланганидек акцессорларнинг тури кўп бўлишига қарамай, миқдор жиҳатидан жуда оз. Шу сабабдан, уларнинг тоғ жинсида бор-йўқлиги унинг номини ўзгартирмайди. Аммо акцессор минералларни ўрганиш назарий ва амалий аҳамиятга эга.Биринчидан, акцессорлар ёрдамида турли районлардаги тоғ жинсларини таққослаш ва қардошлилигини аниқлаш мумкин.Иккинчидан, баъзи радиоактив акцессор (масалан ортит, монацит, торит, цирконлар) минераллар ёрдамида тоғ жинсининг абсолют ёшини аниқлаш мумкин. Учунчидан, айрим қулай шароитларда акцессорлар одатдагидан кўп миқдорда ҳосил бўлиб, жинс ҳосил қилувчи минераллар даражасига кўтарилиши мумкин. Бундай шароитларда улар маълум элементларни ажратиб олиш учун маъдан бўлиб хизмат қилиши мумкин [5].

Ўрта Осиёнинг гранитоидлари таркибидаги акцессор минералларни дастлаб И.А.Остров, И.М.Прокопенко, И.Е.Сморчков, О.П.Елисеева, М.Г.Руб, Е.И.Доломонова, А.В.Рабинович, С.Д.Туровский ва б., томонидан ўрганилган ва эътиборли, баъзан турли илмий хулосалар (интрузивларнинг геохимёвий хусусиятлари, уларнинг ёши ва б.) қилинган. Шу вақтга қадар Ғарбий Ўзбекистон гранитоидлари таркибида апатит, циркон, рутил, ильменит, монацит, ксенотим, ортит, турмалин, молибденит, шеелит, магнетит ва бошқа акцессор минераллар аниқланган. Улар орасида апатит, сфен, ортит ва цирконлар кенг тарқалган [4].Зиёвуддин тоғлари гранитоид массивларининг акцессор минераллари эса Ш.Расулов томонидан биринчилардан ўрганилган[6].

Ушбу тадқиқотлар кесимида Зиёвуддин тоғларида жойлашган Майзак интрузиви тоғ жинсларида тарқалган акцессор минераллар бўйича махсус изланишлар олиб борилди.Юқорида такидлаб ўтилган тадқиқотчилар тавсифлаб ўтган маълумотлардан фарқли равишда, ишда замонавий таҳлил усули ёрдамида ўрганиш натижалари келтирилган. Тадқиқотлар Ҳ.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институтида электрон микроанализатор (“Jeol-8800Rh” Япония) ёрдамида ўрганилди.

Натижада олдинги тадқиқотчилар томонидан келтирилган маълумотларга қўшимча равишда бир қатор акцессор минераллар аниқланди ва уларнинг кимёвий таркиби бўйича янги маълумотлар олинди.Майзак интрузиви Зиёвуддин тоғларининг марказий қисмида жойлашган бўлиб, Зирабулоқ-Зиёвуддин плутонининг очилмаларидан бири ҳисобланади. Майзак массиви 6 км² майдонни эгаллайди.Массив асосан йирик донали порфир кўринишли биотитли гранитлардан ташкил топган. Бундан ташқари лейкогранит, гранит-аплит, гранит порфир дайкалари ҳам кузатилади [7,8].

Майзак интрузиви тоғ жинслари таркибида ильменит, апатит, монацит, циркон, ортитлар асосий акцессор минераллар ҳисобланади[6]. Уларга қўшимча равишда яна бир қатор янги минераллар (цирконоторит, иттроторит, циртолит ва б.) ва уларнинг кимёвий тавсифиҳамда морфологик хусусиятлари аниқланди (рутил, ильменит, циркон, торит, ксенотим, монацит ва б.).

Рутил гранитоид тоғ жинслари таркибида кенг тарқалган акцессорлардан ҳисобланади. Рутил Майзай интрузиви йирик донали гранитларда биотит, хлорит, ортоклазларнинг оралиқларида узунчоқ таёқча, нотўғри шаклларни ҳосил қилган.Баъзан

алоҳида доналарҳамда циркон таркибида ўсимта кўринишида ҳам учрайди (1 – расм). Таркибида хром, қалай ва ниобий миқдори 8,61 % гача (1 – жадвал).

1-жадвал

Йирик донали биотитли гранитлар таркибидаги рутилнинг кимёвий таркиби

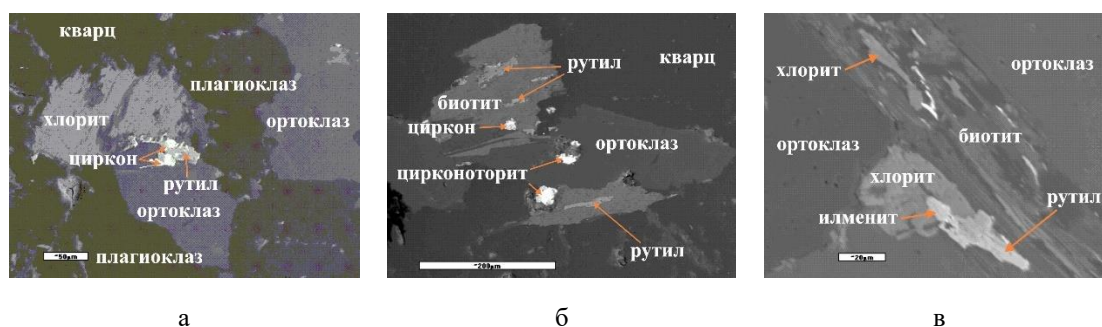
№	SiO ₂	TiO ₂	FeO*	V ₂ O ₃	CaO	Al ₂ O ₃	Nb ₂ O ₃	Σ
1	0,47	96,26	0,88	1,45	-	-	0,95	100
2	1,85	85,79	2,94	1,48	-	0,35	6,07	98,48
3	0,97	89,07	1,87	1,52	0,11	-	4,31	97,85
4	0,95	81,33	3,86	1,44	0,17	-	8,61	96,36
5	0,53	90,72	1,74	1,57	-	-	2,26	96,82
6	1,1	90,05	2,04	1,72	0,27	0,36	1,69	97,23
7	0,67	89,13	3,15	1,78	-	-	4,69	99,42
8	0,59	88,29	2,99	1,81	SnO ₂ =0,99		5,06	99,73
9	0,81	85,38	2,84	1,82	SnO ₂ =1,75; Ta ₂ O ₅ =0,94		6,39	99,93

Изох: FeO* = Fe₂O₃ + FeO.

Ильменит гранит-гранодиорит формацияси тоғ жинсларининг ўзига хос ва кенг тарқалган минерали ҳисобланади, Ғарбий Ўзбекистоннинг деярли барча ҳудудларида аниқланган, Майзак интрузиви тоғ жинсларида эса рутил билан бирга ўсимталар, нотўғри шаклларда намоён бўлади (1 в – расм).

Уларнинг кимёвий таркиби қуйидагича: SiO₂=2,5; TiO₂=57,1; FeO*=28,7; MnO=1,3; V₂O₃=0,9; CaO=0,7; Al₂O₃=0,9; PbO=1,9; UO₂=0,5; Nb₂O₃= 5,0; Σ=99,5.

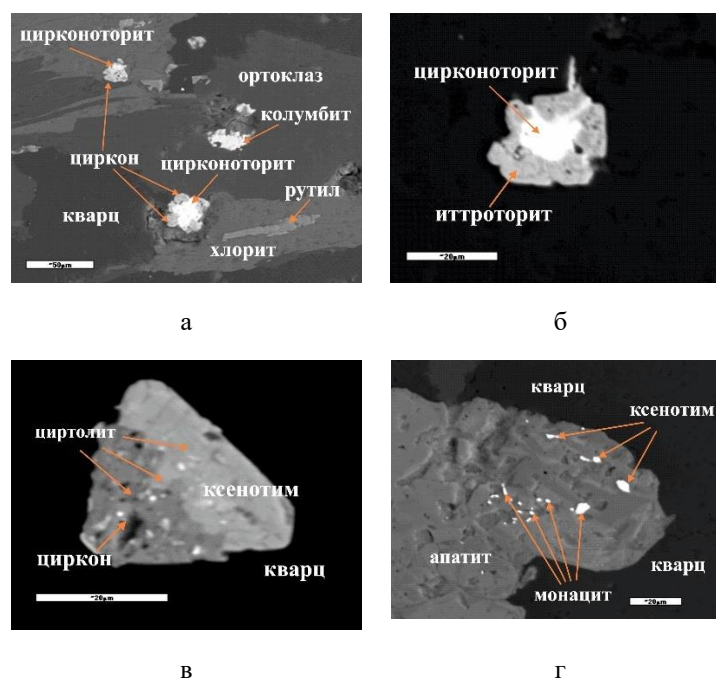
Ильменит генетик жиҳатдан икки турга бўлинади: магматик ильменитлар – текис призматик доналар кўринишида барча гранитоидлар таркибида учрайди; метасоматик ильменитлар – нотўғри шаклларда рутил билан бирга учрайди. Генетик жиҳатдан Майзак интрузиви гранитлари таркибидаги ильменитлар метасоматик турига мансуб [6].



1-расм. Майзак интрузиви тоғ жинслари таркибидаги аксессуар минераллар ва уларнинг учраш шакллари.

Циркон нордон ва ишқорли тоғ жинсларининг ўзига хос аксессуар минералларидан ҳисобланади. Циркон гранитлар таркибида ортоклаз, биотит, кварц, хлорит, рутил, ксенотим ва бошқа минераллар билан учратилади. Циркон асосан алоҳида майда доналар, тетрагонал, призматик шаклларни ҳосил қилган (1 а,б ва 2 а,в – расм).

Циркон гранитоидлар таркибидаги деярли барча жинс ҳосил қилувчи минераллар таркибида кўшимта сифатида, кўпинча жинс ҳосил қилувчи минералларнинг оралиқларида жойлашган. Бу эса циркон эрта ва кечки магматик босқичда узоқ вақт давомида ҳосил бўлганлигидан далолат беради [6].



2-расм. Биотитли гранитлар таркибидаги аксессуар минералларнинг морфологик хусусиятлари.

2-жадвал

Майзак гранитоидлари таркибидаги цирконнинг кимёвий таркиби

№	SiO ₂	TiO ₂	FeO*	CaO	Y ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	ZrO ₂	HfO ₂	UO ₂	Nb ₂ O ₃	Σ
1	29,22	-	0,53	0,45	-	-	58,29	3,81	-	1,95	94,25
2	29,53	1,11	0,34	2,94	-	-	62,47	3,42	-	-	99,81
3	31,57	-	0,29	-	-	-	62,3	3,98	-	1,87	100
4	28,03	0,2	0,83	1,51	1,32	2,33	60,88	2,38	0,8	0,59	98,87
5	30,74	-	-	-	-	-	58,6	4,32	1,07	1,48	96,21
6	30,21	-	-	-	-	-	64,46	3,61	0,76	0,76	99,8

Изох: FeO* = Fe₂O₃ + FeO.

Циртолит цирконнинг уранли тури ҳисобланади. Гранитларда циркон ва ксенотим таркибида алоҳида кристалларни ҳосил қилган (2 в – расм). Циртолитнинг кимёвий таркиби қуйидагича: SiO₂=32,6; ZrO₂=59,1; PbO=0,7; HfO₂=2,3; ThO₂=1,2; UO₂=4,9; Σ=100.

Цирконоторит гранитларда биотит, ортоклаз таркибида майда кристалл шакллари ҳосил қилган, асосан циркон, ксенотим ва иттроторит таркибида ўсимта кўринишида кузатилади (1 б ва 2 а, б – расм). Таркибида ThO₂ миқдори 38,64% гача (3-жадвал).

Иттроторит торитнинг иттрийга бой тури, Майзак интрузиви гранитларида калийли дала шпати таркибида алоҳида кичик кристаллар кўринишида намоён бўлади. Бундан ташқари ксенотим таркибида қўшимталар сифатида ҳам учрайди (2б – расм). Иттроторит таркибида иттрий оксидининг миқдори 27,71% гача етади (3-жадвал).

Апатит нордон интрузив тоғ жинсларида кенг тарқалган аксессуарлардан, гранитлар таркибида бошқа формация тоғ жинсларига нисбатан кўпроқ учрайди. Апатитнинг барча жинс ҳосил қилувчи ва аксессуарлар (циркон, сфен) сифатида учраши уларнинг ҳосил бўлиши узоқ вақт давом этганлигини кўрсатади. Ғарбий Ўзбекистоннинг кўплаб массивларида апатитнинг икки генетик тури кузатилади: магматик ва метасоматик. Магматик апатитлар чегаралари аниқ доналар, метасоматик апатитлар шаклсиз, камроқ йирик доналар кўринишида учрайди [6].

Биотитли гранитлар таркибидаги аксессуар минералларнинг кимёвий таркиби

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	17,5	15,9	19,0	17,0	17,2	22,6	24,7	18,8	15,6
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6
FeO*	-	-	-	-	-	-	-	1,3	1,7
CaO	1,7	1,9	1,0	1,1	1,3	1,1	2,2	1,7	4,5
Y ₂ O ₃	-	-	26,1	24,3	27,7	7,2	7,9	9,0	6,8
Al ₂ O ₃	-	-	-	-	1,5	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	9,5	-	-	21,8	23,8	23,9	24,4
PbO	-	-	-	-	-	-	-	0,8	-
ThO ₂	61,5	63,6	32,7	43,7	42,7	38,6	38,6	36,4	33,7
UO ₂	15,0	15,3	3,7	9,3	2,0	4,3	-	-	-
Gd ₂ O ₃	-	-	1,4	0,7	1,2	1,0	-	-	0,5
Sm ₂ O ₃	-	-	0,6	-	-	-	-	-	-
CdO	-	-	-	-	1,2	-	-	2,3	1,0
Dy ₂ O ₃	-	-	1,7	1,0	1,6	1,3	1,3	1,7	1,3
Er ₂ O ₃	-	-	1,3	0,6	1,0	1,0	0,7	1,2	1,4
Yb ₂ O ₃	-	-	1,4	1,0	1,2	1,5	1,2	1,3	1,7
P ₂ O ₅	2,7	2,9	2,0	1,0	1,4	0,1	-	0,7	5,8
Σ	98,4	99,6	100	99,7	100	100	100	99,1	99,1

Изох: 1,2 – торит; 3-5 – иттротрит; 6-9 – цирконотрит; FeO* = Fe₂O₃ + FeO.

Майзак интрузиви таркибидаги фосфат гуруҳи аксессуар минералларининг кимёвий таркиби

№	SiO ₂	FeO*	CaO	Al ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Σ
1	0,75	0,07	54,67	-	-	-	-	-	43,5	98,99
2	0,60	-	54,58	-	-	-	0,04	0,05	43,56	98,83
3	4,70	2,40	1,05	1,29	6,04	0,30	TR=58,26		24,96	99,00
4	5,96	0,80	0,52	1,90	2,40	0,08	TR=59,99		27,48	99,13
5	-	-	7,27	-	1,06	-	TR=59,50		31,64	99,47
6	-	-	6,76	-	0,95	-	TR=60,70		31,49	99,90

Изох: 1,2 – апатит; 3-6 – монацит; FeO* = Fe₂O₃ + FeO.

Майзак интрузиви таркибида иккала турдаги апатитлар учрайди, метасоматик тури кенгроқ тарқалган ва кварц дарзликларида нотўғри шаклларни ҳосил қилган (2 г – расм).

Монацит кўпроқ нордон гранитоидлар – гранитлар, пегматитлар, гранит-аплитлар ва кварц томирлари таркибида аниқланган. Гранитларда у апатит таркибида алоҳида таблеткасимонкичик кристаллар, баъзан циркон таркибида майда қўшимталар ҳосил қилган (2 в,г – расм). Биотитли гранитлар таркибида монацит ильменит, аляскитлар, пегматит ва аплитларда ильменорутил, колумбит, танталит билан йўлдош сифатида кузатилади[6].

Ксенотим кенг тарқалган аксессуар минераллар сирасига киради. Зиёвуддин тоғлари гранитоидларида ксенотим биотитли гранитлар, лейкогранитлар ва гранит-аплитлар таркибида кузатилади. Ксенотим гранитларда апатит таркибида майда доналар кўринишида баъзан циркон билан бирга ўсимталарни ҳосил қилган (2 в,г – расм).

Гранитлар таркибидаги ксенотимнинг кимёвий таркиби

№	CaO	Y ₂ O ₃	ThO ₂	UO ₂	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Σ
1	0,06	46,39	3,36	1,17	2,14	-	0,5	4,15	2,57	3,29	35,4	99,03
2	0,35	38,98	2,37	1,67	3,35	1,26	0,9	5,93	3,45	3,09	38,69	100
3	3,35	42,22	1,04	0,13	3,92	0,9	-	4,91	2,48	2,51	37,46	98,92
4	0,17	38,07	3,11	5,35	2,51	-	1,14	4,77	3,6	3,02	34,74	96,48
5	-	42,76	2,55	5,03	2,46	-	1,07	4,38	2,91	2,37	34,57	98,1

Изох: FeO* = Fe₂O₃ + FeO.

Хулоса. Зиёвуддин тоғлари Майзак интрузиви тоғ жинсларини микроминералогик усуллар ёрдамида тадқиқ этиш натижасида куйидаги натижалар қўлга киритилди:

1. Интрузивнинг йирик донали порфирсимон кўринишли биотитли гранитлар таркибида оксид, силикат ва фосфатлар гуруҳига тааллуқли акцессор минераллар кенг тарқалган.

2. Ўрганилган акцессор минераллар ва улар таркибида мавжуд қўшимча элементлар – уран, торий, нодир ер элементлари, Майзак гранитоидининг радиоактив, нодир ва нодир ер элементлари маъданлашувида истиқболли эканлигидан дарак беради.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Абдуллаев Х.М. Дайки и оруденение . – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 232 с.
2. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). – Т.: Фан, 1969. – 212 с.
3. Хамрабаев И.Х. Систематика акцессорных минералов. – Т.: Фан, 1989. – 31 с.
4. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. – Т.: Изд-во АН УзССР, 1958. – 479 с.
5. Хамрабаев И.Х. Основы петрографии. – Т.: “Ўқитувчи”, 1984. – 184 с.
6. Магматическая формации и фации Узбекистана. Под ред. Кушмурадов О.К. Т.: Изд-во «Фан» УзССР, 1977. – 336 с.
7. Каталог интрузивных массивов Узбекистана. Часть II. Под ред. Хамрабаева И.Х. Ташкент: Фан, 1975. – 431с.
8. Оролов А.К. ва б. Майзак интрузиви тоғ жинслари ва скарнларининг петрографик хусусиятлари (Зиёвуддин тоғлари, Ғарбий Узбекистон).Горный вестник Узбекистана // Журнал. №3, 86. 2021. – 24-27 с.

ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН) И СВЯЗАННОЕ С НИМ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ

Пак Н.Т.*, Ивлева Е.А.*, Асилбеков К.А.*, Орозбаев Р.Т.*

**Институт геологии НАН КР, г.Бишкек.*

Пермская внутриплитная активизация привела к внедрению большого количества интрузий преимущественно кислого и щелочного состава по всему Тянь-Шаню, протянувшись через территорию Узбекистана, Кыргызстана, северной части Таджикистана и Синьзянь-Уйгурского района в Китае. К этому же временному интервалу приурочено возникновение множества золоторудных месторождений, в том числе крупных и суперкрупных (Мурунтау, Кумтор и др.). Восточнее Таласо-Ферганского разлома в Срединном и Южном Тянь-Шане также широко развит пермский магматизм, представленный многочисленными интрузивными комплексами (рис. 1; табл. 1).

Большая часть пермских интрузий сформировалась в относительно короткий промежуток времени в интервале 297-278 млн лет и соответствует ранней перми. Наиболее крупными пермскими месторождениями золота в данном регионе являются Макмал, Кумбель, Первенец, Тоголок, Джангарт и др. (рис. 1 Б).

Месторождение Макмал сформировано на контакте нижнекарбонатовых карбонатных пород с прорывающими их гранитами Чаарташского массива. При внедрении гранитов сначала были образованы известковые скарны. Затем под воздействием постмагматических растворов в стадию кислотного выщелачивания по гранитам и скарнам образовались богатые и мощные золотоносные кварц-полевошпатовые метасоматиты, по гранитам – золотоносные березиты, по скарнам и вмещающим карбонатным породам – золотоносные кварцевые метасоматиты.

Месторождение Кумбель связано с гранитами, гранодиоритами Сонкульского интрузивного комплекса. На контакте интрузий с терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона образовались золотоносные скарны и кварцево-жильные золоторудные тела. На юго-западном продолжении месторождения Кумбель в тех же интрузиях находится месторождение золота **Первенец** золото-кварцевого типа.

Месторождение Каратор в Южном Тянь-Шане представляет золото-медное оруденение в скарнах, сформированными на контакте монцодиоритов Караторского массива, прорывающих известняки нижнего карбона. В самих монцодиоритах также развито золото-кварцевое оруденение, сопровождаемое березитизацией. Караторский массив площадью около 2,5 кв. км относится к Майдадырскому комплексу. Возраст массивов этого комплекса определен как раннепермский (табл. 1).

Рудопроявления Моренное и Шаркыратма находятся на самом крайнем востоке Срединного Тянь-Шаня и связаны с интрузиями Адырторского комплекса. Оруденение приурочено к кварц-сульфидным жилам и кварц-полевошпатовым и кварцевым метасоматитам.

Месторождение Тоголок находится в пределах Джангартского массива гранитов, гранитов-рапакиви. Золото-кварц-сульфидные жилы приурочены к крутопадающим разрывам и сопровождаются березитами.

Месторождение Джангарт формировалось под влиянием Джангартского массива гранитов во вмещающих мраморах и роговиках карбон-раннепермского возраста. Золоторудные кварц-сульфидные жилы обрамляются кварцевыми метасоматитами с вкрапленной сульфидной минерализацией. Минеральный тип – золото-арсенопирит-пирит-пирротинный.

Месторождение Кумтор является суперкрупным месторождением золота в черных сланцах. Запасы месторождения оценивались в 717 т. при среднем содержании 4,4 г/т (Никоноров и др. 2004). За последние 20 лет запасы и ресурсы в Кумторском рудном поле увеличены примерно до 1000 т. За время эксплуатации добыто более 410 т золота. Вмещающие породы представлены докембрийскими алевритами, тиллоидами, углеродистыми кремнистыми сланцами, ритмитами карбонат-сланцевого и пирит-микрокварцитового состава. Золотая минерализация сопровождается различными сочетаниями кварц-кальциевых, кварц-альбитовых и кварц-карбонатных метасоматитов. В них развит золотоносный пирит в виде тонких прожилков и вкрапленности. Около 90% всего золота приурочено к гидротермальному пириту, остальное находится в кварце, карбонате, полевошпате, шеелите. Золото находится в самородном и тонкодисперсном виде, в форме теллуридов золота. Рудные тела образуют штокверки и минерализованные зоны. Связь с магматизмом пока не установлена.

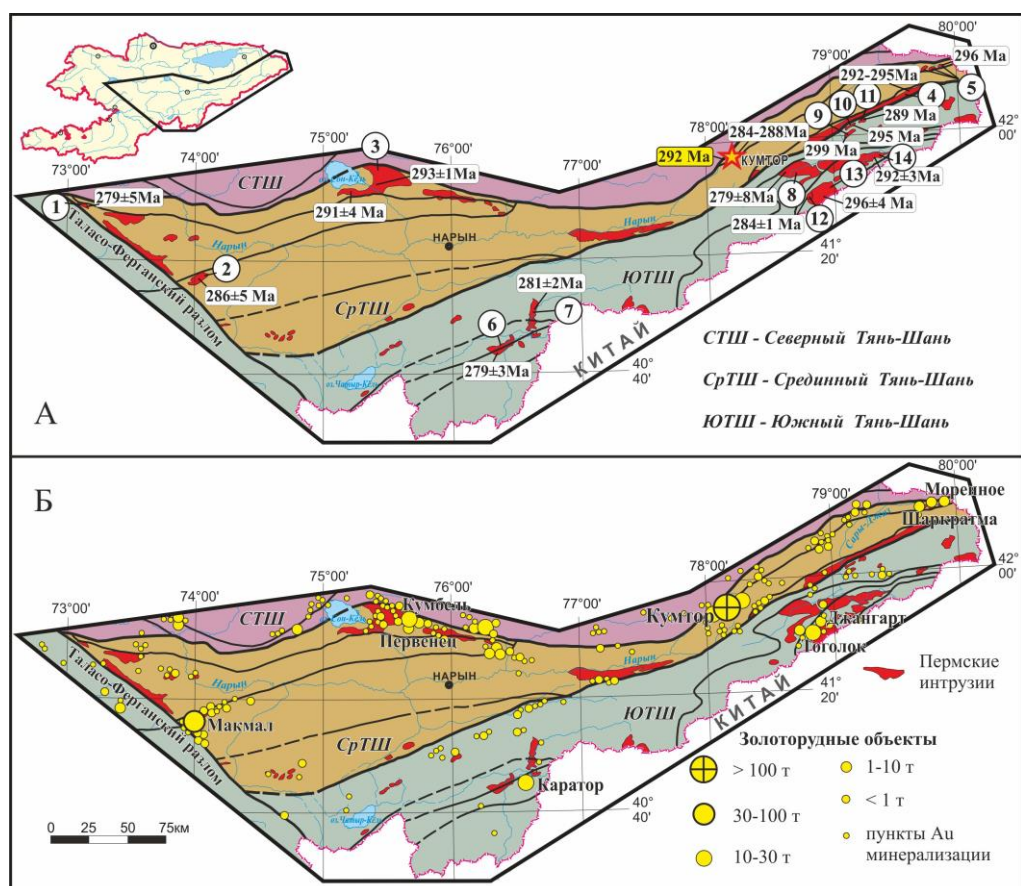


Рис. 1. А. Схема распространения пермских интрузий и их возраста. Интрузивные массивы (цифры в кружках): 1 – Кыргышский; 2 – Чаарташский; 3 – Сонкульский; 4 – Теректинский; 5 – Адырторский; 6 – Коккиинский; 7 – Мудрюмский; 8 – Учкошконский; 9 – Ташкоринский; 10 – Иныльчекский; 11 – Майдаадырский; 12 – Суртекинский; 13 – Джангартский; 14 – Акшийракский. Б. Схема размещения золоторудных месторождений.

Таблица 1. Интрузии пермского возраста, в восточной части Срединного и Южного Тянь-Шаня и золоторудные месторождения, приуроченные к ним

Комплекс, индекс	Массив, номер на карте, состав	Возраст, млн лет, метод, автор	Месторождение, Au
Срединный Тянь-Шань			
Кыргышский P ₁	Кыргышский (1), Граниты	279±5 U-Pb, Seltnmann et al., 2011	
Чаарташский P ₁	Чаарташский (2), граниты	286±5 U-Pb, Seltnmann et al., 2011 290-274 K-Ar, Каталог..., 1972	Макмал, Ойкаин
Сонкульский P ₁	Сонкульский, граниты (3), гранодиориты	293±1 U-Pb, Alekseev et al., 2009 291±3,9 U-Pb, Johan et al., 2011	Кумбель, Первенец
Адырторский P ₁	Адырторский (5), граниты	296 K-Ar, Соломович, 1996	Моренное, Шаркратма
Теректинский P ₁	Теректинский (4), граниты, диориты	291±5 U-Pb, 294±5 U-Pb, Konopelko et al., 2009	
	Рудная зона, серицит Кумторский,	284-288 Ar-Ar, Mao et al., 2004 292±3 U-Pb, эта статья	Кумтор

	лейкограниты		
Южный Тянь-Шань			
Майдадырский Р ₁	Коккиинский (6), граниты	278,9±2,7 U-Pb, Konopelko et al., 2007	Каратор
	Мудрюмский (7), граниты	281,4±2,2 U-Pb, Konopelko et al., 2007	
	Учкошкон (8), лейкограниты	279,8±8,1 U-Pb, Mao et al., 2004	
	Ташкоро (9), граниты	299±4 U-Pb, Konopelko et al., 2009	
	Иныльчек (10), граниты	295±4 U-Pb, Konopelko et al., 2009	
	Майдадырский (11), лейкограниты	289±6 U-Pb, Konopelko et al., 2009	
	Акшийрак (14) граниты-рапакиви	296±4 U-Pb, Mao et al., 2004 292±4 U-Pb, Konopelko et al., 2007	
Суртекинский Р ₁	Суртеке (12), щелочные габбро	284±1 U-Pb, Seltnann et al., 2011	
Джангартский Р ₁	Джангартский (13), граниты-рапакиви	296,7±4,2 U-Pb, Mao et al., 2004	Джангарт, Тоголок

Золотое оруденение, расположенное в черносланцевых толщах образует крупные и гигантские месторождения золота с запасами в несколько сот тонн золота и до первых тысяч тонн. К таковым относится ряд месторождений в Узбекистане – Кокпатас, Амантайтау, Даугызтау, Мурунтау и др., в России - Нежданинское, Сухой Лог и др., в Казахстане - Суздальское, Бакырчик и др. Интрузивный или магматический фактор в образовании гигантских месторождений в черных сланцах играет исключительно важную роль. Здесь магматический очаг является источником крупно-объемных гидротермальных флюидов, источником тепла, источником рудного вещества, является структурообразующим фактором формирования зон растяжения и повышенной проницаемости, благоприятных для движения флюидов.

Сравнивая основные характеристики хорошо изученных месторождений Кызылкумов черносланцевого типа с месторождением Кумтор, находим многие черты сходства. По аналогии с ними на месторождении Кумтор Н.Паком (2008) прогнозировалось существование материнской гранитоидной интрузии на глубине около 3-4 км. По геофизике в 5 км северо-западнее месторождения предполагается наличие крупного интрузивного тела гранитоидного состава на глубине 1-3 км. Объект полого погружается на юго-восток в сторону месторождения Кумтор. Непосредственно в рудном поле отмечены единичные дайки кислого и основного составов (в том числе монцонитоидов). На наличие магматического источника рудного вещества также указывает изотопный состав серы пирита метасоматитов в осевых зонах рудных тел во всем объеме месторождения (сотни метров по простиранию и падению) – $\delta^{34}\text{S}=0\pm 2.5\%$ (Кряжев, 2017).

К северо-западу от Кумтора бурением были вскрыты гранитоидные породы под чехлом кайнозойских. Они представляют собой лейкократовые граниты среднезернистые, неравномернотернистые, распространенные размеры зерен 1-5 мм (рис. 2 а). Иногда встречаются более крупные зерна ортоклаза, пертита с размером до 1,5 см. Структура становится слабо порфириовидной. Граниты имеют переменчивый состав: плагиоклаз – 25-35%, КППШ – 35-40%, кварц – 25-30%, темноцветные минералы – до 5%.

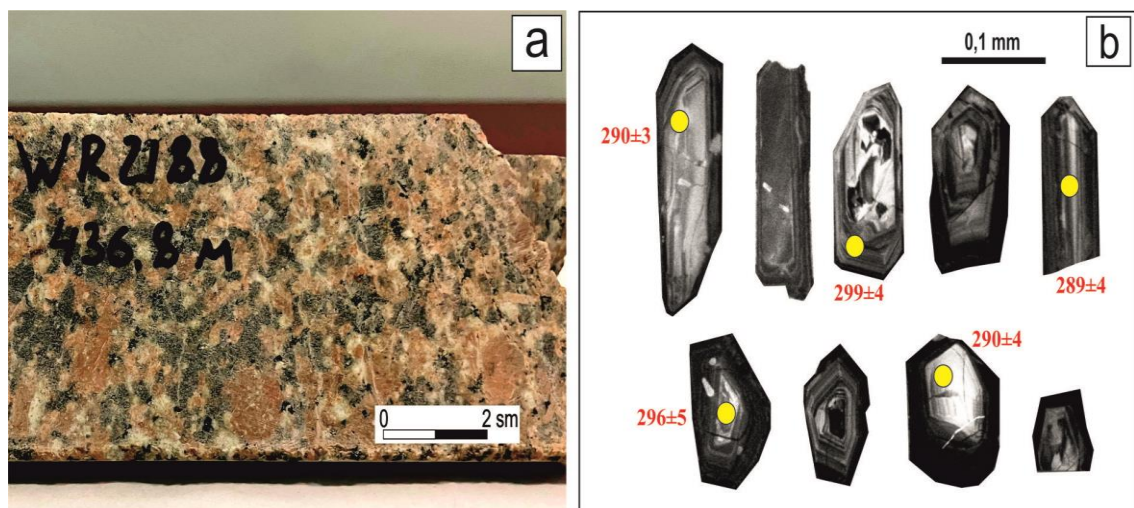


Рис 2. а – лейкократовый гранит; б – Микрофотографии цирконов, выполненные в режиме катодолуминесценции (CL) и результаты определения возраста (млн. лет).

Из этих гранитов были выделены зерна цирконов. Датировка выделенных цирконов проводилась U-Pb методом с применением масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (LA-ICP-MS) (модель Nu Plasma II HR-MC-ICP-MS, Wrexham, U.K.) в Центральной лаборатории воды, минералов и горных пород NAWI Граца (Университет Граца и Технологический университет Граца, Австрия). Часть точек, где определялся возраст, показана на рис. 2б. По 23 анализам была построена конкордия, показавшая возраст 292 ± 3 млн. лет.

По минеральному и химическому составу, по возрасту, а также структурным особенностям эти граниты аналогичны лейкократовым гранитам 2-й фазы теректинского комплекса, имеющие выходы в краевых частях Кумтор-Кенсуйской рудной зоны.

Известково-щелочной теректинский комплекс состоит из ряда массивов трещинного типа, приуроченных к крупным тектоническим разрывам и зонам региональных мегасдвигов, в том числе вдоль Атбаш-Иныльчекского разлома и вдоль Линии Николаева (рис. 3).



Рис. 3. Схематический геологический разрез по линии Кумтор-Тоголок

Заключение. Пермский период для Тянь-Шаня характеризуется внедрением многочисленных интрузий, различающихся друг от друга по своему составу и металлогенической специализации. Так в Нарынском секторе Срединного Тянь-Шаня преобладают известково-щелочные гранитоиды I-типа; пермский гранитоидный магматизм в Южном Тянь-Шане, восточнее Таласо-Ферганского разлома, представлен в основном А-типом; в то же время в Туркестано-Алайском сегменте Южного Тянь-Шаня магматизм представлен многочисленными массивами известково-щелочных гранитов I-типа, гранитами S-типа типа и небольшими щелочными (шошонитовыми) интрузиями.

Внедрение постколлизийных интрузий и последующее формирование орогенных месторождений золота чаще всего приурочено к региональным разломам и зонам расланцевания, а также к оперяющим их разломам. В это время было сформировано большое количество орогенных месторождений золота, как в Срединном, так и в Южном Тянь-Шане. Наиболее продуктивными на золото в Кыргызстане явились граниты I-типа, в единичных случаях небольшие золоторудные объекты отмечается в гранитоидных интрузиях других типов, в том числе в гибридных интрузиях А-типа (рис. 3).

Нами выдвигается предположение о приуроченности гигантского месторождения Кумтор к надинтрузивной зоне гранитоидного массива теректинского комплекса (рис. 3), который формировался непосредственно в глубинных разломах, являющихся сутурами палеоокеанов.

Литература:

1. Каталог определения возраста горных пород СССР радиологическим методом. Средняя Азия. Л. ВСЕГЕИ, 1972.
2. Кряжев С.Г. Генетические модели и критерии прогноза золоторудных месторождений в углеродисто-терригенных комплексах. Дисс. соиск. д.г.-м. н. М.-2017. 288 с.
3. Никоноров В.В., Караев Ю.В., Борисов Ф.И. и др. Золото Кыргызстана. Геология. Условия локализации. Кн .1, Бишкек, 2004. 271 с,
4. Пак Н.Т. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах Тянь-Шаня// Рудогенез. Миасс-Екатеринбург, 2008; с.238-241
5. Соломович Л.И., Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана. Дисс. д.г.-м. наук. Бишкек 1996 г.
6. Alekseev, D.V., Degtyarev, K.E., Kotov, A.B., Sal'nikova, E.B., Tret'yakov, A.A., Yakovleva, S.Z., Anisimova, I.V., Shatagin, K.N., Late Paleozoic subductional and collisional igneous complexes in the Naryn Segment of the Middle Tien Shan (Kyrgyzstan). Doklady Earth Sciences 427, 2009. P.760–763.
7. Johan De Gravea, Stijn Glorie, Mikhail M. Buslov, Andrei Izmer, Alena Fournier-Carrie, Vladislav Yu. Batalev, Frank Vanhaecke, Marlina Elburg, Peter Van den haute. The thermotectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: Constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating.// Gondwana Research. v.20. 2011, P.745-763.
8. Konopelko D., Seltnann R., Biske G., Lepekhina E., Sergeev S. Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren I-type versus tin-bearing A-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture // Ore Geology Reviews 35 (2009) p.206–216.
9. Konopelko, D., Biske, G., Seltnann, R., Eklund, O., Belyatsky, B., Hercynian postcollisional A-type granites of Kokshaal range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan. Lithos 97, 2007. P.140–160.
10. Mao J., Konopelko D., Seltnann R., Lehmann B., Chen W., Eklund O., Usabaliev T. Post-collisional age of the Kumtor gold deposit and timing of Hercynian events in Tien Shan, Kyrgyzstan // Economic Geology. - 2004. - vol. 99.- P.1771-1780.

11. Seltnann R., KonopelkoD., Biske G., Divaev F., Sergeev S., Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt. J. Asian Earth Sci. 2011. №42, pp.821-838.

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БЕШТОРСКОГО МАССИВА (ЧАТКАЛЬСКАЯ ЗОНА)

Рафиков Я.М., Мусаев А.А.**

**Институт Геологии и Геофизики им. Х.М.Абдуллаева, г.Ташкент, Узбекистан*

Бешторский массив – петротип Бешторского гранитоидного комплекса, который составляет ядро Пскемской антиклинали. Это батолито подобное тело общей площадью 300 км² на эрозионном срезе. Исследования по Бешторскому массиву нами были проведены при составлении опорной легенды Госгеолкарты-50. Внешние контуры определяются, с одной стороны тектоническими взаимоотношениями с девон-карбоновыми накоплениями, с другой – трансгрессивным налеганием на его эродированную поверхность вулканогенно-терригенных отложений венда. Массив двухфазный: первый – гранодиориты (блок ксенолиты не более 0,25 км² в юго-западной части массива); второй – среднезернистые (75-80% площади массива), крупнозернистые и среднезернистые резкопорфировидные граниты. Типы пород связаны рядом общих петрографических признаков, свидетельствующих об их принадлежности к единой ассоциации.

Геологически нижняя возрастная граница Бешторского массива неизвестна, но судя по наличию ксенолитов, амфиболитов, гнейсов, похожих на породы рифейского метаморфического комплекса (басс. р. Бештор), считается, что вмещающие породы интрузива – до-рифейские метаморфиты. Жильные породы связаны с гранитами – адалмелитами. Дайки и жилы – долериты, аплиты, аплитовидные граниты и пегматиты. Мощность их не превышает 0,8 м. обычно 0,15-0,20 м, протяженность – первые десятки метров. Геохронологические исследования по М.Д.Гесю, В.В.Козыреву ранее проведенные К-Аг методом, дают большой разброс от 650 до 930 млн. лет (мусковиты из гранитов и пегматитов). Полученные данные принимать как датировки, с учетом К-Аг метода и фиксировать древнейшие события в Чаткальской зоне с метаморфическим воздействием едва ли возможно. Полученный возраст Rb-Sr методом по магматитам Бешторского массива 782±4 млн. лет, как справедливо отметили выше указанные авторы, не соответствует времени формирования исследуемого массива. На основании результатов наших исследований U-Pb систем магматических цирконов из гранитов Бешторского массива на уровне анализа изотопных соотношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, верхний возрастной предел определяется возрастом 859±21 млн. лет (анализ сделан в институте докембрия, г. Ленинград). По одному анализу нельзя уверенно говорить о возрасте рассматриваемого массива. Однако, учитывая использованный метод и сведения наиболее вероятные. Мы получили также дополнительные данные, указывающие на то, что массив испытывал сильно наложенный процесс на уровне 685±17 млн. лет (данные по апатиту) и термическое омоложение К-Аг систем в раннем палеозое 459±21 млн. лет (калишпат), (анализы выполнены в ИГЕМ г. Москва). Данные исследования еще раз свидетельствуют о нарушении К-Аг и Rb-Sr систем в ходе полиметаморфической истории развития Бешторского массива. Учитывая, что они получены U-Pb методом представляется достаточно обоснованным. Из петрохимических особенностей пород отмечается низкое суммарное содержание в них железа (менее 3,5 вес%) и титана (менее 0,3 вес.%) повышенное содержание глинозема (до 16%), в отдельных анализах отмечается повышенное содержание окиси фосфора (табл.1). Тип щелочности – натровый. Металлогенически бешторские гранитоиды связаны с рядом жильных кварцево-золоторудных проявлений (содержание золота 0,8 г/т, золотоспектральный анализ).

Таблица. Химические анализы гранитов Бешторского массива

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	P ₂ O ₅	SO ₃	Σ
69,94	0,14	15,91	1,68	1,58	0,03	0,40	2,38	4,27	2,71	0,86	0,07	0,02	99,59
69,28	0,20	16,56	0,28	1,37	0,04	0,70	2,41	5,21	3,47	0,62	0,11	0,08	100,32
69,81	0,20	15,84	0,37	1,29	0,03	0,70	2,13	5,33	3,31	0,88	0,04	0,06	99,99
71,19	0,15	15,30	---	1,25	0,03	0,85	1,06	5,00	3,92	0,90	0,11	0,10	99,86
71,26	0,16	15,20	0,60	1,09	0,05	0,50	1,55	4,76	3,76	0,90	0,04	0,01	99,87
72,70	0,10	14,33	0,53	1,15	0,02	0,40	1,27	4,35	4,18	0,70	0,01	0,04	99,78
71,35	0,15	15,60	0,56	0,93	0,03	0,39	1,96	4,80	3,13	0,79	0,043	0,10	99,82
69,80	0,13	16,75	0,48	1,01	0,03	0,50	2,52	5,20	2,94	0,62	0,07	0,00	100,05
71,75	0,11	15,27	0,01	1,00	0,40	0,40	1,40	5,64	3,73	0,50	0,02		99,84
73,50	0,07	14,05	0,24	0,79	0,02	0,30	0,56	0,56	5,31	3,63	1,08	0,01	100,16
70,25	0,13	16,50	0,21	1,18	0,07	0,50	2,52	5,00	3,05	0,52	0,05		100,04

Литература:

1. Рафиков Я.М. Схема магматизма Чаткало-Кураминской окраины. Всеросс. конф. по изотопной геохронологии «Геохронометрические изотопные системы, методы изучения хронологических процессов». М. ИГЕМ, 2012. С. 302-304.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНОЗЕРНИСТЫХ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ ТОЗБУЛАКСКОГО МАССИВА

Рахматов А.Э.*, Авулов Ж.М.*

**АО «Уранредметгеология»*

В Тозбулакский массив объединяются крупные выходы интрузивных пород в районах ур. Джманьяр, кол. Тозбулак и Учкудук. Кроме того, сюда входят и несколько мелких штоков, расположенных в северных склонах гор между горой Кошпашак и поселком Джентельды. В плане массив имеет неправильную форму (рис. 1) и вытянут с юго-востока на северо-запад.

Как и другие массивы Кульджуктау, Тозбулакский характеризуется не глубоким эрозионным срезом, на что указывают сильно извилистые, многочисленные апофизы во вмещающих породах и широкое развитие во всех его частях остатков пород кровли (местами огромных размеров в центральной части массива). При этом остатки кровли почти горизонтальные или полого лежат на теле массива.

Крупнозернистые биотитовые граниты (γ₂ Сз-Р₁). Крупнозернистые биотитовые граниты – равномернозернистые (среднезернистые до крупнозернистых) светлые породы с массивной текстурой. Благодаря тому, что количество темноцветных минералов в биотитовых гранитах очень невелико, окраска биотитовых гранитов в целом светлая и обусловлена, главным образом, окраской полевых шпатов – серой, розовой, красной с различными оттенками.

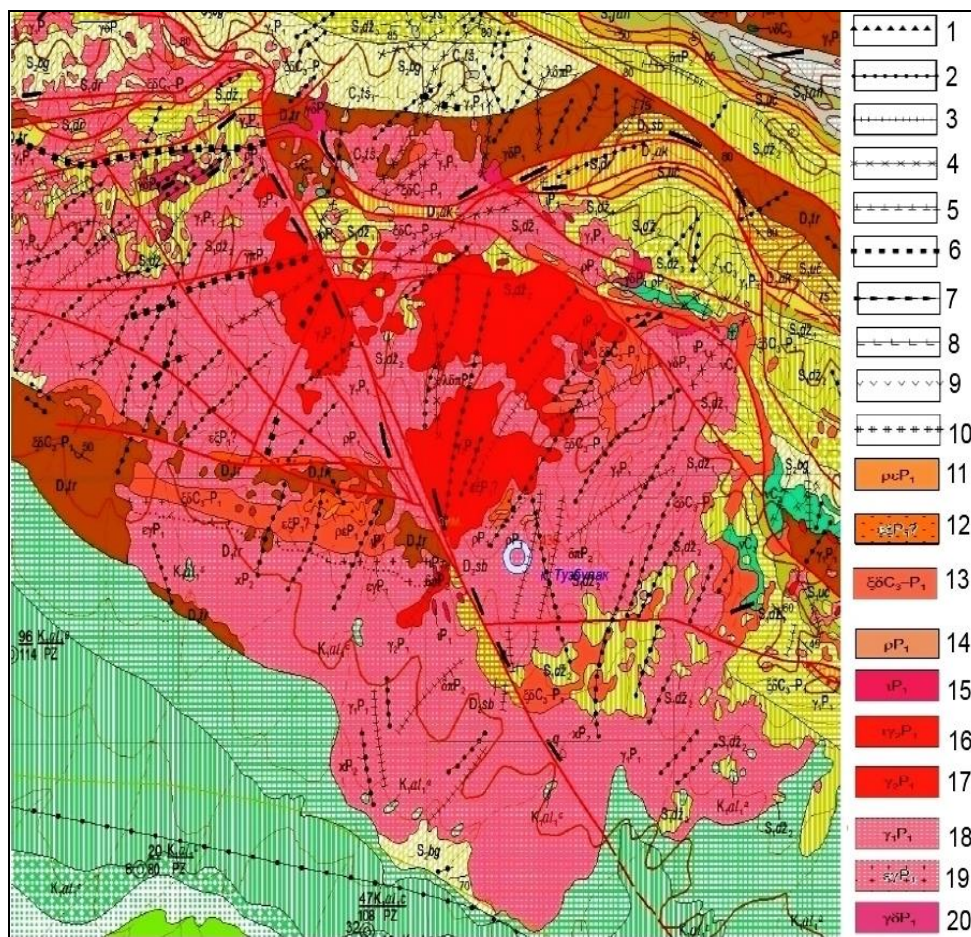


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Тозбулакского гранитоидного массива (вырезка из геологической карты района гор Кульджуктау масштаба 1:50000, 1973 г. Авторы Я.Б. Айсанов, А.И. Егоров, Р.И. Мансуров).

Условные обозначения: 1 – камтониты; 2 – спессартиты; 3 – диоритовые порфириды; 4 – кварцевые диоритовые порфириды; 5 – тоналит-порфиры; 6 – трондjemит-порфиры, гранит-порфиры; 7 – диабазовые порфириды, микродиабазы, диабазы; 8 – одиниты; 9 – микродиориты; 10 – микрогаббро; 11 – пегматиты нефелиновых сиенитов; 12 – нефелиновые сиениты; 13 – сиенито-диориты и сиениты; 14 – пегматиты гранитные; 15 – аплиты; 16 – аплитовидные граниты; 17 – двуслюдяные граниты; 18 – биотитовые граниты; 19 – гастингсит-биотитовые граниты; 20 – гранодиориты.

Количество минералов в биотитовых гранитах колеблется в широких пределах (рис. 2): кварца – 20-35%, плагиоклаза – 18-44%, калиевого полевого шпата – 20-50%, биотита – 2-8% (реже поднимается до 12-15%, в гранодиоритах), обыкновенной роговой обманки (в гибридных границах) – от нуля до 5% (количественный подсчет минералов произведен более чем 6 прозрачным шлифом).

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, торитом, монацитом, ксеноцитом и ортитом (в гибридных разностях пород, наряду с оплавленными кренокристами и роговой обманки и плагиоклаза появляются ильменит и сфен); вторичные – серицитом, мусковитом, хлоритом, каолинитом (пелитом), минералами группы эпидота, кальцитом, присутствующими в породах и переменных количествах.

Видно, что в состав гранитов входит главным образом щелочные минералы, богатые кремнеземом, имеющие наименьший удельный вес и могущие кристаллизоваться только в присутствии летучих компонентов (минерализаторов).

Среди пород данной фазы интрузии наиболее распространены нормальные граниты, занимающие более 70% площади массива и в меньшей степени – существенно калиевополевошпатовые граниты и гранодиориты.



Рис.2. Крупнозернистые биотитовые граниты, Тозбулакского интрузива

Среди биотитовых гранитов имеются гибридные биотит-роговообманковые и лейкократовые (мусковитизированные и грейзенизированные) разновидности. Последние развиты юго-западной части массива, в районе кладбища и в северном штоке гранитоидов. Кроме того, встречаются фенитизированные биотитовые граниты в контактовых зонах щелочных, по составу близкие к кварцевым сиенитам и граносиенитам).

Все эти разновидности пород сложены в основном теми же минералами, которые входят в состав биотитовых гранитов.

В крупнозернистый биотитовый гранит Тозбулакского массива содержится 60% полевых шпатов, 30 % кварца, 8 % биотита и 2% второстепенных минералов (Рис. 3). Состав полевых шпатов, слагающих граниты, в среднем: 41,5% ортоклаза с микроклином и 58,5% альбита с плагиоклазом. В темных минералах присутствует только биотит.

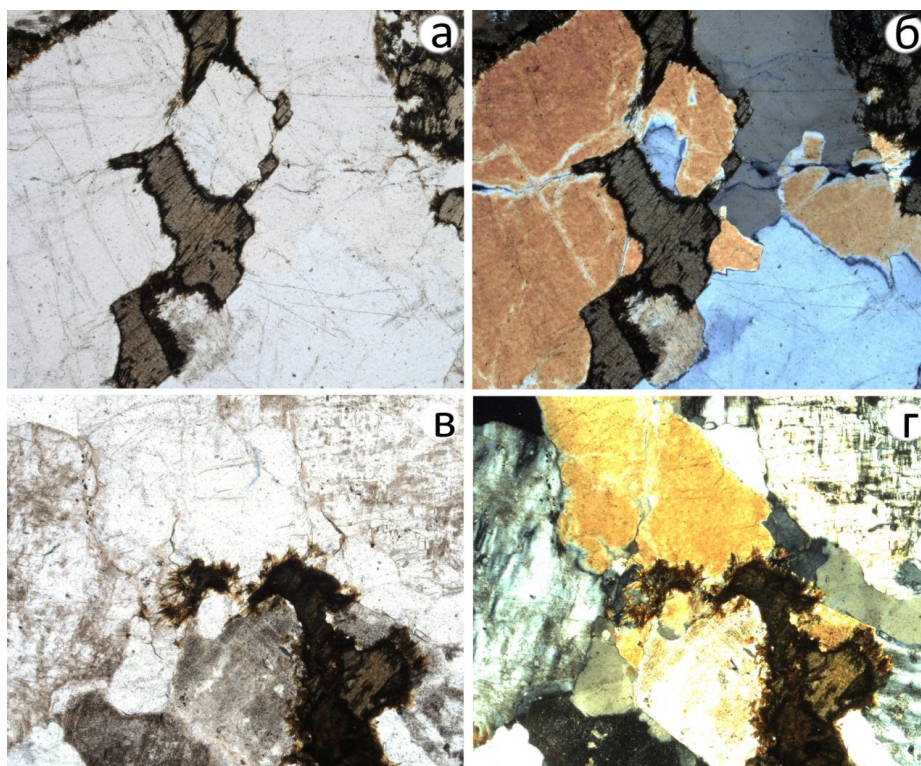


Рис.3. Крупнозернистый биотитовый гранит (АХ-88)

Таблица 1

Результаты масс-спектрометрического анализа крупнозернистых биотитовых гранитах Тозбулакского интрузива (ppm, mkg/g, g/t)

Элемент	Крупнозернистые биотитовые граниты			Элемент	Крупнозернистые биотитовые граниты		
	АХ-88	АХ-91	АХ-110		АХ-88	АХ-91	АХ-110
B	3,50	2,48	2,16	Sc	0,31	0,34	0,41
P	0,43	0,45	0,59	Y	0,12	0,21	0,82
Fe	0,49	0,18	0,22	La	0,07	0,79	0,69
Ti	0,10	0,19	0,19	Ce	0,07	0,69	0,55
V	0,00	0,05	0,15	Pr	0,05	0,66	0,62
Cr	1,31	1,04	0,78	Nd	0,00	0,66	0,06
Mn	0,40	0,08	0,19	Sm	0,03	0,42	0,65
Co	0,09	0,15	0,13	Eu	0,05	0,17	0,24
Ni	0,58	1,21	0,71	Gd	0,05	0,29	0,48
Li	2,08	0,65	0,81	Tb	0,01	0,06	0,14
Rb	1,14	0,30	1,26	Dy	0,10	0,23	0,79
Cs	1,95	1,14	1,91	Ho	0,07	0,10	0,39
Be	0,69	0,29	0,72	Er	0,15	0,15	0,62
Nb	0,67	0,25	0,38	Tm	0,31	0,22	1,03
Ta	0,34	0,23	0,33	Yb	0,25	0,11	0,22
Sn	2,73	1,72	2,32	Lu	0,10	0,10	0,39
Mo	2,28	1,71	10,73	Sc+Y+PЗЭ	1,74	5,20	8,10
W	8,31	0,94	0,70				
Hf	1,33	2,04	2,51				
Sr	0,24	0,14	0,16				
Th	0,22	0,48	1,17				
U	1,17	0,58	1,00				

*Примечание: АХ- 88, Ах-91, АХ-110-крупнозернистый биотитовый граниты

Структура биотитовых гранитов равномернoзернистая (гипидиоморфнозернистая). Ближе к апикальным частям массива некоторые минералы (микроклин, кварц) встречаются в более крупных зонах и таким образом породы становятся неравномернoзернистыми, слабопорфировидными (эндоконтакт гранитов со сланцами).

Кристаллизация минералов биотитовых гранитов Тозбулака происходила в такой последовательности. Самыми первыми из гранитной магмы кристаллизовались минералы, содержащиеся в горных породах в небольших количествах – эпатит, циркон, и другие акцессорные минералы. Включения последних наблюдаются во всех минералах, причем апатит образовался ранее циркона, о чем говорят включения зерен апатита в цирконе. Затем выделился цветной минерал – биотит, почти одновременно или чуть позже – плагиоклаз (олигоклаз). Они обычно прорастают друг друга. Затем кристаллизовался калиевый полевой шпат (микроклин), так как в последнем иногда встречаются пойкилиновые включения плагиоклаза и биотита. В самом конце образовался кварц, заполняющий промежутки сионита и полевых шпатов.

Необходимо отметить, что выделение биотита начиналось до окончания кристаллизации экцессорных минералов, в олигоклаз образовался по-видимому задолго до окончания кристаллизации биотита. В некоторых участках массива, например, в грейзенизированных гранитах отдельные зерна кварца идиоморфные по отношению к калиевому полевошпату. Здесь выделение кварца связано с постмагматическим процессом. В породах нередко встречаются участки с микропекматитовой структурой.

В породах данной фазы интрузии наблюдается интенсивное замещение и разъединение ранее выделившихся минералов более поздними продуктами кристаллизации (пертиты замещения, мirmekит, кварц, мусковит, хлорит, минералы группы эпидота, серицит и др.).

Выше мы приводили списание более распространенных пород фазы биотитовых гранитов. Все граниты по минеральному составу относятся к нормальному и, реже, существенно калиевополевошпатовым.

Среди этих гранитов в некоторых случаях встречаются гранодиориты, которые развиты в северном эндоконтакте массива. В них плагиоклаз почти в два раза больше чем калиевого полевого шпата (плагиоклаз – олигоклаз или олигоклаз-эндезин № АХ-110 – 25-40%, калиевого-полевошпата 15-25%, цветные – 10-10%).

Биотитовые граниты в некоторых участках массива грейзенизированы. При этом полевой шпат замещен кварцем и мусковитом; биотит превратился в мусковит с выделением рудного минерала. Акцессорные минералы почти полностью растворились.

Литература:

1. Кузьмин А.М., Полуэктова Т.И. О значении акцессорных минералов для изучения магматических пород // Известия Томского политехнического института, 1971. –Т. 177. С. 52-57.
2. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: Фан, 1969. –212 с.
3. Айсанов Я.Б., Егоров А.И. и др. геологическое строение и основные минерогенезы палеозойских образований гор Кульджуктау. Таш., Фан, 78г;
4. Швыряев Ю.Л., Прудников Г.Н. и др. проведение специализированных поисково-картировочных работ на уран в пределах поднятия Кульджуктау за 1991-94 гг. 1995, Ташкент, Госгеолфонды РУз;
5. Швыряев Ю.Л. и др. проведение поисковых и разведочных работ на благородные и цветные металлы в горах Кульджуктау, Отчет СП «Золото пустыни» о результатах поисковых работ, проведенных в 1997-98 гг. Ташкент, Госгеолфонды РУз.

ШАРИҚТИ МАЪДАН МАЙДОНИ МАГМАТИЗМИ (АУМИНЗА-БЕЛТОВ)

Сахибов Т.*, Тоштемиров Ш.*

**ЎзМУ Геология ва геоинформацион тизимлар факультети.*

Тадқиқот олиб борилаётган майдон Марказий-Қизилқум тоғ-маъдан худудидаги Ауминза-Белтовтоғининг жанубий-шарқий қисмида жойлашган бўлиб, асосан мезо-кайназой ётқиқиқлари билан қопланган.

Шариқти майдонида қисман очилган йирик – Заҳқудук (Ауминзатоғ), ва Мингчукур (тўлиқ ҳолатда кўмилган кўринишдаги) интрузив массивлари жойлашган бўлиб, *шток* кўринишидаги таналар ва турли таркибдаги дайкалар тузилмалари мавжуд.

Заҳқудук массиви қатламлари таркиби гранит – адамелитли комплекслардан ташкил топган бўлиб, овалсимон кўринишга эга ва кенглик бўйлаб жойлашишга мос ҳолатда худуднинг структуралари шарқий – жанубий – шарқий йўналишда кўтарилиб боради, бу қатламлар бесапан свитаси қуйи кенжа свитаси метатерриген жинслари, тасказган свитасининг кремнийли жинслари ва амфиболитлари билан аралашади.

Интрузивнинг тузилишида қуйидаги жинслар қатламлари иштирок этади: ўртача донадорликка эга бўлган порфирсимон амфибол – биотитли адамелитлар (асосий фаза) ва майда донадор биотит гранитлар, шунингдек биотитли гранит – порфирлар, адамелит ва гранит – порфирлар, грано – диорит – порфирлар, диоритлар ва кварцли – диорит порфиритлар, спассартитлар, аплитлар ва пегматитлар.

Биотит гранитлар иккинчи фазаси интрузивнинг шимолий – ғарбий қисмларида субкенглик бўйлаб чўзилган ҳолатда жойлашган, узунлиги 6,5 км, кенглиги 4 км ни ташкил қилувчи тана кўринишида очилиб ётади. Биотитли гранит–порфирлар бурмалари интрузив атрофида ташқи узилишларга эга бўлган, кенглиги 100 метргача бўлган ҳалқа соҳасини ташкил қилади.

Интрузив ётқиқиқлари кантакт соҳалари асосан тектоник тавсифларга эга бўлиб, контакт олди соҳаларида кенг миқёсда милонитли ва катаклазитлашган гранитоидлар фациялари ривожланганлиги қайд қилинади.

З.А.Юдаевич (1983, 1984 йиллар) томонидан келтирилган маълумотларга кўра, Заҳқудук гранитоидлари комплекси таркиби оҳақтошли – ишқорий, калий-натрийли, ўртача кийматда темирлашган таркибга эга ҳисобланади.

Ауминзатов тоғининг жанубий қисмида лейкократ гранитлардан ташкил топган Шахетов комплекси жойлашган. Бу қатламлар таркиби учта унча катта бўлмаган таналардан ташкил топган бўлиб, майда донадор, порфирсимон, биотитли, турмалин таркибли гранитлар, кам учровчи, кам қалинликка эга бўлган аплитлар ва лейкогранитлар бурмаларидан иборатлиги қайд қилинади. Таналар атрофида кантакт соҳаларига оид – метаморфик турмалин – кварц – биотитлар чамбари ва 250 метргача кенглик кийматига эга бўлган биотит – кордиеритли чиғаноқлар қатламлари аниқ кўринишда ифодаланади.

Ауминзатов, Белтов тоғларининг жанубий ёнбағирларида ола – чипор таркибга эга бўлган, таркибига кўра, Заҳқудук комплексига тегишли дайклар сериялари аниқланган.

Заҳқудук гранитоид массивларининг амалиётга жорий қилиниш вақти қатламларнинг мутлоқ ёшини аниқлаш маълумотларига кўра, кечки карбон – эрта Пермь даврларига тегишли деб тахмин қилинади.

$C_3 - P_1$ гранит – адамелит комплекси интрузив қатламлари билан туташган ҳолатда кварцли порфирлар, аплитлар, диоритли порфирлар, диабаз порфиритлар ва лампрофирлар қатламлари жойлашади. Аплитлар бурмалари қалинлиги 0,3 метрдан 2

метр-гача етиб, 3 – 50 метр-гача узунликда чўзилган ҳолатда жойлашади ва Жанубий – Ауминзатов ҳудуди зоналарида кенг тарқалганлиги кузатилади. Диабаз порфиритлар ва лампорфиритлар таркиби кам қийматдаги қалинликка эга бўлган (0,5 – 3 метр) ва қисқа масофага чўзилган ҳолатдаги дайкалардан ташкил топган бўлиб, бў қатламлар асосан Оуминзатов тоғининг жанубий охириги қисми доирасида шимолий – шарқий йўналишда чўзилган ҳолатда жойлашган.

Ауминзатовнинг ғарбий қисмида унча катта ўлчамда бўлмаган штоклар жойлашган бўлиб, бу соҳа Жанубий – Ауминзатов шток соҳаси [Толоконников ва бошқалар, 1984] деб номланади, бу соҳа қатламлари орасида Бесапан свитаси биринчи кенжа свитаси жинслари тарқалган. Унинг контакт соҳалари тектоник тавсифларга эга бўлиб, айрим зоналари майдаланган ва ўзгарган жинслардан ташкил топади, қалинлиги 1 – 20 метрни ташкил қилади. Жинслар таркиби бўйича Қулжуктов комплекси фацияларининг диабазли ва габброид фацияларига мансуб ҳисобланади.

Магматик ётқизиклар таркиби кечки – протерозой даврига тегишли бўлган вулканитлар, гарнитойд интрузивлар, нордон дайкалар, ўрта ва асос таркиблардан ташкил топади. Ҳудудда нисбатан сезиларли ҳисобланган интрузиялар сифатида Оуминзатов кўтарилмасининг шимоли – ғарбий қисми юзаси қатламларига чикувчи, Заҳкудук гранитли – адамеллитли комплекси (C_3); Жанубий маъданлашиш зонасини жанубий – ғарбий қисмда чегараловчи ҳолатдаги, кўмилган кўринишдаги гранитойд Мингчукур интрузиви ($\gamma\delta C_3-P_1$); Қараката кўтарилмасининг жанубий – шарқий қисми доирасида жойлашган майда ўлчамли дайклар ва штоклар (таҳминан, C_3 Бокали комплексига тегишли) қайд қилиб ўтилган.

Заҳкудук гранит – адамеллитли комплекси. Майдони 65 км², умумий кўринишда овалсимон шаклига эга ҳисобланади, бу соҳа ғарбий – шимолий – ғарбий йўналишда чўзилган ҳолатда жойлашади. Унинг тузилишида ўртача донаторликка эга бўлган порфирсимон амфибол – биотит адамеллитлар, майда донаторликка эга биотит гранитлар иштирок этади [Юдалевич, 1982].

Бурмалар сериялари таркиби гранит – порфирлар, аплитлар ва спесартинлардан ташкил топади. Комплекс таркиби литий, хром, қўрғошин, қалай, висмут, молибден, вольфрам бўйича микдорий жиҳатдан юқори қийматга эгаллиги (кларк солиштиришлар асосида) қайд қилинади.

Дайка ётқизиклар таркиби майда, қалинлик бўйича барқарор ҳолатда бўлмаган нордон таналар (апатит), ўрта ва асосий таркиб (лампрофирлар, спасартитлар ва бошқалар) кабилардан ташкил топган бўлиб, ёши $P_2 - T$ кўринишида белгиланади.

Интрузив массивлар структура – формацион зоналар: Зарафшон – Туркистон (Ауминза – Белтов) ва Зарафшон – Олой (Қулжуктов) ҳудудлари чегараларига туташ бўлиб, таҳмин қилинувчи чуқур дарз кетиш соҳаси ўқи ёни бўйлаб жойлашади ёки ушбу зоналарни ўзаро ажратувчи, ўзаро яқин жойлашган дарз кетиш соҳалари сериялари бўйлаб жойлашиши қайд қилинади. Ушбу ўтказувчан зона Бокали комплекси учун ва шунингдек, навбатдаги даврларда Мингчукур интрузиви учун магматик эриган жинсларнинг ўзига хос ўтиш канали ҳисобланади. Шу сабабли, Бокали комплексининг маълум бир қисми Мингчукур интрузивининг ўрта тошқўмир даврига тегишли бўлган гранитларидан шаклланганлиги таҳмин қилиниши мустасно қилинмайди. Кўпинча ҳолатларда, ўрта тошқўмир даврига тегишли бўлган гранитлар қатламларида Бокали комплексига тегишли бўлган трондъемит ксенолитлар учраши қайд қилинади.

Магматик босқичнинг калийли метасоматоз жараёни амфиболит диабазлар, кварцли диоритлар, тоналит, трондьемитларда кескин тарздаги доначалар кўринишида, линзасимон шакллардаги калийли дала шпати юзага келиши қайд қилиниб, олдин ҳосил бўлган минерал ҳосилалар: плагиоклаз, кварц, порфирсимон жинсларнинг асосий массасига нисбатан йирик порфиробласт ажралмаларни вужудга келтиради. Қараб чиқиладиган гранитлар тадқиқот ишлари олиб борилган майдонлар бўйича йирик кўринишдаги, Мингчукур плутонининг шимолий – ғарбий охири қисмида жойлашади. Мингчукур массиви кучли даражада кўтарилишга эга бўлиб, шимолий – ғарбий йўналишда жойлашиш шаклига эга ҳисобланади.

Интрузив иккита структурага оид – формацион зоналар қўшилиш соҳасида жойлашган, шу сабабли унинг таркибидаги аралаш жинслар шимолий – шарқий қисмларда бесапан свитасининг терриген қатламларидан ташкил топган. Аралаш жинсларнинг турли хиллигига қарамасдан, массив етарлича даражада бир хилдаги тузилишга эга ҳисобланади. Бунда фақат гранитларнинг кўриниш тавсифлари ўзгаришга учрайди.

Хулоса: Тадқиқот олиб бориладиган майдонда асосан магматик ётқизиқлар таркиби кечки – протерозой даврига тегишли бўлган вулканитлар, гарнитойд интрузивлар, нордон дайкалар, ўрта ва асос таркиблардан ташкил топган.

Литература:

1. Карабаев М.С. Изучение органического вещества осадочно-метаморфогенных пород Восточного Букантау (Центральные Кызылкумы) // Вестник НУУз, №2/1, 2012. С.46-48.
2. Сахибов Т.К. Шарикти майдони метасоматик ҳосилаларининг минералогик-петрографик тавсифи ва башоратлашда аҳамияти (Марказий Қизилқум) // ЎЗМУ хабарлари, 3/2/1 2021. Ташкент. с.185-187.
3. Стратиграфический словарь Узбекистана //Тр.ИМР.-Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001-580 с.

НЕФЕЛИНЛИ СИЕНИТЛАРНИНГ ГЕОКИМЁВИЙ ИХТИСОСЛАШУВИ

Хамраев А.Х.*, Саитов Н.Э.*, Норматов У.А.*

Ҳ.М.Абдуллаев номидаги “Геология ва геофизика” институти

Адабиётлар маълумотларига кўра [2-6] бурмаланган жойларида миаскитли нефелинли сиенитларининг ер юзасига чиқиши одатда кичик ва кўпинча чизикли шаклга эга (дайкасимон таналар, интрузив ёриқлари). Интрузивларнинг чекка қисмлари кўпинча пироксен-амфибол (калийли далашпатига бой), марказий қисми биотит билан бойитилган нефелиндир. Ишқорий жинсларнинг нисбатан кам тарқалганлигига қарамай, улар ниобий ва танталнинг асосий конлари (маъданли минераллар – пироксен, лопарит, колумбит, тантал), церий ва итрий элементлари (бастнезит, монацит), фосфор, фтор (апатит) алюминий ва ишқорли жинслар билан боғлиқ.

Алюминий. Нефелинли сиенитлар жаҳон миқёси саноатида алюминий хомашёси сифатида қаралади. Алюминий саноати хомашё базасини яратишда нефелинли сиенитлардаги оксидлар миқдори 20 % дан кўпроғини ташкил этади. Тозбулоқ нефелинли сиенитларидаги оксидлар таркибида алюминий силикатли анализ натижалари бўйича

19,38-23,80 % га етади (ўртача 6 та анализдан – 22,27%) ва алюминий саноати хомашё ресурсларини оширишга олиб келади[1].

Тозбулоқ интрузиви нефелинли сиенитлари қора рангли жинс ҳосил қилувчи ва аксессуар-маъданли минераллар, темир гуруҳи элементлари – Fe, Ti, Mn, V, Cr, Ni дан таркиб топган. Пегматитоидли нефелинли сиенитлар ва пегматит томирларида юқори таркибли темир ва титан аниқланган (Fe – 47910-95477 г/т, Ti – 1466-4847 г/т), уларнинг концентрациялари кларк миқдориغا яқин. Нефелинли сиенитларнинг ўзи кларк миқдоридан камлиги билан характерланади (Fe – от 20000 г/т до 29677 г/т, Ti – от 380 г/т до 1568 г/т).

Барча турдаги нефелинли интрузив тоғ жинсларида марганец, ванадий, хром, никел кларк миқдоридан камлиги аниқланган. Магнетит ва илменит тўқ рангли жинс ҳосил қилувчи минералларда аралашма сифатида учрайди.

Тозбулоқ интрузиви нефелинли сиенитларига хос хусусият бор таркибининг ортиб, кларки қийматларидан 1,5-3 баъзан 15-69 марта юқори эканлиги уларнинг геохимёвий ихтисослашувидан далолат беради.

Интрузив нефелинли сиенитларида фосфорнинг миқдори унинг кларк миқдоридан ошмайди. Унинг юқори миқдори 850 г/т га етади.

Камёб элементлар. Нефелинли сиенитлар таркибидаги калий ва натрий нисбатининг ўзгариши тоғ жинслари таркибидаги бир қатор бошқа кимёвий элементларнинг, хусусан, нодир элементларнинг таркибидаги ўзгаришлар билан бирга келади. Нефелинли сиенитларнинг ишқорли типдаги тоғ жинслари ҳозирги вақтда етарлича ўрганилган. Аниқланишича, нефелинли сиенитлар таркибидаги калий миқдори ортиши билан улардаги нодир ишқорий элементлар (Li, Rb, Cs) миқдори ортиб боради ва церий гуруҳи элементларининг нисбатан ортиши билан – цирконий, гафний ниобий, тантал, бериллий, иттрий, нодир ер элементлари камайиб боради [9].

Тозбулоқ интрузиви нефелинли сиенитларидаги литийнинг миқдори хусусан натрийлидан калийли турларига қараб 58-95 дан 230 г/т гача, рубидий 170-291 дан 423 г/т гача ортиб боради. Бу билан, Тозбулоқ интрузиви учун нодир элементларнинг хусусиятлари калий-натрий миқдори даражасига маълум геохимёвий боғлиқлиги сақланиб қолади.

Бериллий. Тозбулоқ интрузиви нефелинли сиенитларида умуман кам миқдорда бериллий учрайди ва улар 1,10 дан 2,20 г/т гача ўзгаради. Пегматитоидли нефелинли сиенитлар ва пегматитларида ҳам бериллийнинг кам миқдорда эканлиги характерли (Be 2,56-3,32 г/т).

Вольфрам. Интрузив нефелинли сиенитларида вольфрам миқдори кам, кларк миқдориغا яқин (W – 0,60-2,10 г/т; Кк – 0,45-1,60). Фақатгина пегматит томирларида (W – 5,2 г/т; Кк – 4,0), нефелинли сиенитлар бўйича метасоматитларда (W – 6,2 г/т; Кк – 4,8).

Молибден. Интрузивнинг нефелинли тоғ жинсларида молибденнинг ўртача миқдори 4,35 г/т ни ташкил этади, концентрацияси кларк миқдоридан 4 маротаба ошади. Пегматитоидли нефелинли сиенитлар ва нефелин таркибли пегматит томирларида молибденнинг миқдори ошади (Mo – 6,7-6,9 г/т).

Интрузив нефелинли сиенитларида **қалай**нинг миқдори нотекис тарқалган. Уларнинг миқдорикларк миқдоридан кам (Кк – 0,52) ҳамда кларк миқдоридан ошиб ўзгариб боради (Кк – 1,8-8,60). Қалайнинг энг юқори миқдори пегматитоидли нефелинли сиенитларида (Sn – 5,2 г/т) ва уларнинг пегматит томирлари ассоциацияларида (Sn – 8,6 г/т) аниқланган.

Интрузив нефелинли сиенитларида **цирконий ва гафний** кларк миқдориغا яқин миқдорда учрайди. Пегматитоидли нефелинли сиенитларда (Zr – 206 г/т; Hf – 4,45 г/т) ҳамда нефелин таркибли пегматит томирларида (Zr – 418 г/т; Hf – 10,1 г/т) кларк миқдоридан кўп миқдорда аниқланган.

Ниобий ва тантал. Интрузив нефелинли сиенитлари ва унинг постмагматик турида ниобий ва тантал кларкдан кам миқдорда учрайди. Фақат нефелин таркибли

пегматитларда нисбатан юқори таркиблилиги билан характерланади (Nb – 35,8 г/т, Та – 3,3 г/т).

Интрузиянинг нефелин жинслари одатда қимматбаҳо металллар билан боғлиқ элементлари бўлган селен, сурма ва теллурнинг юқори концентрацияси билан тавсифланади. Улардаги кумушнинг Кларк концентрацияси 3,3 дан 11,8 гача ўзгариб туради. (ўртача 4,9). Бу жинсларда рений ва платинанинг юқори миқдори аниқланган (Re – 0,03 г/т гача, Pt – 0,02 г/т).

Мис, рух ва қўрғошин. Интрузиянинг нефелин жинслари бу элементлар учун ихтисослашмаган, гарчи нефелинли сиенитлар ва уларнинг ҳосилаларида мис миқдори аниқланган (210-260 г/т).

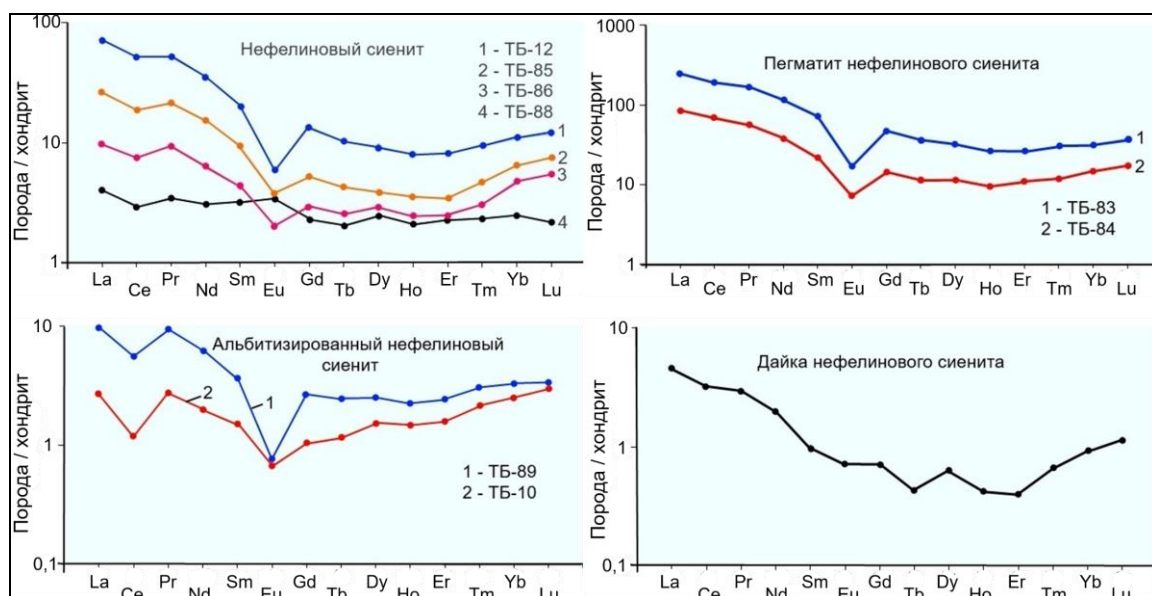
Тозбулоқ интрузиясининг нефелинли сиенитлари ва уларнинг ҳосилалари, шунингдек, улар билан боғлиқ пегматит томирларининг характерли ва энг кенг тарқалган элементлари итрий, скандий ва нодир ер элементлари, гарчи у дунёнинг маълум минтақаларидаги етакчи петротипларга нисбатан анча камайган бўлса ҳам. Лекин шу билан бирга, Тозбулоқ интрузивининг пегматитоид нефелинли сиенитлари ер қобиғидаги Кларк таркибига қараганда 1,5 марта, нефелин пегматитлари эса 3 барабар кўпроқ бой. Бундай ҳолда, асосий қисми енгил серияли гуруҳига тўғри келади.

Тозбулоқ интрузивининг нефелин жинслари примитив мантияга нисбатан Rb, Cs, Nb, Та, Zr, Hf, La, Ce, Nd, Sm, Th ва U, каби нодир элементларнинг нисбатан юқорилиги билан ажралиб туради. кўп элементли диаграммаларда келади ва магма манбасининг бирлигини кўрсатади. Кўпгина тадқиқотчилар примитив мантия учун нормаллаштирилган кўп компонентли диаграммалардаги "Nb максимал" ни мантия плюмлари таъсирида ҳосил бўлган внутриплитных магматик жинсларнинг диагностик белгиси деб ҳисоблашади. Ti, Sr ва Yb минималлари қайд этилган ва некогерент элементлар (Th, Nb, La, Sm) билан бойиганлиги хосдир [10].

Тозбулоқ интрузив ва унга генетик алоқадор пегматит томирларининг нефелинли сиенитларида нодир ер элементларининг тарқалишининг спайдер диаграммаси талқини нодир ер элементларнинг ўхшаш тарқалиш эгри чизиқлари билан тавсифланади, фақат уларнинг таркиби бироз фарқ қилади (1-расм).

Шундай қилиб, натижада литий (Li 85-230 г/т), рубидий (Rb 291-423 г/т), цезий (Cs до 10 г/т гача), цирконий (Zr 206-418 г/т), гафний (Hf 4,5-10,1 г/т) ва ноёб ер элементлар (НЕЭ 181-507 г/т). тсирконийнинг юқори миқдори билан Тозбулоқ интрузивининг миаскит нефелин сиенитлари ихтисослашган. Zr 206-418 г/т), гафний (Hf 4,5-10,1 г/т) ва нодир ер элементлари (РЕЭ 181-507 г/т). Тозбулоқ нефелин жинсларининг геохимёвий хусусиятлари дунёнинг бошқа минтақаларидаги миаскит нефелин сиенитларининг геохимёвий ва металлогеник ихтисослашувига мос келади ва кам учрайдиган (Li, Rb, Cs, Zr ва Hf) минераллашувини аниқлаш имкониятидан далолат беради.

Юқоридаги материал алюминий саноати, сода маҳсулотлари ва цемент ишлаб чиқариш учун потенциал хомашё базаси бўлган Тозбулоқ интрузиясининг миаскитли нефелинли сиенитларини нодир металллар-ноёб ер элементларнинг маъданлашуви реал истиқболига эга мураккаб хом ашё сифатида кўриб чиқиш зарурлигини кўрсатади (Li, Zr, TR). Шунинг учун Тозбулоқ интрузиясининг миаскитли нефелинли сиенитлари бизда истиқболли глинозём-нодир-металли (Al, Li, Zr, TR) комплекс кўп мақсадли хом ашё сифатида қаралади.



1 – расм. Миаскитли нефелинли сиенитлар ва уларга генетик жиҳатдан боғлиқ бўлган пегматит томирларида ноёб ер элементлари тарқалишининг спайдер диаграммалари. Тозбулоқ интрузиви, Қулжуктов.

Фойдаланилган адабиётлар рўйхати:

1. Мамарозиқов У.Д., Норматов У.А., Хамраев А.Х., Суюндиқова Г.М., Икромов У.А. Миаскитовые нефелиновые сиениты Тозбулакского интрузива (Кульджуктау, Западный Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы, 2021. - № 4.
2. Алоян П.Г., Гуюмджян О.П. Глиноземно-редкоземельно-благороднометалльная формация в нефелиновых сиенитах Армении // Ученые записки Ереванского государственного университета, 2011. №2. – С. 10-16.
3. Семенов Е.И. Оруденение и минерализация щелочных пород. Москва: Геокарт, ГЕОС, 2007. - 196 с.
4. Чередниченко С.В., Котляров В.А. Минералогия циркония и ниобия в кальцит-нефелин-полевошпатовом пегматите ильмено-вишневогорского комплекса (Южный Урал) // ЗРМО, №2, 2019. – С. 87-99.
5. Баженов А.Г. Особенности распределения циркония в ильменогорском Миаскитовом массиве и вопросы генезиса миаскитов // Уральский минералогический сборник, 1997, №7. – С. 72-79.
6. Макагонов Е.П., Котляров В.А., Муфтахов В.А. Оксиды и силикаты редких и редкоземельных элементов в щелочных породах Ильменогорского массива (Южный Урал) // Минералогия. 2017. № 3. С. 14-27.
7. Довгаль В.Н. Нефелиновые сиениты различного типа щелочности Алтае-саянской области и геологические условия их проявления // Геология и геофизика, 2005. Т.46. № 7. – С. 731-740.
8. Михайлов В.А. Редкоземельные руды мира: геология, ресурсы, экономика // Киев: изд-во «Киевский университет», 2010. – 233 с.

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ПАМИРО-ТЯНЬ-ШАНЯ: ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ, ПЕТРОГЕО- ХИМИИ, ГЕНЕЗИСА И РУДОНОСНОСТИ

Ходжиев А.К.*, Мамаджанов Ю.***, Аминов Дж.Х.****, Ашуралиев С.Б.*,
Халимов Г.А.,* Назриев Х.Н.****

**Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной ака-
демии наук Таджикистана*

***Научно-исследовательский центр экологии и окружающей среды Центральной Азии
(Душанбе) НАНТ-КАН*

****Университет Центральной Азии*

*****Хорогский государственный университет им.М.Н.Назаршоева*

В Памиро-Тянь-Шане габбро-плагиогранитоидные серии широко проявились на ранних стадиях эволюции островодужных систем Гиссарского (Южно-Гиссарская зона Южного Тянь-Шаня) и Дарвазского (Калаихумб-Сауксайская зона Северного Памира) карбоновых палеоокеанических бассейнов группы Тетиса.

Габбро-плагиогранитоидная серия Южно-Гиссарской зоны. Южно-Гиссарская зона представляет собой обнаженную восточную часть позднепалеозойского Бухара-Гиссарского вулканоплутонического пояса островодужного типа. Докембрийский фундамент зоны, представленный кристаллическими сланцами, мигматитами, гнейсами, гнейсо-гранитами, пироксенитами и гранитоидами, обнажается в Гармском и Байсунском блоках. Фрагменты древних пород в виде небольших выходов также обнажаются в глубоких впадинах бассейнов рек Ширкент, Каратаг, Варзоб, Кафирниган и др.

Формирование Южно-Гиссарской зоны связано с раскрытием в раннем карбоне в результате отделения Каракумо-Таджикского блока от Алай-Таримского континента и образования рифтовой структуры с океанической корой [Буртман, 2006]. Фрагменты Гиссарского океанического бассейна в виде офиолитовой сутуры представлены малыми телами серпентизированных гипербазитов (кундаджуазский и гульхасский комплексы C_1), приуроченными к зоне Богаинского разлома. В C_{1-2} Южно-Гиссарская зона развивалась как островодужная система с широким проявлением толеитового и известково-щелочного надсубдукционного эффузивно-интрузивного магматизма. Пермские риолит-гранитная и шошонит-латит-монцитонитоидная вулканоплутонические ассоциации характеризуют соответственно коллизионную и постколлизионную стадии развития Южно-Гиссарской зоны. Пермо-триасовый плюмовый магматизм проявился в форме даек, диатрем и трубок взрыва мантийных субщелочных и щелочных базитов с глубинными включениями. Количество трубок взрыва составляет >100 тел, которые, в основном, развиты к востоку от р. Варзоб.

В таджикостанской части Южно-Гиссарской зоны габбро-плагиогранитоидная серия объединяет Харангонский, Ходжамафрачский, Ходжабедский, Гафилабадский, Ширкентский полифазные интрузивы, Ханакинский плагиогранитный массив и ряд небольших выходов. В узбекистанской части зоны данная серия выделена в C_{1-2} танхазынский габбро-диорит-тоналит-плагиогранитный комплекс. По морфологии массивы габбро-плагиогранитоидной серии представляют собой удлиненные в субширотном направлении тела пластообразной формы, залегающие среди осадочно-метаморфических ($V-PZ_1$), карбонатных (S_2-D_1) и вулканогенных образований каратагской серии ($C_{1-2}kr$). Возраст серий по геологическим данным C_{1-2} . Результаты U/Pb датирования цирконов из тоналитов, плагиогранитов Харангонского и Ханакинского массивов составили 319-315 млн. лет, считаются возрастом кристаллизации пород и, естественно, указывают на время их формирования в башкирской эпохе среднего карбона.

Габбро-плагиогранитоидная серия Южно-Гиссарской зоны полифазная, включает породы пяти последовательных интрузивных фаз: габбро (I фаза); диориты, кварцевые диориты (II фаза); тоналиты (III фаза); плагиограниты (IV фаза); лейкоплагиограниты (V фаза). К дайковым дериватам серии относятся дайки плагиоаплитов, микрогаббро и лампрофиры спессартитового ряда. Среди интрузивов габбро-плагиогранитоидной серии исследованной зоны наибольшей дифференцированностью состава (от габбро до лейкоплагиогранитов включительно) отличается Харангонский многофазный плутон площадью $>70\text{ км}^2$, расположенный в междуречье Варзоб-Семиганч. Также сложным внутренним строением и составом отличаются Ширкентский и Ходжамафрачский полифазные плагиогранитоидные интрузивы, расположенные в междуречье Ширкент-Каратаг-Ханака на южном склоне Гиссарского хребта. Ханакинский массив ($S=1.0\text{ км}^2$), сложенный только биотит-амфиболовыми плагиогранитами, находится в верховьях бассейна одноименной реки среди субвулканических плагиориолит- и плагиогранит-порфиров C_{1-2} .

Породы габбро-плагиогранитоидной серии – массивные, равномернозернистые, мелко-средне - и крупнозернистые интрузивные образования с гипидиоморфнозернистой структурой. Для базитовых пород серии - габбро свойственны офитовая и габбровая структуры. Главные породообразующие минералы габбро и плагиогранитоидов серии - плагиоклаз (70-50%), калишпат (0.0-10%) кварц (5.0-40%), пироксен (5.0-15% - в габбро) амфибол (45-2.0%) и биотит (0.3-10%). Акцессорные минералы представлены - апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом и др.

Габбро-плагиогранитоидная серия Южно-Гиссарской зоны отличается глубокой дифференцированностью состава (таблица), где количество SiO_2 в породах в среднем варьирует от 51.08%-в габбро до 73.68% - в лейкоплагиогранитах. В дифференцированном ряду габбро-плагиогранитоидов происходит закономерное понижение содержания основных оксидов (TiO_2 , Al_2O_3 , ΣFeO , MgO , CaO и P_2O_5) по мере возрастания в породах SiO_2 . Они относятся к низкокальцевой известково-щелочной серии, являются умеренно - (габбро, диориты, кварцевые диориты, тоналиты) и высокоглиноземистыми (плагиограниты, лейкоплагиограниты) образованиями. Сумма $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ составляет в среднем в габбро – 2.92%, а в лейкоплагиогранитах - 5.20%. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в дифференциатах серии возрастает от габбро - 0.22 к лейкоплагиогранитам - 0.26, с максимумом до 0.33-0.39 в породах средне-кислого состава.

Для пород серии свойственны следующие переменные концентрации редких элементов (метод ICP-SM, г/т): Rb – 7.01-46.6, Cs – 4.62-1.16, Ba – 66-250, Sr – 137-202, Zr – 19.4-119, Nb – 1.10-3.04, Ta <0.01 -0.18, Hf – 0.70-3.60, Ga – 15.8-13.1, Th – 1.27-7.18, U – 0.45-1.61, Pb – 2.70-7.86, Zn – 87.4-4.90, Cu – 5.37-18.5, Sn – 0.92-1.77, W <0.5 , V – 271-18, Cr – 96.1-10.9, Ni – 14.5-3.53, Co – 28-7.28. Суммарное содержание РЗЭ в породах Харангонского интрузива составляет: в габбро – 24.52-47.91 г/т, диоритах – 84.69 г/т, кварцевых диоритах – 75.53 г/т, тоналитах – 58.07-64.86 г/т, а в плагиогранитах Ханакинского массива – 112.4 г/т. В составе РЗЭ преобладают легкие лантаноиды. По редкоэлементному составу габбро-плагиогранитоидная серия относится к геохимическому типу толеитовых плагиогранитов, соответствует М-типу мантийных плагиогранитов.

Результаты изотопных исследований тоналитов и плагиогранитов соответственно Харангонского и Ханакинского интрузивов ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)} = 0.7047\text{-}0.7056$, $\varepsilon\text{Nd}_{(t)} = +1.5\text{-}2.3$) указывают на мантийную природу источника расплава базальтового состава [Konopelko et al., 2017]. На диаграммах Rb–Y+Nb и Nb–Y, составы пород занимают поле гранитоидов вулканических дуг, соответствуют островодужным гранитоидам. Формирование габбро-плагиогранитоидной серии Южно-Гиссарской зоны происходило в островодужной геодинамической обстановке, относится к надсубдукционным гранитоидным сериям низкокальцевой серии. Изотопные составы тоналитов и плагиогранитов указывают на их связь с офиолитами. В формировании пород серии решающую роль сыграли процессы глубокой кристаллизационной дифференциации.

Таблица

**Средний петрохимический состав пород
габбро-плагитогранитоидных серии Памиро-Тянь-Шаня, мас. %.**

<i>Габбро-плагитогранитоидная серия Южно-Гиссарской зоны, Южный Тянь-Шань</i>					
Фазы	I (9)	II (23)	III (23)	IV (40)	V (12)
SiO ₂	51.08	58.24	64.54	71.08	73.68
TiO ₂	0.79	0.62	0.50	0.33	0.27
Al ₂ O ₃	16.23	16.13	15.21	13.77	13.29
Fe ₂ O ₃	1.72	2.18	1.93	1.11	0.91
FeO	7.50	5.67	3.96	2.60	2.61
MnO	0.18	0.15	0.09	0.07	0.10
MgO	7.44	3.91	2.36	1.06	0.52
CaO	9.94	7.21	5.57	3.31	2.43
Na ₂ O	2.40	2.82	3.13	3.64	4.14
K ₂ O	0.52	0.94	1.14	1.39	1.06
P ₂ O ₅	0.14	0.14	0.10	0.08	0.08
П.п.п	1.65	1.65	1.35	1.40	0.73
Σ	99.57	99.67	99.87	99.85	99.82
K ₂ O+Na ₂ O	2.92	3.76	4.27	5.03	5.20
K ₂ O/Na ₂ O	0.22	0.33	0.36	0.38	0.26
mg#	59.45	47.74	42.48	34.43	21.28
<i>Габбро-плагитогранитоидная серия Калайхумб-Сауксайской зоны, Северный Памир</i>					
Фазы	I (11)	II (12)	III(20)	IV (14)	V (4)
SiO ₂	49.72	59.88	63.83	69.01	73.51
TiO ₂	0.93	0.82	0.64	0.42	0.33
Al ₂ O ₃	16.34	15.97	15.77	14.18	12.54
Fe ₂ O ₃	2.71	1.65	1.25	0.82	1.09
FeO	6.80	5.61	4.53	3.00	2.07
MnO	0.16	0.12	0.09	0.05	0.03
MgO	7.86	3.09	2.07	1.18	0.80
CaO	9.33	6.25	5.24	4.00	2.46
Na ₂ O	2.17	2.84	3.10	3.37	3.92
K ₂ O	0.80	1.29	1.40	1.77	1.69
P ₂ O ₅	0.18	0.21	0.17	0.11	0.09
П.п.п	2.86	2.04	1.75	1.67	1.28
Σ	100.27	99.80	99.75	99.73	99.64
K ₂ O+Na ₂ O	2.97	4.13	4.50	5.14	5.61
K ₂ O/Na ₂ O	0.38	0.47	0.47	0.56	0.45
mg#	60.26	43.71	39.49	36.01	31.86

Примечание: I-V – интрузивные фазы: I – габбро, II – диориты, кварцевые диориты, III – тоналиты, IV – плагитограниты, V – лейкоплагитограниты. mg# - $Mg/(Mg+Fe) \times 100$ - степень магнезиальности пород. В скобках – количество анализов.

Габбро-плагитогранитоидная серия Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. Важнейшие особенности геологического строения Калайхумб-Сауксайской зоны определяют докембрийские породы боршитской серии, Курговатский тоналито-гнейсовый купол, осадочно-метаморфические и магматические образования палеозоя. В связи с раскрытием в С₁ (турне-визе) Дарвазского океанического бассейна образовалась океаническая кора, остатки которой представлены Дарвазским офиолитовым комплексом, сложенным мафит-ультрамафитовыми телами. С островодужным режимом развития зоны связаны подводные излияния низкокальциевых базальтоидов толеитовой серии (пиллоу-

базальты) калаихумбской свиты и комагматичные этим вулканитам плутоны габбро-плагиогранитоидной серии обихумбоуского комплекса.

Габбро-плагиогранитоидная серия Калаихумб-Сауксайской зоны Северного Памира включает типоморфный Обихумбоуский интрузив, а также Хаударинский, Муксуйский, Маркансуйский и Сауксайский массивы, расположенные в западной части исследованной зоны. Интрузивы серии имеют общую площадь порядка 400 км² и слагают серию линейных разновеликих тел, согласных с простиранием вмещающих толщ. Нижняя возрастная граница определяется по прорыванию интрузивами осадочно-метаморфических толщ, включая вулканогенных образований турне-визейского возраста [Петрография..., 1988]. Результаты изотопного U/Pb датирования цирконов из габбро и плагиогранитоидов Обихумбоуского интрузива показали возрастные даты 334-340 млн. лет, указывающие на раннекарбонный – визейский возраст [Rembeetal., 2021]. Серия также полифазная, включает породы пяти интрузивных фаз внедрения: габбро (I фаза); диориты, кварцевые диориты (II фаза); тоналиты (III фаза); плагиограниты (IV фаза); лейкоплагиограниты (V фаза).

Типоморфный Обихумбоуский интрузив приурочен к зоне Сауксайского разлома и прорывает карбонатно-вулканогенно-терригенные образования V?-C₁ возраста. Форма интрузива близка к пластовой, с вмещающими породами в основном имеет тектонические контакты. Габбро и диориты первых двух фаз занимают ~10% площади Обихумбоуского массива, а в западной части габбро слагают тело площадью 9.0 км², а в Хаударинском и Обизанкинском массивах габброиды представлены ксенолитами (первые сотни м²). В западной части Обихумбоуского габбро-плагиогранитоидного интрузива габбро слагают крупное тело площадью 8.0-9.0 км², а также мелкие тела изометричной и удлиненной формы размером до 0.7 км². В большинстве случаев тела габброидов заключены в плагиогранитоидах и только в районе сел. Хукас прорывают условно каменноугольные песчаники и гипербазиты Гишунской ультрамафитовой интрузии. Габброиды и диориты также широко развиты в северной части Обихумбоуского интрузива. Породы последующих фаз – тоналиты (III), плагиограниты (IV) и лейкоплагиограниты (V) слагают основную площадь и объем Обихумбоуского интрузива [Петрография..., 1988].

Габбро и диориты – массивные, такситовые породы со слабой полосчатой текстурой. В базитах имеющих полосчатую структуру состав полос меняется от амфиболовых диоритов до пироксен-амфиболовых габбро, связано с кристаллизационной дифференциацией базитового расплава. Состав минералов пород ранних фаз серий одинаков, а отличаются они всего лишь их количественным соотношением и структурно-текстурными особенностями. В габбро первой фазы преобладают габбровая и пойкилитовая структуры, а в диоритах второй фазы структура пород – призматически-зернистая. Главными породообразующими минералами габброидов являются плагиоклаз (лабрадор, андезин, 40-60%), амфибол (роговая обманка), реже присутствуют клинопироксен (авгит – до 2.0%) и биотит – хлоритизированный (до 4.0 %), в диоритах также обычен кварц (до 3.0%). Акцессорные минералы габбро и диоритов – апатит, сфен, циркон, титаномagnetит, magnetит и рудный.

Тоналиты и кварцевые диориты состоят из плагиоклаза – 44.2-57.8%. амфибола – 19.1- 8.3%. биотита – 6.6%-2.9%. кварца – 21.9-25.7% и калишпата – 0.5-10%. Для них свойственны призматически-зернистая, реже гипидиоморфнозернистая структуры. Плагиограниты и их лейкократовые разновидности, представляющие собой последующие завершающие фазы внедрения Обихумбоуского интрузива, по сравнению с тоналитами представляют собой более лейкократовые породы. В плагиогранитах повышается количество кварца до 34%, а биотит-амфиболовый парагенезис фемических породообразующих минералов сменяется на существенно биотитовый. Средний кол.-мин. состав плагиогранитов (7шл.): плагиоклазы (альбит-олигоклаз)-55.4%; кварц-33.8%; амфибол-1-2%; биотит-7.0% [Петрография..., 1988].

В таблице приведен средний петрохимический состав габбро-плагиогранитоидной серии Калаихумб-Сауксайской зоны Северного Памира. На классификационной TAS диа-

грамме составы пород габбро-плагиогранитоидной серии Калаихумб-Сауксайской зоны Северного Памира попадают в промежуточную область между полями низкощелочных и нормально-щелочных магматических образований. На бинарной K_2O-SiO_2 диаграмме точки составов пород, главным образом, располагаются в поле умеренно-калиевой известково-щелочной серии. Сумма щелочных оксидов повышается от габбро ($K_2O+Na_2O=2.97\%$) к лейкоплагиогранитам ($K_2O+Na_2O=5.61\%$). При этом повышение суммарного содержания щелочных оксидов от фазы к фазе происходит как за счет Na_2O , так и K_2O . Отношение K_2O/Na_2O в породах серии всегда <1.0 ($0.56-0.38$), что связано с резко преобладающей ролью Na_2O в составе пород. В ряду дифференциатов габбро-плагиогранитоидной серии по мере возрастания содержания SiO_2 от пород первой фазы к пятой происходит закономерное понижение содержания основных петрогенных оксидов: TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO и P_2O_5 . Степень магнезиальности ($mg\#$) пород понижается в процессе кристаллизационной дифференциации - по мере увеличения SiO_2 от габбро к лейкоплагиогранитам: $mg\# = 60.26-31.86$. Габбро-плагиогранитоиды Северного Памира - умеренно глинозёмистые и глинозёмистые интрузивные породы.

Редкоэлементный состав габбро-плагиогранитоидной серии Калаихумб-Сауксайской зоны характеризуется пониженными концентрациями: F, Li, Rb, Sr, Tl, Y, Nb, U, Th, CгV. Результаты определения редких элементов в среднекислых породах серии - тоналитах и лейкократовых плагиогранитах Обихумбоуского интрузива методом ICP-MS [Rembe et al., 2021] показали следующие их количественные содержания (г/т): Rb-26-42, Ba-354-196, Sr-123-75, Zr-70-164, Nb-5.42-7.09, Y-21-34, Th-8.54-15.53, U-1.69-2.26, Pb-7.95-11.13, Zn-72-13, Ni-14.73-0.47, Co-15.04-0.97, Cr-61.57-0.86, Sc-19.91-4.71. Содержание редкоземельных элементов в тоналитах и лейкоплагиогранитах Обихумбоуского плутона по сравнению с аналогичными породами Южно-Гиссарской зоны в целом повышенное и составляют в тоналитах - 106.49 г/т, а в лейкоплагиогранитах - 126.23-153.89 г/т.

По петрогеохимическим особенностям габбро-плагиогранитоиды обихумбоуского комплекса Северного Памира в целом близки к габбро-плагиогранитоидной серии Южно-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня. По редкоэлементному составу габбро-плагиогранитоиды Северного Памира соответствуют геохимическому типу мантийных плагиогранитов толеитового ряда [Таусон, 1977]. На геодинамических дискриминант-диаграммах они занимают поле островодужных гранитоидов, образовались из мантийной толеитовой базальтовой магмы. В формировании пород габбро-гранитоидной серии существенную роль также сыграли процессы кристаллизационной дифференциации.

Габбро-плагиогранитоидные серии Памиро-Тянь-Шаня являются потенциально рудоносными магматическими образованиями. С Харангонским полифазным габбро-плагиогранитоидным плутоном Южно-Гиссарской зоны генетически связаны скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления. С габбро-плагиогранитоидной серией Калаихумб-Сауксайской зоны генетически также связаны ряд скарново-магнетитовых рудных проявлений. С последней, по всей вероятности, также генетически связаны многочисленные эндогенные золоторудные проявления Северного Памира.

Литература:

1. Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. Тр. ГИН. Вып.570. М.: ГЕОС. 216 с.
2. D. Konopelko, R. Seltmann, Yunus Mamadjanov, R. Romer, Y. Rojas-Agramonte, Y. Rojas Agramonte, T. Jeffries, D. Fidaev, A. Niyozov A geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // *Gondwana Research*. 2017. v. 47, p. 110-130. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.09.010>
3. Петрография Таджикистана. Том II (Памир). Душанбе: Дониш, 1988, 244 с.
4. Johannes Rembe, Edward R. Sobel, Jonas Kley, Renjie Zhou, Rasmus Thiede, Jie Chen The Carboniferous Arc of the North Pamir // *Lithosphere*. 2021., 26 pages. <https://doi.org/10.2113/2021/6697858>

5. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука. 1977. 280с.

БАНД СВИТАСИ ВУЛҚОН ЖИНСЛАРИНИНГ БАЪЗИ ГЕОКИМЁВИЙ ХУСУСИЯТЛАРИ (ХОНБАНДИТОВ, УЧҚУЛОЧ КОНИ)

Чўллийев Ф.С., *Ишбаев Х.Д.*

**Мирзо Улугбек номидаги Ўзбекистон Миллий университети.*

**Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти.Тошкент, Ўзбекистон.*

Банд свитаси (D_{1-2bn}) Хонбандитов тизмасида очилган намоёнлар ҳосил қилмасида, чўкинди қопламалар остида кенг тарқалган бўлиб, у ерда нордон вулканитининг ривожланиш майдони (11x25 км) ташкил қилади. Биринчи бўлиб 1961 йилда П.Н.Подкопаев ва б. томонидан аниқланган. Кейинчалик И.Х.Хамрабоев (1958), П.Н.Подкопаев, И.А.Суздальская, Н.А.Бочаров, А.А.Суздальский, В.В.Михайлов, З.А.Юдалевич, Р.С.Хан, В.Г.Харин, А.Н.Смирнов ва б. ўрганишган. Свита асосан риолитлар ва риодацитларнинг туф ва игнимбритларидан иборат. Туфлар кул ва кристаллокластик, кўпинча псевдоигнимбрит кўринишда бўлади, улар орасида риолит ва риодацит субвулканлари мавжуд. Вулқон қопламаларининг очилмаган қалинлиги 1000 м дан ортқ. пастки чегараси номаълум (В.В.Михайлов ва бошқ., 1988).

Банд амфитеатри бўйича свитанинг 1000 м гача (пастдан юқорига) аниқланган қалинлиги қуйидагича: 1) трахириолит, трахириолит-дацит ва субвулқон кўринишдаги андезидацит порфирлари, 200 м; 2) лавалар, игнимбритсимон риолитларнинг псевдофлюидал туфлари трахириолит-дацит таркибли туфларининг қатламчалари билан, 100 м; 3) туфлар, трахириолит ва трахириолит-дацит таркибли игнимбритсимон туфлар, пирокластолитлар, литокристаллокластик, витрокластик ва витрокристаллокластик туфлар, трахириолит ва трахириолит-дацит таркибли игнимбритлари билан характерланади. 500 м (1-3).

Учқулоч конининг асосий штольнясидан ғарб томонида шурф ёрдамида казиб чиқарилган банд свитаси ҳосилаларидан ва бурғулаш қудуқлари кернларидан намуналар олинди ва спектрал таҳлил қилинди (1, 2-жадваллар).

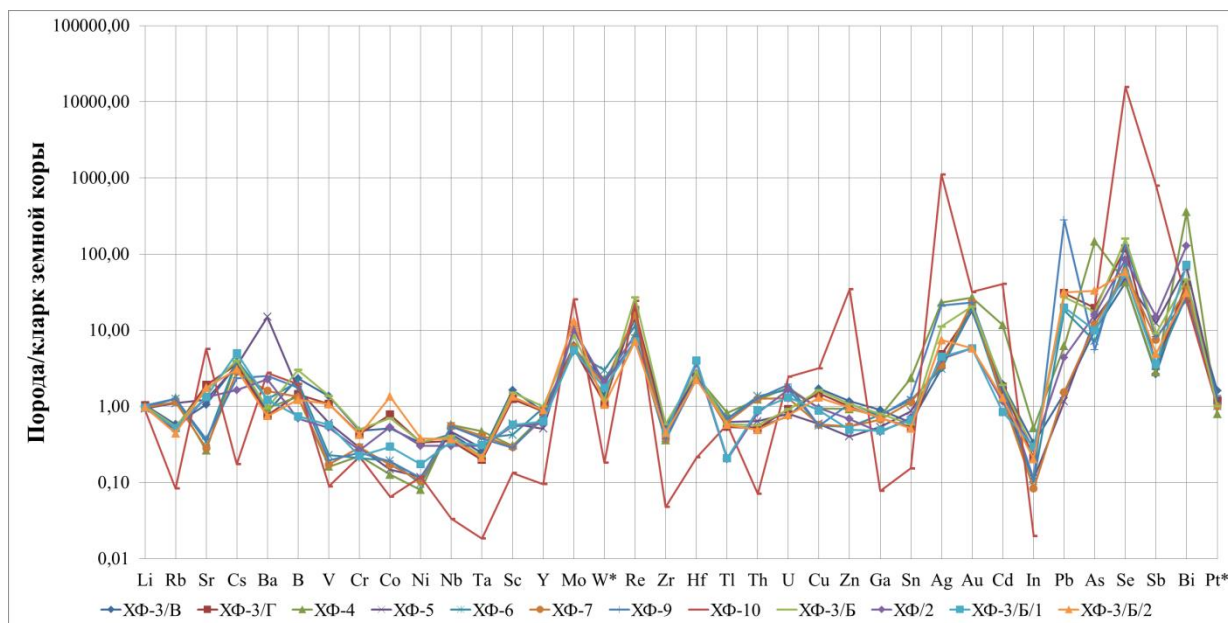
1-жадвал

Банд свитаси риодацитлари ҳамда пойдевор сланецларида элементларнинг кларкка нисбатан миқдорий тарқалиши

Эле- мент	ХФ-3/В	ХФ-3/Г	ХФ-4	ХФ-5	ХФ-6	ХФ-7	ХФ-9	ХФ-10	ХФ-3/Б	ХФ/2	ХФ- 3/Б/1	ХФ- 3/Б/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Li	33,20	33,00	30,80	30,00	31,40	31,20	32,70	29,00	32,30	30,80	30,60	31,40
Be	<0,05	1,35	1,74	<0,05	2,12	<0,05	1,54	<0,05	<0,05	0,69	0,69	<0,869
Rb	87,20	78,70	193,00	166,00	189,00	171,00	190,00	12,60	82,60	72,50	78,00	66,50
Sr	358,00	650,00	90,00	420,00	117,00	97,00	126,00	1943,00	553,00	447,00	454,00	600,00
Cs	13,20	13,30	14,50	12,70	15,10	10,50	8,70	0,65	14,90	6,05	18,50	11,30
Ba	549	496	620	9735	809	1044	1626	1796	618	1471	797	486
B	28,00	17,40	16,00	20,00	25,40	16,00	21,40	23,60	36,10	8,31	8,90	14,70
V	123,00	97,00	14,60	54,20	20,60	15,60	17,70	8,06	124,00	47,10	51,20	96,40

Cr	39,50	36,40	18,60	23,80	17,40	24,30	20,50	18,30	41,60	22,10	18,60	35,30
Co	9,29	14,10	2,29	2,67	3,47	3,07	3,44	1,17	12,60	9,64	5,33	24,20
Ni	19,30	19,60	4,64	6,87	5,59	6,09	6,71	6,90	19,90	17,50	10,10	22,00
Nb	8,61	7,01	11,50	9,33	11,00	11,10	10,90	0,67	8,19	6,05	6,92	7,44
Ta	0,61	0,50	1,18	0,71	0,96	1,03	0,95	0,05	0,55	0,76	0,77	0,53
Sc	16,40	12,50	3,06	5,94	4,23	2,93	2,86	1,34	15,20	5,47	5,73	13,40
Y	17,20	17,20	15,20	10,20	19,20	13,90	14,60	1,91	20,10	12,00	12,70	17,80
Mo	6,93	6,44	6,04	11,10	5,71	6,64	5,84	28,10	9,48	11,40	5,96	14,40
W*	1,78	1,43	2,98	2,44	3,89	2,50	2,92	0,24	1,58	2,69	2,27	1,36
Re	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01
Zr	94,90	79,90	60,80	82,10	65,20	64,20	63,50	8,16	99,60	80,40	77,90	75,80
Hf	2,70	2,38	2,48	2,64	2,47	2,31	2,35	0,22	2,84	3,71	4,00	2,23
Tl	0,54	0,54	0,82	0,62	0,69	0,62	0,69	0,58	0,58	0,20	0,21	0,57
Th	6,86	6,70	16,00	8,34	17,70	16,40	16,70	0,92	7,38	10,80	11,70	6,40
U	1,87	2,32	4,45	2,00	4,17	3,22	4,87	6,15	2,30	4,17	3,30	1,92
Cu	80,30	69,70	44,30	27,70	26,30	27,10	25,90	149,00	76,70	44,70	41,70	61,60
Zn	97,00	82,50	77,00	33,40	44,50	45,60	90,40	2870,00	89,10	56,60	41,10	80,10
Ga	17,10	13,40	14,20	10,20	14,80	12,80	14,40	1,48	15,20	8,75	9,13	13,60
Sn	1,54	1,34	5,89	2,17	3,03	2,85	3,27	0,39	1,45	1,79	1,66	1,28
Ag	0,22	0,34	1,61	0,26	0,22	0,24	1,49	78,10	0,79	0,29	0,32	0,52
Au *	0,08	0,08	0,12	0,08	0,08	0,10	0,10	0,14	0,09	<0,05	<0,05	<0,05
Cd	0,25	0,23	1,53	0,19	0,16	0,17	0,23	5,30	0,25	0,15	0,11	0,17
In	0,08	0,05	0,13	0,03	0,03	0,02	0,03	0,01	0,07	0,07	0,07	0,05
Pb	23,80	491,00	99,00	18,60	292,00	24,80	4500,00	>1,0%	438,00	70,20	318,00	505,00
As	17,10	33,30	249,00	23,50	12,20	20,10	9,41	34,80	29,90	27,40	17,00	56,30
Se	2,12	5,99	2,14	2,43	3,81	2,93	6,62	787,00	7,95	4,27	2,75	2,91
Sb	1,33	1,71	1,41	6,19	1,71	3,77	4,11	397,00	4,53	7,56	1,78	2,47
Te	<0,30	<0,30	<0,30	0,32	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	<0,30	0,58	<0,30	<0,30
Bi	0,38	0,38	3,23	0,61	0,26	0,31	0,22	0,22	0,42	1,16	0,65	0,28
Pt*	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,05	<0,05	<0,05

Изоҳ. 1 – сланец (скв.40/2 керн, 294,2-294,4 м), 2 – бу ҳам (скв.40/2 керн 295,2-295,4 м), 3-4 – риодацит туфлари, 8 – қўрғошинли маъдан жинси, Писталитов, 9 – сланец (скв.40/2 керн, 294,2-294,4 м), 10 – сланец (скв.10, керн, 246,2-264, 4 м), 11-бу ҳам (40/2 керн, 235,4-235,6 м), 12 - бу ҳам (40/2 керн, 294,2-294,4 м),



1-расм. Банд свитаси риодацитлари ҳамда пойдевор сланецларида элементларнинг кларкка нисбатан миқдорий тарқалиши спайдер диаграммаси

Спайдер диаграммадан кўриниб турибдики, бурғулаш кудукларидан олинган сланецлар (кернлар) ва риодацит туфларида элементларнинг кларкка нисбатан тарқалиши деярли бир-бирига яқин. Жумладан, кларкка нисбатан 1-10 баробар юқори: сезий, барий, бўр, молибден, рений, гафний, уран, маргимуш ва 10-100 баробар кумуш, олтин, қўрғошин, селен ва висмут. Писталитовдан олинган маъданли жинс кескин фарқ қилади. Уларда молибден, рений, рух, кумуш, кадмий, селен кескин юқори (1-расм). Шунинг таъкидлаш керакки, рубидий сланец ва риодацит туфларида кларкка нисбатан 66-190 баробар юқори, маъданли жинсда 12 баробар, стронций 90-600 баробар, маъданли жинсда 1943 баробар, цирконий 63-99 баробар, маъданли жинсда 8 баробар, рух 33-97 баробар, маъданли жинсда 2870 баробар, қўрғошин 20-505 баробар юқорилиги жадвалдан кўриниб турибди.

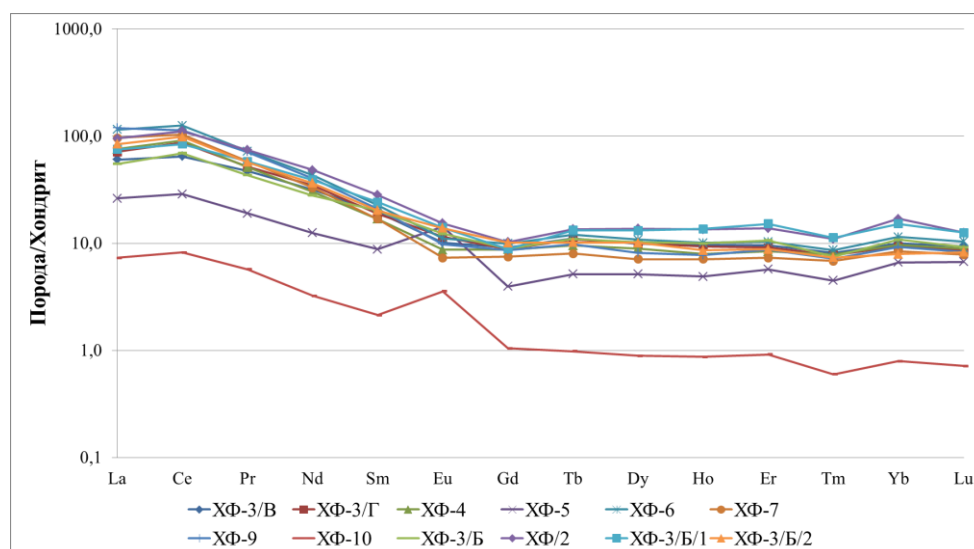
2-жадвал

Банд свитаси риодацитлари ҳамда пойдевор сланецларида нодир ер элементларининг (НЕЭ) кларкка нисбатан миқдорий тарқалиши

НЕЭ	ХФ-3/В	ХФ-3/Г	ХФ-4	ХФ-5	ХФ-6	ХФ-7	ХФ-9	ХФ-10	ХФ-3/Б	ХФ/2	ХФ-3/Б/1	ХФ-3/Б/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	18,1	21,4	22,7	7,88	34,6	28,9	35,8	2,2	16,5	28,5	22,6	25,3
Ce	32,4	43,5	45,6	14,4	62,9	51,7	56,6	4,11	34,6	55,7	42,1	49,4
Pr	4,71	5,19	5,12	1,9	7,23	5,8	7,1	0,571	4,33	7,45	5,8	5,71
Nd	19	20,8	18,2	7,49	25,8	19,8	24,3	1,94	16,8	29	23,4	21,8
Sm	3,89	3,76	3,37	1,76	4,51	3,37	4,17	0,427	4,02	5,67	4,83	4,05
Eu	0,811	0,916	0,696	1,14	0,889	0,584	0,784	0,285	0,981	1,23	1,12	1,11
Gd	3,66	3,53	3,49	1,58	3,98	2,99	3,43	0,419	3,56	4,11	3,53	4,03
Tb	0,557	0,54	0,478	0,258	0,6	0,401	0,49	0,049	0,548	0,679	0,662	0,507

Dy	3,47	3,49	3,14	1,8	3,79	2,49	2,85	0,312	3,6	4,8	4,61	3,53
Ho	0,675	0,655	0,556	0,342	0,705	0,497	0,544	0,061	0,699	0,943	0,954	0,603
Er	1,91	1,82	1,68	1,14	2,07	1,46	1,74	0,183	2,13	2,76	3,03	1,76
Tm	0,325	0,312	0,313	0,179	0,345	0,273	0,287	0,024	0,3	0,439	0,451	0,294
Yb	2,01	1,86	1,94	1,33	2,29	1,68	1,85	0,159	2,16	3,39	3,04	1,59
Lu	0,328	0,3	0,314	0,235	0,364	0,274	0,292	0,025	0,322	0,44	0,44	0,289

Нормаллаштирилган спайдер диаграмма шуни кўрсатадики, сланецлар ва риодацит туфлари ижобий серий ва салбий европийли меъёрликлар ҳосил қилади (2-расм). Баъзи риодацит ва маъдан жинси фарқи кўриниб турибди. Ижобий серий мавжудлиги (магматик келиб чиқишини кўрсатади) ва салбий европийли меъёрликлар энг аввал жинсларда циркон кристалланиши давомида плагиоклаз ажралади ва эритмада цирконни эрта ва кечки кристалланишини бирлаштиради. Жинслардаги салбий меъёрлик, одатда, банд свитаси тоғ жинсларни ер қобиғининг юқори қисмида ҳосил бўлганини кўрсатади ва олтин ва кумушга истикболда махсус тадқиқотлар ўтказилиши зарур.



2-расм. Банд свитаси риодацитлари ҳамда пойдевор сланецларида нодир ер элементларининг (НЕЭ) кларкка нисбатан миқдорий тарқалиши спайдер диаграммаси.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Карта магматических комплексов УзССР /Туляганов Х.Т., Юдалевич З.А., Коржаев В.П. и др. - Т.:Фан, 1984. - 346 с.
2. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане. - Т.: Изд-во АН УзССР, 1958. - 479 с.
3. Троянов М.Д. Геологические условия размещения свинцово-цинкового оруденения на УчКулачском рудном поле и перспективы полиметаллической минерализации осадочного происхождения в девонских отложениях Южного и Западного Тянь-Шаня /Автореф. дисс.... канд. г.-м. наук. - Т.,1968. - 31 с.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ORE-BEARING ROCKS IN THE ALMALYK COPPER-POLYMETALLIC ORE DISTRICT, UZBEKISTAN

Li C.H.*, Shen P.**, Nurtaev B.S. ***, Suo Q.Y. ****, Chu X.K. *****

* Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

** Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

*** Institute of Geology and Geophysics, Academy of Sciences of Uzbekistan, Tashkent, Uzbekistan.

**** Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

***** Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China.

The Almalyk copper-polymetallic ore district is the second largest porphyry copper deposit (PCD) in the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) after Oyu Tolgoi ore district, with four main porphyry Cu-Au deposits, Kal'makyr (2.5 Gt @ 0.38% Cu, 0.5 g/t Au), Dalnee (2.8 Gt @ 0.36% Cu, 0.35 g/t Au), Kyzata (700 Mt @ 0.85% Cu), and Sarycheku (200 Mt @ 0.5% Cu, 0.1 g/t Au), and associated significant Pd (17 t, 0.06 g/t) and Pt (1.7 t, 0.006 g/t) (Golovanov et al., 2005; Singer et al., 2005; Pašava et al., 2010). Previous studies have studied in detail the ages of intrusions and mineralization, the origin and nature of the magma, and the tectonic background (Golovanov et al., 2005; Seltnann et al., 2014; Zhao et al., 2017; Cheng et al., 2018a, b), but comparative studies with deposits of the same type and size in CAO B are still limited. Therefore, this study compares the deposit with the Aktogai and Kounrad deposits based on mineralogical and geochemical studies of the ore-bearing rocks to investigate their unique features. The whole-rock composition data of Cheng et al. (2018) are also involved in this study.

The AI-CCPI diagram shows that the rocks used for analysis are fresh (Fig. 1A) and their whole-rock compositions are reliable, although affected by some degree of hydrothermal alteration. The geochemical plots show that diorite and monzonite have similar geochemical characteristics to quartz monzonite and granodiorite in the Almalyk ore district. They are located in the sub-alkaline to alkaline transition series in the $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ diagram, in the shoshonitic series in the $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagram, and in the metaluminous to peraluminous transition series in the A/CNK-A/NK diagrams. Quartz monzonite and granodiorite are more oriented to the shoshonitic and peraluminous series than diorite and monzonite (Fig. 1B-D). Compared to the ore-related intrusions within the Aktogai and Kounrad deposits, intrusions within the Almalyk ore district have a higher $\text{Na}_2\text{O+K}_2\text{O}$ content but are more metaluminous series rocks. Fig. 1E shows that rocks from different deposits have similar moderately LREE-enriched REE patterns and no significant Eu anomalies, but diorite and monzonite within the Almalyk ore district have the highest total REE contents. Fig. 1F shows that samples from all deposits are characterized by enrichment in large-ion lithophile elements (LILE) and deficit in high field strength elements (HFSE), but intrusions within the Almalyk ore district are more enriched in Ba, Th, U, and K, relatively enriched in Nb and Ta, and more losses in P elements compared to the Aktogai and Kounrad deposits. It is worth noting that the Cu content in intrusions within the Almalyk ore district gradually increases from diorite (~13 ppm) to monzonite (~85 ppm) to quartz monzonite (~127 ppm). The Cu content in monzonite and quartz monzonite is higher than that in most continental arc and island arc rocks (Richards, 2015).

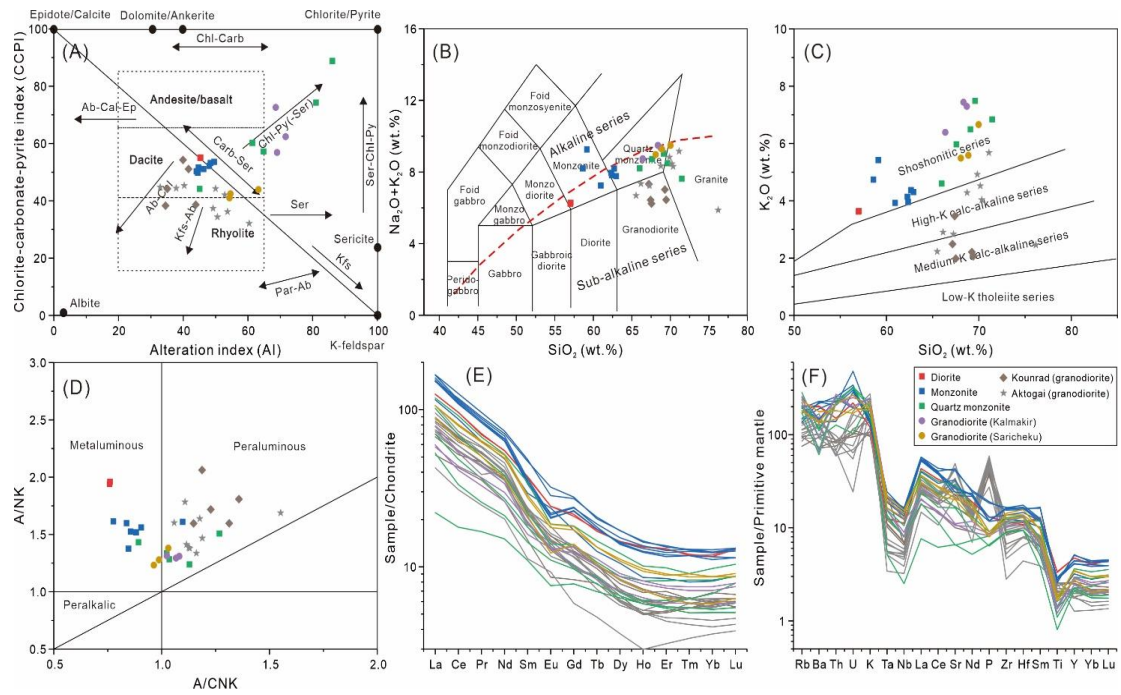


Fig. 1 (A) Alteration index (AI) vs Chlorite-carbonate-pyrite index (CCPI) diagram (modified from Large et al., 2001). (B) SiO₂ vs Na₂O+K₂O diagram (after Middlemost, 1994). (C) SiO₂ vs K₂O diagram (after Peccerillo and Taylor, 1976). (D) A/CNK vs A/NK diagram (after Maniar and Piccoli, 1989). (E) Chondrite normalized REE patterns diagram. Chondrite REE values from McDonough and Sun (1995). (F) Primitive mantle normalized trace element spider diagram. Primitive mantle trace elements values from Sun and McDonough (1989).

Geochemical diagrams reveal the tectonic background, magmatic origin, and formation process of intrusions within the Almalyk ore district, and also clearly show that the deposit is significantly different from Aktogai or Kounrad deposits. Intrusions within the Almalyk ore district formed in a continental arc environment, where the magma gradually transitioned from normal arc magma (monzodiorite and monzonite) to adakite (quartz monzonite and granodiorite) zone. Compared to the ore-related intrusions within the Aktogai and Kounrad deposits, the intrusions within the Almalyk ore district have higher Yb_N and Th/Yb ratios, lower Sr/Y ratios, and thinner crustal thicknesses at the formation locations (Fig. 2A-C). The Mg[#], MgO, and Ni contents show that the monzodiorite and monzonite have higher MgO contents and Mg[#] than the quartz monzonite and granodiorite, and the parent magma is derived from thickened lower crustal melting but is also involved by mantle source material (Fig. 2D-F). In addition, unlike the ore-related intrusions within the Aktogai and Kounrad deposits, which have distinct trends of involvement of slab fluid and partial melting, the monzodiorite and monzonite within the Almalyk ore district show trends of involvement of slab fluid and low-pressure mineral phase residual/crystallization, while the quartz monzonite and granodiorite show trends of sediment melts and high-pressure mineral phase residual/crystallization (Fig. 2G-I). There is no obvious positive correlation between An value and FeO content in plagioclase, and the variation of An value in a single petrographic phase is generally less than 0.1 (Fig. 3A), indicating that the parent magma did not undergo obvious wall rock contamination and mafic magma injections.

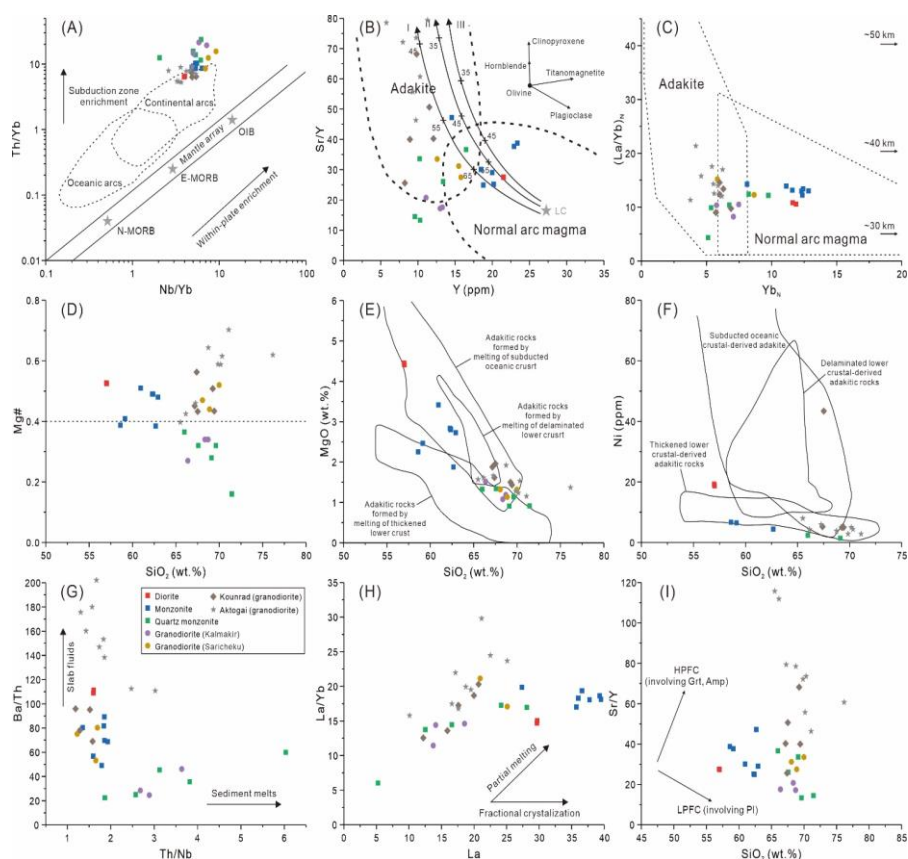


Fig. 2 (A) Nb/Yb vs Th/Yb diagram (after Pearce and Peate, 1995). (B) Y vs Sr/Y diagram (after Cao et al., 2016). (C) Yb_N vs (La/Yb)_N diagram (after Defant and Drummond, 1990). (D) SiO₂ vs Mg[#] diagram. (E) SiO₂ vs MgO diagram. (F) SiO₂ vs Ni diagram. (G) Th/Nb vs Ba/Th diagram (after Elliott et al., 1997). (H) La vs La/Yb diagram. (I) SiO₂ vs Sr/Y diagram.

Mineral compositions also reveal differences in magmatic properties between pre-ore and syn-ore intrusions within the Almalyk ore district and between the Almalyk and Aktogai and Kounrad deposits. In the Almalyk ore district, the An value and FeO content of plagioclase gradually decreases and the oxygen fugacity gradually increases from pre-ore intrusions to syn-ore intrusions (Fig. 3). The H₂O content in syn-ore quartz monzonite estimated from the amphibole composition decreases with temperature, which may be related to the gradual fluid exsolution (Fig. 3D). Compared to the Aktogai and Kounrad deposits, the plagioclase in the Almalyk ore district has higher An and FeO contents and higher oxygen fugacity (Fig. 3), indicating that the parent magma is less evolved and more capable of transporting metallic elements such as Cu and Au.

The nature of the parent magma determines the size, grade, and type of mineralization in the deposit. Both the pre-ore and syn-ore intrusions within the Almalyk ore district have a more mafic magma and higher oxygen fugacity than the parent magma within the Aktogai and Kounrad deposit, allowing more Cu, Au, and S to migrate with the magma to shallow depths (Seo et al., 2009; Jugo et al., 2010). Most of the ore bodies of the Almalyk ore district are hosted in monzonite, the reaction between hydrothermal fluids and Cu-rich wall rocks (47–147 ppm) makes the Cu in the wall rocks activated, providing more metal for mineralization. In addition, parent magma within the Almalyk ore district has higher Na₂O+K₂O content, which makes the fluids derived from this magma enriched in NaCl and KCl, thus facilitating the partitioning of Au from the magma to the exsolution fluids and eventually the formation of Au-rich hydrothermal fluids (Zajacz et al., 2010). Meanwhile, the oxidized and alkali-rich magma can also effectively prevent the precipitation of magmatic sulfides, allowing Au and PGE elements to be retained in the magma (Thompson et al., 2001), eventually forming Au- and PGE-rich PCDs. This is consistent

with the fact that the parent magma of the PGE-rich PCDs is often alkaline (e.g. Tarkian et al., 2003; Mcfall et al., 2018).

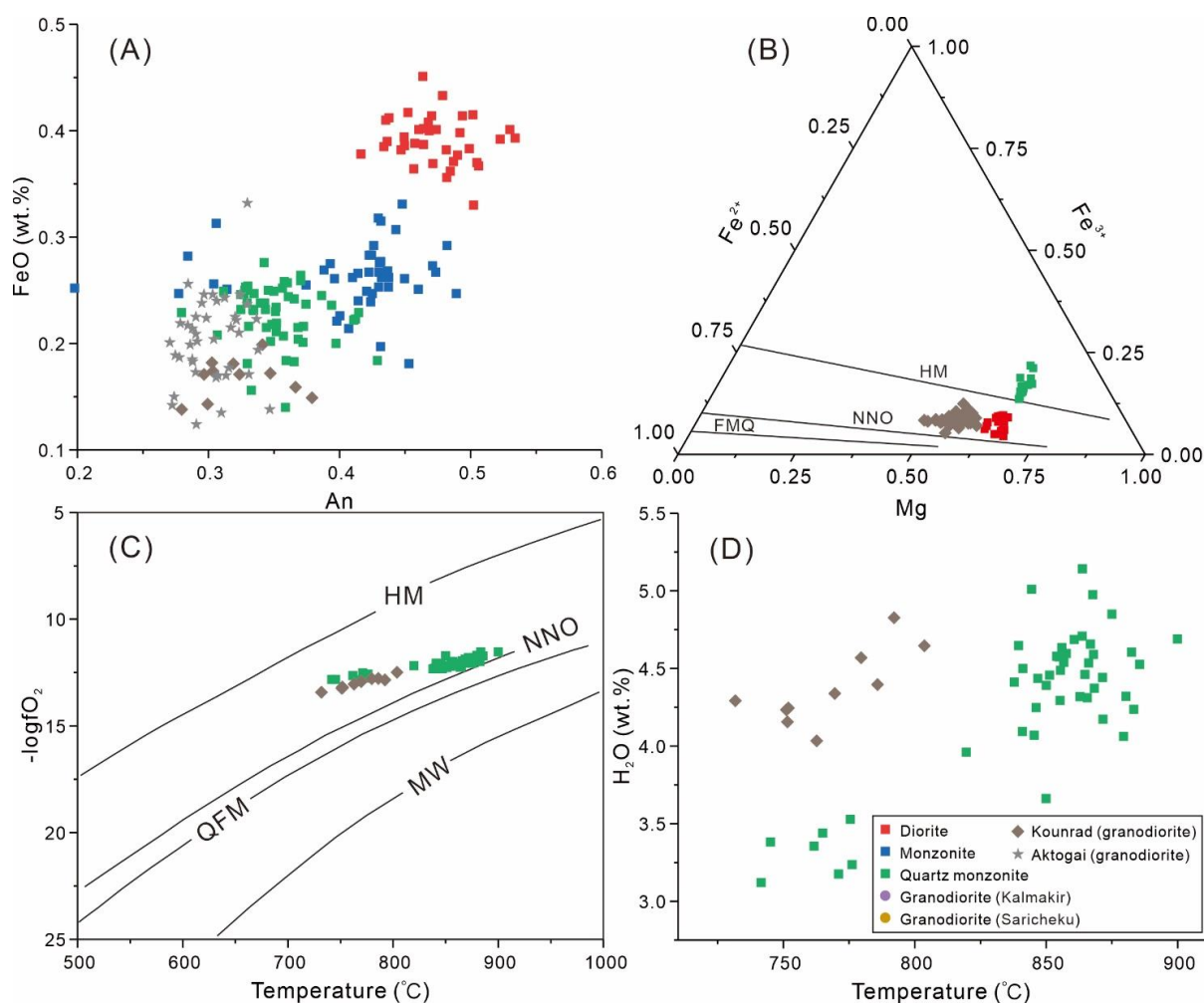


Fig. 3 (A) An vs FeO diagram of magmatic plagioclase. (B) Mg-Fe³⁺-Fe²⁺ diagram (after Wones and Eugster, 1965) of magmatic biotite. (C) Temperature vs -logfO₂ and (D) Temperature vs H₂O diagram, values estimated by magmatic amphibole.

In summary, the highly oxidized and alkali-rich parent magma within the Almalyk ore district is the fundamental cause of the formation of this Au- and PGE-rich, ultra-large PCD. Magmas with similar properties to the parent magma within the Almalyk ore district can be used as a sign to find Au- and PGE-rich PCDs in the future.

This work was supported by the National Key Research and Development Program (2021YFE0190600), the International Partnership Program of the Chinese Academy of Sciences (132A11KYSB20190070), the Regional Collaborative Innovation Project, Xinjiang (2020E01043), and the National Natural Science Foundation of China (91962213).

Main references:

1. Cheng, Z.G., Zhang, Z.C., Chai, F.M., Hou, T., Santosh, M., Turesebekov, A., Nurtaev, B.S., 2018a. Carboniferous porphyry Cu-Au deposits in the Almalyk orefield, Uzbekistan: the Sarycheku and Kalmakyr examples. *Int. Geol. Rev.* 60 (1), 1–20.
2. Golovanov, I.M., Seltmann, R., Kremenetsky, A.A., 2005. The porphyry Cu–Au/Modeposits of Central Euroasia: 2. The Almalyk (Kalmakyr–Dalnee) and Saukbulak Cu–Au porphyra systems, Uzbekistan. In: Porter, T.M. (Ed.), *Super Porphyry Copper and Gold Deposits: A Global Perspective*, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, pp. 513–523.

3. Jugo, P.J., Wilke, M., Botcharnikov, R.E., 2010. Sulfur K-edge XANES analysis of natural and synthetic basaltic glasses: Implications for S speciation and S content as a function of oxygen fugacity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 5926–5938.
4. McFall, K.A., Naden, J., Roberts, S., Baker, T., Spratt, J., McDonald, I., 2018. Platinum-group minerals in the Skouries Cu-Au (Pd, Pt, Te) porphyry deposit. *Ore Geology Reviews* 99, 344–364.
5. Pašava, J., Vymazalová, A., Košler, J., Koneev, R.I., Jukov, A.V., Khalmatov, R.A., 2010. Platinum-group elements in ores from the Kalmakyr porphyry Cu–Au–Mo deposit, Uzbekistan: bulk geochemical and laser ablation ICP-MS data. *Miner. Deposita* 45, 411–418.
6. Richards, J.P., 2015. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: implications for metallogeny. *Lithos* 233, 27–45.
7. Seltmann, R., Porter, T.M., Pirajno, F., 2014. Geodynamics and metallogeny of the central Eurasian porphyry and related epithermal mineral systems: a review. *J. Asian Earth Sci.* 79, 810–841.
8. Thompson, J.F.H., Lang, J.R., Stanley, C.R., 2001. Platinum group elements in alkaline porphyry deposits, British Columbia. *Exploration and Mining in British Columbia, Mines Branch, Part B*, 57–64.
9. Zajacz, Z., Seo, J.H., Candela, P.A., Piccoli, P.M., Heinrich, C.A., Guillong, M., 2010. Alkali metals control the release of gold from volatile-rich magmas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 297, 50–56.
10. Zhao, X.B., Xue, C.J., Chi, G.X., Mo, X.X., Nurtaev, B., Zhang, G.Z., 2017. Zircon and molybdenite geochronology and geochemistry of the Kalmakyr porphyry Cu-Au deposit, Almalyk district, Uzbekistan: Implications for mineralization processes. *Ore Geology Reviews* 86, 807–824.

СЕКЦИЯ III

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРОГНОЗ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛАГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ, РЕДКИХ И РЕДКО-ЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

ИЗУЧЕНИЕ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛЬГУЗАРСКИХ ГОР

Абдуллаев А. Х.*

**Национальный университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека*

Изучению геохимии, минерального состава, закономерностей образования и размещения золоторудных месторождений на территории Узбекистана, посвящены многочисленные работы. Большой вклад в развитие геологии, металлогении тектоники в Узбекистане внесли Х.М.Абдуллаев, И.Х.Хамрабаев, К.Л.Бабаев, Ф.А.Усманов, В.П.Федорчук, Х.А.Акбаров, С.Т.Бадалов, В.Г.Гарьковец, И.М.Голованов, Т.Н.Далимов, Х.Р.Рахматуллаев, Х.М.Туляганов, Т.Ш.Шаякубов, Х.Н.Баймухамедов, М.А.Ахмеджанов, О.М.Борисов, А.К.Бухарин, В.И.Троицкий, В.А.Арипов, и мн. др. В геохимических и минералогических исследованиях особое внимание уделялось особенностям проявления химических элементов, их связей и ассоциаций, минеральных видов, последовательности их образования, определению закономерностей развития минеральных ассоциаций и т. д.

В решении проблем геологии, прогнозирования и поиска золото-серебряных месторождений в пределах Мальгузарских гор в свое время участвовали Н.Д.Зеленко, И.И.Санников, К.В.Сайуков, Н.М.Махно, Х.В.Рыскина, Г.Ю.Алферов, М.М.Посохова, А.М.Мамуров и др. Открытые вокруг Мальгузарских гор промышленных золото-серебряных (Маржанбулак, Зармитан) месторождений и рудной минерализации дают основание предположить о высоком потенциале рассматриваемой территории на добычу полезных ископаемых [1, 2]. Исходя из этого представляется актуальным предпринятое изучение месторождений Мальгузарских гор, как в связи с необходимостью выяснения их перспектив, так и в связи с возможностью применения полученных данных при оценке слабо вскрытых золото-серебряных месторождений и рудопроявлений. Рассмотрим на примере месторождения Бахмал золото-серебряное проявление в регионе.

Месторождение Бахмал расположено на северо-западном окончании Мальгузарских гор в 23 км к юго-востоку от железнодорожной станции Галляарал на левом борту р. Танги, левого составляющего Узунбулаксы. На севере и юге геологическими границами рудопроявления являются Ляйлягуинский и Курпинский региональные нарушения.

В 1968-1970 гг. Посоховой М.М., Голиковым А.Н. впервые задокументировано данное месторождение под названием Узунбулак при геологической съемке м-ба 1:50 000 и позже, в 1978 г. Султанмурадовым М.Т. описано (спорный приоритет) в процессе поисково-оценочных работ.

В геологическом отношении площадь месторождения слагают песчано-сланцевые образования нижней и средней подсерий марджанбулакской толщи среднего-верхнего ордовика. Преобладающее простирание пород – субширотное, падение – южное, под углами 70-80°. Осадочные породы прорваны дайками гранодиоритов верхнего карбона-перми и силурийскими дайками габбро-диабазов и диабазовых порфиринов, мощность даек изменяется от первых метров до 200 м. Залегание даек в целом согласно с вмещающими породами. Восточный фланг практически целиком перекрыт чехлом четвертичных отложений мощностью более 3м.

Расположено в Мальгузарской зоне смятия на северо-западном крыле Мальгузарской синклинали с разнонаправленными тектоническими нарушениями в зоне влияния Курпинского взброса, по которым развиты рудоносные зоны брекчирования и жильно-прожилкового окварцевания, образующими пластообразные и трубообразные рудные тела.

Тектоническое строение площади определяется наличием региональных разломов первого порядка, (Ляйлягуинский и Курпинский), а также системой оперяющих трещин и приразломных складок, распространенных в зонах влияния этих структур. Внутреннее строение оперяющих трещин характеризуется неоднородностью, связанной с различной степенью дробления и гидротермального изменения горных пород.

Гидротермальное золото-серебряное оруденение золото-(серебро)-кварц-малосульфидного (полисульфидного) типа и приурочено к зонам брекчирования, сопровож-

дающим трещины второго и более высокого порядков. Оруденение приурочено к Ляйлягуинской минерализованной зоне. Продуктами этого процесса являются кварц-серицитовые метосоматиты, инъекционные кварцевые брекчии. Основными элементами-спутниками золотого оруденения являются свинец, мышьяк, сурьма, вольфрам, медь, барий. Эти элементы отчетливо фиксируются в первичных и вторичных ореолах рассеяния.

Золотое оруденение размещается в интенсивно перемятых, брекчированных, трещиноватых прожилково-окварцованных слюдисто-кварцевых, углисто-кварц-слюдистых, альбит-кварц-слюдистых сланцев с прослоями алевропесчаников, песчаников, туфопесчаников, гравелитов или стержневых кварцевых жилах и штокообразных кварцевых телах, размещающихся в субпараллельных разрывах, отчленяющихся под острым углом от зон региональной проницаемости или в узлах сочленений разнонаправленных тектонических структур.

Гидротермальные изменения – окварцевание, серицитизация, альбитизация, графитизация, карбонатизация, каолинизация, сульфидизация, лимонитизация.

Значительно развиты вторичные процессы, регионально проявившиеся в образовании линейных кор выветривания, выразившиеся в сильном осветлении и неравномерной лимонитизации пород. Сульфидные минералы частично или полностью разложились с образованием по ним соответствующих гипергенных минералов. В Курпинском взбросе по данным колонкового бурения зона окисления распространяется до глубины 15-25 м.

Для месторождения Бахмал характерно наличие двух направлений, по которым происходило распределение сульфидной минерализации – субширотное и субмеридиональное. Взаимное пересечение аномальных зон этих направлений образует узлы с повышенным содержанием.

Оруденение образует пластовые и трубообразные кварцево-жильные тела с серебром, золотом, пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, блеклыми рудами, сульфосолями серебра, шеелитом и др.

На площади месторождения выделено восемь рудных тел с параметрами 1,7-1,9х90 - 155 м, приуроченных к трем рудным зонам: Северной, Широтной и Северо-Западной. Протяженность зон - 180 -700 м, средняя мощность - 6-7 м, ориентировка 220-270° с крутыми (70-85°) углами падения в северных и южных румбах.

Рудные тела представляют тип крутопадающих жильных зон протяженностью 200-400 м, мощностью от первых метров до 30 м. Распределение золота и серебра крайне неравномерное. Золото и серебро мелкие и тонкодисперсные, в основном, свободные. Золото самородное по трещинам в кварце, гидроокислах железа, форма золотинок неправильная, комковидная, дендритовидная, пластинчатая и др., размер от 0,05 до 0,5-1 мм, редко - 2-3 мм, пробы не определялись, по косвенным признакам в пределах 500-700.

Руды комплексные золото-серебряные, убогосульфидные. Кроме серебра, попутным компонентом руд является вольфрам, выделяющийся в количестве до 0,05 % в виде шеелита. На восточном фланге рудопроявления Бахмал рудных тел не выявлено. Проведенные горно-буровые работы однозначно свидетельствуют об отсутствии промышленного оруденения на восточном фланге рудопроявления Бахмал.

В геохимическом отношении месторождение Бахмал специализировано на золото, серебро, мышьяк, и молибден. Эти элементы отчетливо фиксируются в первичных и вторичных ореолах рассеяния. Наиболее крупные полуэлементные аномалии пространственно совпадают с зоной Курпинского разлома. Рудные зоны сопровождаются, привносим радио-геохимических элементов - калия, урана, тория. Площадь развития золотоносных кварцевых прожилков специализирована только на золото, аномалии на элементов спутников не фиксируются.

Литература:

1. Акбаров Х.А. Геолого-структурные типы полиметаллических рудных полей и месторождений Средней Азии. Некоторые вопросы их поисков и разведки. - Т.: Фан, 1975. - 200 с.

2. Акбаров Х.А. Геолого-структурные позиции рудных полей и месторождений Тянь-Шаня. Задачи изучения и систематика // Геология и минеральные ресурсы. - 2004. - № 2. - с. 3-10.
3. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Диваев Ф.К. Геодинамический реконструкция орогенного пояса Западного Тянь-Шаня и прогнозирование эндогенных месторождений в породах фундамента (методические рекомендации) / Р.Х.Миркамалов, В.В.Чирикин. Ф.К.Диваев; Гл. ред. Б.Ф.Испамов; Госком РУз по геологии и минеральным ресурсам, Госпредприятие «Институт минеральных ресурсов». - Т.: ГП «Институт минеральных ресурсов», 2019. -162 с.
4. Миркамалов Р.Х., Савчук Ю.С. Постколлизийные региональные сдвиговые зоны - основной резерв для выявления месторождений золота в Западном Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы. - 2007. - № 5. - С. 39-50.

ОЛТИН-КУМУШ МАЪДАНЛАШУВИ МОДЕЛИНИ ЯРАТИШНИНГ ГЕОЛОГИК-ГЕНЕТИК ВА МИНЕРАЛОГИК-ГЕОКИМЁВИЙ АСОСЛАРИ (МАРКАЗИЙ ҚИЗИЛҚУМ)

Амиров Э.М. *, Карабаев М.С. **

**Ҳ.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

***Геология фанлари университети*

Сўнги йилларда маъдан конлари, жумладан, олтин-кумуш маъданлашуви моделларини яратиш соҳасидаги тадқиқотлар дунёнинг бир қатор етакчи давлатларида жадал ривожланди. Дастлаб бу йўналишдаги тадқиқотлар геологлар томонидан ўтган асрнинг бошларида бошланган. К.И.Богданов Руминия, АҚШ ва Мексиканинг ер юзасига яқин олтин-кумуш конларини батафсил ўрганиб, бундай конларнинг иккита минералогик турини ажратди. Уларнинг бир-биридан кескин фарқланиши ва бир қатор аралаш типларга бўлинишини аниқлади, булар: кумуш-олтинли ёки олтин-кумушли томирлар (пропилитли олтин маъданли формация) ва теллури олтин маъдан томирлари[1]. Россия ҳудудларида маъдан конларини моделлаштириш бўйича тадқиқотлар 1970-йилларнинг охирилари 1980 йилларнинг бошларида олмос, асл ва рангли металлларнинг етакчи маъдан-формацион ва геологик-саноат турлари бўйича намунавий конлар тизимини яратиш мақсадида бошланган[2]. Маъдан конлари геологик тузилиши моделлари металлогенияда муҳим назарий ва амалий аҳамиятга эгаллиги Халқаро геология конгрессининг бир қатор сессияларида қайд этилган.

Конларнинг моделларини ишлаб чиқишдан мақсад мавжуд имкониятлар ва усуллар ёрдамида аниқланган маъданлашув хусусиятларининг умумлаштирилган тасвирини яратишдир. Маъдан конларини моделлаштириш геология-қидирув ишларини амалга оширишнинг барча босқичларида: излаш, башоратлаш, баҳолаш, қидириш ва разведка қилиш самарадорлигини ошириш учун объектлар тасвирини намоён қилиш билан белгиланади. Модел кўпгина баҳоланган, ўрганилаётган ва фойдаланилаётган конлар бўйича катта ҳажмдаги тавсифий маълумотларни тўплаш орқали яратилиши мумкин. Шу вақтгача яратилган моделларнинг аҳамияти ва улардан амалий мақсадларда фойдаланиш имконияти маъданли моддалар тўпланишининг жойлашув қонуниятларини аниқлаш ва уларни алоҳида кон моделларини ҳисобга олган ҳолда башоратлаш жараёнларида аниқланган истиқболли майдонлар билан тасдиқланади.

Олтин-кумуш маъданлашуви моделини яратиш бўйича хориж тадқиқотчиларидан Л.Н.Бельчан, Н.П.Варгуни, С.С.Вартанян, М.М.Константинов, Т.Н.Косов, В.И.Гончаров, Б.Р.Бергер, Ҳ.Ф.Бонам, М.Л.Силберман, Р.Ҳ.Силлитое ва бошқалар тадқиқотлар олиб боришган[3-5]. Республикамиз ҳудудидаги маъданли конлар бўйича бу каби тадқиқотлар Ҳ.М.Абдуллаев, Ф.А.Усманов, В.Ф.Федорчук, И.М.Головонов, М.М.Пирназаров,

М.С.Карабаев, Л.Р.Садикова ва бошқарнинг илмий ишларида келтирилган[6-9]. Ўзбекистон ҳудудларидаги гидротермал конлар сифатида таснифланган олтин-кумуш конлари мураккаб тузилишга, шаклланиш шароитларига ва минерал таркибга эга бўлган маъдан-магматик тизимларга киритилган бўлиб, уларда турли хил генезисдаги маъданли ҳосилаларни башоратлаш учун зарур бўлган макон-замон муносабатлари бўйича тадқиқотлар ҳозирги кунда ҳам давом этмоқда.

Марказий Қизилқум тоғ-маъданли ҳудуди Ғарбий Ўзбекистонда, замонавий геодинамик ва геологик-структуралар жойлашувига кўра Жанубий Тянь-Шан ороген зонасида жойлашган бўлиб, минтақавий сиқилиш, субконтинентал-шимолий-ғарбий йўналишдаги сланецлашиш ва бурдаланиш зонаси ҳисобланади [10]. Минтақада маъданли конларнинг ҳосил бўлиши 310-220 млн йиллар ичида содир бўлган, аммо маъданлашувнинг максимал вужудга келиш даври 280-290 млн йилга, яъни C_3-P_1 чегарасига тўғри келади[11], ушбу ҳолат Х.М.Абдуллаев ва И.Х.Ҳамрабаевларнинг илмий назарияларини [12,13], тасдиқлаган ҳолда, олтин маъданлашуви ва гранитоид магматизмининг ўзаро боғлиқлиги ҳақидаги хулосаларни тасдиқлайди [10,11].

Марказий Қизилқумнинг олтин-кумуш маъданлашуви моделини яратишнинг типик геологик-генетик ва минералогик-геокимёвий асослари ва бошқа шарт-шароитлари қуйидагилардан иборат:

- олтин-кумуш маъданлашувининг намоён бўладиган ҳудудлари асосан амагматик (Бозтов, Желсай, Довгистов, Високовольное ва б.), баъзи интрузив штоклар ва олтин-сульфид конларининг фазовий жойлашуви (Кокпатас, Окжетпес ва б.) мавжуд бўлган объектлар;
- олтин-кумуш маъданлашуви кечки гранитоид интрузиялар, дайкали ҳосилалар (асосан лампрофир ва б.) шаклланишига боғлиқ ҳолда ҳосил бўлган ва улар билан назорат қилинган;
- олтин-кумуш маъданлашуви чуқур тектоник ёриқлар зоналарида – бўйлама шимолий-ғарбий ва кўндаланг ёриқлар туташув жойларида айниқса тектоник ёриқлар эгилган ва кўпроқ тарқалган зоналарда назорат қилинган;
- олтин-кумуш маъданлашуви березит-лиственит (пастки қисми) ва эйсит-аргиллизит (юқори қисми) метасоматитларининг ривожланиш соҳаларида намоён бўлган;
- минерал парагенезисларнинг намоён бўлиш зоналиги (марказдан фронтал қисмларга): пирит-арсенопирит-олтинли; кварц-карбонат-полисульфидли, карбонат-сулфасолли, карбонат-каолинит-кумушли;
- олтин маъданлашуви, ўзига хос селен минералларидан ташқари, бир қатор селенли минераллар билан бирга келади – Se-галенит, Se-антимонит, Se-аргентит, Se-гессит, Se-маккинстрит, Se-джерсонит, Se-буланжерит, Se-Au-соф кумуш ва бошқалар;
- олтин-кумушли майдонлар учун типоморфик хусусият олтин ва теллурнинг селен ва сурма билан алоқаси бўлиб, бу уларнинг турли хил минерал кўринишларининг шаклланишида намоён бўлади;
- интрузиялардан узоқда жойлашган олтин-кумуш конлари олтин-маргимуш ва олтин-кумуш-селенидли минералогик-геокимёвий ассоциацияларининг зонал жойлашуви билан тавсифланади;
- ҳамроҳ элементларнинг (олтиндан ташқари) ореоллари намоён бўлиши: маргимуш, селен, сурма, кумуш ва теллур; маъдан зоналари олтин билан бевосита боғлиқ бўлган маргимушнинг юқори қийматлари билан ажралиб туради;
- олтин-кумушли майдонларда висмут концентрацияси даражаси юқори эмас (кларк билан солиштирилганда бир неча марта) ва элементларнинг тўпланиш интенсивлигининг геокимёвий қаторида у аҳамиятсиз ўринни эгаллайди (1-жадвал).

Хулоса: Марказий Қизилқум ҳудудидаги олтин-кумуш конларини шаклланиш моделининг моҳиятини (ишчи гипотезани) қуйидагилар орқали акс эттириш мумкин:

- ер пўстининг пастки қисмига етиб борадиган чуқур узлуксиз бузилишларнинг шаклланиши;

- қобик ости камераларидан асосли (лампрофирлар) таркибли дайкаларнинг, қобик камераларидан кўпроқ нордон таркибдаги дайкаларнинг узилмали структураларга кириб келиши;
- дайкаларнинг кириб бориш йўллари ва бошқа ёриқли зоналар гранитоид камераларидан қолдик гидротермик эритмаларни ташиш учун хизмат қилган;
- структуранинг юқори қаватларида тегишли термодинамик шароитга эришилгандан сўнг, маъданолди ўзгаришларнинг зонал (фазо ва вақт бўйича) шаклланиши ва маъданли минералларнинг чўкиши бошланади;
- маконда олтин-кумуш маъданларининг ҳосил бўлиш жараёни ўзига хос минералогик-геокимёвий ассоциациялар мажмуасини вужудга келтирган.

1-жадвал

Марказий Қизилқумда олтин-кумуш маъданлашуви моделини яратишнинг типик геологик-генетик ва минералогик-геокимёвий асослари

Модел турлари (асосий)	Олтин-кумуш маъданлашуви
Геологик фон	
Магматик	Турли таркибли дайкалар шаклланишининг мавжудлиги (айниқса лампрофирлар) P ₁
Литологик	Алевроқумтош таркибли вулконоген-чўкинди қатламлари, кучли бурдаланиш билан
Структуравий-тектоник	Бўйлама ва кўндаланг ёриқларнинг кесишган жойлари; уларнинг эгилиш зоналари ва бурдаланишнинг кучайиши
Метаморфик (аҳамияти йўқ)	Минтақавий метаморфизмнинг яшил сланецли фациясининг жинслари
Метасоматик	Березит-литвенит (ОЗ), эйситлар ва аргил-лизитлар (ТЗ)
<i>Дунёнинг эталон металлогеник провинцияларида [14]</i>	
Магматик	Гранит-риолит ассоциацияси
Литологик	Вулконоген-чўкинди ҳосилалар, гил-терригенли, гил-карбонатли, моласс ётқиқиқлари
Геологик-структуравий	Чуқур ер ёриқлари ва уларни кесиб ўтган кўндаланг ер ёриқлари
Метаморфик	Углеродли сланец қатламлари
Метасоматик	Олтин-кумуш-адуляр-кварцли
	Камсульфидли адуляр-серицитли
Минералогик асослар	
Минерал ассоциациялар	Пирит-арсенопиритли (ОЗ); кварц-карбонат-полисульфидли, карбонат-сульфосолли, карбонат-каолинитли (ТЗ) ассоциациялар
Минераллар ва уларнинг турлари	Арсенопирит, гессит, петцит, штютцит, пентландит, Ni-Co-арсенопирит, Ni-As-пирит, Fe-Mg-серицит (ОЗ); сульфосоллар Cu, Sb, Se, Ag; Ni-Ag-Sb-арсенопирит, ульманнит, Se, Ag, Sb, Fe, Pb, Zn – маъданли минералларнинг турлари; альбит, каолинит, Fe-Mn-хлоритлар, Fe-Mg ва Mn-Fe- карбонатлар (ТЗ),
Минерал аралашмалар элементлари	Ag, Pb, Zn, Sb, Ni, Se, Te
Пиритда Ni/Co	4

<i>Дунёнинг эталон металлогеник провинцияларида</i> [15]	
Олтин-кумуш-хира маъданли	Фрейбергитли (тетраэдрит), сульфасолваселенидлиAg
Олтин-кумуш-сульфидли (акантитли)	Акантитли, галенит-сфалеритли
Олтин-кумуш-селенидли	СеленидлиAg, акантитли
Геохимёвий асослар	
Олтиннинг гурухлардаги барқарор корреляцияси	Au-As (O3), Ag-Au-Sb (T3)
Маконда олтин корреляциясининг ўзгариши (ички зонадан ташқи зоналарга)	As-Te —Te-Ag---Se-Sb
Саноат маъданларининг белгилари	Au, As нинг кучли ореоллари
Геохимёвий ореоллар	Ag, Sb, Zn, Au, Se, Te нинг ореоллари
Se/Te	45:1
Ag/Au	10:1
Хусусиятли элементларнинг кларк концентрацияси	Te – 290, Se-230, Sb – 180,As-140, Ag -50
Au нинг барқарор геохимёвий парагенезислари	As-Te-Se-Sb-Ag
Элементлар тўпланиш интенсивлигининг геохимёвий қатори	(Te-Se-Sb-As-Au-Ag)-Mo-Bi-W-Zn-Cu-Sn-Pb
<i>Дунёнинг эталон металлогеник провинцияларида</i> [16]	
Ag/Au(Олтин-теллурли)	10:1–1:1 (Hg, Bi, Sb, As элементларининг барқарор геохимёвий ассоциациялари билан)
Au/Ag(Олтинли)	1:1–1:20 (Cu,Mo (As, Sb, Sn, W) элементларининг барқарор геохимёвий ассоциациялари билан)
Au/Ag(Олтин-кумушли)	1:20 (Pb, Zn, Sn, Mn элементларининг барқарор геохимёвий ассоциациялари билан)

*O3-орқа зоналар, T3-ташқи зоналар

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н., Стружков С.Ф., Сынгаевский Е.Д., Шишаква Л.Н. Золото-серебряные месторождения (Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов). – Москва ЦНИГРИ.: 2000. - 239 с.
2. Константинов М.М., Стружков С.Ф., Аристов В.В. Генетические типы золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1997. №1. С.62-66.
3. Olympic Dam Ore Genesis: A Fluid-Mixing Model / D.W.Haykes, K.C.Cvoss, R.T.Bills et al. // Econ. Geol. 1995. Vol. 90. P.281-307.
4. Сидоров А.А. О зональности эпитеpmальных золото-серебряных месторождений // Докл. РАН. 1998. Т.361. №2. С.229-231.
5. Антонов А.Е. Типы месторождений золото-серебряной формации // Советская геология. - 1984.- № 2. - С. 28-32.
6. Пирназаров М.М. Золото Узбекистана: рудно-формационные типы, прогнозно-поисковые модели и комплексы. –Т.: ГП «ИМР», 2017. 248 с.

7. Голованов И.М., Николаева Е.И., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. - Т.: Фан, 1988. - 202 с.
8. Конеев Р.И., Гертман Ю.Л., Джураев А.Д. Минералого-геохимическая модель вул-каногенно-гидротермального оруденения Чаткало-Кураминского региона // Доклады АН РУз. - Т., 1996. - № 9. - С. 39-41.
9. Карабаев М.С., Жаниев Х.Э., Садиров Р.М. Поисковая геолого-минералогическая модель золото-редкометалльного и золото-серебряного оруденений Центральных Кызылкумов. Международный научный журнал «Инновационное развитие». – Россия, Пермь, 2018. - №7. – С.20-22.
10. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история южного Тянь-Шаня. - С.-Пб.: С.Петербургский ун-т, 1996. -192 с.
11. Seltmann R., Koneev R.I., Southern Tien Shan orogenic belt (Uzbekistan): structure, magmatism and gold mineralization // European Geosciences Union General Assembly.- 2014. -pp.436-447.
12. Абдуллаев Х.М. Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями. Т.: АН УзССР, 1950. - 243 с.
13. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). - Т.: Фан, 1969. - 212 с.
14. Методика локального прогноза скрытых месторождений золота и серебра / Под ред. М.М.Константинова, В.А.Нарсеева. – М.: ЦНИГРИ, 1989. -160с.
15. Некрасова А.Н., Орешин В.Ю., Чинова И.А. Классификация золота-серебряных месторождений на основе логико-информационного анализа // Руды и металлы. 1997. №5. С.33-42.
16. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. – М.: Недра, 1984. -165 с.

РУДОНОСНОСТЬ СКАРНОВ ЧАТКАЛЬСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Ахунджанов Р.*, Усманов А.И.*, Каримова Ф.Б.*

**Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева*

При изучении потенциальной рудоносности гранитоидного магматизма установлено, что редкометалльные месторождения (Li, Be, W, Mo, Sn и др.) и проявления флюорита имеют тесную связь с интрузивами Li-F лейкогранитов и телами их субвулканических аналогов – онгонитов и онгориолитов [5]. Эти образования были установлены нами на месторождениях Саргардон, Караарча, Чимган, Шавазсай и других. Как главный поисковый признак редкометалльного оруденения была выдвинута позиция «интрузив в интрузиве», когда Li-F лейкограниты внедрены в ранее образованные массивы, являющиеся составными частями гранитоидных батолитов. В Чаткальской зоне подобная ситуация исследована нами на Саргардон-Караарча-Чимганском рудном поле. Здесь Li-F лейкограниты размещены в краевых и центральных частях интрузивов, сложенных субщелочными габбро, гранодиоритами, адамеллитами и гранитами Чаткальского плутона S_2-P_1 возраста. Изучением околорудных метасоматитов установлено, что с Li-F лейкогранитами связаны особые типы метасоматитов (известково-глиноземистые скарны, цвиттеры, альбититы и др.), в образовании которых важную роль играют флюиды фронтальных частей расплавов Li-F лейкогранитов.

Редкометалльные известково-глиноземистые скарны. В Чаткальской зоне широко развиты скарны с железным, медным, полиметаллическим и редкометалльным оруденением. Специальное изучение их проводилось сотрудниками Института геоло-

гии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева и Института минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз. Итогом работ последних десятилетий является выделение формаций скарново-железородно-грейзеново-редкометалльных с флюоритом (Саргардон) и скарново-железородно-редкометалльных без существенных грейзеновых проявлений (Чимган). Формирование их связывается с постмагматизмом отдельных фаз интрузии и, наряду с этим, между проявлением скарново-магнетитовых и грейзеново-редкометалльных образований отмечается перерыв во времени, который фиксируется внедрением аплитовых и пегматоидных даек, пересекающих скарны с магнетитом, но подвергшиеся грейзенизации. Изучением грейзеново-редкометалльных объектов Чаткальских гор установлено, что формирование грейзенов происходило при более высоких температурах, чем пегматиты. Эти факты, а также наблюдения Х.М. Абдуллаева, А.К. Каххарова, Ф.А. Усманова, А.И. Усманова и многих других исследователей указывают на полихронность и возможную полигенность скарновых и грейзеново-рудных процессов [1-4]. Ими отмечалась приуроченность скарновых железорудных, вольфрамовых (шеелит) и молибденовых проявлений к интрузиям диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, а гидротермальных месторождений вольфрама (вольфрамит) и олова - к поздним телам гранитов и аляскитов. Совмещенность этих типов оруденения в пределах локальных участков (одного интрузива и его приконтактной зоны), не привлекала особого внимания. В экзоконтактах Саргардонского, Караарчинского и Чимганского интрузивов развиты в основном известково-железистые скарны - пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые, гранат-везувиановые, волластонитовые с магнетитом и халькопиритом. Участками они актинолитизированные и, наряду с ранним гранатом, наблюдается гранат более поздний, чем актинолит. В этих скарнах установлены: шеелит, молибденит, касситерит. Редко наблюдаются магнезиально-железистые скарны, сложенные пироксеном, флогопитом, тремолитом, гранатом, магнетитом и халькопиритом. В скарнах в основном две-три зоны, хотя и редко, но наблюдаются участки с полной зональностью, характерной для скарнов магнезиальных и известковых формаций, описанной в литературе В.А. Жариковым (1959 г.), Л.А. Шабыниным (1973 г.) и др.

Вмещающие карбонатные породы представлены мраморами, в основном мелко- и среднезернистыми. Редко наблюдаются крупнозернистые разновидности, приуроченные к зонам поздних гидротермальных жил. В мраморах есть вкрапленность арсениопирита, пирита, магнетита, гематита и кварцитоподобные кремнистые стяжения. Ближе к интрузивам они переходят в кальцифиры - мрамора с более чем 5% породы пироксена, флогопита, амфибола, биотита, граната и пирита. В Саргардоне они содержат зерна флюорита, топаза, многочисленные прожилки кварц-серицит-флюоритового состава. Кальцифиры развиты и по зальбандам инфильтрационных скарнов.

Химические составы мраморов изменчивые и наблюдается увеличение в них содержания магния в направлении от Караарчи к Чимгану и Саргардону, отражая в общем углубление эрозионного среза карбонатной толщи D₂-C₁. Количество окиси магния, необходимое для образования скарнов магнезиальной формации (не менее 9-13%) вокруг Караарчинского интрузива не определено. Магнезиальные скарны в Караарче установлены нами в наиболее эродированной северо-восточной части, где могли быть доломиты, но преобразовались в известковые мраморы. В Чимгане известковые доломиты, с содержанием до 20% MgO обнажены в Бельдерсае и верховьях Аксяя. Совместное нахождение с ними субсогласных тел порфириров может свидетельствовать о наличии низов карбонатной толщи. Ввиду того, что большинство скарнов в Чимгане имеет автореакционный характер - образованы в приконтактных зонах порфириров и карбонатных пород, состав последних не имел существенного значения при скарнообразовании. В Саргардонском рудном поле карбонатные породы почти везде

содержат необходимые для формирования магнезиальных скарнов количества окиси магния и максимальное распространение они имеют на восточном и вдоль южного экзоконтактов Саргардонского интрузива.

Приведенные сведения, в общем, подтверждают установленные в Среднеазиатском регионе закономерности проявления парагенезисов скарнов и руд: для железорудных месторождений характерны ассоциация салита с 20-60% геденбергитового минала и граната - And_{30-85} ; для свинцово-цинковых-диопсид, геденбергит с высоким содержанием йохансенитовой молекулы иногда спессартиновой и тот же гранат - And_{30-85} ; для молибден-вольфрамовых - геденбергит и гроссуляр, содержащий до 22% пиральспита. Отличие лишь в том, что на редкометалльных месторождениях Узбекистана марганец заключен не в гроссуляре, а в мангангеденбергите, в котором содержание окиси марганца должно быть в пределах 2,82-9,95% и отмечается широкое развитие везувиана [3, 4]. Изучением скарново-рудных образований Саргардон-Караарча-Чимганской площади выявлено разнообразие типов скарнов, их одновременность и связь с конкретными интрузивными формациями. С рудоносностью последних устанавливается тесная зависимость наличия в скарнах определенных типов руд. В скарново-железорудных телах наблюдается ассоциация низкоглиноземистых диопсида, салита, ферросалита и авгита с низкоглиноземистым, но высокожелезистым гранатом - And_{42-100} (Рис. 1; 2). На Саргардонском рудном поле, наряду с вышеуказанными разновидностями пироксенов, широко развиты низкоглиноземистые мангангеденбергит и андрадит. Эта редко встречающаяся ассоциация, вероятно, связана с совмещенностью здесь железорудного и редкометалльного оруденения. Характерный для редкометаллоносных скарнов гроссуляр везде на площади сопровождается везувианом (табл.1). Причем эти гранаты - And_{13-38} , будучи высокожелезистыми, преимущественно умеренноглиноземистые, последним они резко отличаются от распространенного разнообразия гранатов переменного состава - от андрадита, через гроссуляр-андрадит к андрадит-гроссуляру. Обращает на себя внимание следующее: постоянная ассоциация везувиановых скарнов с дайками лейкократовых гранитов, жилами аплитов и присутствие во всех этих породах флюорита и топаза; наличие в везувианах реликтов пироксена и граната; развитие оплавленных, серицитизированных и хлоритизированных скарнов только в участках пересечения их зонами северо-восточного простирания, а в Саргардоне - кварц-вольфрамитовыми жилами, четко выраженная приуроченность последних преобразований скарнов к телам Li-F лейкогранит-порфиров.

В.А. Жариковым (1968 г.), путем расчета коэффициента распределения железа между сосуществующими пироксенами и гранатами, установлено, что железистость этих минералов зависит, главным образом, от кислотности растворов. Повышение ее приводит к увеличению железистости пироксена и уменьшению железистости граната. В данном случае скарновые процессы завершаются образованием и андрадита, и гроссуляра. Следовательно, скарны образованы в условиях сравнительно низкой и повышенной кислотности растворов. Подтверждением этому является и неравномерное развитие кварц-полевошпатового метасоматоза, грейзенизации в скарнах и гранитоидах.

Обособленность парагенезиса умеренноглиноземистого гроссуляра с везувианом, содержащим марганец, титан, хром, хлор, наличие в везувиановых скарнах значительных количеств фтора и редкометалльных элементов, а в Чимгане и молибденового оруденения послужило основой для выделения нами редкометаллоносных известково-глиноземистых (гроссуляр-везувиановых) скарнов. Следовательно, на Саргардон-Караарча-Чимганской площади наблюдаются две разновидности скарнов, образованных в две стадии кислотного метасоматоза.

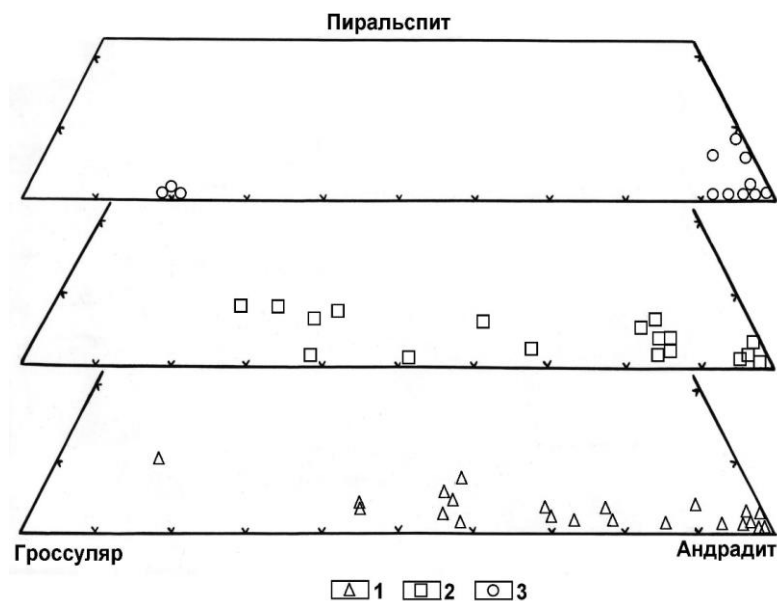


Рис. 1. Составы гранатов из скарновых образований Саргардон-Караарча-Чимганской площади. Гранаты из скарнов: 1 - Караарчи, 2 - Чимгана, 3 - Саргардона.

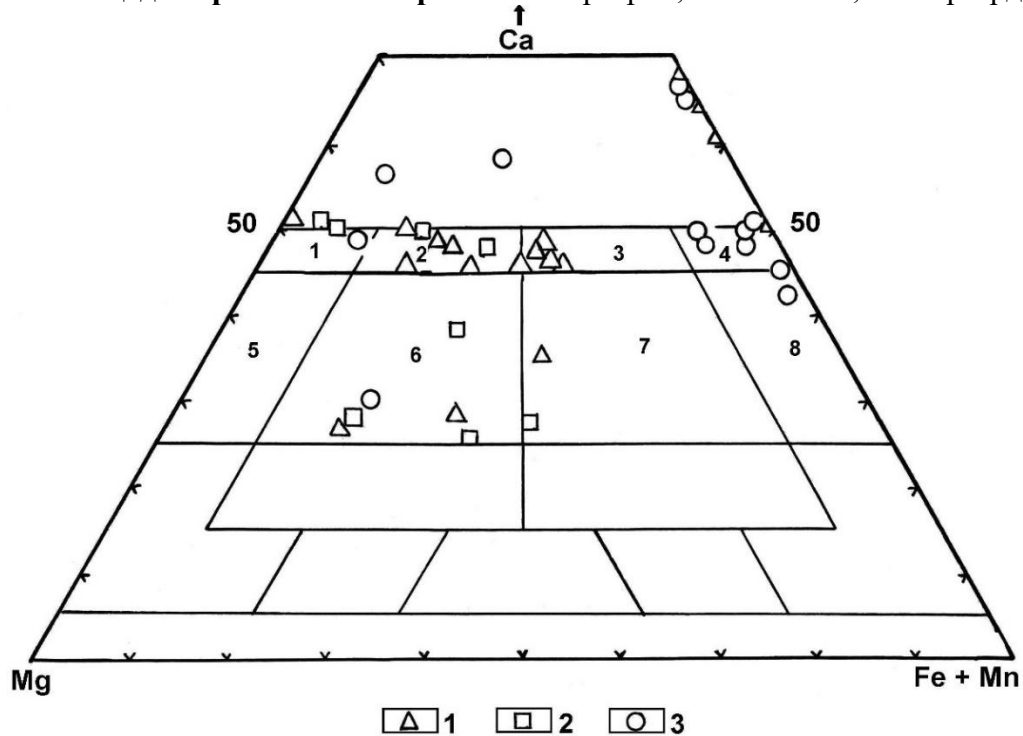


Рис. 2. Химические составы пироксенов пород Саргардон-Караарча-Чимганской площади. Пироксены из скарнов: 1 - Караарчи; 2 - Чимгана; 3 - Саргардона. Пироксены: 1 – диопсид, 2 – салит, 3-4 – ферросалит, 5 – Mg-авгит, 6 – авгит, 7 – Fe-авгит, 8 – геденбергит.

Таблица 1

Железистость и глиноземистость минералов скарнов Саргардон-Караарча-Чимганской площади

Рудное поле, скарны	Пироксен	Амфибол	Флогопит	Гранат	Везувиан	Примечание
Караарчинское рудное поле						
Магнезиальные, железорудные	<u>0,03-1,12</u> 13-57	<u>0,3-3,8</u> 6-36	<u>4,1-6,2</u> 12-13	<u>0,05-2,9</u> 99-100		MnO в диопсидах, салитах и авгитах – 0,042-1,297%; флогопитах – 0,000; тремолитах – 0,000-1,093; андрадитах, гроссуляр-андрадитовых гранатах – 0,06-0,674%
Известковые, железорудные	<u>2,3-8,5</u> 98-100	<u>23-30</u> 85-97		<u>6-15</u> 88-100		MnO в геденбергитах – 0,730-1,139%; актинолитах – 0,431-3,470; андрадит-гроссуляровых гранатах – 0,114-1,370%; в последних TiO ₂ =0,010-0,455%
Известково-глиноземистые с высокими содержаниями редких металлов				<u>18</u> 45	<u>19</u> 47	В гроссулярах в везувианах MnO=0,102%; TiO ₂ =0,850; Cl ₂ O=0,223; Cr ₂ O ₃ =0,021%
Чимганское рудное поле						
Магнезиальные, в основном известковые, железорудные	<u>0,3-2,6</u> 8,6-51,5	<u>15-17</u> 79-82	<u>15-17</u> 7-9	<u>0,2-3,3</u> 98-100		MnO в диопсидах, салитах и авгитах – 0,398-1,482%; флогопитах – 0,297-0,453; гроссуляр-андрадитовых гранатах – 0,00-0,539%
Известково-глиноземистые, редкометаллоносные				<u>8,2-16</u> 98-100	<u>19</u> 44	В андрадит-гроссуляровых гранатах MnO=0,734%; TiO ₂ =1,112; Cl ₂ O=0,225; Cr ₂ O ₃ =не обн.
Саргардонское рудное поле						
Магнезиальные, железорудные	<u>0,7-3,3</u> 7-29	<u>18-27</u> 30-58	<u>12-20</u> 6-25			MnO в диопсидах – 0,109-0,322; тремолитах – 0,076-0,381; флогопитах – 0,004-0,422%
Известковые, железорудные	<u>0,1-0,7</u> 75-96	<u>27</u> 87		<u>0,01-3,2</u> 96-100		MnO в геденбергитах – 5,465-9,715%; актинолитах – 1,445-2,622; андрадитах – 0,333-0,560%
Известково-глиноземистые, редкометаллоносные				<u>22</u> 96	<u>18-29</u> 32-100	В гроссулярах MnO=0,487%; везувианах MnO=0,077-0,484%; TiO ₂ =0,014-0,219; Cl ₂ O=0,198-0,764; Cr ₂ O ₃ =0,019-0,179%

Примечание. В числителе – глиноземистость, в знаменателе – железистость. По результатам микрозондовых анализов на приборе «Camebax» (ИЭМ РАН, А.И. Усманов).

Первая характеризует постмагматизм габбро-диорит-гранодиорит-адамеллитовой и гранит-лейкогранитовой формаций, а вторая стадия является результатом воздействия фронтальных растворов, тесно связанных с расплавами Li-F лейкогранитов.

Пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны с магнетитом катаклазированы, окварцованы, карбонатизированы, содержат прожилки хлорит-серицитового состава. В геденбергитовых, андрадитовых и везувиановых скарнах часты топаз и светлая слюда, а в гранат-эпидотовых метасоматитах — шеелит. Околоскарновые плагиоклаз-роговообманковые породы эпидотизированы, калишпатизированы, окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, в них обильны вкрапления флюорита и топаза. В пределах зон гидротермальных жил вышеуказанные породы преобразуются в кварц-хлорит-эпидот-флюоритовые, эпидот-флюоритовые, серпентин-серицит-флюоритовые, хлорит-серицит-флюоритовые метасоматиты, переходящие в кварц-серицитовые и кварц-мусковитовые породы с флюоритом, шеелитом, бериллом и другими, возможно, редкоземельными минералами.

Литература:

1. Абдуллаев Х.М. Очерк по металлогении Средней Азии (железо, вольфрам, олово). — М.: Госгеолиздат, 1949. — 106с.
2. Ахунджанов Р., Мамарозилов У.Д., Суюндилова Г.М. Ассоциации редкометалльных кислых интрузий (Чаткало-Кураминский регион, Западный Тянь-Шань) // Ташкент: Фан. 2009. — 165 с.
3. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: Фан. 1969. — 212 с.
4. Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня / Отв. ред. Р.А. Мусин. Ташкент: Фан. 1984. — 208 с.
5. Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Козлов В.Д. и др. Метасоматические цвиттеры и связанное с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии) // Метасоматизм и оруденение. М.: Наука. 1974. — С. 42-53.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛТЫНТАУСКОЙ ПЛОЩАДИ ГОР ЮЖНОГО БУКАНТАУ

Ачилов А.Р.*

**АО “Узбекгеология разведка” г.Ташкент.*

В геологическом строении исследуемой площади принимают участие изверженные, осадочно-метаморфогенные породы протерозойского и палеозойского возраста и неметаморфизованные осадки позднего мела и антропогена. Основную часть площади занимают гранитоиды Алтынтауского интрузива и породы осадочно-метаморфогенного комплекса, обрамляющие Алтынтауский интрузив. Они характеризуются почти полным отсутствием фауны, вследствие чего их возраст является предметом постоянной дискуссии геологов, изучавших этот регион. В разное время, различными исследователями возраст кристаллических сланцев Кызылкумов определялся по-своему, с колебаниями от ордовика, силура до среднего карбона, а в последние годы наметилась тенденция к удревнению возраста метаморфических толщ до докембрийского. Обычно возраст этих пород принимается как нижнепалеозойский без детального расчленения.

По литологическому составу в разрезе осадочно-метаморфических образований нижнего палеозоя в районе гор Алтынтау выделяются две толщи: нижняя — существенно кремнистая (кокпатасская) и верхняя — сланцевая (коксайская). Последняя, в связи с ограниченным распространением в районе работ, практически не изучалась.

Кокпатасская свита В.В.Сикорским (1960) разделена на 4 пачки (или подсвиты), отличающиеся друг от друга по литологическому составу. Это (снизу-вверх) ходжаахметская, алтынтауская, дервизская и каскырская пачки.

На площади работ кокпатасская свита представлена двумя пачками: ходжаахметская и алтынтауская. Обе пачки смяты в изоклинальные складки нескольких порядков, вплоть до пloyчатости, на востоке меридионального, на западе Алтынтауского интрузива – субширотного направления и осложнены как соскладчатými, так и секущими нарушениями.

Ходжаахметская пачка (Pz₁ kр₁) получила развитие в восточной части экзоконтакта Алтынтауского интрузива, в эндоконтакте ее обрывки фиксируются в виде мелких ксенолитов.

Большая часть пород ходжаахметской пачки обладает зеленоватой окраской. Это светло-зеленые, зеленовато-серые, серые с зеленоватым оттенком, реже буровато-серые кристаллические сланцы: кварц-альбит-биотитовые, биотит-плагиоклаз-амфиболовые, альбит-кварц-амфиболовые, хлорит-актинолитовые и амфиболовые. В них присутствует апатит, сфен, цирков, минералы группы эпидот-цоизита, из рудных-пирит.

Алтынтауская пачка (Pz₁ kр₂), с которой связано большое количество радиометрических аномалий, развита как на западной, так и восточной частях площади, где она согласнo ложится на ходжаахметскую пачку.

На западе гранитоидного массива породы алтынтауской пачки образуют в гранитах останцы самых различных размеров.

По данным бурения ксенолиты нижнепалеозойских сланцев распространены до глубины 350 м и более, мощность и протяженность их по простиранию увеличивается в сторону экзоконтакта интрузивного массива.

Алтынтауская пачка состоит из кремней, переслаивающихся с глинистыми сланцами, кварцитами, филлитовидными сланцами, доломитизированными и мраморизованными известняками. В связи с присутствием кремней, породы этой пачки относительно хорошо обнажены и образуют положительные формы рельефа.

Мощность горизонтов различных по составу пород колеблется в широких пределах: от первых десятков см, до десятков м, что особенно характерно для карбонатных пород и кварцитов, которые в ряде случаев образуют резкие раздувы мощностей или неожиданные выклинивания.

Карбонатные породы на поверхности наблюдаются очень редко, так как легко поддаются выветриванию и перекрываются наносами; в скважинах они встречаются довольно часто.

Магматизм. Геологическое развитие Центральнх Кызылкумов в палеозое характеризуется интенсивным проявлением магматической деятельности, которая привела к формированию разнообразных по составу эффузивных, интрузивных и жильных пород.

Начавшись в нижнем палеозое со сравнительно слабых подводных излияний основной и реже кислой магмы эта деятельность, нарастая по интенсивности, неоднократно возобновлялась в среднем и завершилась в верхнем палеозое внедрением крупных интрузивов кислого состава.

Верхнепалеозойский комплекс кислых магматических пород Южного Букантау представлен гранитоидами Алтынтауского интрузива, относимыми рядом авторов к полифациальной гранодиорит-адамелитовой магматической формации.

Главная фаза герцинского тектогенеза в Южном Тянь-Шане прошла на рубеже среднего и верхнего карбона или в начале верхнего карбона. Интрузии, описываемой гранодиорит-адамелитовой формации, прорывают орогенные молассоидные отложения (Айсанов, 1971), имеют абсолютный возраст гранитоидных пород 265-283 млн. лет, что позволяет говорить о пермском или верхнекарбон-пермском времени их формирования.

Алтынтауский гранитоидный массив в районе Букантау обнажается лишь незначительной своей частью, в основном он скрыт под покровом мезозойско-кайнозойских отложений, где прослежен буровыми скважинами и гравиметрией далеко на юго-запад.

Интрузив прорывает сложно дислоцированную толщу кокпатасской свиты нижнего палеозоя. Западная и значительная часть восточного контакта гранитоидного массива с вмещающими породами имеет нормальный интрузивный характер.

В западной эндоконтактной зоне интрузива сформировалось поле ксенолитов пород кокпатасской свиты шириной до 2,5-3 км, поэтому контакт имеет довольно сложную конфигурацию.

Восточный интрузивный контакт отчетливый, довольно хорошо прослеживается и имеет согласное с вмещающими породами залегание с падением 60-70° на восток. На юге площади граниты перекрыты меловыми отложениями.

Алтынтауский интрузив сложен в основном серыми среднезернистыми биотитовыми и двуслюдяными, реже мусковитовыми гранитами. Серые среднезернистые биотитовые граниты $\gamma_1C_3-P_1$ развиты примерно на 25 % площади работ и почти без перерыва распространены от Сланцевого участка на западе массива до контакта с вмещающими породами на востоке массива, в пределах площади работ. Узкий пережим поля биотитовых среднезернистых гранитов в 1 км на восток от участка Алтыбай соответствует наиболее крупному участку двуслюдяных гранитов.

Тектоническое строение. В структурном плане район работ отнесен к зоне Южно-Букантауского поднятия, которое расположено на крайнем западном погружении горных сооружений альпийского эпиплатформенного орогена.

В свою очередь Букантауское поднятие расчленяется на ряд структур более высокого порядка (Лукащенко, Тихонов, 1973), которые представляют собой чередование линейно-вытянутых взбросо- или сбросо-сдвиговых зон северо-западного простирания и поперечных дугообразных взбросо-надвиговых структур. Самыми крупными из них являются Северо-Букантауский эвгеосинклинальный прогиб и Южно-Букантауское эвгеосинклинальное поднятие.

Между собой они разделены Букантауской зоной смятия шириной от 2 до 7 км, которая характеризуется напряженной изоклинальной складчатостью северо-западного простирания и сопровождается сближенными трещинами расщепления в зонах взбросо- или сбросо-сдвигового характера.

В пределах Южно-Букантауского эвгеосинклинального поднятия, характеризующегося широким площадным развитием кремнисто-сланцевых образований, в его юго-юго-западной части, выделяется крупная Алтынтауская брахиантиклиналь, в южной части которой проводились поисково-оценочные работы в 1974 г.

Формирование данной структуры проходило в герцинское время, когда произошло смятие в сложные складки осадочно-метаморфических толщ, а затем внедрение интрузивных тел.

В это же время, по-видимому, формировались и наиболее крупные тектонические нарушения.

Основная часть Алтынтауской брахиантиклинали погребена под мезозойским чехлом. Ядро ее сложено Алтынтауской гранитной интрузией, которая вскрыта на поверхности только в своем северном окончании, а в основном так же перекрыта осадками мезокайнозоя.

Пегматитовые жилы. Широкое распространение в горах Алтынтау имеют пегматитовые жилы, которые встречаются как в гранитах, так и во вмещающих породах. Наибольшее число пегматитовых жил приурочено к серым биотитовым гранитам, реже они встречаются в розовых двуслюдяных гранитах.

Пегматитовые жилы больше всего развиты в восточной части интрузива на водоразделе между Дервиз-саем и Марал-саем и в сланцах в районе Сарапан-сая и Селен-сая.

По минералогическому составу жилы в сланцах почти не отличаются от жил в гранитах.

Различием является то, что жилы в сланцах часто подвержены интенсивному процессу грейзенизации (большое количество позднего мусковита в Сарапансайдской группе жил), в то время, как этот процесс в пегматитовых жилах, локализованных в гранитах, развит очень слабо.

Необходимо отметить, что в сланцах пегматитовые жилы обычно розового цвета.

Макроскопический состав пегматитов следующий: полевой шпат, кварц, биотит, мусковит, гранат, альбит, апатит. Из рудных минералов встречаются берилл, колумбит, касситерит, торбернит, отенит.

Мощность пегматитовых жил Алтынтау колеблется от нескольких сантиметров до 2-3 метров. По простиранию они прослеживаются на десятки иногда на сотни метров. Простирание жил различное, но преобладает в основном направление близкое к меридиональному, реже субширотное.

Падение жил варьирует от очень пологих, почти горизонтальных, до крутых, почти вертикальных.

Пегматитовые жилы в гранитах обычно выдержаны по простиранию и мощности. Жилы в сланцах часто являются межпластовыми телами, весьма неправильной, линзообразной формы.

Несмотря на то, что в районе гор Алтынтау, на восточном фланге гранитоидного массива пегматитовые жилы имеют довольно широкое распространение, все же предыдущими исследованиями было отмечено, что только незначительная часть из них несет в себе редкометальное оруденение, причем, большая часть пегматитовых жил с редкометальным оруденением приурочена к сланцам контактовой зоны, и только небольшое количество их встречено в гранитах.

Пегматиты с редкометальным оруденением района гор Алтынтау по наличию в них полезных компонентов, можно подразделить на три группы:

1. Пегматитовые жилы с комплексным редкометальным оруденением.
2. Пегматитовые жилы с берилловым оруденением.
3. Пегматитовые жилы с оловянным оруденением.

К группе пегматитовых жил с комплексным редкометальным оруденением относятся Сарапансайдская и Селенсайдские жилы. Залегают они в сланцах контактовой зоны и имеют линзообразную или пластообразную формы. Минералогический состав и строение жил в основном одинаковы с той только разницей, что в Сарапансайдской жиле процессы альбитизации и грейзенизации развиты сильнее, чем в Селенсайдских жилах и первая обогащена урановыми минералами.

Эти жилы являются наиболее перспективными в случае комплексного использования полезных компонентов.

К группе пегматитовых жил с берилловым оруденением относится довольно большое количество тел. Встречаются они преимущественно в гранитах и только одна (Берилловая) жила в сланцах.

Характерно, что пегматитовые жилы в гранитах слабо минерализованы. Берилл здесь встречается в центральной кварцевой зоне жил в виде единичных кристаллов или их скоплений в весьма незначительных количествах.

Пегматитовые жилы с оловянным оруденением встречаются среди сланцев контактовой зоны (Селенсайдская группа жил). Это линзообразные тела, в которых интенсивно развит процесс грейзенизации (главным образом в приальбандовых частях жил).

Для всех пегматитовых жил Алтынтау весьма характерно наличие симметричной зональности, которую можно выразить следующей схемой (от альбанда к центру):

- аплитовидная часть;
- кварц-мусковитовая зона;
- зона пегматита письменной структуры;

- зона пегматита пегматоидной структуры;
- центральная кварцевая зона.

Полная зональность отмечена только у небольшого числа пегматитовых жил, все остальные жилы отличаются отсутствием одной или нескольких зон, главным образом, центральной.

Кварцевые жилы. Кварцевые жилы в районе Алтынтау развиты в значительно меньшем количестве, чем пегматитовые. Наибольшее развитие они имеют в сланцах и меньшее в гранитах.

Наблюдаются они в виде прожилков и жил мощностью до 3-4 м и в виде тел неправильной формы и линз.

Кварц в них мутно-серого, иногда молочно-белого цвета, покрытый часто окислами железа и иногда медной зеленью. Реже в них встречаются сульфиды железа и меди, бирюза.

В целом, в геологическом строении исследуемой площади принимают участие изверженные, осадочно-метаморфогенные породы протерозойского и палеозойского возраста и неметаморфизованные осадки позднего мела и антропогена. Основную часть площади занимают гранитоиды Алтынтауского интрузива и породы осадочно-метаморфогенного комплекса кокпатасской свиты, обрамляющие Алтынтауский интрузив. Последний характеризуется отсутствием фауны, возраст является нижнепалеозойским. Из жильных - широко распространены, условно, пермо-триасовые диоритовые порфириты и полевошпатовые лампрофиры. Видимо, гранитоиды и последующие жильные породы сыграли особую роль в формировании редкоземельных и редкометальных оруждений.

Литература:

1. Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В. Редкоземельные элементы: геохимия, минералогия, месторождения. - Т.: ГП «НИИМР», 2013.
2. Рустамов А.И., Касымов Г.Ж. Перспективы создания сырьевой базы редкометалльно-редкоземельных элементов в Узбекистане (Центральные Кызылкумы). - Т., 2016.-50 с.
3. Ачилов А.Р. Геолого-структурные позиции, благоприятные для размещения редкометалльного и редкоземельного оруждения в пределах Алтынтауского рудного поля (горы Букантау) /Геология и минеральные ресурсы, 2022. -№4. – С.29-33.

ПРОМЫШЛЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

Ежков Ю.Б.*, Холиёров А.Т.*, Рахимов Р.Р.*, Тошметов У.Х.*

** Государственное Учреждение «Институт Минеральных Ресурсов» Госкомгеологии РУз.*

Промышленная классификация месторождений редких металлов.

Понятие «редкие элементы» (в том числе «редкие металлы») в значительной мере условно, так как со временем его содержание изменяется. В нем отражена не только редкость нахождения определенных химических элементов в природе, т.е. их низкие кларки в земной коре, но и, в большей мере, малый объем или позднее вовлечение в промышленное использование. В настоящее время редкими принято считать 35 элементов таблицы Д. И. Менделеева (преимущественно металлов), относимых по геохимическим свойствам к группам оксифильных (литофильных) и халькофильных.

Существует промышленная классификация месторождений редких металлов, преимущественно оксифильных (**26**металлов), которые **имеют наибольшее применение и**

значение для экономики любой страны мира: Ta, Nb, V, Zr, Hf, Y и REE, Sc, Sr, Be, Li, Cs, Rb (табл.1). Месторождения халькофильных редких элементов (9 элементов), не образующих собственных минералов, а рассеянных в виде примеси в минералах цветных металлов и других геохимически близких им элементов, находят свое место в достаточно разработанных и широко известных классификациях этих «ведущих» компонентов. Исключение сделано лишь для главных типов месторождений германия, имеющего тройственную: лито-, сидеро- и халькофильную природу, и рения, которые наряду с Ta, Nb, Zr, Y и REE, Sc, Be, Li, отнесены к категории «стратегических» металлов.

Как и любая классификация природных объектов, промышленная классификация месторождений редких металлов является не только научным обобщением, но и методом познания, в данном случае нацеленным на прогнозирование новых типов месторождений и прогнозную оценку вновь выявленных рудных объектов.

Более достоверно эти задачи могут решаться на основе единой классификации месторождений геохимически близких элементов, связанных общностью геологических и генетических условий образования. Такая классификация позволяет более полно и объективно отразить и использовать естественные взаимосвязи родственных химических элементов и закономерности их сочетаний в минеральных продуктах природных рудообразующих процессов, чем это возможно по отдельным классификациям каждого металла. Особенно полезна единая классификация для месторождений с поликомпонентными комплексными рудами и с разными ассоциациями полезных компонентов, как это имеет место во многих месторождениях оксифильных редких металлов. Единая классификация позволяет также унифицировать наименования типов месторождений и максимально приблизить их к принятым в нормативных документах ГКЗ и Государственных балансах запасов полезных ископаемых.

Хотя большинство существующих классификаций месторождений редких металлов, используемых в геологоразведочной практике, построено применительно к индивидуальным полезным компонентам, усилия ряда исследователей: А.И.Гинзбурга, К.А.Власова, Л.Н.Овчинникова, Н.А. Солодова и др., А.А.Кременецкого и др.- были направлены и на создание единых классификаций.

Эти классификации базируются в основном на пространственно-временных связях месторождений с различными группами магматических, метаморфических и осадочных образований, генетических особенностях оруденения и парагенетических минеральных ассоциациях, но в недостаточной мере учитывают факторы, определяющие промышленные черты месторождений: ассоциации и количественные соотношения полезных компонентов, масштаб оруденения, морфологию, размеры и характер залегания рудных тел, качественные особенности руд, влияющие на технологию их обработки, обогащения и переработки концентратов.

Таблица-1

Таксономии промышленной классификации. Приведены основные компоненты промышленных типов месторождений редких металлов

Серии		
Эндогенные месторождения	Экзогенные месторождения	Гидротермальное сырье, нефти и битумы
Группы		
В бескварцевых пегматитах: типы- Ta, Nb, REE, Zr, Sr, V*	В корях выветривания и россыпях ближнего сноса: типы- Nb, REE, Zr	Озерные рассолы и минерализованные воды: типы- Li

Карбонатитовая: типы - Nb, REE, Zr, (Ta)	В россыпях дальнего переноса и переотложения: тип - Zr, REE	Нефти и битумы: тип - V
Щелочно-кварцитовая: типы- Ta, Nb, REE, Zr, Be	В осадочных породах: типов – REE, Sc, Ge, V, Sr	
Редкометалльно- гранитовая: типы - Ta, Li		
Пегматитовая: типы – Ta, Li, Cs, Be		
Флюорититовая: тип – Be, Li		
Слюдитовая: типы – Be, Li, Cs		
Аргиллизитовая: тип - Be		
Колчеданная: тип - Ge		

Промышленная классификация позволит по возможности отойти от субъективных генетических представлений как критериев классификации и большее внимание уделить «промышленным» характеристикам месторождений, оценит некоторые проблемы терминологии, группировки месторождений как источников минерального сырья по масштабам и уровням содержаний полезных компонентов, влиянию на классификацию специфических особенностей условий образования и вещественного состава месторождений редких металлов.

Отметим, что определение промышленного типа нового месторождения на самой ранней стадии его изучения и оценки имеет весьма важное значение при проведении геологоразведочных работ, так как априорное знание и учет главных его типовых особенностей (компонентный состав оруденения, модальные значения средних содержаний полезных компонентов и ресурсов сырья, технологические свойства руд и прочее) позволяют обоснованно определить промышленные перспективы объекта и целенаправленно проводить поисково-оценочные и разведочные работы.

Генетические особенности месторождений редких металлов. Месторождениям редких металлов присущи некоторые отличительные черты, которые влияют на принципы построения и конечный облик их промышленной классификации:

Чрезвычайное разнообразие геологических обстановок образования месторождений, которые формировались как в эндогенных: плутоногенных, вулканогенных, метаморфогенных, регионально-метасоматических процессах, так и в экзогенных условиях при выветривании и осадкообразовании, а также в процессах гидрогенного эпигенеза и накопления подземных и поверхностных минерализованных вод, нефтей и других битумов. Соответственно, месторождения обнаруживают закономерные пространственно-временные (генетические, парагенетические или обусловленные определенной, необходимой для рудогенеза, вмещающей средой) связи с разными геологическими формациями. Среди магматических формаций: ультрамафитовая, центральных интрузий, ультрамафитов-ийолитов и агпаитовых нефелиновых сиенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, шонкинитов-сиенитов-граносиенитов, габбро-плагиогранитовая, щелочных и субщелочных гранитоидов, гранодиорит-гранитовая, гранитовая, гранит-лейкогранитовая, а также вулканогенные аналоги некоторых перечисленных формаций. Рудопродуктивные метаморфические и регионально- метасоматические образования локализованы соответственно в ареалах приразломного регионального метаморфизма алюмосиликатных пород эпидот-

амфиболитовой и амфиболитовой фаций низких давлений и сопровождающей их гранитизации; в полях и линейных зонах приразломной фенитизации и «сиенитизации» алюмосиликатных пород. Среди экзогенных образований - современные и древние (захороненные) коры выветривания по различному субстрату, возникшие в условиях гумидного и аридного литогенеза, морские и континентальные терригенные, хемогенные, органогенные осадочные и вулканогенно-осадочные формации.

Весьма широкий диапазон физико-химических условий рудообразования, *изменяющихся по РТ-параметрам от температур кристаллизации* различных магм и общего давления, существующего на абиссальных глубинах, до соответствующих земной поверхности. Существенно варьируют также кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия минералообразования, компонентный состав рудообразующих систем и концентрации (химические потенциалы) рудных и сопутствующих компонентов.

Широкая комплексность состава руд большинства месторождений редких металлов накладывает заметный отпечаток на их классификацию:

Многочисленность (более 25) редких металлов, ассоциирующих друг с другом в рудах месторождений в разных сочетаниях и количественных соотношениях, обуславливает выделение значительного числа промышленных типов месторождений. Вместе с тем, все месторождения с разными сочетаниями редких металлов из одной их совокупности естественным образом группируются в единую систему рудных объектов, которая нуждается и в единой промышленной классификации;

Частое вхождение в число полезных компонентов, помимо редких, многих (общим числом не менее 1,5-2 десятков) других металлов: урана, тория, титана, железа, алюминия, олова, молибдена, вольфрама, меди, золота и других, а также ряда неметаллических полезных ископаемых: фосфора, КПШ, слюд, флюорита, криолита, кварцевого песка и др. Это еще более увеличивает число промышленных типов редкометалльных месторождений и создает непростую проблему увязывания классификации месторождений редких металлов с классификациями всех других компонентов.

Многочисленность рудных минералов некоторых редких металлов (Ta, Nb, REE, Be и др.). Общее число участвующих в составе руд минералов Ta и Nb около 30-40, V - 15-18, REE -20-25, Be - 15-20; из них **присутствуют в значительном количестве и используются (или могут использоваться)** в качестве промышленных соответственно 15-20, 8-10, 12-15 и 7-8.

Различные минералы каждого металла отличаются друг от друга технологическими свойствами, нередко настолько существенно, что нуждаются в применении разных технологий обогащения руд и переработки концентратов. К тому же иногда из них получают товарную продукцию, области применения и рыночная конъюнктура которых существенно отличаются. Это, естественно, не может не отражаться на промышленной типизации месторождений. В качестве примера можно привести месторождения циркония, в которых в роли главных концентраторов и носителей этого металла выступают минералы, существенно различающиеся по технологиям переработки, видам продукции и сферам ее использования: циркон, бадделеит либо один-два сложных силиката циркония- эвдиалит, эльпидит или гиттинсит.

Сходная ситуация складывается и для некоторых месторождений редких земель, ниобия и тантала, бериллия, ванадия.

Дополнительные трудности для технологии переработки руд и типизации месторождений могут возникать при совместном нахождении в рудах одного месторождения нескольких, во многих известных случаях-до 3-5, а иногда и более, минералов тантала и ниобия, редких земель, бериллия, ванадия, реже- лития и циркония.

Изменчивость химического состава некоторых главных рудных минералов в отношении ведущих полезных компонентов. Такая изменчивость состава минеральных видов наблюдается не только в месторождениях, явно принадлежащих к разным по многим при-

знакам промышленным типам, но и в ряду однотипных месторождений и даже в рудах одного месторождения. Если в первом случае отличие состава минералов легко объяснить разными условиями образования и иным компонентным составом руд, то в однотипных месторождениях и тем более в рудах одного месторождения эта изменчивость обусловлена эволюцией условий минералообразования в рудном процессе, что находит выражение в различных видах рудной зональности и стадийности формирования оруденения. **Изменчивость состава минералов в зональных рудных телах часто наблюдается у колумбита-танталита и выражена в снижении в нем содержания тантала и возрастании Nb/Ta отношения с глубиной или по падению рудных тел.** Стадийное развитие рудного процесса часто приводит к присутствию в рудах двух-трех разновидностей (генераций) одних и тех же минералов, различающихся по составу и физическим свойствам.

Изменение химического состава минерала сопровождается не только параллельным изменением его технологических свойств, но иногда приводит к существенной изменчивости (вариациям) качественного и количественного компонентного состава руд одного месторождения (или однотипных месторождений). Например, такой широко распространенный в рудах ниобиевых и ниобий-танталовых месторождений минерал, как пирохлор, бывает представлен несколькими разновидностями, отличающимися по составу, и может использоваться в зависимости от последнего как сырье для извлечения: Nb; Ta и Nb; Ta, Nb и REE; Nb и REE; Ta, Nb, Pb, определяя тем самым компонентный состав руд месторождения.

Установлено появление на некоторых месторождениях или в их рудных полях [1] в однотипных рудоносных породах оруденения совершенно различного **компонентного состава, находящегося в тесном пространственном сопряжении (рис.1).** Сочетания разных типов оруденения на сходных по всем другим признакам месторождениях могут быть различными.

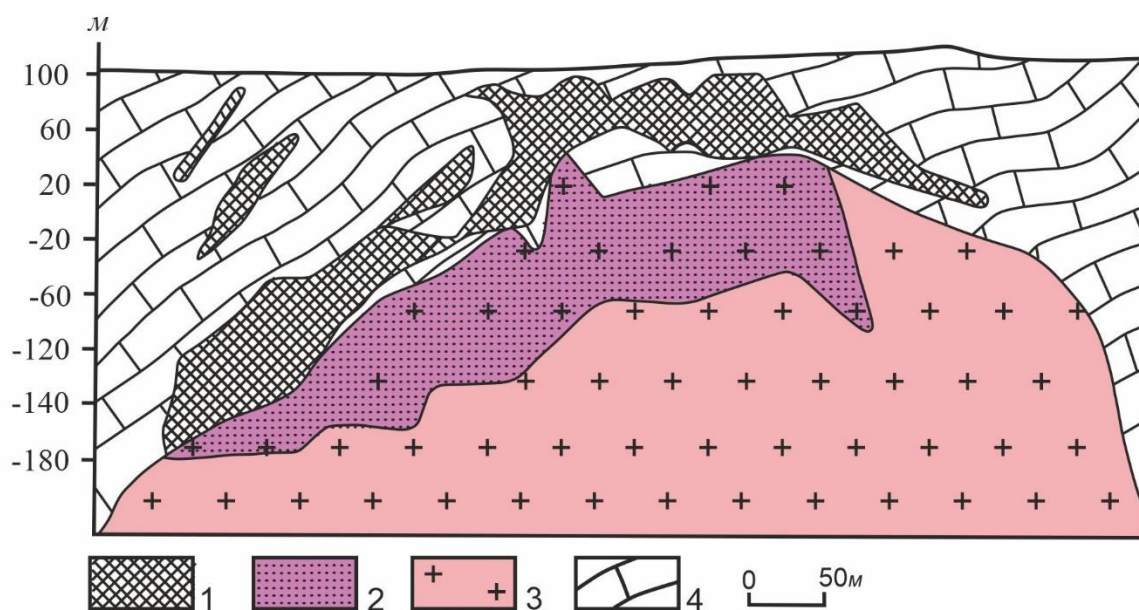


Рис. 1. Пространственное положение руд месторождений различных промышленных типов (Ta, Li, Be, F), образованных в едином процессе эндогенеза (разрез в пределах Вознесенского рудного поля в Приморье).

1-флюорит-бериллиевые руды в апокарбонатных метасоматитах; 2-танталовые руды в редкометалльных гранитах; 3-протолитионитовые граниты; 4-известняки.

Незначительные доли общего объема и массы, приходящиеся на редкометалльную составляющую руд. Эта составляющая обычно измеряется (в расчете на минералы) десятками долями - первыми процентами, а для тантала и германия - также и сотыми долями, и

лишь в некоторых месторождениях стронция и лития она достигает первых десятков процентов.

Минералы редких металлов при низких содержаниях находятся в рудах (рудопродуктивных породах) в виде рассеянной, обычно мелкой, тонкой, иногда дисперсной вкрапленности (за исключением блоковых зон пегматитовых тел и некоторых других структурно-текстурных типов руд). Еще ниже доля и сложнее характер распределения в рудах тех редких металлов, которые обычно не образуют собственных минералов, а рассеяны в минералах других полезных компонентов или в породообразующих: Re, Ge, Sc, Hf, Rb, иногда Cs, V, REE, Nb, Ta.

Низкие уровни содержаний и сложный характер распределения редких металлов в рудах негативно сказываются на результатах обогащения руд, качестве получаемых минеральных концентратов и показателях их химико-металлургической переработки. При этом немаловажную роль играют минеральный и химический состав и структурно-текстурные особенности рудопродуктивных пород. Этим подчеркивается важное значение специфики состава и строения рудопродуктивных пород, которая обусловлена их принадлежностью к определенным геологическим формациям как одного из важных классификационных признаков редкометалльных месторождений.

Литература:

1. Руб А.К., Руб М.Г. Редкометалльные граниты Приморья. В.: ВИМС, 2006. С. 86.

ФОРМА НАХОЖДЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИМЕСЕЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ТИПИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ГУЖУМСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Ёкубова О.Ш.

**Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, факультет Геологии и геоинформационных систем*

Промышленные запасы и ресурсы рудных полезных ископаемых во многом определяют потенциал национального хозяйства Узбекистана. Потребность в благородных, цветных, радиоактивных, редких и черных металлах как источнике сырья для промышленности и валютных поступлений неуклонно возрастает. Эта тенденция будет заметно увеличиваться по мере укрепления суверенитета Республики Узбекистан.

Принципы типизации. Типизация месторождений полезных ископаемых всегда была своеобразным компасом в безбрежном море тысяч и тысяч месторождений, необходимым средством организовать структуру этого множества и дать его систематику.

Как писал В.И. Смирнов (1982), от средних веков, со времен Агриколы, до начала XX века преобладала морфологическая классификация месторождений по форме и условиям залегания рудных тел. В начале XX века появились попытки генетической классификации рудных объектов. С тех пор и до последнего времени выдвигались различные, более или менее обоснованные, схемы генетической группировки месторождений. (1)

Геолого-промышленный тип месторождение Зармитан относятся – жильный в вулканогенно-осадочных и интрузивных породах (Чармитан, Гужумсай). Морфология рудных зон, тел сближенных крутопадающих жил. Рудовмещающие породы, их возраст и околорудные изменения граносиениты C_{2m} ороговикованные сланцы, алевролиты- S_1 . Гумбеиты, березиты. Промышленные типы руд месторождения золото-кварцевый, золото-шееелит-кварцевый, золото-сульфидно-кварцевый со свободным. Основные полезные компоненты считается золото и содержит (Au - 10,5-12,4г/т).

Рудное поле Зармитан расположено на южном склоне хребта Нуратау, в Кызылкум-Нуратинской золотоносной провинции Южно-Тяньшанского герцинского

складчатого пояса (Рис.1). Золоторудное поле Зармитан включает в себя месторождения Гужумсай, Промежуточное и Чармитан, известных под общим названием Зармитан. Суммарные запасы Зармитана составляют более 400 т. золота со средним содержанием 9,8 г/т.

Основным рудовмещающим юнитом для указанных месторождений является многофазный Кошрабадский интрузив площадью 196 км², имеющий клиновидную форму, вытянутую в субширотном направлении. Наиболее изучено месторождений Зармитан (Чармитан, Гужумсай) которое рассматривалось как “золото-кварцевое”, “золото-вольфрамовое” или как размещенное в интрузиве. Месторождение относится к крупным объектам мирового класса.

Месторождения размещаются в южном эндоконтакте Кошрабадского гранитоидного интрузива и частично в песчано-сланцевых отложениях Джазбулакской свиты (S₁). Интрузивные породы относят к биотит-амфиболовым граносиенитам или мафическим и кварцевым монцонитам и гранитам со структурой рапакиви. Возраст интрузива (U-Pb) и возраст оруденения по пириту (Os-Re) составляют 283-286 млн. лет. Рудные тела образуют жильные системы, линейные штокверки, плитообразные минерализованные залежи. Образцы золото-кварцевых руд. В экзоконтакте интрузива развиты андалузитовые сланцы, роговики, мраморизация и скарнирование. Околорудные изменения представлены полевошпат-кварцевыми метасоматитами.



Рис. 1. Геодинамические обстановки и ключевые месторождения золота в Тянь-Шане

Руды Чармитанского месторождения по составу подразделяются на убого-, мало- и умеренносульфидные. В эндоконтакте интрузива преобладают убого- и малосульфидные, в экзоконтакте – мало-, иногда умеренносульфидные разновидности. Степень сульфидности возрастает в восточном направлении. Руды локализуются в виде штокверковых и штокверковожильных тел, в которых жильные составляющие тяготеют к верхним частям рудных зон или отдельных ярусов, тогда как штокверковые тела более характерны для нижних уровней рудных зон.

Минералогию руд Чармитанского рудного поля изучали Р.П.Бадалова, Э.Б.Бертман, Н.С.Бортников, А.И.Глозов, Е.И.Громова, Н.В.Котов, В.А.Хорват, Г.М.Чеботарев, Т.Э.Эшимов, С.М.Колоскова, В.Д.Цой, И.В.Королева, М.А.Ким, T.Graupner, R.Seltmann и др.

В пределах Чармитанского рудного поля основными геологическими факторами, определяющими локализацию оруденения, являются тектонический, магматический и литологический.

- К тектоническим факторам, влияющим на размещение оруденения, относятся: зона Караулхана-Чармитанского субширотного долгоживущего разлома, выраженная серией субпараллельных разломов, сопровождающаяся интенсивным расщеплением, углефицированием, брекчированием и милонитизацией вмещающих пород и являющаяся главным магмовыводящим и рудоконтролирующим каналом в рудном поле.

- Магматический фактор определяет золоторудная геохимическая специализация кошрабадского интрузивного комплекса (Хамрабаев, 1958, 1969; Кушмурадов, 1971; Юдалевич, Сандомирский, 1973; Тилляев, 1974 г.; Даутов, 1974 г.), подтвержденная наличием среди акцессорных минералов самородного золота и фактом нарастания концентраций его в наиболее кремнекислых подразделениях. Это подчеркивает генетическую и парагенетическую связь золотого оруденения рудного поля и месторождения с кошрабадским среднекарбоновым габбро(эссексит)-сиенит-грано-сиенитовым комплексом.

- Литологический фактор выражается в том, что сложнодислоцированные вулканотерригенные отложения джазбулакской свиты в зоне экзоконтакта Кошрабадского интрузива, подверженные термальному метаморфизму и приобретенным в результате его физико-механическим свойствам пород (хрупкости и высокой проницаемости), благоприятны для дробления и формирования сколовых трещин и локализации в них жильного и кварцево-жильного золотого оруденения.

- Минеральная ассоциация фиксируется обычно в верхних частях рудных тел бонанцевого типа. Самородное золото здесь представлено разностями золотистого и серебристо-желтого, иногда серебристого цвета, размер зерен – 0,0п-3,0п мм. Форма выделений дендритовидная, пластинчатая, комковатая, иногда они образуют каемки и наросты на золоте ранних генераций. Пробность золота, находящегося в ассоциации с галенитом и сфалеритом, – 500-675; в ассоциации с сульфосолями – 310-580. Необходимо отметить присутствие в полисульфидной минеральной ассоциации мелкого (0,00п-0,0п мм) красновато-желтого золота, ассоциирующего с теллуридами и имеющего пробность 850-950 (среднее – 920).

А.М.Глозов, Е.И.Громова среди минеральных ассоциаций месторождения Зармитан выделяли золото-кварцевую, золото-висмут-теллуридную, кварц-пирит-арсенопиритовую с шеелитом и золотом, полисульфидно-сульфоантимонидовую с теллуридами Ag и электрумом.

М.С.Колоскова к «стадиям гидротермального выполнения трещин» месторождений Чармитан, Гужумсай, Урталик относит: золото-кварцевую прожилково-жильную; золото-пирит-арсенопирит-кварцевую жильно-прожилковую; пирит-карбонат-хлоритовую брекчиевую; золото-полисульфидно-сульфосолю-кварцевую жильную, прожилковую; пирит-мельниковит-хлоритовую и кварц-карбонатную прожилковые. В.Д.Цой и др. на месторождениях Гужумсай, Урталик выделяют золото-пирит-арсенопирит-кварцевую, золото-полисульфидно-карбонат-кварцевую и (золото)-серебро-сульфоантимонидовую продуктивные на золото минеральные ассоциации.

Литература:

1. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент: Гидроингео, гл. ред. Н.А. Ахмедов, 2001, 611с.
2. Конопелько Д.Л., Бискэ Ю.С., Куллеруд К., Зельтманн Р., Диваев Ф.К. Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и геофизика, 2011. Ташкент, S2, N12, С. 1987-2000.
3. Селтманн Р., Конеев Р.И., Диваев Ф.К., Халматов Р.А. Новые данные об абсолютном возрасте магматизма и золотого оруденения в Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы, 2014, №2. С. 10-15.

4. Глотов А.М., Громова В.И, Фомин Д.П. Парагенетические минеральные ассоциации и стадийность процесса образования руд месторождения Зармитан // Записки Узбекского отделения ВМО, 1980, №33, С. 8-11.
5. Эшимов Т.Э. Золото-серебряно-антимонитовая минеральная ассоциация месторождения Чармитан. Узбекский геологический журнал, 1977, №6, С. 59-62.

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА АУМИНЗАТАУ-БЕЛЬТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ЭТАПЕ РУДО- ОБРАЗОВАНИЕ

Жанибеков Б.О.*, Турапов М.К. , Уматов Н.Ф.** , Туляганова Н.Ш.****

**Ташкентский государственный технический университет им. И.Каримова*

***ГУ «Институт минеральных ресурсов»*

Структура на юге Ауминзатау и Бельтау, определяющая их южные границы, представляет собой региональный разлом, являющимся по А.К. Бухарину, границей структурно-формационных зон. Позиция Ауминзатау и Бельтау определяется их приуроченностью к приграничной зоне Зерафшано-Туркестанской структурно-формационной зоны (А.К.Бухарин и др., 1983).

Моделированию тектонических напряжений в структурах Ауминзатау-Бельтауского рудного района предшествовал анализ историко-геологического развития территории, с целью ранжирования его тектонических элементов по возрасту образования и взаимоотношению, с процессами эндогенного рудообразования. Общность позиций Ауминзатау и Бельтау в региональных структурах Центральных Кызылкумов, приуроченность к Зерафшано-Туркестанской структурно-формационной зоне, единство их металлогении – позволили изучить их тектонофизические особенности совместно, на основе единой модели. Моделирование структур Ауминзатау-Бельтауского рудного района было направлено на изучение тектонической напряженности и деформации, характера распределения напряжений и изменения деформации, а также на выявление геологических причин, способствовавших изменению этих явлений.

Моделированию предшествовал этап изучения геологических материалов (Ю.И.Парамонова, А.К.Бухарина, Ю.С.Савчука, Р.Х.Миркамалова и др.), с целью определение историко-геологического развития исследуемого объекта, где особое внимание уделено разрывной тектонике. Разрывная тектоника сыграла важную роль в геологическом развитии, магматизме и рудообразовании Среднеазиатского складчатого пояса (И.Г.Мачакьян, 1976, М.А.Ахмеджанов и др. 1972). В связи с этим, основу моделей составляют разрывные нарушения связанные с процессами рудообразования.

В первом варианте эксперимента, структурно-тектоническую основу модели составляют: граничный разлом структурно-формационных зон, северо-западный разлом; северо-восточные граничные элементы Бельтау и субмеридиональная структура (по данным дешифрирование КС) между Бельтау и Ауминзатау. В модели учтены причины, имитирующие региональные тектонические силы сжатия. В этой региональной тектоно-геодинамической обстановке главными факторами, определяющими напряженно-деформированное состояние площади рудного района, выступают: северо-западный и северо-восточные разрывы, граничный разлом структурно-формационных зон. Последний является главным сопротивляющимся элементом миграции региональных тектонических внешних сил с юга на север, в глубь площади района. В этой обстановке, территории Ауминзатау и Бельтау характеризуются проявленным минимальных значений напряженности и деформации. Это дает основание считать, что центральная часть площади Ауминза-

тау-Бельтауского рудного района, еще до начала процессов рудообразования, находилась в тектонически ослабленном состоянии.

В формировании напряженно-деформированного состояния Ауминзатау-Бельтауского района, в прерудного этапа развития прослеживаются несколько причин: 1) позиция района в окраинной части (приграничная зона) Зерафшано-Туркестанской структурно-формационной зоны; 2) наличие граничного разлома структурно-формационных зон, являющегося естественным препятствием миграции внешних тектонических сил, с юга на север района; 3) блоковое строение рудного района. Во втором варианте эксперимента, в модель структур рудного района, внесены существенные изменения, в частности, новых элементов, имитирующих рудоконтролирующие структуры существовавших до проявления рудного минералообразования, выделенные на площади Ауминзатау и Бельтау на штдельныетектонические блоки. Для каждого из этих блоков характерна своя картина распределения полей напряжений, деформированное состояние которых отличается друг от друга, хотя следует отметить факт влияние общих для них региональныхвнешних тектонических сил сжатия.

Территория Ауминзатау представлена тремя блоками клиновидной формы, два из которых, при эксперименте, смещаются на восток, а третий – на северо-запад. Смещение блоков обусловлено активностью элемента имитирующий граничный разлом структурно-формационных зон, а с другой стороны – морфологией и направлением активности граничных структур самих же блоков. По граничному разлому структурно-формационных зон происходит смещение, при которой самый южный клиновидных блок Ауминзатау перемещался на восток, обуславливая концентрации напряженности на участке сопряжения северо-западного структуры, с граничным разломом структурно-формационных зон.

Центральный блок Ауминзатау, за счет активности его граничных разломов, испытывает аналогичный процесс – вклинивается на юго-восток при которой произошла концентрации напряженности на участке сопряжения северного граничного элемента блока с разломом между структурно-формационных зон. Северный блок, по характеру распределений и величин напряжений, находится в тектонически стабильном состоянии. Почти вся площадь блока находится под воздействием умеренных и сильных величин напряжений.

Тектонофизических особенностей, площадь Бельтау – один крупный тектонический блок треугольной формы. Блок с юга ограничен граничным разломом структурно-формационных зон, с запада и востока – северо-восточными поперечными структурами. Под воздействием внешних тектоническим сил активизировались западный и южный граничные структуры блока. Этот процесс, естественно, вызвал движение блока на запад, тем самым создав миграцию напряжений в этом-же направлении и их концентрации, на участке сопряжения граничных разломов. В противоположность этому в восточной части блока произошло падение напряженности до нуля. Именно с этой зоной нейтрализации напряжений пространственно связаны основные золоторудные месторождения Бельтау.

В последнее время, в рудной геологии, зародилась новая актуальная проблема: геодинамическая обстановка рудных месторождений. Решение этой проблемы направлено на реконструкцию динамической обстановки площадей и проявления эндогенного оруденения, динамику структур контролировавших формирование рудного объекта и размещение оруденения. В рамках имеющихся геологических материалов по закономерностям формирования и размещения золотого оруденения рудного района, проведенных исследований по изучению геолого-структурных условий и тектонофизических особенностей локализации оруденения, мы попытались изучить геодинамику Ауминзатау-Бельтауского рудного района вплоть - до процессов рудообразования.

Как показывают результаты исследований, главной особенностью геодинамики рудного района до процессов рудообразования, является тектоническая активность структур, под влиянием которых и пришли в движение тектонические блоки. Совокупность этих тектоно-геодинамических явлений, способствовала зарождению формированию но-

вых структур, в частности структурных позиций, благоприятных для проявления и размещения золотого оруденения.

Таким образом, изучение тектонофизических особенностей и геодинамики Ауминзатау-Бельтауского рудного района, позволили установить определенную взаимосвязь процессов рудообразования, с динамикой структур и напряженно-деформированностью земной коры.

ВЫДЕЛЕНИЕ БАЛПАНТАУСКОГО И МУРУНТАУСКОГО ГЕНЕТИЧЕСКИХ И ВОЗРАСТНЫХ ТИПОВ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГОРАХ ТАМДЫТАУ

Жураев А.Х.*, Маринова С.Т.**

**Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева Госкомгеологии РУз*

***Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз*

Месторождения рудных полезных ископаемых, образованные в метатерригенных углеродистых породах, в основном определяют качество минерально-сырьевой базы Узбекистана, ведущее место в которой будет принадлежать крупным и уникальным золоторудным объектам. Это требует уделить пристальное внимание к месторождениям Тамдытауского золоторудного района, для которого до настоящего времени остаются дискуссионными представления о генетической природе рудных концентраций, источниках золота и механизмах рудоотложения[1].

Горы Тамдытау — небольшая (порядка 20 тыс. км²) возвышенность в центральной части пустыни Кызылкум - один из крупнейших золотоносных районов мира. В их геологическом строении участвуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Первые принадлежат к трем структурно-формационным зонам (с юга на север) - Зарафшано-Туркестанской, Туркестано-Алайской и Южно-Букантауской. Их совместные границы проходят по двум краевым разломам-надвигам - Мурунтау-Северо-Нуратинскому и Джаманкумскому. Зоны отличаются стратиграфическими разрезами и магматическими проявлениями.

В Зарафшано-Туркестанской зоне в пределах Тамдытау развиты вулканогенные, карбонатные, кремнистые и терригенные отложения тасказган-бесапанского комплекса О-S, и преимущественно, карбонатного комплекса S-C₂. Туркестано-Алайская зона представлена зеленосланцевой толщей О-S; вулканогенными, терригенными и кремнистыми, карбонатными отложениями S-C₁olistостромой С₁₋₂, офиолитовым комплексом С2 и др. Южно-Букантаускую зону составляют терригенные отложения ордовика и, преимущественно, карбонатного комплекса D-C₂.

Мезозой-кайнозойские отложения, одинаковые для всей рассматриваемой площади, представлены меловой (верхний отдел), палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами.

Вулканогенные образования района исследованы недостаточно. В Южном Тамдытау известны метавулканиты основного и среднего состава О-S, превращенные в эпидот-альбит-актинолитовые, эпидот-альбитовые сланцы и гнейсы. Вулканогенные образования преимущественно основного и среднего состава С₂₋₃ распространены в Северном Тамдытау [2]. (Рис.1).

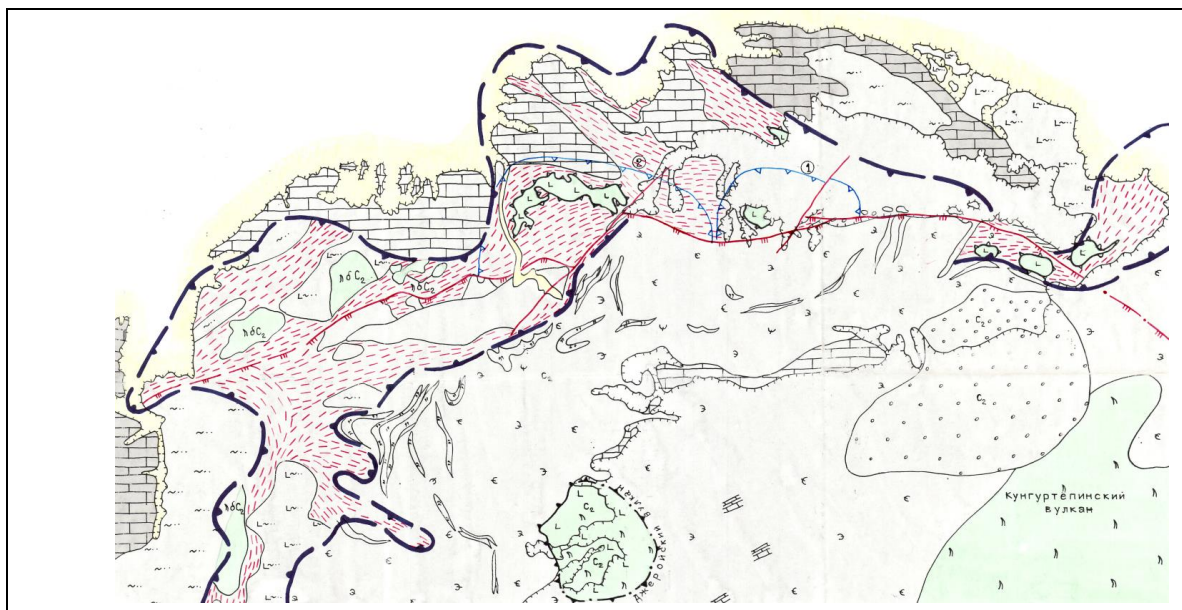


Рис.1. Геолого-структурная карта восточного окончания Северного Тамдытау из материала Б.Перепелицина (1996-2003гг)

	Кынырская свита –С ₂ . Конгломераты, гравелиты, песчаники, известняки: на поверхности (1), поднаосами (2)		Габбро-диориты, габбро-амфиболиты
	Андезит-базальтовая формация –С ₂ . Верхняя субформация – осадочно-вулканогенная пачка. Переслаивание лав, туфов, туффитов андезит-базальтового состава с туфоалевролитами, туфосланцами, единичными горизонтами туфогравелитов и известняков; с включением «слепых» тел андезит-базальтов		Структурные элементы: Фрагмент разлома глубокого заложения прослеженный (1), предполагаемый (2)
	Нижняя субформация- существенно терригенная пачка переслаиваниегравелитов, песчаников, сланцев, известняков с редкими горизонтами вулканических пород; с включением «слепых» тел андезит-базальтов		Разрывные нарушения более высоких порядков
	Карбонатные отложения –D ₁ -С ₂ . Известняки, реже доломиты, кремни в переслаивании с алевролитами, сланцами		Тектонизированные (рас-сланцованные, дробленые, кливажированные) породы в пределах граничной зоны Джеройской кальдеры

	Спилит-кератофировая формация R ₃ (?)-C ₂ (?). Амфиболовые пазинитовые сланцы, кварциты, кремни, доломиты		Граничная зона Джеройской кальдеры проседания
	Известняки, вскрытые единичными колонковыми скважинами		Границы приразломных вулканотектонических депрессий; 1-Балпантауская, 2-Тамдыбулакская
	Андезит-базальты субщелочные		Контур субвулканических тел
	Андезиты пироксен и оливинсодержащие, трахибазальты на поверхности (1), под чехлом мезо-кайнозой (2)		Границы жерловины Джеройского стратовулкана: прослеженные (1), предполагаемые (2)
			Контур палеозойских образований

Все изученные рудные объекты гор Тамдытаупо вмещающим их породам разделяются на две группы: 1) размещенные в терригенно-вулканогенных породах среднего-верхнего карбона и 2) размещенные в терригенных отложениях ордовика-силура. К первой относятся Балпантауское золоторудное месторождение и группа рудопроявлений Балпантауского рудного поля (Тамдыбулакское, Косманачинское, Бесепанское и др.). Само Балпантауское месторождение размещено в терригенно-вулканогенной толще, представленной, в основном, лавами, туфами и туффитами андезитового и андезибазальтового состава. В районе месторождения расположена полигонная вулканокупольная структура центрального типа Балпантауского вулкана. Балпантауское золоторудное месторождение пространственно связано с породами этого образования, датируемыми средним-верхним карбоном. Этот же возраст имеют терригенно-вулканогенные отложения, вмещающие другие, по генезису идентичные Балпантаускому месторождению, рудопроявления рудного поля. По особенностям локализации рудных тел и взаимоотношений с эффузивными образованиями рассмотренные объекты сходны с верхнепалеозойскими вулканогенногидротермальными золоторудными месторождениями Кураминской подзоны Среднего Тянь-Шаня (Кызылалма, Чадак, Каульды и др.) [3].

Ко второй группе относятся золоторудные месторождения Центрально-Тамдытауской и Южно-Тамдытауской рудных зон, представленные Мурунтауским, Бесепанским, Косманачинским, Кумбогутским рудными полями, размещенными в терригенно-карбонатных отложениях ордовика-силура, представленные золото-кварцевой, золото-кварц-сульфидной, золото-сульфидной рудными формациями. Подобные по многим характеристикам локализации золоторудные объекты (Турбай, Сарытау, Аджибугут и др.) размещаются в сопредельных Букантауских, Ауминза-Бельтауских, Аристантауских горах. Их также можно отнести к единому метаморфогенно-гидротермальному генетическому и полихронному возрастному типу [3].

Таким образом, статистически обосновано выделение в горах Тамдытау двух генетических и возрастных типов промышленного золотого оруденения. Первый тип назван балпантауским, второй - мурунтауским. Балпантауский тип предположительно относится к вулканогенно-гидротермальному и связан с эндо-, экзоконтактовыми зонами эффузивных тел (андеибазальты, их туфы) среднего-верхнего карбона. Рудные тела в виде линзообразных линейных залежей приурочены к зонам брекчирования и милонитизации вдоль внутриформационных сколовых нарушений разломов [3].

Как было акцентировано выше, залегание рудных тел месторождений Мурунтауского типа относительно слоистости вмещающих отложений имеют двоякий характер: имеются рудные тела или части рудных тел субсогласные, а также рудные тела или части рудных тел, отчетливо секущие слои вмещающих отложений. Более масштабно стратиграфическая подчиненность рудных объектов прослеживается в насыщенной вулканитами среднего и основного состава средней пачке 3-й подсвиты бесапанской свиты, характеризующейся среди рассмотренных стратиграфических подразделений наибольшими аномальными содержаниями золота. Также о большой роли догерцинских процессов в обеспечении промышленной значимости оруденения свидетельствует и наличие в базальном конгломерате нижнего девона Мурунтау галек гидротермального жильного кварца с содержаниями золота в 0,25-0,5 г/т [3].

Использованная литература:

1. Монография «Месторождение Мурунтау» / Под ред. А.И. Образцов, Ф.А. Усманов – Т.: Фан, Ташкент – 2001г. – 211 с.
2. Золоторудное месторождение Мурунтау / Под ред. Т.Ш. Шаякубова – Т.: Фан, 1998. – 539 с.
3. Пирназаров М.М., Марипова С.Т., Мирабдуллаев А.Х. Металлогеническое районирование гор Тамдытау по плотности размещения рудных объектов // Геология и минеральные ресурсы. – 2019. -№ 4. С. 42-46.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ) НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЛПАНТАУ

Жураев А.Х.*, Пирназаров М.М.**

**Институт Геологии и геофизики Госкомгеологии РУз*

***Университет Геологических наук*

Характеризуемые рудопроявления расположены в восточном окончании гор Северный Тамдытау, представляющих собой, согласно [1,2,3,4], покровно-складчатое сооружение, образованное путем последовательного шарьяжногоскучивания геологических формаций океанического и островодужного происхождения при замыкании Палеотуркестанского бассейна океанического типа. Эпохе формирования коры, сокращения и полного закрытия океанического бассейна предшествовала эпоха длительной эволюции бассейна и островных дуг в его пределах. При этом одновременно со спредингом и формированием новых порций океанической коры происходило ее поглощение в зонах субдукции, сопровождавшееся тектоническим скупиванием (аккрецией) и активным вулканизмом в островных дугах [5].

Поскольку все золоторудные проявления Северного Тамдытау (за исключением рудопроявлений Тамды и Кыныр) пространственно приурочены к вулканогенным и вулканогенно-осадочным породам верхнесилурийского косбулакскоговулканогенно-осадочного комплекса, соответствующего, по [6], верхней части кушкумбайской свиты, то логично отнести их по примеру предыдущих исследователей [7] к вулканогенно-осадочному типу месторождений, тем более, что в смежной западной части Северного Тамдытау, несмотря на широкое развитие пород кушкумбайской свиты, но без вулканических фаций, рудопроявления золота отсутствуют.

Такому пространственно приуроченному к вулканогенным и вулканогенноосадочным породам можно отнести золоторудное месторождение Балпантау. Золоторудное

месторождение Балпантау является пока единственным представителем промышленных золоторудных объектов гор Тамдытау приуроченных к вулканогенно-осадочному разрезу среднего карбона (рис.1).

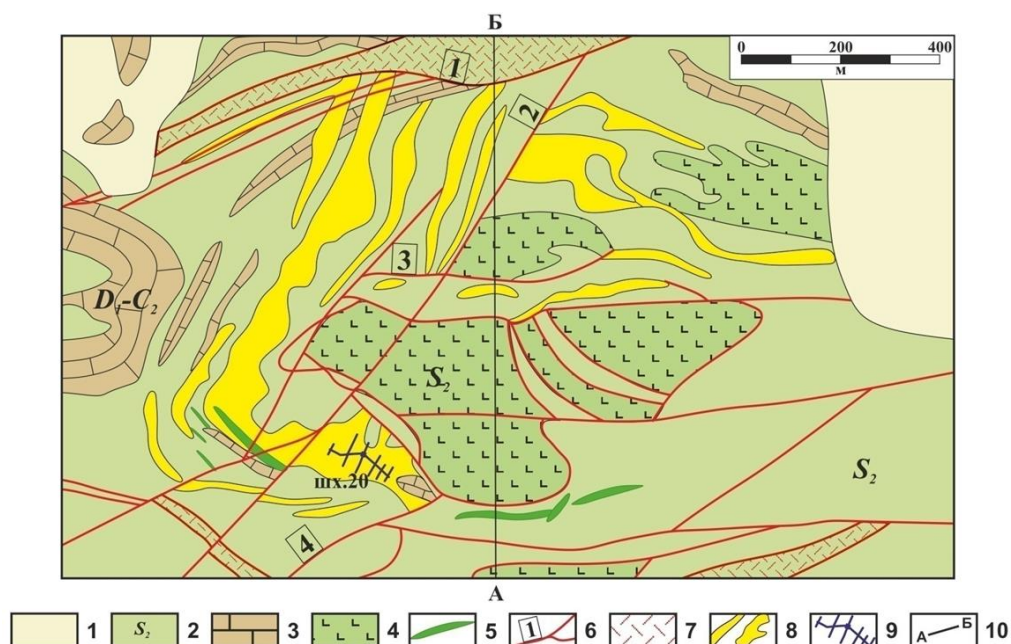


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Балпантау (составлена по материалам Ф.К.Диваева, В.Н.Тена, Ю.Ф.Перепелицына, А.И.Рустамова, М.В.Абдуллаева, Э.Х.Эргашева[9])

1 – рыхлые кайнозойские отложения нерасчлененные; 2 – отложения косбулакской свиты – S_2 , в низах, существенно терригенные, в верхней части осадочно-вулканогенные; 3 – карбонатные отложения – D_1-C_2 ; 4 – субвулканические андезибазальты - S_2 ; 5 – дайки нерасчлененные по составу: лампрофиры, диориты, миндалекаменные порфиристы; 6 - тектонические нарушения: 1) северный разлом; 2) диагональный; 3) альпийский и 4) центральный разлом; 7 – зоны интенсивного дробления пород; 8 – рудные тела; 9 – горизонт шахты № 20; 10 – геологический разрез А-Б.

В геологическом строении месторождения, как уже указывалось ранее, принимают участие карбонатные отложения нижнего девона - среднего карбона, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы среднего карбона.

Палеозойские породы перекрываются отложениями мезо- кайнозойского чехла.

На завершающей стадии вулканической активности региона в эти породы внедрены субвулканические тела андезитов и андезибазальтов. Как вмещающие породы, так и экструзы прорваны дайками керсантитов, кампонитов, монцодиоритов, шонкинит-порфиров, габбро-диоритов и диоритовых порфиров условно пермь-триасового возраста.

В центральной части площади месторождения расположено субвулканическое тело андезибазальтов, в плане имеющее эллиптическую форму, вытянутое в субшпротном направлении на 500м. Размещение этого и подобных субвулканических тел в Тамдыбулак-Балпантауском рудном поле контролируется крутопадающим на юг Широтным разломом регионального характера, который является магмаконтролирующим для проявлений карбоно-пермского магматизма. (М.В. Абдуллаев, 2004-2009гг.).

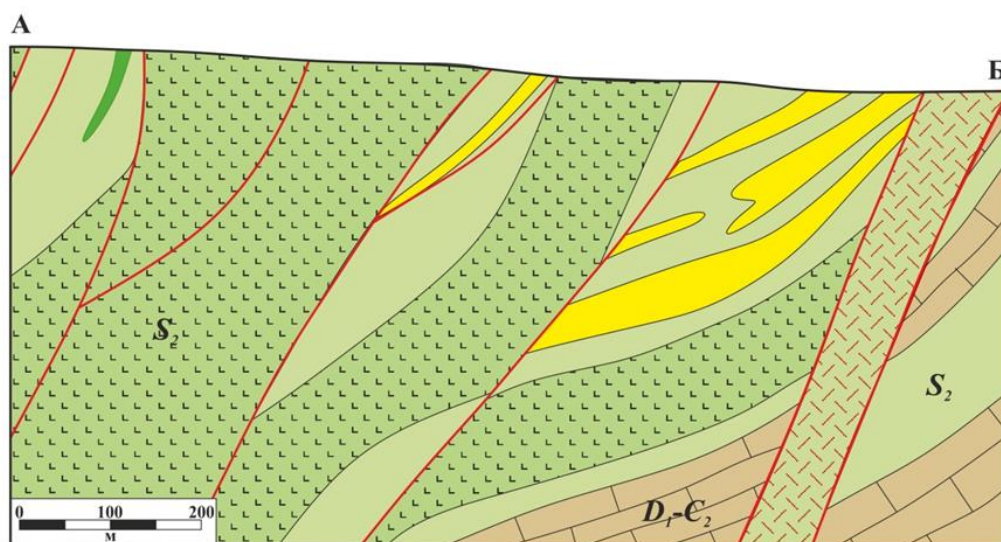


Рис. 2. Геологический разрез по линии А-Б месторождения Балпантау (условные обозначения смотри рис. 1.)

Доказательством полигенности и полихронности золотого оруденения является характерный пример на западном фланге рудопоявления Балпантау. Здесь среднекаменноугольные брекчиевидные известняки мурынкудукской свиты залегают в виде субгоризонтальной мощной тектонической пластины на крутопадающих изоклинально складчатых сланцах косбулакского комплекса. И те и другие породы подвергнуты изменениям третьего этапа (окварцованы, пропитаны гидроокислами железа). Но, если в измененных известняках и прорывающих их дайках лампрофиров содержания серебра варьируют в интервале 0,9-3,23 г/т, при нулевых содержаниях золота (в лампрофирах - до 0,1 г/т), то в нижележащих березитизированных андезитах и сланцах косбулакского комплекса, на которые наложены изменения как минимум двух этапов (первого и третьего), содержания золота достигают 0,5-1,5 г/т, а серебра - 1,0-5,0 г/т [5].

Золотое оруденение месторождения Балпантау характеризуется рядом признаков, несколько отличающихся от известных золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов.

Во первых, рудные залежи образуют подковообразный ореол минерализованных зон, опоясывающий Балпантауский субвулкан. Минерализованные зоны различной формы и ориентировки, в виде секущих, дугообразных, субсогласных образований, компактно укладываемых в единую, формой напоминающую подкову, не замкнутую с востока.

Во-вторых, отмечается постоянная зараженность золотой минерализацией вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, являющихся основной рудовмещающей толщей, за исключением неизмененных карбонатов и переходной пачки. Содержания золота колеблются в широких пределах - от следов до граммов на тонну, редко, до десятков граммов на тонну (за счет золотоносных кварцевых жил и прожилков) в толще вмещающих пород.

Третья особенность, пожалуй, одна из важнейших, заключается в крайне неравномерном распределении золотого оруденения в рудных зонах и вмещающих породах. Эта особенность характерна и для черносланцевой толщи известных золоторудных и золото-серебряных месторождений (Даугызтау, Кокпатас, Высоковольное и др.).

Такое крайне неравномерное распределение золота можно объяснить приуроченностью его высоких содержаний к маломощным, различно ориентированным золотоносным кварцевым жилам и прожилкам, независимо от глубины и местоположения, о чем свидетельствуют многочисленные результаты анализов монопроб кварцевых жил и прожилков [8].

Литература

1. Сабдюшев Ш.Ш. Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланжи и древняя кора в Тамдытау (Западный Узбекистан) // Т.: Геотектоника, 1971. - № 5. - С. 27-36.
2. Мухин П.А., Каримов Х.К. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. - Ташкент:, ФАН, 1991, - С.148.
3. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н. и др. Геодинамика Тянь-Шаня. - Ташкент:, Университет, - 1993. – С.208.
4. Савчук Ю.С., Миркамалов Р.Х. Строение верхнего аллохтонного комплекса в Северном Тамдытау (Центральные Кызылкумы). // Т.: - Узб. геол. журнал, - 1995. - № 2, - С. 3-7.
5. Диваев¹Ф.К., Шаймуратов² Т.Х., Рустамов²А.И., Тен В.Н.¹Золоторудные проявления Северного Тамдытау(Центральные Кызылкумы) - характерные представители полигенного и полихронного вулканогенно-осадочного типа месторождений. – Ташкент:, - 2010, - С.145-151.
6. Стратиграфический словарь Узбекистана. - Тр. - ИМР. - Ташкент:, ГИДРОИНГЕО, - 2001. – С.580.
7. Воронков А.К., Перепелиный Ю.Ф. О новом для Кызылкумов типе золоторудных месторождений. В сб. // Основные проблемы геологии и развития минерально-сырьевой базы республики Узбекистан. - Ташкент:, - ИМР, - 1996. - С.52-57.
8. Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В.. Особенности формирования и закономерности размещения природных типов руд месторождения Балпантау.Т.:, - Геология и минеральные ресурсы, - №1, - 2015, - С.40-45.
9. Алимов Ш.П. Особенности формирования и закономерности размещения природных типов руд месторождения Балпантау и Янги Довон. // Автореферат. Ташкент:, - 2017, - С.51.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ САУТБАЙ-САРЫТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Зайниддинов Ф. А.*

** Институт Минеральных ресурсов*

В региональном плане Сарытауское рудное поле расположено в краевой части Турбайского рудного района. Позиция рудного поля определяется приуроченностью к Турбай-Сарытауской магмоконтролирующей тектонической зоне, к участку осложнения дугowymi и купольно-кольцевыми структурами. Вмещающие породы - сложно ритмически построенная метавулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная толща рифея-венда, прорванная штоками позднегерцинских гранитоидов. Большинство исследователей в разрезе вмещающей толщи Сарытауского рудного поля и его обрамления признают трехчленное строение, обусловленное сменой по вертикали вулканогенно-осадочной, карбонатно-кремнистой и терригенной свит или подсвит (Котунов, Шапкин, 1977; Рубанов, Прокудин, 1980; Шааков, 1984; Айсанов, 1985): нижняя - карашахская, нижнекокпатасская, чолчаратауская, средняя - кокпатасская, верхнекокпатасская, верхняя - коксайская, ходжаахметская. Структура месторождения Сарытау также имеет блоковое строение, обусловленное сочетанием линейных и кольцевых элементов. Вмещающий вулканогенно-осадочный комплекс слагает наложенную брахиформную структуру, центральная часть которой представляет ядро палеовулканической постройки. Структурная модель месторождения представляет собой сочетание свода и краевых сбросов обрушения кровли вокруг гранитоидного интрузива. Кровля интрузива осложнена многочисленными более мелкими апофизами.

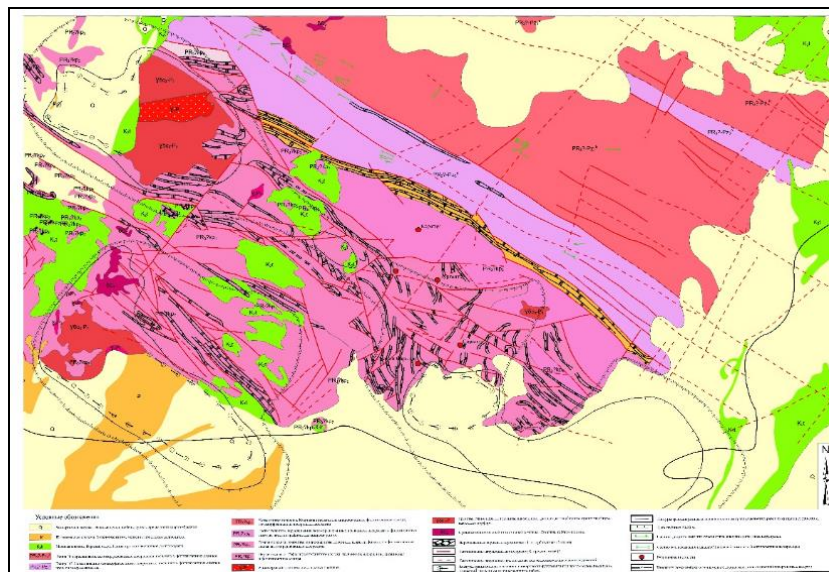


Рисунок. Геологическое строение Сарытауского рудного поля.

Структуры месторождения и гранитоидный интрузив являются основными факторами контроля штокверкового оруденения. К апикальной зоне гранитоидного штока и примыкающему к нему гребневидному выступу приурочена наиболее изученная рудная зона. Позиции Сарытауского интрузива определяются в пределах магмовыводящих структур и узла сопряжения крупных разломов.

Морфология Сарытауского интрузива - раздвоенный шток с системой гребневидных крутопадающих апофиз с частыми субсогласными пологими апофизами в замках антиклинальных складок. Его распространение по латерали ограничено кольцевой структурой, о чем свидетельствует резкое падение уровня контактового метаморфизма [34,10].

Южно-Сарытауский интрузив слагает нижнюю часть рудного поля и перекрыт мезозой-кайнозойскими отложениями (40-50 м). Интрузив овальной формы, с крутыми южным и северным контактами и более пологими - западным и восточным.

В строении дайковых поясов участвуют догранитоидные дайки диоритов и лампрофиров. Представители комплекса постгранитоидных даек пестрого состава разделены на дорудные (гранодиорит-порфиры и кварцевые микродиориты - дериваты интрузивов) и пострудные (гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, кварцевые диоритовые порфириты, плагиофиры - представители автономного более молодого комплекса).

Закономерности размещения оруденения. Одним из главных вопросов рудной геологии является определение закономерностей размещения эндогенного оруденения, которые позволяют установить основные причины формирования месторождения, размещения в его пространстве эндогенного оруденения, а также решить вопросы генезиса, минералого-геохимических особенностей руд и др.

В исследуемом объекте изучением закономерностей формирования и размещения золото-редкометалльного оруденения в свое время занимались В.Г. Дегтяров, Н.И. Оранский, В.Н. Ушаков, Х. Рахматуллаев, С.Я. Клемперт, А.А. Шапкин, Б.Б. Шааков, Л.В. Седельников, З.А. Юдалевич, Ф.К. Диваев, В.Д. Цой, А.А. Хорсов, А.А. Рубанов, О.А. Никитина, Г.Р. Юсупов, М.С. Карабаев, М.М. Пирназаров и др.

Изучение рудоносности исследуемой территории, взаимоотношений оруденения с геологическими образованиями и, в особенности, исследование минерального состава и геохимических особенностей руд в первую очередь позволяют решать вопросы генезиса и рудно-формационной принадлежности. Этой проблемой в Букантау занимались И.Х.

Хамрабаев, Х.Рахматуллаев, В.Н. Гвиздон, Р.В. Цой, В.Д. Цой, В.Н. Ушаков М.С. Карабаев и др..

Анализируя результаты их работ нужно отметить, что месторождение Сарытау относится к гидротермальному генетическому типу. Относится к золото-редкометалльному рудно-формационному комплексу. Для месторождения характерны золото-редкометалльно-кварцевая, молибдено-медно-кварцевая (грейзеноидная) и золото-редкометалльно-скарноидная рудные формации.

По М.М. Пирназарову месторождения Саутбай-Сарытауского рудного узла относятся к золоторудной редкометалльной золотосодержащей рудной формации. Месторождения Сарытау им определяются как вольфрам-скарново-скарноидное и вольфрам-полевошпат-кварцевое.

М.С. Карабаев придерживаясь мнения М.М. Пирназарова и В.Н. Ушакова в пределах Саутбай-Сарытауского рудного узла выделяет следующие рудно-формационные типы оруденения: вольфрам-апоскарноидно-скарноидный; вольфрам-полевошпат-кварцевый; золотосодержащий; малосульфидный золото-кварц-сульфидный; умеренно сульфидный золото-сульфидно-кварцевый скарноидный; существенно сульфидный сульфидно-кварцевый золотосодержащий.

Все исследователи рудного узла отмечают взаимосвязь (контроль) золото-редкометалльного оруденения с вулканогенно-осадочными породами кокпатасской свиты (алевролиты, сланцы, песчаники). Метатутфиты андезит-базальтового состава образуют вулканогенную часть свиты.

Более детально вопрос контроля оруденения геологическими образованиями решен В.Ф. Гвиздоном и др. (2001). По его данным размещение руд золота на месторождении Сарытау определяется (контролируется) тремя позициями в карбонатсодержащих пачках и горизонтах: первая позиция – переходный горизонт между существенно вулканогенными и кварц-терригенными образованиями; вторая позиция – кварц-метавулканогенные породы; третья позиция – нижняя часть карбонатных кремнистых горизонтов. По мнению В.Ф. Гвиздона, М.М. Пирназарова, Б.Б. Шаакова и др. наиболее благоприятными для скарнообразования являются первые две позиции в эффузивно-терригенных породах, переслаивающихся с доломитовыми известняками, известковистыми породами, кварцитами и сланцами. При изучении рудоконтролирующих факторов и на основе систематизации структурно-тектонических позиций вольфрамовых месторождений Узбекистана, в том числе Восточно-Букантауской металлогенической зоны, В.Н. Ушаков основывался на систематике позиций различных металлогенических подразделений разработанной Х.М. Абдуллаевым. Рассматривая формирование вольфрамовых месторождений на основе модели: источник -мобилизация - миграция - концентрация рудных компонентов, В.Н. Ушаков выделяет рудный узел как область накопления и мобилизации. На этой основе он выделяет ряд рудных узлов, среди которых есть Турбайский узел с месторождениями Саутбай, Сарытау, Турбай и др. Региональная позиция узла по его данным определяется: краевой частью срединного массива, апогеоантиклинального поднятия байкальского цикла; северо-восточными глубинными разломами; ареалами среднекислого геосинклинального вулканизма; а среди локальных рудоконтролирующих структур выделен крупный флексурный изгиб антиклинальной структуры.

Последующее изучение Сарытауского месторождения В.Н. Ушаковым, М.С. Карабаевым, М.М. Пирназаровым (2017, стр. 63-71), Б.Б. Шааковым и др. позволило им установить, что месторождения контролируются узлами пересечений продольных структур прослеживающихся на глубину до мантии. Турбай-Бозтауский разлом северо-западного простирания является наиболее крупной продольной структурой.

Закономерностей размещения золото-редкометалльного оруденения рассматривается на примере Сарытауского рудного поля, структурную позицию которого исследователи определяют размещением объекта в зоне Турбай-Сарытауского магмовыводящего разлома.

Строение рудного поля – линейные структуры северо-западного простирания, осложненные флексурами, поперечными и диагональными разломами.

Разрез вмещающих толщ подразделяется на: нижнюю часть – карашахская нижнекокпатасская, чолчаратинская свиты, среднюю часть – кокпатасская, верхнекокпатасская свиты; разрез завершают коксайская и ходжаахматская свиты. Все они представляют вулканогенно-осадочный карбонатно-кремнистый и терригенный комплексы.

Основным фактором в образовании и размещении золото-редкометалльного штокверкового оруденения (месторождения Сарытау) является гранитоидный интрузив. От морфологии и степени осложнения контактовой поверхности интрузива зависит интенсивность проявления рудной минерализации.

По С.Я Клемперту минералообразование произошло в два этапа: магматический и постмагматический. Для каждого этапа характерны парагенетические минеральные ассоциации: для магматического этапа – это кварц-полевошпатово-биотитовая, кварц-амфибол-полевошпатово-хлорит-клиноцоизитовая (с минералами: оливин, диопсид, фассайт, доломит и др.); для постмагматического этапа характерны геденбергит-шеелитовая и амфиболовая (с минералами: геденбергит, шеелит, молибденит, гранат, кварц, тремолит и др.).

С магматическим этапом связано образование магнезиальных оливин-пироксеновых скарнов. Вольфрамовая минерализация главным образом размещена в гранитоидах.

Метасоматические изменения также являются одним из главных факторов контроля размещения золото-редкометалльного оруденения.

Список литературы:

1. Карабаев М.С. Геохимические поисково-оценочные критерии золото-редкометалльного оруденения гор Букантау // Вестник НУУз.- 2016. - №3/1. - С. 150-153.
2. Карабаев М.С. Особенности распределения рудных элементов месторождения Сарытау (В.Букантау) и их значение для прогнозирования и решения вопросов образования золото-редкометалльных руд // Материалы Республиканской научно-технической конференции «Проблемы, развитие и инновационные направления геологических наук в Узбекистане.- Ташкент, 2013.- С. 116-118.
3. Пирназаров М.М. Прогнозно-поисковые модели и комплексы золоторудных и золотосодержащих вольфрамовых, серебряных и медных месторождений и проявлений Саутбай-Сарытауского рудного узла // Геология и минеральные ресурсы.- 2012. - №6. - С. 30-39.
4. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент.: ГИДРОИНГЕО, 2001. 661 с.

ЎЗБЕКИСТОН МАЪДАНЛИ КОНЛАР ГЕОЛОГИЯСИНИНГ ДОЛЗАРБ ФУНДАМЕНТАЛ ТАДҚИҚОТЛАРИ ВА УНДА ГЕОЛОГИЯ ВА ГЕОФИЗИКА ИНСТИТУТИНИНГ ЎРНИ

Карабаев М.С. *

**Геология фанлари Университети*

Ўзбекистон Республикаси Президенти геология соҳасини ислоҳ қилишга бағишланган навбатдаги йиғилишларининг бирида юртимиз заминида 70 хил фойдали қазилма бойликларининг 2000 дан ортиқ кони мавжуд эканлигини таъкидлаб ўтганлар. Албатта бу улкан кўрсаткич, лекин келажакда кўзлаб ўз олдига хар тарафлама ривожланишни мақсад қилиб қўйган давлат эришилган ютуқларда тўхтаб қолмаслиги зарур. Бу борада давлатимиз раҳбари Республикамиз иқтисодий ривожланишида тоғ-кон саноатининг муҳим аҳамиятини эътироф этиш билан бирга геология соҳасини ривожлантириш бўйича изчил тадбирларни амалга оширмоқдалар вамамлакатимизда бир

қатор фанлар сирасида геология йўналишида фундаментал ва амалий тадқиқотларни тубдан фаоллаштириш зарурлигини уқтириб ўтдилар.

Умуман олганда, геология соҳасидаги фундаментал тадқиқотлар нимадан иборат эканлиги хусусида қисқача тўхталиб ўтиш жоиз деб ўйлаймиз. Оддий қилиб изҳор қилганда, геологияда фундаментал тадқиқотлар - табиий тизимларда турли хил геологик ҳосилаларни, жумладан фойдали қазилма конларини вужудга келтирувчи жараёнларларнинг кечиш ва жойлашув қонуниятларини аниқловчи ер ҳақидаги билимлар мажмуасидир. Шу жойда савол туғилиши мумкин – ушбу тадқиқотларни ўтказиш қандай аҳамиятга эга, ёки амалий тарафдан нима фойдаси бор деган. Бу жуда табиий ёндашув, чунки сарфланган харажатлар турли кўринишда ўзини оқлашимақсадга мувофиқ. Бу борада шуни айтиш жоизки, кўрсатилган жараёнларининг сабабини ўрганиш асносида кон ҳосил бўлиш қонуниятлари аниқланади ва ушбу маълумотлар янги конларни қидирув ва башоратлаш ишларининг пойдевори бўлиб хизмат қилиши лозим. Фақат шу аснода биз фойдали қазилма конларини қидиришни тизимли, илмий асосда, кам сарф-харажатусулда ва энг муҳими англаган ҳолда олиб боришимиз мумкин.

Яна бир савол туғилиши мумкин – нима учун ушбу тадқиқотларни амалга оширишда Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институтининг ўрни алоҳида деган. Сабаби мухтарам Президентимиз 2016 йил сентябр ойидаги ПҚ №2589- сонли қарорлари билан Геология ва геофизика институтининг асосий вазифаларидан биринчиси қилиб геология соҳасидаги чуқур фундаментал тадқиқотларни олиб бориш деб алоҳида кўрсатма берганлар.

Фундаментал тадқиқотлар борасида Республикамиз олимлари улкан ютуқларга эришишган. Жумладан маъданли конлар геологияси йўналишида бизнинг энг нуфузли илмий тадқиқот маркази бўлган Геология ва геофизика институтида Х.М.Абдуллаев, И.Х.Хамрабаевлар каби олимлар фаолият кўрсатиб катта илмий мактаблар яратганлар. Уларнинг ҳар бири ўз даврида ўнлаб етук шогирдларни тарбиялаб чиқарганлар ва ушбу саъйи-ҳаракатлар натижаси сифатида мамлакатимизда жуда йирик, ҳозирги вақтда ватанимиз иқтисодий юксалишига хизмат қилаётган, дунё миқёсидаги конлар очилган.

Юқорида келтирилган фикрлар тасдиғи сифатида ушбу устозларнинг илмий ютуқларида тўхталадиган бўлсак, қисқа қилиб ҳар иккала домламизнинг геология соҳаси учун фундаментал характерга эга бўлган биттадан (!) илмий назарияларига эътибор қаратишимиз мумкин. Хусусан, Х.М.Абдуллаев ўтган аср ўрталарида ўша пайтда давлат мудофааси учун муҳим стратегик хом-ашё бўлган волфрам конларининг, жумладан скармли волфрам конларининг ҳосил бўлиш қонуниятлари асосини яратдилар ва “Ўрта Осиё шеелитли скарнлар геологияси” асарида акс эттирдилар. Ўша пайтлардаги мавжуд бўлган тадқиқот усуллари ва маълумотлар асосида яратилган назарий ишланмалар Республикамиз геология соҳасидаги ютуқларини бутун дунёга танилтирди, ва оқибат сифатида Ўрта Осиёда бир қатор волфрам конлари очилиши ва тезкорлик билан қазиб олишга жалб қилинди.

Худди шу йўсинда, Х.М.Абдуллаевнинг етук шогирдларидан И.Х.Хамрабаевнинг катта амалий аҳамият касб этган фундаментал тадқиқотларининг ҳулосаси сифатида табиатда олтин маъданларининг ҳосил бўлишида маргимуш билан изчил боғлиқ эканлиги ҳақидаги назариясини мисол қилиб олишимиз мумкин. Ва бу ишларнинг натижаси сифатида Республикамиз иқтисодиётида муҳим аҳамият касб этган дунё миқёсидаги олтин конлари очилди. Булар, масалан Зармитан, Мурунгов ва бошқалар. Ушбу конлар ҳозиргача фаолият кўрсатиб келмоқда.

Кейинги йиллардабошқа йўналишлар каби геология соҳасига, жумладан фундаментал тадқиқотларга эътибор бир мунча сусайди. Президентимиз таъкидлаганларидай яратилган улкан илмий мактаблар деярли йўқолиб кетди. Демак, ҳозирги пайтда маъданли конлар геологиясида олимларимиз олдида турган ва ўз ечимини кутаётган фундаментал муаммолар қайсилардан иборат? Албатта бу муаммоларнинг баъзилари юқорида тилга олинди ва мутахассисларимиз томонидан улар бўйлаб

изланишлар олиб борилмоқда. Охирги ўн йилликлар давомида маъданли конлар геологияси борасида дунё миқёсида табиий жараёнларни моделлаштириш бўйича экспериментал геология жуда ривожланди ва Республикамиз олимлари олиб бораётган тадқиқотлар натижасида ҳам бир қатор янги маълумотлар олинди. Бунинг оқибатида мавжуд бўлган кон ҳосил бўлиш жараёнлари ҳақидаги назарияларга тўлдиришлар қилиш, ёки қайта кўриб чиқиш вақти келди деб таъкидлаш мумкин. Чунки, бизнинг фикримизча, бирон бир илмий мактаб вакили бўлиш дегани устозларнинг мавжуд бўлган фикрларини факат тасдиқлашдан иборат эмас, балки шу йўналишдаги билимларга янгилик олиб кириш, жоиз бўлса ва исботланса – мавжуд назарияларни ўзгартириш зарур.

Айтилганлар асносида маъданли конлар геологиясида ечимини кутаётган баъзи муаммолар қуйидагилардан иборат деб ўйлаймиз:

1. Бизнинг ҳудудимиздаги саноатбоп маъданли конлар, жумладан қимматбаҳо ва нодир металл конлари магматик жараёнлар билан узвий боғлиқлиги ва шу конларда магматик тоғ жинсларидан дайкали ҳосилалар кенг тарқалганлиги аниқланган (Х.М.Абдуллаев, И.Х.Хамрабаев ва б.). Бу боғлиқлик қандай характерга эга – факат фазовийми, генетикми, ёки бўйича қандай? Турли таркибли дайкаларнинг маъдан ҳосил бўлишидаги муҳим аҳамиятга эга бўлган гранитоид интрузиялари билан муносабати қандай, ҳосил бўлиш вақтлари, ўчоқлари қаерда? Чунки кейинги йилларда магматик ҳосилалар ва маъдан турлари шаклланишига кўра кўп босқичли характерга эга эканлиги кўрсатилмоқда.

2. Маъданли конларнинг табиий тизимларда ҳосил бўлиш ва жойлашув қонуниятлари назарий асосларини ишлаб чиқиш ва кон ҳосил бўлиш параметрларини акс эттирувчи интеграл моделлар яратиш ва улар базасида конларни қидирув-башоратлаш пойдеворини ишлаб чиқиш. Бу борада, маъданли конларнинг ҳосил бўлишини акс эттирувчи асоссиз ёндашувлар амалий геологияга фундаментал изланишлар натижаларини сафарбар қилишда бир мунча хавф туғдиришини таъкидлаш лозим – чунки маъданлашувнинг генетик моделлари қидирув-башоратлаш белгиларининг асоси ҳамда геология-қидирув ишларининг стратегик йўналишларини белгилаб бериши лозим ва охир-оқибатда янги конлар очилишига олиб келувчи назарий омил.

3. Олтин маъданлашувининг моддий таркибини, асосан микроминерал мажмуаларини ажратиш, турли хил маъдандор минерал парагенезисларининг маконда ва замонда тарқалиш хусусиятларини замонавий илғор дунёқарашлар асосида ёндашув натижасида аниқлаш билан, ушбу турдаги конларнинг табиий тизимларда ҳосил бўлиш ва жойлашув қонуниятларини акс эттирувчи моделларини ишлаб чиқишда фойдаланиш ва чуқур илмий асосланган қидирув-башоратлаш мажмуаларини яратиш. Маъданларни комплекс чуқур қайта ишлашни амалга ошириш борасида, ҳозирги пайтда изланишларни юқори аниқликга эга бўлган тадқиқот усулларини кенг қўлламасдан сезиларли ютуқларга эришиш амри маҳол. Буни шу йўналишдаги хорижий тадқиқот натижалари яққол кўрсатмоқда. Кўрсатилган муҳим илмий-амалий ишланмалар ва технологик ечимлар асоси бўлмиш микрозонд тадқиқот усулларини кенг миқёсда қўлланилишини таъминлаш зарур.

4. Маъданлар алоҳида элементларнинг саноатбоп мажмуасидир ва айрим элементларнинг конлари ҳосил бўлиш жараёнида асосий фойдали компонентлардан ташқари бир қатор ҳамроҳ элементлар бирга келади ва бу аниқланган. Кейинги фундаментал тадқиқотларда турли маҳсулдор геохимёвий парагенезисларнинг шаклланиш хусусиятларини тадқиқ қилиш ва элементларнинг ўзаро тарқалиш хусусиятларининг маконда ва замонда ўзгаришининг рақамли кўрсаткичларини аниқлаш зарур. Ушбу тадқиқотларнинг амалий аҳамияти, уларни Республикамизнинг ёпиқ ҳудудларида геология қидирув ишларини олиб боришда геохимёвий қидирув ишларига асос сифатида қўллаш ва натижада яширин конларни очиш.

5. Республикамизда энг кучли илмий мактаблардан бири маъданлашув билан боғлиқ бўлган метасоматик жараёнларни ўрганиш йўналиши эди. Ҳозирги кунда олинган янги

маълумотлар ва экспериментал тадқиқотлар натижалари шу соҳада мавжуд бўлган илмий назарияларни қайта кўриб чиқиш заруриятини кўрсатмоқда. Жумладан волфрам маъданлари ва скарнлар, олтин маъданлари билан боғлиқ бўлган турли хил метасоматитлар муносабатларини аниқлаш алоҳида эътиборга молик, тадқиқот натижалари амалий геологиянинг қидирув ишларида қўлланилиши мумкин.

6. Худудимизда маъданлашув билан алоқадорликга эга бўлган турли магматик таналар, эндоген конлар жойлашувида ёриқли тектоник қурилмалар устувор аҳамиятга эга эканлиги аниқланган. Кейинги йиллардаги изланишлар ягона маъдан-магматик босқичда интрузиялар шаклланишидан бошлаб, кейинги турли босқичларда шаклланувчи метасоматик ва маъданли формацияларнинг алоҳида йўналишдаги тектоник қурилмалар билан алоқадорлиги тўғрисида дастлабки маълумотлар олинган. Алоҳида мадан майдонлари тектоник қурилмаларининг босқичма-босқич шаклланиш қонуниятлари уларнинг геодинамик ривожланиш хусусиятларига боғлиқ ҳолда ўрганилиши, турли хил маъданли конларнинг жойлашув қонуниятларини намоён қилишга хизмат қилади ва башоратлаш мезонлари сифатида муҳим аҳамият касб этади.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЁШЛИК (АЛМАЛЫК-АНГРЕНСКИЙ ГОРНОРУДНЫЙ РАЙОН)

Каримова Ф.Б.*, Джуманиязов Д.И.*, Усманова Ш.В.*

**Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева*

**Национальный Университет Узбекистана*

В настоящее время с той или иной степенью детальности изучены минералогическо-геохимические особенности типов и сортов руд медно-молибденовых месторождений Алмалыкского горно-рудного района [1, 2, 3] которые представлены, главным образом прожилково-вкрапленными и жильным типами с подчиненной ролью вкрапленных образований. Они являются основным источником для получения меди, молибдена, свинца, цинка, благородных и других редких металлов в металлургическом производстве АГМК.

Формирование месторождения Ёшлик связывается с малыми интрузиями диоритов и главным образом монцодиоритов и монцонитов, оно является полихронным и полиформационным, как и другие медно-порфировые объекты Алмалыкского рудного района [1]. Выделяются три участка месторождения: Карабулак, Центральный и Северо-Западный Балыкты, ограниченные Карабулакским и Кальмакырским разломами. Месторождение сложено в основном интрузивными породами. Отдельные останцы кровли и ксенолиты в них представлены кварцевыми порфирами нижнедевонского и известняками верхнедевонского возраста. Интрузивные породы принадлежат к крупному Алмалыкскому сиенито-диоритовому массиву, простирающемуся далеко за пределы месторождения [2].

По данным химического анализа содержание меди в исходных пробах составляет от 0,011% до 4,51%. Самое высокое содержание меди установлено в кварцевых жилах с вторичными минералами меди, гидрооксидами железа.

Результаты ИСП-масспектрометрического анализов в изученных пробах показывают содержание меди от 59,0 г/т до 53000 г/т (5,3%). Из попутных компонентов установлены повышенные содержания молибдена (до 41 г/т), серебра (до 16,0 г/т), висмута (до 18 г/т). Во всех изученных пробах содержание селена значительно превышает кларковое содержание элемента. Содержание селена составляет 4,2-15,0 г/т. Также в единичных пробах установлены повышенные содержания теллура – до 4,0 г/т, свинца – до 1200 г/т, цинка – до 1300 г/т. (диаграмма 1).

Таблица 1

Содержание меди в исходных пробах по данным химического анализа, %

№ про- бы	Название	Cu
ФБ-01	Сиено-диорит	0,051
ФБ-07	Измененный монцодио- рит	0,011
ФБ-09	Диорит	0,022
ФБ-17	Измененный монцодио- рит	0,077
ФБ-30	Габбро-диорит	0,018
ФБ-59	Кварцевая жила	4,51

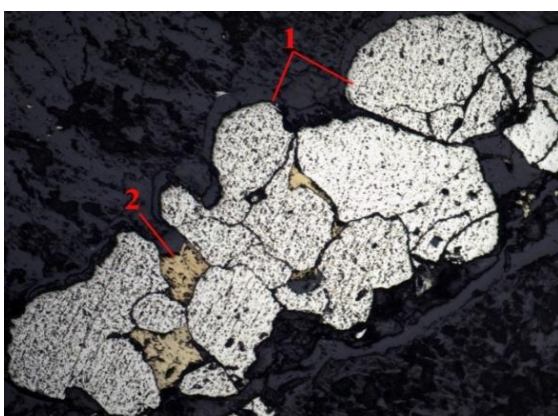


Рис. 1. Прожилковая текстура рудных минералов. Аншлиф № ФБ-17. 1-пирит, 2-халькопирит. Увел. 100^x; без анализатора

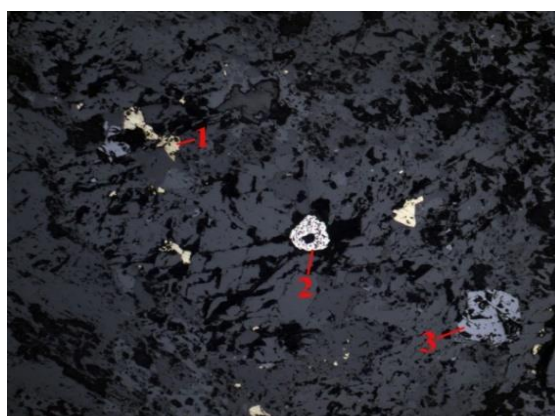


Рис. 2. Вкрапленная текстура рудных минералов. Аншлиф № ФБ-17. 1-халькопирит, 2-пирит, 3-магнетит. Увел. 100^x; без анализатора

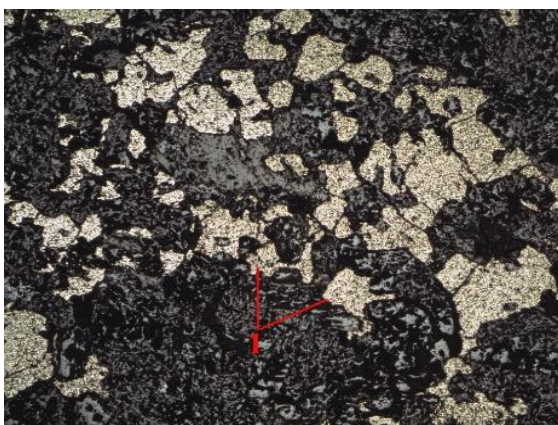


Рис. 3. Аншлиф № ФБ-09. 1-пирит. Увел. 40^x; без анализатора. Скопление рудных минералов.



Рис. 4. Агрегативное срастание пирита, халькопирита и магнетита. Аншлиф № ФБ-17. 1-пирит, 2-халькопирит, 3-магнетит. Увел. 400^x; без анализатора.

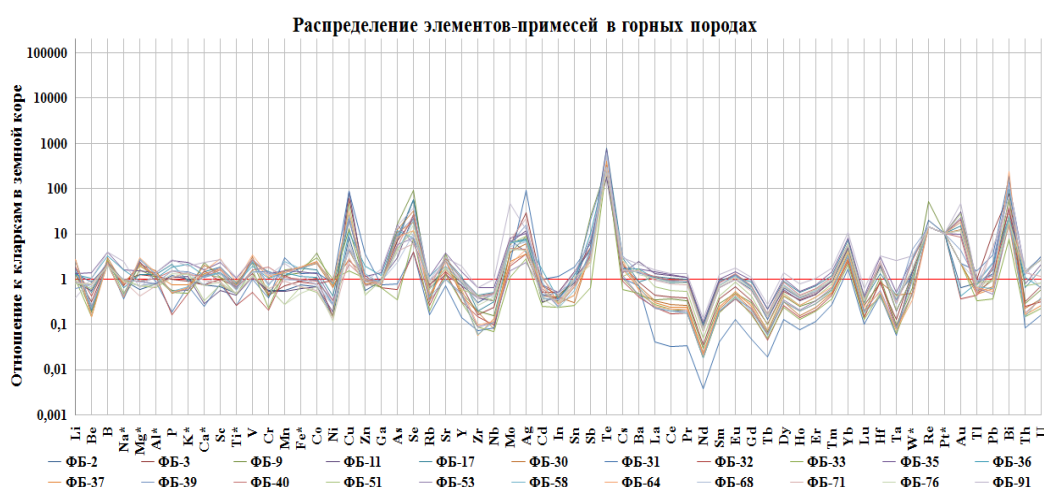
Содержание рудных минералов в аншлифах составляет от единичных, частных зерен до 2-5%. Преобладают аншлифы с содержанием рудных минералов 1-2%.

Магнетит, пирит, халькопирит, гематит, рутил являются основными рудными минералами. В окисленных породах преобладают оксиды и гидроксиды железа. Часто в единичных зернах отмечаются борнит, сфалерит, галенит.

Во всех горных породах по пересчетам полученных данных на кларки-концентрации в земной коре по А.П. Виноградову, наблюдаются наибольшие превышения кларка концентрации Те (более чем в 300 раз), и Вi (ФБ-64 в 233 раза). Содержания таких элементов как Cu, Au, Ag, Pt, Re, As, Se во всех образцах превышают содержание относительно кларка в земной коре более чем в 10 раз. Содержания остальных элементов находятся в околоскларковых значениях или же нижекларковых (диаграмма 1).

Диаграмма 1

Общая картина распределения элементов примесей в горных породах, распределение элементов-примесей (ppm, mkg/g, g/t).



Содержание рудных минералов в аншлифах составляют от единичных, частных зерен до 2-5%. Текстура рудных минералов в основном вкрапленная, редко прожилковая, вкрапленная-прожилковая и гнездовая (рис. 1,2). Прожилки существенно пиритового и халькопирит-пиритового состава (рис. 3). Вкрапленники рудных минералов в основном в виде отдельных зерен, редко образуют агрегативные сростки (рис. 4). Структура руд тонко-, среднезернистая, неравнозернистая, гипидиоморфнозернистая. Часто рудные минералы развиваются в межзерновом пространстве, по трещинам пород и по слоистости нерудных минералов.

Литература:

1. Ахунджанов Р., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Рудоносные монцитонитиды медно-молибденового месторождения Ёшлик (Дальнее) Алмалыкского района (Республика Узбекистан) // Геология и минеральные ресурсы. – 2021, №3. – С. 43-48.
2. Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В. Малые интрузии и оруденение месторождения Ёшлик (Алмалыкский район) // Горный вестник Узбекистана № 1 (88) 2022г. -С.41-47.
3. Голованов И.М., Николаева Е.Н., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфировой формации. – Т.: Фан. 1988. – 203 с.
4. Шаякубов Т.Ш., Голованов И.М., Рахубенков А.Т. Медно-порфировое месторождение Дальнее. - М.: Недра, 1983. - 109 с.

МИНЕРАГЕНИЯ СВЕТЛИНСКОГО ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО КУПОЛА В КОЧКАРСКОМ АНТИКЛИНОРИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Кисин А. Ю. ****

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург.*

**Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург.*

В 100 км к югу от г. Челябинск и в 25 км к юго-западу от г. Пласт находился бывший п. Светлый, вблизи которого расположены месторождения золота, горного хрусталя (пьезокварца) и поле редкометалльных пегматитов с драгоценными камнями. На площади отмечены находки красного и синего корунда, благородной шпинели, рубина и розового топаза. Месторождения были открыты и разведывались в разное время и различными ведомствами бывшего СССР. Соответственно практиковались различные подходы к генезису месторождений, выделению рудогенерирующих и рудолокализирующих структур, вплоть до диаметрально противоположных. На участке расположения этих трех месторождений автором предполагается небольшая, слабо эродированная купольная структура, названная Светлинской (Рис. 1).

Площадь расположена в западной части Кочкарского антиклинория, на и границе с Заураловским синклинорием. Граница тектоническая, типа надвига, падающего на запад. Время заложения надвигов Дз. Антиклинорий является типичным представителем гранитогнейсовых блоков на Урале и характеризуется ярко проявленным купольным тектоногенезом. Протяженность антиклинория свыше 120 км, при ширине до 28 км. Границы тектонические, типа взбросов или надвигов, падающих под смежные структуры. Местами к ним приурочены небольшие тела серпентинитов и тальцитов. Купольные структуры сложены преимущественно гнейсами, гнейсогранитами и анатектическими гранитами. Границы тектонические, типа зон тектонических срывов, обрывающих веер раскрытый вверх. Породы около- и межкупольного пространства представлены кварц-полевошпат-биотитовыми сланцами (местами с силлиманитом и ставролитом), амфиболитами и мраморами. Метаморфизм высокоградный, зональный: в ядрах купольных структур достигал условий амфиболитовой фации, в около- и межкупольном пространстве - эпидот-амфиболитовой фации и верхов зеленосланцевой. Широко проявлены различные метасоматические процессы (гранитизация, калишпатизация, силицификация и т.п.). Переход от прогрессивного этапа метаморфизма к регрессивному этапу фиксируется появлением анатектических гранитов и становлением дайкового комплекса, а также редкометаллических мраморовых пегматитов с драгоценными камнями: бериллом, топазом, турмалином. Время внедрения дайкового комплекса относится к C_2-P_1 . Прогрессивный этап метаморфизма начался в позднем девоне и охватил весь каменноугольный период, а регрессивный этап занял весь пермский период и, возможно, значительную часть мезозойской эры.

Светлинское месторождение горного хрусталя. Месторождение полностью отработано и хорошо изучено с использованием геологических, геофизических и геохимических методов, горно-буровых работ. На геологических картах и схемах здесь обычно выделяется Светлинский седловидный прогиб. Однако, судя по геологическим данным, здесь располагается небольшая купольная структура. Ее апикальная часть отчетливо просматривается в системе неоген-четвертичных логов, детально откартированных в связи с россыпями горного хрусталя. На площади широко развиты линейные коры выветривания Mz-Kz возраста. Логам отрисовывается система кольцевых разломов, фиксирующих апикальную часть купольной структуры. На месторождении распространены хлорит-биотитовые сланцы, обычно с кварцем и плагиоклазом, реже амфиболовые сланцы и амфиболиты. Из метаморфических минералов распространение имеют ставролит и силлиманит.

нит (фибrolит), локально – андалузит. Все это указывает на то, что хлоритизация обусловлена диафторезом, наложенным на высокометаморфизованные породы.

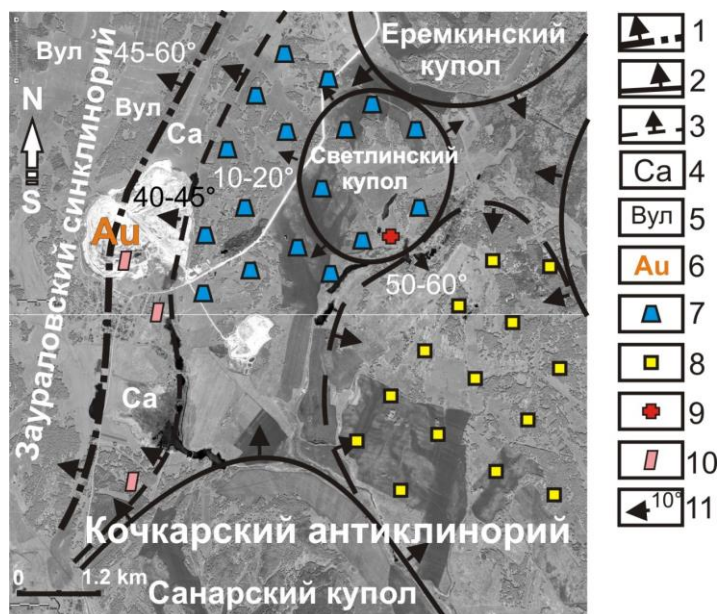


Рис. 1. Дешифрирование космоснимка (Яндекс.Карты) окрестностей Светлинского месторождения золота. 1 – Светлинский надвиг; 2 – границы купольных структур; 3 – тектонические границы; 4 – мрамор; 5 – вулканогенно-осадочные породы; 6 – Светлинское месторождение золота; 7 – хрусталеносное поле; 8 – пегматитовое поле; 9 – благородная шпинель и синий корунд; 10 – розовый топаз; 11 – элементы залегания.

Сланцеватость пород также отрисовывает асимметричную куполовидную структуру, слегка вытянутую в меридиональном направлении. В центральной части структуры углы падения сланцеватости весьма пологие, около 10° . К востоку они быстро возрастают до 60° , а к западу медленно и плавно увеличиваются вплоть до 45° (вблизи контакта с мраморами). Подавляющая часть кварцевых жил (всего их в реестре более 600) попадает на апикальную часть структуры и ее пологое западное крыло. Преобладают жилы гранулированного кварца (жилы перекристаллизации). Хрусталеносные жилы составляют менее 15%. Наблюдается зональность месторождения: в западной части распространен бесцветный горный хрусталь, а в апикальной части купольной структуры преобладают дымчатые, цитриновые и иногда аметистовые окраски кристаллов кварца, что обычно объясняется температурной зональностью.

Связь месторождения горного хрусталя с купольной структурой выглядит вполне естественной. Была предпринята попытка изучить связи жил гранулированного кварца и жил кварца с горным хрусталем с данной структурой посредством анализа элементов залегания кварцевых жил и сланцеватости пород [Кисин, Коротеев, 2017; Кисин и др., 2019]. Оказалось, что 87% хрусталеносных жил образуют угол со сланцеватостью более 67° , а все жилы гранулированного кварца не выходят за пределы этого порога. Этим подтверждает связь обоих типов кварцевых жил с купольной структурой. Таким образом, на Светлинском месторождении жилы гранулированного кварца формировались на прогрессивном этапе, а хрусталеносные – на регрессивном этапе процесса, в спокойной тектонической обстановке. Этим объясняется нахождение здесь кристаллов горного хрусталя весом до 2,5 т.

Светлинское пегматитовое поле. Данное пегматитовое поле расположено непосредственно к востоку от одноименного месторождения горного хрусталя, между Светлинской и Борисовской купольными структурами, что позволяет выделять здесь между-

польную отрицательную структуру. Ширина участка составляет около 2 км. Участок сложен различными кристаллическими сланцами и амфиболитами. Углы падения сланцеватости пород закономерно возрастают к центральной части месторождения, что характерно для всех межкуповольных структур Кочкарского антиклинория. Уровень метаморфизма понижается к центру поля до эпидот-амфиболитовой фации, что также типично для структур этого типа. Здесь закартировано множество гранитных даек, иногда содержащих тела пегматитов. Связь пегматитов с гранитами купольных структур достоверно не установлена, но предполагается, исходя из косвенных признаков. Максимальное количество гранитоидных даек наблюдается со стороны Борисовской купольной структуры, одной из наиболее крупных в районе. Относительно ее намечается и латеральная зональность дайкового комплекса (по мере удаления): биотитовые граниты – лейкократовые граниты – аплитовидные граниты с пегматитами.

Вблизи Светлинского купола дайки гранитоидов не известны. Возможно, что с ним связана аплит-пегматитовая дайка № 4, которая является наиболее близкой к нему (расположена на расстоянии нескольких сот метров от кольцевых разломов, показанных на рис. 1). Простирается этой дайки субмеридиональное, весьма выдержанное. Падение на запад 30-40°, в сторону Светлинского купола. Такая выдержанность простираения, мощности, углов падения позволяют считать, что дайка приурочена к крупной трещине скалывания, связанной с ростом Светлинской купольной структуры. В 1982 г. дайка была вскрыта по простираению траншеей на 200 м, при средней глубине 3 м (в 1982-1983 годах мне довелось проводить геологоразведочные работы на пегматитах Светлинского поля). Изучение внутреннего строения тела, характера распределения пегматитов, их зональности, минерализации гнездового выполнения показывают, что внедрение аплит-пегматитового расплава произошло на регрессивном этапе куполообразования и метаморфизма. Минерализация пегматитов (морионы, микроклин, альбит, берилл, лепидолит, турмалин и др.) обусловлена теми флюидами, которыми был насыщен расплав во время внедрения. Признаков поступления минералообразующих флюидов из других источников не обнаружено. Все пегматитовые тела этой дайки тяготеют к ее висящему боку (около 0,5-1 м от контакта), что объясняется перераспределением флюидов в процессе кристаллизации расплава. В южной части траншеи дайка пересекается кварцевой жилкой. Здесь расположены гнезда с многоглавым дымчатым кварцем, иногда со слабой аметистовой окраской. На расстоянии около 3 м от кварцевой жилы пегматиты в дайке отсутствуют полностью. Вероятно, трещина, выполненная кварцем, нарушила равновесие системы и спокойную кристаллизацию расплава, потерявшего часть флюидов на данном интервале. Аналогичную ситуацию довелось наблюдать на гранит-пегматитовом теле № 2, о котором речь пойдет ниже. В борту карьера, в сланцах кровли дайки, на участке выхода субвертикальной трещины (без кварцевой жилы), наблюдалось пламевидное по форме изменение пород, выраженное в их резком осветлении шириной около 1 м и высотой 1,5-2 м. В гранитном теле, в ближайшем к трещине интервале пегматиты полностью отсутствуют.

Гранит-пегматитовая дайка № 2, расположена почти в центре отрицательной структуры. В процессе поисково-оценочных работ в 1982-83 гг., дайка была отработана по простираению карьером глубиной до 7 м и протяженностью 400 м, что позволило хорошо изучить ее строение. Эта дайка является полной противоположностью дайки № 4. Залегание ее плащеобразное, крайне неровное. Мощность тела невыдержанная. Распределение пегматитов, минерализованных гнезд и их минерализация контролируются морфологией контактов дайки [Кисин, Коротеев, 2017]. Вынесенные на рисунке пегматитовые тела реальные, выявленные при проходке карьера или в результате бурения. Но минерализация их разная. Есть гнезда с топазовой минерализацией, или турмалиновой (зеленый полихромный турмалин), или с аквамаринами. Есть гнезда с гелиодорами или гошенитами (бесцветный берилл). Дайка одна, состав ее не меняется, а минерализация пегматитов разная. Когда была установлена связь этого явления с морфологией контактов гранитного тела, то дальнейшая проходка карьера координировалась опережающим прогнозом, полу-

чившим высокую подтверждаемость. Для этого и была отрисована поверхность кровли дайки, показанная на рис. 5.

Суть такого контроля заключается в следующем. Расплав-раствор лейкократовых гранитов внедрился в разогретые породы, и температура его лишь незначительно превышала температуру среды. Этим обусловлено появление маломощных зон закалки. Мощность их составляет первые сантиметры. Возникновение зон закалки обусловило и появление первых трещин в дайке, параллельных контакту, к которым приурочены ранние прожилки пегматитов, мощность которых обычно не превышает 10 мм, но прослеживаются они на десятки метров по всей дайке. Полезной минерализации они обычно не содержат. Далее идет медленная кристаллизация расплава с тенденцией накопления флюида в остаточном расплаве. Здесь начинает функционировать эффект термостатирования. Расплав-раствор накапливается на участках наиболее медленного остывания. На выпуклых контактах дайки объем «холодных» вмещающих пород больше объема «горячего» расплава, и он охлаждается быстрее. Остаточный расплав-раствор отжимается и накапливается на удалении от контакта. На вогнутых контактах дайки ситуация противоположная и расплав накапливается вблизи контакта. Одновременно идет медленная потеря флюида и в результате его эволюция. При плащеобразном залегании дайки, осложненной многочисленными перегибами и раздувами, конечный состав флюида в разных частях дайки будет различным. Этим и объясняется различная минерализация гнезд.

Светлинское месторождение золота. Светлинское месторождение золота приурочено к тектонической границе Заураловского синклиория (на западе) и Кочкарского антиклиория (на востоке) (рис. 1), на западном склоне Светлинского купола. Зона надвига в карьере подтверждается телами серпентинитов и тальцитов к западу от мраморов. Падение полосчатости пород в западном борту карьера 50-60° на запад, что, вероятно, соответствует кливажу разлома (надвига). Но вблизи мраморов полосчатость тонкая, а падение субвертикальное. Трещины скалывания и подвороты указывают на выдвижение мрамора вверх.

Рудное тело также имеет очень крутое падение на запад 70-80°, с тенденцией увеличения угла падения с глубиной. На верхних горизонтах залегание тела было пологое и даже имело восточное падение. Ложковые россыпи горного хрусталя на куполе и его западном склоне золотоносные, акарстовые отложения восточного контакта мраморов отработаны на золото. В карьере в протолочках мраморов установлено рудное золото гидравлической крупности. Исследования показали [Кисин и др., 2022], что формирование Светлинского месторождения золота началось в позднем девоне, когда на коллизионном этапе произошло заложение надвига западного падения, породившего изгибающие моменты, опускание блока коры в его лежащем боку с образованием мелководного морского бассейна, быстро заполняющегося терригенно-карбонатными осадками. В зоне надвига метаморфизм в условиях низов зеленосланцевой фации за счет фрикционного тепла, кливаж разлома, перекристаллизация, формирование кварц-биотит-серицитовых сланцев. Фокусировка изгибающими моментами тектонической энергии горизонтального сжатия привела к формированию антиклиория, разогреву пород в его ядре, с последующим выжиманием вверх и образованием куполов. Процесс сопровождался метаморфизмом и гранитизацией. Надвиг оказался в зоне динамического влияния растущего Светлинского купола и испытал дополнительные деформации, а породы зоны надвига подверглись гидротермально-метасоматическим преобразованиям. Предполагается, что гранитизация обусловила накопление золота в метаморфическом обрамлении купола, а последующие гидротермальные процессы привели к его перераспределению и формированию месторождения. На постколлизионном этапе надвиг потерял активность и часть золота и теллура могли приноситься по зоне надвига из нижней коры и верхней мантии.

Таким образом, Светлинские месторождения золота (на западе), горного хрусталя (в центре) и пегматитового поля (на востоке) дают представления о геологическом строении и металлогении этого широтного участка Кочкарского комплекса.

Более подробная информация дается в докладе.
Работа выполнена в рамках гос. задания (№ гос. рег. АААА-А18-118052590028-9).

Литература:

1. Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2017. 349 с.
2. Кисин А.Ю., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., и др. Роль Светлинской гранитогнейсовой купольной структуры в образовании кварцево-жильных месторождений (Южный Урал) // Известия УГГУ. 2019. Вып. 4(56). С. 7-19.
3. Кисин А.Ю., Притчин М.Е. Разрывная тектоника на Светлинском месторождении золота (Южный Урал) // Вестник Пермского университета. Геология. 2015. Вып. 3 (28). С. 34-42.
4. Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А. Геолого-структурная позиция Светлинского месторождения золота (Южный Урал) // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 369-376. DOI: 10.31897/PMI.2022.46

ШОХЕТОВ МАЙДОНИ КВАРЦЛАШГАН ЗОНАЛАРНИНГ ТУЗИЛИШИ ВА МИНЕРАЛОГИК-ПЕТРОГРАФИК ТАВСИФИ (ҒАРБИЙ АУМИНЗАТОВ)

Қодиров О.З.*, Юсупов А.Б.*

**Ҳ.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

Геология-қидирув ишларида фойдали қазилма конлардаги маъданқамровчи жинсларнинг кварцлашган зоналарини ва уларнинг минералогик-петрографик таркибини аниқлаш тадқиқотларнинг муҳим қисми ҳисобланади (4). Шу сабабдан янги қидирув майдонларида турли тоғ жинслари ва маъданларнинг минераллашуви билан алоқадор кварцлашган зоналар тавсифини амалга ошириш алоҳида аҳамият касб этади.

Тадқиқ қилинаётган Ауминзатов тоғлари Марказий Қизилқумнинг жанубий-ғарбий қисмида жойлашган бўлиб, геотектоник жиҳатдан Жанубий Тянь-Шан структура-формация зонасининг Зарафшон-Туркистон бурмаланган системасига киради. Шохетов истиқболли майдони Ауминзатовларининг жанубий-ғарбий қисмида, Жанубий маъдандор зонасининг тектоник тармоқларида жойлашган Маъдан қамровчи жинслари кечкипалеозой эратемасига тааллуқли бесапан свитаси турли таркибли углеродлисланецлар, алевролит ва кумтошлардан ташкил топган(1).

Марказий Қизилқум минтақасида иш олиб борган кўплаб тадқиқотчилар (И.П.Щербан ва б., 1990; А.Б.Колцов, 1990; Н.В.Котов ва б., 1991) асосан бесапан свитаси жинсларининг терриген шаклланишини таъкидлаб ўтишган. Майдонда аввал аниқ бўлган конларнинг маъдан қамровчи жинслари ва маъданлашувнинг минералогик – петрографик таркибини Г.Н.Коробейников, К.В.Захаревич, Н.В.Котов, В.П.Проценко, Л.Н.Лисогор, В.Ф.Скрябинлар томонидан ўрганилган (2,3).

Маъдан таналари қамровчи жинсларнинг бурдаланган ва метасоматик қайта ўзгарган қисмларига тўғри келади, майдонда асосан субкентлик бўйича чўзилган иккита маъдан танаси аниқланган. Ҳудуддаги маъданли объектлар ва конлар жойлашувидаги геологик-структуравий ўрнини аниқлаш бўйича ўтказилган таҳлиллар шуни кўрсатадики, бурмали фундамент ҳосилаларида асосий маъданли фойдали қазилма бўлиб олтин, қумуш, уран ва мис саналади.

Шохетов майдонида томирли кварцлашишнинг тарқалиши, бу ҳосилаларда маъданли минераллашув билан боғлиқлиги муфассал ўрганишга сабаб бўлган (4). Қамровчи тоғ жинсларида кварцлашиш метаморфоген ҳамда метасоматик хусусиятга эга.

Метаморфоген хусусиятга эга кварцлашиш, одатда бу тоғ жинслари қатлам бўйлаб жойлашаган, қамровчи жинслар билан контактлари кескин(1см гача), бошқа минераллар деярли кузатилмайди.

Метосаматик кварцлашиш қамровчи жинслардалинза, уя, томирлар ва алоҳида зоналарда, шунингдек қалин кварц томирларини ҳосил қилган. Майдонда (40-60см гача) қалинликдаги тоғ жинслари кварцлашиш зонасининг томирсимон морфологияси кузатилган. Уларда кварц оқ рангда (1а-расм), маъданли минераллашиш уларда кузатилмаган. Ушбу кварцларда маъданли минераллашиш қайта кристаллашиш натижасида ҳосил бўлган ва бу кварцнинг ёриқларида кечки сульфидларнинг жойлашуви бирламчи массанинг қайта кристалланиш билан боғлиқ. (1 б-расм). Қайта кристалланган майдонларда кварц кулранг, оч кулранг, ва шаффоф рангларда учрайди. Ўз навбатида, кварц томирлари майдаланган, лекин қайта кристалланмаган бўлиб, кварц зоналари ҳамда уларнинг майдаланиши маъданли минераллашишни ҳосил бўлиши ва жойлашиши тектоник характерга эга.Маъданлашув билан боғлиқ бўлган кварц томирлари тоғ жинсларининг юқори даражадаги зўриқиш зоналарининг ёриқларида жойлашган.



а



б

1-расм Шохетов майдонидаги номаъдан ва маъданли кварцларнинг текстура-структуравий хусусиятлари

Сульфид минераллашувини ташувчи кварц томирлари ингичка (қалинлиги 1-3мм дан 2-4 см гача), улар ранги бир–биридан фарқ қилади (кулранг, оч-кулранг), нотўғри линзасимон, томирсимон шаклда жойлашади ва беризит-лиственитли маъдан олди ўзгарган тоғ жинслари вақамровчи ён жинсларнинг жадал серицитлашган ва хлоритлашган қисмлари билан бирга келади. Бу ҳолда гидротермал суёқликлардан аввал кварц шаклланади, сўнгракварц доналарининг контакт қисмларида ёки ёриқларида сульфид минераллари уюмлар ҳосил қилади. Олтин-кварц-сульфидлимаъданлашувнинг миқдори эса пирит ва бошқа сульфидларнинг ривожланиш даражаси билан белгиланади.

Кварц томирларида темир гидрооксидлари билан бирга 0,5-0,7 мм дан катта бўлмаган пиритнинг кристалломорф доналари мавжуд. Шлиф кесим қисмида худди шу минералларнинг темир шаклида тўпланиши ҳам кузатилади (2 а-расм). Пирит ва темир гидроксиди майда уясимон уюмлари ва кристалломорф доналари ҳам мавжуд, баъзида томирлар бирикмаси шаклида чўзилиб кетади. Бирламчи кварцнинг грануляцияси бу ерда томирлар сингари ва кичик уяли микро донали янги ҳосилалар билан аниқроқ кўринади (2 б-расм). Микроскопда катаклитик-қайта кристалланган ўрта донали томирли кварц акс этган (2 г-расм). Қайта кристалланиш нотўғри томирчалар кўринишида намоён бўлган.

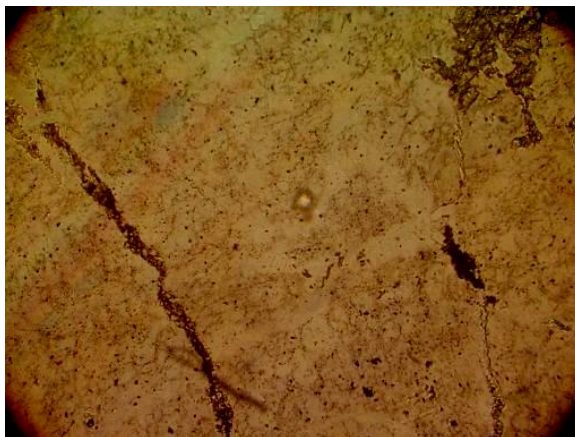
Бунда янги ҳосил бўлган кварц янада тиникроқ кўринишда, яъни қайта кристалланиш уларни қўшимчалардан тозаланишга олиб келади. Камдан кам янги ҳосил бўлган кварц таркибида майда нотўғри шаклдаги уясимон майда донали хлорит уюмлари (2 в-расмнинг юқори ўнг бурчакдаги кулранг доналар) кўзга ташаланади. Шунингдек кварцдаги нисбатан тўғри чизикли ёриқлар бўйлаб (чап томондаги ёриқчалар) тарқалган ингичка томирсимон уюмлар ҳам хлоритдан ташкил топган.



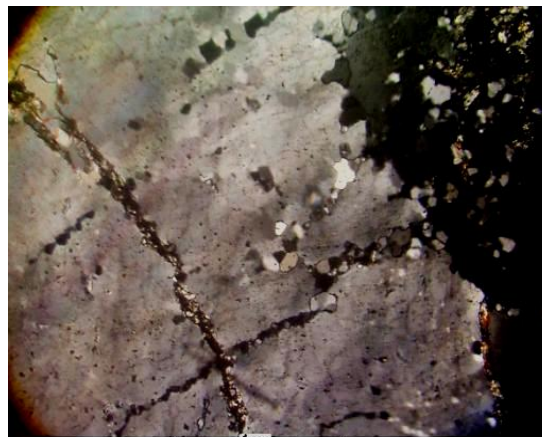
а



б



в



г

2- расм Шохетов майдонидаги метасоматик кварцлашиш зоналари ва уларда хлорит билан сулфидларнинг тарқалиши. Шаффоф шлифлар, в-николлар паралел, г-николлар кесишган.

Хулоса. Метаморфоген хусусиятга эга кварцлашиш, одатда бу тоғ жинслари қатлам бўйлаб жойлашаган, қамровчи жинслар билан контактлари кескин, гача), уларда кварц оқ рангда, маъданли ёки бошқа минераллар деярли кузатилмаган. Метасоматик кварцлашиш қамровчи жинсларда линза, уя, томирлар ва алоҳида зоналарда, шунингдек қалин кварц томирларини ҳосил қилган. Сулфид минераллашувини ташувчи кварц томирлари ингичка (қалинлиги 1-3мм дан 2-4 см гача), улар ранги бир-биридан фарқ қилади (кулранг, оч-кулранг), нотўғри линзасимон, томирсимон шаклда жойлашади ва беризит-лиственитли маъдан олди ўзгарган тоғ жинслари ва қамровчи ён жинсларнинг жадал серицитлашган ва хлоритлашган қисмлари билан бирга келади.

Ауминза тоғлари Шохетов майдонидаги кварцлашган зоналарнинг тузилиши ва уларнинг минералогик-петрографик тавсифлари олтин маданларини кидирув белгиси сифатида қўлланилиши мумкин.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня. – Ташкент.: Фан, 1985. - 152 с.
2. Котов Н.В., Порицкая Л.Г. Особенности геологического строения, минеральные ассоциации метасоматитов и вопросы генезиса золоторудного месторождения Мурунтау (Центральные Кызылкумы) // Зап. Всес. Мин. ова. - 1991. - №4. - С. 59-69.
3. Проценко В.Ф. Золоторудный минерагенез в черносланцевых толщах Западного Узбекистана. Ташкент: Зап. Узб. отд. Вып. 40, с. 24 – 30
4. Карабаев М.С. Минералого-геохимические особенности золотого оруденения и золото-редкометального оруденения гор Ауминзатовтау и Букантау и поисково-оценочные критерии: Автореф. дисс. докт. г-м. наук. – Т.: 2017. – 78 с.

О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРАХ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ЮЖНОМ УЗБЕКИСТАНЕ

Марипова С.Т.*, Розиков О.Т.*

**«Институт минеральных ресурсов» Государственное учреждение (ГУ «ИМР»)*

Территория Южного Узбекистана в геоморфологическом плане – это равнинные пространства - на западе горы и межгорные впадины, на востоке. Домезозойский фундамент Южного Узбекистана представлен различными интенсивно дислоцированными осадочными, магматическими и метаморфическими породами докембрийского и палеозойского возрастов, которые перекрываются осадочными толщами мезозоя и кайнозоя.

По строению стратиграфического разреза площадь четко подразделяется на три района – Байсун-Куштангский, Южногиссарский и Чакылкалян-Южногиссарский [1, 2].

В Байсун-Куштангском районе разрез начинается интенсивно метаморфизованными в амфиболитовой фации гнейсами, кристаллическими сланцами, кварцитами, амфиболитами и мраморами. Непосредственно на них залегают вулканогенно-осадочные отложения ранне-среднекаменноугольного возраста.

Наиболее представительный стратиграфический разрез представлен в Чакылкалян-Южногиссарском районе. Здесь на залегающие в основании кристаллические сланцы, гнейсовидные породы, мрамора, кварциты, амфиболиты кембрий-ордовикского возраста залегают алевролиты, песчаники, аргиллиты, конгломераты, риолиты, дациты, андезиты и их туфы среднего-верхнего ордовика.

В пределах юго-западных отрогов Гиссара выделяются отложения, переходящие от юры к мелу. Наиболее полный разрез меловой системы представлен в юго-западных отрогах Гиссара, где он сложен морскими, лагунными и континентальными фациями, основными являются морские.

Магматический фактор. К нему относятся вахшибарсий C_{1vh} , сиоминский C_{1sm} и лючобский P_{1es} субвулканический и поджурский субинтрузивный P_{1r} комплексы. Первые три комплекса относятся к риолитовой, четвертый - к сиенит-диорит-габброидно-гранитовидной формации. Представлены они субвулканическими штокообразными и дайковыми телами [3]. Первые два в плане обычно имеют овальные очертания и сравнительно небольшие размеры (0,2-2,0 км), третьи образуют одиночные тела или протяженные дайковые зоны.

Вахшибарсий и сиоминский комплексы тесно связаны с кольцевыми структурами, они являются корневыми частями широко распространенных одноименных свит. Возможно, что определенная часть субвулканических образований C_1 на самом деле являются пермскими. Хотя возраст описываемых комплексов более древний (C_1), чем

возраст серебро-золоторудной минерализации, они существенно влияют на размещение оруденения. К периоду проявления пермской тектоно-магматической активизации отмеченные комплексы, как тектонически подготовленные, служили благоприятными каналами для проникновения рудоносных растворов и благоприятной средой для рудолокализации, особенно экструзивные, прижерловые и жерловые фации пород, часто геохимически специализированные на золото и серебро.

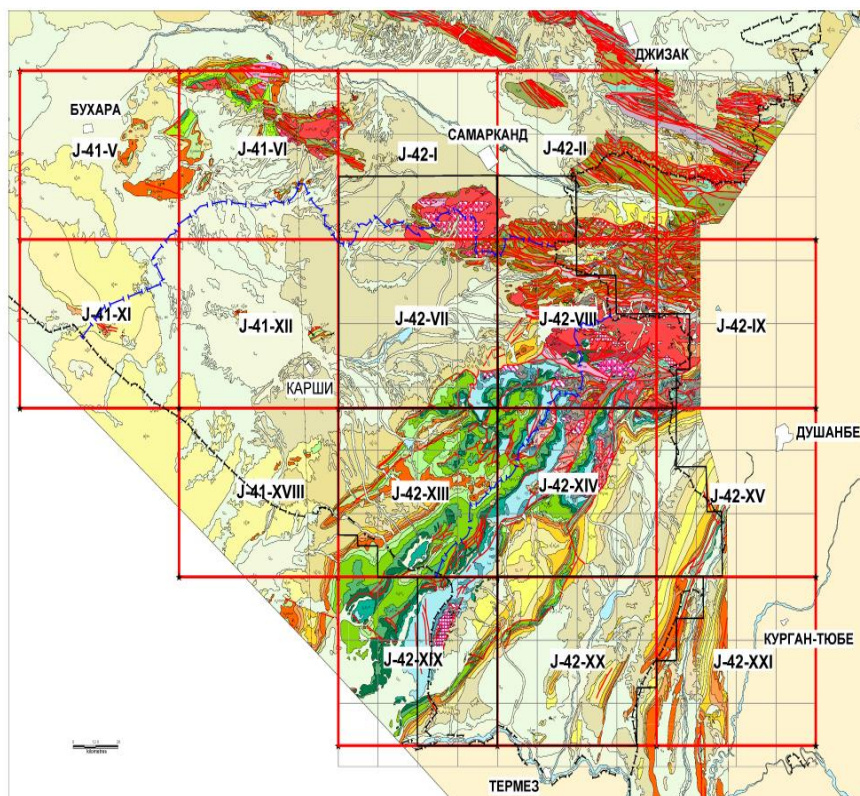


Рис.1 Обзорная геологическая схема Южного Узбекистана масштаба 1:200000.

Структурные факторы.

а) Линейный тип:

I. Зоны повышенной проницаемости субмеридионального и северо-восточного простирания. Относятся к системе дуговых разломов морфомегаструктур центрального типа аспиносферного и, возможно, мантийного заложения, которые благодаря планетарной масштабности своего проявления, на отдельных отрезках принимаются за структуры линейного типа, которые обусловлены альпийским тектогенезом.

По отношению к гипогенной минерализации они рассматриваются как рудоподводящие и рудораспределяющие структуры, в частности и для серебро-золоторудной формации. Ширина этих зон варьирует 0.5-1.5 км, а протяженность сотни и тысячи километров.

Описываемые зоны были значительно обновлены в период Р-Т тектоно-магматической активизации и в качестве рудоподводящей структуры активно участвовали в размещении серебро-золоторудной формации. В результате этой активизации происходят процессы регенерации с выщелачиванием, переотложением и локализацией рудного вещества из колчеданно-полиметаллических и медно-колчеданных залежей. Осуществлялся также определенный привнос благородно-металлических элементов из других глубинных источников, связанных с цокольными глубинными очагами описываемых зон повышенной

проницаемости. Они контролируют пермские вулcano-купольные структуры, дайковый зоны, геохимические ореолы Au, Ag, Bi, Sb, As.

II. Узлы пересечения зон повышенной проницаемости с другими структурами (и между собой). Выделяются узлы, относятся к категории рудо-локализирующих, размещенные в пределах вахшибарской свиты G_{1vh} и вне её. Первые наиболее перспективные для локализации серебро-золоторудной формации, т.к. отмеченная свита сама отличается высокой информативностью для данной формации в силу ряда признаков (геохимическая специализация, повышенная трещиноватость, благоприятный уровень эрозионного среза). Пространственно они тесно связаны с другими факторами и признаками: вулcano-купольные структуры C_1 , P_1 , дайковые зоны P_1 , P_2 - T_1 геохимические ореолы Au, Ag, Bi, Sb, As рудопроявления.

Зоны надвигов сопровождаются вулcano-купольными структурами C_1 , интрузивно-купольными структурами D, субвулканическими телами кварцевых и риолит-порфиров C_1 , дайковым комплексом P-T. Надвиги пересекаются зонами повышенной проницаемости различных направлений, сопровождаются геохимическими ореолами Au, Ag, As, шлиховыми ореолами золота, арсенопирита, халькопирита, шеелита, антимонита, киновари, висмутита, галенита, магнетита и барита.

Формирование серебро-золоторудной формации в пределах зоны южного гиссарского глубинного разлома носит сложный многостадийный характер.

В ареалах развития медно-колчеданных залежей (Дондончакан, Вертикальный и др.) совместно с золотом часто отмечаются мелкие обломки киновари, флюорита, антимонита - косвенные признаки наличия молодой рудной формации с тонкодисперсным, связанным золотом «карлинского» типа. Этот тип оруденения может быть локализован в узлах пересечения зоны надвига с трансформными разломами СВ простирания, в углеродисто-глинистых сланцах обизарангской свиты, под экранирующим влиянием вулканитов каратагской свиты.

б) Центральный тип.

Кольцевые структуры, ограничивающие альпийские мегасводы на отдельных своих отрезках наследующие фрагменты более древних разломов, часто контролируют размещение благороднометалльных формаций, ряда минерогенических факторов и поисковых признаков, особенно в узлах пересечения [4]. Описываемые структуры хорошо дешифрируются на космоснимках и подтверждаются морфоструктурным анализом. Информативность этого фактора возрастает, если он проявлен в пределах вахшиварской C_{1vh} , сиоминской C_{1sm} или каратагской C_{1kg} свит.

Реликты кольцевых структур кальдерного типа, образовались в результате средне- и верхнепалеозойской вулканической деятельности. Это площади накопления мощных вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ вахшибарской C_{1vh} , сиоминской C_{1sm} , каратагской C_{1kg} , кайракской P_{1kg} , лючобской P_{1ec} свит (две последние свиты в значительной степени эродированы), в результате чего сформировались депрессионные образования кальдерного типа, ограниченные кольцевыми структурами.

Вулcano-купольные структуры (жерлового типа). Имеют в диаметре размеры 0,1-1,0 км и часто образуют обособленные купольные поднятия в пределах структур кальдерного типа. Формирование их связано со становлением субвулканических, субэкструзивных образований C_1 или P-T возраста. При пространственном совмещении этих образований формируются полигенные вулcano-купольные структуры.

Жерла и купола C_1 возраста установлены в Хандизинском, Кульдаринском, Чакчарском рудных полях, севере Баксунтау, юге Сурхантау, Чопух-дондонгаканской полосе. Некоторые из них, возможно, пермо-триасового возраста. Размеры структур колеблются в пределах 0,5-1 км. Описываемые структуры, как правило, тяготеют к площадям развития вахшиварской свиты C_{1vh} .

Б. Моделированные факторы:

I. Геодинамические.

Трансформные разломы СВ простирания установлены в процессе геодинамических исследований и часто сопровождаются зонами повышенной проницаемости, выявленной морфоструктурным анализом. Они имеют большое значение для молодой серебро-золоторудной формации. В качестве рудораспределяющей и рудоподводящей, а на пересечении с другими структурами - рудолокализирующей структуры. Описываемые разломы пространственно связаны с другими факторами и поисковыми признаками. На участках пересечения с другими структурами часто контролируют важные для оруденения вулканокупольные, субинтрузивно-купольные структуры Р-Т возраста известные и прогнозируемые рудные поля с телескопированным благороднометальным оруденением. Рудоконтролирующая роль особенно четко проявлена в Гиссарской зоне, на участках пересечения трансформных разломов с зонами надвигов (дондончаканская и биобская полосы). В Байсунской зоне эта роль менее выражена и первостепенное значение здесь имеют вулканотектонические структуры (кальдерного и жерлового типа).

Минералого-геохимические факторы. Ореолы Au, Ag, Bi, Sb, As, как правило, сопровождают серебро-золоторудную формацию. О возможном наличии серебро-золоторудной формации свидетельствуют комплексные ореолы (в различных сочетаниях) Ag+Sb+As; Au+Ag; Au+Ag+As; Au; Ag; As+Au+Sb; Ag+Au+As; Sb+Ag; As+Ag+Sb; Ag+Au+Sb; Sb+Ag+As+Au; As+Sb+Ag+As+Sb; Sb+Au+Ag; Au+Ag+As+Sb.

Шлиховые ореолы золота широко распространены на известных и прогнозируемых рудных площадях. Используются при прогнозировании благородно-металльных формаций. Пространственно тесно связаны с минерагеническими факторами и поисковыми признаками прогнозируемых рудных формаций. Отражая вещественный состав прогнозируемых руд, описываемые ореолы в качестве важного поискового признака используются при оконтуривании прогнозных участков.

Видимая сульфидная минерализация в виде протяженных зон и овальных участков сопровождают рудные проявления. По составу - чаще пиритовые зоны, иногда с примесью арсенопирита, халькопирита, пирротина. Представляют интерес зоны или участки с колчеданно-полиметаллической и медно-колчеданной минерализацией (галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и др.). Это могут быть колчеданные залежи или зоны с рассеянной сульфидной минерализацией.

Таким образом, на территории Южного Узбекистана установлены основные благороднометалльные формации: серебро-золоторудная, с глубиной, возможно, переходящая в кварц-золоторудную, и кварц-мышьяк-золоторудная. К вероятным источникам рудного вещества (золота и серебра) можно отнести: колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные залежи с рассеянным серебром и золотом, вулканогенные образования С₁ с повышенным геохимическим фоном отмеченных элементов, глубинные очаги пермь-триасовой (Р-Т) активизации. Масштабы прогнозируемого оруденения крайне ограничены по латерали и могут возрастать по вертикали. Эта особенность требует постановки детальных глубинных поисков на относительно ограниченных по размерам участках.

Наиболее перспективные участки с серебро-золоторудной формацией сосредоточены в зонах контакта карбонатных горизонтов с подстилающими их вулканогенными образованиями, особенно места пересечения этих зон с трансформными разломами СВ или субмеридионального простирания. Места пересечения относятся к важным рудолокализирующим структурам.

Литература:

1. Бухарин А.К. Основные черты эволюции Западного Тянь-Шаня в неогене. – Эволюция геологических процессов Тянь-Шаня. – Т., Университет, 1996.
2. Голованов И.М. и др. Геолого-промышленные типы месторождений черных, цветных и редких металлов Узбекистана и их связь с магматизмом. – Магматические,

- метасоматические формации и связанное с ними оруденение, материалы научной концепции. - Т., ИГиГ АН РУз, 2005.
3. Далимов Т.Н и др. Магматизм. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. – Т., Университет, 1998.
 4. Глух Ф.К. и др. Кольцевые структуры и их металлогеническая роль. // Геология и минеральные ресурсы. 2003, №1. – стр.16-21

МДИ - ПРОВЕРЕННЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мундузова М.А.*, Сабилов Х.С.**

**Институт геологии и геофизики им. Х.Абдуллаева,*

***Центральная лаборатория*

*Памяти Никанорова Георгия Семёновича (1931 - 2009),
одного из основателей внедрения ядерно-физических методов
в геологоразведочное производство Узбекистана посвящается.*

Проблема разработки и внедрения глубинных дистанционных методов поисков золоторудных месторождений давно (с 60-х годов) занимает умы многих исследователей. Однако, ни один из предложенных методов, будь это сорбционно-солевой метод (ССМ), метод частичного извлечения металлов (ЧИМ), метод поисков по подвижным формам нахождения элементов (МПФ), терромагнитный геохимический метод (ТМГМ), метод анализа сверхтонких фракций (МАСФ), биогеохимический или же газо-ртутный, из-за своей ненадежности практического развития не получили.

Поэтому достоверность выделения рудных зон и количественная оценка прогнозных ресурсов остаются до настоящего времени наиболее важными проблемами современной поисковой геохимии.

Метод диффузионного извлечения металлов (МДИ) при поисках золоторудных месторождений, разработанный В.Н.Виноградовыми др. (НПО "Рудгеофизика") в 80-е годы 20 века и усовершенствованный в Центральной лаборатории Госкомгеологии, основан на выделении, концентрировании и анализе сорбированных почвой подвижных форм золота [1].

Концентрация сорбированного золота очень мала (обычно $3-30 \times 10^{-5}$ г/тAu при фоне $0,5-1 \times 10^{-5}$ г/тAu). Поэтому требуется применение высокочувствительных методов анализа – нейтронно-активационного (предел обнаружения 1×10^{-6} г/тAu) или масс-спектрометрического с применением спектрометра типа ISP-MS (предел обнаружения $\sim 1 \times 10^{-5}$ г/тAu). В Центральной лаборатории использовался производительный, высокочувствительный нейтронно-активационный метод на базе реактора ИЯФ АН РУз.

Первоначально анализ по методу диффузионного извлечения металлов (МДИ) производился следующим образом: так называемые электроприёмники (ЭлПр), состоящие из отрезков целлюлозной (сосисочной) оболочки длиной 70 мм, залитыми в них 150 ± 10 мл электролита укладывались в почву, в гумусовый слой в подготовленную канавку на глубину 5-10 см. ЭлПр засыпается почвой из канавки, и вся почва вокруг неё увлажняется 0,5 л воды. Через определенное время (примерно 20 часов) ЭлПр осторожно вынимались из почвы, и раствор переливался в стеклянную емкость (≈ 200 мл), которые отправлялись на концентрирование и последующий анализ методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА).

Ввиду того, что эта методика имела много недостатков, связанных с укладыванием в почву сосисочных оболочек и последующим их выниманием, сотрудниками Центральной лаборатории ГоскомгеологииРУз были выполнены усовершенствование и модернизация метода, с целью использования его в лабораторном варианте. С этих пор усовершенствованный лабораторный вариант метода МДИ называется МДИ-Л. Суть его сводится к тому, что проведение полевых работ сводится к отбору проб с глубины 5-20 см (навеска 100 г), их просеиванию через сито с диаметром отверстий 1,0 мм и упаковке полученных проб в пакет. Пробы в лаборатории засыпались в сосисочные оболочки и диффузия производилась в стакане с электролитом.

Метод разрабатывался и совершенствовался в основном с 1990 года. Его опытно-производственная апробация производилась в различных геологических условиях Западного и Восточного Узбекистана, как правило, на известных месторождениях или рудопроявлениях.

При проведении опытно-производственных работ было покрыто съемкой МДИ около 100 км² поисковых площадей и проанализировано более 40 тыс. проб. В результате проведенных опытно-производственных работ было выделено несколько аномальных перспективных площадей, что позволило более целенаправленно вести геологоразведочные работы и значительно сократить объемы бурения.

Авторами было тщательно изучено влияние на результаты МДИ наличие самородного золота в почве. Полученные фактические результаты на месторождениях Аджибугут (Центральные Кызылкумы), Пистали (Самаркандский рудный район), Кочбулак (Ангрен-Алмалыкский рудный район) показали, что концентрация подвижных (летучих) форм золота остается фоновой ($1-2 \cdot 10^{-5}$ г/т) даже при наличии самородного золота в почве до 2-3 г/т, т.е. разница в содержании составляет ~ 5 порядков.

Весьма важным моментом в усовершенствовании метода является проведение дополнительной процедуры в ходе подготовки пробы к анализу, связанной с предварительным прокаливанием пробы в муфельной печи при температуре около 400⁰, благодаря чему устраняется сорбирующее влияние серы и гумуса, а интенсивность аномалий возрастает в несколько раз.

Дальнейшее усовершенствование метода заключалось в том, что опытные работы в Центральной лаборатории показали принципиальную возможность замены нейтронно-активационного анализа методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Применение этого метода позволяет определить в каждой пробе не только золото, но и весь комплекс сопутствующих элементов (As, Ag, Te, Bi, Hg, Pb, Cu, U), благодаря чему можно получать усиленные аддитивные или мультипликативные ореолы, а также вести поиски на весь спектр рудных элементов. Первые опыты по использованию масс-спектрометра показали, что прямое применение этого варианта по выявлению подвижных форм вышеприведенных и других элементов не дали однозначных положительных результатов. Необходимо проведение опытно-методических исследований на примере извлечения металлов из руд разного типа и с разным валовым составом.

Исходной посылкой при разработке метода явилось предположение, что первичный газовый поток (возможно поток хлора мантийного происхождения), проходя через ослабленные тектонические зоны месторождения или рудопроявления, захватывает золото и др. элементы, и они транспортируются к поверхности. Почва при этом выступает в качестве сорбента. Основную роль при сорбции играют гумус и элементарная сера, образующаяся в цепочке химических превращений из SO₂, выделяющегося при разложении сульфидов руд и сероорганических соединений.

Как показывают исследования, поведение подвижного золота в почве носит сложный характер. Неудивительно, что исследователи должны сталкиваться с проблемами как при отборе проб подвижного золота из почвы, так и при последующей интерпретации полученных данных. Есть и другие аспекты сложного поведения золо-

та, которые побудили нас после проведения соответствующих экспериментов сделать выбор в пользу сорбированного почвой элемента.

Решение задач улавливания золота позволило нам перейти в экспериментальном порядке от качественной оценки аномалий (много-мало) к количественным характеристикам – прогнозным ресурсам и средним содержаниям золота в руде. Количественные характеристики получены на основании компьютерной обработки результатов МДИ-Л.

Имеется много примеров практического использования результатов МДИ-Л для своевременной корректировки направленности геолого-поисковых работ в Восточном и Западном Узбекистане.

Метод МДИ-Л был успешно апробирован его авторами на ряде золоторудных объектов Восточного и Западного Узбекистана таких как Кочбулак, Аджибугут, Пистали, Рабинджан, Бижанкора 2 и др.

Особенно ярко эффективность метода проявилась при изучении глубокозалегающего золота на месторождении Аджибугут, что наглядно демонстрируется на рис. 1 и рис. 2.

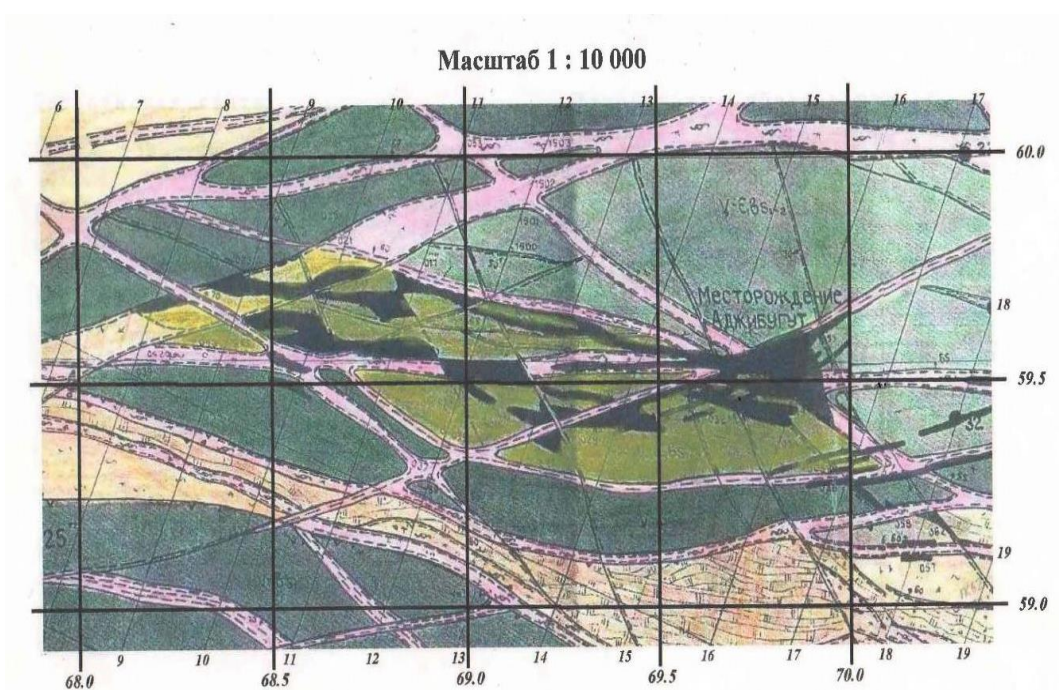


Рис.1. Геологическая карта месторождения Аджибугут со снятым чехлом мезокайнозойских отложений.

На рис. 1 представлена карта месторождения Аджибугут со снятым чехлом мезокайнозойских отложений, на рис. 2 карта аномальных зон подвижных форм золота того же месторождения. Попадание точное.

На основании результатов МДИ скорректировано направление геологоразведочных работ на рудопроявлении Пистали (Самаркандская область) и за счёт указания правильного направления залегания рудных толщ, во-первых, сэкономлены огромные средства на геологоразведочные работы и во-вторых существенно ускорено открытие месторождения, которое сейчас уже разрабатывается.

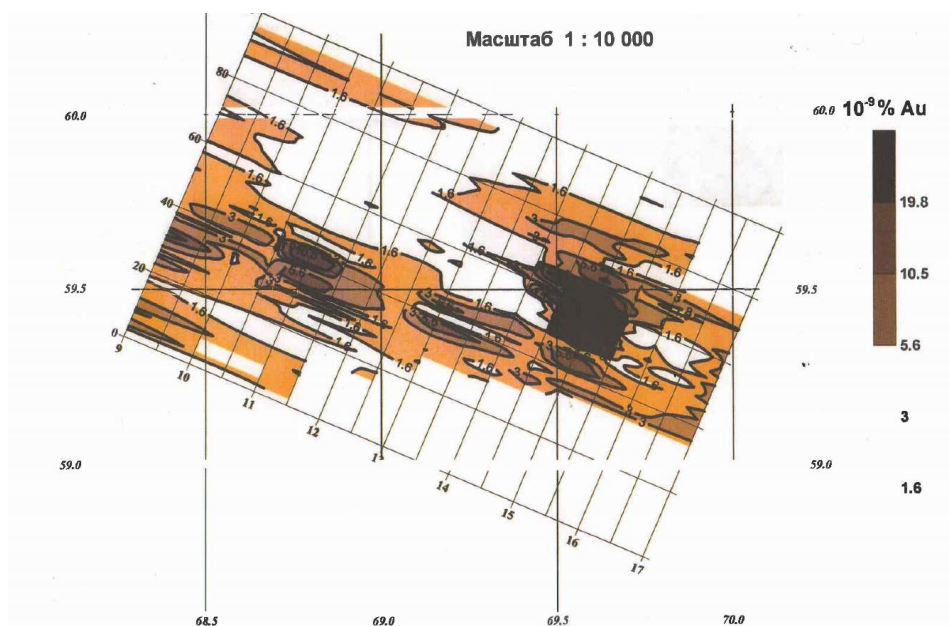


Рис.2. Карта аномальных зон подвижных форм золота по результатам МДИ на месторождении Аджибугут.

Кроме того методом МДИ предсказаны много перекрытых месторождений и рудопроявлений в Ангрен-Алмалыкском регионе, Западном Узбекистане.

Считаем, что наиболее эффективный метод поиска погребённых на глубине до 200 м рудопроявлений не заслуженно забыт в Узбекистане в последнее десятилетие.

Учитывая не ослабевающую актуальность вопроса необходимо вернуться к развитию метода диффузионного извлечения не только золота, но и других полезных рудных элементов. Этот метод в совокупности с геофизическими поисковыми методами может привести к революционным открытиям.

Литература.

1. Никаноров Г.С., Сабиров Х.С. Метод диффузионного извлечения металлов (МДИ) при геохимических поисках, перекрытых золото-серебряных месторождений «Руды и металлы», М., № 1, 1995г., стр. 23-29

КОМПЛЕКСНОЕ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АЗИИ: РЕГИОНАЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ, ЗАДАЧИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ.

Мустафин С.К.* , Анисимова Г.С. **

**Башкирский государственный университет, г.Уфа, Республика Башкортостан,
Российская Федерация.*

***Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г.Якутск, Республика Саха (Якутия), Российская Федерация.*

Сурьма (Sb), согласно Стратегии развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года, наряду с нефтью, Pb, Au, Ag, алмазами, Zn, особо чистым кварцевым сырьем относится ко второй группе полезных ископаемых недр РФ, достигнутый уровень добычи, которых возможно удержать в период после 2035 года [5].

По данным Геологической службы США (USGS), мировые запасы Sb на конец 2020 года насчитывали 1,9 млн т, а добыча составила – 130 тыс. т [6].

Состояние добычи и величины запасов Sb в ведущих странах-производителя металла в Азии приведены в таблице:

Таблица 1. Добыча и запасы Sb в основных странах производителях металла в Азии в 2021г. [6]

Страна-производитель	Добыча 2021 г.	Запасы
Китай	60 000	480 000
Россия	25 000	350 000
Киргизстан	-	260 000
Таджикистан	13 000	50 000
Казахстан	100	Н.д.
Турция	1300	100 000
Иран	400	Н.д.
Пакистан	20	26000
Бирма	2 000	140 000
Вьетнам	400	Н.д.

Всего в мире в 2021 г. добыто 110000 т Sb, запасы превысили 2000000 т.[6].

Sb относится ко второй группе полезных ископаемых недр РФ, достигнутый уровень добычи, которых возможно удержать в период после 2035 года.[5]. РФ занимает второе место в мире по запасам (350 тыс. т) и производству (ресайклинг) 25000 т сурьмы.

Китай с запасами 480 тыс. т, добывает более 60 тыс. т Sb[6].

Столкновение террейнов кратона Янцзы и блока Катайзия в среднем-позднем протерозое привело к формированию орогенных отложений Цзяннань с месторождениями Au-Sb-W типа (Вокси (Woxi) [8].

В провинции Хунань более 100 месторождений с запасами: Sb - 1,67 млн т; Au - 42 т; WO₃ - 0,25 млн т. В рудах содержатся: Sb (2–6 %); Au (5-10 г/т); WO₃ (0,2-0,8 %). Продуктивны жилы с антимонитом, шеелитом и высокопробным (998,6-1000) Au. Флюидные включения в шеелите содержат повышенные концентрации золота.

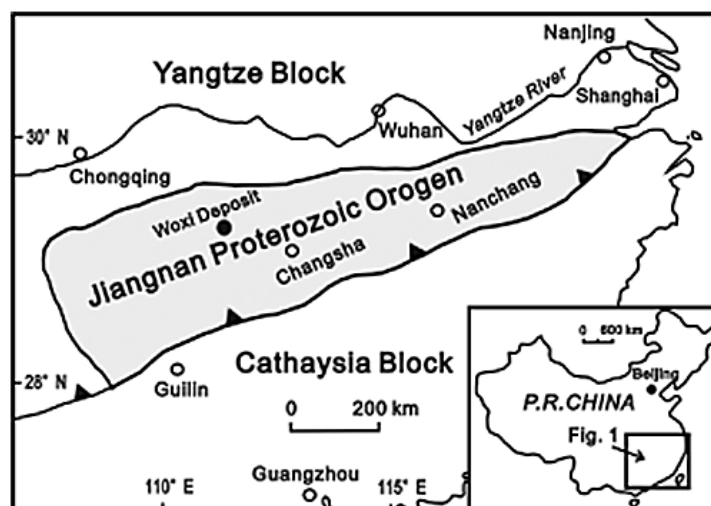


Рисунок1. Позиция месторождений типаВокси на Тектонической карте Южного Китая [8].

Южный Тибетский Au-Sb металлогенический пояс, южнее шва Инд-Цангпо (ITS), отделяющего террейн Лхасы от Гималаев включает более 50 жильных месторождений, Au-Sb руд и питаемых ими россыпей. Месторождение Мажала с ресурсами Sb - 10000 т; и Au - 5т локализуется в толще J₁₋₂ сланцев, песчаников, известняков. Жилы 10 - 400 м и мощностью 2,5 м содержат антимонит, пирит, арсенопирит, киноварь и самородное золото пробностью 982-990 размерами 0,01-2,0 мм в виде включений в кварце и сульфидах. В 12 жилах месторождение Шалаганг среди песчаников, известняков, аргиллитов (K₁) ресурсы

Sb до 100 тыс. т. при содержаниях 1,98 - 29,0%. Рудные минералы: антимонит, киноварь, валентинит, пирит, арсенопирит и реальгар.

Зеравшано-Гиссарский рудный пояс (Центральный Таджикистан), формировался с раннего РЗ до КЗ и включает ртутные, сурьмяные, сурьмяно-ртутные и Sb-Hg-As-Pb-Zn-CaF₂-Au и сурьмусодержащие оловянные (с серебром, полиметаллами и РЭ) месторождения. Комплексные по составу минерального сырья месторождения [представлены объектами пластообразной, жильной секущей и сложной морфологии]. Au-Sb руды нижних горизонтов месторождения Джижикрут (рис. 2) могут эффективно перерабатываться по технологии, позволяющей извлекать до 83% золота [7].

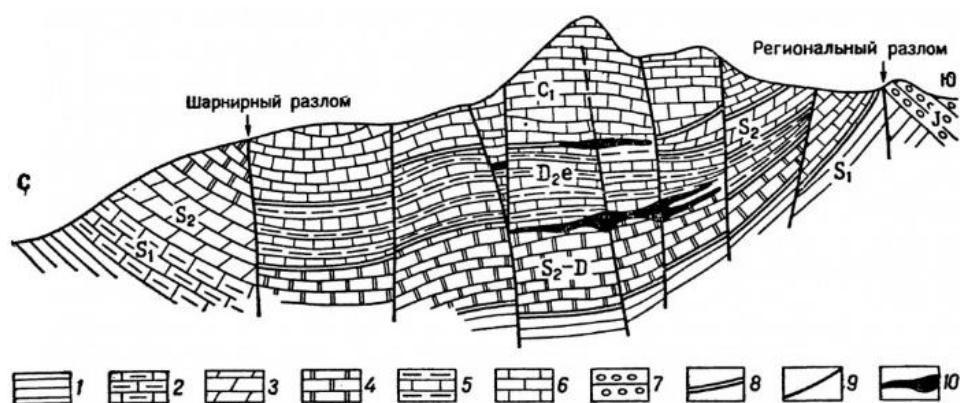


Рисунок 2. Рудоносные брекчии месторождения Джижикрут. 1 – сланцы нижнего силура, 2 – известняки нижнего силура; 3 – доломиты верхнего силура. 4 – известняки верхнего силура – нижнего девона; 5 – терригенно-карбонатно-кремнистые отложения девона, 6 – известняки нижнего карбона, 7 – гравелиты юры; 8 – надвиги, 9 – разломы, 10 – рудоносные брекчии.

Перспективы региона определяет месторождение Кончоч с комплексными рудами [18]. Таджикская государственная алюминиевая компания TALCO и китайская TibetHuaayuMining, с марта 2020 г. приступят к разработке ртутно-сурьмяного месторождения «Кончоч» в Согдийской области Таджикистана. Планирует ежегодно добывать порядка 15 тыс. т или 10% мирового рынка сурьмы и 2,2 т золота. Запасы месторождения Кончоч Au превышают 55 т, Ag — около 44 т, Hg - 184 т, Sb - 268 000 т, CaF₂ - 205 000 т.

Рудно-Алтайский, Колба-Нарымский и Западно-Колбинский террейны образованы коллизией (СЗ-Р) Казахстано-Байкальского и Сибирского континентов. Месторождение Бакырчик типа Au-As-Sb-вкрапленных руд с 30 пластообразными и линзовидными телами мощность 1-40 м. в толще терригенно-углеродистых отложений С₁₋₂ содержит в рудах 3,0 - 49,0 г/т; «упорное» золото в пирите и арсенопирите. Оруденение прослежено на 5,5 км по простиранию и до 1200 м на глубину. Предполагается наличие золотосодержащих металлоорганических образований. Руды представлены: пиритом, арсенопиритом, антимонитом, самородным золотом, ауростибитом и др. [2].

Чаткальский террейн Срединного Тянь-Шаня отличает развитие как джаспероидных стратифицированных (подэкранных), так секущих жильных (типа минерализованных зон) промышленных Au-Sb месторождений. Здесь получили развитие все известные на сегодня минеральные и структурные типы Ab-Sборуденения от жильного самородно-сурьмяного до джаспероидного, включая и так называемые объекты тренда Карлин. Нетрадиционными для Центральной Азии являются месторождения: сурьмяно-антимонитового (Сейняйокского, Финляндия), золото-антимонитового (Верхояно-Колымского), гюбнерит-антимонитового (Боливийского), золото-пиритового (Невадийского) минеральных типов.

Для зёрен гюбнерита жильных антимонит-гюбнеритовых руд месторождения Чаарат (запасы Au – 76 т) свойственна зональность - центр - (мас.%): (FeO – 4,07-5,17; MnO -

21,18-17,90; WO_3 - 74,76-76,93) и периферия - (FeO - 1,54-1,7; MnO - 24,11-23,20; WO_3 - 74,25-75,10). В ассоциации с электрумом встречена фаза селенсодержащего сульфида золота состава (мас. %): Au - 32,47-41,52; Ag - 46,32-58,59; S - 7,24-9,68; Se - 0,55-2,14 [5].

Джаспероидный тип с Hg , As , Tl и ртутистым (2,5 мас. % Hg) золотом, представленный внутриформационными подэкраными залежами в обогащенной Сорг. (0,2-3 %) терригенно-карбонатно-эвапоритовой газоносной толще девона, отнесён к объектам тренда Карлин. Для генетически связанных типов Au - Sb месторождений Чаткальскоготеррейна установлены эволюционные ряды продуктивных парагенетических минеральных ассоциаций. Для объектов джаспероидного типа: золото-пиритовая → золото-кварцевая → кварц-антимонитовая → золото-киноварная; для золото-сурьмяного оруденения жильного типа: золото-пирит-арсенопиритовая → золото-пирротин-халькопиритовая → золото-кварцевая → кварц-джемсонитовая → золото-тетраэдритовая → кварц-сурьмяная → золото-антимонитовая (с ауристибитом) → гюбнерит-антимонитовая → золото-диккитовая. Промышленная ценность руд может определяться совмещением двух и более продуктивных ассоциаций.

Индикатором реювениции для комплексного ЗСО ССП служат примеси PGE в главных рудных минералах. В антимоните концентрация Pt и Pd установлены на месторождении Кокпатас - (Узбекистан), Pd и Rh (Кончоч, Таджикистан), Os и Ru (Иштамберды, Кыргызстан). Для киновари в качестве типоморфных примесей из PGE отмечаются: Pd (Джалгыз, Узбекистан), Pt , Pd , Rh (Кончоч). В пирите установлены: Pt и Pd (Кокпатас), Os и Ru (Чаарат); для арсенопирита месторождения (Терек-Перевальное) установлены контрастные концентрации Os (1,5 г/т), Ru (2,3 г/т). Арсенопирит отличают: дефицит As и избыток S ; зональность кристаллов как результат пульсационного характера рудоотложения, аномально высокая золотоносность (752 г/т в среднем), примеси Se - 0,18-0,32 мас. %, Os (1,6 г/т) и Ru (2,3 г/т). Прямым цианированием арсенопиритового концентрата извлекалось не более 14% «упорного» золота, бактериальное выщелачивание обеспечило высокое (94%) извлечение Au ; PGE при этом не учитывались [3].

Основу сырьевой базы Sb РФ составляют 6 месторождений Республики Саха (Якутии) (РС(Я) с запасами Sb 146 354 т (44,1% запасов РФ). Оруденение контролирует региональный Адыча-Тарынский разлом, разделяющий Кулар-Нерский террейн и Верхоянский пояс. Балансовые запасы месторождений составляют: Сарылах - 48700 т Sb , Сентачан - 84 000 т Sb и 14488 кг Au , Тан - 14800 т Sb . Руды Сарылаха отличаются массивная, губчатая и горчичная структуры самородного золота (рис. 3), развитие ульманнита ($NiSbS$), ауристибита и Sb самородной. Результаты топоминералогических исследований золота оптимизировали прогноз, оценку, выбор технологии освоения комплексного золото-сурьмяного сырья [1,3].

Золоторудные сурьмосодержащие объекты террейнов Енисейского кряжа локализируются в углеродисто-терригенных и карбонатно-терригенных отложениях сухопитской серии рифея. На месторождениях Олимпиадинское, Удереysкое, Ведугинское промышленная Au - Sb минерализация образована после продуктивной золото-сульфидной; установлена тесная связь Au с As . На Восточной Олимпиаде в сульфидных рудах содержания Au варьируют от 0,2 до 165,4 г/т [4]. Вертикальный размах оруденения более 1400 м (рис.4); запасы золота составляют при содержании 5,55 г/т составляют 441,6 т. В рудах преобладают, арсенопирит, стибнит, пирит; отмечаются ауристибит и Sb самородная.

Во всех рассмотренных террейнах Au - Sb оруденение завершает процесс рудогенеза.

Золото-сурьмяное комплексное оруденение проявляется в структурах террейнов в весьма широком диапазоне геологического времени.

Если ранее основные мировые ресурсы сурьмы заключались в объектах джаспероидного типа, то в последнее время обозначилась тенденция повышения практической значимости объектов жильного типа в терригенных, нередко углеродистых толщах, обладающих в целом большей контрастностью оруденения, особенно в части золотоносности.

Для группы жильных месторождений чаще свойственна комплексность оруденения, выражающаяся в промышленных содержаниях вольфрама, ртути и элементов группы платины.

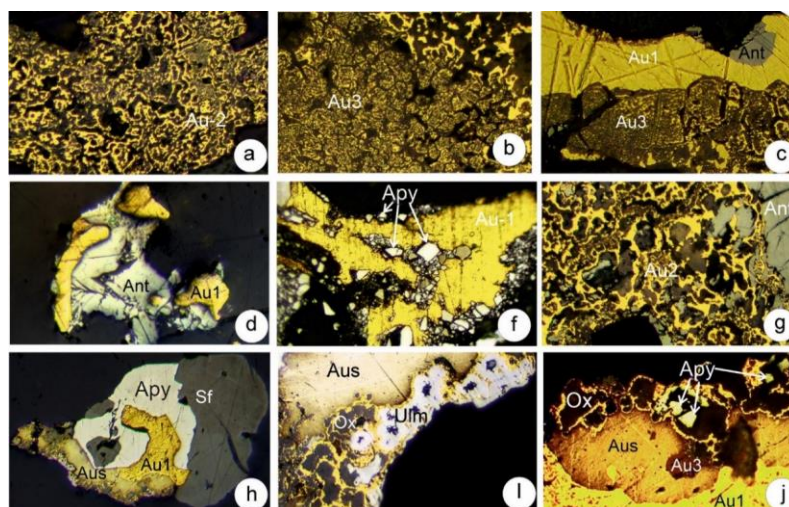


Рисунок 3. Разновидности самородного золота из промышленных золото-сурьмяных руд Сарылахского месторождения: а – губчатое золото (Au2) с оксидами сурьмы (Ox); б – губчатое золото с горчичным (Au3); с – горчичное золото (Au3) с массивным (Au1) и антимонитом (Ant); d – массивное золото (Au1) с антимонитом (Ant); е – массивное золото (Au1) с арсенопиритом (Ars); f – губчатое золото (Au2) с антимонитом (Ant); г – массивное золото (Au1) с арсенопиритом (Ars), ауристибитом (Aus) и сфалеритом (Sf); h – губчатое золото (Au2) с ауристибитом (Aus), ульмани- том (Ulm) и оксидами сурьмы (Ox); I – массивное (Au1) и горчичное золото (Au3) с ауристибитом (Aus), арсенопиритом (Ars) и оксидами сурьмы (Ox)[1].

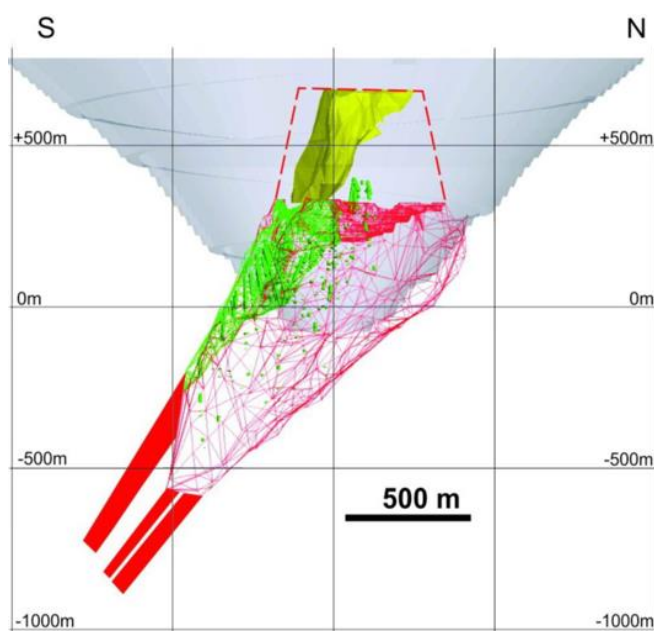


Рисунок 4. Локализация Au-Sb руд Восточной Олимпиады: желтое – окисленные руды (отработаны); зеленым – Sb > 0,4 %; красное (каркас) – рудные тела по борту Au +0,75 г/т; красное (заливка) – рудные тела по данным глубокого бурения по борту +3 г/т; красное (пунктир) – контур отработанных на 01.01.2018 запасов; серым – контур проектной открытой отработки[4].

Золото-сурьмяное оруденение рассмотренных типов (джаспероидного и жильного), имеет общие генетические черты, отчётливую направленность эволюции, последовательность формирования минеральных типов, приоритет глубинных источников рудного вещества,

формирование и приуроченность к динамичным, сложным по эволюции участкам литосферы с отчётливо проявленными элементами тектонической расслоенности.

Подтверждением этих положений может служить проблема прогнозирования, поисков и оценки комплексного оруденения тренда Карлин, сочетающего в себе признаки как джаспероидных так и жильных типов месторождений с золотом, сурьмой, ртутью, таллием и другими компонентами (включая и скопления углеводородов)

Данные минералогических, термобарометрических и изотопно-геохимических исследований свидетельствуют о сложной и длительной истории формирования месторождений. Завершающее сложный процесс эволюции минеральных месторождений в структурах террейнов комплексное Au-Sb оруденение является полихронным и полигенным.

Учитывая расширение спектра аналитических методов исследования минерального сырья, а также прогресс в разработке новых и совершенствовании традиционных технологий его переработки, актуальность приобретает формирование банка минералогических данных

Комплексные Au-Sb месторождения террейновых областей складчатых сооружений Азии отличаются региональными особенностями генетического и инжинирингового аспектов.

Для комплексных Au-Sb месторождений свойственны сложная структурная позиция, значительный вертикальный размах, зональность рудоотложения. Расширение спектра аналитических методов исследования минерального сырья, а также прогресс в разработке новых и совершенствовании традиционных технологий его переработки, актуальность приобретает формирование банка минералогических данных комплексного Au-Sb сырья [3].

Литература:

1. Анисимова Г. С. Полимнеральное включение, отражающее весь минералогический состав Сарылахского рудного месторождения. Записки РМО. 2005, нет. 5, стр. 87-94.
2. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Наумов Э.А. Связь сурьмы с золотым оруденением в рудных районах Восточного Казахстана. Российская геология и геофизика 55 (2014) 1170–1182.
3. Мустафин С.К., Анисимова Г.С. Комплексное золото-сурьмяное оруденение в террейновых структурах Азии. [Электронный ресурс]: Материалы XI ВНКПК Геология и полезные ископаемые Северо-Востока России. – Якутск: Изд-во СВФУ, 2021. – С. 206-209.
4. Сильянов С.А. Геология и минерально-геохимические индикаторы генезиса Олимпиадинского золоторудного месторождения (Енисейский кряж). Диссертация кандидата геолого-минералогических наук. Красноярск: СФУ, 2020. 185 с.
5. Стратегию развития минерально-сырьевой базы Российской Федерации до 2035 года. М.: Правительство РФ. Распоряжение от 22 декабря 2018 г. № 2914-р, – 26 с
6. Antimony. Mineral commodity summaries 2022: U.S. Geological Survey, 2022, pp. 24-25.
7. KholovKh, SamikhovSh. Acetylthiourea leaching gold from tails of flotation deposit Dzhi-kikrut. Norwegian Journal of development of the International Science. 2019, no. 27, pp. 7-11.
8. WeiZhai, XiaomingSuna. Geology, geochemistry, and genesis of orogenic gold–antimony mineralization in the Himalayan Orogen, South Tibet, China. OreGeologyReviews (2014) 68–90.

ОРУДЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЛИН-ТИПА: ОБЩИЕ ПРИЗНАКИ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕНИИ

Мустафин С.К.*, Анисимова Г.С.**

**Башкирский государственный университет, г.Уфа, Республика Башкортостан, Российская Федерация.*

***Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН, г. Якутск, Республика Саха (Якутия), Российская Федерация.*

Шанхайская организация сотрудничества (далее ШОС) основанная в 2001 г. в настоящее время объединяет 9 государств-членов: Индию, Иран, Казахстан, Киргизию, Китай, Российскую Федерацию (РФ), Пакистан, Таджикистан, Узбекистан; государствами-партнёрами являются: Афганистан, Белоруссия, Монголия; государства-партнёры по диалогу: Азербайджан, Армения, Камбоджа, Непал, Турция, Шри-Ланка. Общая площадь стран ШОС более 35 млн км², что составляет 65% территории Евразии; население более 3,5 млрд человек. По данным Всемирного золотого совета на октябрь 2022 г. государственные запасы золота стран ШОС составляли (т): Китай — 1948,3; Россия (РФ) — 2298,5; Индия — 781,3; Казахстан — 374,8; Таджикистан — 64,4; Киргизия — 10,8.

По данным Всемирного совета по золоту в настоящее время ежегодный объём добычи золота по странам ШОС составил (т): Китай — 404,1; РФ — 297,3; Узбекистан — 92,5; Казахстан — 68,4; Киргизия — 22,1; Таджикистан — 8,0; Иран — 10,5, Индия — 3,0;

Цена тройской унция золота на Лондонской бирже металлов 17.10.2022 г. была установлена на уровне 1664,7\$.

Золотое оруденение карлин-типа в стратифицированных залежах джаспероидов открыто в 1961 году на территории штата Невада (США) и оценивается как наиболее перспективный геолого-промышленный тип из известных ныне. Запасы и ресурсы золота объектов группы Carlin Trend, наиболее крупные в Северной Америке; к 1997 году добыто более 25 млн унций золота [15]. По состоянию на 2020г. добыча Au в США составила 190,2 т.

Сегодня известно 88 месторождений карлин-типа в США (штат Невада), более 30 — в Южном Китае и целый ряд объектов в других регионах, включая Центральную и Северную Азию [14].

Золотые месторождения с оруденением карлин-типа в Китае открыты в районах Диан-ЦяньГуй (Золотой треугольник) и Западного Циньлинского полуострова SW China contain и содержат порядка 400 т. золота в каждое.

На Цзиньфын с запасами категорий measured + indicated 73,5 т и ресурсами inferred — 34 т; с применением биотехнологии в год добывают 6 т. На Бока-1 (Юньнань) в 12 пластовых зонах запасы руды категории measured (C₁) — 9,81 млн т с содержанием 2,88 г/т (28 т) и indicated (C₂) — 21,4 млн т с содержанием 3,13 г/т (67 т).

Рудные тела месторождения карлин-типа Заршуран (Иран) с запасами 55 т залегают в толще углистых глинистых сланцев с прослоями доломитов и мергелей в зоне протяжённостью 6 км и мощностью 5-60 м содержат реальгар, аурипигмент, киноварь.

Краткосрочной целью Ирана является добыча на предприятиях страны 10 т золота ежегодно, долгосрочной — 25 т.

На объектах Бархи и Джхалескладчатого пояса Махакошал (Центральная Индия) в доломитах описана вкрапленная золотоносная минерализация, имеющая много черт сходства с золотыми месторождениями тренда Карлин.

Широкое развитие получили продольные надвиговые разломы, гидротермальные изменения вмещающих пород представлено декальцификацией, окремнением и аргиллизацией.

Метасоматиты предшествовали процессу рудообразования, продуктами которого явились доминирующий пирит и менее контрастно развитые As-, Sb- и Hg-содержащие сульфиды и самородное золото. Отчётливо проявлен типоморфный для оруденения карлин-типа микроэлементный спектр включающий Au, As, Sb, Hg гидротермальной рудообразующей системы в доломитовых толщах [16].

По оценкам экспертов на месторождениях золото-полисульфидных джаспероидных руд карлин-типа в терригенно-карбонатных толщах заключено порядка 8% запасов золота мира.

Обобщение результатов исследований месторождений золота карлин-типа различных регионов позволяет в качестве общих генетических признаков выделить следующие:

- известково-глинистый (с углеродистым веществом) состав разреза вмещающих пород;
- стратифицированный (подъэкранный) характер размещения джаспероидных рудных тел;
- прожилково-вкрапленные руды с типоморфным спектром элементов: Fe, Hg, As, Sb, Tl;
- сульфидный (преимущественно пиритный) состав руд с тонкодисперсным золотом;
- высокими примеси ртути в самородном золоте, при низких содержаниях серебра;
- низкотемпературной сурьмяно-мышьяково-ртутной ассоциацией с аргиллизитами.

Изотопно-геохимические данные и результаты термодинамического моделирования указывают на снижением температур (250-50°C) при повышении Eh рудообразования [10].

Институтом геологии и геофизики АН РУ им. Х.М. Абдуллаева проводились исследования по оценке перспектив оруденения карлин-типа на территории Республики Узбекистан. Выявленная устойчивая и высокая (4,8 - 8,4 г/т) золотоносность окварцованных карбонатных пород участка Мурун (Мурунтауская гряда) позволяет прогнозировать здесь объекты оруденения карлин-тип нетрадиционного для этой одной из крупнейших золото-рудных провинций мира, перспективы которой динамично расширяются.

Группой исследователей Института геологии и геофизики АН РУ им. Х.М. Абдуллаева (Смирнова С.К., Козлов В.В. и др.) в пределах Акча-Талбулакской площади (юго-западные отроги Чаткальского хребта) на основании выявления генетической связи золото-серебряной и ртутной минерализации прогнозируется возможность обнаружения оруденения тренда Карлин. Прогноз обосновывается генетическим родством зон окварцевания (джаспероидизации) карбонатных пород D₂₋₃, содержащих аномальные концентрации генетически связанных Hg и Au, с золото-серебряными рудопроявлениями в подстилающих терригенных отложениях (D₂) и вулканитах (D₁).

Вкрапленные руды Суздальского месторождения (Казахстан) с запасами 11 млн т руды со средним содержанием металла 7,9 г/т (87 т) содержат 0,5-15% сульфидов.

Главный минерал гипогенных руд игольчатый золотоносный (1400-5360 г/т) арсенипирит обеднён Fe и отличается нестехиометричным составом S/As = 1,2 и [6].

На месторождениях Суздальское и Жерек ежегодно добывается по 30 тыс. т окисленных руд и извлекается битехнологией более 4 т золота; около 100 объектов этого типа известных в Восточном Казахстане не оценено [12].

На территории Кыргызстана потенциал оруденения якарлин-типа практически не оценён, хотя именно здесь впервые для Евразии (1982 г) он был описан на объектах Артык-Булак и Джалама (Каратюбинское рудное поле Чаткальского рудного района).

Подъэкранные тела джаспероидов в углеродистых карбонатных отложениях девона с рассеянной вкрапленностью золотоносного фрамбоидального As, Hg, Tl-содержащего пирита и ртутистым золотом, отмечаются весьма низкие содержания Ag. Из разведочных скважин на протяжении всего сезона работ отмечался приток природных углеводородных газов [8].

Весьма перспективны для выявления промышленных объектов карлин-типа обладают обширные рудоносные площади Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса [5]. Так, месторождение Шамбе-Сай по базовым параметрам геологического строения, веще-

ственному составу руд (спектру приоритетных элементов (As, Hg и Sb), дисперсности самородного золота, представленного несколькими генерациями), морфологии рудных тел в первом приближении можно сопоставлять с объектами тренда Карлин.

В РФ, к настоящему времени, перспективы объектов карлин-типа не оценены.

Воронцовское месторождение (Свердловская область) по технологии кучного выщелачивания (100 тыс. т/год) с 2000 г. разрабатывает компания Polymetal International; запасы 1,2 млн унций при содержании золота 2,9 г/т; ресурсы — 1,5 млн унций при 1,9 г/т. [13]. Предложена трёхэтапная модель формирования в зоне активной окраины континента [6].

Оруденение карлин-типа Горного Алтая и Горной Шории представлено месторождением лога Сухонького с золотоносными (0,2-34,5 г/т) ртутными рудами, мощными (2-12 м) золотоносными (0,8-2 г/т) джаспероидами месторождения Новое. Золото-ртутное оруденение развито в Сибирячихинской, Сиинской зонах, Куюсском, Козульском, Едиганском, Карасукско-Архиповском, Каракольском рудных полях [3]. К отложениям ильчирской свиты (V–Є) содержащим Ba, As, Hg и Au (до 4,5 г/т) приурочены джаспероиды месторождения Ондольтой с низкотемпературным (150-170 °С) оруденением карлин-типа [1].

На территории Хабаровского края золото-ртутное оруденение прогнозируется в Горбинской металлогенической зоне Юдомо-Майского перикратонного прогиба, Тас-Юряхском золотосеребряном районе Сокурдахского прогиба [и др.] [11].

Для Сетте-Дабана (Республика Саха (Якутия)) объекты оруденения карлин-типа, прогнозируется в Аллах-Юньской рудной зоне Широкинского рудно-россыпного узла. Штоки и минерализованные зоны в толще окварцованных, терригенно-карбонатных пород PZ содержат прожилково-вкрапленные золотоносные (0,7-7 г/т) руды с тонкодисперсным золотом в сульфидах, и самородным золотом в кварце типоморфной примесью Hg [2].

В качестве базовых элементов генетической модели формирования руд месторождений тренда Карлин, сформированной на основании представлений исследователей ранних этапов освоения самого эталонного объекта – Карлин, представляются следующие:

- накопление первично-осадочных или гидротермально-осадочных руд в зоне глубинного разлома, разделяющего мегаструктуры с различающимся тектоническим режимом;
- внедрение вдоль этой зоны интрузивных штоков и даек, ремобилизация и частичная перегруппировка рудного вещества;
- образование в третичное время протяженных областей трещиноватости северо-западного простирания, отложение аргиллизитов с ртутно-сурьмяной минерализацией, повторное переотложение золота;
- формирование в мезо-кайнозой богатых окисленных руд [12].

Решение вопросов прогнозирования, поисков, оценки, промышленного освоения месторождений золотого оруденения карлин-типа является весьма актуальным для всех золоторудных провинций мира, включая потенциально перспективные регионы стран ШОС.

Приоритетными задачами являются как теоретические региональные прогностические минерагенические построения, так и геолого-генетическое моделирование конкретных месторождений в сочетании с технологическими решениями их рационального освоения.

Литература:

1. Золотое оруденение в кремнисто-карбонатных породах юго-восточной части Восточного Саяна / Е. В. Айриянц [и др.] // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 5. С. 497–510.

2. Анисимова Г. С., Кондратьева Л. А., Серкибаева Е. С. Нетрадиционные типы золотого оруденения в карбонатных комплексах Сетте-Дабана // *Отеч. геология*. 2001. № 5. С. 59–62.
3. Гусев А. И. Металлогения золота Горного Алтая и юга Горной Шории: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Томск, 2006. 42 с.
4. Дудкин Н. Сырьевая база и мировой рынок золота // *Золото и технологии*. 2014. № 1 (23). С. 16–20. 273
5. Золото Кыргызстана. Кн. 1. Геология. Условия локализации. В. В. Никоноров [и др.] Бишкек: Насти, 2004. 271 с.
6. Золотоносность арсенопирита золото-сульфидных месторождений Восточного Казахстана / К. Р. Ковалёв [и др.] // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52. № 2. С. 225–242.
7. Мурзин В. В., Сазонов В. Н., Ронкин Ю. Л. Модель формирования Воронцовского золоторудного месторождения на Урале (карлинский тип): новые данные и проблемы // *Литосфера*. 2010. № 6. С. 66–73.
8. Мустафин С. К. Золото — сурьмяное оруденение Среднеазиатской сурьмянорудной провинции: геология, вопросы генезиса, критерии оценки: дис. доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 1994. 363 с.
9. Мустафин С. К. Золотое оруденение карлин-типа в недрах стран ШОС: состояние изученности и перспективы // *Новые идеи в науках о Земле: мат-лы XIII межд. науч.-практ. конф.* М.: МГРИ-РГГУ, 2017. С. 123–125.
10. Наумов Е. А. Типы золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской складчатой области и физико-химические условия их формирования: дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2007. 192 с.
11. Невструев В. Г., Беспалов В. Я. Перспективы обнаружения крупнообъемных месторождений золота на территории Хабаровского края // *Горн. бюл.* 2010. Отд. вып. 4: Дальний Восток-1. С. 507–517.
12. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черно сланцевых толщах : условия формирования , признаки сходства. Алматы , 2011. - 272.
13. Polymetal <http://www.polymetal.ru/operations-landing/voro/overview>.
14. Sediment-Hosted Gold Deposits of the World-Database and Grade and Tonnage Models / V. I. Berger [et al.] // *Open-File Report 2014-1074*. Virginia, Reston, U.S. Geological Survey, 2014. 46 p.
15. Carlin-Type Gold Deposits Field Conference. Society of Economic Geologists Guidebook Series. V. 28. 1997. <http://geoscienceworld.org/content/carlin-type-gold-deposits-field-conference>. 16/17. Source of ore fluids in Carlin-type gold deposits, China: Implications for genetic models / Hofstra A. N. [et al.] // *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. 2005. P. 533–536.
16. Reddy V.R. Talusani Possible Carlin-type disseminated gold mineralization in the Mahakoshal fold belt, central India. *OreGeologyReviews* 17 2001 241–247.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Печенкин И.Г.*

**Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья
им. Н.М. Федоровского, Москва, РФ.*

Неоген-четвертичная коллизия Африканской, Аравийской и Индийской плит с юга и мезозой-кайнозойская субдукция Тихоокеанской плиты с востока обусловили формирование крупных орогенных поясов в краевой части Евразийской плиты, каждый из которых характеризуется своими металлогеническими особенностями (рис. 1). Анализ простран-

ственного размещения эндогенных и экзогенных урановых месторождений в пределах отдельных орогенных областей создает предпосылки для выявления особенностей металлогенической зональности в каждом крупном геоблоке. Это позволяет наметить в них место песчаниковых месторождений урана в различных по условиям формирования осадочных бассейнах (ОБ). Для всех объектов песчаникового типа установлен ведущий рудолокализирующий фактор – зона пластового или грунтово-пластового окисления, контролирующая урановое оруденение. Для подавляющего числа месторождений предложен единый источник урана – местные области питания прилегающих горных сооружений. Наиболее полно металлогения урана изучена в пределах Альпийско-Гималайского тектонического пояса.

Металлогения урана Альпийско-Гималайского пояса

В рамках пояса выделен ряд крупных сегментов, охватывающих орогенные области и примыкающие к ним суборогенные участки активизированных платформ.

Средиземноморский сегмент. С конца миоцена в плиocene началась субдукция Африканской плиты на западном окончании Евразийского континента. Средиземноморский сегмент подразделяется на орогенную и суборогенную области. Орогенная область шириной от 300 до 700 км расположена на крайнем юге складчатого пояса. В пределах орогена обычно выделяется зона форланда, которая характеризуется шарьяжами и надвигами и нередко в передовой области сложена красноцветной молассой. Вводя в рассматриваемом сегменте понятие «субороген», мы подразумеваем под этим слабо активизированную часть Западно-Европейской эпипалеозойской платформы. В него включаются Центральный (Франция) и Чешский срединные массивы.

В пределах сегмента довольно четко наметилась металлогеническая последовательность. Здесь широко проявилась пермская урановорудная эпоха – время образования на большой площади стратиформных месторождений урана Бихорского типа, генезис которого остается дискуссионным до настоящего времени. В мезозойско-кайнозойском периоде (начальный этап субдукции) сформировались мелкие, реже средние, месторождения (Pb, Zn, As, CaF₂ и др.), которые нередко сопрягаются с небольшими гранитоидными интрузиями. Позднее проявились небольшие песчаниковые месторождения (Грезю, Сен-Пьер и др.) во впадинах в Центральном массиве в пределах суборогена. Месторождения Гамр и Кёнигштайн, тесно связанные с эффузивами Чешского массива в краевой части суборогена, завершали металлогеническую эволюцию Европейского участка Западно-Европейской платформы, обусловленную субдукцией Африканской плиты.

В целом Средиземноморский сегмент представляет достаточно полную металлогеническую картину, которая создана в результате субдукции Африканской плиты под юго-западную часть Евразийского континента.

Аравийский сегмент. Субдукция Аравийской плиты под южную часть Евразийской обусловила формирование орогенного пояса шириной около 500 км, захватившего территорию Ирана, Турции и Кавказа, который разделен нами на три сектора – Анатолийский, Кавказский и Копетдагский.

Начало интенсивной орогенизации датируется олигоценом. Отличительная особенность рассматриваемого сегмента – площадное развитие в регионе продуктов вулканической деятельности. Второй особенностью данного сегмента, оказавшей влияние на металлогению региона, является протяженный узкий трог, который в раннем миоцене располагался на месте Кавказского хребта. Последний возник на месте трога в позднем миоцене вместе с молодыми вулканами (Эльбрус, Казбек). Третья особенность Кавказского региона – высокая нефтеносность.

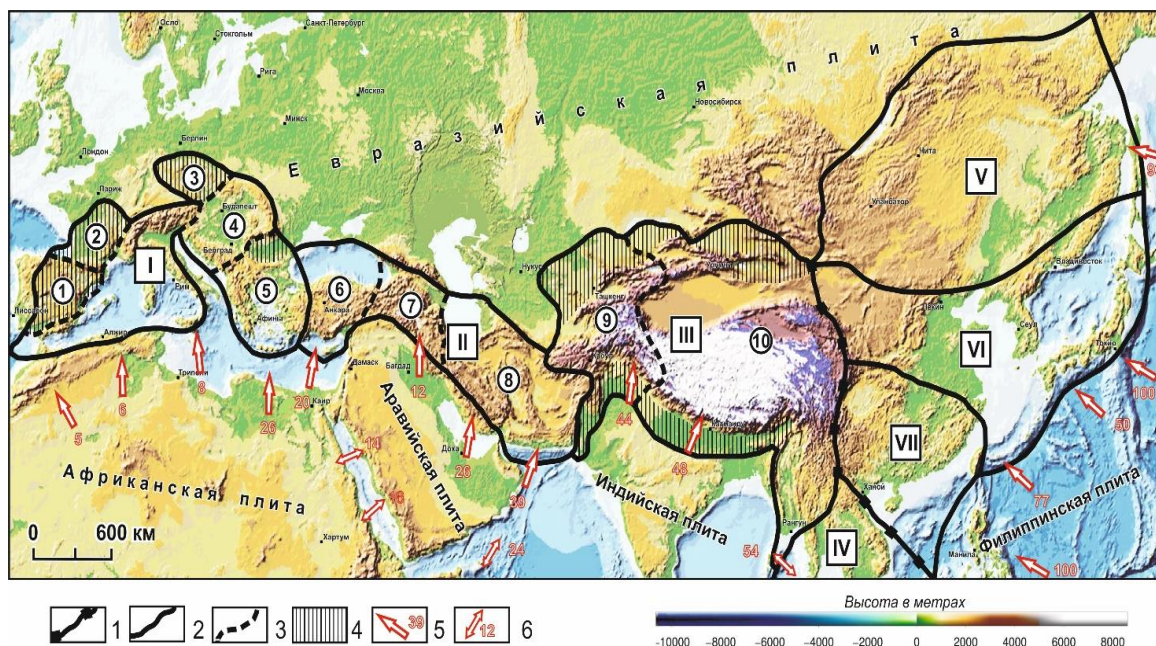


Рис. 1. Схема металлогенического районирования Евразии.

Границы: 1 – между поясами, 2 – сегментов, 3 – секторов, 4 – области суборогена; 5 – вектор и скорость (мм/год) движения литосферных плит; 6 – ось и скорость (мм/год) спрединга.

Ураноносные пояса, сегменты, сектора: *Альтийско-Гималайский коллизионный пояс*. I – Средиземноморский сегмент: 1. Иберийский сектор, 2. Южно-Французский сектор, 3. Бюгемский сектор, 4. Сектор Карпатской дуги, 5. Эгейский сектор. II – Аравийский сегмент: 6. Анатолийский сектор, 7. Кавказский сектор, 8. Копетдагский сектор. III – Индийский сегмент: 9. Памирский сектор, 10. Гималайский сектор. IV – Юго-восточно-Азиатский сегмент. *Тихоокеанский субдукционный пояс*. V – Монголо-Забайкальский сегмент. VI – Северо-Китайский сегмент. VII – Южно-Китайский сегмент

В итоге обозначился следующий неполный металлогенический ряд: 1) крупные скопления углеводородов в пределах Персидского залива, Ирака, Ирана и Северо-Каспийской впадины, 2) ороген, где локализуются эндогенные месторождения Cu, Mo, Co, Au, Mn и др., и гидротермальные урановые месторождения – Бык, Бештау, расположенные на его внешнем фронте, 3) область суборогена в Предкавказье, с титанциркониевыми россыпями и скоплениями углеводородов (Северо-Кавказский бассейн), а на восточном склоне Ставропольского свода в молодых отложениях палео-Дона выявлены слаборазвитые зоны грунтово-пластового окисления (месторождение Балковское).

Индийский сегмент – самый продуктивный по урану в протяженном поясе Тетис. По интенсивности орогенеза Индийский сегмент превзошел все подобные процессы на земном шаре. Коллизия Индийской плиты переработала на расстояние более 1500 км вглубь Евразийскую плиту и дифференцировала орогенную область по вертикали на горы до +9000 м и грабены до -15000 м. Он разделен на *Памирский* и *Гималайский* секторы, которые отличаются по структурным особенностям и масштабу рудоносности.

В *Памирском секторе* выделено три типа металлогенических зон, контролирующих ролловые месторождения урана. При всем своеобразии каждого типа зон их роднит приуроченность самых крупных и уникальных месторождений-гигантов к суборогену, где они тяготеют к участкам, наиболее удаленным от орогена.

Очевидно, что коллизионная модель развития данного региона единственная, отвечающая существующей геодинамической обстановке в регионе. Памирский «клин» отражает итог длительной коллизии Индийской плиты, наступающей на Евразийскую. Все

ролловые месторождения-гиганты располагаются в пределах суборогенной (активизированной) части, прилегающей Туранской платформы и южного борта Казахского «щита». Нами показано, что основным «транспортёром» урана к ролловым месторождениям-гигантам в области транзита сначала были поверхностные и грунтовые, а затем пластовые воды, берущие начало в Северном и Среднем Тянь-Шане в зоне максимального коллизионного стресса. Для нас очевидна тесная пространственная и парагенетическая связь области питания ураноносных вод, сформировавших ролловые гиганты, с наиболее активно наступающим участком Индийской плиты – Памирским «клином». Самые продуктивные металлогенические зоны берут начало от предполагаемой области скопления мантийного урана, на замыкании которых располагаются месторождения-гиганты.

Гималайский сектор характеризуется более сложным геологическим строением по сравнению с Памирским. Одна из нерешённых проблем Гималайского сектора – причины его незначительной ураноносности. Отсутствие крупных месторождений урана в пределах Гималайского сектора нами объясняется интенсивным продвижением на северо-восток границы орогенной области на протяжении N-Q периода, что обуславливало частую смену областей питания, активную миграцию углеводородов и отсутствие региональных устойчивых очагов разгрузки. Это затрудняло широкое развитие рудоформирующих ЗПО.

Следует отметить, что промышленные месторождения урана в области хинтерланда выявлены только в северном обрамлении Индостана. Здесь создались предпосылки для образования в толще неоген-четвертичных ОБ рудоносных зон грунтового и пластового окисления.

Металлогения урана Тихоокеанского пояса

Высокий металлогенический потенциал меридианального Тихоокеанского рудного пояса определяется мезозойско-кайнозойской субдукцией Тихоокеанской плиты. Этот процесс затронул тектонические блоки Евразийского континента на глубину от 500 до 1500 км.

Необходимо отметить, что в тыловой (восточной части) пояса в пределах японских островов и юга Корейского полуострова выявлены незначительные по величине месторождения урана (*Нинге-Тогэ, Тонэ, Огуни* и др.) в небольших грабенообразных тектонических структурах, выполненных грубозернистыми русловыми и озерными отложениями мелового и миоцен-плиоценового возраста. Руды формировались грунтовыми водами.

Подчеркнем, что в ходе субдукции восточная часть Евразийской плиты претерпела существенные изменения. В пределах активизированной части выделяются области с режимом внутриконтинентального рифтогенеза и пассивной окраины. К первой из них (к внутренней) части пояса тяготеют эндогенные месторождения Алданской, Стрельцовой, Дорнотской и Сианшаньской кальдер, связанные с вулканотектоническими структурами мезозойского возраста. На внешнем (западном) фронте урановорудного пояса в тех же районах преобладают гидрогенные урановые месторождения кайнозойского возраста в тесной пространственной связи с молодыми покровами базальтов. ***Эти покровы фиксируют западную границу проявления субдукции на востоке Евразийского континента и подтверждают западную меридиональную границу Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса. Приведенная модель позволяет предполагать тесную пространственную связь глубинных геодинамических процессов в мезозойско-кайнозойскую эру с размещением урановых месторождений.*** Намечается отчетливая сепарация металлов в поперечном сечении пояса. В его внутренней части уран сопрягается с Au (Алданская кальдера), Mo, Pb-Zn и CaF₂ (Стрельцовская кальдера), с Pb, Zn, W, Mo, Au, CaF₂ (Дорнотская кальдера) и с Mo, Ti, CaF₂ (Сианшаньская кальдера). На внешнем фронте урановорудного пояса уран чаще всего обособлен от других металлов, что объясняется, по-видимому, его более высокой подвижностью. К западу, в области затухания пассивной окраины континентального блока, интенсивно проявился базальтовый магматизм, с которым пространственно тесно связаны инфильтрационные месторождения урана в Забайкалье (Витимский район), в Монголии (рудопоявление Сул и др.) и на западном окончании

Южно-Китайской платформы (Юньнань). Все упомянутые объекты перекрыты четвертичными базальтами. В пределах чехла Сино-Корейского кратона в Ордосской впадине и Эрленской депрессии Китая выявлены инфильтрационные месторождения урана вне связи с молодым вулканизмом. Вероятнее всего, большая их часть, обнаруженная в пределах этих структур, сформировалась от местных областей питания.

Процессусубдукции Тихоокеанской плиты мы обязаны полному закономерному набору металлогенических зон в направлении от глубокого тыла субдукционной зоны в сторону ее внешнего затухающего фронта.

Заключение

Краевая часть Евразийского континента разделена нами на ряд сегментов, каждый из которых характеризуется своей металлогенической специализацией, обусловленной процессами коллизии и субдукции. В трех структурах – Средиземноморский и Индийский сегменты, и Тихоокеанский пояс – инфильтрационные урановые месторождения оказались на внешнем затухающем коллизионном фронте и расположились в пределах области суборогена.

Разная металлогеническая специализация и масштаб проявления гидрогенного рудного процесса в пределах Тихоокеанского пояса и Индийского сегмента Альпийско-Гималайского пояса, формирование которых обусловлено сходными мезозойско-кайнозойскими глобальными геодинамическими процессами, определяется рядом причин. Уран на внешнем фронте затухающих геодинамических процессов (в пределах суборогена) оказался в разных структурных, литолого-фациальных и гидрогеологических обстановках (рис. 2).

В пределах Байкало-Южно-Китайского пояса он локализовался в ограниченных по площади палеодолинах, впадинах и депрессиях. Месторождения при этом часто пространственно и по возрасту сопрягаются с покровами молодых базальтов. В тыловых частях пояса локализуются крупные эндогенные месторождения урана в локальных структурных блоках (кальдерах). Масштабы объектов песчаникового типа в пределах Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса не превышают средних.

Месторождения урана в пределах Индийского сегмента (Памирский сектор) локализуются в обширных впадинах суборогенного типа и крупных протяженных палеодолинах в приорогенных артезианских бассейнах с проточным режимом. Характерно слабое проявление молодой вулканической деятельности в районе и незначительных по масштабам эндогенных урановых месторождений в тыловых частях провинции (горный Тянь-Шань).

Рассматривая южное обрамление Евразийского континента (область коллизии Индийской плиты), мы отчётливо видим принципиальное сходство в положении инфильтрационных урановых месторождений Притяньшаньской мегапровинции Байкало-Южно-Китайского урановорудного пояса – составной части Тихоокеанского металлогенического пояса. В обоих случаях они тяготеют к области затухания геодинамических процессов. Вблизи области соприкосновения коллизионных плит размещаются эндогенные урановые объекты. Их величины, как эндогенных, так и экзогенных на юге и востоке Евразийской плиты заметно разнятся.

Масштаб песчаниковых месторождений Притяньшаньской мегапровинции на порядок больше месторождений Байкало-Южно-Китайского пояса. Объясняется это широкими областями транзита и многоярусными геохимическими барьерами, благоприятными для локализации урана из кислородсодержащих ураноносных вод, перемещающихся через меловые и палеогеновые отложения Туранской плиты и крупные впадины Южного Казахстана. Однако эндогенные урановые месторождения Тянь-Шаня значительно уступают по масштабу крупным урановым объектам мезозойского возраста Тихоокеанского рудного пояса. Причины подобных явлений требуют дальнейшего изучения.

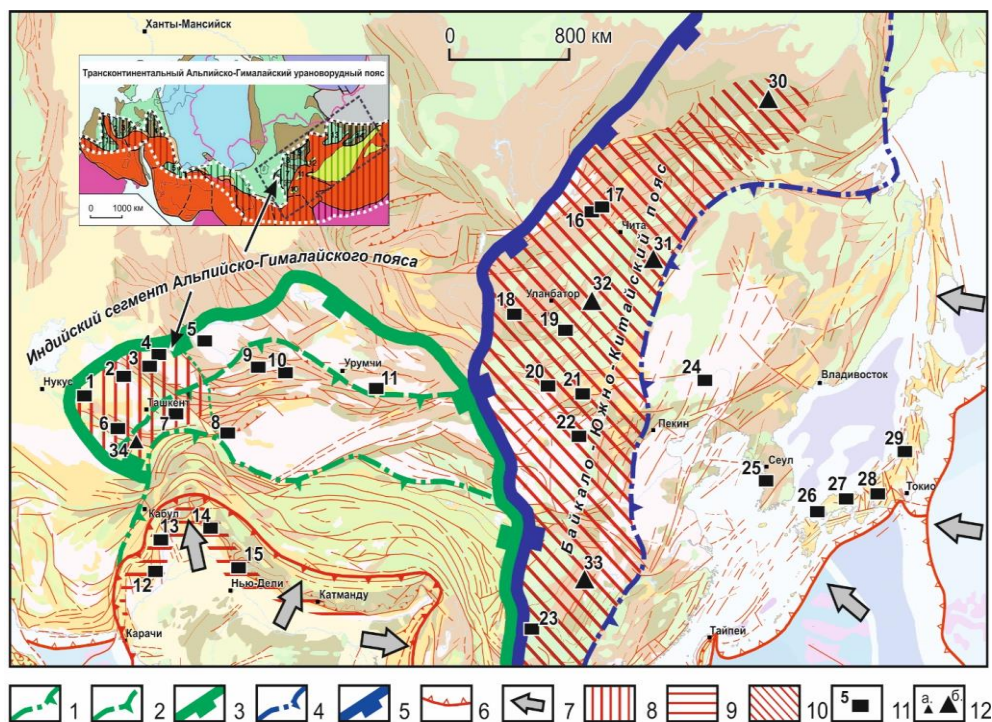


Рис. 2. Урановорудные регионы Восточной и Центральной Азии.

Внешние границы: 1 – Альпийско-Гималайской мезозойско-кайнозойской коллизионной области (ороген), 2 – Тяньшаньской палеозой-кайнозойской коллизионной области (ороген), 3 – проявления мезозойско-кайнозойской коллизии (субороген), 4 – активной континентальной окраины, переработанной в мезозойско-кайнозойское время процессами коллизии и субдукции, 5 – проявления процессов субдукции, сопровождающиеся «молодым» вулканизмом; 6 – зоны субдукции; 7 – основные направления движения крупных литосферных блоков.

Урановорудные регионы: 8 – Притяньшаньская урановорудная мегапровинция, 9 – Севаликская (Северо-Индийская) урановорудная провинция, 10 – Байкало-Южно-Китайский урановорудный пояс. Урановорудные месторождения: 11 – песчаниковые (1 – Учкудук, 2 – Буденновское, 3 – Инкай, 4 – Мынкудук, 5 – Илийское, 6 – Сабырсай, 7 – Майли-Сай, 8 – Башибулак, 9 – Кольджат, 10 – Кутертен, 11 – Шахунтань, 12 – Багхал-Чур, 13 – Кабул-Хель, 14 – Малер, Джамму, 15 – Муссори, 16 – Хиагдинское, 17 – Имское, 18 – Сул, 19 – Харат, 20 – Хайран, 21 – Нухотин, 22 – Дуншен, 23 – Юньнань, 24 – Хулихэ, 25 – Гонджи-Осеон, 26 – Тойода, 27 – Нингё-Тогэ, 28 – Тоно, 29 – Огуни), 12 – эндогенные рудные узлы: а – мелкие, б – крупные (30 – Эльконский, 31 – Стрельцовский, 32 – Дорнотский, 33 – Сианьшаньский, 34 – Юго-Западно-Тяньшаньский)

Приведенный материал свидетельствует о тесной пространственной связи части песчаниковых урановых месторождений с эндогенными месторождениями урана, приуроченными к вулканогенно-тектоническим структурам. И те, и другие типы урановых объектов укладываются в единую рудную металлогеническую зональность, которая целиком обязана глобальным геодинамическим процессам, протекающим в коре и мантии в краевых частях Евразийского континента.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОДИНАМИКА ЗА И ПРОТИВ ГИПОТЕЗ РУДОГЕНЕЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Проценко В.Ф.*

*АО «Узбекгеологоразведка», «Центральная лаборатория»

Вывод А.Г.Бетехтина (1958) *о порождении массивов горных пород и рудных месторождений одними и теми же природными процессами* и совет В.И.Вернадского (1955) *изучать не только продукты химических реакций, но и динамику их развития* особо значимы для выявления связей рудогенеза с развитием и вырождением океанов, геосинклиналей и платформ, с седиментогенезом, метаморфизмом, магматизмом.

Связь магнетитовых, шеелитовых, полиметаллических, медно-молибденовых и редкометалльных месторождения в скарнах с позднегерцинскими гранитами, формировавшимися на глубинах до 3 тыс. м, отмечена Х.М.Абдуллаевым (Магматизм и связь..., 1960).

Понятие «месторождение полезного ископаемого» эволюционирует с прогрессом в добыче и переработке руд. Рудные концентрации золота в черносланцевых, вольфрама в карбонатно-вулканогенно-кремнистых, железа в зеленокаменных толщах показывают, что в их становлении были задействованы все процессы вещественного преобразования земной коры, хотя каждый из них лишь способствует (или препятствует) локальному накоплению металлов (Проценко, 2012).

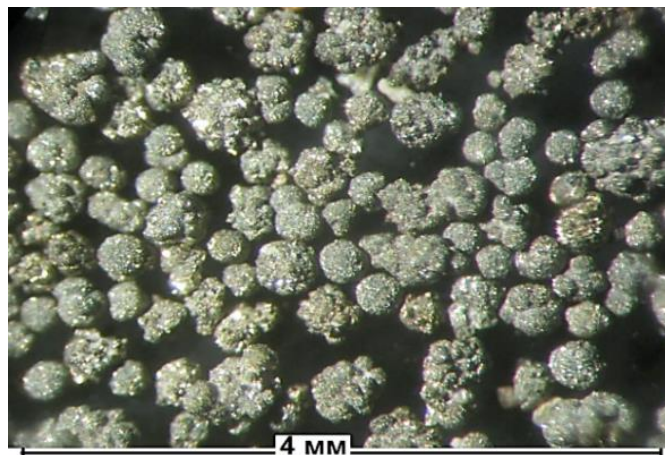
Вещество земной коры наиболее интенсивно дифференцируется при образовании осадочных пород. Особое значение в специализации отдельных толщ имело поступление в протоосадки резко неравновесных со средой осадконакопления вулканической пирокластики и биоорганики. В Центральных Кызылкумах черносланцевые толщи (ЧТ) сосредоточили цепь золоторудных месторождений и рудопроявлений длиной около 150 км. Есть все основания связывать их формирование с седиментогенным ресурсом необходимых компонентов.

Источником серы для обогащения осадочных пород сульфидами А.П.Виноградов, В.А.Гриненко, Н.М.Страхов, И.И.Волков, В.Ф.Севастьянов, Л.Я.Кизильштейн, В.Н.Вилор, S.R.Hart, Э.Т.Дегенс считали бактериальную редукцию сульфатного аниона морской воды. Для образования 2% пирита необходимое количество сероводорода генерируется при окислении 1,75% углерода. Труднорастворимые макро- и микроконкреции сульфидов (рис.) выводили из среды обитания особо опасные для жизни тяжёлые металлы (As, Tl, Cd, Se, Hg), обеспечивали длительную минерогеническую деятельность бактерий. Диффузия металлов из воды и хлоридная экстракция их из кластогенного материала способствовали накоплению сульфидов в осадке, пока в него поступал SO_4^{2-} .

Железорудные месторождения в архей-протерозойских осадочно-метаморфических комплексах не оставляют места для сомнений в первично осадочном происхождении ресурсных и гигантских рудных накоплений железа. Необычайную продуктивность седиментогенеза в их формировании подчёркивал Н.М.Страхов (1962, том II. с. 172). Запасы железнитов в Сев. Америке 250 млрд. т, в Кривом Роге и Курской магнитной аномалии 260 млрд. т, в системе Нама-Трансвааль в Южной Африке 2500 млрд. т. Их геологическая история начинается с отложения железисто-кремнистых осадков (Рудные месторождения США, 1973, с. 18).

Немалое значение в обогащении осадочных пород металлами имела эпохальная длительность контакта их протоосадков с наддонной водой, содержащей Au, W, Fe, Cu, Si, As, S, CO_2 в подвижных ионно-растворённых формах. Период формирования конгломератов серий Ранда в Южной Африке и Жакобино в Южной Америке с экзогенным самородным золотом охватывал около 1 млрд. лет. К экзогенному самородному золоту в них, несомненно, добавлялся металл растворённых в воде хлоридных и коллоидных комплексов, сорбированный или химически связанный сульфидами, коллоидами кремнезёма, углистым веще-

ством. Десятками миллионов лет накапливались протоосадки ЧТ, локализирующих золоторудные объекты Западного Узбекистана. Мощности зеленокаменных толщ и кварцитов докембрия с многоярусными стратиформными залежами руд железа измеряются сотнями метров при скорости седиментации протовещества, редко превышающей 2-3 мм в 1000 лет. Неслучайно, по-видимому, рудные концентрации отсутствуют в грубообломочных накоплениях континентального вулканизма.



Шарообразные конкреции марказита в палеогеновых песчаниках и алевролитах Егербелитау. Из материалов А.Н.Смирнова. В составе этого концентрата обнаружены Ag – 45, Pb – 660, Bi – 170, Zn – 90, Cu – 175, Co – 170, Ni – 94,0, Rb – 60, W – 530, Mn – 2380, Ti – 550, K – 2500 $\mu\text{g/g}$ (рентгенофлуоресцентные определения В.А.Баннова). Масс-спектрально дополнительно выявлено ($\mu\text{g/g}$): As – 150,0, Se – 4,2, Te – 0,54, Tl – 5,0.

Эндогенный золотопродуктивный минерогенез в ЧТ осуществлялся на основе седиментогенных минеральных форм рудообразующих компонентов. Осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции пирита при хлорит-серицитовом метаморфизме пород преобразуются в кристалловкрапленность. В условиях хлорит-биотитового метаморфоза пирит и арсенопирит перерождаются в пирротин. Деструкция всех сульфидов, окисление углистого вещества, перевод в подвижное состояние воды, кремнекислоты, серы, мышьяка, золота – результат метакалишпатизации пород ЧТ Мурунтау в условиях амфиболитовой фации.

Метаморфизм осадочных пород – процесс автономный вещественно и энергетически. Системы метаморфогенно-метасоматического минерогенеза изменяют параметры состояния (T , P , C) отвечают структурно-вещественными преобразованиями, снижающими их внутреннюю энергию. Положительный тепловой эффект регионального метаморфизма предопределён всеобщей тенденцией развития материальных систем к минимуму внутренней энергии при любых температурах. Разогрев тонкодисперсных осадков инициируется преобразованием в тепло энергии нескомпенсированных зарядов атомов на поверхностях частиц и усиливается теплогенерирующей гидроксидизацией вулканического стекла, оливинов, пироксенов, амфиболов, полевых шпатов.

Соотношения причин и следствий в развитии метаморфизма достаточно сложны. «Давно был известен прогресс регионального метаморфизма с ростом температуры. Простейшим и наиболее обычным является предположение, что нагревание есть следствие погружения (Ферхуген, 1961, с. 17). Амфиболитизация пироксенов при перерождении диабазов в амфиболиты подтверждает (Тернер, Ферхуген, 1961, с. 402), что переход метаморфизма на более высокий энергетический уровень может быть обусловлен экзотермическими преобразованиями хлорита, серицита, серпентина, актинолита, биотита, роговых обманок, пироксенов и оливинов. Экзотермичны пропититизация, грейзенизация и скарнирование, окисление сульфидов, углистого вещества, разложение глинистых минералов, хлоритов, серпентинитов на окислы.

В Центральных Кызылкумах *синхронно-стадийная* последовательность формирования эндогенных рудообразующих минеральных комплексов от низко- к высокотемпературным подчиняется одностороннему «прогреву снизу-вверх».

Диспропорционирование подвижных продуктов минерально-химических реакций (H_2O , SiO_2 , W, Na, K, S, As, Au, C) между метаморфитами и гнездово-жильными новообразованиями начинается уже при низкотемпературных преобразованиях субстрата. Более интенсивными эти процессы становятся в обстановке амфиболитовой фации. Особое значение в экстракции и перераспределении золота и вольфрама имеет формируемая метаморфизмом подвижная водно-кремнекислотная фаза, обогащающаяся металлами при окислительной деструкции углистого вещества и сульфидов. Она принимает активное участие в структурно-текстурном преобразовании пород с фиксацией подвижных компонентов метасоматитами на месте, перераспределением их в пределах толщи, выносом во внешнюю среду. Минерально-химические реакции метапреобразований рудовмещающих пород помогают понять, почему однотипные новообразования в разных блоках и структурах рудного поля могут резко отличаться по содержанию полезного компонента, почему даже в конкретных рудных телах в ЧТ сосуществуют золотоносные и безрудные кварцевые жилы.

В способности воды понижать температуру плавления «сухого» базальта на 300–400 °C (Менерт, 1971; Винклер, 1979; Вернон, 1980; Мейсон, 1981; Фации метаморфизма, 1970) сказывается необычайно высокая активность воды разрушать кристаллические решётки полевых шпатов, слюд, амфиболов, пироксенов, оливинов с высвобождением окиси кремния, появлением вязких водно-кремнистых растворов ещё задолго до достижения температур, характерных для амфиболитовой фации (650 ± 50 °C). При термохимических преобразованиях глинистых минералов, карбонатов, биогенно-кремнистых силицитов, сульфидов, серицитов, хлоритов в условиях амфиболитовой фации подобные растворы насыщаются SiO_2 , CO_2 , H_2S , AsH_3 , K_2O , H_2 , усиливающими их растворяющую агрессивность. Алюмосиликаты вмещающей среды растворяются при температурах ниже, чем необходимы для сухого плавления магнетита и кварца. Если вода не покидала зону экзотермических метапреобразований, процесс приводил к мигматизации алюмосиликатных пород.

Условиями седиментогенеза и метаморфизма пород ЧТ обусловлены количественные и пространственные соотношения золота с углистым веществом, серой, мышьяком, серебром, новообразованиями кварца, технологические свойства руд. Чем интенсивнее метаморфизм, тем выше роль высокотемпературных минеральных комплексов в рудобалансе конкретных объектов, выше пробность и роль самородного золота в его минеральном балансе, тем разительнее руды отличаются от вмещающих пород.

Мурунтау – пример полигенности, полихронности и полиформационности золото-рудных концентраций в ЧТ. Концентрации золота начали здесь формироваться при накоплении и диагенезе осадков. В руды современного облика они оформились в ходе раннепалеозойских метаморфогенно-метасоматических преобразований вмещающих пород с последовательно-преемственным формированием продуктивных минеральных комплексов золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций с практически одинаковыми содержаниями металла. Уже каледонским орогенезом руды выведены на поверхность.

Весомым фактором рудогенеза в земной коре являются химические свойства рудообразующих элементов. Благодаря амфотерности (способности взаимодействовать с кислотами и основаниями) Au, W, Mo, Fe, Cu, As, Si, P, S, Se чутко реагируют на изменения физико-химических параметров состояния минерогенических систем, образуя и преобразуя концентрирующие их минералы, перераспределяясь в системе или удаляясь из неё. Формирование рудных концентраций золота невозможно охарактеризовать без анализа его взаимосвязей с хлором, мышьяком, серой и селеном, сероводородом, кремниевой и гетерокремнистыми кислотами, органическим углеродом и углекислотой, железом, вольфрамом и медью. Магнетит образуется при осадконакоплении на дне океанов, при краснокаменном изменении эффузив-

ных и эксплозивных потоков основных и ультраосновных магм в атмосфере, при зелено-сланцевых и амфиболитовых метапреобразованиях осадочных пород и кристаллизации магм в глубинах земной коры. То же можно утверждать для кварца, полевых шпатов, карбонатов, сульфидов.

В геологических минерагенических системах тепло и напряжения не могут появиться или исчезнуть без изменений в их минеральном и химическом состояниях. Термодинамический анализ показывает большое значение минерально-химических преобразований осадочных и интрузивных пород в тектонической перестройке слоёв и блоков литосферных плит, позволяет *понять и количественно оценить* резкие колебания в содержании металлов в рудных телах. Гидратационные и дегидратационные метапреобразования – наиболее вероятная из причин геотермальной активности островных дуг, циклического конвективного взаимодействия диагенетической литификации осадков с их глубинной пропилитизацией, окисления минералов, пород и руд в глубинах литосферы, растворения, переноса и концентрирования рудообразующих компонентов. Серпентинизация 1 км^3 ультраосновных пород выделит $2,3 \cdot 10^{17} \text{ кал}$ тепла (Зверев, 1971, с. 351). В возникновении локальных очагов напряжённости очень важно приращение объёма твёрдых фаз при замещениях плотных минералов менее плотными.

Анализ условий возникновения рудных концентраций чёрных, цветных, редких и благородных металлов показывает их эпохально-длительное полигенно-полихронное формирование. Рентабельные для освоения современными технологиями концентрации золота в ЧТ возникают уже на стадии седиментогенеза. Свидетельствуют об этом промышленные содержания золота в илах на срединном хребте Атлантического океана. В рудной минерагении железа доминируют его первично осадочные окисные, карбонатные и/или сульфидные накопления в осадках континентальных и морских водоёмов. В этом же направлении переосмысливается рудогенез вольфрама, железа, золота и меди в эндогенных скарновых, скарноидных и медно-порфировых месторождениях.

Вещественная автономность метаморфогенно-метасоматического рудогенеза в ЧТ прослежена на золоторудных полях Западного Узбекистана. Осадочно-диагенетические микро- и макроконкреции пирита при хлорит-серицитовом перерождении пород преобразуются в кристалловкрапленность. В условиях хлорит-биотитовых метапреобразований пирит и арсенопирит перерождаются в пирротин. Деструкция всех сульфидов, окисление углистого вещества и перевод всего наличного золота в самородное состояние – важнейшие из результатов метакалишпатизации пород в Т-Р-условиях амфиболитовой фации. Эти явления сопровождаются массовым высвобождением воды и кремнекислоты, формирующих гнездово-прожилково-жильные и метасоматические новообразования золотосульфидной, золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудных формаций с близкими содержаниями благородного металла.

На рудных месторождениях проявлены практически все известные минеральные преобразования рудовмещающей среды. Наиболее важными в рудогенезе являются гидратационные и дегидратационные, способствующие экстракции и миграции рудообразующих химических элементов во всех фациях и субфациях регионального и контактового динамотермального метаморфизма-метасоматоза. Каждое конкретное минеральное преобразование может оказаться рудоформирующим в металлоносных породах, но непродуктивным в «пустых».

Решение вопросов синхронности-асинхронности рудообразующих метаморфогенно-метасоматических минеральных комплексов может оказаться трудным, если слагающие регион толщи и массивы пород подвергались метаморфизму неоднократно. Особо сложны генетические соотношения рудных концентраций с вмещающей средой в зонах ультраметаморфизма, где твёрдофазные метапреобразования пород и минералов сменялись их частичным и/или полным растворением-плавлением, где в зависимости от состава замещаемых пород формировались малообъёмные очаги кислых, средних, основных и ультраос-

новых магм. Показано (Проценко, 2020), что для этого нет нужды в тепле из внешних источников. Анализ пространственных, энергетических и (самое важное) вещественных соотношений оруденения с интрузивами, штоками и дайками в Западном Узбекистане, в протяжённых рудных поясах и провинциях Урала, Алтая, Австралии, Америки, Африки позволяет утверждать парагенетическое метаморфогенно-метасоматическое возникновение руд и малых интрузий (малых интрузий и руд). Противоречия в интерпретациях их пространственных и генетических соотношений обусловлены сложными взаимодействиями причин и следствий в развитии процессов.

Простых, однозначно интерпретируемых соотношений рудогенеза с эндогенным магматизмом не найдено. При анатектическом формировании гранитоидов в металлоносных толщах осуществляются серии метаморфогенно-метасоматических преобразований с изменением минеральных форм конкретного металла, его перераспределением в пределах толщи, ассимиляционной специализацией самой магмы. Магматическая гомогенизация современного Мурунтаудала бы шток гранодиоритов $4 \times 4 \times 4$ км со средним содержанием благородного металла около $0,025 \text{ г/т}$. «Ореолы золота охватывают около 70% площади рудного поля... Содержания металла в них колеблются в пределах $0,01 - 0,05 \text{ г/т}$ » (Золоторудное месторождение Мурунтау, 1998, с. 321). В массивах анатектических гранитоидов формируются жильные, штоковые, «плащеобразные» рудные концентрации меди, золота, вольфрама, олова, молибдена, редких земель. Инъекции гранитоидов прорывают, метаморфизуют и частью ассимилируют породы осадочно-метаморфических толщ, в т. ч. и ранее созданные осадочно-диагенетические и метаморфогенно-метасоматические руды. В ореолах метаморфизма металлоносной вмещающей среды формируются руды в скарнах, роговиках и скарноидах, в жилах и метасоматических новообразованиях.

Разломы, складчатость и расщепление облегчают миграцию аллогенных и «местных» рудоформирующих растворов снизу-вверх и сверху-вниз. Из кор выветривания на континентах и гальмиролиза в верхних ярусах океанической литосферы в зоны эндогенного минерогенеза могут опускаться минерализованные растворы и рассолы. Разломы способствуют испарению растворов и концентрированию рудообразующих компонентов. Пострудные разломы выводят месторождения в зону гипергенеза или опускают их в труднодоступные глубины. Надвиги и обширные субгоризонтальные зоны шарьирования могут способствовать созданию рудных концентраций, но и «размолоть-растащить» уже сложившиеся месторождения.

В Узбекистане новые золоторудные объекты и концентрации вольфрама обнаруживаются в черносланцевых итерригенно-вулканогенно-карбонатно-кремнистых толщах раннего и среднего палеозоя. Концентрации железа, меди и других металлов на глубинах более 1 км могут представлять хозяйственный интерес при высоких содержаниях полезных компонентов. Обосновать такие содержания, их структурно-текстурно-минеральные типы в прогнозе значительно труднее, чем «определить» вероятное место нахождения соответствующих месторождений. Доминирование в рудной минерации меди медно-порфировых концентраций не должно препятствовать изучению её стратиформных проявлений в вулканогенно-осадочных толщах, ещё не прошедших мигматизацию. Они в последние годы выявляются в Букантау, Писталитау, несомненно, имеются в Кураминском регионе.

При прогнозировании, поисках, исследованиях и оценках рудных месторождений гипотезы их генезиса необходимо корректировать анализом вещественного вклада в их рудобаланс всех минерогенетических процессов, синхронно или асинхронно проявленных в регионе.

Литература:

1. Абдуллаев Х.М. Магматизм и связанные с ним металлогенетические процессы Средней Азии // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - М.: Госгеолтехиздат, 1960, - С.11-20.

2. Андреев С.И., Аникеева Л.И. Минералогия Мирового океана // Планета Земля. Минералогия. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. – Кн. 1. – С. 224-233.
3. Барабанов В.Ф. Геохимия. – Л.: Недра, 1985. – 423 с.
4. Билибин Ю.А. Диоритовые магмы как первоисточник золотого оруденения // Избр. тр. т. III. – М.: АН СССР, 1961. – С.149-165.
5. Вернадский В.И. Очерки геохимии. – М.: Горгеонефтеиздат, 1934. – 380 с.
6. Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л. Растворы, минералы, равновесия. – М.: Мир, 1968. – 388 с.
7. Горшков В.С., Савельев В.Г., Фёдоров Н.Ф. Физическая химия силикатов и других тугоплавких соединений. – М.: Высшая школа, 1988. – 400 с.
8. Дженчураева Р.Д., Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Мезгин И.А., Усманов И.А. Металлогения углеродистых отложений Тянь-Шаня. – Бишкек: Илим, 2015. – 204 с.
9. Золоторудное месторождение Мурунтау / Под ред. Т.Ш.Шаякубова. – Т.: Фан, 1998. – 539 с.
10. Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. – М.: Мир, 1971. – 328 с.
11. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. – М.: Наука, 1977. – 303 с.
12. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. – М.: Недра, 1988. – 286 с.
13. Отрошенко В.Д. Металлогенический анализ рудных формаций вольфрама Тянь-Шаня. – Т.: Фан, 1977. – 184 с.
14. Проценко В.Ф. Гипотезы и фактография рудогенеза в черносланцевых толщах. – Т.: ГП «НИИМР», 2012. – 264 с.
15. Проценко В.Ф. Вода → геодинамика → разломы → рудогенез. – Т.: ГП «НИИМР», 2013. – 64 с.
16. Проценко В.Ф. Алгоритмы рудогенеза в земной коре. – Ташкент, ИМР, 2020, 180 с.
17. Скрыбин В.Ф., Гурьянов В. Ф., Джураев А. Д. Первичные геохимические ореолы Мурунтауского месторождения. – М.: ВИЭМС, 1998. – № 6. – С. 11-24.
18. Стружков С.Ф., Аристов В.В., Данильченко В.А., Наталенко М.В., Обушков А.В. Открытие месторождений золота Тихоокеанского рудного пояса (1959-2008 годы). – М.: Научный мир, 2008. – 256 с.
19. Тазиев Г. На вулканах. – М.: Мир, 1987. – 263 с.
20. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. – М.: ИЛ, 1961. – 592 с.
21. Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Т. 1. – С. 153-177.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ КИРИКЧИРТА (ГОР КУЛЬДЖУКТАУ)

Разиков О.Т.*, Гоипов А.Б.*

* ГУ «ИМР», Госкомгеологии РУз.

В настоящее время в теории локализации руд активно обсуждается вопрос о тектонических режимах рудообразования [1]. Если ранее считалось, что рудоконцентрация в частности и минералообразование в целом ограничиваются участками растяжения, то сегодня картина видится более сложной. Обстановка тектонического сжатия рассматривается как совершенно необходимое условие для концентрации рудного вещества [2]. На рис.1 приведено структурный парагенезис зон сдвигов.

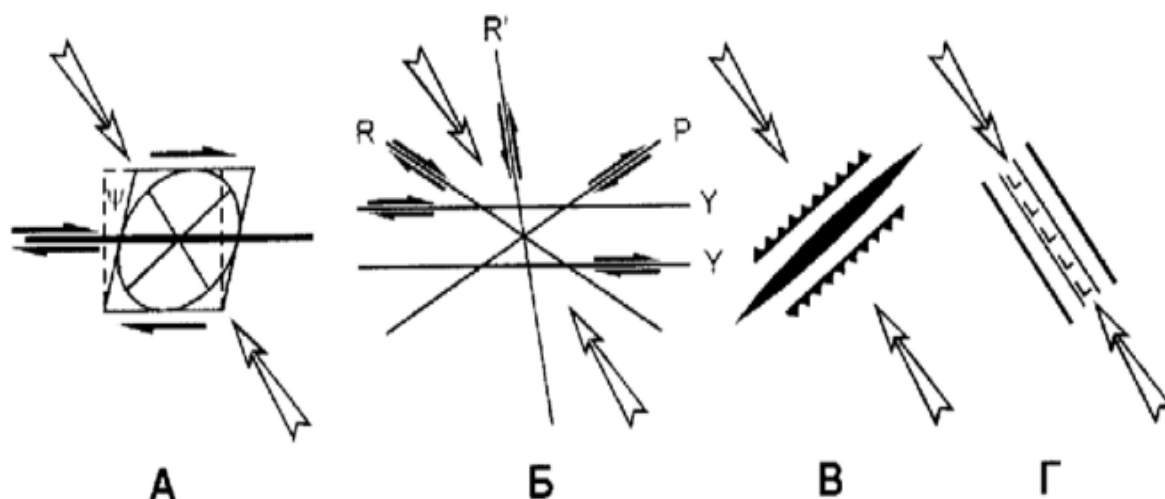


Рис.1. Структурный парагенезис зон сдвигов (по Риделю); белыми стрелками указано направление сжатия.

Формирование структурного парагенезиса: А - формирование разлома в условиях изменения формы эллипсоида деформации при простом сдвиге, угол сдвига); Б - образование двух симметричных относительно оси сжатия систем разломов - сдвигов Риделя: R-сдвиги образуют угол с главным разломом около 20° , R' - сопряженные сдвиги образуют угол с главным разломом около 70° ; вторичные синтетические сдвиги (Р-сдвиги), ориентированные под углом около 20° к главному разлому, но симметричные относительно R-сдвигов; Y-сдвиги, параллельные основному сдвигу и фиксирующие тоже направление смещения; В - ориентировка структур сжатия (складок и надвигов); Г - ориентировка структур растяжения (трещины и дайки или жилы) в зон сдвига.

С точки зрения структурного контроля оруденения наиболее интересными являются трещины и разрывные нарушения, формировавшиеся непосредственно перед рудоотложением. Таковыми, исходя из временной последовательности образования минеральных ассоциаций, являются трещины, фиксированные минералами продуктивных стадий: хлоритом, серицитом, кварцем, турмалином, касситеритом [3].

Рудопроявление Киркчиртка расположенк северо-западу от месторождения Таушана ($40^\circ 50,61'N$; $63^\circ 45,19'E$; $56^\circ 34,64'W$, $45^\circ 21,604'C$), приуроченный к северной части гранодиоритной интрузии Актосты, рядом с северо-западным контактом интрузии габбро [4]. Интрузивный массив Актосты имеет в основном север - северо-западное простирание, связанные с ним штоки габбро располагаются на северо-западном и юго-восточном краях, предполагая контроль внедрения габбро областями относительно низкого давления. На границе гранодиоритового массива, что могло иметь место во врем правостороннего сдвига (рис. 2).

На этом участке выходы известняков, которые могли являться кровлей интрузии, характеризуются перекристаллизацией и дроблением, образуя породу белого цвета сахаристой структуры с отдельными темными пятнам первичного карбонатного вещества с интенсивной пластичной сколово-трещиноватостью ЗСЗ простирания ($110 - 125^\circ C$). Крутопадающие трещины северо-северо-восточного простирания ($30^\circ C$), перпендикулярные к этой трещиноватости и темному остаточному веществу, характеризуются субширотным простиранием ($80^\circ C$) с ответвлениями хрупких ССЗ трещин.

В этом месте преобладают субширотные ($81^\circ C$, $63^\circ Ю$) сколовые зоны как основные хрупко-пластичные структуры, в которых местами наблюдаются трещины скольжения, указывающие на правостороннеенаправление сжатия (простирание тре-

щин 43° на ЮВ до 95°С). При удалении от контакта с интрузией залегание пластов меняется на СЗ (142°С, 56°СВ), сопровождаясь крутыми субширотными, до ВСВ (80°С) трещинами.

Их плотность увеличивается при приближении к сколовой зоне, мощностью 30 см, со сколами простирания 80°С, с внутренними трещинами (61°С), похожими на Z-образные или эшелонированные трещины кливажа растяжения, с ЗСЗ кварцевыми прожилками, указывающими на обстановку правостороннего скола при их образовании. К СВ эта зона переходит в СЗ-ю милонитовую пластичную зону в известняках, с ВСВ-ми структурами, пересекающими северо-западные сколы, что указывает на их более молодой возраст по отношению к последним.

Главная перспективная зона на участке Киркчирта представляет собой сколовую зону СЗ простирания на контакте с интрузией. Меняя простирание на ССЗ, она входит в пределы интрузии. Структура гранодиоритов среднезернистая, они подвержены окварцеванию, серицитизации и гематитизации (по пириту?). Признаки сколовой зоны ЮВ простирания в гранодиоритах указывают на наличие ССЗ-х и СЗ-х фрагментов разломов [5].

В одной из северных канав в небольшом русле наблюдаются меридиональные эшелонированные кварцевые жилы, образовавшиеся вдоль северо-западных (147° С) крутопадающих правосторонних сколов.

Общая модель зоны растяжения с высокими содержаниями золота в раздувах (рис.3). Они ассоциируют с безрудными северо-восточными (47-72°С) трещинами кливажа.

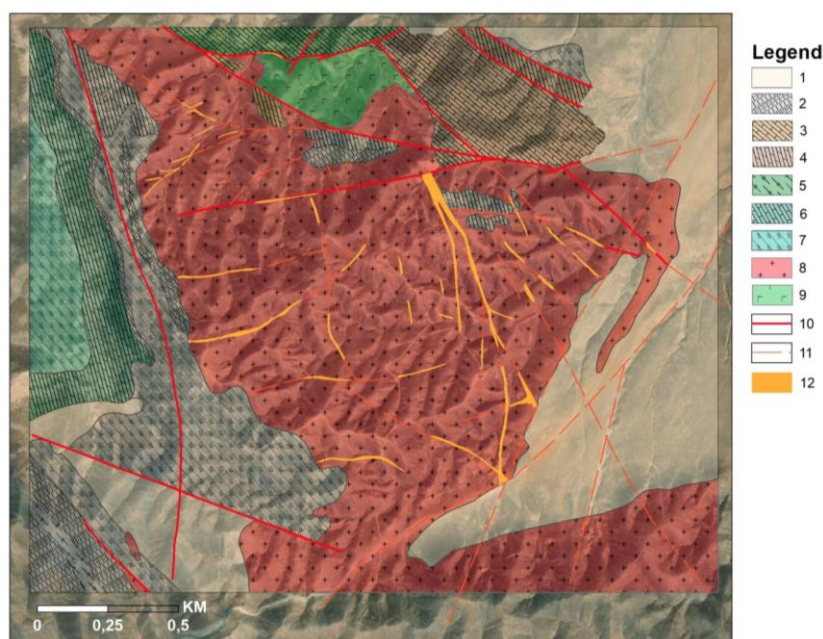


Рис.2. Геологоструктурная карта рудопроявление Кирикчирта.

Условные обозначения: 1- мезозой –кайнозойские (Mz-Kz) отложения; 2-С₂ts – Таушанская свита, нижняя подсвита. Кремнистые породы, сланцы, известняки, туфопесчаники; 3-D₂ak – Арапказганская свита. Кремнистые породы, известняки; 4-D₂sb – Султан-бибинская свита. Известняки с прослоями и линзами кремнистых пород; 5-S₁jp – Янгиказганская свита. Известняки; 6-О₃ob - Ойдынбулакская свита. Известняки, доломиты; 7-О₂-3 kz – Казакасуйская свита. Сланцы, песчаники, известняки, гравелиты, кремнистые породы, порфириды основных пород. Интрузивные комплексы: 8-γ1P₁ – Гранит-гранодиоритовый: граниты биотитовые, амфиобол-биотитовые, гранодиориты, граносиениты; 9-γβС₃ – Габбро – диоритовый. Габбро, габбро-диориты. Разломы: 10-достоверные;

11-предполагаемые по косвенным признакам; 12-Зоны минерализации: жильное окварцевание и метасоматическое изменение.

Повышенные содержания золота (в среднем 2-3 г/т, иногда до 30 г/т) ассоциируют с северо-северо-западными отрезками разлома, а участки низких содержаний (менее 0,05 г/т) совпадают с СЗ-ми сегментами, что указывает на правостороннее сколообразование вдоль СЗ-х структур, что способствует приоткрыванию ССЗ-х сегментов (рис.3).

В начале одной из таких зон с высокими содержаниями золота вскрыта жила массивного кварца, мощностью не менее 2 м, ССЗ-го простирания (157°C ; 30°В) с предполагаемыми желобами скольжения висячем боку жилы, падающими на ЮВ (23° ; простирание 125°C).

Жила имеет сложную брекчиевую структуру с серией секущих кварцевых прожилков, параллельных контактам жилы, и с эшелонированными сериями трещин ССВ простирания ($22-25^{\circ}\text{C}$), указывающими на хрупкие деформации во время правостороннего сколообразования. Желтая, до красновато-коричневой, пятнистость от ярозита, гематита и гетита вдоль поверхностей трещин является следствием окисления сульфидов железа.

Таким образом на основании вышесказанного можно отметить, что:

- для минерализации, контролируемой правосторонним сколообразованием, наиболее перспективными со структурных позиций являются СЗ (до ССЗ) зоны с изгибами II-го порядка, а также разгруженные участки в экзоконтактных интрузиях.

- поисковые работы следует концентрировать в зонах с преобладанием сбросо-сдвиговых деформаций, которые более перспективны для выявления оруденения.



Общий модуль Зона растяжения с высокими содержаниями золота в раздувах

Рис.3. Меридиональные перистые жилы в трещинах растяжения вдоль правосторонней ССЗ-ой структуры с ассоциирующим ВСВ-ым кливажем, рудопроявление Киркчирта

Литература:

1. Старостин В.И. Геодинамические типы рудоносных структур //Вест.МГУ, сер.4. – 1990. - №3. – с.28-49.
2. Белов С.В. Поля напряжений, магматизм и плутогенное рудообразование. Автореф д. г.-м. н. - М.:ВИМС – 1992. – 50с.

3. Шакин С.С. Локальные структуры сжатия: зарождение, строение, рудогенез ; СПб, 2002. с.108.
4. Айсанов Я.Б. и др. Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. -Ташкент: «Фан» 1978, 120 стр.
5. Разигов О.Т. и др. Геолого-структурные факторы локализации золотого оруденения в горах Кульджуктау. O'zbekiston Konchilik xabarnomasi №2 (77) 2019. – с. 25-27.

ХАРАКТЕРИСТИКА ДВУХ ТИПОВ РУД ЗОЛОТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАМДЫБУЛАК

Рахимов З.З.*, Зокиров О.Т., Хаитов К.М.*****

*Госкомгеология, Узбекистан

**ТГТУ, Узбекистан

***ГП «Геолинформцентр»

В Узбекистане известно около 600 месторождений, рудопроявлений и точек золотой минерализации. Главное значение имеют коренные месторождения золота, расположенные в основном в трех геолого-экономических районах. Кызылкумском, Самаркандском и Приташкентском

Тамдыбулак-Балпантауское рудное поле и входящее в ее контур золоторудное месторождение Тамдыбулак расположено на северных склонах гор Тамдытау Центральных Кызылкумов. Административно находится в Тамдынском районе Навоийской области Республики Узбекистан.

Геологическое строением района работ понимается геологическое строение Тамдыбулак-Балпантауского рудного поля, ограниченного с запада – тальвегом Тамдыбулак-сая, с востока - руслом сухого сая Балпан, с севера – выходами палеозойских пород на дневную поверхность, с юга – шовной зоной Широтного разлома. Возраст пород трактуется в очень широких пределах: от среднего рифея до ранней перми. [1:2]

Золотое оруденение месторождения золота Тамдыбулак связано главным образом с кварцевыми жилами. На месторождении эти жилы представлены двумя главными морфоструктурными разновидностями. [6]

Первый морфоструктурный тип - Развито как "лестничные жилы" секущие поперек покровы вулканитов (андезитовые порфиристы, андезит-базальты и альбитофиры). Мощности этих жил достигают обычно 10-20см, редко больше. Протяженность таких жил подчинена с одной стороны мощностям покровов вулканитов и составляет от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, а с другой стороны контролируется простираннием вулканитов и, возможно, достигают десятков и сотен метров. [4:6]

Такие жилы сложены в основном кварцем, но кроме него в жилах присутствуют альбит (до нескольких %), анкерит (до нескольких десятков %), рудные минералы (до нескольких %), апатит (единичные зерна).

Из рудных минералов в жилах присутствуют самородное золото пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, гидроокислы Fe, малахит, церрусит. Главными являются самородное золото, пирит и арсенопирит. В большинстве случаев соотношение пирита и арсенопирита примерно равное. И золото, и сульфиды крайне неравномерно распределены. Общее количество сульфидов в валовом составе руды не превышает нескольких процентов.

Второй морфоструктурный тип - Золотоносных жил развит, либо на контакте сланцев и вулканитов, либо в полостях отслоения в сланцах (углисто-серицит-кварцевых, глинисто-серицит-кварцевых, туфосланцев), туфобрекчиях и др. Они обычно субсогласны со сланцеватостью осадочных пород, часто линзуются и имеют четковидный облик. При мощности в первые десятки сантиметров, протяженность может достигать нескольких де-

сятков метров. Они часто пересекаются жилами первого типа, или являются естественным их продолжением. По минеральному составу этот тип отличается от первого типа незначительно. В них редко присутствуют альбит, а карбонаты встречаются чаще и в большем количестве. [3:6]

Большинство золотин свободные от сростков и пленок. Иногда наблюдаются сростки золотин с кварцем. В редких случаях встречаются сростки золотин с арсенопиритом. Сростков с другими минералами не наблюдалось. Некоторые золотины частично покрыты тонкими пленками гидроокислов железа.

Результаты выполненной работы сводятся к следующим выводам.

1. Локализация золотого оруденения месторождения Тамдыбулак определяется рядом факторов. Ведущими из них считаются литологические, тектонические и минералогическими.

Каждый из перечисленных этапов сопровождался гидротермальным перераспределением первично-рассеянной минерализации и некоторым дополнительным привносом золота и серебра, особенно в постлампрофировый этап.

Очевидно, что наиболее интенсивное обогащение золотом происходило в местах совмещения гидротермальной деятельности всех трёх этапов.

2. Установлены закономерности геолого-структурной позиции двух морфологических типов рудных жил и их систем.

Первый тип распространен в виде лестничные жилы круто секущих покровы вулканитов (андезитовых порфиритов, андезито-базальтов и альбитофиров).

Такие жилы сложены в основном кварцем и анкеритом (до нескольких десятков %), кроме него в жилах присутствуют альбит (до нескольких %), рудные минералы (до нескольких %), апатит (единичные зерна). [5:6:7]

Второй морфоструктурный тип золотоносных жил развит, либо на контакте сланцев и вулканитов, либо в полостях отслоения в сланцах (углисто-серицит-кварцевых, глинисто-серицит-кварцевых, туфосланцев), туфобрекчиях и др.

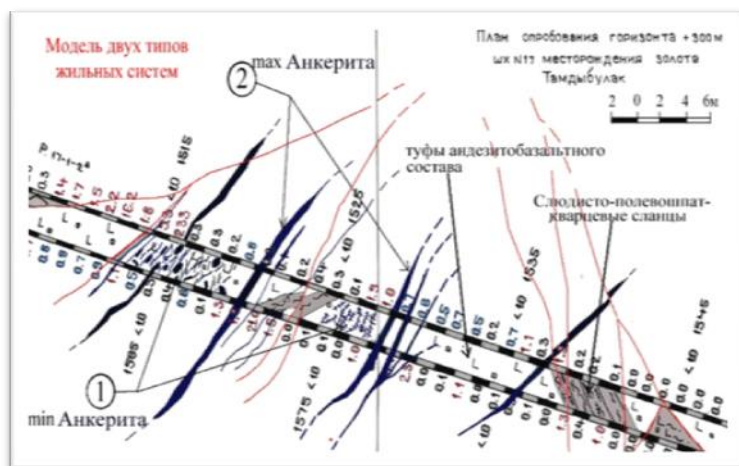
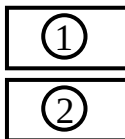


Рис.1. Модель двух типов жильных систем

- min Анкерита

- max Анкерита



а) система лестничных жил и прожилков в вулканических покровах;
б) система секущих жил и прожилков в сланцах и туфобрекчиях. [7]

Геологоразведочные работы, проведенными в Тамдыбулак-Балпантауском рудном поле, уточнены особенности геологического строения рудного поля и выявленных рудопроявлений, оценены их прогнозные ресурсы по категории Р₁, даны рекомендации о дальнейшем направлении работ. [5:6:7]

Проведенными оценочными и поисковыми работами существенно расширены возможности открытия нового горнодобывающего предприятия в горах северо-восточного Тамдытау на базе запасов месторождений Балпантау, Тамдыбулак.

Рекомендуется результаты проведенных работ учитывать в разработке планов развития геологоразведочных работ «O'zbekgeologiyaqidiruv» AJ для развития сырьевой базы Северо-восточного Тамдытау.

Литература:

1. Бухарин А.К., Горьковец В.Г. Отчет по теме «Геолого-метрическое районирование территории Уз ССР за 1967-68 гг. Ташкент, 1968.
2. Сабдюшев Ш.Ш. Стратиграфия, магматизм и тектоника гор Тамдытау. Монография, 1969г.
3. Сабдюшев Ш.Ш. и др. Тектоника складчатого фундамента Северного Тамдытау и некоторые закономерности размещения полезных ископаемых. Фонды ГПП «Самаркандгеология».
4. Савчук Ю.С. и др. Геолого-структурные условия локализации золотого оруденения Северо-Восточного Тамдытау. Ташкент, ИМР, 2001г.
5. Тошботиров Б.А. и др. Технологические испытания пробы №2-Т, золотосодержащей руды месторождения Тамдыбулак методом кучного выщелачивания. Ингичкинская ОМТЭ, 2003г.
6. Эргашев Э.Х. Рустамов А.И. "Предварительная и детальная оценка месторождения золота Тамдыбулак и поисковые работы в Тамдыбулак – Балпантауском рудном поле" Отчет Тамдыбулакской геологоразведочной партии за 1999-2005 гг.
7. Рахимов З.З. д.г-м.н проф. П.А. Игнатов Диссертационная работа на тему: «Закономерности рудолокализации на месторождение Тамдыбулак (Центральные Кызылкумы) золото-кварц-сульфидной формации» Москва 2010 г. РГГРУ

КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО КЫЗЫЛЧА-СОРКУДУКСКОЙ ПЛОЩАДИ

Рахимов З.З.*, Зокиров О.Т., Хаитов К.М.*****

**Госкомгеология, Узбекистан*

***ТГТУ, Узбекистан*

****ГП «Геолинформцентр»*

Целью геохимической обработки была ориентирована на определение элементов индикаторов золота по Кызылча-Соркудукской перспективной площади, направлений золоторудных минерализаций и других химических соединений с построением геохимических карт поверхности палеозойского фундамента.

Для решения поставленной задачи произведен отбор литогеохимических проб в открытой части фундамента вручную, в закрытой части фундамента из канавы, скважины, шурфов, шнеков по сети 640х40м.[1.5.6.]

По результатам статистических анализов установлены корреляционные взаимоотношения химических элементов по площадям, где согласно рисункам 1 и 2 нами выделяются следующие группы химических элементов:

по ППУ «Соркудук»:

1. Au-Ag-As;
2. Mo-Sb-Se-V;
3. Nb-Fe-Pb;
4. Σ TRE-Sc-Be-Sn.

по ППУ «Кызылча»:

1. Au;
2. Ag-S;
3. V-Fe-Mo;
4. Σ TRE-Sc-In-U-As;
5. Ta-Nb-Be-Sn.

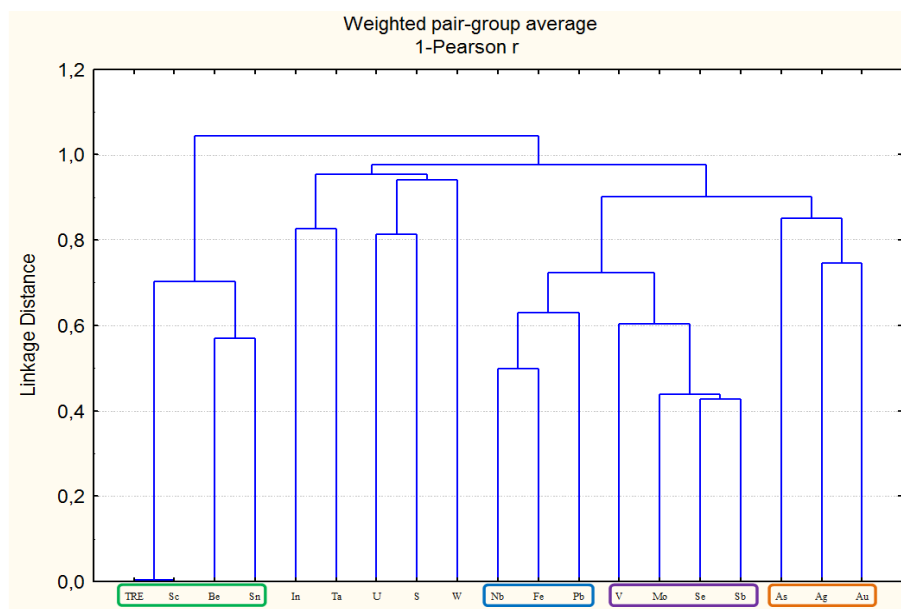


Рис.1. Дендрограмма корреляционных взаимоотношений химических элементов на поверхности палеозойского фундамента ППУ «Соркудук»

Таким образом, исследования статистических параметров распределения химических элементов указывают, что золотое оруденение на ППУ «Соркудук» сопровождается серебром и мышьяком, на площади ППУ «Кызылча» корреляционная связь химических элементов с золотом не наблюдается (уровень значимости $<0,2$). [6.7]

При оконтуривании ореолов химических элементов по площади работ использованы разные градации в зависимости от геологических и структурных особенностей района работ и результатов статистических анализов. Составлены моноэлементные и комплексные карты по химическим элементам, где приводятся ореолы золота и элементов индикаторов по результатам статистических анализов.

Установлены следующие особенности размещения геохимических ореолов золота, мышьяка, свинца. [5.6]

Золото. На ППУ «Соркудук» аномальные ореолы золота развиты в основном в юго-восточной части площади. Большинство геохимических ореолов приурочены к породам кансайской свиты (в зонах трещиноватости сланцев), а в северо-восточной части оруденение приурочено к породам сувликсайской свиты. Площадь наиболее крупного геохимического ореола составляет около 3,5 км², максимальное содержание золота – 3,0 г/т.

На ППУ «Кызылча» выделено 3 ореола повышенных концентраций золота. В западной и восточных частях оруденение приурочено к углеродистым сланцам сувликсайской свиты, а в центральной части – к контактам сувликсайской и темиркабукского интрузива. Размеры ореолов достигают 800х600м, максимальное содержание – 0,6 г/т.

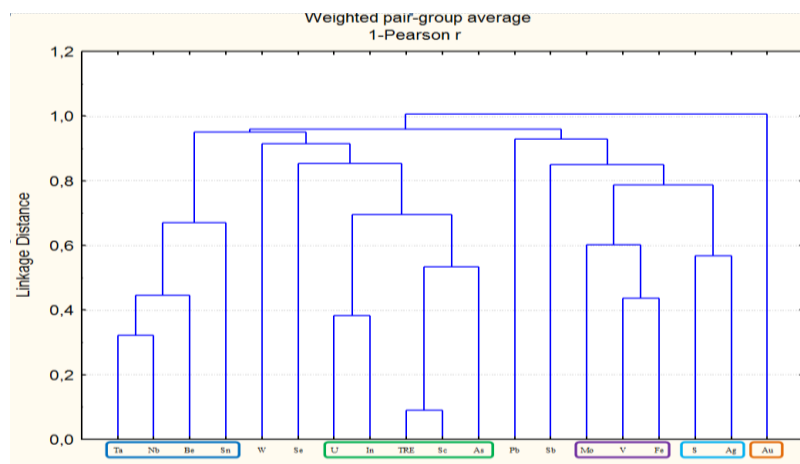


Рис.2. Дендрограмма корреляционных взаимоотношений химических элементов на поверхности палеозойского фундамента ППУ «Кызылча»

На рис. 3. показан график коэффициентов корреляции золота с химическими элементами по двум участкам: ППУ «Соркудук» и ППУ «Кызылча».

Ta-Nb-Be-Sn. В западной части ППУ «Кызылча» выявлены ореолы редких металлов (Ta-Nb-Be-Sn), которые связаны с пегматитовыми телами субширотного простирания. Размер ореолов составляет 2500x1000 м. Основные химические элементы имеют слабую корреляционную связь с данной группой (рис. 3).

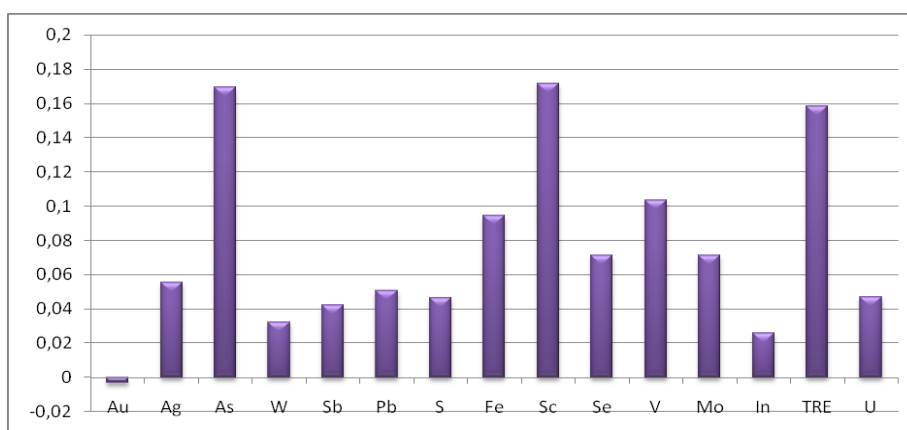


Рис. 3. Гистограмма корреляционных связей химических элементов с Ta-Nb-Be-Sn в ППУ «Кызылча»

Отсюда можем сделать вывод, что основная масса ореолов золота приурочена к терригенным толщам палеозойского фундамента, к зонам трещиноватости углеродистых кремнисто-слюдистых сланцев, а ореолы редких металлов связаны с пегматитовыми жилами.

Таким образом, для последующих поисковых работ выделяются участки с аномально высокими ореолами золота – юго-восточная часть ППУ «Соркудук» (3,5 км²), и редких металлов – западная часть ППУ «Кызылча» (2,5 км²). [6.8]

Литература:

1. Рудные месторождения Узбекистана. Моногр. Т. ИМР, 2001г.
2. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С., Фан. 1991.
3. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня (Стратиграфия). Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К., Фан. 1985.

4. Редкоземельные элементы: геохимия, минералогия, месторождения. Ташкент, ГП «НИИМР», Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В. 2013. 180 с.
5. Оценка качества геохимических и минералого-технологических исследований территории Узбекистана на редкоземельное оруденение. Фонды Госкомгеологии, 2008. Ежков Ю.Б. и др.
6. ПСД проекта «Опережающие специализированные поисковые работы на золото и редкие металлы в пределах Кызылчинской и Соркудукской перспективных площадях в горах Северный Нуратау» за 2015- 2019 гг» на 2011-2016 гг. Рахимов З.З., и др.
7. Отчет Северо-Писталинского участка по результатам работ «Опережающие специализированные поисковые работы на золото и уран в пределах Северо-Писталинской и Турткуль-Янбашской перспективных площадей в горах Северный Нуратау» за 2011 – 2016 гг. Рахимов З.З., Рустамов А.И. и др.
8. Составление карты полезных ископаемых Самаркандского горнорудного района масштаба 1:100 000 на обновленной геологической основе для регистрации и направления дальнейших поисковых работ. (отчет Марджанбулакской тематической партии за 2002-2006 гг.), Р.С.Хан.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПО КЫЗЫЛЧА-СОРКУДУКСКОЙ ПЛОЩАДИ

Рахимов З.З.*, Зокиров О.Т., Хаитов К.М.*****

**Госкомгеология, Узбекистан*

***ТГТУ, Узбекистан*

****ГП «Геолинформцентр»*

Соркудук-Кызылчинская перспективная площадь (321,0 км²) расположена в Нура-тинском районе Навоийской области, на северных склонах западного окончания хребта Северный Нуратау, Номенклатура листов К-41-120-Г и К-42-109-В-Г.

Геохимическое изучение региона также началось во второй половине двадцатого столетия в 1957 году в северо-восточной части отчетной площади металлотрическая съёмка масштаба 1:50 000 проводилась под руководством Ш.А. Чембарисова. Пробы анализировались только на 13 элементов, а на золото и мышьяк анализы не проводились.

В 1989-91 гг. А.А. Тазеев и др. проводили комплексные геолого-геофизические и геохимические работы масштаба 1:10 000 на Кулькудукской площади в северо-западной части хребта Северный Нуратау. Были проведены совместные газортутная и литогеохимическая съёмки по потокам рассеяния, магнитотрические (Т), электроразведочные (ЕП, ВП, ВЭЗ-ВП) работы. В результате выделены 9 перспективных участков под поисковые работы. Даны прогнозные ресурсы по категории Р2Кулькудукской площади.

В 1998 году Р.С.Хан и др. завершили геологическое доизучение складчатого комплекса с общими поисками в центральной части хребта Северный Нуратау масштаба 1:50 000. В ходе работ проведена литогеохимическая съёмка по потокам рассеяния масштаба 1:50 000, отобраны 20280 проб. В результате выявлены 16 аномалий золота со значением от 0,01 до 0,2 г/т. Данные литохимии по потокам рассеяния были использованы при выделении 11 перспективных участков. Работы проводились по общепринятой методике.

Основной задачей литохимической съёмки являлось выделение перспективных на золотое оруденение участков и повышение эффективности проводимых работ путем локализации территорий поисков. Общая отчетная площадь работ составляет 321,0 км².

Решение поставленных задач достигнуто, во-первых, созданием определенной сети отбора геохимических проб из коренных пород по всей территории отчетной площади. Последующая их обработка и проведение анализов проб в единых стандартах измерений, создание ЛБД по ним и её последующая статистическая обработка с применением компьютерных программных средств, позволила создать комплект результативных геохимических карт.

Статистическая обработка геохимических данных была ориентирована на определение статистических характеристик химических элементов, определение элементов индикаторов золота, а построение графических схем – установление основных направлений развития золоторудной минерализации и других химических соединений в пространстве.

Лабораторные исследования проб выполнены в ГП «Центральная лаборатория» (спектрозолотометрический, сцинтилляционный эмиссионный анализ, пробирный, масс-спектральный анализ с индуктивно-связанной плазмой (ISP-ms) на 61 эл. и полуколичественный спектральный анализ на 26 эл.), ГП «Центральная ГГЭ» (спектрозолотометрический анализ), ГП «ИМР» (спектрозолотометрический) и ГП «Ингичкинская ОТЭ», ГУП «Кызылкумгеология» (пробирный), и ГУП «Уранредметгеология» (сокращенно полуколичественный рентгенофлуоресцентный анализ на 54 эл.).

В первичной обработке анализов проб участвовали данные по всем выработкам и пробам.

В начальной стадии обработки база данных адаптирована для математических и статических вычислений и графических построений. Для этого результаты анализов разных лабораторий приведены в единое измерение (г/т) по формуле $(1\ 000\ 000\ \text{г} \times 0,001\%) / 100\%$.

В последующем вычислены координаты для каждой пробы и выработки (скважины, места отборов проб из канавы) с помощью программы Excel, которые объединены в единую базу данных. Далее в зависимости от геолого-структурной позиции площади работ для дальнейшей математической, статистической и геохимической обработки материалов в отдельности произведена выборка проб по отдельным участкам: ППУ «Соркудук» - 115,0 км², всего 8 602 проб; ППУ «Кызылча» - 206,0 км², всего 4 847 проб.

Ниже в таблицах (1 и 2) кратко приведены основные результаты статистических обработок химических элементов.

Таблица 1

Основные статистические параметры химических элементов на поверхности палеозойского фундамента ППУ «Соркудук»

Элементы	Количество проб	Сред.арфим.	Медиана	Мода	Частота моды	Минимальный	Максимальный	Дисперсия	Стан. Отк.	Асимметрия	Экспесс	Минимальная аномалия	Кл. концентрация элементов в минимальных аном.
Au	654	0,13	0,10	0,15	208	0,01	3,00	0,06	0,24	6,89	61,84	0,38	87,6
Ag	652	2,47	2,70	4,75	228	0,00	7,50	4,28	2,07	-0,03	-1,71	4,53	64,8
As	654	111,74	25,00	0,00	154	0,00	4000,00	69611,43	263,84	7,76	90,94	375,58	220,9
W	654	3,69	0,00	0,00	484	0,00	254,00	168,46	12,98	12,87	225,47	16,67	12,8
Sb	654	10,37	0,00	0,00	398	0,00	577,00	1036,82	32,20	11,39	169,82	42,57	851,4
Pb	654	6,28	0,00	0,00	350	0,00	174,00	135,27	11,63	6,00	70,17	17,91	1,1
S	654	5454,68	2300,00	0,00	217	0,00	69000,00	75619557,74	8695,95	3,15	12,96	14150,63	30,1
Sn	654	0,10	0,00	0,00	569	0,00	3,00	0,12	0,35	4,39	21,48	0,45	0,2
Fe	654	24431,70	26000,00	0,00	115	0,00	120000,00	292933082,39	17115,29	0,32	0,62	41546,99	0,9

Sc	654	0,02	0,00	0,00	652	0,00	10,97	0,19	0,44	24,29	604,93	0,46	0,0
Se	654	0,41	0,00	0,00	624	0,00	34,00	5,48	2,34	8,33	89,46	2,75	55,1
Be	654	0,05	0,00	0,00	603	0,00	2,00	0,04	0,21	5,74	39,03	0,25	0,1
Nb	654	4,59	0,00	0,00	373	0,00	32,00	44,66	6,68	1,66	2,40	11,27	0,6
Ta	654	1,09	0,00	0,00	650	0,00	359,00	390,25	19,75	18,04	324,51	20,85	8,3
V	654	73,89	64,00	0,00	131	0,00	1600,00	9179,31	95,81	7,50	104,84	169,70	1,9
Mo	654	3,35	0,00	0,00	422	0,00	96,00	74,33	8,62	5,02	37,88	11,97	10,9
In	654	0,23	0,00	0,00	640	0,00	18,00	2,81	1,68	7,58	59,02	1,91	7,6
TRE	654	0,30	0,00	0,00	652	0,00	150,72	37,48	6,12	23,29	563,70	6,42	0,0
U	654	1,03	0,00	0,00	602	0,00	71,00	22,49	4,74	8,50	99,87	5,77	2,3

Таблица 2.

Основные статистические параметры химических элементов на поверхности палеозойского фундамента ППУ «Кызылча»

Элементы	Количество проб	Сред.арифм.	Медиана	Мода	Частота моды	Минимальный	Максимальный	Дисперсия	Стан. Откл.	Асимметрия	Экцесс	Минимальная аномалия	Транзия элементов в минимальных
Au	4847	0,026	0,00	0,00	4091	0,00	0,60	0,02	0,09	3,24	25,63	0,116	27,0
Ag	4830	0,34	0,02	0,00	1801	0,00	44,60	1,86	1,36	16,05	466,28	1,70	24,4
As	4847	1,22	0,00	0,00	4412	0,00	183,00	40,84	6,39	15,23	357,15	7,61	4,5
W	4843	1,61	0,00	0,00	3874	0,00	850,00	327,95	18,11	36,01	1494,28	19,72	15,2
Sb	4847	0,69	0,00	0,00	4467	0,00	30,00	8,77	2,96	5,06	28,43	3,65	73,0
Pb	4847	7,78	7,00	0,00	1020	0,00	200,00	90,74	9,53	7,41	107,98	17,31	1,1
Sn	4847	1,32	0,50	0,00	1672	0,00	100,00	18,94	4,35	12,06	200,65	5,68	2,3
Fe	4847	12831,43	10000,00	0,00	854	0,00	70000,00	156571986,90	12512,87	1,42	2,31	25344,30	0,5
Be	4847	0,56	0,00	0,00	2459	0,00	74,04	5,83	2,42	16,27	361,19	2,98	0,8
Nb	4847	0,99	0,00	0,00	4453	0,00	127,52	21,46	4,63	12,54	266,18	5,62	0,3
Ta	4847	0,22	0,00	0,00	4757	0,00	225,70	23,66	4,86	34,95	1360,69	5,09	2,0
V	4847	22,94	7,00	0,00	979	0,00	971,00	1926,92	43,90	6,82	99,18	66,83	0,7
Mo	4847	1,66	0,50	0,00	1186	0,00	85,00	14,83	3,85	10,01	172,66	5,51	5,0
In	4847	0,24	0,00	0,00	4822	0,00	101,00	23,22	4,82	20,77	431,37	5,06	20,2
TRE	4847	1,37	0,00	0,00	4779	0,00	212,93	160,21	12,66	10,42	118,03	14,03	0,1
U	4847	0,36	0,00	0,00	4751	0,00	383,16	52,05	7,21	40,00	1858,11	7,58	3,0

Исследования статистических параметров распределения химических элементов указывают, что золотое оруденение на ППУ «Соркудук» сопровождается серебром и мышьяком, на площади ППУ «Кызылча» корреляционная связь химических элементов с золотом не наблюдается (уровень значимости $<0,2$).

На ППУ «Соркудук» аномальные ореолы золота развиты в основном в юго-восточной части площади. Большинство геохимических ореолов приурочены к породам кансайской свиты (в зонах трещиноватости сланцев), а в северо-восточной части оруденение приурочено к породам сувликсайской свиты. Площадь наиболее крупного геохимического ореола составляет около 3,5 км², максимальное содержание золота – 3,0 г/т.

На ППУ «Кызылча» выделено 3 ореола повышенных концентраций золота. В западной и восточных частях оруденение приурочено к углеродистым сланцам сувликсайской свиты, а в центральной части – к контактам сувликсайской и темиркабукского интрузива. Размеры ореолов достигают 800х600м, максимальное содержание – 0,6 г/т.

В западной части ППУ «Кызылча» выявлены ореолы редких металлов (Ta-Nb-Be-Sn), которые связаны с пегматитовыми телами субширотного простирания. Размер ореолов составляет 2500х1000 м.

Основная масса ореолов золота приурочена к терригенным толщам палеозойского фундамента, к зонам трещиноватости углеродистых кремнисто-слюдяных сланцев, а ореолы редких металлов связаны с пегматитовыми жилами.

По результатам комплексного анализа базовых геологических, геохимических, геофизических данных и материалов ДЗЗ на площади Кызылча выделено 23 потенциально - перспективные позиции на золото.

Литература:

1. Рудные месторождения Узбекистана. Моногр. Т. ИМР, 2001г.
2. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С., Фан. 1991.
3. Домезозойские структурно-формационные зоны Западного Тянь-Шаня (Стратиграфия). Бухарин А.К., Масленникова И.А., Пятков А.К., Фан. 1985.
4. Редкоземельные элементы: геохимия, минералогия, месторождения. Ташкент, ГП «НИИМР», Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В. 2013. 180 с.
5. Оценка качества геохимических и минералого-технологических исследований территории Узбекистана на редкоземельное оруденение. Фонды Госкомгеологии, 2008. Ежков Ю.Б. и др.
6. ПСД проекта «Опережающие специализированные поисковые работы на золото и редкие металлы в пределах Кызылчинской и Соркудукской перспективных площадях в горах Северный Нуратау» за 2015- 2019 гг» на 2011-2016 гг. Рахимов З.З., и др.
7. Отчет Северо-Писталинского участка по результатам работ «Опережающие специализированные поисковые работы на золото и уран в пределах Северо-Писталинской и Турткуль-Янбашской перспективных площадей в горах Северный Нуратау» за 2011 – 2016 гг. Рахимов З.З., Рустамов А.И. и др.
8. Составление карты полезных ископаемых Самаркандского горнорудного района масштаба 1:100 000 на обновленной геологической основе для регистрации и направления дальнейших поисковых работ. (отчет Марджанбулакской тематической партии за 2002-2006 гг.), Р.С.Хан.

ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗИРАБУЛАК-ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР

Рахматуллаев Ф.Ф.*

**Государственное учреждение «Институт минеральных ресурсов» (ГП «ИМР»)*

В геологическом отношении Зирабулак-Зиаэтдинские горы – невысокие возвышенности, относящиеся к Юго-Западно-Тяньшаньской минерагенической провинции. Представляют собой северный фланг Зеравшано-Алайского золото-редкометального пояса, примыкающего с юга к Кульджуктау-Зеравшанской региональной зоне смятия запад-северо-западного простирания [Разигов, 2020].

Металлогения Зирабулак-Зиаэтдинских гор связана с особенностями эволюции северной окраины Афгано-Таджикского континента [Миркамалов и др., 2019]. В его пределах главное место занимают месторождения и рудопроявления вольфрама, олова, золота, бериллия, ниобия, тантала урана, ртути, которые определяют рудоносность района [Садыкова и др., 2021].

Геологическое строение, рудоносность, магматизм, геохимию, минералогию и другие особенности изучали Х.М. Абдуллаев, И.Х. Хамрабаев, Х.Н. Баймухамедов, Э.П. Исох, И.В. Мушкин, З.А. Юдалевич, Ушаков В.Н., Х.Р. Рахматуллаев и др. В последние годы научные исследования в Зирабулак-Зиаэтдинских горах проводили Р. Ахунджанов, С.К. Смирнова, М.М. Пирназаров, В.Д. Цой, М.С. Карабаев, Л.Р. Садыкова, О.Т. Зокиров, Ю.Б. Ежков, Л.М. Крикунова, Ф.К. Диваев и др.

В геологическом строении Зиаэтдин-Зирабулакских гор и прилегающих территорий принимают участие осадочно-метаморфические образования протерозоя и палеозоя (рис.1).

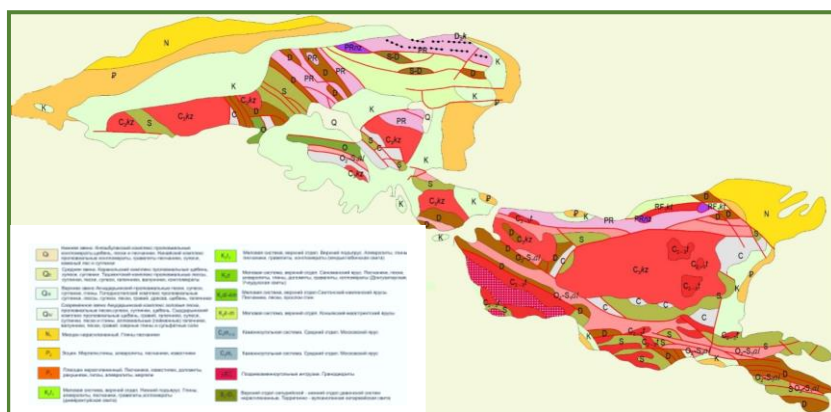


Рис.1 Схематическая геологическая карта Зирабулак-Зиаэтдинских гор (по материалам В.В. Михайлова и др., 2005)

Осадочные отложения прорваны разнообразными по составу интрузивами, занимающими около 47 % площади горных поднятий. Основная масса интрузивных тел представлена калий-натровыми гранитоидами, эффузивами умеренно-кислого и среднего состава.

В составе гранитоидов гнейсо-гранодиориты, адамеллиты порфировидные, биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты и лейкократовые граниты. Субщелочной дайковый комплекс триаса (микродолериты, порфиритоиды, камптониты, керсантиты и спессартиты) тяготеют к Саппе-Кутчинскому крутопадающему разлому, ограничивающему магматические образования с севера (рис.2).

Тектоническое строение сложное. Состоит из разномасштабных чешуй и линейных складок северо-западного простираения, осложненных разноориентированными разрывными нарушениями, придающими сдвиговым структурам блоковый характер. [Пирназаров и др., 2020].

Разрывные структуры – широтные (субширотные), северо-восточные и северо-западные (рис.3).

Наибольшим развитием пользуются широтные и субширотные нарушения. Разломы северо-восточного направления - проходят среди песчано-сланцевых отложений и гранитоидными породами Зирабулакского массива. Нарушения северо-западного направления развиты на западе и востоке площади. Зоны разломов характеризуются смещением песчано-сланцевых и карбонатных пород, кварцитов и конгломератов.

Сложная сеть разломов обеспечила высокую проницаемость пород для проникновения гидротермально-метасоматических флюидов и гипергенных изменений. Продуктами постмагматической деятельности выступают скарново-грейзено-калишпатовые и хлоритолито-березитовые метасоматиты. В эндо и экзоконтактах интрузивов отмечаются грейзены, роговики, скарны, с которыми связаны промышленные накопления олова и вольфрама.

По региональному положению в систематике оловорудных провинций мира относится к оловянному оруденению палеозойских складчатых областей [Рундквист, 1986].

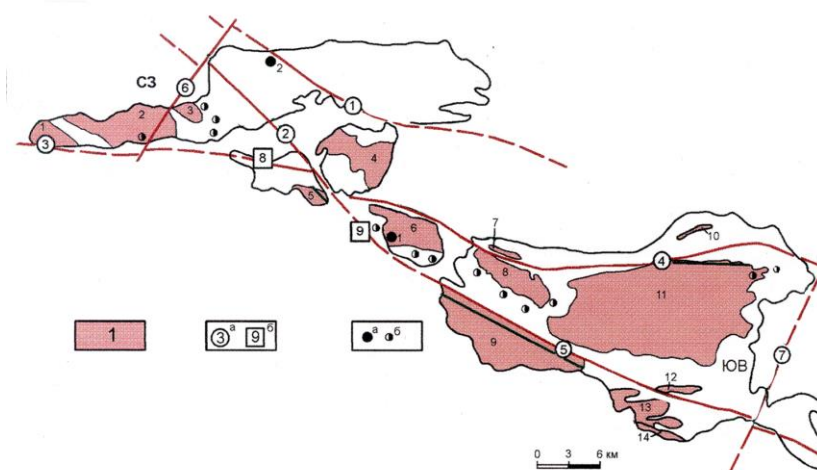


Рис.2. Схема размещения интрузивных образований и оловорудной минерализации Зирабулак-Зиаэтинских гор (по материалам В.Н. Ушакова, В.Я. Бланк и др.).

Условные обозначения: 1. Массивы гранитоидов: 1-Чайдарозский, 2- Кошкудукский, 3- Майзакский, 4- Акмазарский, 5- Гунджаковский, 6- Карнабский, 7-Джидапинский, 8- Чиракуринский, 9- Кетменчинский, 10- Кутчинский, 11- Зирабулакский, 12- Джалкырский, 13- Тымский, 14-Карачакудукский).

2. Разломы: а) субширотные, поперечные (1.Наврзуалинский, 2. Саппе-Гунджаковский. 3. Чайдарозский, 4.Северо-Зирабулакский, 5. Шимхартасукий, 6. Южно- Кошкудукский, 7. Зирабулак-Нуратинский); б) региональные (8. Кынгыртау-Северо-Зирабулакский, 9. Ургенчско- Буурлуктепинский).

3. Оловорудные объекты: а) месторождения, б) рудопроявления

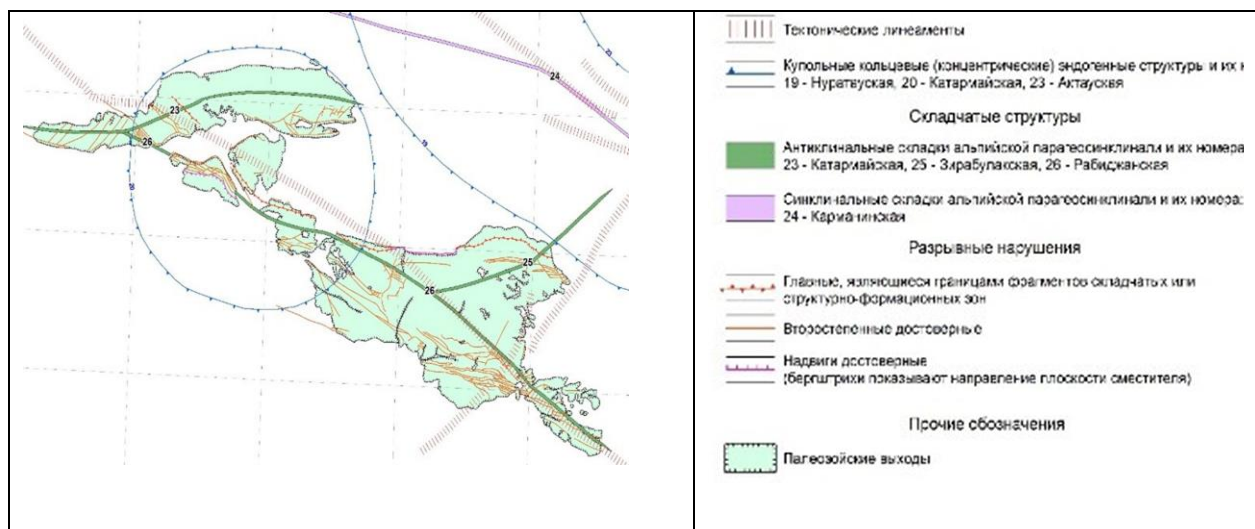


Рис. 3. Тектоническая карта Зирабулак-Зиаэтинских гор (по материалам А.К Бухарина и др., 1998)

Однако по данным детального изучения структуры района наиболее важная роль в распределении промышленного оруденения отведена разрывными нарушениям, секущим структурный план складчатой области, и связанными с более молодыми постскладчатыми тектоническими движениями. Уместно заметить, что с постскладчатыми зонами мезозойской активизации связана значительная часть запасов олова в планетарном масштабе.

Основные особенности размещения оловорудных зон Юго-Западно-Тяньшаньской минерагенической провинции заключаются в том, что они контролируются распределением интрузивных комплексов [Далимов и др., 2010]. Ареалы гранитоидов имеют вытянутую поясовую форму и определяют положение оловорудных металлогенических зон типа

Карнаб-Такфонской, которая протягивается от Зирабулак-Зиаэтинских гор на восток вдоль Зеравшанского и Гиссарского хребтов. В этом аспекте зону можно параллелизовать с серией зон Алай-Кокшаальской складчатой системы, известной своими значительными по масштабам месторождениями.

Детальное изучение эталонных месторождений олова (Лапас, Чангалли, Семизкудук, Карнаб и др.) и значимых рудопроявлений (Чуюн, Кызкурбан, Сукайты, и др.) показало, что в пределах одного месторождения обнаруживается несколько формационных типов. Это указывает на длительность процесса рудообразования, на многостадийность рудного процесса. Условно по формациям выделяются следующие группы: силикатная, кварцевая, сульфидная. В каждой последующей группе обнаруживаются реликты предыдущей и поэтому практически все месторождения можно отнести к совмещенным рудным формациям.

В целом, особенности размещения оловорудной минерализации характеризуется следующими основными чертами:

1. Оловорудная минерализация приурочивается к мощным разломам и трещинам в биотитовых гранитах, маркирующимся характерными полосами серицитизации, мусковитизации, турмалинизации, разлистования (или милонитизации), катаклазирования и кварцевыми жилами, несущими рассеянную вкрапленность касситерита, сульфидов и иногда золота (Чайдароз, Карнаб, Чангаллы, Каратау, Алтыи-Казган и др.) [Рахматуллаев, 1992]. Эти разломы фиксируются зонами дробления, линзами мраморов в районах доломитизации и окварцованных пород с касситеритом, реже с сульфидами и иногда золотом.

2. Имеющийся фактический материал свидетельствует о близости по времени образования магматических и рудных расплавов.

3. Касситерит является ведущим рудным минералом оловорудных месторождений Зирабулак-Зиаэтинских гор.

4. Устанавливаются повышенные, по сравнению с кларковыми содержания бора, фтора, олова в интрузивах.

5. Образования кварц-силикатно-касситеритовой формации характеризуются относительно выдержанными по простиранию рудными телами с повышенным содержанием олова и представляют наибольший промышленный интерес.

6. Наиболее благоприятными являются алюмосиликатные осадочно-метаморфические породы, создающие условия для локализации достаточно протяженных рудных тел.

7. Возникновение кварцевой стадии минерализации связано с тектоническими движениями послескладчатого этапа.

8. Сульфидно-касситеритовая формация характеризуется прямо пропорциональной связью между содержанием олова и усложнением морфологии.

Литература:

1. Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Юдалевич З.А., Диваев Ф.К. Магматизм. //Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан. Ташкент: Университет. 1998, 192-345 с.
2. Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Диваев Ф.К. Геодинамические реконструкции орогенного пояса Западного Тянь-Шаня и прогнозирование эндогенных месторождений в породах фундамента (методические рекомендации - Т.: ГП «Институт минеральных ресурсов», 2019. - 162 с.
6. Пирназаров М.М., Хошжанова К.К., Аширов М.Б. Геологические формации и рудоносность Зирабулак-Зиаэтинского горнорудного района. - Горный вестник Узбекистана. - №1, Навоий, 2020. – 28-32 с.
7. Рахматуллаев Х.Р. Рудные формации и глубинные ярусы оруденения позднеорогенного этапа развития герцинид. - Т.: Фан, 1992. - 235 с.

8. Рундквист Д.В. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые – Л.: Недра, 1986.- 751 с.
9. Садыкова Л.Р., С.Т.Марипова, Аъзамов Ф.Х. Закономерности размещения золоторудных объектов Зирабулак-Зиаэтдинских гор (Южный Тянь-Шань, Узбекистан)// Материалы XV Международной научно-практической конференции “Новые идеи в науках о Земле”.2021-Москва, МГРИ.
10. Razikov O.T., Akbarov Kh.A., Zhuraev M.N. Metallogy of the Zeravshano- A lay Belt (South Tianshan) // fSSN (Online): 2689-0992 The Amtrican Journal of o.pplied Sciences December 27, 2020 Impact Factor 2020:5.276. pages: 44-49.

ОЛТИН МАЪДАНЛИ МАЙДОНЛАРДА БЕРЕЗИТЛАРНИНГМИНЕРАЛОГИК-ПЕТРОГРАФИК ВА КИМЁВИЙ ТАВСИФИ (АУМИНЗА ТОҒЛАРИ)

Садиров Р.М. *, Карабаев М.С. **, Амиров Э.М. *, Мойлиев М.Ш.**

**Геология ва геофизика институти*

***Геология фанлари университети*

Турли фойдали қазилма конлари билан боғлиқ бўлган маъдан олди метасоматитларини тадқиққилиш ҳам назарий ва,қидирув белгилари сифатида, муҳим амалий аҳамиятга эга[2]. Алоҳида майдонлардаги маъдан олди ўзгарган тоғ жинсларини мақсадли равишда ўрганиш, уларнинг ҳосил бўлиш шароитларини ва улар билан боғлиқ бўлган махсулдор минерал ассоциацияларни аниқлашда муҳим аҳамият касб этади.

Ўз даврининг забардаст, атоқли геологи Ҳ.М.Абдуллаев Ўрта Осиё метасоматик ҳосилаларини ўрганишнинг асосчиси ҳисобланади. Ҳ.М.Абдуллаев ўтган асрнинг биринчи яримида метасоматитлар орасида кенг тарқалган – скарнларни ўрганиш натижасида уларни волфрамли маъданлашув билан ўзаро боғлиқлигининг илмий-назарий асосларини ишлаб чиққанлар [1].

Ауминза тоғлари олтин маъданли конларида тарқалган метасоматитлар В.Ф.Проценко, Н.В.Котов, М.С.Карабаев ва б., томонидан ўрганилган[3-4]. Ушбу ҳудуддаги камровчи тоғ жинслари бесапан свитаси метаморфлашган вулқонли-чўкинди ҳосилалар - сланецлар, алевролитлар, кремний қатламли кумтошлардан ташкил топган. Таркиби бўйича улар асосан альбит-хлорит-кремний-серицитли бўлиб, кўрсатилган тоғ жинсларида улар турли нисбатга эга.

Ўрганилган олтин маъданли объектларда эндоген минераллашув бурдаланган, кварцлашган ва метасоматик қайта ўзгарган тоғ жинсларида хол-хол, уясимон, линзасимон кўринишда тўпланган сульфидлар билан тавсифланади. Маъданли минераллашув асосан пирит камроқ халькопирит, арсенопирит, сфалерит, галенит камроқ микдорда сулфотузлар ва кумуш минералларидан ташкил топган. Жинс ҳосил қилувчи минераллар кварц, альбит, серицит, хлорит камроқ каолинит ва карбонатлардан иборат.

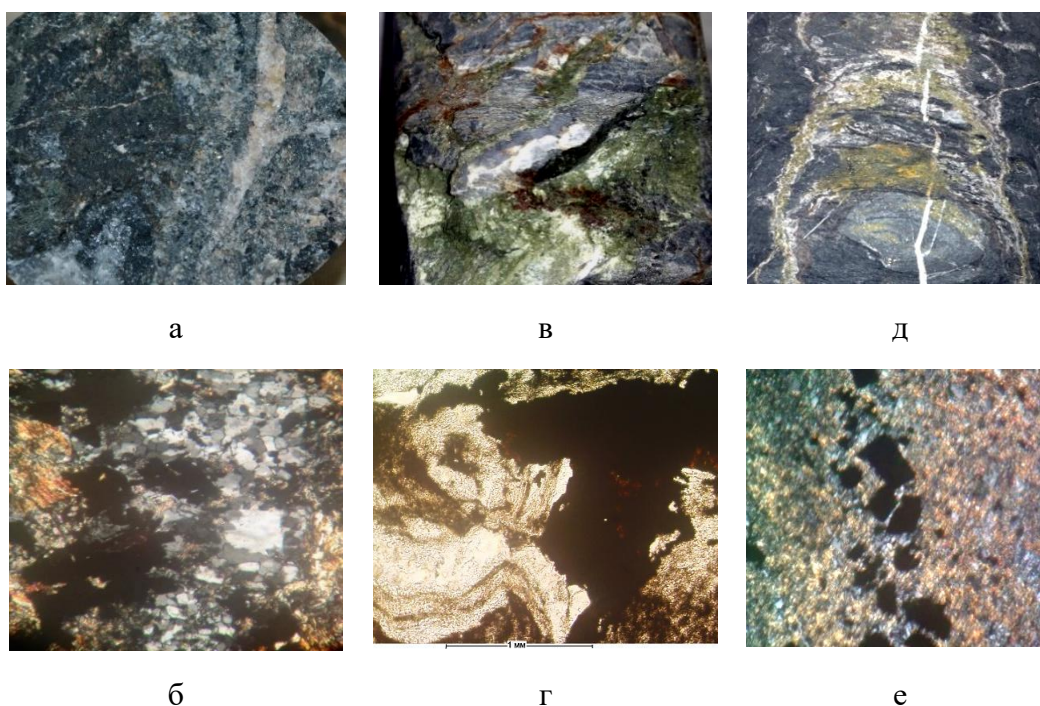
Ауминза тоғлари олтин конларида асосий маъдан олди ўзгаришлар, метасоматик ўзгарган бесапан свитаси вулқонли-чўкинди ҳосилалар бўйича ривожланган березит-лиственитлар билан боғлиқ. Ушбу қайта ўзгарган тоғ жинслари бир чизикдаги узунчоқ кўринишларни ҳосил қилади ва кучсиз тектоник зоналар билан ифодаланади. Гидротермал ўзгарган тоғ жинслари ўзгаришга учрамаган жинслардан макроскопик жиҳатдан оч ранглилиги, асосан оч кулранг, камроқ оч яшил тусга эгалиги билан ажралиб туради (1-расм). Тоғ жинсларнинг оч тусга эга бўлиши бирламчи тоғ жинслар метасоматик ўзгариш вақтида уларнинг таркибидаги минераллар кварц ва слюдалар, баъзан хлорит билан ўрин алмашилиши, ҳамда углерод моддаларининг ушбу зонадан чиқиб кетиши билан изоҳланади[4].

Метасоматик жинсларнинг минерал таркиби кварц, серицит, карбонат, хлорит, пиритлардан ташкил топган. Метасоматик устуннинг турли зоналарида минераллар миқдори ва уларнинг фоиз нисбати, қайта ўзгариш жараёнининг жадал кечганлиги билан, метасоматик устуннинг ташқи қисмининг таркиби эса бирламчи жинслар минерал таркибига боғлиқ.

Ушбу турдаги маъдан олди ўзгарган жинслар қуйидаги зоналикка эга (ички зонадан ташқи зона тамон):

Кучли ўзгаришга учраган ички зонада кўпинча кварц (65-70%) –серицит (20-25%) – пиритли (2-4%) ассоциация кузатилади (2 а,б – расм). Ушбу зонадаги метасоматитлар оч рангларда ва массив текстурага эга. Бирламчи минераллар майда донали гидротермал кварц ва серицитлар билан ўрин алмашинади. Кварцлашув метасоматик зоналар, томирсимон, томирчалар кўринишида кузатилади. Бу ерда пиритнинг кубик, изометрик шакллардаги йирик кристаллари мавжуд. Карбонатлар доломит-анкеритлардан ташкил топган ва янги ҳосилалар таркибида тўпланади.

Пирит тоғ жинсларида бир текис тарқалган, доналарининг ўлчамлари 0,00п мм дан 1,5 мм гача. Метасоматик пиритларнинг ғалвирсимон тузилиши, ҳамда пластинкасимон шаклдаги қолдиқ қўшимта минераллар (слюдалар) уларнинг ўзига хос хусусиятлари ҳисобланади. Шунини таъкидлаш керакки пиритлар таркибидаги номаъдан минераллар, тоғ жинсларида бўлгани каби бир хил оптик хусусиятларга (ориентирланиши) эга. Бу эса пиритнинг метасоматик ўсиш вақтида қўшимталарни кенг ҳажмда эгаллаб олишидан дарак беради. Тоғ жинсининг текстураси - қолдиқ қатламли, камроқ массив, структураси гранолепидобластли.



1-расм. Березитли метасоматитларнинг кварц-карбонат-серицит-пиритли ички зонаси, сульфидлар кварц томирларининг чет қисмларида жойлашган (а,б; Песчаное майдони, нам. П-21); березитлашувнинг кварц-хлорит-серицит-пиритли ўрта зонаси (в,г; Қумтошли майдони, П-41); березитлашувнинг хлорит-серицит ва қолдиқ кварцлардан ташкил топган ташқи зонаси, кальцит томирлари билан кесилган (Карабугут майдони, К-17).Пастки қатор – шаффоф шлифлар, николлар (+), кўриш майдони 2мм.

Оралиқ зона асосан серицит (35-45%), кварц (20-35%), карбонат (5-8%), пирит (2-4%), хлорит ва камроқ таблеткасимон альбит (5-10%) лардан ташкил топган. Шлифда кайта ўзгаришга учраган альбит доналари деярли шаффоф. Серицит кўпроқ далашпатлари ҳисобига, тангачалар кўринишида ривожланади. Уларнинг ўлчамлари 0,003 дан 0,02 мм гача. Серицитнинг йирик тангачаларида, мусковитга хос ёрқин интерференцион ранглар кузатилади (1 в,г – расм). Бирламчи жинслар таркибидаги хлорит ва альбит карбонат (анкерит), сульфид кристали ва серицит агрегатлари билан ўрин алмашади. Калийли далашпатлари плагиоклазларга нисбатан кам учрайди ва одатда уларнинг четки қисмлари серицитлар билан ўрин алмашади.

Березит-лиственитли ўзгарган тоғ жинсларининг ташқи зонаси асосан хлорит (35-45%), кварц (10-15%), гидрослюда (15-20%), кальцит (3-5%), таблеткасимон альбит (2-4%) ва сийрак тарқалган майда пирит кристалларидан ташкил топган. Пирит кристалларининг ўлчамлари 0,3-0,7 мм гача. Ушбу зонадаги метасоматитлар яшил-кулранг (1 д,е – расм). Тоғ жинсларнинг структураси майда донали лепидобластли, кварцлашган зоналарда эса лепидогранобластли, кўпроқ қолдиқ қатламли текстуралли. Тоғ жинслари кичик (1-3 мм) кварц-карбонатли томирчалар билан кесилган.

Зонанинг ташқи томонида деярли ўзгаришга учрамаган углерод-кварц-серицит-хлоритли, камроқ плагиоклаз-хлоритли метаалевролитлар ёки сланецлар кузатилади.

Юқорида тавсифлаб ўтилган березитлашган тоғ жинсларнинг минералогик хусусиятлари уларнинг кимёвий таркибида ҳам акс этади. Ауминза тоғларидаги қамровчи тоғ жинслари ва улар бўйича ривожланган березитлашган жинслар таҳлили, ўрта таркибдаги туфли алевролитлар бўйича ривожланган ушбу метасоматитларда кремний миқдори, сланецлар бўйича ривожланган метасоматитларга нисбатан кўпроқ олиб келинганлигини, березитлашган кварцли сланецлардан эса аксинча, кремний миқдори камайиб боради. Икки ҳолатда ҳам березитлашув зоналаридан натрийнинг чиқиб кетиши кузатилади. Туфли алевролитлар таркибидан кўп миқдорда натрий чиқиб кетсада (5% гача), унинг бир қисми сақланиб қолади, бу березитлашган жинслар таркибида кам миқдорда альбит учраши билан тавсифланади.

Бундан ташқари икки турдаги березитлашув зоналарида ҳам гидротермал суёқликлар билан келган магний, калий, карбонат ангидрит ва олтингурутлар турли миқдорларда ошиб боради. Қолган компонентларнинг миқдорлари эса камроқ ўзгарган.

1-жадвал

Березитлашув жараёнида бирламчи тоғ жинслари ва улар бўйича шаклланган березитли маъдан олди ўзгаришларидаги компонентлар миқдори

Компонентлар	Бирламчи тоғ жинслари		Березитли маъдан олди ўзгаришлар		Метасоматик жараёнда компонентлар ўзгариши			
	Альбит-хлоритли метаалевролит (П-41)	Кварц-карбонат-серицит-пиритли березит (П-42)	Кварц-хлорит-серицитли сланец (Ш-21)	Кварц-карбонат-хлорит-серицитли березит (Ш-23)	П-41	П-42	Ш-21	Ш-23
SiO ₂	60,95	64,32	68,58	65,02	3,37		-3,56	
Fe ₂ O ₃								
FeO	5,1	5,21	5,21	6,28	0,11		1,07	

TiO ₂	0,75	0,82	0,26	0,43	0,07	0,17
MnO	0,08	0,04	0,05	0,2	-0,04	0,15
P ₂ O ₅	0,16	0,18	0,18	0,26	0,02	0,08
Al ₂ O ₃	15,32	13,21	14,09	13,2	-2,11	-0,89
CaO	1,82	1,62	2,05	2,17	-0,2	0,12
MgO	2,75	3,95	1,15	2,15	1,2	1
Na ₂ O	8,53	3,85	1,58	0,45	-4,68	-1,13
K ₂ O	1,54	2,62	2,75	3,54	1,08	0,79
CO ₂	0,28	1,62	1,56	3,05	1,34	1,49
SO ₃	0,3	1,23	1,29	2,02	0,93	0,73
-H ₂ O	1,08	0,95	0,2	0,25	-0,13	0,05
п/пр	1,18	0,34	0,9	0,84	-0,84	-0,06
Сумма	99,84	99,96	99,85	99,86		

Хулоса. Ауминза тоғлари олтин маъданли объектларида тарқалган березитлашган тоғ жинслари серицит, кварц, карбонат, хлорит, пиритлардан ташкил топган. Метасоматик устуннинг турли зоналарининг минералтаркиби ва уларнинг фоиз кўрсаткичлари, метасоматик жараённинг кечишига боғлиқ. Метасоматик устуннинг ташқи қисми таркиби эса бирламчи жинсларнинг таркибига боғлиқ ва улар ушбу ҳосилаларнинг кимёвий таркибида ҳам акс этади. Шу билан бирга бирламчи тоғ жинслари ва улар бўйича ривожланган березитларнинг минерал таркиби яқин бўлганлиги, метасоматик устунни зоналарга ажратишни мураккаблаштиради ва баъзан метасоматик ҳосилаларда зоналлик яққол кузатилмайди.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Абдуллаев Х.М. Геология шеелиитонесных скарнов Средней Азии. Ташкент. 1947. –399 с.
2. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Классификация метасоматитов. //Метасоматизм и рудообразование. М. Наука 1978, С 9-27.
3. Карабаев М.С. Околорудно-измененные породы Карабугутской площади (горы Ауминзатау) и их зональность // Вестник НУУз. - 2012. - №2/1. - С. 45-47.
4. Проценко В.Ф. Метаморфизм и рудогенез в черносланцевых толщах Средней Азии. - Ташкент.: Fanvatechnologiya, 2008. - 116 с.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯНГИ-КАЗГАН

**Сайитов С.С.*, Цой В.Д.*, Булин С.Е.*, Расулов Ш.М.*, Печерский Р.Д.*,
Халиков О.А.*, Абдувайтов А.К.***

**Институт минеральных ресурсов, Госкомгеологии РУз.*

Месторождение Янги-Казган расположено в горах Кулджуктау и сложено осадочно-терригенными отложениями таушанской свиты среднего карбона (московский ярус). В составе свиты отмечаются алевролиты, песчаники, кварц-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, кварц-полевошпат- слюдястые сланцы, конгломераты, гравелиты. Все породы ниже зоны окисления содержат в своем составе углисто-графитистый материал. Раз-

рывная тектоника представлена системой сближенных крутопадающих разрывов северо-западного простирания, которые контролируют главную минерализованную зону. Зона осложнена пострудными нарушениями СВ простирания. К зоне минерализации приурочена рудная залежь.

При описания прозрачных шлифов установлены следующие типы рудовмещающих пород: песчаники, алевропесчаники, псаммоалевролиты, метаалевролиты, алевросланцы, кремнистые породы, известняки, жильный кварц. Терригенно-осадочные существенно кварцевые породы, вмещающие минерализованную зону месторождения Янгиказган, подверглись метасоматическим изменениям формации лиственитов-березитов, выразившимся в окварцевании, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации пород.

Химический состав представленных проб установлен силикатным анализом. Руда и рудовмещающие породы месторождения алюмосиликатного состава. Содержание кремнезема (SiO_2) в составе руд и рудовмещающих пород колеблется от 64,53% до 85,36%. Глинозем (Al_2O_3) составляет 3,31-11,90%. Также характерны повышенные содержания общего железа до 5,79%, CaO 1,87-6,73%. Оксид магния в изученных пробах составляет 0,83-2,53%.

Детальным изучением состава руд месторождения Янги-Казган был обнаружен более 40 минералов (табл. 1). Диагностика минералов проводилась при просмотре шлифов, аншлифов и продуктов гравииобогащения. Аншлифы изготавливались как из исходных пород, так и из концентратов гравииобогащения. Используются оптические, иммерсионные, рентгеноспектральные локальные, а также справочная литература по минералогии и петрографии (Бетехтин, 1950; Лодочников, 1974, Рамдор, 1972; Справочник-определитель..., 1988).

Кварц, плагиоклаз, серицит, карбонатные минералы являются основными нерудными минералами. В подчиненном количестве или редко отмечаются глинистые минералы, хлорит, пироксен, амфибол. Из аксессуарных минералов установлены циркон, монацит, апатит, ильменит, рутил и др.

Преобладает вкрапленная текстура руд. Редко отмечаются прожилковая, гнездовая текстура рудных минералов. В сильно окисленных разновидностях текстура рудных минералов каемчатая, сетчатая, порошковидная. Структура руд в основном тонко-, мелкозернистая. Кристаллы рудных минералов гипидиоморфнозернистые, реже идиоморфные, ксеноморфные.

Содержание рудных минералов в описанных аншлифах колеблется в широких пределах: от единичных зерен до 15-20%. Преобладают аншлифы с содержанием рудных минералов 1-5%.

Рудные минералы представлены в основном пиритом, арсенопиритом. В подчиненном количестве или часто, в единичных зернах отмечаются халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит, Марказит, пирротин, акантит, шеелит, полибазит, гессит, тетрадимит, бурнонит, халькостибит, медь самородная, железо самородное, NiFe соединение. В зоне окисления преобладают гидрооксиды железа и мышьяка (гетит, лимонит, скородит). Состав установленных минералов завершен рентгеноспектральным локальным анализом и сканирующей электронной микроскопией.

Содержание рудных минералов в описанных аншлифах колеблется в широких пределах: от единичных зерен до 15-20%. Преобладают аншлифы с содержанием рудных минералов 1-5%. Рудные минералы представлены в основном пиритом, арсенопиритом. В подчиненном количестве или часто, в единичных зернах отмечаются халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит, Марказит, пирротин, акантит, шеелит, полибазит, гессит, тетрадимит, бурнонит, халькостибит, медь самородная, железо самородное, NiFe соединение. В зоне окисления преобладают гидрооксиды железа и мышьяка (гетит, лимонит, скородит).

Преобладает вкрапленная текстура руд. Редко отмечаются прожилковая, гнездовая текстура рудных минералов. В сильно окисленных разновидностях текстура рудных ми-

нералов каемчатая, сетчатая, порошковидная Структура руд в основном тонко-, мелкозернистая. Кристаллы рудных минералов гипидиоморфнозернистые, реже идиоморфные, ксеноморфные (рис. 1-2).

Таблица 1

Минеральный состав руд месторождения Янги-Казган

Распространение	Основные пороодообразующие и метасоматические	Рудные гипогенные	Гипергенные
Широко-распространенные, часто встречающиеся	Кварц, плагиоклаз, серицит, карбонат железистый	Золото самородное, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, антимонит	Гидроксиды железа (лимонит, гетит), кородит, глинистые минералы
Средне-распространенные, (распространенные локально)	Амфибол, хлорит, кальцит, графит, пироксен	Марказит, пирротин, акантит, шеелит, полибазит, гессит, тетрадимит, бурнонит, халькостибит, медь самородная, железо самородное, NiFe-соединение	барит, целестин
Акцессорные минералы	Циркон, монацит, апатит	Магнетит, ильменит, рутил	

Пирит является одним из основных рудных минералов. Содержание варьирует от единичных зерен до 4,5%, иногда более. Размеры зерен преобладают 0,0п мм и редко 0,п мм. Форма зерен кубическая, пентагон-додекаэдрическая (сохранились фрагменты), ксеноморфная, угловатая. Отмечается в виде тонких вкраплений, гнездовых скоплений, прожилок. Тесно срастания пирита с арсенопиритом (пирит-арсенопиритовая парагенетическая минеральная ассоциация), халькопиритом (рис. 1-2). В пирите часто встречаются включения золота самородного, галенит, сфалерит, антимонит, халькостибит, бурнонит. В зоне окисления пирит замещается гидроксидами Fe (гетитом, лимонитом).

Арсенопирит ($FeAsS$) отмечается в количестве до 0,п -1 % в исходных пробах и более 1-5% в концентратах. Размеры зерен 0,0п мм и реже 0,п мм. Форма зерен удлиненная, клиновидная, ромбовидная, ксеноморфная. Отмечается в ассоциации с пиритом (рис. 2), но в основном находится в свободном виде. В зоне окисления по нему развивается скородит.

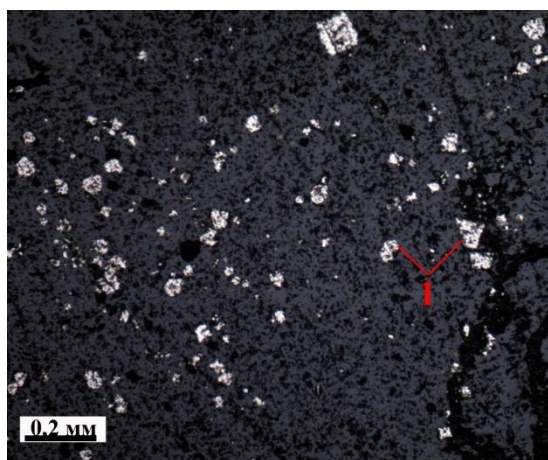


Рис. 1 Тонкозернистые вкрапления пирита (1)

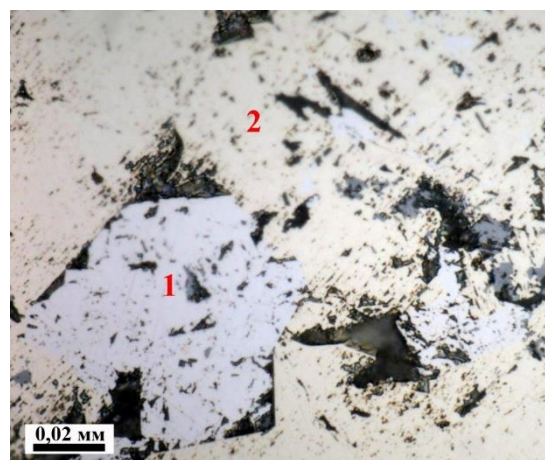


Рис. 2 Срастание пирита (2) и арсенопирита (1)

Золото самородное является основным ценным минералом в составе руд. Обнаружено в виде свободных зерен концентратах гравитообогащения (рис. 3). Форма золотинок разнообразная – удлиненная, ксеноморфная, точечная. Золото отмечается в свободном виде, а также в виде тонких включений (тогкодисперсий) в пирите, As-пирите, арсенопирите (рис. 4). Отмечаются сростки золота с антимонитом, халькоститом.

В зоне окисления золото связано, в основном, с вторичными минералами сульфидов (гидроокислы железа, ярозит, скородит), образующих агрегатов бурого цвета различных оттенков по плоскостям трещин, в основной массе окисленных пород и в кварцевых прожилках. Здесь происходит укрупнение золотинок и перераспределение свободного золота.

Химический состав самородного золота (по данным рентгеноспектрального локального анализа на сканирующем электронном микроскопе следующий (%): Au от 81,56 до 100 (ср. 94,09); Ag от 1,94 до 18,44 (ср. 5,67). Единичные замеры показали наличие примеси Fe (3,36%).

Форма нахождения золота и серебра установлена рациональным анализом. По данным рационального анализа Au и Ag самородное, в сростках с хлоридами, сульфатами, простыми сульфидами серебра (цианируемые) составляет 53,56% и 55,56% соответственно. Au и Ag ассоциированные с минералами и химическими соединениями Sb и As (кроме арсенопирита и соединений 5 –валентной Sb), сульфосолей Ag (цианируемые после щелочной обработки) составляет 1,47% золота и 0,0 серебра. Au и Ag связанные кислоторастворимыми минералами оксидами железа и марганца цианируемые после HCl обработки составляют золота 15,72% и серебра 3,7%. Au и Ag тонко вкрапленные в сульфидах (пирите, арсенопирите, цианируемые после HNO₃ обработки) составляют золота 12,04% и серебра 37,4%. Au и Ag в кварце, алюмосиликатах и др. кислотонерастворимых минералах составляют 17,21% золота и 3,7% серебра.

Содержание золота в исходной руде и минерализованных рудовмещающих породах колеблется от 0,05 г/т до 4,34 г/т, в среднем по данным анализа 33 проб составляет 1,13 г/т. В концентратах гравитационного обогащения содержания золота достигает 148,26 г/т. В концентратах отмечается золото самородное.

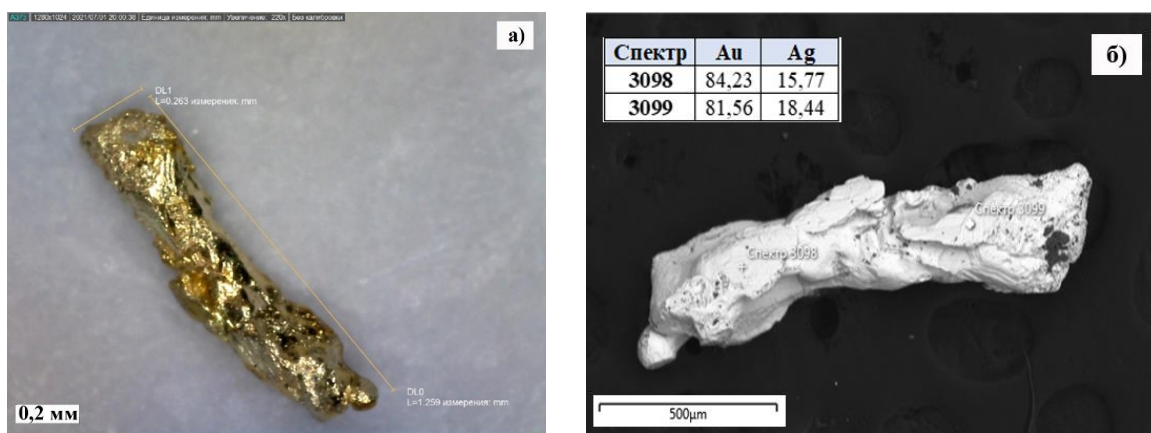


рис. 3. Свободное зерно самородного золота из концентрата. а) фотография под бинокляром; б) в отраженных электронах под СЭМ

Содержание попутных компонентов невысокие. По данным атомно-абсорбционного анализа содержание серебра составляет 0,86-0,88 г/т. По данным ИСП-масспектрометрического анализа в проанализированных 26 пробах содержание серебра составляет 0,116-1,20 г/т. Также отмечаются повышенные содержания висмута до 2,18 г/т, молибдена до 12 г/т, селена до 14 г/т, меди до 316 г/т. также повсеместно установлено высокие содержания мышьяка и сурьмы от рудообразующих элементов.

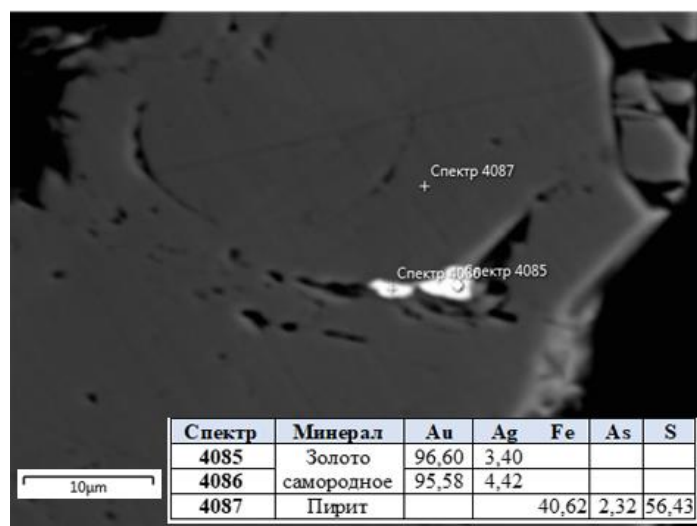


**Рис. 4. Включения самородного золота в пирите.
Фотография в отраженных электронах.**

По вертикальной зональности анализ диаграммы по золоту показал наличие одного пика на глубине 120м. Пик связан с проявлением ранней пирит-арсенопиритовой с золотом парагенетической минеральной ассоциации, судя по диаграмме мышьяка, который имеет повышенные КК 404,9 (на глубине 120 м) -1019,6 (на глубине 240 м), т.е. максимум мышьяка смещен вниз до отметки 240м. КК золота с глубиной понижается до 3,5. Видимо с глубиной до отметки 240 м рудная зона, а дальше мы имеем подрудный срез. До отметки 300м падают КК вольфрама, молибдена, мышьяка, ванадия, свинца. График сурьмы характеризуется устойчивыми высокими КК от 722 в приповерхностной части до 156,7 на отметке 120 м. и 300 на отметке 300м. Повышенные КК сурьмы связаны с проявлением золото-серебряной (сульфосоли серебра) и сурьмяной (антимонит) стадии минералообразования. Поздние кварц-антимонитовые тела пронизывают весь разрез участка.

Относительно повышенные значения КК вольфрама 10.5-11.5 связаны с интервалом 120-240 м. По-видимому, интервал глубин от 0 до 240м соответствует основной рудной зоне, связанной с раннесульфидной стадией. Графики пар элементов отличаются друг от друга. Имеется общая тенденция для золота и мышьяка, а также для As-Ag в отдельных интервалах глубин. В целом, четкой вертикальной зональности не установлено. Распределение элементов по глубинам отвечает стадийности гипогенного минералообразования с проявлением телескопирования.

Установленные минералого-геохимические особенности изученных участков можно использовать при разработке рациональной схемы обогащения руд и изучении аналогичных объектов.

Литература:

1. Айсанов Я.Б., Егоров А.И. Геологическое строение и основные черты минералогии палеозойских образований гор Кульджуктау. Ташкент: ФАН, 1978. 120 с.
2. Бетехтин А.Г. Минералогия. Изд. Геол. литература, М., 1950, 956 с.
3. Лодочников В.Н. Главнейшие порообразующие минералы. Изд. "Недра", М., 1974, 248 с.
4. Рамдор П. М. Рудные минералы и их сростания. Изд. Иностранная литература, 1962, 1132 с.
5. Чвилева Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М., Недра, 1988, 504 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЛОЛАЗОР (АУМИНЗАТАУ)

Сайитов С.С. *, Цой В.Д. *, Жаниев Х.Э. **, Расулов Ш.М. *

**Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз.*

***Даугызтауская ПГРЭ Госкомгеологии РУз.*

Рудопроявление Лолазор расположено в горах Ауминза-Бельтау. В административном отношении оно относится к Кенимехскому району Навоийской области. Изначально объект выявлен под названием перспективная площадь Желтый тюльпан при геолого-съёмочных работах Центрально-Узбекистанской ГСПЭ. Выделено 12 лентообразных параллельно вытянутых минерализованных зон и подсчитаны прогнозные ресурсы до глубины 150 м по категории R_2 средним содержанием 2,5 г/т.

Перспективы объекта установлены по данным минералого-геохимических исследований. Содержание золота в составе руд достигло 6,29 г/т. Положительная корреляционная связь Au с As, Bi, Ag показывает, что рудная минерализация относится к золото-пирит-арсенопиритовой ПМА раннесульфидной стадии и тетрадимит-теллуросмугитовой ПМА золото-серебряной стадии минералообразования. Проявление более поздней ПМА свидетельствует о том, что на глубине ожидается основной рудный срез. Подтверждением чему является установление самородного золота в ассоциации с пиритом и арсенопиритом на глубоких горизонтах [1].

При полевых работах были изучены рудные и минерализованные зоны, вскрытые скважинами, траншеями и канавами. Были отобраны 330 различных проб для дальнейших минералого-петрографических и химико-аналитических исследований. Химический состав руд и рудовмещающих пород изучен полным силикатным анализом. Содержания основных и попутных компонентов определены спектральным полуколичественным, атомно-абсорбционным, рентгенофлуоресцентным, ИСП-масспектрометрическими методами исследований.

Минералого-петрографические особенности руд установлены при описании прозрачных шлифов, полированных аншлифов, минералогического анализа тяжелых фракций сепарации проб-протолок. Форма нахождения основных и попутных компонентов установлена под микроскопом, рациональным анализом, сканирующей электронной микроскопией и рентгеноспектральным локальным анализом.

Метапесчаники, метаалевропесчаники, метапсаммоалевролиты, алевросланцы, филлитовидные сланцы, кварцитовидные породы, метаэффузивы и брекчия являются основными рудовмещающими породами. Все рудовмещающие породы имеют разную степень метасоматического изменения и сопровождаются рудной минерализацией: Во всех изученных типах метасоматически измененных пород, кварцево-жильных образованиях установлены промышленные содержания золота. Поэтому их можно рассматривать как природные типы руд. Их можно представить в виде следующих природных типов руд: 1) кварцево-жильный; 2) метасоматически измененные терригенные и эффузивные породы; 3) окисленный.

Кварц-жильный и следующие метасоматически измененные породы: метапесчаники, метаалевропесчаники, метапсаммоалевролиты, алевросланцы являются более золотоносными. Золотое оруденение в вышеперечисленных образованиях сопровождается в основном прожилковым окварцеванием и рудными минералами (рис. 1-2). Слабой золотоносностью отличаются филлитовидные сланцы и метаэффузивы. Окисленный природный тип руд развивается в зоне окисления по первичным типам руд- кварцево-жильным и метасоматически измененным терригенным породам.

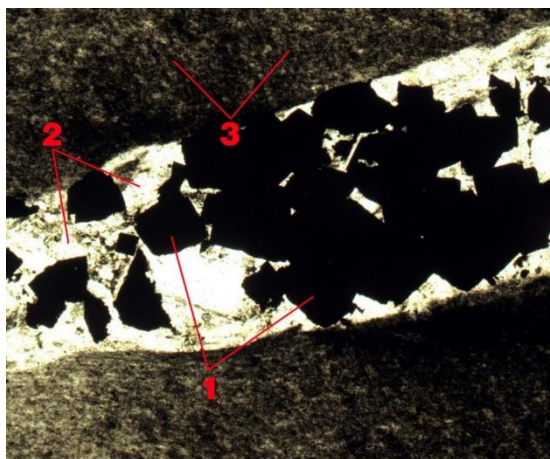


Рис. 1. Кварц-рудный прожилок в филите Ник. ||. 1-рудные минералы; 2-кварц; 3-серицит.

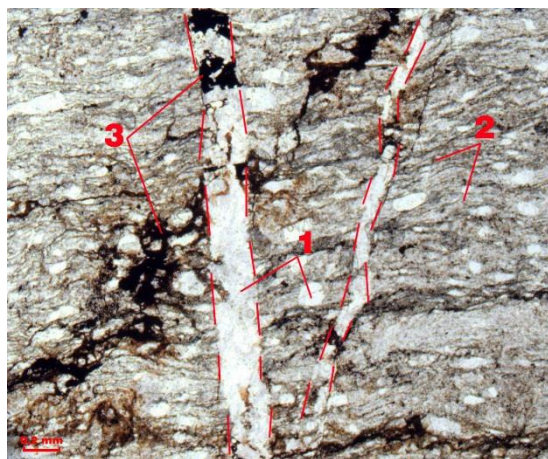


Рис. 2. Метаалевропесчаник с секущими прожилками кварца. Ник ||. 1-кварц; 2-серицит; 3-гидрооксиды железа

Руда и рудовмещающие породы рудопроявления Лолазор силикатного и алюмосиликатного состава. Химический состав руд следующий (%): SiO_2 – 54,19-84,98; $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}}$ – 0,99-11,03; $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{расч})}$ 0,76-8,85; FeO – 0,14-4,22; MnO – <0,01-0,08; Al_2O_3 – 5,01-19,44; CaO – 0,27-5,48; MgO – <0,5-3,78; Na_2O – 0,84-8,14; K_2O – 0,08-3,38; P_2O_5 – 0,01-1,17; $\text{S}_{\text{общ.}}$ – 0,06-5,43; SO_3 – 0,11-8,36; $\text{S}_{\text{с-д. (расч)}}$ – 0,0-5,18; п.п.п.-1,98-9,70; Σ 98,34-101,32; CO_2 – 0,01-3,58; H_2O – 0,06-1,88.

Основными ценными компонентами руд являются золото и серебро. Содержание золота в составе руд и минерализованных породах колеблется в широких пределах и в среднем по 109 анализам составляет 2,05 г/т. Содержание серебра составляет в среднем 0,79 г/т по данным атомно-абсорбционного анализа.

По данным ИСП-масспектрометрического анализа 12 проб руд и минерализованных пород участка Лолазор среднее содержание золота составляет 4,78 г/т, серебра 1,5 г/т.

Содержания остальных элементов не очень высокие или отмечаются повышенные содержания элементов в единичных пробах. Установлены повышенные содержания меди (до 13000 г/т), цинка (8500 г/т), теллура (до 2,1 г/т), селена (до 42 г/т), кадмия (до 170 г/т). По данным ИСП-масспектрометрического анализа 12 проб селен в среднем составляет 14,6 г/т, теллур -0,4 г/т. Содержания остальных элементов не представляют практического интереса в качестве попутных компонентов.

По интенсивности накопления рудогенных элементов (по кларкамконцентраций относительно среднего содержания элемента в земной коре) выделены следующие группы элементов: 1) элементы с низким кларком концентраций (0-0,7 – Ta, Y, Mn, Be, Li, Rb, Nb, Ni, B, Co, Σ РЗЭ, Th, Tl, Sc, Cs, In, Sr, Ti, Zr, Ba); 2) близкларковые (0,8-1,6 – Ga, Pb, Sn, Cr, V); 3) с высоким кларком концентраций (>1,6 – W, Hf, U, ZnMo, Sb, Ag, Cu, Bi, Cd, Se, Te, As, Au; рис. 3).

В свою очередь элементы с повышенными содержаниями на рудопроявлении Лолазор подразделены на три группы: 1) умеренно концентрирующиеся в 1,6-5 раз (в последовательности увеличения кларков концентрации): $\text{W} < \text{Hf} < \text{U}$; 2) сильно концентрирующиеся в 5-40 раз: $\text{Zn} < \text{Mo} < \text{Sb} < \text{Ag} < \text{Cu}$; 3) аномально концентрирующиеся в 40-1112 раз: $\text{Bi} < \text{Cd} < \text{Se} < \text{Te} < \text{As} < \text{Au}$.

При корреляционном анализе установлены положительные корреляционные связи между золотом и серебром, мышьяком, вольфрамом, свинцом, висмутом, которые обусловлены генетическими особенностями и стадийностью минералообразования.

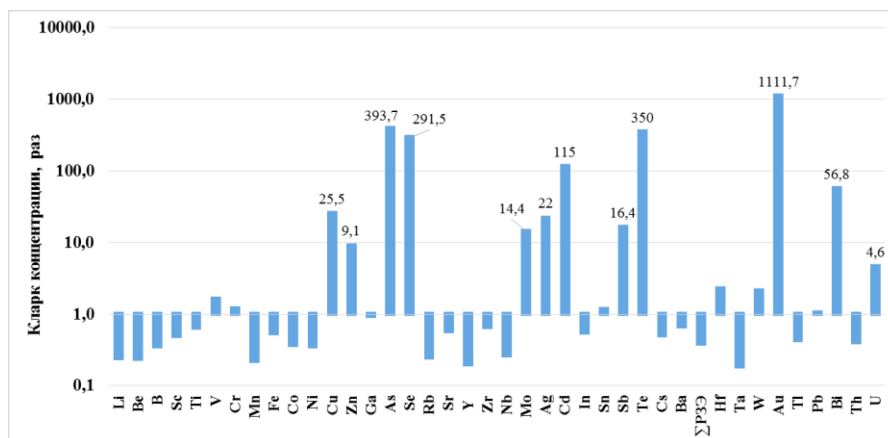


Рис. 3. Кларки концентраций рудогенных элементов в составе руд рудопроявления Лолазор.

Установлены около 50 минералов в составе руд и рудовмещающих пород. Минералы подразделены на группы – широко распространенные, минералы средней распространенности и мало распространенные (табл. 1).

Основными нерудными минералами являются кварц, плагиоклаз, серицит, хлорит, карбонатные минералы. В подчиненном количестве отмечаются биотит, калиевый полевой шпат, углистое вещество, амфибол, пироксен.

В группу главных рудных минералов входят: пирит, арсенопирит, пирротин. В зоне окисления преобладают гидроксиды железа: гетит, лимонит, скородит. Золото самородное, креннерит, серебро самородное, акантит, пираргирит, полибазит, гессит, также были отнесены к главным минералам, так как они являются минералами основных ценных компонентов руд.

Таблица 1

Минеральный состав руд рудопроявления Лолазор

Распространенность	Гипогенные		Гипергенные минералы
	Нерудные	Рудные	
Широко распространенные. Встречаются постоянно	Кварц, плагиоклаз, серицит, хлорит, карбонат	Пирит, арсенопирит, золото самородное, серебро самородное, акантит, креннерит, пираргирит, полибазит, гессит, пирротин	Гидроксиды железа (гетит, лимонит), скородит, барит, целестин, ярозит
Средне-распространенные. Встречаются спорадически	Биотит, углистое вещество, калиевый полевой шпат, амфибол, пироксен	Халькопирит, халькозин, ковеллин, блеклая руда, борнит, марказит, мельниковит-пирит, молибденит, кобальтин, висмутин, галенит, сфалерит, мышьяк самородный, железо самородное	Медная зелень (карбонат меди), псиломелан, куприт, церуссит
Акцессорные	Циркон, рутил, монацит, апатит, турмалин, эпидот	Шеелит, Fe-колумбит, касситерит, магнетит, ильменит, SbSnO, SnCuO соединения	Гематит

В группу минералов со средней распространенности попадают халькопирит, блеклая руда, борнит, марказит, мельниковит-пирит, молибденит, кобальтин, висмутин, галенит, сфалерит, и др.

Структура рудных минералов тонко-, мелкозернистая, идиоморфно-, гипидиоморфнозернистая, в единичных аншлифах неравномерно зернистая.

Текстура руд в основном вкрапленная, реже гнездовая, прожилковая (рис. 4). Вкрапления рудных минералов в основном равномерно распределены по всей площади аншлифов. В основном отмечаются в виде отдельных вкраплений, мономинеральных агрегатов. Часто установлены сростки пирита с арсенопиритом (рис. 5). В зоне окисления сульфидные минералы замещаются гидроксидами Fe и образуют каемчатую текстуру. Часто сохраняются только тонкие реликты сульфидов среди гидроксидов железа.

Золотосамородное установлено в тяжелых фракциях, искусственных брикетах и аншлифах от единичных знаков до >60 знаков. Размер зерен составляет <0,01-3,0 мм. По размеру самородное золото соответствует от тонкодисперсного (<0,01 мм) до крупного (2-4 мм) группам самородного золота по классификации Н.В. Петровской [2]. Процент встречаемости различных размеров золотин: 1-3,0 мм – 33,5%, более 60% от 0,1 до 0,9 мм; остальная часть золотин <0,1 мм.

Форма зерен амебовидная, розетковидная, звездчатая, тонкопластинчатая, серповидная, крючковатая, комковатая, лепешковидная, уплощенная, иногда дугообразная, дендритовидная и др. Цвет от густо желтого до ярко-желтого. Установлено в основном в виде свободных зерен, редко в сростках с кварцем, карбонатом и гидроксидами железа (рис. 6).

В аншлифах золото самородное установлено в виде вкраплений в нерудной массе, пирите, арсенопирите, гидроксидах железа. Также установлены в сростке с основными рудными минералами. Золотая минерализация связана в основном с пирит-арсенопиритовой с золотом парагенетической минеральной ассоциацией раннесульфидной стадии гипогенного минералообразования [3].

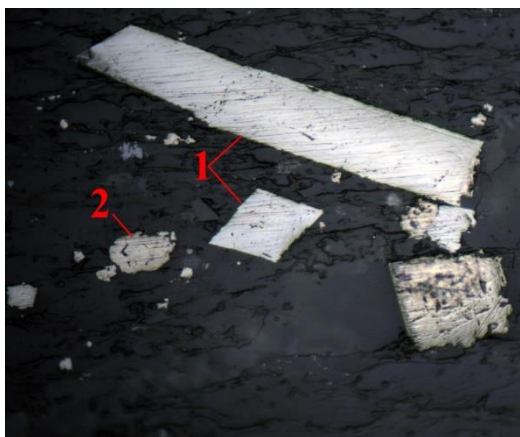


Рис. 4. Вкрапления арсенопирита и пирита. 1-арсенопирит, 2-пирит.

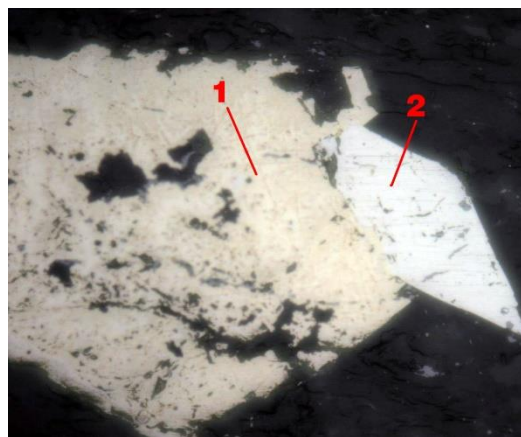


Рис. 5. Сросток арсенопирита и пирита. 1-пирит, 2-арсенопирит.

Химический состав (пробность) самородного золота установлен рентгеноспектральным локальным анализом на сканирующем электронном микроскопе. Состав самородного золота по данным замера 32 золотин следующий: Au 61,12-100,0% (ср. 84,59 %), Ag 5,15-38,88% (ср. 15,41%). Большая часть золотин высокопробная. Содержание золота в самородном золоте распределено следующим образом: 60-70% - 18,8%; 71-80% - 25%; 80-90% - 15,6%; 91-100% - 40,6%.

В результате рационального анализа установлено, что в составе первичных руд количество цианируемого свободного золота и его сростков составляет 48,18% и серебра 44,95%; ассоциированное золото с минералами и химическими соединениями Sb и As составляет 0,91% и серебра не определено, с карбонатами и гидроксидами железа и

марганца золота 10,91% и серебра 16,51%; с сульфидами (пирит, арсенопирит) связано 35,45% золота и 29,36% серебра, в кварце, алюмосиликатах и др. кислотонерастворимых минералах 4,55% золота и 9,17% серебра.

В составе окисленных руд содержание цианируемого свободного золота и его сростков составляет 78,96% и серебра 68,47%; ассоциированное золото с минералами и химическими соединениями Sb и As составляет 4,73% и серебра 4,93%; с карбонатами и гидроксидами железа и марганца золота 4,89% и серебра 6,9%; с сульфидами (пиритом, арсенопиритом) связано 9,79% золота и 15,76% серебра, в кварце, алюмосиликатах и др. кислотонерастворимых минералах 1,63% золота и 3,94% серебра.

В результате проведенных минералогических и химико-аналитических исследований можно заключить, что золото и серебро являются основными ценными компонентами руд. Учитывая геологические и минералогические особенности руд, их закономерности размещения и ассоциации можно заключить, что участок Лолазор относится к золото-кварцевому убого-малосульфидному геолого-промышленному типу золоторудных месторождений. Пирит-арсенопиритовая с золотом парагенетическая минеральная ассоциация раннесульфидной стадии гипогенного минералообразования на участке является основной продуктивной.

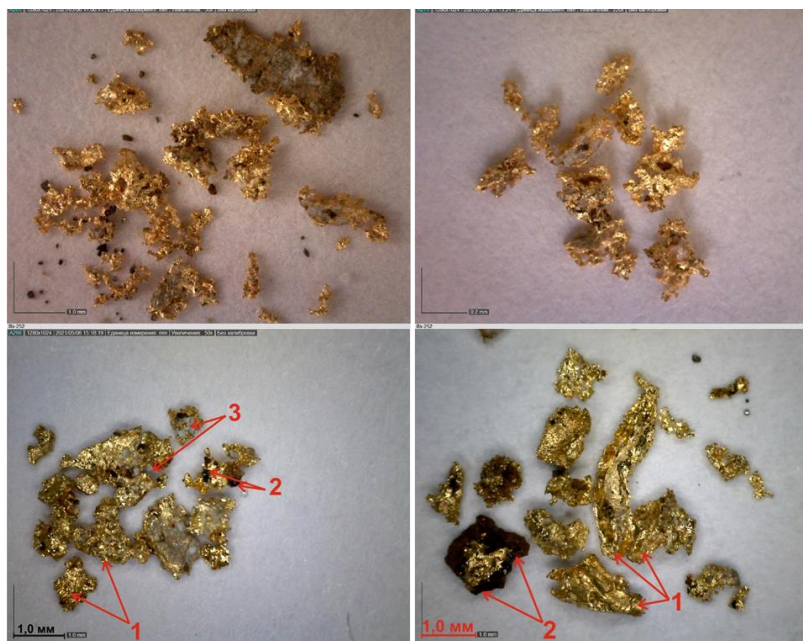


**Рис. 6. Различные формы самородного золота из концентратов рудопроявления Лолазор.
1-золото самородное, 2-кварц, 3-гетит.**

Литература:

1. Сайитов С.С. Перспективы золотого и сопутствующего оруденения в углеродсодержащих толщах гор Букантау и Ауминзатау // автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора философии по геолого-минералогическим наукам (PhD), Ташкент, 2020, с. 48.
2. Петровская Н.В. Самородное золото. Изд. Наука, М., 1973, 347с.
3. Цой В.Д., Королева И.В., Сайитов С.С., Булин С.Е. Стадийность гипогенного минералообразования рудных месторождений Узбекистана и её значение при оценке перспективности разведываемых объектов // Геология и минеральные ресурсы. 2020 г. – № 1. С. 15-18.

САРИДЖОЙ УЧАСТКАСИ ОЛТИН МАДАНЛАШУВИНИНГ МИНЕРАЛ ТАРКИБИ ХУСУСИДА (БЎКАНТОВ ТОҒЛАРИ)

Самандарова Ш. Ю.*

**Х.М.Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

Геологик-қидирув ишларида фойдали қазилма конларидаги маъданли зоналарнинг минералогик таркибининг хусусиятларини аниқлаш соҳа тадқиқотларининг муҳим қисми ҳисобланади. Шу сабабдан янги қидирув майдонларида турли тоғ жинслари ва маъданларнинг минералогик-петрографик тавсифни аниқлаш алоҳида аҳамиятга эга. Ушбу асослардан келиб чиқиб, қуйида Бўкантов тоғининг шарқий қисмида жойлашган Сариджой истиқболли майдонидан олинган намуналарни тадқиқот натижалари келтирилган.

Тадқиқ қилинаётган Бўкантов тоғлари Тянь-шан бурмаланган-ороген камарининг шимолий-ғарбий қисмида жойлашган бўлиб, Марказий Қизилқумнинг алоҳида моддий ва таркибий қопламалари билан чегараланган [1,2]. Букантав тоғларининг марказий қисми геологик тузилиши мезозойгача бўлган чўкинди, чўкинди-метоморфик ва магматик жинсларни ўз ичига олиб, бурмаланган пойдевор ҳосил қилади. Тоғликлар ва ён баландликларини палеоген, бўр ва неоген тизимлари тоғ жинсларидан ташкил топган бўлиб, кўплаб қисми тўртламчи давр ётқизиклари билан қопланган. Мезазойгача бўлган комплекс таркибига юқори протерозой ва қуйи палеозойнинг вулканоген-терриген кремнийли, карбонат ва терриген ҳосилалари кембрий ордовик ва силурнинг терриген ва карбонат жинслари, пастки девон - ўрта карбон, ўрта карбон вулканитли терриген қатламлари киради.

Сариджой участкасидан олинган намуналарни асосан магматик ва метоморфик тоғ жинслари ташкил қилади - диорит, сиенит, углеродли сланецлар ҳамда алевросланецлардан иборат.

Олинган намуналар МБС-8 бинокуляр остида ўрганилиб сулфид минераллари кўпроқ диоритларда ва углеродли сланецларда учраганликлари аниқланди. Сулфид минераллари асосан ўрта ва майда донадор, томирли ҳамда уюм кўринишида учрайди. Ўрганилган намуналардан шаффоф шлиф ва аншлифлар тайёрланиб Nikon “ECLIPSE LV100N POL” микроскоп остида ўрганилиб намуналар таркибини ташкил қилган асосий жинс ҳосил қилувчи минераллар - кварц, К-Na ва Na-Ca ли дала шпатлари, слюдалар, карбонатлар, хлоритлардан иборат эканлигини аниқланди.

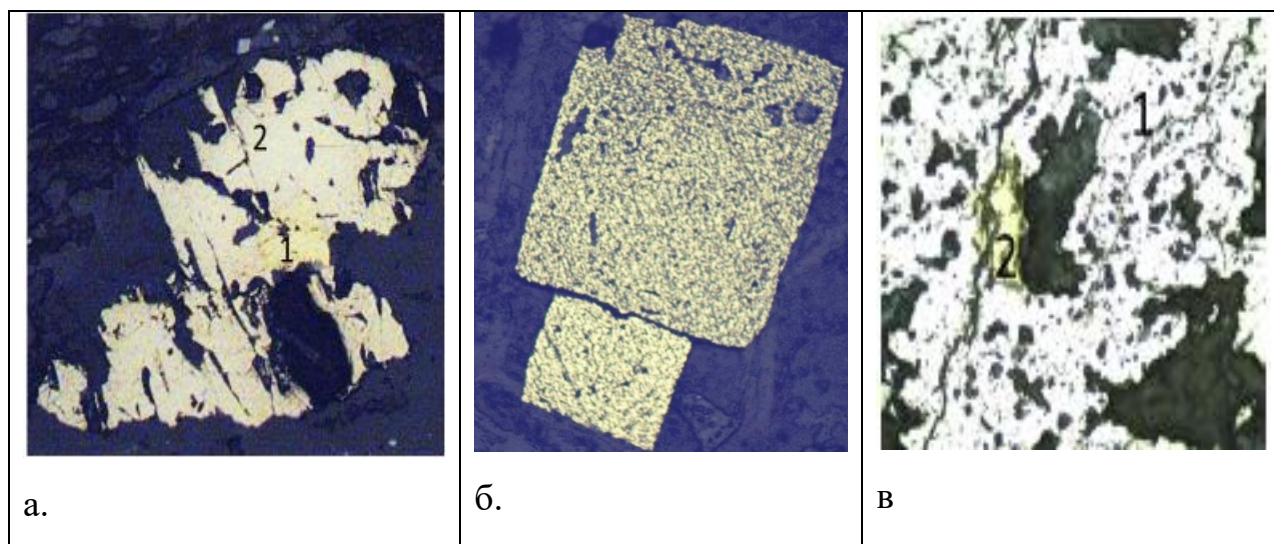
Асосий маъдан ҳосил қилувчи минераллардан - пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит ва блеклая руда; соф холда – олтин учрайди.

Пирит ушбу намуналарда уч хил морфологик шаклда келади. Намуналарда асосан етакчи бўлиб пирит I ва пирит III, кам ҳолларда пирит II кристаллари учрайди. Пирит I – идиоморф структурали бўлиб, учбурчак ва тўртбурчак кўринишларда учрайди. Пирит II – гипидиоморф структурали бўлиб, пентагон-додекаэдрсимон шаклда. Пирит III – ксеноморф структурали бўлиб, ноаниқ шакл ва томирсимон кўринишларда учрайди.

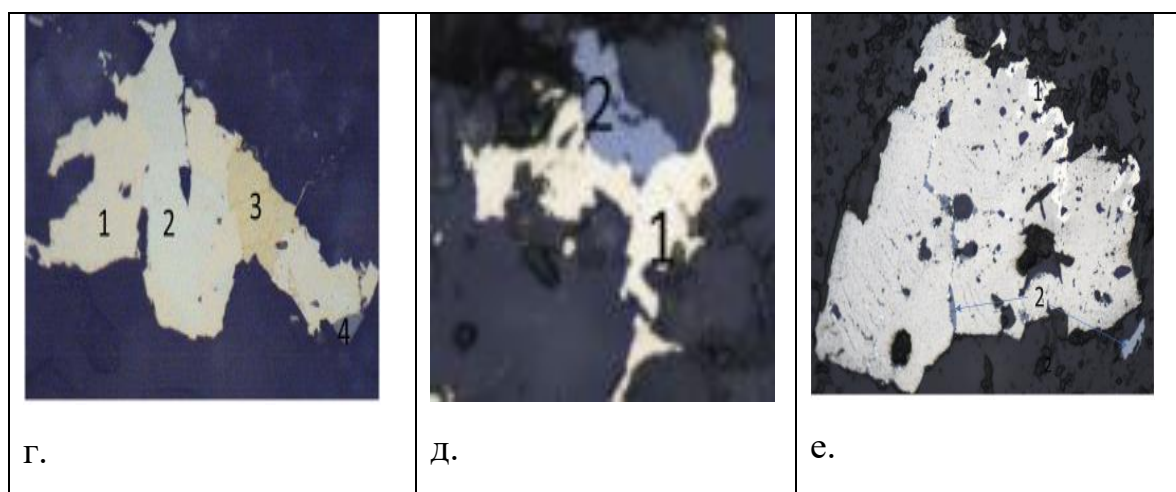
Хулоса: Сариджой участкасидан олинган намуналарни асосан магматик ва метоморфик тоғ жинслари ташкил қилади. Ушбу намуналар диорит, сиенит, углеродли сланецлар ҳамда алевросланецлардан иборат.

Асосий маъдан ҳосил қилувчи минераллардан - пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, хира мадан, камроқ – соф олтин учрайди.

Жинс ҳосил қилувчи минераллар - кварц, К-Na ва Na-Ca ли дала шпатлари, слюдалар, карбонатлар, хлоритлар.



Расм 1. а. Соф олтин (1), халькопирит (2) минералида баргсимон кўринишда ўсимта ҳосил қилган. Халькопирит ноаниқ шакл кўринишини ҳосил қилган. Ўлчамлари: олтин- 0,02мм; халькопирит- 0,4мм. Катталаштирилган 200^х. б. Пирит минералининг кубиксимон кўриниши. Ўлчами 2мм.Идиоморф структурали. Катталаштирилган 100^х.в. Пирит (1) минералининг дарзлик чегарасида халькопирит (2) ўсимта ҳосил қилган. Ўлчами: пирит- 3мм; халькопирит- 0,05мм. Иккала минерал ҳам гипидиоморф структурали. Катталаштирилган 100^х.



Расм 2. г. Арсенопирит (2), пирит (1) минерали билан контакт ҳосил қилган бўлиб халькопирит (3), пиритга ўсимта ҳосил қилган ҳамда сфалерит (4) минерали пирит чегарасида жойлашган. Шакл кўриниши пирит- призматик ва ноаник, арсенопирит-призматиксимон, халькопирит- калта призматиксимон, сфалерит кубиксимон кўринишда. Катталаштирилган 200^х.д. Халькопирит (1) ва сфалерит (2) бир-бирининг чегара қисмларида контакт ҳосил қилади. Структураси ксеноморф. Катталаштирилган 200^х.е. Пирит (1) минералини сфалерит (2) копланган.

Адабиётлар:

1. Абдуазимова З.М. Актуальные направления в изучении докембрия Западного Узбекистана. Принципы разработки стратиграфической схемы. // Геология и минеральные ресурсы. - 2002. № 5. - С. 3-15.

2. Абдуазимова З.М., Рахимов А.Д., Абдуллаева Е.Г. Научно-методическое руководство по изучению осадочных и метаморфических образований горно-рудных районов Узбекистана. Т.: ГП «НИИМР», 2016. -416 с.

Фонд материали:

1. Киркунова Л.М. Раздел 6. Оценка перспектив выявления комплексного редкоземельного оруденения и других рудных полезных ископаемых в мезозойских толщах Центральных Кызылкумов (горы Кульджуктау, Ауминзатау, Букантау).

КРИТЕРИИ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Сидорова И.П.*

**Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева Университета геологических наук
Госкомгеологии РУз*

Исследования структуры литосферы являются основополагающим знанием при прогнозе крупных и сверхкрупных месторождений, как для жидких - углеводородов (нефть, газ), так и твердых рудных (золото, серебро, полиметаллы) полезных ископаемых. В обобщающей монографии Артемьевой И.М. [1] даются подробные характеристики и определения сейсмической, термальной, упругой, электрической и петрологической литосферы. Но для каждого региона, в особенности такого сложного, каким является Средняя Азии (частью которой является Узбекистан), представляющего собой конгломерат разновозрастных тектонических блоков, как коллизионно-аккреционного, так и субдукционного характера, имеются свои особенности. Выполненные за последние годы в лаборатории «Строение литосферы» Института геологии и геофизики целенаправленные геолого-геофизические исследования позволили значительно раздвинуть границы наших познаний о глубинном геологическом строении литосферы Узбекистана. По комплексу региональных геофизических данных проводился трехмерный геолого-геофизический анализ поверхностей рельефа, фундамента и Мохоровичича, особенностей строения литосферы, морфологии рудных тел, месторождений полезных ископаемых. Недр Республики Узбекистан, несмотря на многолетние исследования геологов нескольких поколений, еще не открыли свои сокровища до конца. Бурно развивающаяся экономика страны постоянно требует укрепления и расширения минерально-сырьевой базы. Учитывая, что обширные площади страны перекрыты мезозой-кайнозойскими отложениями, становится актуальным внедрение в практику поисково-разведочных работ современных технологий и методик. Развитие геофизических методов поисков полезных ископаемых предопределяет их комплексирование для выявления аномальных геологических объектов, их свойств, и как следствие, нахождение новых критериев локализации месторождений на закрытых территориях.

В пределах Западного Узбекистана площадные структуры представлены блоками, ограниченными глубинными разрывами, через которые осуществляется взаимосвязь нижней и верхней кор. Так, в нижней коре по скоростному разрезу на профилях ГСЗ-МОВЗ Кокпатасский, Тамдынский, Мурунтауский нами выделены зоны «сейсмической прозрачности», интерпретируемые как зоны гомогенизации земной коры при эндогенных процессах [2,3]. На участках сопряжения таких зон с подошвой земной коры граница Мохоровичича не прослеживается геофизическими методами, что указывает на мантийный источник вещества и энергии, инициирующих эндогенные процессы в коре. Результаты плотностного моделирования по разрезам позволяют утверждать, что отрицательные аномалии силы тяжести соответствуют не приповерхностным, а глубинным верхнекоровым неоднородностям земной коры. Зоны разуплотнения в верхней коре являются зонами гранитизации, что подтверждается сопряжением верхнекоровых зон разуплотнения с более

глубинными зонами сейсмической прозрачности. Таким образом, выявленные нами области сейсмической «прозрачности» являются зонами повышенной трещиноватости (разуплотненности), связанной с глубинными тектоническими разломами, служащими проводниками конвективных тепловых потоков и контролирующими положение магматических тел, на поверхности связанных с такими крупными рудными месторождениями как Мурунтау, Кокпатас, Амантайтау и др. Проведенный анализ построенных петролого-геофизических моделей по глубинным профилям ГСЗ-МОВЗ Тамдынский, Мурунтауский, Кокпатасский [3] позволил выявить: 1) большую блочность земной коры, увеличивающуюся в направлении от границы Мохоровичича к поверхности; 2) вертикальное смещение блоков вдоль глубинных разломов, уходящих в мантию; 3) перемещенные в осадочно-метаморфический слой бескорневые блоки гранитоидов, а также наличие кварцево-диоритового и гранито-гнейсового слоев в составе верхней коры; 4) наличие сложной морфологии поверхности верхней границы нижней коры, обусловленной взаимодействием с высокоскоростными блоками.

Дальнейший анализ образования крупных рудных месторождений позволил выделить нам определенные элементы систем тепломассопереноса в качестве дополнительных критериев прогноза, учитывая, что основные критерии были разработаны ранее [4] и приводятся ниже:

1. Нахождение в сфере влияния глубинных мантийно-корневых структур и их пересечений между собой или складчатыми сооружениями.

2. Позиция в пограничных областях (блоках Земли с различной гетерогенностью) по составу, плотности, степени метаморфизма, выраженности в различных линейных, радиальных и кольцевых формах тектонических или тектоно-магматических структур.

3. Ареал длительного и многократного магматизма и соответственно длительность магматических рудообразующих процессов. Например, для мурунтауских и алмалыкских групп месторождений составляет 50-60 млн.лет.

4. Благоприятные геологические и литологические свойства вмещающих пород, их гетерогенность.

5. Приуроченность месторождений к участкам умеренно повышенных мощности (38-40км) земной коры.

6. Наличие участков со слабоположительными магнитными и гравитационными полями, с локальными аномалиями силы тяжести и магнитной восприимчивости, обусловленных проявлением разрывных тектонических деформаций и различных по составу магматических образований.

7. Наличие участков с аномально высокими или повышенными тепловыми потоками и электропроводимостью.

8. Наличие крупных скрытых гранитоидных плутонов.

9. Сильная тектоническая деформированность вмещающих пород.

Критерии прогноза рудных объектов представляют собой формализованные и геометризованные особенности геологического строения, геофизических полей и их трансформант, сейсмических разрезов, и космических снимков, генетически или пространственно связанные с результатами процессов рудообразования. Нами рассматриваются два основных типа трансформного тепломассопереноса [5]: 1) *тепломассоперенос 1-го типа* характеризуется преобладанием перемещения вещества (магм) от границы Мохоровичича к поверхности, проявляется в верхней части земной коры в виде интрузивных комплексов базит-щелочного состава. Области развития пород, являющихся продуктами этих видов магматизма, как правило, повышенной плотности и, поэтому, проявляются в виде положительных аномалий поля силы тяжести; 2) *тепломассоперенос 2-го типа*, характеризующийся образованием промежуточных магматических очагов внутри земной коры и сопровождаемый процессами активной ассимиляции ее вещества, на современном эрозионном срезе может проявляться в виде комплексов диорит-гранодиорит-гранитного состава нормальной или умеренно повышенной щелочности. Возможность картирования

глубинных неоднородностей, связанных с этим типом тепломассопереноса, зависит от многих факторов, обусловленных как контрастностью физических свойств вмещающих по отношению к магматическим комплексам пород, так и степенью ассимиляции вещества.

Два типа систем транскорового тепломассопереноса - 1 и 2 оставляют в земной коре следы, которые часто сохраняются в течение долгого времени и могут фиксироваться в современных геофизических полях. Модель транскорового тепломассопереноса 1-го типа (рисунок 1) представляет собой раструбообразную структуру, характеризующуюся в разрезе зоной сейсмической прозрачности, в целом совпадающей с зоной повышенной плотности. Поскольку данная модель характеризует проявления основного и ультраосновного магматизма, трубообразная структура представляет собой зону высокой концентрации магнеподводящих каналов и других магматических тел, т.е. – зону развития пород, являющихся вмещающими для месторождений соответствующих типов.

Модель тепломассопереноса 2-го типа характеризуется чашеобразной зоной сейсмической прозрачности (рисунок 2), которая в верхней коре практически совпадает с зоной дефицита плотности. Зоны сейсмической прозрачности наблюдаются на сейсмических разрезах как зоны пониженной концентрации сейсмических (отражающих, преломляющих, и т.д.) площадок в разрезе. Увеличение объема флюидов при термальном воздействии сателлитных плюмов, структурные осложнения верхней коры приводят к образованию участков со сверхвысокими пластовыми давлениями. Именно в этих участках происходит выпячивание (поднятие) перекрывающих отложений в рельефе фундамента и образование купольных кольцевых структур в рельефе поверхности. При этом близширотная ориентировка ареала развития кольцевых структур фиксирует фронт продвижения тепломассопереноса, который происходил не сплошным потоком, а в рамках отдельных конвективных ячеек, что нашло отражение в современном фиксируемом тепловом поле и областях метаморфизма.

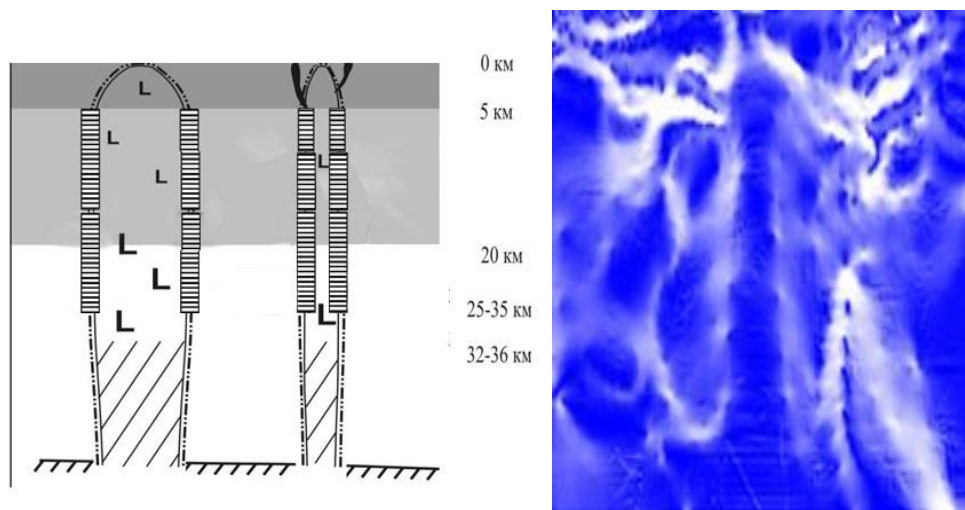


Рис. 1 . Геометрия раструбообразного тела – в качестве примера показана морфология тела по Мурунтаускому профилю

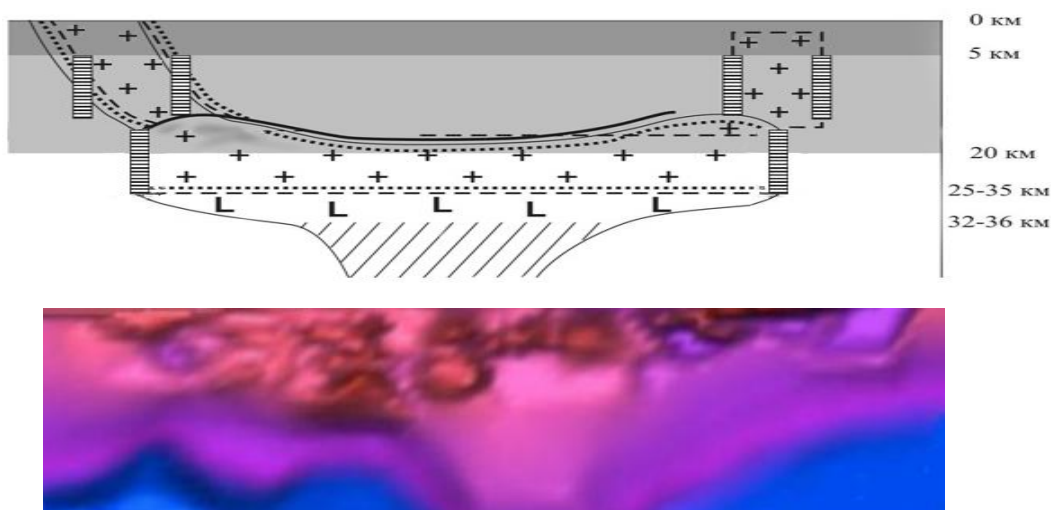
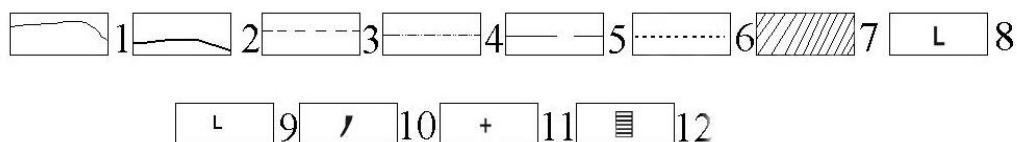


**Рис. 2 Геометрия чашеобразного тела – в качестве примера
показа морфология чашеобразного тела по Тамдынскому профилю**



Условные обозначения:

1-5 - границы элементов глубинного строения систем тепломассопереноса: 1 - зон сейсмической прозрачности; 2 - определенных по результатам линейamentного зондирования; 3 - зон дефицита плотности; 4 – зон повышенной плотности; 5 – по приповерхностным геологическим наблюдениям; 6 – зон аномально низкого соотношения продольных и поперечных скоростей сейсмических волн; 7-12 – интерпретация выделяемых неоднородностей как элементов системы тепломассопереноса; 7 – канал поступления мантийного вещества и тепловой энергии в земную кору; 8 – нижнекоровая область аномальной концентрации магматических очагов основного и ультраосновного состава; 9 – зоны развития интрузий в верхней коре; 10 – карбонатиты; 11 – область концентрации интрузий кислого состава; 12 – зоны максимальных градиентов плотности

Комплексные исследования горнорудных районов Республики Узбекистан, разработка новых прогнозных геолого-геофизических критериев образования крупных месторождений полезных ископаемых способствуют выявлению новых рудоносных площадей и скрытых рудных тел в пределах рудных районов, скрытых под мезозой - кайнозойским осадочным чехлом. Целенаправленные комплексные геолого-геофизические исследования позволили выявить в литосфере Узбекистана ряд площадей с аномальными геофизическими характеристиками и установить корреляционные зависимости между распределением этих объектов и размещением (в плане) месторождений полезных ископаемых.

Согласно Дорожной карте по развитию геологической науки между НГМК и Институтом геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева в период 2023-2024 годы комплексные геофизические исследования на выделенных нами перспективных площадях Западного Тамдытау будут проведены лабораторией «Строение литосферы» в 2023-2024 годах.

Литература:

1. Artemieva I.M., 2012 The Lithosphere. Cambridge University Press, 773pp.
2. Сидорова И.П. Глубинное строение Кызылкумского Рудно-Магматического концентра. Lambert Academic Publishing, 2019, 102с.

3. Сидорова И.П. Перспективные площади рудно-магматических концентров Узбекистана (по геолого-геофизическим данным) // Геология и минеральные ресурсы, №1, 2021, С.30-37.
4. Khamrabaev I.Kh., Sidorova I.P., Kustarnikova A.A. and other. The role of deep Lithospheric structures in the genesis of large and superlarge ore deposits in Uzbekistan: A review // Global Tectonics and Metallogeny. 2003. Vol.8. Nos.1-4. p.151-154.
5. Сидорова И.П., Черкасов С.В. Виды тепломассопереноса в земной коре // Доклады АН РУз. №2, 2012, С.39-42

СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ШЕЕЛИТЕ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Тохиржонов К.О.*, Разиков О.Т.**

** Государственный комитет РУз по геологии и минеральным ресурсам,*

*** Государственное учреждение «Институт минеральных ресурсов» (ГУ «ИМР»)*

Главным промышленным и практически единственным минералом скарново-редкометальных месторождений Западного Узбекистан к настоящему времени является шеелит.

В постмагматических месторождениях Нуратинских, Зирабулак-Зиаэтдинских, Каратюбе-Чакылкалянских гор, шеелит присутствует почти во всех минеральных разновидностях скарновых образований и околоскарновых пород, значительно распространялся в кварцевых жилах и крайне редко встречается в различной степени подверженных изменениям фациях эндоконтакта гранитоидов. В последнее время большие скопления отмечаются в апогранитовых, апометатерригенных измененных породах [1, 2].

Важной геохимической характеристикой распределения элемента вольфрама является то, что среднее содержание само по себе обладает лишь ограниченной информативностью. Скрытой в данном случае остается такая геохимическая особенность распределения элементов, как вариация его содержаний в породе, руде (скарнах), почве и т.д., в том числе и в мономинерале. Не имея в распоряжении оценок о колеблемости содержаний элемента в изучаемом объекте, невозможно познать его геохимические особенности.

Определенный интерес представляют приведенные на примере месторождения Ингичка (как эталон), Койташ, Коратюбе и Яхтон исследования состава шеелитов.

Авторами изучен характер распределения вольфрама и кальция в шеелите, количественные соотношения WO_3 и CaO в минерале от верхних частей скарнового тела до глубоких и во времени от ранних стадий шеелита – Iк более поздним шеелитам – IV, отобранных из различных геолого-структурных позиций и минеральной ассоциации типов руд.

Минералогический отбор проб шеелита проведен по линии падения главной скарново-рудной залежи в пределах непосредственного контакта Зирабулакского, Койташского, Яхтонского и др. интрузивов и составлен минералогический разрез для выявления типов и ассоциации руд.

1. По ранее выделенным генерациям шеелита (I, II, III, IV), были отобраны мономинералы и предварительно изучен химический состав, определены их элементы - примеси и использовано довольно большое количество аналитических результатов многих исследователей [3, 4, 5, 6, 7];

2. Специально изучена минеральная ассоциация и выделены естественный цвет и цвет люминисценции;

3. Систематизирована зависимость изменения цвета минерала от условий образования и стадии их локализации, а также от элементов примесей.

Минералы, отобранные с различных месторождений и горизонтов в указанном интервале погружения рудного тела, были сравнены с шеелитом (эталон), соответствующему по занимаемой позиции средней части рудного тела. При этом минерал-эталон предварительно был проанализирован. Результаты количественных определений по сопоставляемым шеелитам находятся в пределах порога чувствительности прибора.

Растровые картины распределения элементов, снятые в характеристических рентгеновских лучах кальция, указывают на равномерный характер распределения этих элементов в шеелитах независимо от глубины их формирования, фациальной принадлежности и времени образования (рис. 1).

По данным количественных определений рассматриваемых элементов в шеелитах различных стадий и глубин, в стадии минералообразования устанавливается постоянство значения отношений вольфрама к кальцию.

Для шеелитов различных стадий и глубин формирования, те же значения отмечаются и для шеелита разных глубин, но из одной стадии их локализации.

В свою очередь, равномерный характер распределения элементов в шеелите, независимый от глубины и времени формирования, позволяет отметить другое важное обстоятельство: отложение шеелита и рудоносных растворов, обуславливается локальными причинами, что происходит в результате взаимодействия вольфрамонесущих растворов со скарновой средой, где высвобождающийся кальций идет на образование шеелита.

Шеелиты месторождений Западного Узбекистана сравнительно чистые, из элементов-примесей обнаружены: Mo, Bi, Pb, Zn редко Cu, Sr, Sn, Li.

По цветовым признакам среди шеелитов выделяются различные оттенки от светло-желтого до кремовато-желтого оттенком и часто до небесно-голубого цвета. Цвет люминесценции минерала (под УФС-1 при светофильтре с длиной волны 250-400Å) исключительно различные оттенки от бледного, до яркого. Такая особенность цвета люминесценции шеелитов месторождений вероятнее всего обусловлена крайне ничтожным содержанием в нем элементов-примесей и в первую очередь MoO₃, значения которого не превышают тысячных долей % [3].

Шеелит, как было выше отмечено, промышленный минерал, его элементы-примеси изменяются от условия локализации, причем постоянно присутствуют Cu, Pb, Zn, Bi, Sn, Be, Mo, Mn, Ga, реже Ba, Se, Sr, Li, Ag. В вертикальном срезе элементы-примеси в шеелите колеблются содержание Bi, Sn, Вес глубиной увеличиваются, Zn, Pb незначительно уменьшается. Равномерное распределение имеют Cu, Mo, Mn, Ga.

В шеелите –I присутствуют 1-5 г/т Be, Cu; 10-20 г/т Mo, Sn. В нижних и глубоких горизонтах отмечается увеличение Bi до 100 г/т.

Шеелит-II (из шеелит-пирротин-халькопиритовых ассоциаций руд) с глубиной увеличивается содержание висмута от 10 до 100, реже 500 и более г/т, а содержание Mo уменьшается от 100 до 10 г/т в Койташе и отсутствует в Ингичка.

Повышенное содержание элементов-примесей Ba (до 100 г/т) и (60 г/т) отмечено в шеелите из шеелит-галенит-сфалеритовой ассоциации руд. Среди ее содержание элементов-примесей: Ba = 60,24 г/т, Pb = 23,26 г/т, что в 2-3 раза превышает по отношению к другим ассоциациям шеелита. В шеелите из шеелит-галенит-сфалеритовых руд содержание Mo резко понижается и часто отсутствует как примесь в шеелите.

Шеелит-III от 1 до 10 г/т Be, Pb, Ga, реже La, Li, J, от 10 до 100 и более г/т, Sn, Mn, Mo. В шеелите-III из результатов статистических анализов отмечено высокое содержание элементов-примесей Be, Sn, которое с глубиной увеличивается.

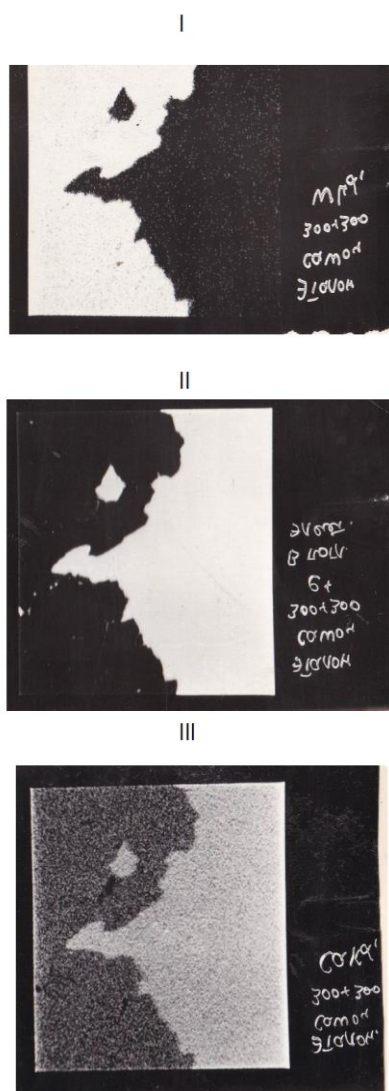


Рис. 1. Растровые картины распределения (300х300 МКМ)
Вольфрам (I), кальция (II), в сростании шеелита с
кальцитом
(светлая фаза (III)).
по результатам изучения на микрозонде MS-46

Таблица 1. Состав шеелита (в %)

Химический состав	Состав шеелита (в %)				
	Эталон состав шеелита	по В.Ф.Барабанову 1992 [4]	по А.Х.Баймухамедову 1982 [7]	по В.В.Королевой 1979 [3]	по О.О.Бобожанову, М.И.Исмаилову 1996 [5, 6]
WO ₃	80, 01	65,02-80,17	77,15-80,36	77,08-81,03	62,03-74,45
CaO	19,4	21,07-19,79	21,84-19,36	20,08-17,89	23,02-19,26
Прочие элементы	0, 59	0,01-11,77	0,08	0- 0,065	0,14- 1,72

Таким образом, исходя из вышеизложенного необходимо отметить, что изменение элементов-примесей в шеелите зависит от минеральной ассоциации типов руд и стадийности их образования. Содержание элементов-примесей Bi, Mo уменьшается и увеличивается Ba, Pb с глубиной (т.е. от шеелита (I) ранней стадии к шеелиту (III) поздней стадии). Цвет шеелита зависит от стадии образования и минеральной ассоциации руд, шеелит –I в ранней стадии более светлый, чем шеелит -III поздней стадии медово - желтого цвета, за счет увеличения элементов-примесей в шеелите.

Литература:

1. Razikov O.T. Conditions of localization and regularities of location of tungsten minerals zerafshan-alay metal belt (Central Asia) // International Engineering Journal For Research & Development / Vol.6 Issue 1. January 2021 pages: 1 - 8 /Impact Factor SJIF: 7.169.
2. Джураев М.Н., Тураев Т.Н. Новые типы вольфрамового оруденения Каратюбе-Чакылкалянского рудного района // Горный вестник Узбекистана. – Навои, 2017.- №3.стр.63-67.
3. Королёва Н.Н., Романенко Д.Я. Типоморфные особенности шеелитов Средней Азии. - Ташкент, Зап.узб.отд. ВМО, изд-во «Фан» УзССР, 1976, вып, 29, стр.3-5.
4. Барабанов В.Ф. К геохимии вольфрама. // В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. - Л., изд-во ЛГУ, 1971, вып. 2, стр.11-35.
5. Бабаджанов А.А., Смирнова С.К. и др. Разработка минералогических моделей формирования крупных золоторудных и редкометальных месторождений Узбекистана как научная основа прогнозирования полезных ископаемых. Ташкент. Фонды ИГГ АН РУз. 2007. 219 стр.
6. Исмаилов М.И. Минералого-генетические и геохимические особенности скарново-редкометальных месторождений. - Ташкент, изд-во «Фан» УзССР, 1975, 184стр.
7. Баймухамедов А.Х. Закономерности локализации оруденения в скарново-шеелитовых месторождениях Чакыл-Калянских гор и некоторые критерии оценки их перспектив (Юго-Западный Узбекистан). Автореферат канд. дисс. Ташкент, 1982, 29стр.

ОСНОВНЫЕ И ПОПУТНЫЕ РУДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕБИНБУЛАК

Тошпулатов Ш.Т.*

**ГУП «Регионалгеология»*

Тебинбулакское месторождение является наиболее крупным железорудным объектом на территории Узбекистана. Оно расположено на территории Караузякского района в северо-западной части горной системы Султанувайс, на правом берегу реки Амударьи. Учитывая его благоприятные экономические условия (непосредственная близость железной дороги, магистральных газопроводов, водоводов, ЛЭП, наличие свободной рабочей силы, возможность открытой разработки по безотходной технологии), оно рассматривается как реальная сырьевая база металлургического производства и строительных материалов.

По своим петрологическим и минералого-геохимическим особенностям, типу, характеру и масштабности оруденения Тебинбулакское месторождение весьма сходно с Качканарским, Гусевогорским и другими подобными месторождениями Урала (1, 2), которые успешно разрабатываются в настоящее время.

Тебинбулакское месторождение титаномагнетитовых руд пространственно и генетически связано с одноименным сложно-дифференцированным перидотит-пироксенит-габбровым интрузивом, который расположен в зоне Урусайского субмеридионального глубинного разлома.

Тебинбулакский массив представляет несколько ассиметричное эллипсоидально вытянутое с юга на север тело, размером 4,5х1,8 км. Его западный и восточный контакты падают навстречу друг другу под углами 65-70 градусов на восток и 80-85 градусов на запад соответственно. В его составе преобладают ультраосновные породы: пироксениты, тебениты, горнблендиты, перидотиты (около 80-90% от площади интрузива), породы основного состава (8 %) представлены, главным образом, роговообманковыми габбро и габбро-сиенитами джамансайского комплекса (до 3%).

В составе комплекса выделяются две фазы. Первая фаза представлена мелко- и среднезернистыми пироксенитами, роговообманковыми пироксенитами, тебинитами, пироксеновыми горнблендитами, горнблендитами (около 87% площади интрузива), а также перидотитами (верлитами, шприсгеймитами) и оливковыми пироксенитами (около 2%). Перидотиты в наиболее крупных телах тяготеют к западной эндоконтактной зоне, в мелких выходах встречаются по всей площади массива.

Горнблендиты, тебиниты и рудные пироксениты по содержанию SiO_2 (35-43%) близки перидотитам, характеризуются повышенной (1,5-4%) щелочностью с резким преобладанием Na_2O над K_2O и обладают повышенной железистостью, связанной с присутствием титаномагнетита.

По наблюдениям предыдущих исследователей сложные взаимоотношения между породами комплекса связаны с широким развитием приконтактных изменений в местах внедрения сиенитов и монзонитов пермского джамансайского комплекса.

Вторая фаза представлена мелко-среднезернистыми пироксен-роговообманковыми, роговообманковыми габбро и лейкогаббро (8% площади интрузива). Жильные породы состоят из крупно- и грубозернистых габбро-пегматитов. Габброиды второй фазы развиты в центральной и юго-западной частях, а также вдоль восточного контакта интрузива. Габбро-пегматиты образуют неправильные участки и вытянутые полосы среди габбро и горнблендитов. Перидотиты и безрудные пироксениты отличаются от типовых пород пониженной щелочностью и большей меланократовостью. Содержание SiO_2 в пироксенитах 45-50%, а количество щелочей не превышает 1%. Для них характерны небольшие содержания Al_2O_3 , пониженные $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, повышенные MgO , CaO , повышенные содержания титана, железа и ванадия. Однако, габбро отличается слабо повышенной щелочностью (5%) и пониженной магнезиальностью.

Петрологические и минералогическо-геохимические особенности пород комплекса позволили В.В.Баранову (2, 3) отнести их к производным габброидной (базальтовой) магмы и сопоставить Тебинбулакский массив с дунит-пироксенит-габбровыми интрузиями Уральского платиноносного пояса.

Тебинбулакское месторождение включает комплексные ванадийсодержащие титаномагнетитовые руды и другие полезные ископаемые.

Рудная минерализация представлена вкрапленностью титаномагнетита, частично замещенной гематитом и редко вкрапленностью сульфидов среди которых преобладает пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит отмечаются в виде единичных зерен.

Метасоматические процессы представлены амфибололизацией пироксена, хлоритизацией амфибола, эпидотизацией амфибола, полевого шпата, отмечена слабая карбонатизация полевого шпата, амфибола.

В расслоенных породах Тебинбулакского интрузива широко распространены: железо, титан, ванадий, медь, платина, хром, никель, кобальт, цирконий, скандий, марганец и стронций. Реже встречается свинец, цинк, золото, скандий, галлий, палладий и совсем редко радий, бериллий, иттрий, иттербий, молибден и олово.

С породами интрузива связана титаномагнетитовая и платино-золото-сульфидная минерализация. Вдоль западного и восточного эндоконтакта встречаются субмеридиональные зоны вермикулитовой минерализации, а вдоль восточного отмечаются несколько мелких проявлений марганца (родонит).

Но наибольший интерес представляет титаново-магнетитовая минерализация. Обычно зоны жильково-вкрапленного оруденения образуют крутопадающие полосы меридионального направления, из которых наиболее изучена западная зона, прослеженная с поверхности на 2500 м при мощности от 100 до 400 м. Рудная минерализация установлена до глубин 500 и более метров. Зону эту слагают преимущественно вкрапленные руды (до 97%) с содержанием титаномагнетита в них 10-20%, с примесью пирита и пирротина и халькопирита (до 1%). Вкрапленность титаномагнетита неправильной, изометрической формы размером 0,1-2 мм, иногда 5-7 мм, развивается по границам нерудных минералов,

заполняя пространство между ними. Реже встречаются густовкрапленные руды, состоящие на 50-60% из рудных минералов, которые содержат: магнетит (92-95%), ильменит (3-5%), халькопирит (0,5-1%), гематит (0,5-2%). Титаномагнетит равномерно распределён по породе, заполняя промежутки между зёрнами породообразующих минералов. Размер зёрён 0,3-3 мм. Руды такого типа образуют отдельные обособления во вкрапленных рудах, а также встречается среди секущих жил. Жилы массивных титаномагнетитовых руд встречаются в центральной части Западной рудной зоны, реже в северной её части и на востоке интрузива. Простираение жил, как правило, субмеридиональное, реже северо-западное, в северной части массива северо-восточное, иногда они расходятся веером.

В длину жилы прослежены на 20-114 м, при мощности 0,2-3,0 м. Рудные минералы в них составляют 85-95% и представлены главным образом среднезернистым (0,5-2 мм) агрегатом изометрических выделений титаномагнетита с единичными включениями сульфидов.

Из легирующих кроме титана и ванадия содержатся марганец (0,22-0,33%), пробирным анализом обнаружены платина (0,02 г/т) и следы золота, серебра и палладия.

Среди рудных минералов, установленных в титаномагнетитовых рудах, преобладает магнетит (80-95%) с тонкими пластинчатыми сростками ильменита (3-15%) и гематита. Текстура руд в основном вкрапленная, реже шлировая и массивная. Структура – гипидиоморфно-аллотриоморфно-зернистая и сидеронитовая.

Титаномагнетит представлен отдельными зёрнами и их сростками размером от 0,1-1,5-5 мм, шлировые скопления до 10-20 см в поперечнике. Размер вкрапленников прямо зависит от зернистости пород.

Характерными элементами - примесями для титаномагнетитов из Тебинбулака являются титан, ванадий, марганец, медь, никель и хром, постоянно присутствует галлий (до 0,008%). Содержания магния, алюминия, железа сопоставимы с данными по Качканарскому массиву. Несколько повышено содержание двуокиси титана (5,5% против 4,9%) и пятиокиси ванадия (0,65% против 0,44%). Из вредных примесей установлены: сера, фосфор, мышьяк, цинка, свинец. Содержания большинства из них не превышают норму.

Общий баланс железа складывается из железа магнетитового, гематитового, сульфидного, окисного, карбонатов, легкорастворимых силикатов, труднорастворимых силикатов. Основным рудообразующим минералом является магнетит. По химическому составу магнетит характеризуется повышенным содержанием железа. Помимо собственно магнетита в пробе присутствуют разновидности: магномагнетит и титаномагнетит. Кроме магния и титана, в магнетите отмечаются непостоянные примеси кобальта, ванадия, алюминия и марганца.

С экономической точки зрения геологические запасы титаномагнетитовых руд месторождения Тебинбулак составляют более 2,9 млрд. тонн, в т.ч. промышленные запасы в проектном контуре карьера 1,057 млрд. т, с содержанием железа общ. 13,2%, в т.ч. магнетита – 6,8%, титана -2-3%, ванадия - 0,15%.

В последние годы (1, 4, 5) в рудах Тебинбулакского месторождения установлен и изучен наиболее ценный попутный компонент - редкий металл скандий. Скандий при обогащении титаномагнетитовых руд в основном скапливается в силикатных хвостах обогащения руд, представленных пироксеном (диопсид) и роговой обманкой, в которых его содержание составляет до 110 г/т.

В 2020-2021 гг. ГП «ИМР» проведены технологические исследования и разработана технологическая схема переработки хвостов обогащения титаномагнетитовых руд месторождения Тебинбулак с получением скандиевого концентрата (1). Проведены исследования по агитационному выщелачиванию проб хвостовобогачения титаномагнетитовых руд месторождения Тебинбулак после измельчения до крупности -0,074 мм 100%. Состав продуктивного раствора, мг/л: Sc – 5-8, Ca – 0,3-0,4, Fe – 6-8, Mg – 5-7; Na – 0,5-0,7, Ti – 0,7-0,9, H₂SO₄ – 90-100. Определены оптимальные условия экстракционного извлечения скандия из продуктивных растворов выщелачивания хвостов. В результате экстракции скандия

в оптимальном режиме на экстракционном каскаде типа смеситель – отстойник при продолжительности 625 часов подтверждена эффективность процесса с получением соответствующих данных по извлечению, коэффициенту разделения, насыщению экстракта скандием.

При годовом объеме переработки 30 млн.т. руды, ежегодно образуется до 22,5 млн.т. силикатных хвостов, в которых содержится более 2400 т скандия. Если обеспечить даже 50% извлечение скандия из силикатных хвостов, это будет равняться по рыночной стоимости более 4,0 млрд. долл. (4).

Таким образом, даже при небольших запасах и содержаниях титаномагнетитовых руд при извлечении попутных компонентов (скандия, ванадия, платиноидов, золота), а также нерудных хвостов (по безотходной технологии) месторождения Тебинбулак может быть высокорентабельным для отработки.

Литература:

1. Алимов Р.С., Содиков Ф.С. Извлечение скандия из хвостов обогащения титаномагнетитовых руд месторождения Тебинбулак /Актуальные вопросы геологии, инновационные методы прогнозирования, добычи и технологии обогащения полезных ископаемых/Материалы Международной научно-практической конференции/. Ташкент, ГУ «ИМР», 2022 г. С 288-289.
2. Баранов В.В., Кромская К.М. Новые данные о Тебинбулакском титаномагнетитовом месторождении (качканарского типа) в Султануиздаге / «Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей/, Тез. докладов VIII Всесоюз. металлогенического совещания, Свердловск, 1976. С 30-32.
3. Баранов В.В., Кромская К.М., Висьневский Я.С. Габброидные комплексы западной части Южного Тянь-Шаня и их минерогения. Ташкент, Фан, 1978. С. 70-102.
4. Исламов Б.Ф., Рустамов А.И., Цой В.Д., Сайитов С.С. Перспективы скандиеносности титаномагнетитового месторождения Тебинбулак // Вестник геонаук. - 2021. - № 3. - С. 21-26.
5. Тошпулатов Ш.Т., Боёнов Д.Т., Шакасимов Ш.Ш. и др. Черные металлы (железо, хром, титан) – основной рудный потенциал гор Султанувайс /Совершенствование поисков, оценки и разведки месторождений полезных ископаемых/, ГП «Каракалпакская ГСПЭ», Ташкент 2017.

ВЫЯВЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ, СВЯЗАННЫХ С УРАНО- ВЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ КАК ИННОВАЦИОННОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ УРАНОНОСНОСТИ ПЛОЩАДИ

Турсунметов Р.А.* , Жўраев Ш.И. , Оловов Х.Х.*** , Сабилов С.С.*****

**ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»*

***Госкомгеологии Республики Узбекистан*

****АО «Уранредметгеология»*

Изучение магматических тел в целях оценки ураноносности территории в пределах Центрально-Кызылкумской урановорудной провинции является весьма актуальной задачей. Для обнаружения урановых оруденений зона пластового окисления (ЗПО) служит в качестве сквозного поискового критерия. При изучении этого признака требуется бурение большого числа скважин. Геохимические факторы при установлении наличия урана на практике использовались в недостаточной степени. До сих пор не установлен источник рудонесущих потоков, хотя во многих работах подчеркивалась связь уранового оруденения с магматическими породами при их формировании. В этом аспекте можно отметить результаты моделирования процесса гидротермального выщелачивания урана и его спут-

ников из гранитов и гранодиоритов, которые можно считать источниками урана и его элементов-спутников. При этом установлено (Шмариович 1991г.), что, в большинстве случаев, они характеризуются отрицательными геохимическими аномалиями по урану. Такие утверждения характера поведения геохимического поля подкрепляются результатами других исследований. На основе анализа и последующего обобщения результатов многолетних исследований установлено, что магматические тела, там, где происходит гидротермальное выщелачивание, характеризуются относительно повышенными значениями плотности пород и в то же самое время низкими значениями магнитной восприимчивости этих пород. Подобное поведение вышеотмеченных физических свойств магматических тел вызывается следующими обстоятельствами. При магматической активизации происходит гидротермальное выщелачивание пород, которое мигрируется по тектоническим нарушениям. В результате чего происходит выпадение полезных компонентов, в том числе и урана. Процесс остывания магмы приводит к уплотнению среды, в результате чего происходит повышения плотности пород в целом.

С другой стороны, выпадение полезных компонентов из магматического очага приводит к снижению магнитной восприимчивости магматического тела в целом. Таким образом магматические тела ведут себя, как сжимающееся массы, в которых действуют касательные напряжения, способствующие образованию положительных зарядов. Эти заряды, в свою очередь, способствуют развитию выщелачивания с последующим выделением отдельных компонентов. Следовательно, магматические тела, характеризующиеся установленными свойствами горных пород, отмечаются локальными аномалиями (положительной гравитационного поля и отрицательной геомагнитного поля).

Поэтому в целях выявления магматических тел, служащих источниками уранового рудоносного потока, изучается поведение как гравитационного, так и геомагнитного полей. Если магматическое тело отмечается положительной аномалией гравитационного поля, то направление сноса рудонесущих потоков отмечается монотонным снижением данного поля. А место локализации уранового оруденения отмечается градиентными изменениями гравитационных и геомагнитных полей. Подобное градиентное изменение гравитационно-геомагнитного поля вызвано своеобразным строением рудолокализирующей структуры, так как указанная структура состоит из двух блоков, различающихся по плотности пород.

В целом, в описанной зоне наблюдается инверсия физических свойств горных пород. Причем к разуплотненному блоку приурочиваются рудные тела. Анализ геомагнитного поля при изучении магматического тела показывает, что в данном случае мы наблюдаем обратную картину. В этом случае магматическое тело отмечается локальной отрицательной аномалией геомагнитного поля и в направлении сноса рудонесущего потока отмечается монотонным повышением магнитного поля. Подобное повышение геомагнитного поля вызвано тем, что глинистые породы под действием радиоактивных излучений становятся парамагнитными. По мере удаления от магматического тела наблюдается повышение геомагнитного поля и такое его поведение вызвано скоплением радиоактивных элементов.

В целом распространение рудонесущих потоков по площади можно рассматривать, как поля распределения от сосредоточенного источника. Подобное распределение уранового оруденения по площади четко вырисовывается на конфигурации изолиний гравитационного поля, а именно эта зона оконтуривается замкнутыми изолиниями гравитационного поля. Подобную картину также наблюдаем на конфигурациях изолиний геомагнитного поля. Таким образом, магматическое тело вписывается в единую структурно-тектоническую позицию рудной зоны.

В целом указанная область представляет собой структуру, характеризующуюся блоковым строением моноклиналиного характера. При этом ступенчатость в полной мере контролируется поведением палеозойского фундамента и оруденение приурочивается к

подвижной зоне, которая развивается в палеозойских отложениях. Магматическое тело, связанное с урановым оруденением, относится к палеозойскому периоду и находится в подчинении этих палеозойских структур. В магматических телах развивается трещиноватость, которая благоприятствует процессам выщелачивания. Указанные трещиноватые участки связаны с тектоническими нарушениями, которые проходят через рудные зоны. Эти зоны служат транзитом для рудонесущих потоков. Для оценки ураноносности территории составляют предварительную ФГМ (физико-геологическая модель) ураноносности территории.

С этой целью привлекаются результаты ранее выполненных исследований. Основу палеозойской структуры устанавливают по картам палеозойских отложений и его фундамента. Далее, на основе размещения палеозойской структуры, строится разрез мезозойских отложений, полученных по результатам ВЭЗ, которые ранее проводились в составе геологических работ масштабе 1:200 000. При построении опорных геологических разрезов устанавливается блоковое строение площади. В этом аспекте особое внимание уделяется тектоническим нарушениям сквозного характера, которые прослеживаются от палеозойского фундамента до рудовмещающего горизонта. Именно эти нарушения являются рудолокализирующими разломами.

По данным ВЭЗ устанавливаются проницаемые отложения, в которых локализуются урановые оруденения. А по их результатам уточняются палеозойские отложения, в которых развиты трещиноватые подвижные зоны, куда устремляется урановое оруденение. На каждом этапе обработки привлекаются результаты гидрохимических работ, которые служат в качестве опорных данных для оценки ураноносности территорий. Ниже приводим примеры выделения магматических тел, связанных с урановым оруденением гидрогенного типа. По площади Дженгельды выявлен ряд урановых оруденений, которые носят обособленный характер.

При этом каждое обособленное рудное тело контролируется магматическими телами локального характера гранодиоритового состава, которые входят в группу «Казахтауский комплекс магматических пород». Гранодиоритовые тела в палеозойских отложениях отмечаются ограниченным распространением по площади. Причём, урановое оруденение, вскрытое в Маастрихтских и эоценовых отложениях, которые располагаются в северном направлении от гранодиоритовых тел, характеризуется монотонным повышением геомагнитного поля и понижением гравитационного поля. С точки зрения гидрогеологических условий поток подземных вод направлен относительно от магматических тел в сторону ураноносной зоны [3]. Сами гранодиоритовые тела отмечаются локальной положительной аномалией гравитационного поля и отрицательной аномалией геомагнитного поля.

В целом ураноносная зона отмечается отрицательными аномалиями гравитационного поля. Причем конфигурация изолиний указанного поля носит замкнутый характер, что подчеркивает обособленность ураноносной зоны. В направлении рудонесущего потока наблюдаются монотонные повышения геомагнитного поля, характеризующие наличие источника уранового оруденения. Подобная картина наблюдается также и по другим обособленным рудным зонам, что позволяет нам прогнозировать площадь распространения ураноносных зон.

В формировании Аульбекского уранового месторождения главную роль сыграли лейкократовые граниты и гранопорфиры состава Аристантауского интрузивного тела, входящего в состав Южно-Казахтауского комплекса магматических образований. На этой площади также наблюдаются характерные изменения гравитационного, так и геомагнитного полей [4]. Морфология рудных тел во многом определялась развитием тектонических нарушений северо-западного направления, пересекающих массив Аристантауского интрузива. Отмеченные тектонические нарушения служили рудонесущими каналами и в настоящее время они отмечаются водообильностью. В целом поток подземных вод направлен с севера на юг, где происходит локализация рудных объектов. □

Следует отметить что магматические тела в пределах горных возвышенностей Центральных Кызылкумов оккамляющих артезианские бассейны изучены в общих чертах с точки зрения полезных ископаемых. В этом аспекте необходимо отметить, что согласно работе Терехова В.Я.[2]наличие урана в магматических телах характеризуется в следующем соотношении:

$$K = \frac{\sum K_2O + N_2O + CaO + MgO + \dots}{\sum SiO_2 + Al_2O_3 + TiO_2 + \dots}$$

Необходимо отметить, что пропорциональный рост числителя и знаменателя указывает на наличие урана в магматических образованиях. В указанных горных возвышенностях изучалось соотношении $\frac{K_2O + N_2O}{SiO_2}$, по которым оценивалась перспективность на полезных ископаемых. До настоящего времени четко не установлен определённый интервал соотношений, которое тесно связано с ураном. С другой стороны, изучался рубидий в зависимости от SiO_2 , и пропорциональное увеличение этих компонентов указывало на наличие в магматических телах полезных компонентов[5]. Наибольший интерес представляет зависимость изотопов рубидия от изотопов стронция. Следует отметить, что с увеличением содержания рубидия происходит уменьшения содержания стронция, также наблюдаем и обратную картину [1]. С точки зрения прогнозирования наличия урана в магматических телах в дальнейшем представляет интерес выявление интервалов соотношений рубидия и стронция.

По результатам выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Магматические тела, связанные с урановыми оруденениями, характеризуются явно выраженными аномальными значениями грави-магнитных полей;
2. Магматические структуры вписываются в общую структурно-тектоническую позицию формирования уранового оруденения;
3. Потенциальность ураноносной зоны устанавливается на основе следующих материалов:
 - Изучается поведение грави-магнитных полей;
 - Результаты метода ВЭЗ используются для выявления проницаемых отложений, связанных с урановым оруденением;
 - Результаты сейсмических исследований привлекаются для выявления трещиноватых зон, куда приурочивается урановое оруденение;
 - В целом физико-геологическая модель магматических тел строится на основе геологических карт палеозойских отложений.

Литература:

1. Арбузов С.И. Геохимия радиоактивных элементов: учебное пособие / С.И. Арбузов, Л.П. Рихванов; Национальный исследовательский Томский политехнический университет. — 2-е изд. — Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. — 300 с., 72 табл., 60 ил.
2. Далимов Т.Н., Шаякубов Т.Ш. и др. Геология и полезные ископаемые: монография/ Т.: изд. «Университет». 1998 – 704 с.
3. Драйвер Дж. Геохимия природных вод: Пер. с англ. — М.: Мир, 1985. — 440 с., ил.
4. Голаванов И.М. отв.редактор. Рудные месторождения Узбекистана. — Ташкент: ГИДРОИНГЕО, 2001. — 611 с; ил. 144; табл. 18; Библиогр. 611.
5. Терехов В.Я. и др. Минералогия и геохимия редких и радиоактивных элементов: Учебное пособие для вузов/ М.: Энергоатомиздат. 1987 – 360 с.

ПОИСК СКРЫТЫХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННОЙ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОДИНАМИКИ

Турсунметов Р.А.*, Нурходжаев А.К.***, Турапов М.К.***.

*ГУ «Институт Гидрогеологии и инженерной геологии», tv98445@gmail.com

**Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Академия Наук РУз

***НИИ минеральных ресурсов

В свете современной разведочной геодинамики увеличение глубинности исследования и необходимость проведения комплексных геологоразведочных исследований в сложных структурно-тектонических условиях потребует разработки поисковых признаков для выявления глубокозалегающих рудных месторождений [6]. В настоящее время сформулирован комплекс разведочной геодинамики, который включает изучение геофизических полей планетарного масштаба, для изучения которых привлекаются сейсмические, электроразведочные, гравиразведочные, магниторазведочные, а также радиоспектрометрические и ДЗЗ исследования.

Фундаментальной основой геодинамических исследований является то, что физические поля планетарного масштаба характеризует геодинамическую структуру в целом, а их вариации отражают геологические процессы, участвующие при формировании рудных объектов. Геодинамические процессы, развивающиеся благодаря совместному действию силовых полей, обуславливающих непрерывный физико-химический процесс. Следовательно, поисковые признаки можно рассматривать в рамках единства геодинамической системы физических полей планетарного масштаба.

Особенность геодинамических исследований является то что, геологические процессы изучаются с учетом глубинных процессов. В связи с этим на первый план выходит эволюция тектонических структур, которые играют важную роль в процессе рудонакопления и в эволюции земной коры[2].

Геоструктурная позиция рудо локализирующей структуры и магматического тела генетически связано с оруденением, которое четко проявляется при распределении градиента и гравитационного поля.

В методе магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) наряду с горизонтальными составляющими изучается вертикальная составляющая. Совместное изучение горизонтальной и вертикальной составляющей электрического поля, как на переменном, так и на постоянном, позволит определить вызванную поляризацию и сопротивление геологической среды с глубинной. Кроме того, вертикальная составляющая электрического поля коррелируется с горизонтальной составляющей магнитного поля, и отличается локальным распространением, вызванное нефтегазоносными структурами. В связи с этим в дальнейшем будет совершенствоваться геомагнитная модель отражающая поведение вертикальной и горизонтальной составляющей над рудными структурами.

Методы дистанционного зондирования Земли широко применяются во всех геологических картированиях, гидрогеологических и геоэкологических исследованиях. В основе геологической интерпретации данных ДЗЗ заложен неотектонический процесс который, также проявляется в современных движениях земной коры. В тектонической позиции в зонах аэрации, где отражается геологическое строение площади, около поверхности зон функционирует энергетический диэлектрический слой, способствующий беспрепятственному проникновению электромагнитных волн, где происходит скопление ореолов рассеяния элементов[3].

В динамической физико-геологической модели физические свойства геологических образований отличаются временной изменчивостью, и геологическая среда отличается энергоактивностью, т.е. в этой среде развиваются непрерывные физико-химические процессы. Эти процессы обуславливают вещественные и энергетические преобразования и наконец они служат в качестве источников геофизических и геохимических полей.

Тектонофизическая мобилизация геохимических процессов осуществляется в пределах рудолокализирующей зоны, где в трещинах отрыва испускаются поток электронов, способствующих к снижению ОВП, тем самым обеспечивая осаждение рудных минералов.

Радиоспектрометрические и радиогеохимические методы, которые нашли широкое применение при выявлении скрытых глубокозалегающих месторождений, и данные исследования тесно связаны с геосолитоновым энергомассопереносом [1].

Изменение радиоактивных свойств в большей степени проявляется в поведении γ -излучения. Радиоспектрометрические исследования, включающие регистрацию излучений от радиоактивных элементов (U, Ra, K), применялись как для поиска урановых, так и для поиска других рудных месторождений. При этом рудная минерализация характеризуется определенным соотношением указанных элементов, которые использовались в качестве поискового критерия. Глубинность исследований этой съемки ограничивается из-за большой мощности покровных отложений. Как показывает результаты научно-методических работ по усовершенствованию радиоактивных методов. Это обстоятельство свидетельствует о необходимости изучения интенсивности радиоактивных излучений в диапазоне широких геоэнергетических спектров[5].

Поиск глубокозалегающих месторождений сводится к решению задач геодинамических систем различного порядка. При чем каждая система отличается завершенностью геологических структур в которых развиваются своеобразные геологические процессы, участвующие при формировании рудного месторождения. Геодинамическая система включает: 1) изучение и выявление рудных полей; 2) установление рудолокализирующих структур с учетом тектономагматической активизации; 3) образование рудных оруденений.

Таблица 1. Прорывная технология поиска полезных ископаемых

Структуры	Главенствующие процессы	Рудообразующие система	Особые признаки и свойства	Методы решения
Геодинамические структуры 1-го порядка	Глубинные тектонические процессы	Образование грабенообразных структур	Пониженные значения касательных напряжения	Тектонофизическое моделирование геологических структур.
			Дифференциация сейсмических свойств	Комплекс сейсмологических исследований, по которому прослеживается нижняя граница структуры
		Развитие глубинных тектонических разломов	Пониженные значения удельного электрического сопротивления	Магнитотеллурическое зондирование
		Внедрение магматизма и образование магматического тела	Повышение плотности пород и снижение их магнитных свойств	Методы гравиразведки и магниторазведки

		Развитие трещинообразования	Деформирование горных пород преимущественно в латеральном направлении	Обработка и анализ данных измерений GNSS в среде GAMIT-GLOBK
			Ослабленная зона, отличающаяся снижением физических свойств горных пород	Комплексный анализ сейсмологических, МТЗ, гравимагнитных данных
Установление структуры рудного поля				
Геодинамические структуры 2-го порядка	Тектономагматическая активизация	Рудолокализирующая структура адвективного характера	Состоит из двух блоков: разуплотненной и уплотненной зон, где происходит инверсия физических свойств горных пород	Высокоточная гравимагнитная съемка
			Изменчивость горных пород под действием современных движений	Изучение вариации гравитационного геомагнитного и естественного поля во времени
			Высокая теплопроводность	Инфракрасная съемка
			Слабо и слабо-умеренные касательные напряжения	Тектонофизическое моделирование
		Образование геохимически активных каналов	Высокая удельная электропроводность пород	МТЗ
			Образование узколокальных линейных структур	ДЗЗ
Установление рудолокализирующей структуры				
Геодинамические структуры 3-го порядка	Тектонофизическая мобилизация	Образование геохимических структур, связанных с осадочными рудными залежами	Образование вторичных ореолов рассеяния	Наземная гидрогеохимическая съемка
			Спектральная яркость	ДЗЗ
			Закономерное соотношение радия, калия и тория	Радиоспектрометрические методы
			Закономерное изменение Eh-pH	Измерение Eh-pH в пробах способом водной вытяжки
Установление наличия оруденения				
В результате тектонофизических процессов происходит имитирование потока электронов, обуславливающих снижение окислительно-восстановительного потенциала (ОВП).				
В целом образуются энерго-аккумулирующие структуры, находящиеся в напряженно-деформированном состоянии и отличаются энергоактивностью. И характеризуют структуру рудных полей				
В целом формируется энерго-локализирующая структура, где происходит скопление полезных компонентов за счет развития деформации кругового характера				
На конечном этапе наблюдаем формирование энерго-осаждающей структуры, где за счет геохимических процессов развиваются залежи полезных ископаемых				

По результатам выполненных исследований можно сделать следующие выводы:

1. Сформулированы основы научно-методических методов разведочной геодинамики в целях выявления глубокозалегающих рудных месторождений. (Выше приведена методика прорывной технологии в табличной форме табл.1)

2. В качестве возбуждающих полей использовались физические поля планетарного масштаба, не требующие материальных и энергетических затрат.
3. Начатая методика реализована на новой научной концепции, заключающейся в изучении не только амплитудных значений физических полей естественного происхождения, но и вариаций их поведения, которые описываются нелинейными процессами, связанными с активизацией рудных зон и рудолокализирующими структурами.
4. В целях изучения закономерностей исследования физических полей и их вариаций разработана физико-геологическая модель статического и динамического характера геологических сред, изучаемых в рудной геологии.
5. Выявление глубокозалегающих рудных месторождений комплексом методов разведочной геодинамики осуществляется на функционировании геодинамических систем.
6. На определенной стадии формирования рудных месторождений и системного подхода к решению геодинамической системы исходя из возможности предлагаемых методов разведочной геодинамики.
7. Системный подход к выбору рационального комплекса исследований для решения задач геодинамической системы, реализован исходя из ниже следующих принципов: геологические образования характеризуются явно выраженными аномальными изменениями. На ряду с достигнутыми результатами в дальнейшем потребуются разработка инновационных программ по усовершенствованию отдельных направлений разведочной геодинамики. К ним можно отнести:
 - 1) Разработка комплексной обработки данных разведочной геодинамики.
 - 2) Совершенствование методики вертикальной и горизонтальной составляющих электрического поля на переменном и постоянном токе. Решение этого вопроса позволит изучать не только сопротивление, поляризуемость среды, но и рудных образований в целом.
 - 3) Совершенствование методики ДЗЗ в целях адаптации их результатов с результатами других методов.
 - 4) Совершенствование методики интерпретации сейсмических волн на низкой частоте рудных зон, характеризующихся упруго-пластичными свойствами пород.
 - 5) Совершенствование физико-геологической модели рудных объектов для установления прямых поисковых критериев для обнаружения глубокозалегающих рудных объектов.

Литература:

1. Бембель Р.М., Бембель А.Р., Мегеря В.М. Активные проявления геосолитонной дегазации земли в сейсмологии, в геофизических и геохимических материалах// Журнал «Технологии Сейсмологии».-2010 г.-С.16.
2. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения в земной коре // Сб. науч.тр. АН УССР. Ин-т геофизики им. С.И. Субботина -Киев: Наука, 1991. - 52 с.
3. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа / Под. ред. Н.И. Николаева. – М.: Недра, 1992. – 295 с.
4. Нуртаев Б.С. Зоны флюидомиграции и некоторые закономерности распределения месторождений полезных ископаемых Южного Тянь-Шаня// Мат-лы Республ. науч. конф. «Современные проблемы связи геодинамики, магматизма и оруденения». - Т.: ИГиГ, 2012. - С. 80-85.
5. Турсунметов Р.А., Исламов Б.Ф., Турапов М.К. Опыт и перспективы изучения геоэнергетических структур при поисках скрытых месторождений полезных ископаемых // Мат-лы науч.-техн. конф. «Актуальные проблемы геологии, геофизики и металлогении». - Т.: ИГиГ, 2017. - 134 с.
6. Турсунметов Р.А., Нурходжаев А.К., Турапов М.К. Инновация метода разведочной геодинамики нового формата в целях выявления глубокозалегающих рудных

месторождений. //«Материалы Международной научно-практической конференции «Геология Средней Азии: состояние изученности и перспективы развития» : 23 декабря 2021 года / Навоийское отделение Академии наук Республики Узбекистан. - Навоий : NAVOIY, 2022. – Т. 2. С. 207-215

7. Hayashi M. et. al. Detection of anisotropic geostresses trying by acoustic emission and non-linear rock mechanics on large excavating caverns.- Proc. of the 4-th Congress of JS RM, Montreux, vol. 2, 1979, p. 211-218.

ВЫСОКО - НИЗКОСУЛЬФИДИЗИРОВАННЫХ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ УЗБЕКИСТАНА

Умаров А.З.*, Акбарова З.Т.*, Зайниддинов Х.А.*

**Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, г. Ташкент.*

Геохимическими и минералогическими методами изучены руды высокосульфидизированного (HS) месторождения Кочбулак и низкосульфидизированного (LS) Кызылалмасай. HS тип определен в качестве Au-Ag-Te, золото-теллуридно-полиметаллического, с калаверитом, петцитом, сильванитом, алтаитом, теллурантимоном, колорадоитом, тетрадимитом, гесситом, штютцитом, голдфилдитом, тетраэдритом, пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, висмутином. Золото высокопробное (800-995 ‰). По кларкам концентрации в рудах лидируют Te-Au-Sb-Bi-Ag-Se-As-Cu-Pb-Sn. Au:Ag – 5:1-1:10, Se:Te – 1:1-1:30. LS тип выделен как Au-Ag-Se, электрум-селенидно-сульфосольный, с науманнитом, агвиларитом, богдановичитом, серебром, дискразитом, полибазитом, кервеллеитом, фрейбергитом, пиритом, халькопиритом, галенитом, арсенопиритом. Золото представлено электрумом, кюстелитом (750-300 ‰), петровскаитом, ютенбогардтитом. Геохимические лидеры в рудах – Ag-Au-Te-Sb-As-Se-Bi-Cu-Mo-Pb. Au:Ag – 1:10-1:100, Se:Te – 5:1-1:10. Такой подход усиливает возможности геохимических и минералого-геохимических методов для создания универсальной классификации золоторудных месторождений, при поисках, типизации и оценке скрытого эпитеермального Au-Ag оруденения вулканогенных областей.

Термин эпитеермальные ввел В. Линдгрэн выделявший эпитеермальные (приповерхностные), мезотермальные (малых глубин) и гипотермальные (больших глубин) золоторудные месторождения. Примерно такой же систематизации придерживалась Н.В. Петровская, в соответствии с глубиной выделявшая убого-, умеренно- и малосульфидные формации руд. В Узбекистане месторождение Кочбулак относили к кварц-полисульфидно-золоторудной с теллуридами формации, а Кызылалмасай к кварц-пирит-золоторудной (электрум) (1). Впоследствии эти месторождения были включены в золото-сульфидно-кварцевый геолого-промышленный тип с соответствующими подтипами (2). В.А. Коваленкер и др. (3) месторождение Кочбулак рассматривали как золото-теллуридное, а Р.И. Конеев (4) месторождение Кызылалмасай относил к Au-Ag формации с кварц-карбонат-электрум-селенидно-полисульфидной продуктивной минеральной ассоциацией. За рубежом систематизация эпитеермальных месторождений основана на других принципах. Выделяются высокосульфидизированный (Highsulfidation (HS)) и низкосульфидизированный (Lowsulfidation (LS)) типы или алуни-каолинитовые и адуляр-серицитовые объекты, т.е. с сульфатами или без них. Фактически отсутствует единый, научно обоснованный подход к классификации золоторудных месторождений, что затрудняет поиски новых, скрытых объектов.

Целью исследования являлось изучение минералогии, геохимии золота и сопутствующих рудных элементов для типизации оруденения и выделения поисково-оценочных признаков и критериев.

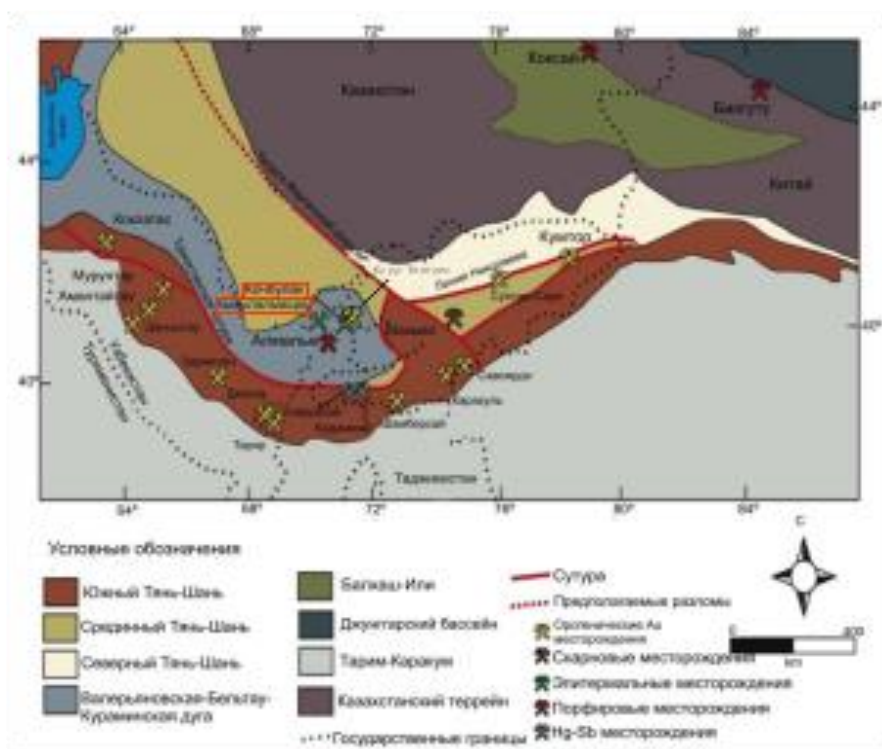


Рис. Положение золоторудных месторождений в геодинамических структурах Тянь-Шаня.

Для Чаткало-Кураминского региона было установлено «Золоторудные поля тяготеют к вулcano-тектоническим грабенам субширотного простирания, выполненными продуктами андезит-дацитового вулканизма. Сами грабены – это рифтообразные структуры, возникшие вдоль зон глубинных разломов. Важную рудоконтролирующую роль играют субмеридиональные скрытые разломы фундамента, узлы пересечения которых с грабенами контролируют размещение центров вулканической деятельности и определяют положение золоторудных полей». М.М. Константинов для вулканогенных поясов мира определяет три типа Au-Ag оруденения: золотой – в отрицательных структурах – грабенах; золото-теллурический в вулcano-тектонических постройках, золото-серебряный в положительных структурах – выступах фундамента.

Методология и методика исследования. При изучении золоторудных месторождений основной акцент должен быть сделан на золото и рудные элементы (Te, Se, Ag, As, Sb, Bi, Hg), определяющих его геохимию, минералогию и металлогению. Минералы перечисленных элементов обычно относят к редким или второстепенным, однако, по частоте встречаемости и содержанию в рудах они не уступают и даже превосходят золото – главного минерала в качестве основного экономически ценного компонента. Заметим также, что при обогащении руд золота накапливается и извлекается из концентратов рудных минералов. Нерудные – кварц, карбонаты, полевые шпаты, сульфаты, слюды и другие являются отходами обогащения и чаще негативно влияют на извлечение золота. Эти минералы конвергентны, встречаются в разных генетических типах месторождений и не могут быть основой для типизации и систематизации золотых руд.

Кураминская область является восточным окончанием Бельтау-Кураминской вулcano-плутонической дуги. В области широко проявлен андезитовый вулканизм и гранитоидный плутонизм. Возраст субдукционного магматизма составляет 290-314 млн. лет (U-Pb), возраст надсубдукционного эпитеpмального оруденения по пириту и молибдениту – 298-313 млн. лет (Os-Re). Возраст эпитеpмального оруденения древнее орогенного на 20-30 млн. лет. Для проведения сравнительных исследований выбраны два эталонных представителя эпитеpмальных месторождений – HS-тип, месторождение Кочбу-

лак и LS-тип, месторождение Кызылалмасай. Оба месторождения находятся в зоне влияния меридионального Дукент-Гушсайского рудоконцентрирующего линеамента. Кочбулак расположен в узле пересечения разломом Алмалыкского грабена, в Кочбулакской кальдере.

Кызылалмасай в узле пересечения Шаваз-Дукентского грабена, в горстовом поднятии фундамента. На Кочбулаке рудные тела представлены крутопадающими жилами, пологими межфациальными жильно-метасоматическими залежами, трубками взрывчатых брекчий. Содержание рудных минералов колеблется от 5 до 25-30% особенно в трубчатых телах. Размещаются они в прожилитах, березитах, вторичных кварцитах, аргиллизитах, с алунитом, серицитом, каолинитом, развивающихся по различным фациям дацитов и андезитов (C_2), в субширотных и субмеридиональных разломах. На Кызылалмасе рудные тела представлены жилами, прожилками, межфациальными залежами в березитизированных, аргиллизированных андезитах, дацитах, сиенито-диоритах (C_2), гранитах (S_2-D_1) с блоком ксенолитами хлорит-серицитовых сланцев (O-S). В метасоматитах в большом количестве присутствует серицит, встречается розовый микроклин и адуляр. Количество сульфидов колеблется от 0,5 до 5-10 %, в среднем 1-5%. Рудовмещающей структурой является 10-километровая Главная рудоносная зона, образованная Кызылалмасайским и Карабауским разломами, которая пересекается меридиональными разломами, выделяющихся по геофизическим данным. Собственно месторождением Кызылалмасай называют участок Центральный.

Кроме Au-Ag-Te и Au-Ag-Se типов руд выделен и Au-As кварц-пирит-арсенопиритовый тип, который присутствует на всех месторождениях и обычно занимает основной объем рудных тел, а пирит является главным сульфидом, соответствует золотому типу М.М. Константинова (5). Этот тип может преобладать над остальными, но обычно основной ресурс золота обеспечивают последующие теллуридные или селенидные руды.

Полученные результаты значительно повышают эффективность, прежде всего, геохимических и минералогических методов поиска и оценки не только эпитермальных, но и других типов золоторудных месторождений.

Литература:

1. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Т.: Фан, ред. И.Х. Хамрабаев, 1969. 396 с.
2. Рудные месторождения Узбекистана. Т.: Гидроингео, ред. Н.А. Ахмедов. 2001. 611 с.
3. Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (РУз) // Геология рудных месторождений. 1997, 39/2. С.127-152.
4. Конеев Р.И. Наноминералогия золота эпитермальных месторождений Чаткало-Кураминского региона (Узбекистан). СПб.: Delta, 2006. 218 с.
5. Константинов М.М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. 165 с.

НОВЫЙ МЕТОД ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Умматов Н.Ф.*, Турапов М.К.*, Рахматуллаев Ф.Ф.*

**ГУ «Институт минеральных ресурсов», Университета геологических наук,
Ташкент, Узбекистан.*

Основной проблемой геологии многих государств, в том числе и Узбекистана является укрепление и расширение минерально-сырьевой базы, являющиеся основным рычагом развития экономики. В последние годы в решении проблем геологии применяется ряд

новых методов исследований: космогеологические, геодинамические, тектонофизические и др., позволяющие получить новые данные о закономерностях формирования и размещения эндогенного оруденения и повышающие достоверность прогнозно-поисковых работ.

Достигнутые в последнее время огромные успехи в геологии Узбекистана, в поисках и разведке месторождений полезных ископаемых на основе комплекса традиционных и новых методик исследования позволяет в высоком темпе решать актуальные геологические задачи, в особенности рудной геологии.

К числу новых методов исследований следует отнести методику реконструкции геодинамической обстановки локальных рудоносных площадей, т.е. рудных полей и месторождений. Методика разработана в Институте минеральных ресурсов лабораторией тектонофизических исследований и была апробирована при оценке закрытых территорий Центральные Кызылкумов на золота.

Как известно в настоящее время во всем мире широко применяется геодинамические методы исследования направленные на решение задач планетарного и регионального масштабов, в основе которых лежат: изучение структурно-вещественных комплексов; геодинамика регионов; составление геодинамических карт и т.д. (Е.М.Хаин 2004, Л.П.Зоненшайн и др. 1979, Л.И.Красный, Б.А.Блюман 2004). На этом фоне выделены и изучены структурно-вещественные комплексы Тянь-Шаня, региональная геодинамика их образования, составлены геодинамические карты отдельных регионов, а также разработаны методические рекомендации по применению результатов региональных геодинамических исследований при прогнозно-поисковых работ на эндогенно оруденение (Л.П.Зоненшайн, 1975; П.Мухин, 1988; Ю.С.Савчук, Р.Х.Миркамалов, 1999; Б.С.Нуртаев, 2022; Л.Р.Садикова, 2014; М.К.Турапов и др. 2021).

Однако в рамках этих региональных геодинамических исследований нет возможности определить геодинамическую обстановку локальных рудоносных площадей (рудный район, рудное поле, месторождение) определенного этапа их геологического развития, где наиболее важным является период рудообразования. Это и основные проблемы рудной геологии Узбекистана послужили причиной разработки нового метода направленного на изучение геодинамики рудных полей и месторождений периода их формирования.

Для осуществления реконструкции геодинамической обстановки рудных полей и месторождений периода рудообразования используются результаты геологических исследований по геологии и закономерности формирования и размещения эндогенного оруденения, геолого-структурный анализ условий размещения оруденения (Ф.И.Вольфсон, П.Д.Яковлев 1975; А.В.Королев, П.А.Шехтман 1965; Х.А.Акбаров и др. 2011), физическое моделирование тектонической напряженности и деформации структур рудных полей и месторождений (М.В.Гзовский, 1975; Д.Н.Осокина, 1985; Ш.Д.Фатхуллаев, 1991; М.К.Турапов, 1990).

Данные о палеогеологическом и структурном строениях изучаемого объекта позволяют определить пространственное его размещение по отношению к геологическим образованиям, складчатым и разрывным структурам, магматическим образованиям, зонам метасоматических изменений и другим особенностям.

Исследования геолого-структурных условий формирования рудного объекта и локализации рудной минерализации в его пространстве позволяет определить рудовмещающую среду (литологический контроль оруденения), выделить конкретные структуры (структурный контроль оруденения) совместно контролировавшие в определенных структурных позициях формирование и размещение рудного объекта.

Кроме того геолого-структурные исследования позволяют установить взаимоотношение оруденения с разрывными структурами, что является основой для ранжирования их по возрасту образования на: дорудные, рудные, интрудные и пострудные.

Как отмечают Х.М.Абдуллаев, И.Х.Хамрабаев, К.Л.Бабаев, Р.Б.Баратов и др. большинство рудных месторождений Центральной Азии генетически связаны с магматическими образованиями, в связи с этим вопрос взаимоотношения оруденения с магматиче-

скими образованиями при проведении геологических, в том числе и геодинамических исследований имеет важное значение.

Одним из основных аспектов геодинамики рудных полей и месторождений периода рудообразования являются результаты тектонофизических исследований на основе применения поляризационно-оптического метода изучения напряженно-деформированности участка земной коры (в данном случае площади рудного поля и месторождения).

Экспериментальное физическое моделирование напряженности в структурах рудных полей и месторождений дает представление о характере: распределения касательных напряжений по всей площади проявления оруденения, в околоразломном пространстве рудоконтролирующих разрывов, миграции напряжений; физическом состоянии элементов модели, имитирующих разрывные структуры. По данным эксперимента можно выделить зоны локальной деформации сжатия и растяжения. Кроме того, в ходе эксперимента можно наблюдать активность (динамику) структур. Все эти данные сопоставляются с проявлением рудной минерализации, позволяющей определить взаимосвязь оруденения с напряженностью, деформацией и активностью (динамикой) рудоконтролирующих структур.

Теоретическая основа геодинамических исследований заключается в расшифровке механизма образования и развития структур контролировавших формирование месторождения и их роль в размещении эндогенного оруденения, в определении внешних и внутренних динамических сил способствовавшие работе этого механизма. Эти и другие геологические явления происходят непосредственно в среде благоприятных геологических образований и под воздействием как внешних, так и внутренних сил Земли. Проявление и комплексное воздействие этих сил (факторов) меняет строение, структуру и состав земной коры, всегда находящейся в движении. Эти явления влияют на тектоническую напряженность и деформацию, активизируют ранее заложенные структуры и формируют новые, которые, в дальнейшем могли контролировать процесс рудоотложения. Все эти процессы в совокупности определяют геодинамическую обстановку. В зависимости от цели проводимых геологических изысканий она разделяется на: геодинамическую обстановку до рудообразования; геодинамическую обстановку периода рудообразования и на пострудную геодинамику.

Проводимые геодинамические исследования позволят установить региональные (тектономагматические) процессы, обусловившие эту геодинамику, определить тектонических структур, их влияние на напряженность и деформацию, установить взаимоотношение процесса рудообразования с рудоконтролирующими структурами, напряженностью и деформацией. Кроме того, изучение геодинамики позволит установить причины, по которым эндогенное оруденение локализуется в определенных локальных участках (структурных позициях) рудоконтролирующих структур несмотря на то, что эти структуры имеют протяженность на десятки и сотни тысяч метров.

Литература:

1. Акбаров Х.А., Умарходжаев М.У., Турапов М.К, Дулабова Н.Ю. Теоритически-методологические аспекты локального прогнозирования эндогенного оруденения – Ташкент, ТашГТУ - 2011, 455с.
2. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. Москва, Недра, 1975, 536с.
3. Заненшайн Л.П., Савостин Л.Л. Введение в геодинамику. Москва, Недра 1979, 311с.
4. Красный Л.И., Блюман Б.А. Геодинамика//Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика», ВСЕГЕИ, 2004, с464-466.
5. Королев А.В., Шехтман П.А. Структурные условия размещения постмагматических руд. Москва, Недра, 1965., 365с

6. Вольфсон Ф.И., Яковлев П.Д. Структура рудных полей и месторождения. Москва, Недра. 1975., 258с.
7. Хаин Е.М. Тектоника и динамика Земли//Планета Земля. Том «Тектоника и геодинамика». ВСЕГЕИ, 2004., с33-41.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА БАЛАНСОВЫХ И ЗАБАЛАНСОВЫХ ОКИСЛЕННЫХ МЕДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬМАКЫР

Усенов Р.Б.*, Алматов И.М.*, Сайназаров А.М. , Бекбутаев А.Н.****

**ГУ «Институт минеральных ресурсов», info@gpniimr.uz*

**АО «Алмалыкский ГМК», info@agmk.uz*

Одной из важных проблем горнодобывающих предприятий в современном мире по обогащению медных руд является эффективная переработка труднообогатимых окисленных и смешанных руд. Медные руды по степени окисленности подразделяются на три технологические сорта: сульфидные, которые содержат в окисленных минералах до 30% меди, смешанные - 30-70% и окисленные - более 70%. Часть руды вследствие высокой степени окисления вообще не подвергается обогащению. Следует отметить, что труднообогатимые окисленные, смешанные и некондиционные руды действующими технологиями обогащения сульфидных минералов не перерабатываются и складываются в отвальные хвосты. В связи с изложенным актуальное значение приобретает разработка новых и усовершенствование имеющихся технологических методов и схем обогащения окисленных и смешанных руд. Чтобы подобрать оптимальную технологию извлечения металлов необходимо изучить вещественный состав для каждого месторождения.

На сегодняшний день накопленный объем окисленных медных руд в отвалах месторождения Кальмакыр составляет до 100 млн.т.

Вместе с этим намечается переработка руд месторождения Дальнее верхние горизонты которого сложены из окисленных и смешанных руд.

Целью данной работы является исследование вещественного состава балансовых и забалансовых окисленных медных руд месторождения Кальмакыр.

Объектами исследования являются пробы отвалов №9, 39, 8а окисленных медных руд месторождения Кальмакыр.

Вмещающие породы отвальных проб представлены, в основном, из сиенито-диоритов, гранодиорит-порфиров, диоритов, кварцевых порфиров и изредка сиенитов.

В балансовых пробах отмечаются несколько минеральных комплексов с минеральными парагенетическими ассоциациями: магнетит-гематитовый, халькопирит-пиритовый комплексы и халькопирит-пирит-гематитовая, халькопирит-пиритовая парагенетическая ассоциация.

Первичные сульфиды, особенно халькопирит, и оксиды железа (магнетит и гематит) подвергаются процессу замещения вторичными минералами зоны окисления от частичной до полной псевдоморфозы. В среднем, степень окисления гематита и магнетита достигает 30%, халькопирита 50-100% и пирита 10-100%. Также в этих пробах хорошо развиты карбонатные аналоги меди – малахит и азурит.

По отношению медных минералов обе пробы относятся к окисленному типу.

Забалансовая проба из отвала №8а относится к смешанному типу. В этой пробе часто встречаются обломки пород с сульфидами, не подвергшие процессу изменения. Надо отметить, что в этой пробе в отличие от предыдущих проб не проявлена магнетит-гематитовая минерализация. По результатам химического анализа забалансовая

проба имеет высокое содержание железа оксидной. В материале пробы оксидная форма железа представлена в виде лимонита, образует желтые налеты и охры. Он развит, в основном, по трещинам и на поверхности пород. Возможно, лимонит образовался за счет разложения железосодержащих нерудных минералов, частично из рудных или привнесенный. Предполагаем, что в образовании его, сульфиды сыграли очень незначительную роль, так как в пробе содержание первичных сульфидных минералов в очень малых количествах.

Текстура рудных минералов вкрапленная, прожилковая и реже пятнистая.

Гидротермальные изменения выше описанных пород выражаются в серицитизации, хлоритизации и окварцевании.

По результатам наблюдений и анализов технологические пробы очень убого сульфидные, особенно балансовые пробы отвалов №9 и №39.

В пробе отвала №8а содержание сульфидов (Σ сульф. $\sim 1,5\%$) намного выше, чем в предыдущих пробах, но с забалансовым содержанием в ней золота.

Главными рудными минералами балансовых отвальных проб являются гематит, магнетит и их гипергенные аналоги – гётит, гидрогётит.

Сульфиды – пирит, халькопирит распространены в незначительных количествах, но с ними связана золотая и медная минерализация. В зоне окисления пирит так же замещается гидрооксидами железа.

Вторичные минералы халькопирита – халькозин, ковеллин, карбонатные его аналоги – малахит, азурит так же занимают очень малую часть пробы. Но они, также играют главную роль на компонент меди. В пробах отвала сульфат представлен в виде ангидрита.

Основными нерудными минералами являются кварц, полевые шпаты (ортоклаз, плагиоклаз среднего состава), серицит (гидрослюдь), хлориты.

Акцессорные минералы: апатит, рутил, магнетит, циркон, эпидот, цоизит и сфен.

Ценным компонентом пробы является золото, серебро и медь. Содержание главных компонентов отвальных пробах приведены в табл. 1.

Пересчет на вещественный состав производился по результатам химических анализов усредненных проб из отвала.

Ниже приводятся примерные количественные соотношения слагающих отвальных проб месторождения Кальмакыр минералов, размеры их зерен и мономинеральных агрегатов (табл.2 и3).

Балансовые отвалы (№39 и 9) и забалансовый отвал (№8а) – характеризуются типичным алюмосиликатным составом: 62-69% SiO_2 ; 9-12% Al_2O_3 и 9-10% Fe_2O_2 соответственно. Отвалы 8а характеризуются высоким содержанием серы – 1,4-1,5%, из них SO_3 - 2,2-2,6% и $S_{\text{сульфид}}$ - 0,5-0,6%. Однако, отвалы №39 и 9 содержат значительно меньшее количество S – 0,2%.

Таблица 1

Содержание компонентов по результатам химического анализа

№ отвальной пробы	Содержание		
	г/т		%
	Au	Ag	Cu
39	1,27	4,19	0,82
9	1,11	3,6	0,72
8а	0,38	2,09	0,25

В балансовых отвалах месторождения Кальмакыр в большом количестве распространены элементы соответственно: медь 0,9 - 1,1%; молибден 0,01%; золото 1,4 - 2,1 г/т; серебро 5,0 - 6,2 г/т. В забалансовом отвале №8а как и предполагалось содержание металлов намного меньше: медь 0,13 - 0,27%, молибден 0,007 - 0,009%, золото 0,4 г/т, серебро 4,8 - 5,2 г/т. Извлечение металлов с таким содержанием ценных компонентов из отвалов может быть эффективным с экономической точки зрения с учетом разработки комплексной технологии.

Фазовый анализ на золото показал, что количество цианируемого свободного золота и его сростков в пробе из отвалов №39, 9, 8а составляет 55,74; 38,33; 56,41% соответственно. Ассоциированное золото с минералами и химическими соединениями Sb и As составляет 36,06; 54,17; 17,95% соответственно. Связанные соединения с карбонатами и гидрооксидами железа и марганца не обнаружены. Золото соответственно на 8,2; 4,17; 25,64% связано с сульфидами (пирит, арсенопирит).

При ситовом анализе руды крупностью -3 мм прослеживается неравномерное распределение материала и его концентрирование преимущественно в крупных классах: суммарный выход класса -3+0,5 мм составляет: отвал №39 - 64,32%; отвал №9 - 65,9%; отвал №8а - 63,13%. В интервале крупности -0,5+0 мм материал распределяется волнообразно с понижением выхода материала от крупных классов к тонким.

Массовая доля меди в отвалах 39, 9, 8а по результатам ситового анализа составляет соответственно: 0,95; 1,17; 0,14%. Содержание меди постепенно увеличивается от крупных классов к тонким. Пик содержания приходится на класс крупности -0,08+0 мм.

Содержание золота в отвалах 39, 9, 8а по данным гранулометрической характеристики составляет соответственно: 1,06; 2,22; 0,5 г/т и в разных классах колеблется от 0,39 г/т до 6,41 г/т. Наблюдается обратная зависимость содержания золота от выхода класса.

Распределение золота в пробах пропорционально выходам классов. Основная концентрация металла наблюдается в интервале крупности -0,1+0 мм. Максимальное содержание золота установлено в классе -0,08+0 мм и составляет соответственно: 2,56; 6,41 и 1,31 г/т.

Содержание серебра в отвалах составляет соответственно: 5,1; 6,5; 6,11 г/т. Серебро колеблется по классам от 4,11 до 11,28 г/т. Содержание серебра постепенно увеличивается от крупных классов к тонким.

По результатам изучения вещественного состава проб окисленных руд месторождения Кальмакыр сделаны следующие выводы:

1. Отвальные пробы относятся к смешанному золотосодержащему типу месторождения Кальмакыр.

2. Текстура рудных минералов проб вкрапленная, прожилковая и реже пятнистая.

3. Ценным компонентом отвальных проб являются золото, серебро и медь.

4. Самородное золото обнаружено в балансовой отвальной пробе №9. В пробах №39 и №8а его не обнаружено. По результатам химического атомно-абсорбционного анализа балансовая отвальная проба №39 имеет высокое содержание золота до 4,68 г/т.

5. Характерные особенности золота, влияющие на технологию обогащения:

- форма нахождения золота - самородная;

- форма выделений - округлая, вытянутая, таблитчатая и фигурная;

- по размерности золото относится к тонкодисперсному и мелкому классам, размером 0,001-0,07 мм.

6. Медные минералы представлены в виде халькопирита, халькозина, ковеллина, малахита и азурита. Эти минералы в отвальных пробах распространены неравномерно и в малых количествах.

7. Самыми широко распространенными нерудными минералами являются серицит, кварц, полевые шпаты и хлориты.

8. Отрицательно влияющими факторами на обогатимость руды являются слюды.

9. Акцессорные минералы представлены апатитом, рутилом, цирконом, сфеном, эпидотом и цоизитом.

Таблица 2

**Примерные количественные соотношения минералов, размеры их зерен
балансовых отвальных проб №9, 39 месторождения Кальмакыр**

Наименование минералов	Содержание в %		Размер зерен и агрегатов, в мм			
	№ пробы		присутствует		преобладает	
	9	39	от	до	от	до
Минералы золота: Самородное золото	Ед.зн.	Не выявлено	0,001	0,7	тонкозернистые	
Мальдонит	Ед.зн.	-	0,025x0,025			
Минералы висмута – Самородный висмут	Ед.зн.	-	0,01x0,011			
Тетрадимит	Ед.зн.	-	0,001	0,1	0,005	0,02
Сульфиды: Пирит	~0,1	~0,19	0,001	0,2	0,005	0,02
Сфалерит	Ед.зн		0,001	0,009		
Халькопирит и продукты его изменения:	~0,05	0,086.	0,001	0,1	0,005	0,03
Борнит	Р.зн	Ед.зн.	0,004	0,014		
Халькозин	~0,15	~0,23	0,001	0,01		
Ковеллин			0,001	0,02		
Оксиды: Гематит	6,5-7,0	~5,5-6,0	0,005	1,0	0,1	0,2
Магнетит	~0,5-1,0	~2,5-3,0	0,001	0,5	0,05	0,1
Гипергенные минералы: Гетит+гидрогетит	~2,0-2,5	~2,0-2,5	0,01	2,0-3,0	0,05	0,3
Малахит + азурит	1,0-1,1	0,9-1,0	0,001	Прожилки и агрегат зерен до 3,0		
Сульфаты – Ангидрит + барит	~0,9-1,0	~0,4-0,5	0,006	Тонкозернистые		
Нерудные минералы: Кварц	~52,3	~39,6	0,02	0,8	0,1	0,3
Карбонаты	Ед.зн.	Ед.зн.	0,001	0,1		
Калиевый полевой шпат	Ч.зн.	6,0	0,05	0,7	0,1	0,2
Плагиоклазы (среднего состава)	~7,5	~2,5	0,05	1,5	0,1	0,3
Биотит	Р.зн.	Ч.зн	0,05	1,0	0,1	0,2
Серицит	22,0	~25,0	Тонкочешуйчатый			
Актинолит	~4,0-4,5	~5,0	0,01	0,25		
Хлориты (иногда с реликтами биотита)			Тонкочешуйчатые			
Акцессорные минералы: Апатит	~0,7-0,8	~0,8	0,005	0,3	Тонкозернистые	
Рутил	~0,4	~0,5-0,6	0,001	0,01		
Циркон	Ед.зн.	Ед.зн.	0,001	0,05		
Сфен			0,001	0,02		
Эпидот + цоизит	Р.зн	Р.зн.	0,001	0,25		

Таблица 3

Примерные количественные соотношения минералов, размеры их зерен забалансовой отвальной пробы №8а месторождения Кальмакыр

Наименование минералов	Содержание в %	Размер зерен и агрегатов, в мм			
		присутствует		преобладает	
		от	до	от	до
Минералы золота: Самородное золото	Не выявлено	Возможно невидимое			
Сульфиды: Пирит	~1,0	0,01	0,8	0,1	0,2
Галенит	Ед.зн.	0,07	0,1		
Сфалерит		Тонкозернистый			
Халькопирит и продукты его изменения:	~0,3	0,001	0,35	0,01	0,1
Борнит	~0,15-0,2	0,002	0,01		
Халькозин		0,001	0,1	0,01	0,05
Ковеллин					
Оксиды: Гематит					
Магнетит					
Гипергенные минералы: Гетит+гидрогетит	6,5-7,0	0,001	В виде налетов и охр		
Малахит	~0,4-0,5	Тонкозернистые, прожилково-пятнистые			
Азурит					
Сульфаты :Ангидрит	~3,5-4,0	Тонкозернистые			
Нерудные минералы: Кварц	40,2	0,01	0,3	0,01	0,2
Карбонаты	~0,7-0,8	0,001	0,05		
Калиевый полевой шпат	Ч.зн	0,01	0,2		
Плаггиоклазы (среднего состава)	~12,5-13,0	0,01	0,5	0,05	0,2
Биотит	Р.зн	0,01	0,1		
Серицит	25,0-25,5	Тонкочешуйчатый			
Актинолит	~4,0	0,01	0,1		
Хлориты (иногда с реликтами биотита)		Тонкочешуйчатые			
Акцессорные минералы: Апатит	0,4-0,5	Тонкозернистые			
Рутил	~0,7				
Циркон	Ед.зн.				
Сфен					
Эпидот + цоизит					

Литература:

1. Emirhan Kiraz «Recovery of copper from oxide copper ore by flotation and leaching» Turkey2014 – С.9.
2. Холматов М.М., Калинин В.П. «Проблема переработки техногенных отходов» Горный Вестник Узбекистана №4 (15) 2003г. С. 10.

3. Адамов Э.В., Панин В.В. Биотехнология металлов. Москва. Издательский Дом МИСиС 2008. – С. 7-9.
4. UNIDO Secretariat, Technological alternatives for copper, lead, zinc and tin in developing countries. – 1987.
5. Исследование и разработка технологии пиро-гидрометаллургической переработки продуктов обогащения забалансовых медных руд жезказганского региона/ Каримова Л.М.: Автореф. дисс...докт. тех. наук Москва 2014.

ТЯН-ШАН МАЪДАН МАЙДОНИНИНГ ГЕОЛОГИК- СТРУКТУРАВИЙ ХОЛАТИНИ ЎРГАНИШ

Фатхуллаева З.М. *, Арипова М.К. *

**Ўзбекистон Миллий Университети*

Геология хизмати олдида башорат қилинган минерал ресурсларни сифат ва миқдор жиҳатдан баҳолашни тезлаштириш вазифаси турибди. Қидирув ва разведка ишлари кўламини кенгайтириш йўли билан казиб олиш кўрсаткичлари билан солиштирганда минерал хомашёнинг ўрганилаётган захираларининг энг юқори ўсишини таъминлаш мумкин эмас.

Геология-қидирув ва эксплуатация ишлари уларнинг тузилиши батафсил ўрганилган конларда энг самарали ҳисобланади. Маъданлашувнинг шаклланиши ва жойлашиши учун структуравий шарт-шароитлар тектоник деформациялар ривожланишининг маълум бир даврида юзага келган минерал тузилмалар мажмуасини, кон ёки маъдан майдонининг бутун ҳудудидаги геологик ва структуравий вазиятни ўрганиш орқали белгиланади.

Маъдан майдони сифат жиҳатидан бир-биридан фарқ қилувчи икки хил геологик ҳодиса – тоғ жинсларининг тектоник тузилиши ва минераллашув жараёнининг ўзаро таъсири маҳсулидир. Маъдан майдонининг жойлашуви йирикроқ геологик тузилманинг кесими бўлиб, унинг доирасида бир неча жинсларнинг биргаликдаги таъсири содир бўлади. Эндоген эритмалар оқимини таъминловчи ва маъдан конининг турини аниқлайдиган структуравий элементлар намоён бўлади. Структуравий элементларнинг қўшма таъсири тектоник зўриқишларнинг тақсимланишида ва тоғ жинсларининг тегишли деформация турларининг пайдо бўлишида намоён бўлади.

Ф.И.Волфсон ва Л.И.Лукинлар [2] маъдан конларини структуравий қаватлардаги ўрнига кўра тизимлаштирадilar ва ҳудудларни районлаштириш бу қаватларнинг геологик ривожланишининг ўзига хос хусусиятларини ҳисобга олган ҳолда амалга оширилади. Қавариқ ва ботиқ структуралар, қалқонлар ичидаги тектоник жиҳатдан бузилган зоналар щит ва платформалар. Кўриниб турибдики, бундай бўлиниш миқёси маъдан конларининг ўлчамига мос келмайди ва уларнинг ҳолати ва структуравий турини белгилловчи омилларни акс эттирмайди.

Марказий Осиёдаги маъдан конларининг жойлашуви бир қатор хусусиятларни ҳисобга олган ҳолда белгиланади:

1. Асосий жинслар мажмуаси
2. Структуравий қатламга мансубликлар

3. Бурмаланган структурадаги жойлашув
4. Узлуксиз тектоника элементларига муносабати
5. Катта интрузив жисмларга муносабати

Минтакавий тузилишдаги маъдан конларининг ҳолати кўпинча бир неча омилларнинг биргаликдаги таъсири билан бошқарилади. Асосий жиҳатдан структуранинг кўриб чиқиладиган ҳар бир элементи ва уларнинг ҳар қандай комбинацияси маъдан конларини жойлашиши учун қулай бўлиши мумкин. Шу билан бирга, асосий жинсларнинг комплекслари оптимал бирикмаларнинг пайдо бўлишига ҳал қилувчи таъсир кўрсатади.

Кейинги пайтларда Марказий Осиёда геология-қидирув тадқиқотлари кенг ривожланди. Шу муносабат билан эндоген конларнинг тарқалишининг аниқланган қонуниятларини умумлаштирувчи ишлар пайдо бўлди. Улар одатда металлоген районлаштириш, металлоген ва башоратлаш хариталарда турли тартибдаги маъданли майдонларни аниқлаш билан яқунланади. Тянь-Шаннинг конлари ва маъдан майдонлари тектоник жиҳатдан ҳар хил, лекин одатда чизикли чўзилган геотектоник зоналар билан ифодаланган кўчма белбоғларда жойлашган. Тянь-Шан маъдан конлари ва маъдан майдонларининг жойлашуви тоғ жинсларининг тузилишига кўра қуйидаги хусусиятларни ҳисобга олган ҳолда аниқланади - структуравий босқич ва босқичга мансублиги, бурмали структурадаги ҳолати, узлуксиз тектоник ва йирик интрузив элементларга муносабати ва вулканотектоник тузилмалар. Таклиф этиладиган тизимда Тянь-Шаннинг маъдан майдони ва конларининг структуравий-позицияси уларнинг қатламдаги ўрни билан, шунингдек, йирик бурмали айирма тузилмалар ва интрузив жисмларнинг морфологик элементларига нисбатан белгиланади. Бурмаланган маъдан майдони ва конларнинг позициялари бурмали конструкцияларнинг дизъюнктивлар билан биргаликда етакчи роли билан тавсифланади. Маъдан майдони ва конларни жойлашишида қулай ҳолат антиклинал структураларнинг ядро қисми ва қанотлари бўлиб, улар параллель ва кесишган дарзликлар билан мураккаблашади, кўпинча пона шаклидаги тектоник блоклар ҳосил бўлади.

Т.Ш.Шаёкубов, М.Умархўжаев, С.Т.Марипова, Н.Ю.Дулабова ва бошқалар Марказий Қизилқум олтин конларининг ўрнини белгилаб, ёриқ тектоникасига эътибор қаратдилар. Уларнинг маълумотларига кўра, минтақада олтин конлари олти таркибий позицияда шаклланган. Лекин конларнинг аксарияти шимоли-шарқий, паст кенглик ёриқлари ва уларнинг туташган тугунлари таъсирида ҳосил бўлган. Бундан ташқари, шимоли-шарқий ва субмеридиал ёриқларнинг кесишиш зоналари, шунингдек, шимоли-шарқий тузилмаларнинг тармоқланиши, эталон олтин конларининг структуравий позицияларини аниқлади.

Маълумки, маъданлашув жараёни турли геологик омиллар таъсирида кечади. Ҳар бир омилнинг таъсир даражаси ҳар хил бўлиб, минерал ҳосил бўлишига таъсир натижалари бевосита ёки билвосита белгилар шаклида намоён бўлади. [1] Ҳар бир омил ўзига хос белгини кўрсатади. Ҳамма белгилар жамланган ҳолда коннинг маъдан-формацион мансублиги, микёси, фазовий жойлашуви, морфологияси, умуман маъдан кони ва маъдан майдони учун ҳам маълумот беради. Ҳамма белгилар жамланган ҳолда маъдан майдонининг маъдан-формацион мансублиги, унинг микёси, фазовий жойлашуви, морфологияси, умуман кон учун ҳам, алоҳида маъдан майдонлари учун ҳам маълумот беради. Бу маълумотларни шарҳлаш ва таҳлил қилишда маълум бир ҳудудда жойлашган конлар гуруҳи бўйича ва ҳар бир объект бўйича алоҳида-алоҳида барча белгилар ва маълумотларни аниқ тасаввур қилиш учун уларни тизимлаштириш зарурати туғилади. Бундан ташқари,

янги маъдан тўпланишини очиш ва унинг хусусиятларини таксономияда ўз аксини топган маълум конлар тўғрисидаги маълумотлар билан солиштириш янги объектдаги қидирув ишларини тўғри йўналтириш имконини беради.

Муайян геологик объектнинг жойлашуви баҳолашнинг етакчи мезони бўлиб, унинг чегараларида пост-магматик минерал ҳосил бўлиш маҳсулотларининг пайдо бўлишининг фундаментал имкониятларини аниқлашга ва маъдан конларининг юқори эҳтимолий миқёсини аниқлашга ёрдам беради. Юқорида айтилганлардан объектнинг геологик мақондаги ўрнини аниқлаш қанчалик муҳимлигини кўриш мумкин. В.А.Королев [3] таъкидлаганидек, позиция систематикасининг вазифаси ҳудудни районлаштириш ва бир ҳил тектоник режимга эга ҳудудларни ажратиш имконини берувчи йирик структуралар элементларини аниқлашдан иборат.

Фойдаланилган адабиётлар:

1. Акбаров Х.А. и др «Методология прогнозирования месторождений полезных ископаемых» - Ташкент. ТашГТУ. 2011. 455с.
2. Вольфсон ФИ. Лукин ЛИ «Структурно-геологическая позиция рудных полей эндогенных месторождений // Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах» М Недра. 1964. С. 156-211
3. Королев А.В.. П А Шехтман «Структурные условия размещения после магматических руд » М.: Недра.1965. 506с.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТЫНТОПКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Файзиев А.Р.*, Файзиев Ф.А.**

**Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Национальной
Академии наук Таджикистана*

***Таджикский национальный университет*

Полиметаллические месторождения Алтынтопканского рудного узла относятся к скарновым образованиям [1-5 и др.], хотя все исследователи указывают на наложенный характер свинцово-цинкового оруденения в них. Исследователи, непосредственно занимающиеся изучением скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара, в состав которого входят месторождения и рудопроявления Алтынтопканского рудного узла, также придерживаются этих взглядов. Согласно их данным, сначала происходило образование скарнов, затем их перекристаллизация, становление шеелитового, магнетитового и меднорудного оруденения, затем развитие свинцово-цинковой минерализации [6-12].

По определению В.А.Жарикова[13], «скарнами называются метасоматические породы, сложенные известково-магнезиально-железистыми силикатами и алюмосиликатами, возникающими в зонах высокотемпературного контактового ореола интрузивов в результате реакционного взаимодействия карбонатных пород с магмой,

интрузивными или другими алюмосиликатными породами при посредстве магматогенных растворов».

Примерно такие же определения скарнов мы находим в работах и других исследователей. Причем все исследователи указывают на высокую температуру образования скарновых минералов: 800-400°C. Отмечается, что одновременно с типичными скарновыми минералами (гранатом, волластонитом, пироксеном и др.) здесь образуются лишь руды железа (магнетит) и вольфрама. Вся остальная минерализация, в том числе и полиметаллическая, сформирована после прекращения роста скарновых минералов, их дробления, интенсивной перекристаллизации, карбонатизации, окварцевания и других типов изменений. Свинцово-цинковому оруднению обычно сопутствует среднетемпературное изменение фации пропилитов [13]. Изучение скарновых месторождений показывает, что изменение скарновых минералов и отложение сульфидов свинца и цинка, как правило, контролируются трещинной тектоникой, несогласной с текстурным рисунком скарнов. В формировании скарновых тел, их ориентированных текстур и зональности нередко существенное значение имеют особенности морфологии контактовой поверхности и слоистость вмещающих осадочных пород. Нередко выпадение полиметаллического оруднения происходит и за пределами скарновых тел в мраморах, роговиках или интрузивных породах.

О наложенном характере полиметаллической минерализации на месторождениях Алтынтопканского рудного узла в первую очередь свидетельствуют данные детальных термобарогеохимических исследований. Изучение сфалерита, а также кварца, кальцита, флюорита и барита, сопровождающих рудную минерализацию показывают, что становление полиметаллического оруднения в скарнах происходило в интервале температур 150-280°C и давлений 100-350 атм [14].

Кроме того, исследования, проведенные на скарновых свинцово-цинковых месторождениях Карамазара, свидетельствуют о существенном разрыве во времени между формированием собственно скарновых минералов и наложенного сульфидного оруднения. Так, например, на одном из наиболее крупных полиметаллических месторождений Карамазара – Алтынтопкане значительный временной разрыв между скарнами и полиметаллической минерализацией доказывается пересечением гранат-пироксеновых скарнов дайкой эссексит-диабазов, на которые, в свою очередь, накладывается сульфидная минерализация (рис. 1).

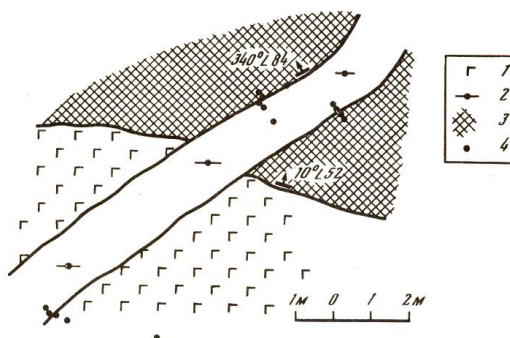


Рис. 1. Пересечение гранат-пироксеновых скарнов дайкой эссексит-порфиритов: 1 – аляскиты Мышиккольского массива; 2 – эссексит-порфириты; 3 – гранат-пироксеновые скарны с наложенной сульфидной минерализацией; 4 – точки отбора штучных проб

Под микроскопом у контакта со скарнами эссексит-диабазы имеют хорошо выраженную маломощную зону закала, секущую текстурный рисунок скарнов и содержащую обломки последних. В свою очередь, в эссексит-диабазе сульфиды (галенит) окаймляют вкрапленники полевых шпатов или обломки скарнов и выполняют пересекающие их микротрещины (рис. 2). Следует подчеркнуть, что такие примеры не единичны.



Рис. 2. Выделения галенита (черное), окаймляющие вкрапленник плагиоклаза и выполняющие микротрещины в эссексит-порфиритах. Ув. 60, ник.+

Согласно результатам радиологических исследований, в Кармазаре выделяются три возрастные группы скарнов: 315-310 млн. лет – средний карбон (по международной шкале У.Харленда и др., [15], 295-285 млн. лет – поздний карбон-ранняя пермь и 275-270 млн. лет – конец ранней перми. На все эти возрастные группы скарнов наложена полиметаллическая минерализация. Радиологический возраст предшествующего полиметаллической минерализации околорудного серицита из всех возрастных групп скарнов, а также гидротермальных месторождений, близок между собой и соответствует 270-265 млн. лет, что отвечает рубежу ранней и поздней перми.

Таким образом, полученный материал позволяет сделать заключение, что полиметаллические руды по всем параметрам являются постскарновыми и носят явно выраженный наложенный характер. Такому представлению не противоречит различие физико-химических свойств скарновых и рудоносных растворов, описанных В.А.Жариковым[6]. «Скарновые растворы по своим свойствам являются слабощелочными растворами, богатыми такими основаниями, как $Mg(OH)_2$, $Fe(OH)_2$, тогда как рудные растворы обладают хорошо выраженными кислотными свойствами и не насыщены железом, магнием и марганцем». В дополнении к этому следует отметить, что контуры рудных тел в описываемых месторождениях не всегда совпадают с контурами скарновых залежей. Скарны в данном случае играют только роль благоприятных вмещающих пород. Возникшие на более раннем собственно пневматолитовом этапе скарновые минеральные ассоциации в результате тектонических подвижек подвергались дроблению и изменению. По обновленным и вновь образованным тектоническим нарушениям и зонам дробления в измененные минеральные ассоциации собственно скарнов происходило внедрение гидротермальных растворов, из которых отлагались ассоциации сульфидных минералов.

В локализации оруденения на этих месторождениях главная роль принадлежит тектоническому фактору, контролирующему размещение поздней наложенной гидротермальной сульфидной минерализации обуславливающему, таким образом, нахождение в пределах отдельных телескопированных месторождений разновозрастных минеральных комплексов различного генетического типа. На локализацию полиметаллического оруденения в скарнах повлияла не только общность путей циркуляции растворов, но и благоприятная в физико-механическом и физико-химическом отношении среда скарнов. Так, по данным Ю.А.Розанова [16], скарны более пористы, чем вмещающие их породы, и более податливы хрупкой деформации, благодаря чему более проницаемы для рудообразующих флюидов. К факторам, благоприятным для отложения полиметаллического оруденения, можно отнести также повышенную растворимость скарновых минералов и нейтрализующую способность карбонатных пород (мраморов) кислых гидротермальных растворов, понижающую растворимость, но повышающую кристаллизационное давление рудных минералов [13].

Существует представление о том, что полиметаллическая минерализация, присутствующая в скарновых рудах Алтынтюпканского рудного района, в основной своей части отлагалась одновременно с формированием самих скарнов [17]. В то же время он пишет, что «рудные минералы (на месторождении Пайбулак) – галенит и сфалерит всегда тесно ассоциируются с кварцем и кальцитом». Однако, детальные термобарогеохимические анализы первичных газово-жидких включений в кварце и кальците с этого месторождения, а также других месторождений Алтынтюпканского рудного узла, показывают интервал температур гомогенизации, не превышающий 300°C. Здесь следует отметить, что на скарново-магнетитовом месторождении Чокадамбулак кварц и кальцит, находящиеся в парагенетической ассоциации с рудными скарновыми минералами (гематитом, магнетитом), содержат многофазовые кристаллофлюидные включения, гомогенизация которых происходит в диапазоне температур 640-480 и 535-420°C соответственно [18]. Кроме того, были исследованы в месторождениях рудного узла и другие жильные минералы – флюорит и барит, также находящиеся в парагенетической ассоциации с полиметаллической минерализацией. Температурный интервал гомогенизации флюидных включений в них оказался еще меньше: флюорит – 260-125, барит – 200-105°C.

И наконец, были сгомогенизированы двухфазовые газово-жидкие консерванты в одном из рудных минералов месторождений - сфалерите. Если, как утверждает С.В.Ежов [17], «галенит – сфалеритовая минерализация в основной своей части отлагалась одновременно с формированием самих скарнов» (с. 237), то мы должны были – бы получить высокие температуры гомогенизации для этого минерала. А реальная цифра равна диапазону 250-220°C.

В заключении следует отметить, что вещественный состав, термобарогеохимические параметры кристаллизации минералов, формы залегания и строение залежей и других особенностей в так называемых полиметаллических скарновых (Кансай, Курусай, месторождения Алтынтюпканского рудного узла и др.) и типичных гидротермальных (Большой Канимансур, Чукур-Джилга, Замбарак, Тарыэкан, Каптар-Хона и др.) месторождениях Карамазара, во многом сходны между собой. И в тех и в других месторождениях наиболее распространенными рудными минералами являются галенит и сфалерит. Меньшее значение имеют халькопирит, пирит, блеклые руды,

пирротин, гематит, висмутин, аргентит, самородные серебро и висмут, борнит, сульфосоли свинца и серебра и др. Им сопутствуют жильные минералы – кварц, карбонаты, иногда флюорит и барит. Главные гипергенные минералы представлены гётитом, гидрогётитом, гидрогематитом, церусситом, англезитом, смитсонитом, малахитом, азуритом, гидроокислами марганца и железа, ковеллином и др.

Как уже было указано, образование полиметаллического оруденения в скарновых месторождениях происходило в диапазоне температур 150-280°C и давлений 100-350 атм. Эти данные сопоставимы с физико-химическими параметрами кристаллизации полиметаллического оруденения в типичных гидротермальных месторождениях региона. Продуктивная рудная минерализация в последних формировалась в интервале температур 150-300°C и давлений 100-400 атм. Изучение водных вытяжек из сфалерита, галенита, кварца, кальцита, флюорита также свидетельствует о том, что состав жидкой фазы газовой-жидких включений в минералах из типичных гидротермальных и скарновых месторождений идентичен между собой. В составе солей преобладают хлориды натрия и кальция при подчиненном значении фторидов, бикарбонатов и сульфатов натрия, кальция, калия и магния. Близкой в месторождениях указанных типов оказалась концентрация минералообразующих флюидов и состав газовой фазы включений минералов: концентрация солей в растворах включений равна 5-35 мас.%, а газы представлены преимущественно углекислотой и азотом.

Таким образом, полученные нами данные говорят в пользу того, что руды скарновых месторождений Карамазара идентичны рудам типичных гидротермальных месторождений региона и образованы в результате проявления средне-низкотемпературных гидротермальных процессов.

Литература:

1. Магакьян И.Г. Рудные месторождения. Ереван, 1961, 548 с.
2. Вольфсон Ф.И., Некрасов Е.М. Основы образования рудных месторождений. М., 1978, 224 с.
3. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., 1982, 670 с.
4. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев В.Ф. Курс рудных месторождений. М., 1986, 360 с.
5. Яковлев П.Д. Промышленные типы рудных месторождений. М.: 1986, 360 с.
6. Жариков В.А. Геология и метасоматические явления скарново-полиметаллических месторождений Западного Карамазара. Тр. ИГЕМ, вып.14. М.: Изд-во АН СССР, 1959, 372 с.
7. Нечелюстов Н.В., Попова Н.Н. О рудоотложении в скарнах месторождений Карамазара. Сов. геология, №5, 1967, с. 25-36
8. Королева Н.Н., Клемперт С.Я. Опыт применения минералого-геохимических исследований при металлогенических построениях (на примере свинцово-цинковых месторождений Средней Азии). В сб.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1970, с. 563-567.
9. Вольфсон Ф.И., Дуброва И.В., Рахимов Ш.Х. Зональность минерализации на свинцово-цинковых месторождениях скарновой формации Западного Карамазара как индикатор скрытого оруденения. В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на ос-

- нове зональности гидротермальных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1972, с. 141-142.
10. Королев В.А., Королева Н.Н., Шихин Ю.С., Акимов В.В., Ищенко Е.Н. Использование гипогенной зональности при детальном прогнозировании скрытого оруденения в пределах рудных полей Карамазара. В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1972, с. 129-132.
 11. Данилевский В.И., Обручева З.А., Серебрицкий А.И., Ходаковский П.Ю. Поисковое значение метасоматитов на скарново-рудных месторождениях Западного Карамазара и северо-восточного Могол-Тау. В кн.: Вопросы геологии и генезиса полезных ископаемых. Л.: ЛГУ, вып. 3, 1973, с. 20-31.
 12. Файзиев А.Р., Дзайнуков А.Б., Таджибаев Г.Т. Об идентичности скарново-полиметаллической и гидротермально-полиметаллической минерализаций в месторождениях Карамазара (Срединный Тянь-Шань). Докл. АН СССР, т. 318, №5, 1991, с. 1199-1202.
 13. Жариков В.А. Скарновые месторождения. В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220-240.
 14. Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А., Ятимов С.Б., Усмонов Н.К. Стадийность и физико-химические условия становления полиметаллических месторождений Юго-Западного Карамазара (Северный Таджикистан). Ученые записки Казанского университета. Серия естественные науки. Т. 164, кн. 1, 2022, с. 166-180.
 15. Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др. Шкала геологического времени. М., 1985, 140 с.
 16. Розанов Ю.А. Экспериментальные исследования деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах до 200°C. Тр. ИГЕМ, вып. 66. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 84 с.
 17. Ежов С.В. Соотношение процессов скарнообразования и отложения сульфидных руд на полиметаллических месторождениях Алтынтопканского рудного района (Средняя Азия). Геология рудн. месторожд., т. 36, №3, 1994, с. 237-249.
 18. Файзиев А.Р., Сафаралиев Н.С. Термобарогеохимические условия образования минеральной ассоциации, предшествующей оруденению на Шохкадамбулакском железорудном месторождении (Западный Карамазар). Докл. АН РТ, т. 52, №7, 2009, с. 544-549.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УЧАСТКА КАУЛЬДЫ

Хамраев А.Д.* , Бегалиев Н.С.*

*Национальный Университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека**

На сегодняшний день участок Каульды имеет большое значение на территории Алмалыкского рудного поля по увеличению ресурсных баз полезных ископаемых в республике Узбекистан. Месторождение относится к кварц-золоторудной формации. Оно расположено в центральном блоке Алмалыкского рудного района, являющимся грабен-

синклиналью, выполненной верхнепалеозойскими вулканогенными образованиями андезит-андезито-дацитово-гранитной формации.

Месторождения Каульды приурочены к среднему структурному ярусу второго этажа центрального блока. Залегают среди эффузивных пород C_2 - C_3 , которые здесь стратиграфически расчленены на две свиты – акчинскую и надакскую. Эффузивные породы подстилаются карбонатно-сульфатными отложениями девона и перекрываются известняками-ракушечниками палеогена; они прорваны дайками граносиенит-порфиров и диоритовых порфиритов[1].

Площадь месторождения покрыта четвертичными образованиями, представленными обломочно-делювиальными материалами, главным образом лессами. Месторождение имеет довольно сложное тектоническое строение. Установлены четыре разновозрастные системы разрывных нарушений, создавших современных структурных план участка.

Наиболее древние разломы имеют северо-западное простирание 310° - 330° и падают к северо-востоку под углом 60 - 70° . Их зоны выполнены дайками граносиенит-порфиров и диоритовых порфиритов. Рудные тела месторождения приурочены к субмеридиональным разломам с азимутом простирания 340 - 320° и падением 30 - 55° .

Структуры указанных систем являются дорудными. Они оказывали определенное влияние на размещение и локализацию оруденения. Послерудные структуры значительно осложнили строение месторождения (Алмалык). Рудные зоны Каульдинского рудного поля морфологически представлены межпластовыми залежами и простыми жилами субмеридионального простирания. Протяженность их около 300 м. На месторождении Каульды породы заметно изменены, и проявлены следующими:

1. Скарнированные известняки на контакте с прорывающими их интрузивами сиенито-диоритового состава;
2. Скарнированные и окремненные карбонатные породы на контакте с перекрывающими вулканогенными породами (последние при этом интенсивно окварцованы);
3. Пропилитизированные изверженные породы площадного характера (по-видимому, неоднократно проявлявшаяся в дорудное и, возможно, в послерудное время);
4. Альбитизированные, калишпатизированные, карбонатизированные различные вулканогенные породы, прорываемые мелкозернистыми сиенито-диоритами и сиенито-диорит-порфирами;
5. Формирование кварцевого-гидрослюдистых и монокварцевых метасоматитов, предшествовавшее процессу рудоотложения и сопровождавшее его.

На месторождении проявлены гематизация, связанная с окислением железа в процессе формирования вулканогенных пород, и каолинизация (в приповерхностной части месторождения), обусловленная воздействием сернокислых вод, образующихся при окислении пирита[2].

Заключение. Рудные тела участка Каульды приурочены к северо-западным и северо-северо-восточным структурам дорудного и послерудного этапа. Межпластовые и жильные залежи представлены преимущественно субмеридионального простирания и являются главными. Главные полезные ископаемые в рудных залежах являются: золото, серебро, свинец, медь и другие.

Литература:

1. Рашидова Г.Ш. – Особенности состава кварца некоторых золоторудных месторождений Алмалык-Ангренского рудного района 1975 г. стр. 4-11.
2. Бадалов С.Т. – О причинах возникновения концентрации золота в сульфидных минералах. Узб. Геол. журн. 3, 1972, № 2.
3. Бадалов С.Т. – некоторые соображения о генезисе кварцево-золоторудных жил. Пробл. постмагм. рудообр., Прага, 1969, т.2.
4. Королев А.В. – структура и металлогения Алмалыка. Труды САИИ, 1941, вып.13 (2).
5. Наследов Б.Н. – Карамазар. Труды ТЭ, 1938, вып.ХІУ,

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНЫХ–КЫЗЫЛКУМОВ (НА ПРИМЕРЕ КОКПАТАССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)

Шарахмедов Х.Н.*, Кувондилов И.Ш.*, Турапов М.К. *Халиёров Х.Х. **

*ГУ «Институт минеральных ресурсов», **Национальный университет Узбекистана.

Одним из уникальной золоторудной провинцией мира является территория Западного Узбекистане включающий Центрального-Кызылкумский и Нуратинские региона, где с 60^х годов XX века до настоящее время выявлены ряд крупных месторождений среди которых следует выделить: Мурунтау (гигантское месторождение), Кокпатасс, Даугыз, Амантайтау, Гужумсай, Чармитан и др.

Все эти месторождения по И.Х. Хамрабаеву, М.М. Мансурову, Х.Р. Рахматуллаеву, А.В. Королеву и др имеют гидротермальный генезис к связаны с гранитоидным магматизмам.

Вопросами закономерности и геологических факторов размещения золотого оруденение, их минералого-геохимических особенностями, районирования территории Западного Узбекистана в своё время занимались И.Х. Хамрабаев, Х.Н. Баймухамедов, М.М. Мансуров, Ю.С. Савчук, Р.Х. Миркамалов и др.

При районирование Южного Тянь-Шаня В.И. Смирнов (1981), в первую очередь, выделяет более крупные тектонические элементы, четко отражающие региональную зональность размещения геологических формаций. В качестве крупных тектонических структурных элементов региона исследователями выделяются три сектора: западный, центральный и восточный. В состав западного и восточного секторов включаются палеозойские структуры, прослеживающиеся к западу от Западно – Тяньшансколинияаментаи восточнее Талассо-Ферганского разлома. Структурно формационные зоны центрального сектора занимают промежуточные положение. В пределах всех трех секторов Южно- Тяньшанской складчатой области в фанерозое установлено последовательный ряд тектонических режимов: раннегеосинклинальный, инверсионный- раннеорогенный, орогенный, квазиплатформенный и неотектонический. В современных структурах Южного Тянь-Шаня геологические формации и рудные образования всех отмеченных тектонических режимов наиболее полно проявляются в его центральном секторе.(Смирнов В.И. 1981. С.143-146)[2]

Металлогеническую особенность определяют проявления золота, вольфрама и серебра, размещение которых контролировались как региональными (северо-западного направления) разломами, участками разуплотнения пород и другими геологическими явлениями в комплексе создавшие условия благоприятные для проявления рудной минерализации.

Несмотря на высокую степень геологической и металлогенической изученности решение актуальной проблемы расширения и укрепления минерально-сырьевой базисно-рудных районов Узбекистана требует провести ревизионно-металлогенические исследования на флангах известных месторождений золота по методике разработанной в ИНИГРИ (Россия). К числу таких объектов относятся месторождения: Мурунтау, Кокпатаасс, Аджибугут и др.

Результаты работ. Кокпатаасское рудное поле впервые описано К.К. Пятковым в 1952г. как сурьмяное проявление. В 1960г Ю.В. Финкельштейном Х. Р. Рахматуллаевым обнаружено золото. Рудное поле расположено в Центральных – Кызылкумах, на южных склонах Букантауских возвышенностей, и сложено комплексом осадочных, терригенно-осадочных и вулканогенных метаморфизованных пород палеозоя, местами перекрытых мезо-кайнозойскими образованиями. Главный структурный элемент рудного поля – крупная антиклинальная складка, ядро которой сложено известняками, верхневизейского подъяруса нижнего карбона. Отложения перекрывающие известняки размещаются в крыльях антиклинали: они представлены двумя свитами: архарская и кокпатаасская.

Известняки, слагающие ядро Кокпатаасской антиклинали, представлены «узорчатыми» и равномерно окрашенными разностями и серого и темно-серого цвета, структура которых меняется от среднезернистой до афанитовой. Завершается разрез песчанистыми, детритусовыми известняками и маломощной пачкой доломитизированных известняков.

На различных горизонтах известняков с некоторым угловым и азимутальным несогласием залегает архарская свита с продуктами латеритного корообразования в основании. Доверхнебашкирская кора выветривания фиксируется на значительном протяжении кровли известняков, а также встречается в виде полос, приуроченных к зонам разломов древнего заложения.

Архарская свита подразделяется на четыре литологические пачки.

Первая пачка сложена преимущественно туфобрекчиями, состоящими из обломков эффузивов, сланцев, стекла и микролитов плагиоклаза. Характерны линзующиеся горизонты обломочных и халцедоновидных кремней, доломитов и др. В основании пачки часто залегают углисто-глинисто-хлоритовые сланцы и полимиктовые песчаники. В верхней части разреза прослеживается горизонт разногалечных конгломератов с туфогенным цементом. Туфобрекчии переслаиваются с туфами андезит-дацитового состава, миндалекаменными сплитами, базальтами и рассланцованными туф-форлевролитами.

Вторая пачка завершает разрез нижнего архара- представленную преимущественно рассланцованными туф-форлевролитами с линзами и прослоями кремней, реже – известняков и доломитов.

Третья пачка относимая к верхнему архару, ограничивается от второй пачки мощным и выдержанным горизонтом халцедоновидных и пизолитовых кремней. Пач-

ка сложена вулканомиктовыми песчаниками, в низах разреза переслаиваемыми с туфоалевролитами. Иногда по простиранию песчаники замешаются туфоалевролитами.

Четвертая пачка, сложенная филлитовидными глинистыми и глинисто-хлоритовыми сланцами. Кокпатасская свита представлена линзующимися горизонтами светлых, темно-серых и черных, тонко и среднеслоистых, реже массивных кремней и кварцитов чередующихся с известняками, доломитами, слюдистыми, кремнисто – слюдистыми и глинисто-слюдистыми сланцами, туфоалевролитами и вулканомиктовыми песчаниками.

Наиболее древние интрузивные породы – гипербазиты приурочены к зоне субмеридионального разлома на западном крыле антиклинали и слагают прерывистую дайку. По возрасту гипербазиты соответствуют среднекарбонному комплексу ультраосновных пород, выделенному И.Х. Хамрабаевым (1958).

Гранодиориты прорываются субмеридиональными дайками порфировидных гранитов. Отдельные дайки того же простирания и состава встречается в северо-восточной части рудного поля, в пределах отложений кокапатасской свиты.

С порфировидными гранитами связаны мелкие линзовидные и жильные тела пегматитов с микрографической структурой и аплиты.

Протяженные дайки кварцевых порфиров приурочены к зоне крупного многоосевого разлома северо-западного простирания. Известны также единичные дайки северо-восточного и широтного простирания и согласные тела. Породы чрезвычайно изменены. Катаклазированы и рассланцованы.

Подавляющее более молодых даек размещается в виде пучков в зонах субширотных разломов.

Широко развиты дайки микродиоритов, которые пересекаются дайками керсантита. Керсантиты прорываются дайками интенсивно измененных диоритовых порфиров. Широко развиты дайки спессартитов. Наиболее молодыми по В.В. Овчинникову и А.Д. Швецову, являются дайки диоритов, пересекающие дайки керсантитов и спессартитов. [1]

Разрывные нарушения, выраженные зонами брекчирования, милонитизации и рассланцевания, сопровождаются повышенной трещиноватостью пород маркируются дайками и зонами гидротермального метаморфизма. Выделяется разломы четырех основных систем: субмеридиональные, северо – западные, северо – восточные и субширотные.

Почти все известные рудопроявления золота, рудного поля представленные зонами окварцевания и тонкой вкрапленности золотоносного пирита и арсенопирита в отложениях архарской свиты, приурочены к субширотным разломам. В визейских известняках локализуются кварцевые жилы с сурьмяной и сурьмяно-серебряной минерализацией, в отложениях кокпатасской свиты-кварцевые жилы с халькопиритом: известны также рудопроявления золота.

В размещения сульфидно – вкрапленного оруденения проявлен структурный контроль. Рудные тела локализуются либо в зонах относительно крупных нарушений типа надвигов и взбросов, либо следуют вдоль контактов даек, приуроченных к крутопадающим сбросо-сдвигам и оперяющим их трещинам. Часто рудные тела локализу-

ются в участках сопряжения и пересечения нарушений с различной ориентировкой по падению и простиранию.

Одним из перспективных участков рудного поля является участок Окжетпесс.

Участок Окжетпесс расположен на в южной части Букантауского поднятия и является южным окончанием Бозтау Кокпатас-Окжетпесской брахиантиклина-
ли, прослеженной в северо-западном направлении более чем на 60 км.

Согласно схеме стратиграфического деления, площадь Окжетпесского руд-
ного поля представляет купольное поднятие, сложенное в ядерной части массив-
ными доломитами (D_{2-3}) и средне-тонкослоистыми известняками (C_1), относимыми
(как и на эталоне- месторождении Кокпатас) к джускудукской свите (C_{1dz}).

Однако, единственная скважина, пересекая карбонатное ядро, на глубине
450 м вскрыла метаморфизованные породы фундамента.

На известняках согласно залегают нерасчлененные образования средне-
верхнего карбона (C_{2-3}), сложенные снизу вверх конгломератами, гравелита-
ми, песчаниками с линзами известняков и кварц-хлорит-серицитовыми сланцами с
прослоями песчаников (входят в состав бывшей карашахской свиты (C_{2kr})). [4]

Проведенные исследования геохимических ореолов показал, что спектро-
химических элементов не очень высок. Для руд участка Окжетпесс характерны эле-
менты: Au, Ag, V, Cu, As, Sb, Ti. (таблица №1).

Наиболее высокие содержания рудная элементов характерно для зон разрыв-
ных нарушений сопровождающегося трещиноватостью, дроблением пород интенсивно
подвергнутые метасоматическим изменения.

Содержание главного элемента – золота в пробах варьирует от 0,03 до 1 г/т
(проба М-1-6).

Серебра фиксируется в пределах 0,005-2,0 г/т. Стабильное содержание харак-
терно для олова. Остальные элементы имеют широкий спектрометрический содержа-
ния.

Анализ содержаний элементов показал, что вариация содержания ванадия, меди,
мышьяка, серебра, сурьмы и титана синхронны (рис.1 и 2). Контрастность в содержаниях
характерно для золота, мышьяка и серебра (рис. 3 и 4).

Выводы.

- Рудное поле расположено в Центральных – Кызылкумах, на южных склонах
Букантауских возвышенностей, и сложено комплексом осадочных, терригенно- оса-
дочных и вулканогенных метаморфизованных пород палеозоя, местами перекрытых
мезо-кайнозойскими образованиями.

- Разрывные нарушения, выраженные зонами брекчирования, милонитизации и
рассланцевания, сопровождаются повышенной трещиноватостью пород маркируются
дайками и зонами гидротермального метаморфизма.

- Почти все известные рудопроявления золота, рудного поля представленные
зонами окварцевания и тонкой вкрапленности золотиносного пирита и арсенопирита в
отложениях архарской свиты, приурочены к субширотным разломам.

Таблица №1 Содержание химических элементов в рудах участка Окжетпес

Проба	V	Cu	As	Ag	Sb	Ti	Au
Л-18	7	300	500	2	10	70	0,2
Л-54	10	3	100	0,05	10	70	<0,03
М-1-3	3	100	200	1	7	5	0,3
М-1-4	1	100	200	1,5	7	20	0,1
М-1-5	3	20	50	0,2	10	5	<0,03
М-1-6	1	5	700	2	10	15	1
М-1-7	1,5	1	20	1	10	10	<0,03
К-92-5	15	<0,8	150	0,2	15	10	<0,03
К-92-6	7	<0,8	20	0,5	10	100	<0,03
К-92-7	15	<0,8	10	0,07	15	100	<0,03
К-92-8	15	<0,8	20	0,07	10	150	<0,03
К-92-8a	30	<0,8	1%	0,5	30	15	<0,03
К-92-9	30	<0,8	50	0,5	20	10	<0,03
К-92-10	30	1,5	70	1	20	10	<0,03
К-92-11	70	2	70	0,3	50	7	<0,03
К-107-7	20	1,5	<2	0,02	15	100	<0,03
К-107-8	15	2	<2	0,01	10	70	<0,03
к-108-1	20	1,5	3	0,01	15	100	<0,03
К-108-2	20	2	<2	0,03	15	100	<0,03
К-108-3	15	7	<2	0,02	10	100	<0,03
К-108-4	15	3	<2	0,02	15	100	<0,03
К-108-5	15	<0,8	<2	0,01	15	70	<0,03
К-110-1	15	7	7	0,01	15	70	<0,03
К-110-2	7	2	<2	0,01	7	70	<0,03
К-110-3	7	<0,8	<2	0,01	7	70	<0,03
К-110-5	10	1	100	<0,005	10	70	<0,03
К-110-7	10	1	10	<0,005	10	50	<0,03
К-110-9	15	<0,8	200	0,03	15	70	<0,03
К-110-10	10	<0,8	200	0,02	15	70	<0,03
К-110-11	15	<0,8	150	0,05	15	100	<0,03
К-120-20	30	<2	15	0,02	7	100	<0,03
К-120-21	70	10	<2	0,01	15	150	<0,03
К-120-27	15	7	10	<0,005	7	150	<0,03
К-120-28	15	<0,8	15	<0,005	5	200	<0,03
К-120-37	2	30	70	0,07	5	50	<0,03

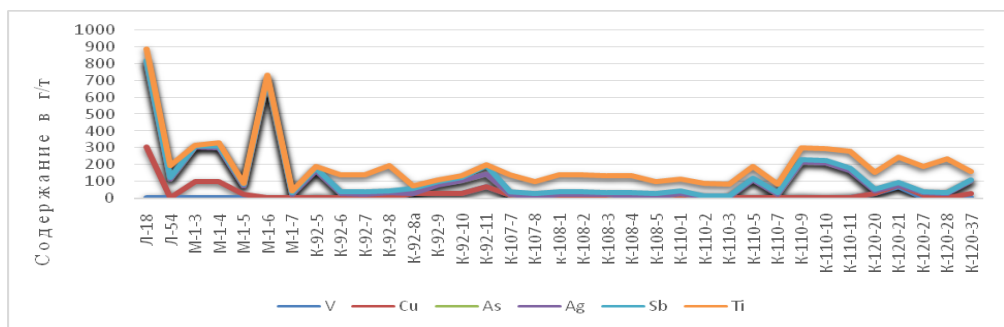


Рис.1. Содержание ванадия, меди, мышьяка, серебра, сурьмы и титана в пробах

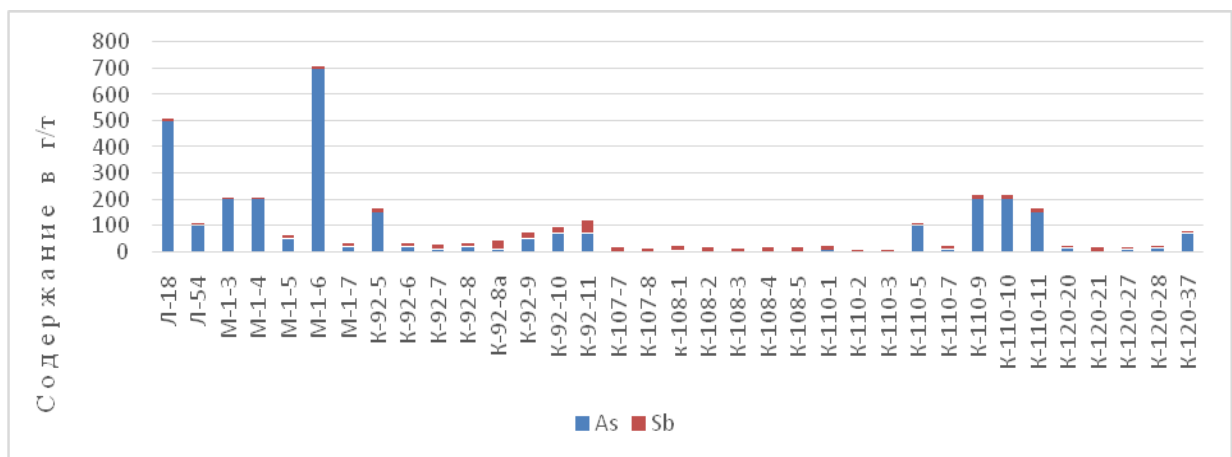


Рис.2. Содержание мышьяка и сурьмы в пробах

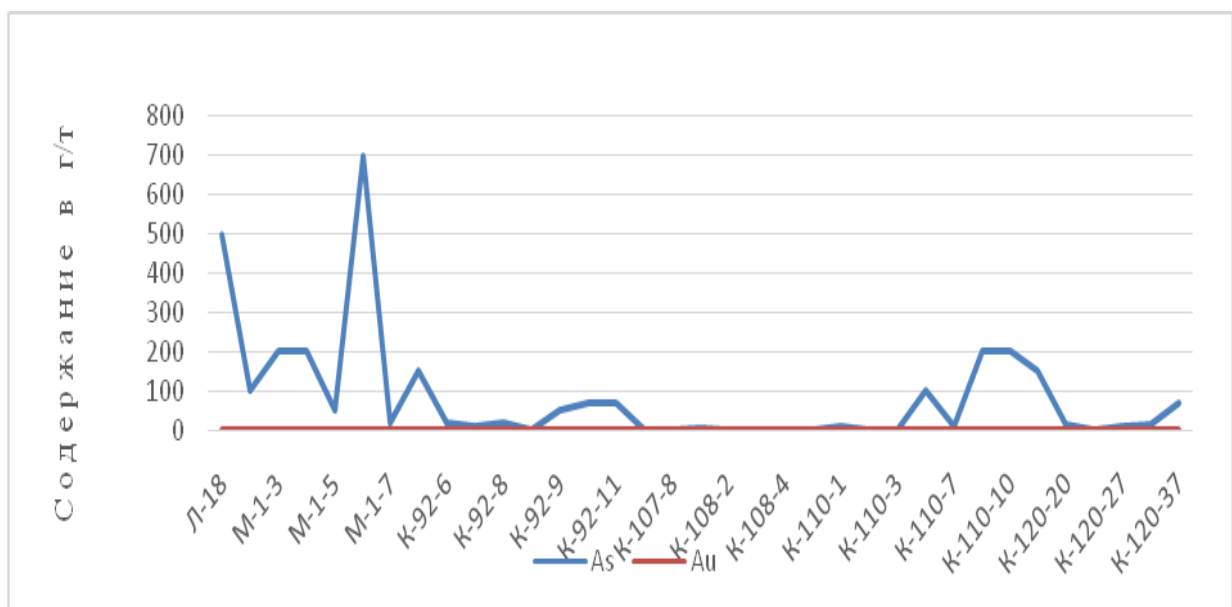


Рис.3. Содержание мышьяка и золота в пробах

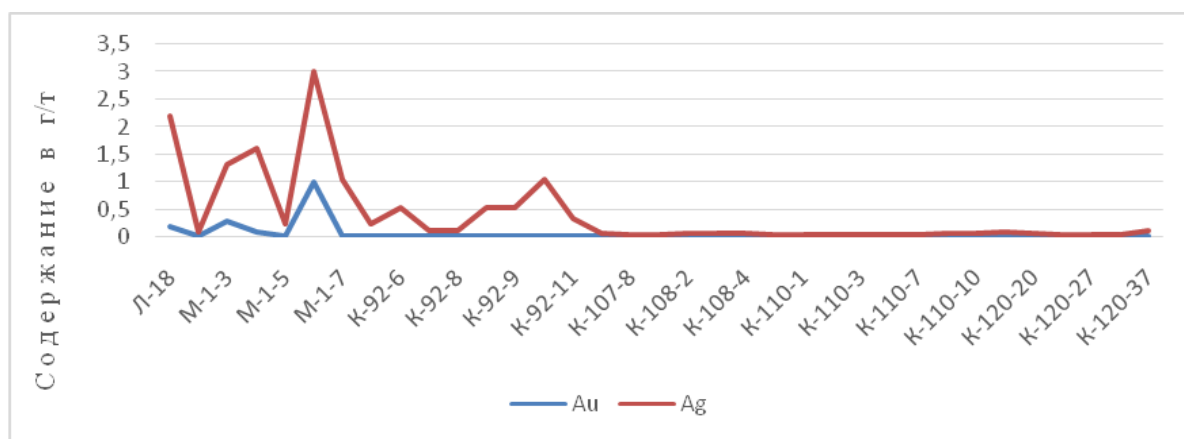


Рис.4. Содержание золота и серебра в пробах

Литература:

1. Рудные формации и основные черты металлогении золота в Узбекистане //(ред. Коллегия: И.Х. Хамрабаев. Т. «Фан». 1969.
2. В.И. Смирнов. Закономерности размещения полезных ископаемых «Наука» Москва - 1981. с.143-146.
3. Смирнов В. И. Варианты доорогенной металлогении – Геология рудных месторождений.//-1977. №1.
4. Пирназаров М.М. Омонов О.Г., Абдуллаев Л.А. и др. Рудоконтролирующие факторы и значимые признаки оруденения Окжепесского рудного поля (Центральные Кызылкумы)// Geologiya va mineral resurslar-2022.-№1. -с.51-53.

МИНЕРАЛОГИЯ ГИПОГЕННЫХ ПЕРВИЧНЫХ РУД

ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАКУТАН

Шукуров Ш.*, Туресебеков А.Х.*, Рашидов Н.И.*, Файзиев Ф.Ф.*

**Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, Госкомгеологии РУз.*

В предыдущих публикациях приводятся детальные исследования минералогии матрицы вмещающих пород и зон гипергенеза [1-5].

По минеральному составу гипогенные (первичные) золото-серебряные руды являются сложной гетерогенной минеральной системой, которая представлена несколькими минеральными ассоциациями минералов. Основная золото-пирит-арсенопиритовая и подчиненная серебро-полисульфидная(табл. 1).

В результате микроскопических и микронзондовых исследований более 100 брикетов, изготовленных из многочисленных рудных тел, в сложной по минеральному свойству гетерогенной макро-микро-наночастичной минеральной системе золото-серебряного месторождения Каракутан установлено более 42 минералов и разновидностей, представлены различными продуктивными классами минералов: сульфиды, арсениды, сульфосоли, селениды, теллуриды, карбонаты, вольфраматы, фосфаты, оксиды, антимониды, самородные (табл. 1).

Самыми ценными минералами золота и серебра являются для Au - самородное золото (Au), интерметаллид золота (Au-Ag) и арсенид золота (Au-As), для Ag - кроме его вхождения в структуру интерметаллида золота (Au-Ag) выделены следующие минеральные формы серебра: фрейбергит, полибазит, клаусталит, науманит, аргентит, гессит; для селена установлены минеральные формы: ферросилит, клаусталит, науманит, агвиларит); для теллура - гессит; для вольфрама - шеелит; для кадмия - гринокит; для никеля и кобальта - герсдорфит, пентландит (табл. 1).

Необходимо отметить, что преобладающими сульфидными минералами в рудах золото-серебряного месторождения Каракутан являются пирит> арсенопирит>халькопирит>сфалерит>галенит, а также на высокую карбонатность руд, где карбонаты представлены кальцитом>доломитом>сидеритом>анкеритом и высокую графитизацию руд, представленную минералом графит (табл. 1).

Полученные детальные минералогические исследования, ранее считавшими месторождение Каракутан золоторудным (1), позволяет по содержанию золота и серебра, где серебро преобладает над золотом в несколько раз и присутствием многочисленных минералов серебра (табл. 1) отнести месторождение Каракутан к золото-серебряному генетическому типу и к высококомплексному месторождению.

Таблица 1. Минеральный состав и их распространенность в первичных рудах золото-серебряного месторождения Каракутан.

Класс минералов	Минерал	Формула минерала	Распространенность
Сульфиды	Пирит	FeS_2	+++
	Петландит	$(\text{Fe, Ni})_9\text{S}_8$	+
	Халькопирит	CuFeS_2	+
	Халькозин	CuS_2	+
	Сфалерит	ZnS	+
	Бетехтенит	$(\text{Cu, Fe})_{21}\text{Pb}_2\text{S}_{15}$	+
	Галенит	PbS	+
	Аргентит	AgS	+
	Гринокит	CdS	+
Арсениды	Ауроарсенид золота	AuAs_2	+
	Арсенопирит	FeAsS	++
	Бертьерит	FeSbS_4	+
	Герсдорфит	NiAsS	+
	Фрейбергит	$(\text{Cu, Ag})_{12}(\text{Sb, As})_4\text{S}_{13}$	+
	Тенантит	$\text{Cu}_{12}(\text{As, Sb})_4\text{S}_{13}$	+

Сульфосоли (антимониды и смеси)	Тетраэдрит	$\text{Cu}_{12}(\text{Sb As})_4\text{S}_{13}$	+
	Буланжерит	$\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$	+
	Бурнанит	PbCuSbS_3	+
	Рамдорит	$6\text{PbS} \cdot 2\text{AgS} \cdot \text{SSb}_2\text{S}_3$	+
	Полибазит	$(\text{Ag, Cu})_{10}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$	+
	Накасеит	$\text{Pb}_4\text{Ag}_3\text{CuSb}_{12}\text{S}_{24}$	+
	Флюлепит	$\text{Pb}_3\text{Sb}_8\text{S}_{15}$	+
Селениды	Феросилит	FeSe_2	+
	Клаусталит	PbSe	+
	Агвиларит	Ag_4SeS	+
	Науманит	Ag_2Se	+
Теллуриды	Гессит	Ag_2Te	+
Карбонаты	Кальцит	CaCO_3	++
	Доломит	CaMgCO_3	+
	Анкерит	$\text{Ca Fe (CO}_3\text{)}$	+
	Сидерит	$\text{Fe (CO}_3\text{)}$	+
Вольфраматы	Шеелит	Ca WO_4	+
Фосфаты	Апатит	$\text{Ca (PO}_4\text{ SO}_4\text{)}$	+
	Монацит	$(\text{Ce,La,Nd,Th,U}) [\text{PO}_4]$	+
	Ксенотим	$\text{Y}[\text{PO}_4]$	+
Оксиды	Якобсид	MnFe_2O_4	+
	Хромит	$(\text{CrFe})_3\text{O}_4$	+
	Магнетит	Fe_3O_4	+
	Рутил	TiO_2	+
Антимониды	Горсфордит	Cu_6Sb	+
Интерметаллид	Самородное золото	Au,Ag	+
Самородные	Графит	C	+++

Литература:

1. Баймухамедов Х.А Курбанов А.С Гебиторов Г.П. Минеролого-геохимическая характеристика руд. Каракутанского рудного поля. Рудные формации и основные черты металлогении золота, Узбекистана, "ФАН", 1969 с.144-149

2. Туресебеков А.Х, Садыкова Л.Р., Шукуров Ш.Р. и др. Геохимические и минералогические особенности нового промышленного типа золотосеребряных месторождений Зирабулак–Зиаэтдинских гор. Горный вестник № 4, 2021 г. с. 32-39.
3. Шукуров Ш.Р. Минералогия зоны гипергенеза золото-серебряного месторождения Каракутан. Горный вестник № 1, 2021 г. с. 64-67.
4. Шукуров Ш.Р., Туресебеков А.Х., Мусаев Г.М. Гипергенез и вертикальная зональность гипогенных первичных руд золото-серебряного месторождения Каракутан. Горный вестник № 3, 2021 г. с. 19-22.
5. Туресебеков А.Х, Ткаченко Е.Е Шарипов Х.Т, Баранова Т.Н. Шукуров Ш.Р. Минералогические и геохимические особенности руд золоторудного месторождения. Геология и минеральные ресурсы, N5, 2016 г. С 31-32.

ТАУШАН КОНИ ОЛТИН МАЪДАНЛАШУВИНИНГ ПАРАГЕН

АССОЦИАЦИЯЛАРИ

Юсупов А.Б. *, Карабаев М.С. **

**Х.М. Абдуллаев номидаги Геология ва геофизика институти*

***Геология фанлари университети*

Хозирги кунда геология-кидирув ишлари амалиётида турли хилдаги маъданли, жумладан олтин конларининг моддий таркибини ўрганиш алоҳида аҳамият касб этади, чунки кўрсатилган изланишлар геологик тадқиқотларни олиб боришдаги ажралмас вазифалардан биридир. Шу билан биргасоҳага инновацион технологияларни, маъданларни бойитишнинг замонавий усуллариини жалб этиш, асосий компонентлар билан бир қаторда, ҳамроҳ элементларни ҳам ажратиб олиш фойдали қазилмалардан самарали фойдаланиш имконини беради [1-2]. Бу эса хозирги кундаги янги тадқиқот майдонларида ва қазиб олишга тайёрланаётган конларда ушбу масалаларни ўрганишга чуқурроқ эътибор қаратишни талаб этади.

Тадқиқ қилинаётган Қулжуктов тоғлари Марказий Қизилқумнинг жанубий-ғарбий қисмида жойлашган бўлиб, геотектоник жиҳатдан Жанубий Тянь-Шан структура-формация зонасининг Зарафшон-Туркистон бурмаланган системасига қаради [3].

Таушан кони Қулжуктов тоғларининг марказий қисмида, Ақтости интрузиясидан 2,5 км шарқда жойлашган. Кон чегараларини шимолдан ва шимолий-ғарбдан таушан свитасининг терриген ётқизикларида ёстиқсимон кўринишда чиқиб турган девон даври охактошлари билан чегаралаш мумкин, шарқий қисми ўрганилганлик даражасига кўра шартли равишда ажратилади. Жанубдан кон линзасимон кремнийли сланецлар ва мрамарлашган охактошлар билан чегараланган. Маъдан таналарининг морфологияси бўйича кон чизик-штокверкли турга оид бўлиб, ягона саноат қимматига эга компонент олтин ҳисобланади. У жинс ҳосил қилувчи минералларда дисперс ва майда заррали шаклида бўлиб, олтиннинг юқори кўрсаткичлари кварцланиш зоналари билан чегараланган [4].

Коннинг майдони таушан свитасининг терриген жинсларидан ташкил топган. Свитанинг литологик таркиби анча ранг-баранг бўлиб, алмашилиб келувчи

қумтошлар, алевролитлар, филлитли сланецлар билан тақдим этилган. Майда заррали ва кварц-серицит таркибли алевролитлар тоғ жинсларининг кўпроқ қисмини ташкил қилади. Мармарлашган девон даври охактошлари коннинг шимолий қисмида ҳамда жанубий ва ғарбий қисмида тектоник линзалар кўринишида кузатилади[4].

Маъдан таналарининг морфологияси бўйича кон чизиқ-штокверкли турга оид. Минераллашув нотекис бўлиб, ягона саноат аҳамиятигаэга компонент олтин хисобланади, Таушан конининг сульфидли минераллашув зоналари, углерод-кремнийли, углерод-кремний-слюдали (серицитли) сланецларнинг бурдаланган ва метасоматик кварцлашган участкалари билан тавсифланади. Маъдан минераллашуви олинган намуналарда асосан пирит, арсенопирит, пирротин, кам ҳолларда халькопирит ва бошқа сульфидлар билан ифодаланади. Улар асосан қамровчи сланецларда ёки кварцлашган қисмларнинг зальбандида, камдан-кам ҳолларда кварц массасининг ўзида жойлашган.

Таушан конидаги маъданлар асосан икки типдаги олтин маъданли минераллашув билан намоён бўлиб, минерал ҳосил бўлиши гидротермал-метасоматик ва гиперген жараёнлар билан алоқадор. Томир ва метасоматик комплексларнинг таркиби жуда хилма-хил бўлиб, бу уларнинг кўп босқичли шаклланиши билан боғлиқ. Олтинга йўлдош асосий номаъдан ва маъдан минераллар (ва концентраторлар)—кварц, серицит, хлорит, карбонат, шунингдекпирит, арсенопирит ва бошчалариминерал шаклланишининг маълум босқичларига мос келувчи бир нечта минерал мажмуаларини ҳосил қилади.

Дастлаб юзага келган кўпгина минераллар (кварц, слюда, карбонатлар, дала шпати, хлорит, амфибол ва бошқаларнинг)терриген-чўкинди метаморфлашган жинсларнинг асосий қисмини ташкил қилади. Улардасульфидларнинг дастлабки авлодлари бўлмиш пирит ва камроқ пирротинларнинг алохида майда ажралмалари мавжуд.

Кейинги босқичда ҳосил бўлувчи минераллар интрузив ва уларни қамровчи метаморфлашган терриген чўкинди жинслар бўйлаб ривожланадиган турли хил маъдан-метасоматик ҳосилаларгаҳос, улар турли микёсли томир комплекслари сифатида шаклланган. Уларгакарбонат-амфибол-пироксен-кварцли ва мусковит-кварц билан бирга келувчи кам тарқалганнодир металли минераллашув (шеелит, вольфрамит, касситерит, гранат, шпинел, турмалин, висмутин, молибденит ва бошқа сульфидлар); серицит-кварцли, кварц-серицит-дала шпат-хлоритли (березитлар) билан арсенопирит, пирит, рутил; карбонат-кварцли, карбонат-хлорит-кварцли, дала шпат-карбонат-кварцли (лиственит) маъдан олди ўзгаришлари билан кўпсульфидли минераллашув (пирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, антимонит, марказит); кварц-гидрослюдали-каолинит (аргиллизитлар) билан пирит, ҳамда карбонат-кварцлива цеолит-пиритли минераллар хос.

Кўрсатилган барча минераллар мажмуалари таҳлили Таушан конидаги минерал ассоциацияларихар хил таркибдаги жинслар бўйлаб кетма-кет ҳосил бўлган турли парагенезислар билан ифодаланганлигини кўрсатади.Эндоген маъданлашув гидротермал метасоматик жараёнлар туфайли фужудга келган ва улар қуйидаги ассоциациялардан иборат:

1. *Олтин-нодирметал-кварцли (метасоматик зоналар);*
2. *Олтин-кварц-висмутли (томирли-метасоматик зоналар);*

3. *Олтин-пирит-арсенопирит-кварцли;*
4. *Олтин-полисульфид-кварц-карбонатли;*
5. *Кумуш-сульфасоллиассоциация.*

Охирги учта ассоциация тоғ жинсларини кесиб ўтувчи томирли ҳосилаларни шакллантиради.

Олтин-нодирметал-кварцли минерал ассоциацияси коннинг марказий қисми ва чуқурликда кам учрайдиган кварц, мусковит-кварцли ва амфибол-пироксен-кварцли метасоматитлари билан чекланган. Ушбу ҳосилалар алоҳида зоналар бўйлаб ривожланувчи метасоматик таналарни ҳосил қилган. Кварц, дала шпати, амфибол, калцит, турмалин минералларни метасоматик қайта кристалланиш туфайли намоён бўлади. Дала шпатлари ҳисобига мусковитнинг баргсимон дондор ва устунсимон массалари ривожланган.

Метасоматитларда кенг намоён бўлган пирит, пирротин, галенитлардан ташқари камроқ молибденит, шеелит, касситерит, шеелит, хромит, гранат, шпинель, вольфрамитлар учрайди ва улар шу ассоциация учун типоморф ҳисобланади.

Олтин-нодирметалл-кварцли ассоциацияда олтин миқдори юқори эмас. Олтин шаффоф ва сутсимон оқ кварц доналари чегарасида олтин-сарик рангдаги тартибсизжойлашган зарраларни ҳосил қилади.

Олтин-кварц-висмутли ассоциацияси қамровчи жинсларнинг иккиламчи ўзгарган зоналарида эпидот, хлорит, кварц ва карбонатлар билан ассоциациясида метасоматик-томирсимон таналар сифатида кенг тарқалган. Ушбу конни ўрганган аввалги тадқиқодчилар висмутин-теллурид ассоциацияси тоғ жинсларининг интенсив қайта ўзгариши ва сульфидлашув билан боғлиқлигини таъкидлаб ўтишган (Толоконников ва б., 1996).

Олтин-кварц-висмутли минерал ассоциациясининг намоён бўлиши асосан кварцли метасоматитлар билан боғлиқ бўлиб, улар углеродли алевролит ва қумтошлар, углерод-кремнийли сланецларда ривожланади. Метасоматизм жараёнида кварц, калцит, дала шпати, амфибол, биотит қамровчи жинслар таркибидаги минералларнинг қайта кристалланиши ва йириклашуви кузатилади. Кварцли метасоматитларининг асосий массаси, одатда серицит, хлорит, апатитлар қўшимталари бўлган микрогранобластик кварцдан иборат. Бу ерда бирламчи тоғ жинсларнинг ўрин алмашинуvidан ҳосил бўлганларидан ташқари, дарзликлар ва бурдаланиш зоналарида кварцли томирлар сифатида ҳам намоён бўлади.

Олтин-кварц-висмутли метасоматик зоналарнинг таркиби маъданли минералларнинг чекланган тўплами – пирротин, пирит, магнетит, сфен ва бошқалар билан тавсифланади, улар орасида энг кенг тарқалгани пирротиндир. Пирротин ўлчами 1-2 мм гача бўлган гексагонал кристалларнинг тартибсиз ёки линзасимон дондор тўпламларини ҳосил қилади. Кварцли метасоматитлари одатда маъданли зоналарда сезиларли даражада ривожланганлиги билан ажралиб туради, кўпроқ ҳолатда бунда бир нечта олтиндор минерал ассоциациялар устма-уст ривожланганлиги кузатилади.

Сульфидларнинг асосий миқдори шу ассоциация билан боғлиқ ҳолда пайдо бўлади ва, асосан пирротин (10% гача), кам миқдордаги халькопиритдан ташкил топган (2а-расм). Ушбу ассоциацияда шеелит зарралари учрайди, лекин минералларнинг структуравий ҳолатлари унинг олдин шаклланганлигини кўрсатади - пирротин шеелит кристалларидаги ёриқларни тўлдиради.

Олтин-кварц-висмутли ассоциацияси фазовий жиҳатдан пропицитлашув ва сульфидлашув зоналари билан боғлиқ. Ушбу ассоциация таркибида теллуrowисмутит ва соф висмутлар кузатилади. Висмут минераллари кўпинча бошқа сульфидлар - пирит ва халькопиритларда майда кўшимталар кўринишида жойлашган. Баъзи жойларда улар кварц массасида ривожланиб тўпламлар ҳосил қилади, ўлчамлари 0,01-1 мм.

Кўриб чиқиладиган парагенезисларнинг ўзаро вақт бўйича муносабатларини ўрганиш бўйича олинган маълумотлар, висмут минераллашувининг сезиларли даражада ҳосил бўлиши аввалги олтин-кварц-висмутли ассоциация таркибида қайд этилганлигини кўрсатди. Висмут-теллуридли минераллашув уларга нисбатан кечроқ бўлган сульфид-сулфосол ассоциациясида ҳам кузатилади.

Кондаги олтин маъданлашувининг муҳим қисми олтин-кварц-висмутли ассоциациянинг намоён бўлиши билан боғлиқ. Олтин соф ҳолда бўлиб, тартибсиз, чўзилган доналарни ҳосил қилади, одатда кварцда кичик ва жуда кичик доналар сифатида жойлашган бўлиб, асосан юмалоқ изометрик, камроқ кўпбурчак шаклда, ранги олтин-сарик.

Ассоциациянинг типоморф минераллари висмутин, теллуrowисмутит, соф висмут ва соф олтин.

Олтин-пирит-арсенопирит-кварцли ассоциация олтин ҳосил қилувчи иккиламчи маҳсулдор ҳисобланади ва Таушан конида кўпроқ тарқалган бўлиб, метасоматик кварцлашган зоналар ва томирлар кўринишида тарқалган. Улар кварц-серицит-карбонатли маъдан олди ўзгарган жинслар (березитлар) ореоллари билан намоён бўлади. Асосий маъданли минераллар, арсенопирит ва пирит ҳисобланиб одатда улар аниқ морфологик шакллар билан тавсифланади: пирит учун куб, октаэдр, мураккаб шаклларнинг комбинациялари, шунингдек, тарқалиши уялар ва камроқ томирлар кўринишидаги донадор агрегатлар ҳолатида; арсенопирит учун идиоморф призматик, игнасимон ва уларнинг комбинациялари билан ифодаланади. Уларнинг ўлчами 1 дан 3 мм гача. Оксидланиш зонасида улар темир гидроксидлари, сульфатлар ва арсенатларга ўзгарган.

Олтин-пирит-арсенопирит-кварц ассоциациясида олтин кварц ва серицит агрегатлари орасида тўпланиб, олтин-сарик рангли ва турли хил шаклларни ҳосил қилади. Ушбу минерал ассоциацияси олтин зарраларининг сульфидлардаги концентрацияси билан тавсифланади - бу ерда майда дисперсли олтин пирит ва арсенопиритнинг таркибига киради. Ушбу олтин гиперген шароитда сульфидлардан, шунингдек, бошқа олтин сакловчи минераллардан ажралиб чиқиб соф ҳолатга ўтади ва тоғ жинслари ва минералларнинг дарзликларига жойлашади.

Сульфид минераллари кварцлашган зоналар ва метасоматик ўзгарган жинсларда, сийрак уясимон, кўпинча қолдиқ жинсларнинг чекка қисмларида ёки томирчаларнинг залбанд қисмларида, зич кўринишида тўпланган. Бу ерда пиритлар нисбатан йирик (0,2-1мм гача) доналари идиоморф, арсенопирит эса майда (0,005-0,2мм) узунчоқ-ромбик нинасимон кристаллар ҳосил қилади. Пирит ва арсенопиритнинг ўзаро нисбати кенг кўламда (20:1 дан 2:1 гача) ўзгариб туради.

Олтин-пирит-арсенопирит-кварцли ассоциацияси юқори саноат қиймати билан ажралиб туради. Ассоциациянинг олтиндорлиги пирит и арсенопиритнинг миқдorigа боғлиқ. Сульфидлар таркибидаги олтин кўринмас, майда дисперс ҳолатда.

Олтин-полисульфид-кварц-карбонатли ассоциация юқорида кўрсатилганарига нисбатан камроқ тарқалган бўлиб, кварц-альбитли ва баъзида березитли метасоматитлар билан ёки улардаги алоҳида томирчалар кўринишида кузатилади. Ушбу турдаги ўзгаришлар нафақат кум-сланецли, балки магматик жинсларда (дайкалар мажмуаси) ҳам кенг тарқалган. Минерал ассоциацияси ингичка томирли ва кичик уялар кўринишида бўлиб, йирик концентрациялар ҳосил қилмайдиган минераллар гуруҳини ўз ичига олади. Номадан минералларга томирчалар зальбанди бўйлаб жойлашган карбонат, альбит ва хлоритлар киради (2 б-расм).

Тоғ жинсларидаги сульфидларнинг умумий миқдори унчалик юқориемас, аммо улар сезиларли хилма-хиллиги билан ажралиб туради: пирит, марказит, халкопирит, сфалерит, галенит ва хира маъданлар.

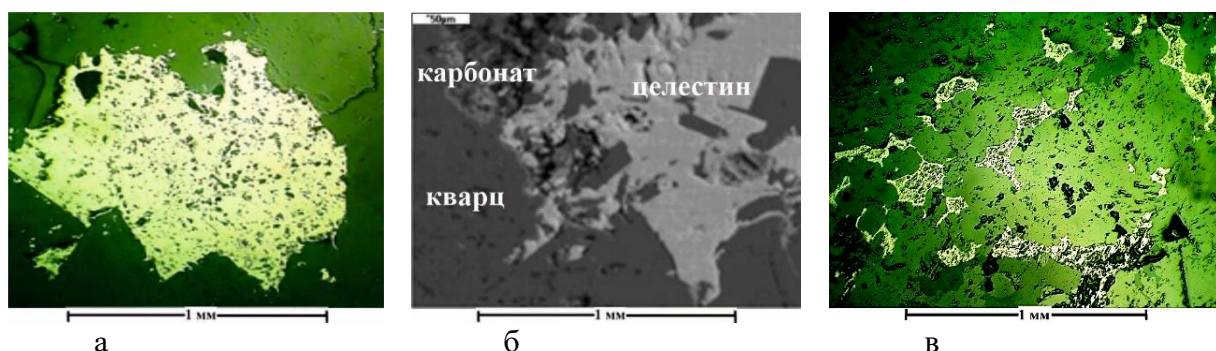
Кам миқдорда учровчи соф олтин зарралари кварц, хлорит, калцитда топилган бўлиб, уларнинг доналараро бўшлиғида, ёриқларида жойлашган. Тоғ жинсларини кесиб ўтган карбонат томирида учрайдиган олтин зарралари нафақат калцит ёриқларида, балки томирда жойлашган пирит ва арсенопиритнинг алоҳида доналарида ҳам қайд этилган.

Ассоциация учун типоморф минерал бўлган албит камровчи жинсларни кесувчи кварц томирларининг ён қисмларида кузатилади, томирчаларнинг асосий массасини кварц ва албитдан ташқари карбонат ташкил қилиб, маъдан минераллари 3-5% (камдан кам ҳолларда 10-15%) эгаллайди ва улардан асосийлари пирит, халькопирит, оз миқдорда сфалерит (2в-расм), баъзан арсенопирит. Халькопирит пиритда кичик қўшимчалар ҳосил қилади. Улардан ташқари ассоциациянинг типоморф минераллари хисобланган сфалерит ва миқдорда галенит мавжуд, оз миқдорда хира маъдан, марказит, халкозин, борнит минераллари учрайди.

Оч жигаррангдаги нисбатан йирик сфалеритлар асосан карбонатлар билан боғлиқ бўлиб, сфалерит таркибида майда халкопирит кристаллари кузатилади. Пирит таркибидаги сфалерит ўлчами 0,005-0,15 мм катталикидаги кичик изометрик, юмалоқ қўшимчалар ҳосил қилади.

Олтин-полисульфид-карбонат-кварцли ассоциацияси алоҳида равишда юқори саноат қийматига эга эмас, лекин улар аввалги маҳсулдор мажмуалар билан маконда бирикганда бой маъданли таналар ҳосил бўлади.

Кумуш-сульфасоллиассоциация майда томирчалар кўринишида, асосан жинсларнинг хлоритлашган, каолинлашган зоналарида ривожланган.

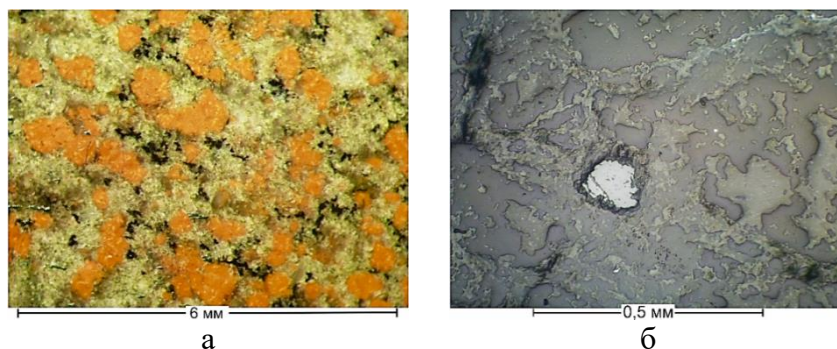


2-расм. Маъданларнинг кварцлашган зоналарида шеелит қўшимчалари бўлган пирротин (а; Таушан, аншл. Т-103а); кварц-карбонатли томирлардаги целестин агрегатлари (б; Таушан, аншл. Т-154); кварц-хлоритли массадаги шаклсиз пирит, халькопирит ва сфалерит агрегатлари ассоциацияси (в; Таушан, аншл. Т-122а).

Ассоциациянинг ўзига хос хусусияти улар таркибидаги сульфидларнинг юқори миқдори, умумий массанинг 20-30% гача эгаллайди. Ассоциациянинг асосий номаъдан минераллари карбонат, каолинит, хлорит, юпқа заррали кварц, камроқ барит и целестин ҳисобланади. Маъданли минераллар кесишган ва уясимон тўпламлар кўринишидаги пирит, марказит, кумуш минераллари, хира маъданлар, халькопирит, сфалерит, антимонит, селен минераллари, висмут сульфасолларидан ташкил топган. Ушбу минералларнинг асосий қисми майда заррали бўлиб, микрозонд таҳлили билан аниқланган.

Эндоген минерал ҳосил бўлиш жараёни кварц-карбонатли, цеолит-пиритли ва деярли мономинерал ҳисобланган карбонат томирлари билан яқунланади. Улар маҳсулдор бўлмаганлиги сабабли саноат аҳамиятига эга эмас.

Кон майдонининг юза қисмида жойлашган гиперген жараёнларда ҳосил бўладиган оксидланган маъдан зоналари лимонитнинг нотекис тарқалган бўшоқ массасидан ҳамда жинс ҳосил қилувчи минераллар доналарининг коррозияга учраган ва реликт қолдиқларидан иборат. Лимонит иккиламчи минераллар - гётит, гидрогётит, ярозит, гилли минераллар аралашмасидан ташкил топган. Карбонатлар темир гидрооксидларининг майда зарралари билан кўп миқдорда тўйинган, маъданлар массасига тенг равишда тақсимланади (3а-расм), бунинг натижасида карбонат жигарранг-тўқ сариқ рангга эга бўлди. Тоғ жинсларида темир гидрооксидларининг зичроқ ажралиши жуда кам учрайди (3б-расм). Уларнинг ўлчами 0,2 мм дан ошмайди. Ички тузилиши колломорф, ғовак. Пирит камдан-кам микродоналар шаклида бўлиб, кўпинча коррозиян тузилишга эга. Доналарининг ўлчами мм нинг мингдан бир қисмидан 0,01 мм гача.



3-расм. Карбонатлардаги темир гидрооксидининг тарқалиш хусусиятлари: а - бинокляр остида, б – микроскопда.

Хулоса: Таушан конидаги маъданли ассоциациялар турли маъдан ҳосил бўлиш босқичлари натижасида пайдо бўлган минераллар парагенезислари билан ифодаланади ва улар олтин-нодирметал-кварцли, олтин-кварц-висмутли, олтин-пирит-арсенопирит-кварцли, кварц-карбонат-полисульфидли ва кумуш-сульфасолли мажмуалардан ташкил топган. Асосий маҳсулдор бўлиб иккинчи ва учинчи парагенезислар намоён бўлган.

Коннинг эндоген маъданларисульфидлар миқдори жиҳатидан кам сульфидли, олтин сақловчи минералларнинг (кварц, пирит, арсенопирит) ўлчамлари бўйича юпқа доналидан майда доналигача, минераллар концентраторларининг тарқалиш хусусиятига кўра метасоматик томирлар кўринишида тарқалган ва фойдали компонентлар ҳосил бўлиш шакли бўйича олтин-кварц маъданли ҳисобланади.

Адабиётлар:

1. Карабаев М.С., Амиров Э.М. ва б. Жасаул маъдан намоёни олтин-кумуш маъданлари ва камровчи жинслари моддий таркиби (Довгизтов маъданли майдони) / Геология и минеральные ресурсы // Журнал. №6. -Ташкент, 2021, - Стр. 30-36.
2. Карабаев М.С. «Минералого-геохимические особенности золотого оруденения и золото-редкометального оруденения гор Ауминзатау и Букантау и поисково-оценочные критерии». // Диссертации на соискание степени доктора геолого-минералогических наук, Ташкент, 2017, 186 с.
3. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. Тектоника Западного Тянь-Шаня // Москва.: Наука, 1989. – 164 с.
4. Айсанов Я.Б., Егоров А.И. Геологическое строение и основные черты минерализации палеозойских образований гор Кульджуктау. -Т.Фан, 1978, 120 с.

TIAN SHAN DEFORMED-ZONE HOSTED GOLD SYSTEM

Chunji Xue*, Xiaobo Zhao*, Bakhtiar Nurtaev, Nikolay Pak*** and Xuanxue Mo***

**State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing).*

***Institute of Geology and Geophysics, State Committee of the Republic of Uzbekistan on Geology and Mineral Resources.*

****Institute of Geology, National Academy of Sciences of Kyrgyzstan.*

The Tian Shan represents the world's second largest gold province and hosts an array of world-class and large-superlarge gold deposits (Figure 1; Table 1), constituting a giant cross-broader gold metallogenic belt that extending westward from Central Xinjiang in China, via southeastern Kazakhstan and Kyrgyzstan to Uzbekistan (Figure 1). What metallogenic settings had been responsible for the large-scale gold mineralization of the Tian Shan giant gold belt? What are the key factors that controlling the gold mineralization? What are the criteria for gold prospecting in the Tian Shan giant gold belt? All these are crucial geological and prospecting problems that highly concerned by the academy and mining industry.

These gold deposits have been variably classified based on the ore-hosting rocks, ore-controlling structures and typical examples. Some of these gold deposits have been suspected to be related to late Paleozoic magmatic intrusions, but the nature of their relationship has been generally poorly constrained. The widely-used terminology of orogenic gold deposits have also been applied into these deposits since late 1990s. Based on an extensive and thorough literature review, along with comprehensive field investigations on geology and gold deposits of the Tian Shan orogen, we suggest that the large-scale gold mineralization of the Tian Shan had formed during terrane assembling deformation (TAD) subsequent to the final closure of the Paleo-Asian Ocean in the Late Carboniferous–Early Permian, whereas minor gold mineralization had formed during intracontinental strike-slip deformation (ISD) in the Middle–Late Permian (Figure 2). The large brittle / ductile–brittle deformed zones, situated near the tectonic sutures of the northern and southern margins of the Middle Tian Shan, are the key controlling factors to the large-scale gold mineralization of the Tian Shan. Multi-stage overprinting mineralization is a significant feature for the Tian Shan deformed zone hosted gold deposits.

Crustal initial enrichment, structural deformation activation and magmatic-hydrothermal overprinting are the main factors controlling the Tian Shan deformed zone hosted gold deposits. Fine-grained carbonaceous clastic rocks, ductile–brittle deformed zones and the late Hercynian granitic intrusions are the key prospecting criteria for deformed zone hosted gold deposits in the China-Kazakhstan-Kyrgyzstan-Uzbekistan Tian Shan. The Chinese Tianshan represents the eastern extension of the Tian Shan gold belt in Central Asia. There is great exploration potential in the western part of the Chinese Tianshan.

This study was supported by the National Key R&D Program of China (2017YFC0601201) and National Science Foundation of China (41602076).

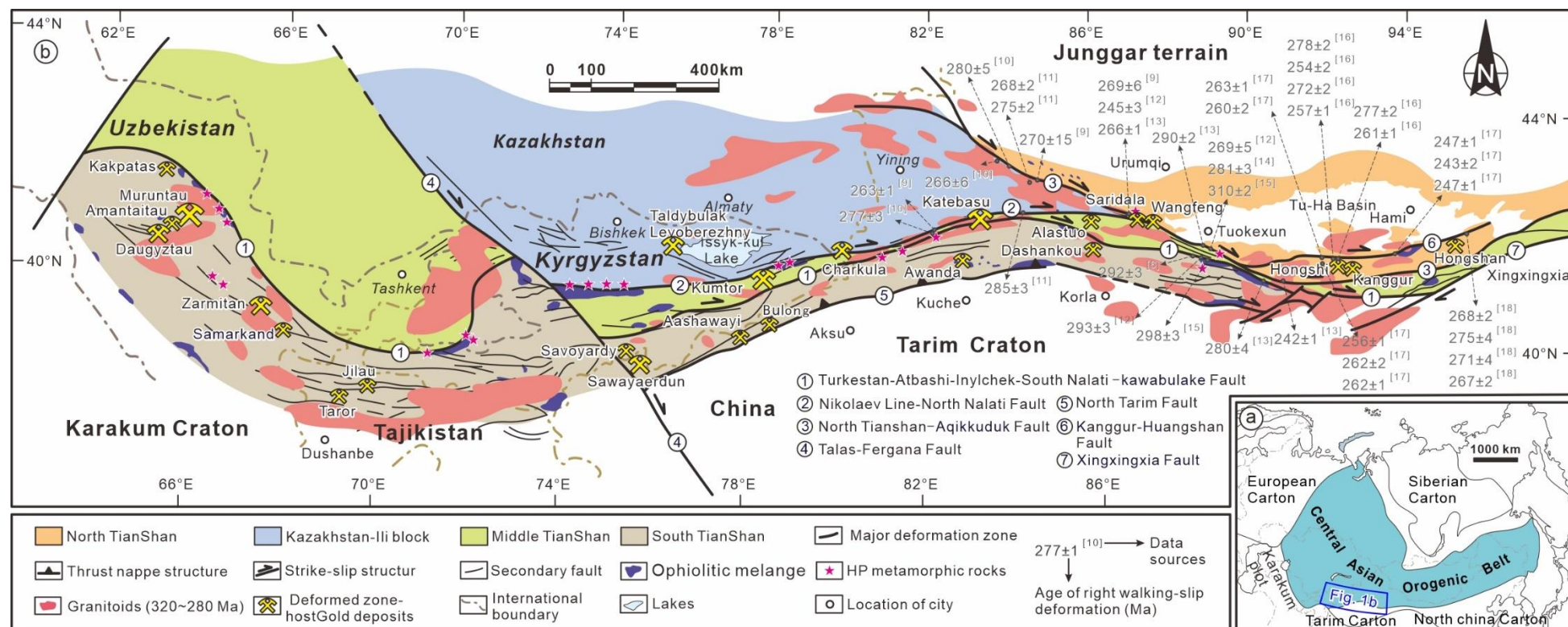


Figure 1. (a) Tectonic sketch map of the Central Asian Orogenic Belt.(b) deformed-zone hosted gold deposits in the China-Kyrgyztsan-Uzbekistan Tian Shan Belt (modified after Xue et al. 2020)

Table 1 Geological characteristics of major deformed-zone hosted gold deposits in the Tian Shan

Oredeposit	Gold resource	Aver. Grade	Tectonic setting	Ore-hosting rock	Age of magmatic rock(zircon U-Pb)	Age of mineralization (Ma) and dating methods	Geochronology reference
Muruntau	5300 t	3.5 g/t	TAD	Ordovician-Silurian Besapan turbidities	291±3Ma	287.5±1.7 Ma (Apy. Re-Os)	Morelli et al. 2007; Kemp et al., 2015
Kokpatas	150 t	7.5 g/t	TAD	Ordovician-Silurian Besapan turbidities	/	Early Permian (?)	
Amantaytau	120 t	1.3 g/t	TAD	Ordovician-Silurian Besapan turbidities	/	Early Permian (?)	
Daugystau	180 t	4.0 g/t	TAD	Ordovician-Silurian Besapan turbidities	/	Early Permian (?)	
Zarmitan	314 t	9.8 g/t	TAD	Silurian turbidities and quartz monzonite	286±2Ma	Early Permian (?)	Seltmann et al., 2011
Kumtor	717 t	4.4 g/t	TAD	Vendian turbidities	292±3Ma	285.4±0.2Ma Ma(Ser. Ar/Ar)	Mao et al.,2004; Ivleva et al., 2022
Unkurtash	120 t	1.8 g/t	TAD	Carboniferous granodiorite	305.1±2.7 Ma	306.5±1.7Ma (Mol. Re-Os)	Zhao et al., 2022
Zharkular	100 t	12 g/t	TAD	Vendian turbidities	/	Early Permian (?)	
Sawayaerdun	127 t	2.0 g/t	TAD	Devono-Carboniferous turbidities	/	282±12 Ma (Py. Re-Os)	Zhang et al.,2017
Awanda	11.6 t	1.8 g/t	TAD	Devonianturbidities	298±15 Ma	Early Permian (?)	
Katebasu	87 t	3.8 g/t	TAD	Carboniferous monzonite	346.3±3.3 Ma	310.9±4.2Ma (Py. Re-Os)	Zhang et al.,2015
						322.5±6.8Ma (Py. Rb-Sr)	Dong et al., 2018
Alastuo	9.4 t	3.0 g/t	TAD	Carboniferous granodiorite	350.3±3.0 Ma	323.8±1.5Ma (Py.Re-Os)	Zu et al.,2020
Saridala	10 t	2.8 g/t	TAD	Neoproterozoic turbidities	441.6±3.8 Ma	337.6±1.7 Ma (Ser.Ar/Ar)	Zhang et al.,2018
Kanggur	40 t	9.9 g/t	ISD	Carboniferous clastic rocks	/	253.9±1.8Ma (Ser.Ar/Ar)	Chen et al.,2007
Hongshi	5.4 t	5.0 g/t	ISD	Carboniferous clastic rocks	337.6±4.5Ma	246.5±1.1 Ma (Ser. Ar/Ar)	Chen et al.,2007; Wang et al., 2016
Changshagou	3 t	3.9 g/t	ISD	Carboniferous syenite porphyry	330.2 ± 1.2 Ma	257.4±2.4Ma (Py. Re-Os)	Liu et al., 2022

Abbreviation: TAD=Terrane assembly deformation; ISD=Intracontinental strike-slip deformation; Asp=Arsenopyrite; Py=Pyrite; Ser=Sericite; Mol=molybdenite

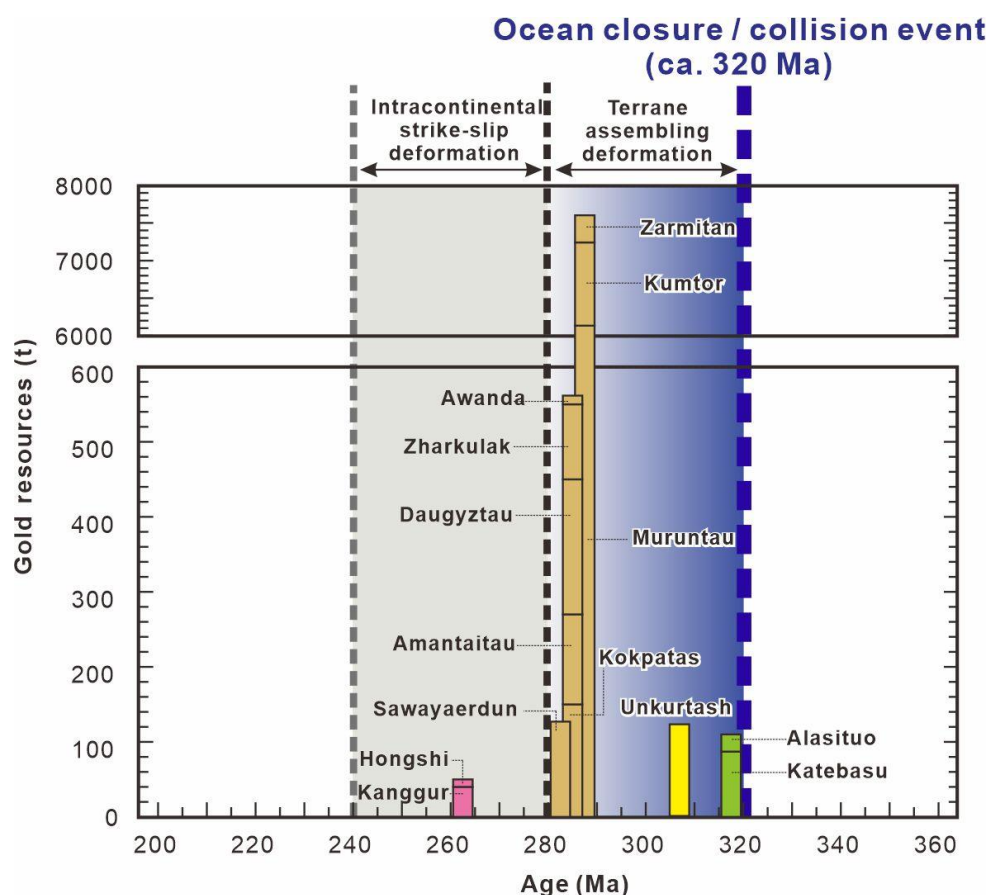


Figure 2. Histogram of gold resources showing major deformed zone hosted gold deposits in the Tien Shan and their metallogenic setting (data sources see Xue et al., 2020)

References:

1. Chen, W., Zhang, Y., Qin, K.Z., et al., 2007. *Acta Petrologica Sinica* 23, 2007-2016.
2. Dong, L., Wan, B., Yang, W.Z., et al., 2018. *Ore Geology Reviews* 100, 99-110.
3. Ivleva, E.A., Pak, N., Asilbekov, K.A., 2022. *Earth sciences* 22(4), 180-191.
4. Kemp, U., Seltmann, R., Graupner, T., et al., 2015. *Ore Geology Reviews* 65, 308-326.
5. Liu, Y.H., Zhao, Y., Xue, C.J., et al., 2021. Geological Society, London, Special Publications, SP516-2020-248
6. Mao, J., Konopelko, D., Seltmann, R., et al., 2004. *Economic Geology* 99(8), 1771-1780
7. Morelli, R.M., Creaser, R.A., Seltmann, R., et al. 2007. *Geology* 35, 795-798
8. Seltmann, R., Konopelko, D., Biske, G., et al., 2011. *Journal of Asian Earth Sciences* 42, 821-838
9. Wang, Y.H., Xue, C.J., Gao, J.B., 2016. *Ore Geology Reviews* 74, 122-138.
10. Xue, C.J., Zhao, X.B., Zhao, W.C., et al. 2020. *Earth Science Frontiers* 27(2), 294-319.
11. Zhang, G., Xue, C.J., Chi, G., et al., 2017. *Ore Geology Reviews* 81, 326-341.
12. Zhang, L., Chen, H., Liu, C., et al., 2018. *Ore Geology Reviews* 100, 63-76.
13. Zhang, Q., Xue, C.J., Zhao, X.B., et al. 2015. *Geology in China* 42(3), 411-438
14. Zhao, X.B., Xue, C.J., Zu, B., et al. 2022. *Economic Geology* 117(5), 1073-1103
15. Zu, B., Xue, C.J., Seltmann, R., et al. 2020. *Mineralium Deposita*, 55(7): 1407-1424.

TETHYS EVOLUTION PROCESS OF THE WESTERN KUNLUN—KARAKORUM OROGENIC BELT AND ITS MINERALIZATION SIGNATURE

Hua-Dong Ma^{*}, Chuan-Lin Zhang^{b**}, Bin-Yu Zhu^{*}, Xian-Tao Ye^a, Xiao-Qiang Liu^{*}

^{*}National 305 Project office, Urumqi, China.

^bCollege of Oceanography, Hohai University, Nanjing, China.

The Western Kunlun—Karakorum Orogenic Belt (WKOB), located at the most northern margin of the Qinghai-Tibet Plateau, underwent the time-integrated Tethys evolution process and exhibits distinct rock packages and tectonic signatures. Particularly, several key metallogenic series were formed during its long evolution history. In order to have a better understanding its protracted evolution history and its mineralization signatures, we have a sketch on its texture, rock packages and tectonic evolution process. Accordingly we discuss the coupling relationship between its tectonic evolution and domino mineralization effect.

The Western Kunlun Orogenic Belt could be divided into four main units, i.e., the Northern Kunlun terrane (NKT), the Southern Kunlun terrane (SKT), the Mazar—Tianshuihai terrane (MZTT) and the Karakorum terrane (KAT). The NKT, as a member of the Tarim Precambrian basement (also termed as the Southwestern uplift of Tarim), shows significant carton-like double-layered structure and occupies a Paleoproterozoic-middle Cryogenian basement and a late Cryogenian-Ediacaran cover sequence. Moreover, it had undergone the assemblage and breakup of the late Paleoproterozoic Columbia and the early Neoproterozoic Rodinia supercontinents. The MZTT is composed by the Neoproterozoic bimodal volcanic sequences (the basement) in southern Tashikorgan and the late Cryogenian clastic sedimentary sequences (the cover sequences). Together with the Qaidam, Qilian and Northern Althyn terranes, the MZTT shows significant affinity with the Yangtze. All these Precambrian massifs could be continental fragments drifted from Yangtze during the breakup of the Rodinia. The amphibolite-to granulite-facies metamorphic volcanic-sedimentary sequences in SKT deposited during late Sinian to early Ordovician during the southward subduction of the Proto-Tethys Ocean under the MZTT. They exhibit features of typical accretionary complex composing of fore-arc accretion sequences, intra-ocean arc, arc and ophiolites. The Proto-Tethys Ocean closed at ca. 440~430 Ma and this process induced the MZTT, Qaidam, Qilian and Northern Qinling terranes docking at the northern margin of the Eastern Gondwana, leading to the final assemblage of Gondwana. The opening of the Paleo-Tethys Ocean took place at early Carboniferous as demonstrated by the Carboniferous rifting volcanic rocks distributed between NKT and SKT. The initial northward subduction of the Paleo-Tethys Ocean along the Qiaotian zone (to south of MZTT) began at ca. 260 Ma according to the voluminous 260 ~ 200 Ma I-type granites distributed along the MZTT and even in SKT. In line with the metamorphic ages of the granulite-facies metamorphic rocks we deduce that the closure of the Paleo-Tethys Ocean took place at 200~180 Ma, indicating the final formation of the Pangea. This conclusion was also evidenced by the Jurassic—Cretaceous molass in Pamir and the MZTT. During the Meso—Neo-Tethys evolution stage, the northward subduction along the Bangong—Nujiang suture zone induced voluminous Jurassic—Cretaceous arc signature magmatism and the coeval rifting basins in MZTT. The four stages of magmatism in WKOB were well coupled with the four main tectonic evolution stages.

The mineralization of the WKOB was intimately related to its tectonic evolution. Among those large—superlarge deposits, the super large iron deposits in Tashikorgan were genetically related to the evolution of the early Paleozoic huge accretionary complex. In Paleo-Tethys evolution process, the northward subduction of the Paleo-Tethys Ocean along the Qi-

aoertianshan under the MZTT, coevally with the Triassic granites, voluminous pegmatite emplaced at this time, which contains super large rare metal deposits. The Meso—Neo-Tethys evolution was intimately related to the formation of the super large lead—zinc deposits.

The mineralization in WKOB is intimately related to the Tethys evolution. Integrating the regional geology, geophysical and geochemical fields, we suggest that the Tianshuihai terrane is a potential area for prospecting nonferrous deposits.

PALEOZOIC AND MESOZOIC PORPHYRY COPPER AND GOLD DEPOSITS IN THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT

Shen P. *, Pan H.D. **, Hattori K. *, Cooke D.R. ****, Seitmuratova E. *******

** Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China,*

*** College of Earth Sciences, Chang'an University, Xi'an, China.*

**** Department of Earth Sciences, University of Ottawa, Ottawa, Canada.*

***** Transforming the Mining Value Chain, Australian Research Council Industrial Transformation Research Hub, CODES, University of Tasmania, Hobart, Australia.*

****** K. Satpaev Institute of Geological Sciences, Almaty, Kazakhstan.*

The Central Asian Orogenic Belt (CAOB) is one of the largest and longest-lived accretionary orogenic collages in the world (Jahn et al., 2000; Xiao et al., 2015; Yakubchuk, 2017). During the long-lived tectonic evolution of the CAOB, many Paleozoic and Mesozoic porphyry copper deposits (PCDs) of medium to large size were emplaced in continental and oceanic arcs (Fig. 1; Seltnann and Porter, 2005; Seltnann et al., 2014; Yakubchuk et al., 2010, 2017). Although these PCDs in the CAOB show broad similarities with those around the Pacific Rim and in the Himalayan–Tibetan belt with regard to geology, magmatic oxidation state, and mineralization, the sources of ore-forming magmas are yet poorly understood and the associated crust thickness remains enigmatic based on limited geochemical and Sr–Nd–Hf–O isotopic data for the mineralizing granitoids in the CAOB (Heinhorst et al., 2000; Han et al., 2006; Zhang et al., 2006; Kröner et al., 2008; Jiang et al., 2010; Wainwright et al., 2011; Shen et al., 2014, 2015, 2016, 2017; Wu et al., 2015; Li et al., 2016, 2017). Moreover, it is also necessary to test whether the prevalent models based on the Cenozoic PCDs of the Pacific Rim and the Himalayan–Tibetan belts are also suitable for the Paleozoic to Mesozoic PCDs in the CAOB.

In this study, we have analyzed mineralizing intrusions from several large PCDs (>2 Mt Cu) and one large porphyry Au(–Cu) deposit (>100 t Au) in the CAOB. The former includes Bozshakol, Nurkazghan, Aktogai, Kounrad and Koksai in Kazakhstan, Tuwu–Yandong in China, and Erdenet in Mongolia and the latter includes Yubileinoe in Kazakhstan (Fig. 2a).

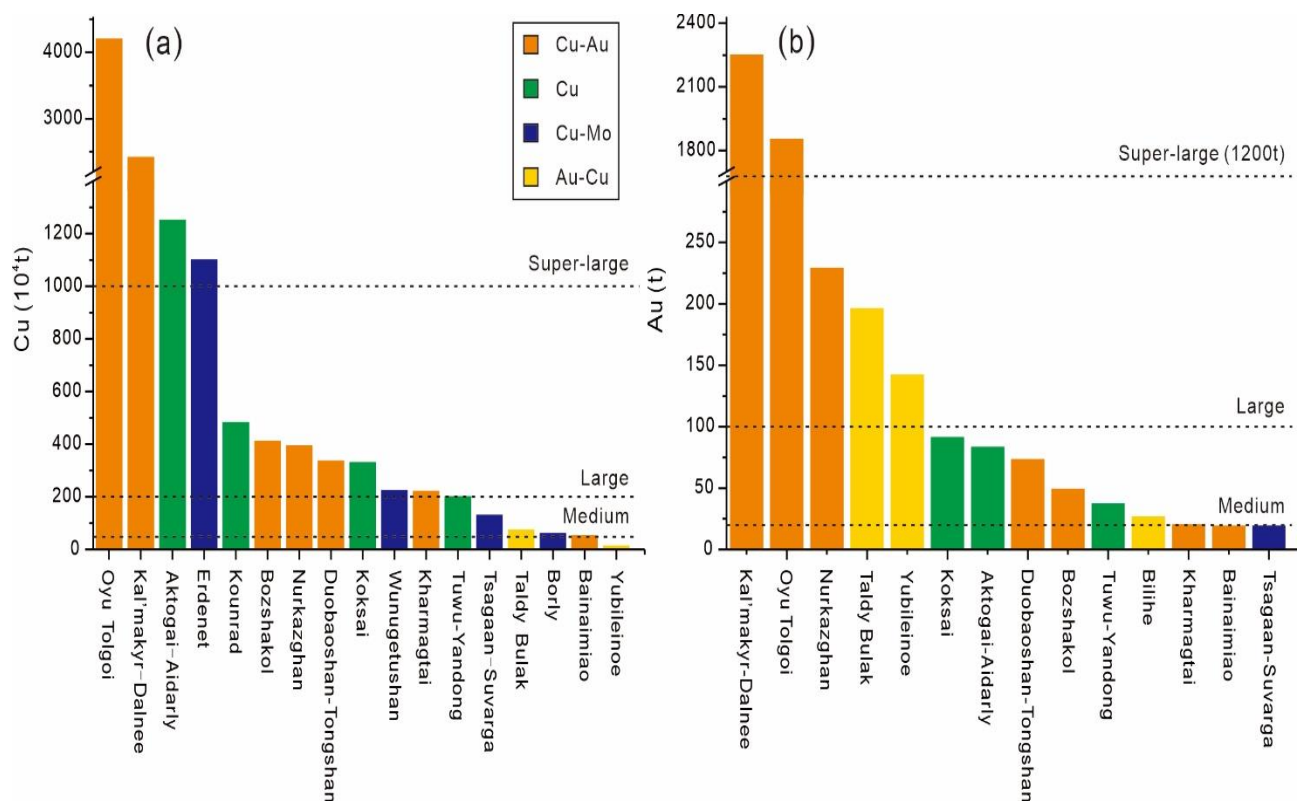


Fig. 1 Cu (a) and Au (b) reserves ranking of the PCDs in the Central Asian Orogenic Belt (CAOB).

Petrography and geochemistry show that these deposits are genetically associated with equigranular and porphyritic tonalite, granodiorite, and diorite. Secondary ion mass spectrometry (SIMS) zircon U–Pb dating indicates that these hydrous, mineralized calc-alkaline intrusions were emplaced from the Cambrian to the Triassic (Fig. 2b). Trace element geochemistry and Sr–Nd–Hf–O isotopic compositions show two different signatures of the mineralizing intrusions. Mineralizing intrusions at Bozshakol, Aktogai, Nurkazghan, and Tuwu-Yandong have depleted Sr–Nd–Hf–O isotopic compositions ($I_{\text{Sr}} = 0.7033$ to 0.7047 , $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +3.6$ to $+6.6$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +9.6$ to $+16.4$, $\delta_{18}\text{O} = 6.8$ to 4.7‰) and variable high Nb/Ta (11.6 to 16.4) ratios (Fig. 2a), implying a dominantly juvenile lower crustal source with mantle involvement at Bozshakol and Aktogai and sedimentary rocks contamination at Nurkazghan. Mineralizing intrusions at Erdenet, Koksai and Yubileinoe have slightly depleted Sr–Nd–Hf isotopic compositions ($I_{\text{Sr}} = 0.70403$ to 0.7043 , $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +2.9$ to $+3.8$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = +6.6$ to $+11.6$) and low $\delta_{18}\text{O}$ (3.1 to 2.5‰), slightly enriched Sr–Nd–Hf–O isotopic compositions ($I_{\text{Sr}} = 0.7044$ to 0.7049 , $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = +0.04$ to $+1.9$, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 3.2$ to 12.0 , $\delta_{18}\text{O} = 5.2$ to 6.4‰) and enriched Sr–Nd isotopic compositions ($I_{\text{Sr}} = 0.7041$ to 0.7081 , $\varepsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.6$ to -2.9), respectively, as well as intermediate to low Nb/Ta ratios (13.4–8.1) (Fig. 2a), implying a juvenile lower crustal source with wall rocks contamination at Erdenet and ancient crust contamination at Koksai and Yubileinoe. Therefore, Juvenile sources played a significant role in the generation of fertile magmas for porphyry-Cu and-Au style mineralization in the CAOB.

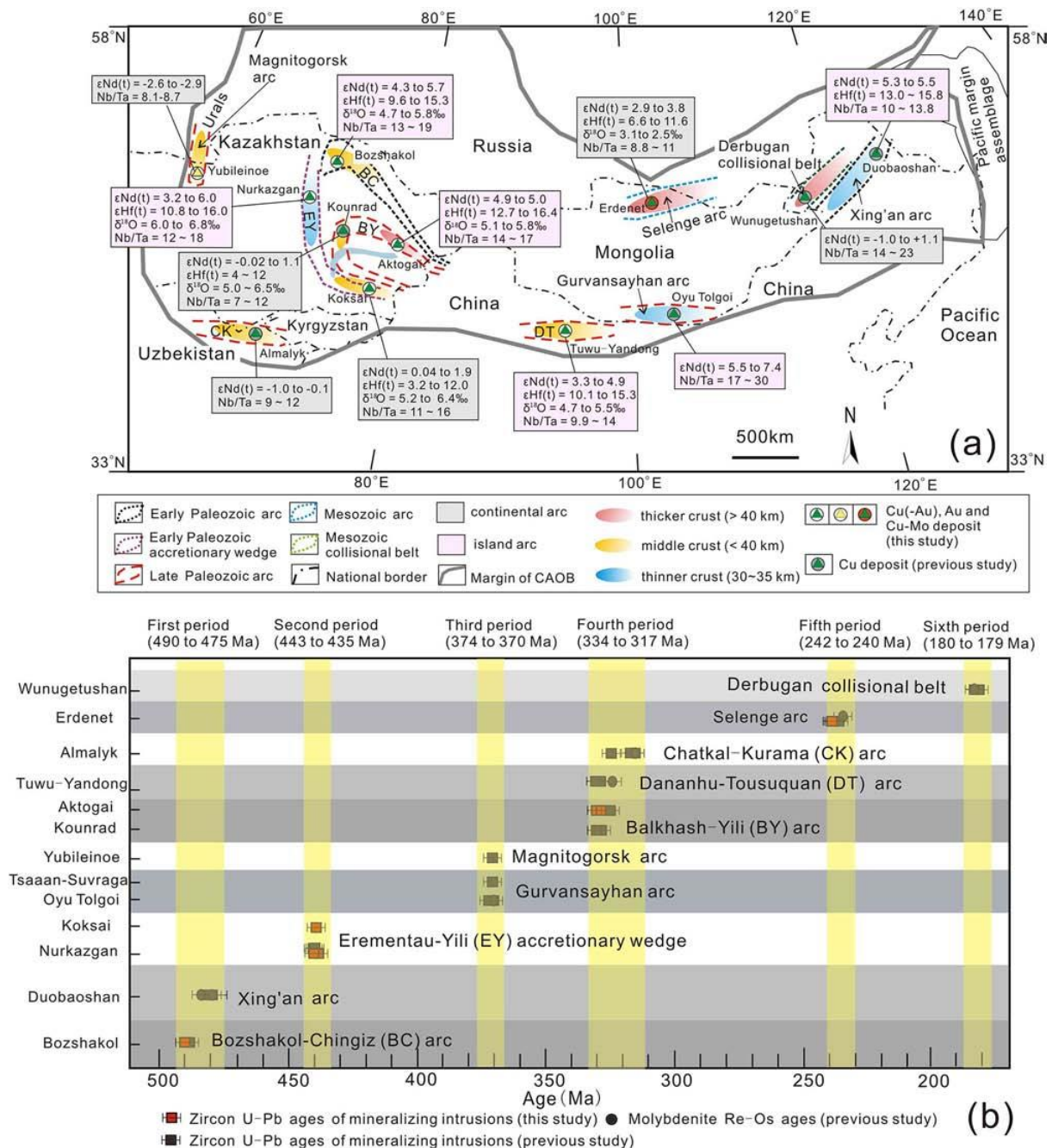


Fig. 2 The distribution, tectonic settings, and possible crust thickness (a) and ages and periods (b) of mineralized intrusive rocks for large porphyry Cu and Au deposits in the CAOB. Data from Watanabe and Stein (2000), Ge et al. (2007), Du et al. (2010), Chen et al. (2008, 2011, 2014), Wainwright et al. (2011), Shen et al. (2014, 2015, 2016, 2017, 2018), Zeng et al. (2014), Xue et al. (2013), Wang et al. (2015), and Cheng et al. (2017).

Mineralizing intrusions include the adakitic, transitional, and normal arc rocks. Mineralizing intrusions in some porphyry Cu(-Mo) deposits (e.g., Aktogai, Erdenet) have adakitic affinities based on their high Sr/Y (30–193) and La/Yb (17–49) ratios coupled with low Y (1.5–10.3 ppm) and Yb (0.2–1.0 ppm) concentrations. Variable high Sr/Y, Sm/Yb and La/Yb ratios suggest that the lower crustal source is probably a garnet-bearing amphibolite. These adakitic rocks were formed by partial melting of thickened lower crust at depths of >40 km. Mineralizing intrusions at most porphyry Cu(-Au) and Au deposits, including Bozshakol, Nurkazghan, Koksai, Tuwu-Yandong, and Yubileinoe, have variable intermediate Sr/Y (13–84) and La/Yb (7–23) ratios, intermediate to low Y (4.7–16.2 ppm) and Yb (0.5–1.3 ppm)

concentrations, showing a transitional signature between adakitic and normal arc rocks. Variable moderate Sr/Y, Sm/Yb, and La/Yb ratios suggest that the lower crustal source is probably a hydrous amphibole. These transitional rocks were formed by the MASH (melting, assimilation, storage, and homogenization) processes at depths of <40 km and AFC (assimilation and fractional crystallization) processes in a mid-crustal magma chamber. One large porphyry Cu-Au deposit (e.g., Nurkazghan) is associated with intrusions that have calc-alkaline geochemical signatures, with enrichment of light rare earth elements (LREE), depletion of heavy REE, Ba, Nb, Sr, and Ti and low Sr/Y, Sm/Yb and La/Yb ratios, suggesting that the lower crustal source could be a clinopyroxene. They are formed by partial melting of lower crust at depths of 30–35 km with AFC important to magma evolution.

Three genetical models are suggested for these mineralizing magmas in the CAO (Fig. 3): (1) thick (>40 km) lower crust melting for adakitic magmas; (2) MASH and AFC for transitional magmas; and (3) thin (30–35 km) lower crust melting followed by AFC for normal arc magmas. A majority of transitional and normal arc magmas suggest that a thinner crust is important to the formation of porphyry Cu(-Au) and Au deposits that dominate in the CAO.

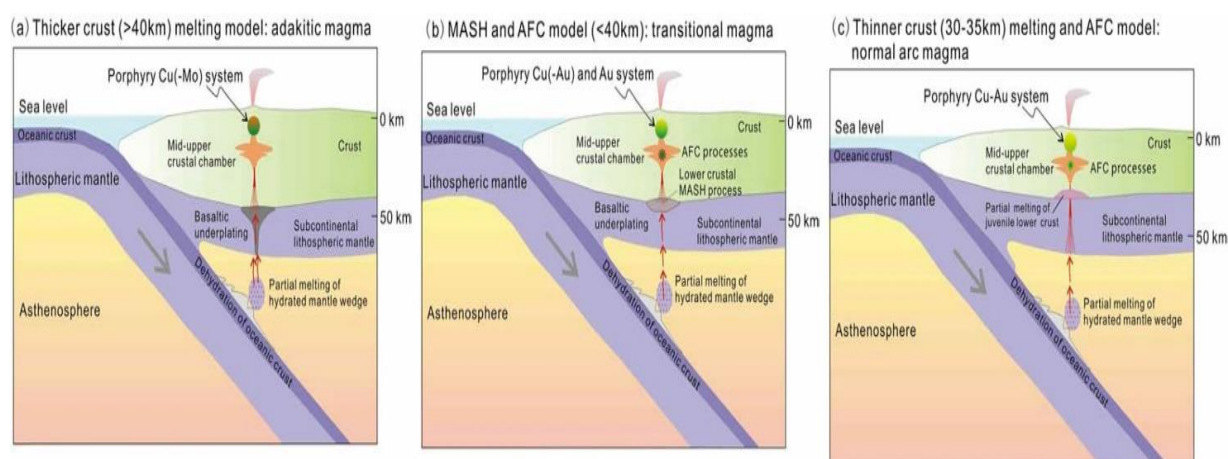


Fig. 3. Genetic models for mineralizing magmas and associated mineralization in the CAO.

(a) melting of the thickened lower crust (>40 km) for the Aktogai, Erdenet, and Wunugetushan Cu(-Mo) deposits; (b) MASH at crust/mantle boundary (<40 km) and AFC at the mid-upper crustal chamber for the Bozshakol, Tuwu-Yandong, Koksai, Yubileinoe, Kounrad and Almalyk Cu(-Au) deposits (modified after Richards, 2003); (c) melting of the normal lower crust (30–35 km) and AFC at the mid-upper crustal chamber for the Nurkazghan, Duobaoshan, and Oyu Tolgoi Cu-Au deposits.

Our geochronology and geochemistry results indicate that most of the mineralizing intrusions from the PCDs in the CAO formed in island arc settings from the Cambrian to Triassic. The intrusions at Erdenet, Koksai, and Yubileinoe are exceptions, forming in continental arcs in the Permian, Silurian, and Devonian, respectively.

Paleozoic and minor Mesozoic porphyry deposits in the CAO formed during six periods (Fig. 4). The greatest metal endowment is associated with the Devonian PCDs (374 to 372 Ma, e.g. Oyu Tolgoi). The largest number of PCDs were emplaced in the Carboniferous (334 to 317 Ma, e.g., Aktogai, Kounrad, Tuwu-Yandong, Almalyk). The CAO is a complex collage of Paleozoic and Mesozoic tectonic elements and has considerable potential for further discoveries of large porphyry Cu(-Au-Mo) and Au deposits.

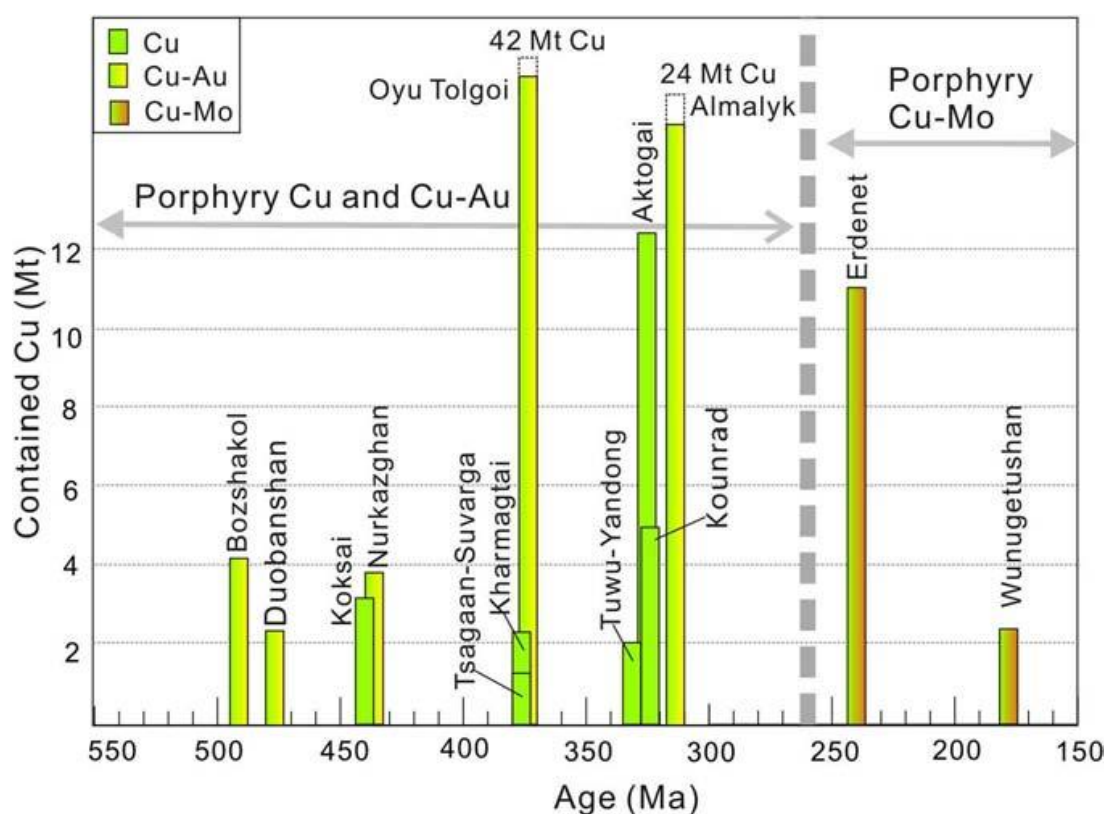


Fig. 4. Plot of the tonnage of contained copper metal versus age based on the 12 largest porphyry copper deposits in the CAOB.

This work was financially supported by grants from the International Partnership Program of International Cooperation Bureau, Chinese Academy of Sciences (132A11KYSB20190070), the National Natural Science Foundation of China (Grant No. 91962213, U1303293, 41272109, 21850490), and Regional Collaborative Innovation Project, Xinjiang (2020E01043).

Main references:

1. Kröner, A., Hegner, E., Lehmann, B., Heinhorst, J., Wingate, M.T.D., Liu, D.Y., Ermelov, P., 2008. Paleozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics. *Journal of Asian Earth Science* 32, 118–130.
2. Seltnann, R., Porter, T.M., 2005. The porphyry Cu–Au/Mo deposits of Central Eurasia: 1. tectonic, geologic and metallogenic setting and significant deposits. In: Porter, T.M. (Ed.) *Super Porphyry Copper and Gold Deposits. A Global Perspective vol. 2*. PGC Publishing, Adelaide, pp. 467–512.
3. Shen, P., Pan, H.D., Hattori, K., Cooke, D.R., Seitmuratova, E., 2018. Large Paleozoic and Mesozoic porphyry deposits in the Central Asian Orogenic Belt: Geodynamic settings, magmatic sources, and genetic models. *Gondwana Research* 58, 161–194.
4. Xiao, W.J., Windley, B.F., Sun, S., Li, J.L., Huang, B.C., Han, C.M., Yuan, C., Sun, M., Chen, H.L., 2015. A tale of amalgamation of three Permo-Triassic collage systems in Central Asia: oroclinal sutures, and terminal accretion. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43, 477–507.
5. Yakubchuk, A., 2017. Evolution of the Central Asian Orogenic Supercollage since Late-Neoproterozoic revised again. *Gondwana Research* 47, 372–398.

ОГЛАВЛЕНИЕ

СЕКЦИЯ I . ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ И ДИСТАНЦИОННОЕ ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Абдуллабеков К.Н., Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р., Сагдуллаева К.А. ПРИМЕНЕНИЕ ВЫСОКОТОЧНОЙ МАГНИТНОЙ СЪЕМКИ НА ТЕРРИТОРИЯХ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ-ГАЗОХРАНИЛИЩ, ВОДОХРАНИЛИЩ И НЕФТЕГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	10
Абдуллаев Н.К., Истамов Ф.И., Зиябов Ш.Р. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ ГМТЗ НА ПЛОЩАДИ КОКДУМАЛАК ДЕНГИЗКУЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ	12
Абдуазимходжаев А.Н., Усманова С.А. ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ЗОН ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ	14
Алламбердиев И.С. ЮҚОРИ АНИҚЛИКДАГИ ЭЛЕКТРОН GPS ҚУРИЛМАСИ ОРҚАЛИ ЧОТҚОЛ-ҚУРАМАҲУДУДИНИНГ ЗАМОНАВИЙ ГЕОДИНАМИК ҲАРАКАТИНИ БАҲОЛАШ БЎЙИЧА ТАДҚИҚОТ ИШЛАРИ	16
Бўзиев Б. Б., Рузиев Х.Р. Истамов Ф. ДЕНГИЗҚЎЛ КЎТАРИЛМАСИДА ИСТИҚБОЛЛИ УГЛЕВОДОРОД КОНЛАРИНИ АНИҚЛАШДА, МАЙДОННИНГ ЧУҚУРЛИК КЕСИМИНИ ТУЗИШДА СЕЙСМИК-ҚИДИРУВ УЧН-2Д ҲАМДА УЧН-3Д УСУЛЛАРИНИНГ КЎЛЛАНИЛИШИ ВА САМАРАСИ	19
Диваев Ф.К. , Миркамалов Р.Х. , Каюмова С.М. ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ УЧЕНИЯ Х.М. АБДУЛЛАЕВА О ПЕТРОМЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ РЯДАХ ПРИ ФАЦИАЛЬНО-ФОРМАЦИОННОМ РАСЧЛЕНЕНИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД	21
Ермолаев Г.С. КАРТОГРАФИЧЕСКИЙ МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ РЕШЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАДАЧ	23
Каримов Ф.Х., Саломов Н.Г., Олимов Б.К., Олимов Ш.А. АНОМАЛИИ pH ПОДЗЕМНЫХ ТЕРМОМИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ПЕРЕД БАЙСУНСКИМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ 12 МАЯ 2022 г.: ДАННЫЕ СЕЙСМОГЕОХИМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ТАДЖИКИСТАНА	24
Курбанова Д.У., Абдувалиев А.А., Нурмухамедов И.И РЕЛЬЕФ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ НЕОТЕКТониКИ (НА ПРИМЕРЕ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ Р. АХАНГАРАН, ЧАТКАЛО- КУРА-МИНСКИЙ РЕГИОН)	29

Курбанова Д.У., Джамалова Г.Н. ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЧАТКАЛО- КУРАМИНСКОГО РЕГИОНА НА ОСНОВЕ ДЕШИФРИРОВАНИЯ МАТЕРИАЛОВ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ.	31
Максудов С.Х., Туйчиев А.И., Юсупов В.Р., Сагдуллаева К.А., Исраилов Х.Б. РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫСОКОТОЧНОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ НА ТЕРРИТОРИЯХ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РЕГИОНОВ УЗБЕКИСТАНА.	33
Миркамалов Р.Х., Узоков Р.Т., Темуров Б.З. ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ГОР КУЛЬДЖУКТАУ	36
Норбобоев У.О., Менгниёзов Ф.Х., Мирсаяпов Р.И., Рўзиев С.К., Зайниддинов Ф.А., Муротов Ф.Б., Қурбонмуродов Ш.Д., Вахитова Д.Н. КОСМОГЕОЛОГИК ТАДҚИҚОТЛАР АСОСИДА ЖАНУБИ-ҒАРБИЙ ҲИСОР ТИЗМАСИДАГИ (ЯККАБОҒ ТОҒЛАРИ) ТОҒ ЖИНСЛАРИ ВА МИНЕРАЛЛАРИНИ АВТОМАТИК ХАРИТАЛАШ	38
Рафиков Я.М. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ФОРМИРОВАНИЯ И СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД БОЛЬШОГО КАССАНСКОГО ГРАБЕНА.	41
Рахимов А.Д., Аъзамов Ф.Х. РОЛЬ ИЗУЧЕНИЯ МАЛЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В СЛОЖНО- ДИССЛОЦИРОВАННЫХ РАЗРЕЗАХ ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР (НА ПРИМЕРЕ ГРЯДЫ КЫЗБИБИ).	43
Сидорова И.П., Сахобидинов Р.И., Головкин Е.А., Шорцман А.Т., Эшимов Ш.А. РАЗВИТИЕ ГЕОТЕРМАЛЬНОЙ ЭНЕРГЕТИКИ В УЗБЕКИСТАНЕ	45
Тўхтасинов А. Х. ЎЗБЕКИСТОН ХУДУДИ ЭХТИМОЛИЙ ЗИЛЗИЛА ЎЧОҚЛАРИ ЗОНАЛАРИНИ ПРОГНОЗЛАШ	50
Фатхуллаева З.М., Арипова М.К. ТЯН-ШАН МАЪДАН МАЙДОНИНИНГ ГЕОЛОГИК-СТРУКТУРАВИЙ ХОЛАТИНИ ЎРГАНИШ	54
Хамидов Л.А., Ходжаев А.К. ВОЗМОЖНОСТИ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В БЛИЗИ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ	56
Цай О.Г. НОВАЯ КАРТА ПЛОТНОСТИ РАЗЛОМОВ СРЕДИННОГО, ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ.	60

Шукуров З.Ф., Тўхтамешов Ф.Ғ., Алламбердиев И.С., Тўйчиев Х.А. КАРЖАНТАУ ВА ТОВОҚСОЙ ЕР ЁРИҚЛАРИ КЕСИШГАН ХУДУД ЕР ҚОБИЎИНИНГ ЗАМОНАВИЙ ВЕРТИКАЛ ҲАРАКАТЛАРИНИ GNSS ҚУРИЛМАЛАР БИЛАН ЎРГАНИШ	64
Эшмуродов А.П., Бобокулов К.Г. ОЛТИНГА БОҒЛИҚ МАЪДАНЛАШУВ ХУДУДЛАРИДА КОМПЛЕКС ГЕОКИМЁВИЙ ВА ГЕОФИЗИК ҚИДИРУВ ИШИ НАТИЖАЛАРИНИ ТИЗИМЛИ ТАҲЛИЛ ҚИЛИШ (ТАМДИТАУ ТОҒЛАРИ МИСОЛИДА).	68
Bataleva E. A. FEATURES OF THE BEHAVIOR OF ELECTROMAGNETIC PARAME- TERS VARIATIONS AT THE POINTS MAGNETOTELLURIC MONI- TORING (CENTRAL TIEN SHAN)	72
Konstantinov K.M. DYNAMIC PHYSICO-GEOLOGICAL MODELS AS A METHOD OF UN- DERSTANDING THE STRUCTURE AND DEVELOPMENT OF THE EARTH'S LITHOSPHERE	77
Rahmatov B. S. TOMDITAU TOG'LARI HUDUDIDA OLIV BORILGAN GEOFIZIK TADQIQOT NATIJALARI	81

СЕКЦИЯ II. ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ МАНТИЙНОГО, МАНТИЙНО-КОРОВОГО И КОРОВОГО МАГМАТИЗМА

Амиров Э.М., Карабаев М.С., Рохмонов В.С., Оролов А.К., Юсупов А.Б. ДАЙКАЛИ МАЙДОНИДА НОДИР ЕР ЭЛЕМЕНТЛАРИ, ТИТАН ВА БОШҚА ЙЎЛДОШ МЕТАЛЛАР МАЪДАНЛАШУВИ (МОЛГУЗАР ТОҒЛАРИ)	88
Ахунджанов Р., Косбергенов К.М. РУДОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ГОР КАРАТАУ (ЮЖ. НУРАТАУ)	90
Илешов К.М., Курбонов А.А. ПОДЖУР ИНТРУЗИВИНИНГ ПЕТРОГРАФИЯСИГА ОИД	94
Ишбаев Х.Д., Косбергенов К.М. МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ ГОР КАРАТАУ (ЮЖНЫЙ НУРАТАУ)	97
Ишбаев Х.Д., Курбонов А.А., Ўтамуродов Э.А., Ахмеджонов Б.А. ЗИРАБУЛОҚ-ЗИЁВУДДИН ТОҒЛАРИ ЛАМПРОФИР ДАЙКАЛАРИ- НИНГ ТУРЛАРИ (ТАҲЛИЛ)	103
Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В., Хужжиев М.О. ПОТЕНЦИАЛЬНО РУДОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ ДИОРИТОВ И СИЕНИТО-ДИОРИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЁШЛИК АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)	105

Курбанов А.А., Ишбаев Х.Д., Илешов К.М. ГЕОХИМИЯ ГРАНИТОИДОВ БЕШТОР-ТУНДУКСКОГО ИНТРУЗИВА И ДОКЕМБРИЙСКИХ ДАЙКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ	109
Мамаджанов Ю., Аминов Дж.Х., Халимов Г.А. УЛЬТРАКАЛИЕВЫЕ РИОЛИТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ВУЛКА- НОГЕННЫЕ ПОРОДЫ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ СРЕДИН- НОГО ТЯНЬ-ШАНЯ, ТАДЖИКИСТАН	113
Мамарозиков У.Д. ГЛАВНЫЕ И ПРИМЕСНЫЕ КОМПОНЕНТЫ ПОРОДООБРАЗУЮ- ЩИХ МИНЕРАЛОВ БЕЛЬТАУСКОГО ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ УЗБЕКИСТАН)	118
Мамиров Б.Р., Диваев Ф.К. КАРАТАГАТИНСКИЙ РАННЕ-СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ МОНЦОНИТ- ГРАНОДИОРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС (D ₁₋₂ kr) АЛМАЛЫКСКОГО РАЙОНА	122
Ниёзов А.С. ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАЗНОУРОВЕННЫХ ГРАНИТОИДОВ ГИССАРО-АЛАЯ	127
Ниёзов А.С. ГРАНИТОИДНЫЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ГИССАРО-АЛАЯ	132
Оролов А.К., Карабаев М.С. МАЙЗАК ИНТРУЗИВИ ТОҒ ЖИНСЛАРИНИНГ АКЦЕССОР МИНЕРАЛЛАРИ (ЗИЁВУДДИН ТОҒЛАРИ)	137
Пак Н.Т., Ивлева Е.А., Асилбеков К.А., Орозбаев Р.Т. ПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО И СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (КЫРГЫЗСТАН) И СВЯЗАННОЕ С НИМ ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ	142
Рафиков Я.М., Мусаев А.А. ДОКЕМБРИЙСКИЕ ГРАНИТОИДЫ БЕШТОРСКОГО МАССИВА (ЧАТ- КАЛЬСКАЯ ЗОНА).	148
Рахматов А.Э., Авулов Ж.М. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНОЗЕРНИСТЫХ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТОВ ТОЗБУЛАКСКОГО МАССИВА	149
Сахибов Т., Тоштемиров Ш. ШАРИҚТИ МАЪДАН МАЙДОНИ МАГМАТИЗМИ (АУМИНЗА- БЕЛТОВ)	154
Хамраев А.Х., Саитов Н.Э., Норматов У.А. НЕФЕЛИНЛИ СИЕНИТЛАРНИНГ ГЕОКИМЁВИЙ ИХТИСОСЛАШУВИ	156
Ходжиев А.К., Мамаджанов Ю., Аминов Дж.Х., Ашуралиев С.Б., Халимов Г.А., Назриев Х.Н. ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОИДНЫЕ СЕРИИ ПАМИРО-ТЯНЬ-ШАНЯ: ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ, ПЕТРОГЕОХИМИИ, ГЕНЕЗИСА И РУ- ДОНОСНОСТИ	160

Чўллийев Ф.С., Ишбаев Х.Д. БАНД СВИТАСИ ВУЛҚОН ЖИНСЛАРИНИНГ БАЪЗИ ГЕОКИМЁВИЙ ХУСУСИЯТЛАРИ (ХОНБАНДИТОВ, УЧҚУЛОЧ КОНИ)	165
Li C.H. , Shen P. , Nurtaev B.S. , Suo Q.Y. , Chu X.K. MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF ORE-BEARING ROCKS IN THE ALMALYK COPPER-POLYMETALLIC ORE DISTRICT, UZBEKISTAN	169

СЕКЦИЯ III. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ, ПРОГНОЗ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ БЛОГОРОДНЫХ, ЦВЕТНЫХ, РЕДКИХ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

Абдуллаев А.Х. ИЗУЧЕНИЕ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛЬГУЗАРСКИХ ГОР	175
Амиров Э.М., Карабаев М.С. ОЛТИН-КУМУШ МАЪДАНЛАШУВИ МОДЕЛИНИ ЯРАТИШНИНГ ГЕОЛОГИК-ГЕНЕТИК ВА МИНЕРАЛОГИК-ГЕОКИМЁВИЙ АСОСЛАРИ (МАРКАЗИЙ ҚИЗИЛҚУМ)	177
Ахунджанов Р., Усманов А.И., Каримова Ф.Б. РУДОНОСНОСТЬ СКАРНОВ ЧАТКАЛЬСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)	181
Ачилов А.Р. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АЛТЫНТАУСКОЙ ПЛОЩАДИ ГОР ЮЖНОГО БУКАНТАУ	186
Ежков Ю.Б., Холиёров А.Т., Рахимов Р.Р., Тошметов У.Х. ПРОМЫШЛЕННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСО- БЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ	190
Ёкубова О.Ш. ФОРМА НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИМЕСЕЙ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ПРИ ТИПИЗАЦИИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ГУЖУМСАЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ).	195
Жанибеков Б.О., Турапов М.К., Умматов Н.Ф., Туляганова Н.Ш. НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОСТЬ И ГЕОДИНАМИКА АУМИНЗАТАУ-БЕЛЬТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ В ЭТАПЕ РУ- ДООБРАЗОВАНИЯ	198
Жураев А.Х. Марипова С.Т. ВЫДЕЛЕНИЕ БАЛПАНТАУСКОГО И МУРУНТАУСКОГО ГЕНЕ- ТИЧЕСКИХ И ВОЗРАСТНЫХ ТИПОВ ПРОМЫШЛЕННОГО ЗОЛО- ТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ГОРАХ ТАМДЫТАУ	200

Жураев А.Х. Пирназоров М.М. ЗОЛОТОРУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАМДЫТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ) НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАЛПАНТАУ	203
Зайниддинов Ф.А. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТО- РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ САУТБАЙ- САРЫТАУСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ	206
Карабаев М.С. ЎЗБЕКИСТОН МАЪДАНЛИ КОНЛАР ГЕОЛОГИЯСИНИНГ ДОЛЗАРБ ФУНДАМЕНТАЛ ТАДҚИҚОТЛАРИ ВА УНДА ГЕОЛОГИЯ ВА ГЕОФИЗИКА ИНСТИТУТИНИНГ ЎРНИ	209
Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И., Усманова Ш.В. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЁШЛИК (АЛМАЛЫК-АНГРЕНСКИЙ ГОРНОРУДНЫЙ РАЙОН)	212
Кисин А. Ю. МИНЕРАГЕНИЯ СВЕТЛИНСКОГО ГРАНИТОГНЕЙСОВОГО КУ- ПОЛА В КОЧКАРСКОМ АНТИКЛИНОРИИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)	215
Қодиров. О.З., Юсупов А.Б. ШОХЕТОВ МАЙДОНИ КВАРЦЛАШГАН ЗОНАЛАРНИНГ ТУЗИЛИШИ ВА МИНЕРАЛОГИК-ПЕТРОГРАФИК ТАВСИФИ (ҒАРБИЙ АУМИНЗАТОВ)	219
Марипова С.Т., Розиков О.Т. О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРАХ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ В ЮЖНОМ УЗБЕКИСТАНЕ	222
Мундузова М.А., Сабиров Х.С. МДИ - ПРОВЕРЕННЫЙ МЕТОД ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГА- ЮЩИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	226
Мустафин С.К., Анисимова Г.С. КОМПЛЕКСНОЕ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ АЗИИ: РЕ- ГИОНАЛЬНАЯ МИНЕРАГЕНИЯ, ЗАДАЧИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ	229
Мустафин С.К., Анисимова Г.С. ОРУДЕНЕНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАРЛИН- ТИПА: ОБЩИЕ ПРИЗНАКИ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАГЕ-НИИ	235
Печенкин И.Г. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТО- РОЖДЕНИЙ УРАНА	238
Проценко В.Ф ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ ТЕРМОДИНАМИКА ЗА И ПРОТИВ ГИПОТЕЗ РУДООГЕНЕЗА В ЗЕМНОЙ КОРЕ	244
Разиков О.Т., Гоипов А.Б. СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РУДОПРО- ЯВЛЕНИЯ КИРИКЧИРТА (ГОР КУЛЬДЖУКТАУ)	249

Рахимов З.З., Зокиров О.Т, Хайитов К.М. ХАРАКТЕРИСТИКА ДВУХ ТИПОВ РУД ЗОЛОТОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАМДЫБУЛАК	253
Рахимов З.З., Зокиров О.Т, Хайитов К.М. КОРРЕЛЯЦИОННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО КЫЗЫЛЧА-СОРКУДУКСКОЙ ПЛОЩАДИ	255
Рахимов З.З., Зокиров О.Т, Хайитов К.М. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ ПО КЫЗЫЛЧА-СОРКУДУКСКОЙ ПЛОЩАДИ	258
Рахматуллаев Ф.Ф. ОСОБЕННОСТИ ОЛОВОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ЗИРАБУЛАК-ЗИАЭТДИНСКИХ ГОР	261
Садиров Р.М., Карабаев М.С., Амиров Э.М., Мойлиев М.Ш. ОЛТИН МАЪДАНЛИ МАЙДОНЛАРДА БЕРЕЗИТЛАРНИНГ МИНЕРАЛОГИК-ПЕТРОГРАФИК ВА КИМЁВИЙ ТАВСИФИ (АУМИНЗА ТОҒЛАРИ)	265
Сайитов С.С., Цой В.Д., Булин С.Е., Расулов Ш.М., Печерский Р.Д., Халиков О.А., Абдуваитов А.К. ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЯНГИ-КАЗГАН	268
Сайитов С.С., Цой В.Д., Жаниев Х.Э., Расулов Ш.М МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЛОЛАЗОР (АУМИНЗАТАУ)	273
Самандарова Ш.Ю. САРИДЖОЙ УЧАСТКАСИ ОЛТИН МАЪДАНЛАШУВИНИНГ МИНЕРАЛ ТАРКИБИ ХУСУСИДА (БЎКАНТОВ ТОҒЛАРИ)	278
Сидорова И.П. КРИТЕРИИ ОБРАЗОВАНИЯ КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА	280
Тохиржонов К.О., Разиков О.Т. СОДЕРЖАНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ШЕЕЛИТЕ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА	284
Тошпулатов Ш.Т. ОСНОВНЫЕ И ПОПУТНЫЕ РУДНЫЕ КОМПОНЕНТЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕБИНБУЛАК	287
Турсунметов Р.А., Жўраев Ш.И., Оловов Х.Х., Сабиров С.С. ВЫЯВЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ТЕЛ, СВЯЗАННЫХ С УРАНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ КАК ИННОВАЦИОННОЕ НАПРАВЛЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ УРАНОНОСНОСТИ ПЛОЩАДИ	290
Турсунметов Р.А., Нурходжаев А.К., Турапов М.К. ПОИСК СКРЫТЫХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННОЙ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОДИНАМИКИ	294

Умаров А.З., Акбарова З.Т., Зайниддинов Х.А. ВЫСОКО-НИЗКОСУЛЬФИДИЗИРОВАННЫЙ ТИП МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ УЗБЕКИСТАНА	298
Умматов Н.Ф., Турапов М.К., Рахматуллаев Ф.Ф. НОВЫЙ МЕТОД ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ	300
Усенов Р.Б., Алматов И.М., Сайназаров А.М., Бекбутаев А.Н. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА БАЛАНСОВЫХ И ЗАБАЛАНСОВЫХ ОКИСЛЕННЫХ МЕДНЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛЬМАКЫР	303
Фатхуллаева З.М., Арипова М.К. ТЯН-ШАН МАЪДАН МАЙДОНИНИНГ ГЕОЛОГИК-СТРУКТУРАВИЙ ХОЛАТИНИ ЎРГАНИШИ	309
Файзиев А.Р., Файзиев Ф.А. ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛТЫНТОПКАНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (СЕВЕРНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)	311
Хамраев А.Д., Бегалиев Н.С. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ УЧАСТКА КАУЛЬДЫ	316
Шарахмедов Х.Н., Кувондилов И.Ш., Турапов М.К., Халиёров Х.Х. НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ЦЕНТРАЛЬНЫХ–КЫЗЫЛКУМОВ (НА ПРИМЕРЕ КОКПАТАССКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)	318
Шукуров Ш., Туресебеков А.Х., Мусаев Г.М., Рашидов Н.И., Файзиев Ф.Ф. МИНЕРАЛОГИЯ ГИПОГЕННЫХ ПЕРВИЧНЫХ РУД ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРАКУТАН	324
Юсупов А.Б., Карабаев М.С. ТАУШАН КОНИ ОЛТИН МАЪДАНЛАШУВИНИНГ ПАРАГЕН АССОЦИАЦИЯЛАРИ	327
Chunji Xue, Xiaobo Zhao, Bakhtiar Nurtaev, Nikolay Pak, Xuanxue Mo TIAN SHAN DEFORMED-ZONE HOSTED GOLD SYSTEM	333
Hua-Dong Ma, Chuan-Lin Zhang, Bin-Yu Zhu, Xian-Tao Ye, Xiao-Qiang Liu TETHYS EVOLUTION PROCESS OF THE WESTERN KUNLUN—KARAKORUM OROGENIC BELT AND ITS MINERALIZATION SIGNATURE	338
Shen P., Pan H.D., Hattori K., Cooke D.R., Seitmuratova E PALEOZOIC AND MESOZOIC PORPHYRY COPPER AND GOLD DEPOSITS IN THE CENTRAL ASIAN OROGENIC BELT	339

**АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ, ПЕТРОЛОГИИ
И РУДООБРАЗОВАНИЯ**

**Материалы республиканской научно-практической конференции
посвященной 85-летию создания института геологии и геофизики и
110- летию со дня рождения академика Х.М.Абдуллаева**

В двух томах

Том I

Утверждено к печати Ученым Советом Института геологии и геофизики
им. Х.М.Абдуллаева (Протокол № 14 от 27.10. 2022 г.) и Оргкомитетом конференции.
Материалы конференции опубликованы в авторском варианте.

© Издательство ООО «Lesson Press», 2022 г.



ISBN:978-9943-8813-6-5

