



*ПОСВЯЩАЕТСЯ 20-ЛЕТИЮ
ГОСУДАРСТВЕННОЙ НЕЗАВИСИМОСТИ
РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН*

THE SCIENTIFICALLY - INDUSTRIAL CENTRE «NEDRA»

TRANSACTION, ISSUE 18

Mamadvafoev M.M., Hasanov A.H.
Krivoshekova N.I., Niyozov A.S.

**THE EARLY PERMIAN MAGMATISM AND
MERCURY-STIBIUM ORE MINERALIZATION
OF ZERAVSHAN-GISSAR ORE BELT
(CENTRAL TAJIKISTAN)**

Scientific editor
professor Hasanov A.H.

Duchanbe
«NEDRA»
2010

НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ ЦЕНТР «НЕДРА»

ТРУДЫ, ВЫПУСК 18

**Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х.,
Кривощекова Н.И., Ниезов А.С.**

**РАННЕПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ И
РТУТНО-СУРЬМЯНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ
ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО РУДНОГО
ПОЯСА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)**

Научный редактор
д.г.-м.н, профессор Хасанов А.Х.

Душанбе
«НЕДРА»
2010

УДК 55(1/9):552.11+551.21/553.499+553.497(575.3)

ББК 26.325

М22

Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х., Кривошекова Н.И., Ниезов А.С.
Раннепермский магматизм и ртутно-сурьмяное оруденение Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Центральный Таджикистан). Душанбе: М22 Недра, 2010. – 136 с.

Показывается положение раннепермских полифациальных интрузивно-вулканогенных образований дацит-липаритовой формации и связанной с ними эпитермальной золотоносной ртутно-сурьмяной рудной формации в геоструктурах Южного Тянь-Шаня. Характеризуются вулканыты района горы Зарди, вмещающие кварц-антимонитовые золотоносные жилы, производится фациальное расчленение вулканигов. Обсуждаются вопросы генезиса и возраста эпитермального золото-ртутно-сурьмяного оруденения зоны и отношение к нему стратиформной минерализации в покровных мезозойско-кайнозойских формациях Южного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии. Обосновывается представление о полихронности и полигенности Hg-Sb оруденения.

Для геологов, занимающихся проблемами фациального расчленения интрузивно-вулканогенных комплексов, связи магматизма, тектоники и оруденения.

Position of early polifacial intrusive-volcanic complexes of dacit-liparite formation and correlations with her epithermal gold-bearing Hg-Sb formation on tectonic-magmatic stages for the formation of Zeraвшan-Gissar ore belt of South Tien-Shan are shown. Volcanites of Zardy mountain, bearing quarth-antimony bodies, facial division of volcanites are characterized. Problems of genesis and age of epithermal gold-bearing Hg-Sb formation and relation stratiform Au-Hg-Sb mineralization on mezozoic-kainozoic formation of South Tien-Shan and Afgan-Tajik depression are discussed. A resume of polichronical and poligenetic of Hg-Sb mineralization are justified.

The book will be interesting to geologists, who study the problems of facial divisions of intrusive-volcanic complexes and correlation of magmatism, tectonics and metallogeny.

Рецензенты

к.г.-м.н. Шадчиев А.С., Ефименко В.Н.

ISBN 978-99947-0-549-4

©Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х.,
Кривошекова Н.И., Ниезов А.С., 2010

©Научно-производственный центр «НЕДРА», 2010

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	6
Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА.....	8
Глава 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПЕРМСКИХ ИНТРУЗИВНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА.....	23
2.1. Общие сведения	23
2.2. Геологическая и петрографическая характеристика интрузивно-вулканогенных образований	25
Глава 3. ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ РАННЕПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗАРДИНСКОЙ ЭКСТРУЗИИ	40
3.1. Методика исследований	40
3.2. Геологическая и петрографическая характеристика вулканитов и их фациальное расчленение	47
3.3. Петрохимические особенности вулканитов	63
3.4. Геохимические особенности и рудоносность вулканитов	72
3.5. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Зеравшано- Гиссарского рудного пояса	85
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	117
ЛИТЕРАТУРА.....	121

ВВЕДЕНИЕ

В бассейне реки Ягноб усилиями геологов Южно-Таджикской геолого-разведочной экспедиции Главного управления геологии при Правительстве Республики Таджикистан и других геологических организаций республики выявлены многочисленные шлиховые и литогеохимические ореолы вторичного рассеяния сурьмы, ртути, свинца, цинка, олова, золота и других элементов металлогенического профиля Зеравшано-Гиссарского рудного пояса, а также месторождения и рудопроявления золото-ртутно-сурьмяной формации, тесно связанные, по крайней мере пространственно, с раннепермскими вулканическими аппаратами дацит-липаритовой формации. К числу подобных объектов относится, в частности, золото-сурьмяное рудопроявление Зарди, приуроченное к раннепермским кварцевым фельзит-порфирам. Подобная связь оруденения с послескладчатыми, постбатолитовыми, орогенными кислыми вулканидами, отмечаемая и в других рудных районах Зеравшано-Гиссарского рудного пояса, вызывает разносторонний интерес. Между тем вопросы геологии, петрологии и геохимии вулканидов, равно как и соотношение с ними золото-сурьмяного эпитермального рудообразования, до сих пор остаются недостаточно изученными. Слабо изученным был и вопрос о возрасте золото-сурьмяного оруденения Зарди, наложенного на вулканиды. Выяснение перечисленных вопросов, несомненно, способствует как правильному пониманию генезиса вулканидов, так и перспектив их рудоносности.

В настоящей работе показано положение раннепермских вулканидов дацит-липаритовой формации и связанной с ними эпитермальной золото-антимонитовой формации в тектоно-магматических этапах развития Зеравшано-Гиссарского рудного пояса. В ней систематизированы сведения о фациях вулканидов, их распространен-

ности и объеме внутри формации, приведены сведения по геологии и петрологии вулканигов.

Впервые наиболее подробно охарактеризованы вулканигы района горы Зарди, вмещающие золотоносные кварц - ангимонитовые жилы, произведено фациальное их расчленение, охарактеризованы петрографические, петрохимические и геохимические их особенности, получены новые данные о возрасте вулканигов и наложенного золото-сурьмяного оруденения. Обсуждается вопрос о рудоносности вулканигов, о генезисе и возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса и отношение к нему стратиформной минерализации в покровных мезозойско-кайнозойских формациях Южного Тянь-Шаня и Афгано-Таджикской депрессии. Предложено мнение о полихронности и полигенности эпитегрмального ртутного и сурьмяного рудообразования в регионе, выделены ранне-среднекарбонвый, раннепермский, позднепермский и послелюрский (альпийский) этапы ртутно-сурьмяного рудообразования в регионе.

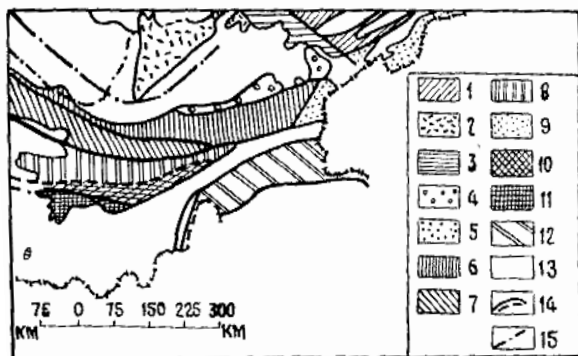
Полученные результаты могут быть использованы на практике при картировании раннепермских вулканигов региона и поисков связанной с ними позднегерцинской эпитегрмальной золото-ртутно-сурьмяной и сопутствующей минерализации.

Авторы осознают, что с изменением концептуальных основ геологии, т.е. полной заменой плейттектонической гипотезой ранее установившихся классических (фиксистких) представлений, взгляды на геологию Таджикистана в целом, и регионов, в частности, принципиально изменились. В процессе подготовки настоящей работы к публикации выяснилось, что отдельные общегеологические положения разделяются не всеми авторами. Тем не менее, авторы сочли необходимым оставить спорные моменты, возникающие при анализе геолого-структурных особенностей территории, и изложить преобладающее в авторском коллективе представление.

Глава 1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Исследуемый регион пространственно совпадает с одноименной структурно-формационной и металлогенической зоной (рис.1). Поэтому особенности его геологического строения, развития и металлогении могут быть наиболее полно поняты при рассмотрении Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны в целом.

Зеравшано-Гиссарская зона представляет собою часть герцинской геосинклинально-складской области Южного Тянь-Шаня.



От смежной с севера Зеравшано-Туркестанской миогеосинклинальной зоны она отделена Зеравшанским разломом, а от расположенной южнее Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоны Юго-Западного Тянь-Шаня – Гиссарским (или Бухаро-Гиссарским) разломом (Довжиков, 1977).

В геологической истории Зеравшано-Гиссарской зоны выделяются последовательно проявленные геосинклинально-складчатый (С-Т₂), платформенный (Т₃- эоцен) и эпиплатформенно-орогенный (олигоцен - О) режимы развития.

Палеозойская история геологического развития Зеравшано-Гиссарской зоны охватывает период времени достоверно от ордовика (О₂₋₃) до поздней перми (Р₂-Т₁?) включительно. В середине раннего палеозоя (О₂₋₃), а возможно еще в кембрии (Довжиков, 1977), на месте современной Зеравшано-Гиссарской зоны происходит заложение геосинклинального прогиба на метаморфическом докембрийском (AR-PR) основании. Разрез отложений этого времени здесь начинается средне-позднеордовикскими кварцевыми алевролитами, песчаниками и конгломератами с прослоями туфов кислых эффузивов и известняков, мощностью 340 м.

Выше согласно залегают органогенные известняки и доломиты; в меньшей мере кварцевые песчаники, мощностью около 200 м.

← **Рис.1. Схема расположения Зеравшано-Гиссарской зоны в складчатых областях Тянь-Шаня и Памира, по Е.Н. Горецкой, Е. А. Худобине (1974)**

Складчатые системы: 1÷2 – Средне-Тянь-Шаньская каледонско-герцинская (1 – Каратау-Нарынская зона; 2 – Чаткало-Кураминская зона); 3÷9: Южно-Тянь-Шаньская герцинская складчатая область: 3÷4 – Фергано-Кокшаальская система зон (3 – Баубашатинская; 4 – Яссинская зоны); 5÷9 – Туркестано-Алайская система зон (5 – Карачатырская; 6 – Туркестано-Алайская; 7 – Зеравшано-Туркестанская; 8 – Зеравшано-Гиссарская; 9 – Восточно-Алайская зоны), 10-11 – Юго-Западно-Тянь-Шаньская герцинская (10 – Южно-Гиссарская; 11 – Байсунская зоны). 12 – Северо-Памирская герцинская складчатая система; 13 – мезозойско-кайнозойские отложения; 14 – главнейшие разломы, установленные и предполагаемые; 15 – главнейшие разломы, установленные геофизическими методами.

Наиболее широко в регионе распространены зеленоватые и буроватые кварц-хлорит-серицитовые сланцы, содержащие редкие прослои своеобразных плотных брекчий, сложенных обломками белого кварца, а также редкие пачки песчанистых известняков и разных по составу эффузивов. Эти отложения (разская свита, мощность 1000 м) развиты в долинах рек Шинг, Арча-Майдан, Искандер-Дарья, Ягноб и других. В восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны аналогами этих отложений, по мнению А.И. Лаврусевича и В.И. Лаврусевича (1973), являются отложения верхней части ягнобской свиты.

В течение силурийского периода на значительной части площади Зеравшано-Гиссарской зоны отлагается толща терригенных, карбонатных и вулканогенных образований мощностью 1300 м. Силурийские отложения этого региона относятся к числу фаунистически хорошо изученных образований. По данным А.И. Лаврусевича и др. (1976), они подразделяются на отложения лландоверийско-нижневенлокский, лудловский и лудловско-пржидольский ярусы. В целом для силурийских отложений характерна значительная латеральная пестрота осадков. Так, в северо-восточной части региона они сложены песчано-сланцевой граптолитовой толщей (S_1) с подчиненной ролью коралловых известняков (S_2). В других частях среди них заметную роль играют карбонатные фации, содержащие горизонты сланцев и песчаников.

Лландоверийско-венлокские отложения представлены шестью типами разрезов (Лаврусевич и др., 1976): агбаширским, дукдонским, даурическим, уатасайским, аргским и зинахским. Для всех типов разрезов характерен терригенно-карбонатный состав пород с раковинными комплексами окаменелостей. Отличия состоят в колебаниях состава пород, их мощностей, количественных соотношений пород в разрезе и комплексов окаменелостей в них. Мощность отложений в различных типах разрезов варьирует от 200 до 770 м.

Агбаширский тип разреза раннего силура мощностью до 250 м, представлен нижнесумсарской свитой средне- и тонкослоистых, темно-серых до черных доломитов и доломитистых известня-

ков с подчиненной ролью прослоев песчанистых (кварцевых) алевролитов, известняков и кварцевых песчаников.

Дукдонский тип разреза сложен глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков (мощность 200 м), заключающими остатки среднелландоверийских трилобитов и граптолитов.

Даурический, уатасайский и аргский типы разрезов представлены шингской свитой, согласно налегающей на отложения разской свиты (O_3) и согласно же подстилающей черные доломиты нижнеаргской подсвиты. Мощность свиты варьирует от 230 (г. Даурич) до 770 м (р. Арг). Даурический тип разреза шингской свиты представлен глинистыми известняками с прослоями кварцевых песчаников и кварцево-хлорито-серицитовых сланцев. Разрезы зинахского типа представлены кварцито-песчаниками, заключающими прослои филлитовидных сланцев, известняков, доломитов, реже – разложившихся диабазов. Мощность разреза – 400–700 м.

Лудловские отложения представлены аргской свитой (S_2). Разрез начинается средне- и тонкослоистыми черными доломитами (нижнеаргская подсвита, мощность 400 м), постепенно сменяющиеся толстослоистыми и массивными, серыми и черными доломитизированными известняками (среднеаргская подсвита, мощность 350 м). Верхняя часть лудловского яруса сложена кварцитовидными песчаниками, кварц-сланцевыми и песчанистыми сланцами. Общая мощность силурийских отложений составляет около 3000 м, причем на долю карбонатных отложений приходится около 500 м. Отложения лудлова несогласно перекрываются осадками девонского возраста.

В девоне, при общем сохранении существовавшей ранее палеогеографической обстановки, еще более четко намечается фациальная дифференциация области. Общей особенностью осадконакопления этого периода является преимущественное образование карбонатных пород. Местами конец девонского осадконакопления характеризуется образованием терригенных осадков (яшм, аргиллитов и др.). Предполагается трансгрессивное перекрытие среднедевонскими отложениями образований силурийского возраста. Мощ-

ность отложений девона в разных частях региона заметно варьирует и составляет около 1200 м.

В бассейне р. Ягноб широким распространением пользуются терригенные образования среднедевон-раннекаменноугольного (D_2 - C_{1t}) возраста, залегающие с разрывом на подстилающих породах. Нижняя часть разреза сложена песчано-глинистыми породами с прослоями кремнистых сланцев и пачками криноидных известняков. Верхняя часть разреза отложений представлена песчано-глинистыми, глинистыми, известковистыми, хлорит-серицитовыми и другими разностями сланцев. Среди последних отмечаются прослой и линзы рассланцованных песчаников, полимиктовых конгломератов, известняков и доломитов. Мощность среднедевон-раннекаменноугольных отложений составляет около 2500 м.

В позднем девоне – начале раннекаменноугольного периода в регионе устанавливается орогенный режим развития. В раннем карбоне имело место накопление темно-серых полимиктовых песчаников и глинистых сланцев, содержащих линзы конгломератов, гравелитов и известняков (маргузорская свита), мощностью 700–1200 м. Отмечается несогласное налегание этих отложений на более древние породы, а в долинах рек Зидды и Каракуль они без видимого несогласия сменяются отложениями средне-верхневизейского возраста (якарчинская свита). Отложения $C_{1v_2mr_1}$ обнажаются в Каракуль-Зиддинской полосе и в долине р. Ягноб у села Джижикрут. Разрез отложений повсеместно более или менее однотипный. Нижняя часть разреза, за исключением самих низов, в основном карбонатная. В ней В.Д. Салтовская и др. (1976) выделяют следующие четыре свиты (снизу вверх): 1) якарчинская, 2) сангальтская, 3) снежинская, 4) бачаульдинская.

Якарчинская свита (мощность 450 м) представлена (снизу вверх): песчаниками, конгломератами, сланцами, сменяющимися по разрезу темными, углисто-глинистыми известняками. Она согласно налегает на отложения маргузорской свиты и согласно перекрывается верхневизейскими отложениями сангальтской свиты. Последняя сложена массивно-слоистыми оолитовыми и органогенными известняками (мощность 100–150 м) с остатками брахиопод и форамини-

фер. Свита согласно сменяется по разрезу тонкоплитчатыми известняками с желваками, линзами и прослоями кремней снежинской свиты. Она содержит фауну фораминифер и брахиопод намюрского – низов башкирского ярусов. Разрез венчается известняковыми конгломератами и конгломерато-брекчиями (внизу), фузулинидо-водорослевыми известняками и линзами кремней. В известняках отмечаются водоросли верхнебашкирско-нижнемосковского времени. Среди отложений данного возраста в бассейне р. Ягноб, у села Джижикрут, доказано (Салтовская и др., 1976) также присутствие башкирского яруса и нижнего подъяруса московского яруса. В осевой части Гиссарского хребта, по данным В.Д. Салтовской и др. (1976), ранне-среднекаменноугольные ($C_{1-2}?$ -авт.) образования представлены рассланцованными лавами, лавобрекчиями, кластолавами и туфобрекчиями липаритовых и дацитовых порфиров, липаритов и их туфов, альбитофиров, мраморизованными известняками, полимиктовыми и кварцевыми песчаниками (сиомиинская серия). Вулканиты развиты в низах разреза, карбонатные породы в средней части, а терригенные образования венчают разрез. Мощность отложений достигает 1400-2000 м. Взаимоотношения их с более молодыми палеозойскими отложениями не достаточно известны. Не исключено, что упомянутые вулканиты имеют более молодой, - раннепермский, возраст.

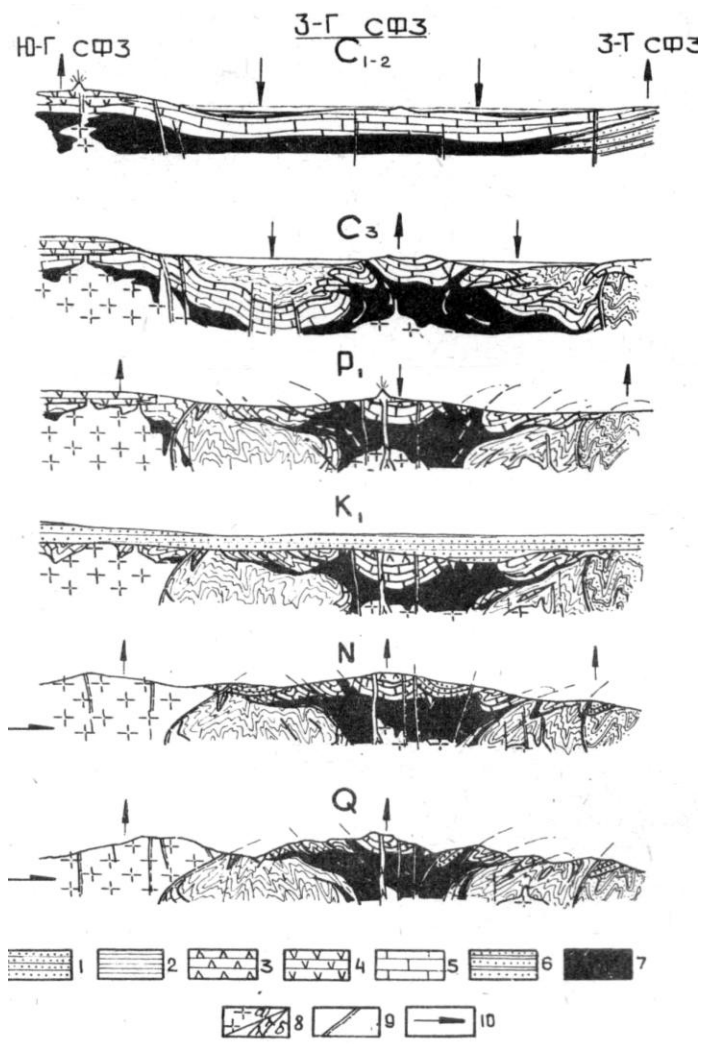
Средне-позднекаменноугольные отложения распространены в Каракуль –Зиддинской и Ягнобской полосе. Они представлены чередующимися гравелитами, песчаниками, алевролитами и конгломератами (дарахтисурхская свита - $C_{2,3dr}$). В нижней части разреза преимущественно развиты конгломераты с подчиненной ролью песчаников и сланцев. Верхняя часть разреза существенно песчано-сланцевая. Возраст отложений доказывається фаунистически не моложе средне - позднекаменноугольного (Салтовская, 1974). В обломках конгломератов широко представлены гранитоиды - полный ряд магматической дифференциации, от кварцевых диоритов до аплитовидных гранитов и плагиигранитов, радиологически датированные поздним карбоном - $292-317 \pm 12$ млн. лет (Мельниченко и др.,

1983) и весьма сходные с гранитоидами Гиссарского плутона (C_{2-3}). Отметим, что аналогичные обильные гальки гранитоидных пород установлены в верхнепалеозойских (C_3-P_1) конгломератах северного склона Зеравшанского хребта (Шадчиев, Старшинин, 1969), несомненно свидетельствующие о средне-позднекаменноугольном возрасте главной массы изверженных пород кислого и, по-видимому, щелочно - кремнекислого состава Гиссаро-Алая.

Неполная мощность разреза вышеохарактеризованных отложений в Каракуль-Зиддинской и Ягнобской полосах составляет 1000 м. На более древние отложения бачаулдинской свиты ($C_2b_2-C_2m_1$) данные образования местами залегают согласно (бассейн реки Дарахтисурх), местами же с небольшим размывом (бассейны рек Зидды и Шингак). С более молодыми отложениями Зеравшано-Гиссара (лючобская свита P_1) описываемые отложения стратиграфических контактов не имеют. Каменноугольный период для всего описываемого региона характеризуется временем устойчивого единообразия палеогеографических условий, при которых формировались, особенно в начале периода, преимущественно карбонатные образования, а в конце периода – существенно терригенные накопления.

Рис.2. Основные этапы развывия структуры Зеравшано-Гиссарской зоны →
(по Харькевичу, Горшкову, 1989)

1 – комплекс морских и континентальных накоплений MZ-KZ; 2 – флишевая формация (C_{2-3}); 3 – лавовые покровы фонолитов (P_1); 4 – существенно вулканогенная (риолитовая) формация (C_{1-2} ?, возможно P_1); 5 – известняково-дроломитовая формация (S_2-C_1); 6 – глинисто-сланцевая (аспидная) формация (S_{1-2}); 7 – комплекс существенно сланцевых формаций (O-S); 8 – магматические формации: а – гранитоидные плутонические; б – щелочно-гранитоидные; 9 – крупные дизъюнктивы; 10 – направление движения масс. Структурно-формационные зоны (СФЗ): ЮГ – Южно-Гиссарская; З-Г – Зеравшано-Гиссарская; З-Т – Зеравшано-Туркестанская.



Период времени достоверно от среднего ордовика, а возможно даже – от кембрия до среднего карбона включительно, характеризует начальные и ранние стадии геосинклинального развития Зеравшано-Гиссарской зоны. Процессы осадконакопления временами (O , S_2 , C_1 , C_2) прерывались подводными излияниями кислых, средних и основных лав. Так, в раннем силуре (S_1w) формировались горизонты диабазов, спилитов, андезитовых порфиритов и их туфов. Эти породы, как правило, интенсивно метаморфизованы и превращены в амфиболиты и альбитизированные ортосланцы.

Мощность вулканитов составляет около 200 м. Крайне небольшое площадное развитие имеют вулканогенные образования, мощностью 100 м, отмечаемые в разрезе терригенных отложений намюра. Перерыв в осадконакоплении отмечается также в девоне и фиксируется трансгрессивным налеганием среднедевонских отложений на различные горизонты силурийских накоплений. Средне- и позднекаменноугольный этап был временем проявления в регионе главной фазы складчатости и характеризует средние этапы его развития. В конце среднего карбона регион превратился в сложно построенное складчатое поднятие (рис. 2) Именно с этим этапом совпадает во времени формирование гранитоидных интрузивов и их жильных производных (Баратов, 1959; Шадчиев, Старшинин, 1969; Хасанов, 1976; Баратов и др., 1978; Мельниченко и др., 1983 и др.). Среди жильных пород отмечаются дайки аплитов, диоритовых порфиритов и лампрофиров диоритового ряда (керсантиты, вогезиты, минетты и др.). Гранитоидные интрузивы наиболее широко распространены в соседней с юга - Южно-Гиссарской - зоне, где образуют так называемый Гиссарский плутон.

В Зеравшано-Гиссарской зоне магматические, в том числе гранитоидные и щелочные породы, слагают не более 10-12% площади, причем преобладают небольшие штоки среди обширных полей палеозойских осадочно-метаморфических формаций.

Породы щелочно-гранитоидного ряда развиты в регионе весьма незначительно и изучены многими исследователями (Белов, 1949; Унксов, 1940; Дусматов, 1971; Хасанов, 1973; Абдусаломов, Дусматов, 1978; Абдусаломов, 1981; Дусматов, Абдусаломов, 1984; Абдусаломов, Куддусов, 1986 и др.). Более широко они развиты в восточной части Гиссаро-Алая и Туркестано-Алая (Перчук, 1964; Шинкарев, 1966; Ифантопуло, 1969 и др.).

Геолого-петрографическая характеристика интрузивных массивов Зеравшано-Гиссарской зоны дана в многочисленных опубликованных и фондовых работах (Иванова, Гаврилова, Унксов, 1940; Ахмеров, Майоров, 1956, 1957; Котов, 1963, 1965; Баратов и др., 1978; Хасанов, 1975, 1976; Шарапов, 1984; Мамадвафоев, Рахмонов, 1999; Г.Д. Корниенко, В.Ю. Алхазов (1968-1970 гг), Н.Н. Кузнецов, Н.Ф. Коротич (1973-1974 гг), А.А.Николов, В.И.Колесниченко, Ш.Н.Норбоев (1976-1978 гг.) и др.). Определенная роль в формировании гранитоидных массивов Зеравшано-Гиссарской зоны принадлежит явлениям ассимиляции, гибридизма (кантаминации) и автометасоматоза - калишпатизации, альбитизации, мусковитизации (серицитизации) и т.п. (Баратов, 1956; Баратов и др., 1978; Хасанов, 1970, 1976; Мамадвафоев, Хасанов, 1989; Мамадвафоев и др., 1998).

В Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоне широко развиты разновозрастные и различные по составу палеозойские дайковые образования. К их числу относятся дайки субщелочных оливиновых долеритов ордовик-силурийского (?) возраста (Мамадвафоев и др., 1994а,б), диабазовых порфиритов (C_1), диоритовых порфиритов, кварц-диоритовых порфиритов, лампрофиров среднего состава (C_2), дацитовых порфириров, гранит-порфириров, кварцевых порфириров, трахилипаритов, трахитов (P_1), а также кимберлитоподобных субщелочных габброидов и базальтоидов даек и трубок взрыва позднепермского (Мамадвафоев, 1987; Мамадвафоев, Хасанов, 1991, 1992; Мамадвафоев, 1992; Мамадвафоев и др., 1994в), а по

другим представлениям – триас-юрского возраста (Хасанов и др., 1978, 1986; Хасанов, 2004).

Так, в пределах рудного поля Уч-Кадо дайки диоритового и кварц-диоритового состава, имея северо-восточное, широтное и северо-западное простирание и почти вертикальное падение, протягиваются более чем на 250÷300 м. Мощность их варьирует от 1÷2 до 10÷15 (А.А.Никколов, В.И. Колесниченко, Ш.Н. Норбоев, 1976-1978 гг.).

Дайки субщелочных оливиновых долеритов (*O-S?*), диоритовых порфиритов (C_{2-3}), гранодиорит-порфиринов, гранит-порфиринов, кварцевых порфиринов (P_1), камптонитов и мончикитов (P_2) широко развиты и на прилегающей с юга и юго-востока территории - в верховьях р. Сардаи-Миена, - бассейнах рек Кафандар, Пакрут, Чарбидара, Кальтакуль (Хасанов, Мамадвафоев, Ефименко и др., 1978).

Цифры К – Ar датировки возраста дайковых пород, полученные для Чоринского, Чинорсайского, Акбаиджумонского и Чашманиятского рудных полей (Агеева и др., 1988а, б; 1991), весьма противоречивы, а потому не надежны, поскольку одни и те же породы нередко попадают в два и более возрастные группы, что явственно противоречит установленным для данного региона геологическим данным о последовательности их образования (Баратов, 1958; Баратов и др., 1978; Хасанов, 1957; Хасанов, Брейвинская, 1965 и др.).

Гранитоидные породы Зеравшано-Гиссарской зоны характеризуются повышенной основностью и гипабиссальными условиями образования (Баратов, 1959; Баратов и др., 1978; Хасанов, 1975; 1976 и др.). Пестрота петрографического их состава, а также различие в уровне их эрозионного среза зачастую затрудняет выяснение их формационной принадлежности (Мамадвафоев, Ниезов, 1983; Мамадвафоев, Хасанов, 1989; Ниезов, 1990; Мельниченко, 1991; Мамадвафоев, Рахмонов, 1999 и др.).

С этапом внедрения гранитоидных массивов связаны в регионе явления контактового и регионального зеленосланцевого метаморфизма, образование складок различных порядков, в том числе и гофрировка стратифицированных образований. К наиболее крупным складчатым структурам региона относятся Зеравшанская и Ягнобская антиклинали. Они обычно осложнены дизъюнктивами различных порядков, направлений и возрастов. К наиболее крупным расколам относится Гиссаро-Каратегинский разлом, нередко контролирующий размещение гранитоидных массивов и позднегерцинской рудной минерализации.

В конце каменноугольного периода происходит стабилизация тектонических движений и образование сравнительно всхолмленного рельефа – пенеплена.

В раннепермскую эпоху Зеравшано-Гиссарская зона, как и прилегающая с юга Южно-Гиссарская зона, вновь вовлекается в орогенный (эпигеосинклинально-орогенный) этап развития. Здесь происходит обновление ранее заложенных и образование новых разломов. Образовавшиеся расколы земной коры послужили путями для внедрения магмы, формировавшей полифациальную дацит-липаритовую формацию. Продукты данной формации представлены вулканитами наземных, жерловых (экструзивных), субвулканических и гипабиссальных фаций (Хасанов, 1957; Баратов, Горещкая, Щукин, 1973; Баратов и др., 1974^б; Мамадвафоев, 1987а,б). В поздней перми Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона испытывает оживление тектонических движений и еще большую дифференциацию областей поднятия и опусканий. Это приводит к незамедлительной денудации покровных вулканитов дацит-липаритовой формации. Процесс этот особенно интенсивно развивался в триасе. Поэтому в современном эрозионном срезе раннепермские вулканиты поверхностных фаций имеют фрагментарное развитие. Они отмечаются в верховьях рек Аксу, Хазор Меч (Сухта), Арг, Мосриф (Бадга, Хами-Сурх), Арча-Майдан, Канчоч (река Кара-

куль), Ханак, Сангалт (р.Зидды), Тагобикуль, Уч-Кадо, Кальтакуль (у перевала Барзанги-Калон), Камароу, Сангадак. Кислые и умеренно кислые по составу дайки дацит-липаритовой формации – подводющие каналы покровных вулканитов, иногда - гипабиссальные тела, в рудных районах и рудных полях Зеравшано-Гиссарской зоны (Шинк-Магианском, Чинорсайском, Тарор-Мосрифском, Кончоч - Каракульском, Чоре-Дуобинском, Тагобикуль-Кумархском, Пакрут-Руфигарском и др.) имеют в целом широкое, хотя и неравномерное, развитие. Более широко они развиты в Каратегинском хребте (Хасанов, 1957) и на Южном Гиссаре (Баратов, Горецкая, Щукин, 1973).

Образовавшиеся в поздней перми в условиях тафrogenного режима развития региона (Хаин, 1985; Лучников, 1989) расколы земной коры послужили путями для внедрения мангитной субщелочно-базальтовой магмы. Продукты последней в регионе представлены кимберлитоподобными трубками взрыва и дайками мончикитов, камптонитов, анальцимовых базальтов, лимбургитов, пикритовых порфиритов и переходных их разновидностей (Брейвинская, 1969; Брейвинская и др., 1974, Баратов и др., 1970; Хасанов, 1972, 2004; Мамадвафоев и др., 1994в и др.). Они наиболее широко развиты в восточном секторе Зеравшано-Гиссарской зоны, в том числе в бассейнах рек Ягноб (Жирнов, 1973; Алхазов, Климов, 1973; Баратов, Дусматов, Климов и др., 1978) и Сардаи-Миена – рр. Кафандар, Пакрут, Чарбидара, Калтакуль (Хасанов, Мамадвафоев, Ефименко и др., 1978; Мамадвафоев, Хасанов, 1991, 1992; Мамадвафоев, 1992; С.А.Евстафьев, В.Г.Нестеров и др., 1970-1972 гг.; В.А.Буряк, Н.Н.Кузнецов и др., 1976 гг.). Отдельные диатремы субщелочных габброидов - базальтоидов развиты на флангах киноварно-флюорит-антимонитового месторождения Канчоч, где отчетливо устанавлива-

ется дорудный их возраст (Новикова, Вазиров, 1975)¹. В прилегающей с юга Южно-Гиссарской зоне дайки субщелочных базальтоидов (анальцимовые диабазы) секут нижнюю часть разреза ханакинской свиты P_2-T_1 ? (Мушкин, Брейвинская, 1965), для которой доказывается раннепермский возраст (Клипенштейн и др., 1976). Интересно, что среди триасовых и более молодых мезозойско-кайнозойских отложений Южного Тянь-Шаня отмеченные субщелочные габброиды-базальтоиды не установлены.

Таким образом, позднепалеозойская история геологического развития Зеравшано-Гиссарской зоны, в том числе и магматическая деятельность, завершается в поздней перми (Мамадвафоев, 1987а).

Мезозойско-палеогеновый ($Mz - P_2$) этап развития региона, как и всего Южного Тянь-Шаня, характеризуется в целом режимом молодой субплатформы. В раннем мезозое (триас) здесь господствует режим пенепленизации. В юрском периоде происходит прогибание области (J_1), с последующим (J_{2-3}) воздыманием и образованием озерно-болотных и лагунно-континентальных накоплений. В раннем мелу весь Южный Тянь-Шань характеризуется орогенным режимом развития (Щукин, 1981), о чем явственно свидетельствуют мощные грубообломочные красноцветные континентальные отложения соответствующего возраста. В дальнейшем, в позднем мелу, происходит устойчивое погружение области осадконакопления и формирование типично морских карбонатных и терригенных формаций. Судя по однотипности и устойчивости мощностей мезозойско-палеогеновых накоплений, фрагментарно сохранившихся лишь в тектонических клиньях и депрессиях, можно считать, что морской режим седиментации существовал на всей территории Зеравшано-

¹ Цифры К-А возраста серицита (252±257 млн. лет; Федорчук, Шишкин (1969) ассоциирующего с антимонитом и киноварью, указывают на позднепермский возраст сурьмяно-ртутного оруденения, наложенного на дайки и трубки взрывов щелочных базальтоидов.

Гиссарской зоны. Отметим, что общая мощность мезозойских и палеогеновых отложений составляет около 3000 м.

Начиная с олигоцена в регионе устанавливается режим эпиплатформенного орогенеза (Чедия, 1971, 1972; Таджикибеков, 2005, 2006 и др.). В результате Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона, как и Южный Тянь-Шань в целом, превращается в высокогорное складчато-блоковое сооружение. Здесь создаются отдельные своды и депрессии, характеризующие современную форму рельефа и особенности тектонических структур региона. Вдоль большинства дизъюнктивов происходит перемещение блоков палеозойского фундамента совместно с покрывкой молодых мезозойско-кайнозойских отложений. В результате этих движений, достигших значительные амплитуды (1000-1500 м), позднепалеозойские и мезозойско-кайнозойские образования сохраняются от денудации лишь в опущенных участках (грабенах) и тектонических клиньях. К ним относятся Пенджикент-Зеравшанский, Фараб-Фан-Ягнобский, Каракуль-Зиддинский, Тагобиккульский и некоторые другие.

В неоген-четвертичном периоде, а точнее – с олигоцена (P_3), общий подъем страны приводит к незамедлительному оживлению процессов денудации. Эродируемый материал идет на образование молассоидных отложений, отмечаемых лишь в тектонических депрессиях (Зиддинская впадина и др.). Подобные же тенденции вертикальных движений имеют место и в настоящее время, устанавливаемые дислокацией речных террас, изменением направления русла рек, дислокациями моренных отложений и, в целом, высокой сейсмичностью региона (Недзвецкий, Тихонов, 1953; Виноградов, 1963; 1976 и др.).

Глава 2. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАННЕПЕРМСКИХ ИНТРУЗИВНО- ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

2.1. Общие сведения

В геологической литературе по региону отмечалось, что в миогеосинклинальных зонах Тянь-Шаня, каковой некоторыми исследователями принималась Зеравшано-Гиссарская структурно-формационная зона, проявления порфировой, в частности, дацит-липаритовой, формации отсутствуют. Однако, судя по вещественному составу, абсолютному возрасту и распространенности пород формации в Зеравшано-Гиссарской зоне, можно говорить о ее региональном, хотя и резко подавленном по сравнению с Южно-Гиссарской эвгеосинклинальной зоной, ее развитии.

Современные представления о распространенности, объеме, составе, фациальности и возрасте вулканигов дацит - липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны сложились, главным образом, за 70-80-е годы XX столетия, благодаря проведенным крупномасштабным геолого - съемочным и тематическим работам сотрудников Главного управления геологии при Правительстве Республики Таджикистан (А.Н. Акрамов, В.Ю.Алхазов, Б.А.Вольнов, С.А. Евстафьев, Г.Д. Корниенко, Н.Н. Кузнецов, В.Г.Нестеров, А.А. Никколов, Д.А. Старшинин, А.С. Шадчиев и др.), Института геологии АН РТ (Р.Б. Баратов, В.Д. Дусматов, Г.К.Климов, В.С.

Лутков, А.К. Мельниченко) и Таджикского национального университета (М.М. Мамадвафоев).

В результате этих исследований установлены характерные особенности раннепермских магматических образований данного региона, а именно: 1) региональное их развитие, 2) преобладание среди них умеренно кислых и кислых пород при полном отсутствии основных разностей, 3) преобладание пород гипабиссальной, субвулканической и экструзивной фаций над поверхностными, 4) интенсивнее постмагматическое и гипергенное изменение пород, 5) приуроченность вулканитов поверхностных фаций к тектоническими депрессиям и тесная пространственная связь их с триас-юрскими отложениями; 6) принадлежность пород к дацит - липаритовой формации.

Региональное развитие в Зеравшано-Гиссарской зоне раннепермских интрузивно-вулканогенных образований позволяет утверждать о некогда более широкой их площадной распространенности, особенно, вулканитов поверхностных фаций. Можно считать, что при дальнейших систематических исследованиях в этом регионе могут быть обнаружены новые выходы раннепермских магматических пород. Присутствие в Зеравшано-Гиссарской зоне пород дацит-липаритовой формации свидетельствует о сходных с Южно-Гиссарской зоной особенностях её геологического развития в позднем палеозое.

К настоящему времени в Зеравшано-Гиссарской зоне установлены все фациальные типы раннепермских магматических образований: поверхностных, экструзивных (жерловых), субвулканических и гипабиссальных. Ниже на основе обобщения литературных данных и материалов личных исследований авторов приводится краткая геологическая и петрографическая характеристика раннепермской дацит-липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны.

2.2. Геологическая и петрографическая характеристика интрузивно-вулканогенных образований

Вулканиды поверхностных фаций развиты в бассейнах рек Хазор-Меч (Сухта), Мосриф (Хами-Сурх, Бодга), Каракуль (на площади золото-ртутно-сурьмяного месторождения Кончоч), Ягноб, Ханако, Барзанги-Калон, Тагобикуль, Кальтакуль (у перевала Барзанги).

В бассейне р. Хазор-Меч отмечаются лавобрекчии, туфы и туффиты трахилипаритов, липарито-дацитов и биотитовых липаритов. Для них характерно присутствие граната (Баратов и др., 1974). Вулканиды сая Бодга (300x100 м²) тесно связаны с ордовикско-раннесилурийскими андезито-базальтами, имея с последними тектонические взаимоотношения. Тектонические контакты охарактеризуемые вулканидами имеют и с юрскими отложениями. В основании разреза здесь находятся флюидално-полосчатые пестроокрашенные породы афировой структуры, мощностью 20 м. Выше залегают лавы и туфы трахиандезитов, латитов и трахилипаритов сиреневого, сургучно-красного и кирпично-красного цвета. Отмечается интенсивная калишпатизация и окремнение пород.

Под микроскопом среди вулканидов определены туфы, туфобрекчии, игнимбриты, туффиты, лавобрекчии и лавы преимущественно липаритового, реже - липарито-дацитового, латитового и трахилипаритового состава, причем преобладают пирокластические продукты. Последние сложены обломками полевых шпатов, кварца, биотита, серицита, граната, разложенного вулканического стекла, известняков, песчаников, дацитов, липаритов и трахилипаритов, сцементированные агрегатом гидроокислов железа и алюминия, карбоната, хлорита, кварца и полевых шпатов. Структура породы литокристаллокластическая, псаммитовая и др. Структура лав порфировая, структура основной массы сферолитовая, фельзитовая, микропайклитовая и др. Количество вкрапленников не превышает 15-20% объема породы. Они представлены кварцем, биотитом, кислым плагиоклазом и калишпатом.

Химические составы пород и числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O-	ппп	Сумма
1	51,33	1,44	25,36	8,26	2,66	0,02	9,73	0,30	0,25	0,76	0,17	1,30	8,18	109,76
2	69,40	0,36	15,17	1,30	0,49	0,01	0,57	0,82	3,29	6,97	0,28	0,02	1,16	99,84
3	65,50	0,72	16,08	0,93	0,93	0,05	0,65	1,42	2,80	8,78	0,37	-	1,44	99,67
4	69,69	0,68	13,32	0,21	4,21	0,04	1,33	3,49	2,31	3,00	0,07	-	1,20	99,55
5	60,31	0,69	14,64	1,77	2,09	0,07	1,60	6,18	3,88	2,71	0,18	0,30	5,46	99,88
6	61,90	0,47	15,60	0,94	3,27	0,09	0,92	2,28	4,20	3,24	0,11	0,15	5,03	98,20
7	77,62	0,11	14,88	0,34	0,37	0,05	0,20	0,19	0,10	3,60	0,03	0,15	2,18	99,82
8	69,32	0,04	15,96	0,16	0,35	0,03	3,65	3,98	2,48	4,12	0,10	0,02	0,58	100,79

Примечание. 1 - 4 – вулканиды поверхностных фаций: 1-латеритизированные туфы, туфобрекчи, игнимбриды (р. Мосриф, сай Хами-Сурх); 2 – 3 - калишпатизированные лагиты, трахилипариты, дациты (р. Мосриф, сай Бодга, перевал Вору); 4-туфы липарито-дацитов (р.Барзанги-Калон); 5-трахидацитовые порфиры (р.Ялноб) экструзивной и субвулканической фаций; 6 - кварцево-латитовые порфиры (р.Тагобикуль);

Характерно интенсивное проявление в вулканидах постмагматического метасоматоза – альбитизации, окварцевания и гипергенных процессов (лимонитизации). Поэтому они характеризуются не нормативным химическим составом (табл.1,2).

Так, латиты, трахилипариты и дациты бассейна сая Бодга и перевала Вору пересыщены калием; латеритизированные туфы Хами-Сурха содержат повышенные количества окиси железа и низкое содержание щелочей и кремнекислоты (табл.1). Несмотря на свою измененность, вулканиды содержат свежие фенокристы биотита. Последний характеризуется умеренной или высокой железистостью, а также высокой степенью окисленности железа (Баратов и др., 1974), о чем свидетельствуют данные табл.3.

Таблица 1

дацит-липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>c</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	φ	<i>Q</i>	<i>n</i>
1,60	0,3	48,4	49,7	54,8	28,4	16,7	-	35,7	2,0	12,2	1,1	6
17,0	0,9	3,8	78,2	32,1	26,8	41,0	-	42,0	0,4	28,5	21,6	4
19,1	1,4	3,3	76,2	-	36,2	53,2	10,6	32,6	0,8	25,5	12,8	2
9,4	4,2	6,4	80,0	-	34,4	64,5	1,1	53,6	0,8	2,1	36,9	2
13,1	3,6	10,8	72,4	-	26,3	34,2	39,4	68,5	0,3	14,4	14,8	3
14,7	2,9	7,2	75,0	19,0	22,0	59,0	-	66,6	0,6	12,0	17,5	1
4,7	0,2	12,9	76,2	92,7	2,3	5,7	-	5,0	0,1	1,8	48,6	2
11,2	4,7	6,9	77,1	83,8	88,4	7,7	-	47,6	0,0	1,9	27,1	1

7-серцитизированные и окварцованные кварцевые порфиры (р. Оби-Лой) дайковой фации; 8-гранитоид-порфиры (перевал Ками-Чора). Данные по Р.Б.Баратову и др. (1974). Пересчеты составов пород на числовые характеристики по А.Н.Заварицкому осуществлены М.М.Мамадзафовым.

Вулканиты средней части сая Хами-Сурх представлены туфами и туфобрекчиями липарито-дацитов и дацитов. Они подстилаются горизонтом туфопесчаников. Мощность вулканигов составляет 45÷50 м. Характерная их особенность – это интенсивная выветренность.

На подстилающие карбонатные отложения верхнего силура местами они залегают с разрывом, местами же имеют тектонические взаимоотношения. Вулканиты здесь разбиты на отдельные блоки, ограниченные друг от друга дизъюнктивами субмеридионального направления. Они пространственно тесно связаны с юрскими накоплениями, которые покрывают их.

Таблица 3

Химические составы биотитов вулканитов дацит-липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны, вес. %

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	F	F-O	Сум- ма
1	37,95	4,66	16,89	12,94	7,95	0,14	7,97	0,28	0,36	7,48	0,07	3,92	0,89	0,37	101,87
2	36,69	4,58	17,38	12,88	8,20	0,12	8,19	0,28	0,38	6,47	0,06	4,48	0,55	0,23	100,49
3	37,00	4,46	16,97	13,55	7,85	0,10	7,98	0,28	0,40	7,37	0,08	4,00	0,66	0,23	100,93
4	37,56	3,70	15,33	13,05	6,51	0,15	12,06	0,53	0,60	8,82	0,08	1,45	0,56	0,23	100,63

Примечание. номера проб: 1 – 2929, 2 – 2930, 3 – 3532, 4 – 3001.

На площади месторождения Кончоч раннепермские кислые вулканиты распространены в центральной части, именуемая участком Кончоч. В разрезе вулканогенной свиты представлены (снизу вверх): туфопесчаники, туфобрекчии, туфы кварцевых порфиров и кварцевые порфиры. Мощность свиты составляет 200 м. К этой свите приурочены все рудные тела Кончочского месторождения плавиковошпатово-золото-мышьяково-сурьяно-ртутной рудной формации (см. рис. 32). Наиболее интересные в практическом отношении рудные тела месторождения тяготеют к окварцованным и аргиллитизированным эксплозивным брекчиям кварцевых порфиров, а более мелкие рудные гнезда и линзы приурочены также к терригенным накоплениям нижнего карбон (намюр).

Выходы интенсивно латеритизованных раннепермских кислых вулканитов отмечаются и на левом борту р. Тагобикуль. Здесь, на правом склоне сая Куни-Гоу, вулканиты почти нацело превращены в кору выветривания. Они покрыты нижнеюрскими терригенны-

ми накоплениями. В разрезе коры выветривания по кислым эффузивам отмечаются линзы сиреневых и темно-коричневых вулканитов. Мощность линз не превышает 3÷5 метров. Порода характеризуется массивной текстурой и порфировой структурой. Порфиновые выделения представлены исключительно кварцем. С определенной долей условности можно предполагать липаритовый тип латеритизированной исходной породы. Общая мощность вулканитов ориентировочно составляет 15÷20 м.

В ряде выходов раннепермских кислых вулканитов отчетливо проявлены признаки постмагматической минерализации. Так, в бассейне сая Бодга отмечается наложение на вулканиты кварцево-серицитовых, кварцево-карбонатных, кварцево-сульфидно-гематитовых и кварцево-сульфидных прожилков. Последние рассекают так же вулканиты бассейна сая Хами - Сурх.

Вулканиты экструзивной фацции развиты вблизи села Гиждарва, в бассейнах рек Каракуль (на площади месторождения Кончоч) и Тагобикуль (Тагобикульская и Зардинская экструзии).

Гиждарвинская экструзия представлена кварцевыми порфирами, их брекчиями. Порода характеризуется олигофировой структурой. Фенокристы сложены кварцем, деанортитизированным и серицитизированным плагиоклазом и биотитом. Последний обычно замещен агрегатом серицита и рудного минерала. Основная масса представлена преимущественно кварц-калишпатовым агрегатом. Экструзия, размером 12 x 15 м, имеет изометричную форму. Она приурочена к палеозойским сланцам. Последние в зоне экзоконтакта экструзии в полосе до 1 x 1,5 м. передроблены, а в эндоконтакте тела отмечаются ксенолиты вмещающих пород.

Кончочский экструзив сложен эксплозивными брекчиями кварцевых порфиров. Породы экструзива сильно окварцованы и аргиллизированы.

Тагобикульская экструзия расположена в верховьях левого склона долины р. Ингузивный – правого притока р. Тагобикуль. Экструзия имеет в плане форму штока, площадью 0,12 кв. км. Она прорывает кварц-хлорит-серицитовые сланцы верхнего ордовика,

образуя с ними интрузивные контакты. Экструзивное тело сложено лавами, туфолавами и эксплозивными брекчиями трахилипаритового, кварцево-латитового и трахиандезитового состава. Вулканиды содержат обломки кварцитов, кислых эффузивов, трахитов и девитрифицированного стекла. Фенокристы представлены кварцем и калишпатом. В породе часто отмечаются миндалины, заполненные агрегатом альбита и цеолита. Вулканиды экструзии повсеместно альбитизированы, серицитизированы, карбонатизированы и лимонитизированы. В экзоконтакте экструзии отмечаются дайки трахилипаритов и трахитов. Преимущественным развитием в теле экструзии пользуются туфобрекчии трахилипаритового состава. Внешне – это массивная коричневато-серая порода брекчиевидной текстуры. Под микроскопом порода характеризуется литокристаллокластической структурой с микрофельзитовой структурой основной массы.

Обломки пород (50-60%) представлены фельзит-порфирами, трахитами реже – графитизированными сланцами и роговиками; обломки минералов – кварцем, полевыми шпатами, мусковитом. Размеры обломков пород варьируют от 0,3 x 0,6 мм до 1,8 x 2,0 мм. Кварц в трахилипаритах образует ксеноморфные и угловатые зерна, размером 0,15 x 0,6 мм; характеризуется волнистым погасанием. Калишпат (0,2 x 1,5 мм) нередко пелитизированный и альбитизированный, образует угловатые, иногда изометричные зерна в тесном сростании с кварцем. Пертитовые структуры и двойники не отмечаются. Плагиоклаз (0,15 x 0,35 мм, местами 0,5 x 0,6 мм) представлен альбитом (№8) и олигоклазом (№17), характеризуется полисинтетическими двойниками; минерал встречается редко (1-2%). Мусковит отмечается в виде единичных зерен, размером 0,1 x 0,4 мм. Акцессорные минералы представлены единичными мелкими (0,05 мм) зернами циркона и апатита. Основная микрофельзитовая масса, кварц-серицит-полевошпатовая по составу, часто пронизана карбонатами и окислами железа (лимонит). Порода интенсивно пиритизирована и лимонитизирована.

Зардинская экструзия кварцевых фельзит - порфиров сопровождается сурьмяным оруденением кварц-антимонитовой рудной

субформации и поэтому представляет исключительный интерес как пример, иллюстрирующий собою парагенетическую связь некоторой части сурьмяного оруденения региона с раннепермским магматическим комплексом дацит-липаритовой и гранитоид-порфировой формациями. Сведения о вулканитах данной экстрезии в настоящей работе приведены ниже в отдельной главе.

Из субвулканических образований к настоящему времени достоверно выявлено небольшое (150 x 250 м) тело кварцевых порфиров, обнажающееся в верховьях р. Оби-Лой и многочисленные штоки и дайки дацитового, липаритового и трахитового состава, развитые в бассейнах рек Чоре и Тагобикуль.

Оби-Лойский шток кварцевых порфиров прорывает каменноугольные осадочно-метаморфические образования и перекрыт накоплениями нижней юры. Кварцевые порфиры характеризуются порфировой структурой с фельзитовой, либо микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники (15-20%) представлены изометричными, либо дипирамидальными зернами кварца, реже – полевых шпатов и биотита, замещенного мусковитом, анатазом, рутилом. Порода серицитизирована и окварцована, местами настолько сильно, что приближается к вторичным кварцитам. В ней высокое содержание кремнезема сочетается с нормальным количеством калия и очень низким – натрия (табл.1). По химизму порода весьма близка к вторичным кварцитам алюминий-кремниевое состава, описанные С.И.Щукиным на Южном Гиссаре в бассейн р. Арджанак в зоне Богаинского разлома (Баратов, Горещкая, Щукин, 1973).

Субвулканические пластовые тела и штоки трахитового, липаритового и дацитового состава распространены на северо-западе бассейна саев Тунукча-Водопадный (бассейн р. Чоре). Они цепочкообразно протягиваются в широтном направлении на несколько километров в границах Чоре-Дуобинского рудного поля., выходя на востоке далеко за его пределы. Аналогичные образования развиты и в районе площади золоторудного месторождения Табаспин.

Трахиты образуют штокообразные тела и приурочены к карбонатным отложениям средне-позднекаменноугольного возраста.

Площадь их выхода составляет 0,1 кв.км. Это светло-зеленые, зеленые, массивные, реже - псевдослоистые породы с порфировой структурой. Они обильно содержат ксенолиты углисто-глинистых сланцев, размером до 1см.

Дацитовые порфиры представлены кварцсодержащими (риодациты) и безкварцевыми разновидностями. Для первых характерны трахитоидные и литокристаллокластические структуры; для вторых - кристаллокластические и литокристаллокластические. Единичные дайкообразные тела липаритовых (риолитовых) порфиров распространены на левом борту р. Яфч. Они приурочены к зеленовато-черным средне-верхнекаменноугольным сланцам. Протяженность даек составляет 40 ÷ 50 м, при мощности до 4÷5 м. Они имеют северо-западное простираие и северо-восточное падение. Внешне - это массивные, с элементами псевдофлюиальности и флюиальности, породы светло-серой и зеленовато-серой окраски. Порфировые выделения представлены кварцем и полевыми штатами.

Для всех вышеохарактеризованных субвулканических даек характерна альбитизация, серицитизация, хлоритизация, карбонатизация, реже - эпидотизация.

Породы гипабиссальной фации представлены многочисленными маломощными (1,5÷4 м) дайками гранодиорит-порфиров, кварцевых гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Они широко развиты в междуречье Тагобикуль - Учкадо и в бассейне р.Кальтакуль. В бассейне р. Тагобикуль дайки гранодиорит-порфиров развиты в северо-западном экзоконтакте Тагобикульского гранитоидного массива. Они имеют северо-западное (230÷350°) и северо-восточное (30-60°) простираие. Протяженность даек составляет 100÷150, иногда – 700÷750 м, при мощности от 2÷3 до 6÷8 м. В бассейне р. Учкадо и на водоразделе рек Кугитангкуль и Курбан дайки гранодиорит-порфиров приурочены к субширотным разрывам. Протяженность даек не превышает первых десятков метров, при мощности до 15 м. Породы даек сильно катаклазированы и изменены. Внешне – это розово-серые, мелко-среднезернистые, ино-

гда крупнозернистые массивные породы. Под микроскопом они обнаруживают порфиновую структуру с гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, иногда невадитовой основной массой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом и составляют 20÷50% объема породы. Количественный минеральный состав породы (в %): плагиоклаз - 45÷50, кварц- 20÷25, калишпат – 10÷15.

Кварцевые гранодиорит-порфиры в виде маломощных дайковых тел развиты на левобережье р. Кальтакуль и на водоразделе саев Кальтакуль-Барзанги-Калон. Макроскопически они представляет собою серую или розовую мелкозернистую породу, заметно измененная наложенными процессами. Порода характеризуется порфировой структурой с микропойкилитовой и фельзитовой основной массой. Порфировые выделения представлены оплавленным кварцем, нацело разложенным кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз) и хлоритизированным, серицитизированным и мусковитизированным биотитом, составляющим до 35÷40% объема породы. Основная масса, серицитизированная и карбонатизированная, сложена мелко- и скрытокристаллическим агрегатом кварца и полевых шпатов с редкими чешуйками мусковитизированного биотита. Порода катаклазирована, замещена гидроокислами железа. Акцессорные минералы: циркон, апатит, барит, пирит, анатаз, галенит, а также арсенопирит, пирит, молибденит и золото (табл.4).

Таблица 4

Содержание акцессорных минералов (вес.%) в дайках кварцевых гранодиорит-порфиров левобережья р. Кальтакуль

Про-ба	Циркон	Апатит	Барит	Пирит	Анатаз	Ильменит	Арсенопирит	Молибденит	Золото
5048	55	20	25	ед. знак	-	-	ед. зн	-	-
5049	40	50	5	5	ед. зн	-	-	1 зн.	-
5050	74	20	5	час.зн.	ед. зн	ед. зн	-	-	2 зн.

Таблица 5

Химические составы субвулканических даек дацит-липаритовой формации восточной части Зеравшано - Гиссарской зоны, вес. %

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
1	66,97	0,42	14,28	0,16	2,87	0,04	1,83	3,89	3,00	2,00	0,03	0,01	1,62	0,00	3,42	100,54
2	66,84	0,58	15,38	0,76	3,24	0,03	1,43	3,22	2,80	2,32	0,20	0,01	0,88	0,05	2,70	100,44
3	67,30	0,57	16,10	0,81	2,88	0,03	1,91	2,24	3,16	2,80	0,19	0,01	0,12	0,00	1,46	99,58
4	66,93	0,52	15,86	0,89	3,06	0,04	1,70	2,24	3,20	2,80	0,17	0,01	0,26	0,00	1,64	99,32
5	64,68	0,68	15,57	0,66	3,60	0,05	2,80	2,94	3,12	3,37	0,16	0,17	0,22	0,08	1,84	99,94
6	65,02	0,70	15,22	1,08	3,81	0,03	3,20	2,38	3,00	3,00	0,17	0,00	0,22	0,10	2,24	100,17
7	63,94	0,62	15,57	0,52	4,60	0,04	2,75	2,73	2,96	1,90	0,13	0,46	0,66	0,12	3,43	100,43
8	62,65	0,68	16,26	0,78	4,35	0,02	3,20	3,08	3,12	2,00	0,13	0,62	0,75	0,14	3,47	101,25
9	65,12	0,78	15,57	0,61	4,32	0,03	2,80	1,96	3,00	3,37	0,15	0,20	0,04	0,08	2,54	100,57
10	62,66	0,67	16,26	0,78	3,67	0,04	3,10	3,36	2,00	3,50	0,15	0,00	0,01	0,16	3,50	99,86
11	61,68	0,75	15,91	0,90	3,78	0,06	3,30	4,62	3,00	2,87	0,16	0,05	0,96	0,10	2,95	101,09
12	68,20	0,40	14,96	0,54	2,73	0,06	1,86	1,98	3,57	3,98	0,13	0,01	0,25	0,05	1,18	99,90
13	55,22	0,62	14,53	2,20	1,90	0,10	3,10	6,44	1,14	3,62	0,27	0,00	5,80	0,40	4,20	99,54
\bar{X}_1	65,20	0,59	14,50	0,68	3,52	0,03	2,40	2,70	2,97	2,80	0,14	0,13	0,45	0,09	2,47	98,67
<i>D</i>	68,97	0,48	15,24	1,87	1,46	0,09	0,96	2,94	3,59	2,81	-	-	-	-	-	98,41
<i>GP</i>	65,93	0,43	15,98	1,50	2,66	0,10	1,65	3,33	3,59	3,37	-	-	-	-	-	98,54
14	74,11	0,00	13,42	0,70	1,62	0,03	0,50	1,32	2,24	3,28	0,09	0,00	0,61	0,00	2,73	100,65
15	72,63	0,26	13,42	0,45	2,30	0,05	0,31	0,34	3,68	5,44	0,00	0,08	0,00	0,11	0,68	99,75
16	74,97	0,32	13,26	0,28	1,95	0,04	0,00	0,00	0,67	4,41	0,00	0,08	0,43	0,01	1,42	97,84
\bar{X}_2	66,97	0,42	14,28	0,16	2,87	0,04	1,83	3,89	3,00	2,00	0,03	0,01	1,62	0,00	3,42	100,54
<i>GP</i>	66,84	0,58	15,38	0,76	3,24	0,03	1,43	3,22	2,80	2,32	0,20	0,01	0,88	0,05	2,70	100,44
<i>GLe</i>	67,30	0,57	16,10	0,81	2,88	0,03	1,91	2,24	3,16	2,80	0,19	0,01	0,12	0,00	1,46	99,58

Примечание к таблицам 5 и 6. 1 - обр. 5048, кварцевый гранодиорит-порфир, левый склон долины реки Кальтакуль (данные М.М.Мамадвафоева), 2 - обр. 5049, то же, 3 - обр. 5050, то же, 4 - обр. 5051.То же, 5 - обр. 3017, то же, правый склон долины сая Глыбовый (левый склон р.Кальтакуль), 6 - обр. 3017/4, то же. Правый склон долины сая Глыбовый (левый склон р. Кальтакуль), 7 - обр. 3017/6, то же, левый склон долины р. Кальтакуль, 8 - обр. 3017/7.То же, 9 - обр. 3018, то же, 10 - обр. 3020/1.То же, левый склон сая Сурьяный (левый склон р. Кальтакуль), 11 - обр. 3020/2, то же, 12 - обр. А-4 (Г.Д.Корниенко), кварцевый гранодиорит-порфир, дайка, левый склон долины р. Кальтакуль, 13 - обр. 3024 (М.М.Мамадвафоев), кварцевый гранодиорит-порфир

Таблица 6

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)

№№	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	φ	<i>t</i>	<i>a:c</i>	<i>Q</i>
1	9,7	4,8	6,5	79,0	3,3	46,6	60,0	-	69,6	2,2	0,4	2,0	34,0
2	9,5	3,9	9,6	77,0	35,2	38,8	25,9	-	65,0	6,4	0,6	2,4	31,4
3	11,1	2,5	11,4	75,0	43,6	29,0	27,3	-	63,1	5,8	0,5	4,4	26,2
4	11,0	2,6	11,1	75,3	41,8	32,7	25,4	-	63,4	6,6	0,5	4,2	25,9
5	11,6	3,5	10,8	74,1	19,1	36,9	43,9	-	58,4	5,1	0,8	3,3	21,2
6	10,7	2,8	13,3	73,2	27,1	33,2	39,7	-	60,0	6,5	0,8	3,8	22,0
7	9,2	3,3	14,4	73,1	34,9	33,0	32,1	-	70,4	2,8	0,7	2,8	24,6
8	9,7	3,7	14,7	71,9	31,2	32,1	36,7	-	70,4	4,1	0,7	2,6	20,5
9	11,3	2,3	13,6	72,8	32,8	33,8	33,8	-	57,5	3,9	0,9	4,9	21,3
10	9,5	4,1	14,4	72,0	30,9	29,9	39,1	-	46,4	4,5	0,7	2,3	22,1
11	11,0	5,4	10,6	73,0	-	42,5	54,5	3,0	61,1	7,9	0,8	2,0	18,3
12	13,3	2,3	7,8	76,6	22,4	37,9	39,7	-	57,7	5,1	0,4	5,8	24,4
13	8,7	6,7	12,4	72,2	-	36,2	46,2	17,5	32,1	17,5	0,8	1,3	20,2
\bar{X}_1	10,5	3,2	11,4	74,9	27,7	34,5	35,5	-	62,3	4,8	0,6	3,3	24,2
<i>D</i>	11,9	3,6	5,7	78,8	21,7	50,6	27,7	-	65,5	-	-	3,3	30,2
<i>GP</i>	12,8	4,0	7,4	75,8	9,3	52,4	38,3	-	62,3	-	-	3,2	22,0
14	9,4	1,5	7,7	81,4	63,2	26,5	10,25	-	50,7	6,8	-	6,3	42,5
15	15,3	0,4	4,2	80,1	29,1	59,6	11,3	-	50,5	9,3	0,4	38,3	29,2
16	11,9	0,9	6,6	80,6	69,4	30,6	0,0	-	48,8	3,5	0,3	13,2	38,7
\bar{X}_2	12,2	0,9	6,2	80,7	50,7	38,9	10,7	-	50,0	6,5	0,4	13,6	38,5
<i>GP</i>	13,4	1,7	4,5	80,4	38,2	45,6	16,2	-	55,4	-	-	7,9	32,2
<i>GLe</i>	13,0	1,4	3,8	81,8	50,0	33,0	17,0	-	50,0	-	-	9,3	36,2

латеритизированный, карбонатизированный из дайки; правый склон сая Глыбовый (левый склон р. Кальтакуль), 14 - обр. 790 (С.А.Евстафьев и др.), гранит-порфир, дайка, левый склон р. Кальтакуль, 15 - обр. 11-8 (С.А.Евстафьев и др.), то же, 16 - обр. 11-9 (С.А.Евстафьев и др.), то же. \bar{X}_1 – Среднее из 13-25 (без 23 и 25), *D* – Делленит (по Соловьеву, 1973), *GP* – Гранодиорит-порфир (по Соловьеву, 1973), \bar{X}_2 - среднее из 26-28, *GP* - гранит-порфир (по Соловьеву, 1973), *GLe* – гранит лейкократовый (по Соловьеву, 1973).

Галенит отмечается в виде обломков неправильной формы, размером до 0,05 мм. Арсенопирит (0,1 мм) также образует угловатые обломки, имеет белый цвет. Молибденит (до 0,1 мм) встречается в виде чешуек гексагональной формы. Золото в мелких чешуйках и пластинках, размером до 0,5 мм, ассоциирует с кальцитом. Соотношение минералов (см. табл. 4) определяет апатит-цирконовый с баритом, акцессорно-минеральный тип породы. Особое внимание заслуживает нахождение в данных породах самородного золота. Последнее вкупе с пиритом, арсенопиритом, молибденитом и галенитом характеризует, по-видимому, проявление процессов березитизации и лиственизации в раннепермских кислых и умеренно-кислых дайковых породах региона.

По химическому составу кварцевые гранодиорит-порфиры, особенно мало измененные их разновидности (анализ № 24, табл.5,6), наиболее близки к составам делленита (липарито-дацита) и гранодиорит-порфира по С.П.Соловьеву (1973), отличаясь заметно пониженным количеством полевошпатовой извести и преобладанием щелочей. Соотношение щелочей, а также содержание железомagneзиальных компонентов и кремнекислоты в сопоставляемых породах равны. Измененные разновидности пород от средних составов делленита и гранодиорит-порфира отличаются, в целом, пониженными содержаниями щелочей, полевошпатовой извести и в меньшей степени – кремнекислоты, но резко повышенным количеством железа – магниезных компонентов и пересыщенностью глиноземом. Вместе с тем, в сопоставляемых породах соотношения щелочей между собою и с полевошпатовой известью, а также значения параметра Q практически равны (рис.3).

Дацитовые порфиры образуют маломощные (1-5 м) дайковые тела, главным образом, северо-восточного, близ широтного простирания. Дайки дацитовых порфиров обнаружены и описаны нами в юго-западной оконечности Тагобикульского массива на правом водоразделе сая Ингузивный. Это темно-серые, мелкозернистые

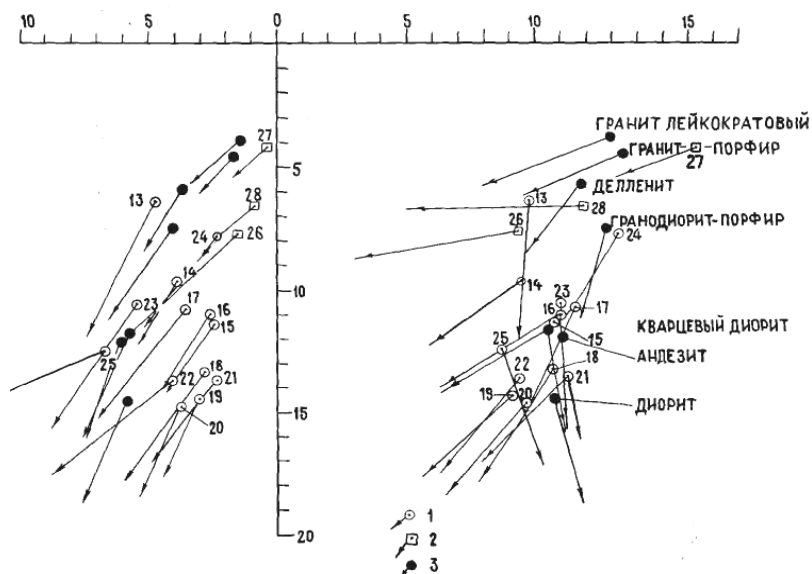


Рис.3. Диаграмма химических составов даек левобережья р. Кальтакуль.
 1 –гранодиорит-порфир; 2 – гранит-порфир; 3 – средние типы пород: гранит лейкократовый, гранит-порфир, делленит, гранодиорит-порфир, по С.П. Соловьеву (1973); кварцевый диорит, диорит, андезит, по Р. Дэли (Четвериков, 1956).

породы массивного сложения. Структура породы – порфировая. Вкрапленники (10-15%) представлены плагиоклазом, хлоритом, карбонатом, лейкоксенном.

Кварцевые порфиры в виде единичных дайковых тел распространены среди среднекаменноугольных гранитоидов Тагобиккульского массива и экзоконтактовых пород. Мелкие линзовидные тела кварцевых порфиров, а также гранит-порфиров, отмечаются и в пределах Кумархского гранитоидного массива. На западном фланге

оловорудного месторождения Тагобикуль дайки кварцевых порфиров имеют различную ориентировку. Протяженность даек не превышает первых десятков метров, мощность их составляет $0,5\div 2$ м. Они имеют массивную, реже – ориентированную или миндалекаменную текстуру с элементами гломеропорфировой структуры. Основная масса (до 90%) состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого штата. Акцессорные - апатит, циркон, реже - пирит. Вторичные минералы - серицит, хлорит, карбонат, гидроокислы железа.

Гранит-порфиры картированы и описаны М.М.Мамадвафоевым и С.А.Евстафьевым (С.А.Евстафьев, В.Г.Нестеров и др., 1971-1972 гг.) на левом склоне р. Кальтакуль. Они распространены и в пределах Тагобикульского и Кумархского гранитоидных массивов. Единичные дайки гранит - порфиров отмечаются в бассейне реки Уч-Кадо и на водоразделе рек Кугитангикуль и Курбан – 2.

Гранит – порфиры представляют собою мелко- и среднезернистые массивные, серого до розового цвета, пород. Порфирные выделения (20÷30%) представлены кварцем, плагиоклазом, калишпатом. Основная масса, кварц-биотит-амфибол-полевошпатовая по составу, характеризуется сферолитовой, аллотриоморфнозернистой, микрогранитовой и графической структурами. Количественный минеральный состав гранит-порфиров (в %): плагиоклаз -30-35; биотит, амфибол -30-35, кварц -25-30. Акцессорные минералы: циркон, апатит, арсенопирит, галенит. По химическому составу они наиболее близки к лейкократовым гранит-порфирам (табл. 5,6), отличаясь от средних составов последних некоторым преобладанием свободной кремнекислоты, железомagneзиальных компонентов, а также пере-сыщенностью глиноземом, при пониженном содержании щелочей и полевошпатовой извести. Калишпатизированные разности гранит-порфиров (анализы №№ 27,28 в таблице 5,6) отличаются весьма низким количеством полевошпатовой извести, и особенно – магния.

Следует отметить, что имеющиеся данные К-Аг геохронометрии биотитов из ряда выходов кислых вулканитов Зеравшано-Гиссарской зоны (табл. 7) подтверждают представление о том (Баратов и др., 1973, 1974₆), что выше охарактеризованные магматические образования составляют единый полифациальный раннепермский интрузивно-вулканогенный комплекс дацит-липаритовой формации.

Таблица 7
Калий-аргоновый возраст биотитов из пород дацит-липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны, вес. %

№ №	Проба	Место взятия	К, %	Ar ⁴⁰ , нг/г	Возраст, млн. лет
1.	2925	р. Мосриф, сай. Хами Сурх	6,20±0,05	117±2,0	260±9
2.	2929	р. Мосриф, сай. Хами Сурх	6,26±0,05	119±2,0	262±9
3.	2930	Р.Хазор-Меч, сай Сухта	5,27±0,04	104±2,0	271±9
4.	3592	Р.Хазор-Меч, сай Сухта	6,14±0,05	125±2,0	278±9
5.	3597	Р.Ягноб, сай Ти-Камар	5,98±0,05	121±2,0	276±9
6.	3001	Р.Ягноб, сай Анзоб	6,870±0,06	133±3,0	267±9
7.	4/67	Р.Ягноб, сай Анзоб	5,51±0,04	112±2,0	278±9
Среднее					270±9

Примечание. 1 - 5 – туфы кислого состава, 6 - 7 – трахидацитовые порфиры.

Глава 3. ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ РАННЕПЕРМСКИХ ВУЛКАНИТОВ ЗАРДИНСКОЙ ЭКСТРУЗИИ

3.1 Методика исследований

а) Методика отбора и обработки проб

Для получения необходимой информации о геологическом строении исследуемой экстрезии, типах слагающих пород, петрохимической, геохимической и акцессорно-минеральной особенностях вулканитов, последние подвергались геологическому документированию и петрогеохимическому опробованию. Опробование осуществлялось по отдельным геолого-геохимическим профилям. Последние задавались в хорошо обнаженных участках. Отбор геохимических и петрохимических проб осуществлялся способом штучного опробования. Этот способ опробования выбран ввиду того, что исследуемые вулканиты вдоль тончайшей, густой сети трещиноватости, интенсивно окварцованы. При использовании же способа штучного опробования вероятность попадания в пробу содержаний, обусловленных наложенными постмагматическими процессами, существенно возрастает, что приводит, в конечном счете, к ошибочным представлениям об особенностях химизма пород.

Шаг пробоотбора варьировал от 5 до 20÷30 м. в зависимости от однородности породы и степени ее измененности, определяемой макроскопически. В пробу отбирались по возможности свежие разности пород. Отдельно опробовались постмагматически измененные породы. Вес геохимической пробы составлял 250÷300г, а петрохимической – 400÷500г. Кроме петрохимических и геохимических проб из каждой разности вулканитов отбирались акцессорно-

минеральные пробы, а также образцы - для изготовления шлифов, и музейные.

Отбор геохимических проб сопровождался составлением геолого-геохимических разрезов - профилей, визуальным петрографическим описанием вулканитов и т.д. В результате, по Зардинской экструзии было составлено шесть геолого-геохимических профилей, которые сопровождалось отбором 120 шлифов, 172 геохимических проб, 44 петрохимических проб для производства полного силикатного анализа, 15 проб протолок и 5 проб для выделения мономинеральной фракции пирита из березитизированных вулканитов.

Дробление геохимических и петрохимических проб, до размера фракции 1 мм, производилось на щековых и валковых дробилках в дробильном цехе Института геологии АН. Во избежание заражения, дробление проб осуществлялось отдельными партиями после тщательной чистки дробильных механизмов. Раздробленная проба перемешивалась и делилась способом квартования на две части, одна из которых поступала в Центральную лабораторию (ЦЛ) Главного управления геологии при Правительстве Республики Таджикистан на истирание до 150-200 меш и последующий анализ, другая оставалась в качестве дубликата.

б) Методика анализа проб

Все виды анализов проб производились в Центральной лаборатории (ЦЛ) Главного управления геологии (ГУГ) при Правительстве Республики Таджикистан (г. Душанбе). Съемка спектров геохимических проб производилась методом просыпки в горизонтальной дуге на проборе ДФС-8. Аналитики – З.З. Дзайнукова и В.Л. Дуженко. Навеска пробы составляла 100 мг. Расшифровка спектрограммы осуществлялась на следующие 32 элементов: *Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Au, Li, Be, Sn, W, Y, Ce, U, Zr, Nb, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag, Ge, Cd, In, Tl, Sb, Hg, As, Sr, Ba, P, B* (табл. 8).

Определение содержаний элементов производилось по методу появления и усиления линий. Принята следующая градация эталон: $(1 - 1,2 - 1,5 - 2 - 3 - 5 - 7 - 9) \cdot 10^n$, где n изменяется от -1 до -5.

Таблица 8

Чувствительность спектрального анализа ряда элементов по сравнению с кларками кислых пород земной коры

Элемент	КК	ЧА	ЧК	Элемент	КК	ЧА	ЧК
<i>Mn</i>	0,039	$3 \cdot 10^{-4}$	0,007	<i>P</i>	0,16	$2 \cdot 10^{-2}$	0,1
<i>Ti</i>	0,12	10^{-3}	0,008	<i>Co</i>	10^{-4}	10^{-4}	1,0
<i>V</i>	0,0044	10^{-4}	0,02	<i>Zn</i>	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	1,3
<i>Cu</i>	0,001	10^{-4}	0,1	<i>Tl</i>	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	1,3
<i>Y</i>	0,004	10^{-4}	0,2	<i>W</i>	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	2,3
<i>Cr</i>	$4,1 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	0,2	<i>Ag</i>	$3,7 \cdot 10^{-6}$	10^{-5}	2,7
<i>Ni</i>	$4,5 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	0,2	<i>B</i>	10^{-3}	$5 \cdot 10^{-3}$	5,0
<i>Li</i>	0,004	10^{-4}	0,2	<i>As</i>	$1,5 \cdot 10^{-4}$	0,002	13
<i>Sn</i>	$3 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	0,3	<i>U</i>	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	16
<i>Be</i>	$3 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0,6	<i>Sb</i>	$2 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-4}$	25
<i>Zr</i>	0,0175	10^{-2}	0,6	<i>Cd</i>	$1,3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-4}$	23
<i>Ba</i>	0,084	$5 \cdot 10^{-2}$	0,6	<i>Hg</i>	$8 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-4}$	62
<i>Pb</i>	$1,9 \cdot 10^{-3}$	10^{-4}	0,05	<i>In</i>	$2,6 \cdot 10^{-5}$	10^{-3}	39
<i>Mo</i>	$1,3 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	0,8	<i>Bi</i>	10^{-6}	10^{-3}	1000
<i>Ge</i>	$1,3 \cdot 10^{-4}$	10^{-4}	0,8	<i>Au</i>	$4 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-5}$	125
<i>Sr</i>	0,011	10^{-2}	0,9	<i>Ge</i>	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-2}$	230
<i>Nb</i>	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	0,95				

Примечание. КК – кларки кислых пород*, %, ЧА – Чувствительность анализа, %, ЧК – Чувствительность в единицах кларков (ДФС-9). Кларки по Turekian, Wedepohl (Краткий..., 1977).

Сопоставление пороговой чувствительности анализов с кларками кислых пород показывает (табл. 8), что надежная чувствительность для обнаружения малых (кларковых) количеств элементов в кислых породах района достигнута лишь по следующим 18 элементам: *Mn, Ti, V, Cu, Y, Cr, Ni, Li, Sn, Be, Zr, Ba, Pb, Mo, Ge, Sr, Nb, P*. Тем не менее, *Li, Sr, Ba, P* из-за неудовлетворительности условий их

анализа в дуге (равно как и прочих летучих минерализаторов, а также щелочных и щелочноземельных элементов) в пробах, как правило, не устанавливаются. Лишь в редких случаях они отмечаются в содержаниях, соответствующих кларку для кислых пород, либо несколько превышающих его.

Чувствительность анализов на *Co* находится на уровне его кларка для кислых пород. Содержания *Ag, Zn, Tl, B, W* могли быть анализами обнаружены и статистически обработаны при превышении кларка в $1,3 (Zn) \div 5 (B)$ раз. Причем, если *Ag, Zn, B, W*, установлены практически во всех анализированных пробах, то *Tl* анализами не отмечался.

Чувствительность использованного метода анализа оказалась явно недостаточной для надежного выявления околосларковых количеств следующих девяти важных рудообразующих элементов: *Sb, Hg, As, Bi, Au, Cd, In, Ce, U*. Содержания этих элементов в пробах могли быть обнаружены и статистически обработаны при превышении порога чувствительности анализов в 13 (*As*), 25 (*Sb*), 62 (*Hg*), 100 (*Bi, Au*), 230 (*Ce*) раз. Тем не менее, *Sb, Hg, As, Bi* анализами постоянно устанавливались в пробах, тогда как *U, In, Ce* не отмечались вовсе, а *Cd, Au* отмечались лишь в единичных пробах.

Кроме выше перечисленных 32 элементов, в тех же пробах в ЦЛГУГ при Правительстве Республики Таджикистан, количественными методами анализа определялись содержания *Au, Sn, B, Li, Rb, Cs*. Содержания *Li, Rb, Cs* определились методом фотометрии пламени, *B, Sn* – количественным спектральным, а *Au* – спектрозолотометрическим. Чувствительность анализов на *Li, Rb, Cs, B, Sn, Au* составляет соответственно (в г/т): 5 - 10 - 2 - 5 - 3 - 0,005. С учетом выше изложенного, в настоящей работе использованы данные лишь по 27 нижеследующим химическим элементам: *Sb, Hg, As, Cu, Ni, Co, Bi, Zn, Pb, Mo, Ag, Au, Sn, W, Be, Y, Ce, Nb, Zr, Li, Rb, Cs, V, Cr, Mn, Ti, B*.

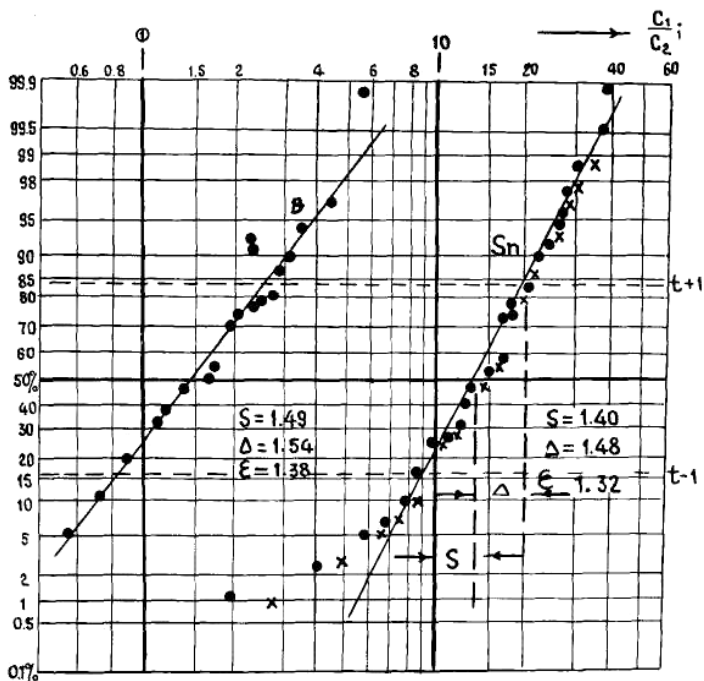


Рис.4. Оценка точности полуколичественного спектрального анализа на *B* и *Sn*.

Для оценки точности спектрального анализа на *B* и *Sn* использовались результаты контрольных анализов 83 проб, полученных количественным спектральным методом анализа. Обработка результатов параллельных определений осуществлялась графическим способом по методу, предложенному Е.М. Квятковским (1966). По данным контрольного (C_2) и контролируемого (C_1) анализов определялась величина систематического расхождения (S) и случайных отклонений (Δ) результатов (рис. 4).

За C_1 принимались результаты полуколичественного спектрального анализа, а за C_2 – количественного спектрального. Как видно из рис. 4, по Sn и B величина систематического расхождения в анализах достигает 40 и 49% соответственно, а средняя случайная ошибка отдельного определения (E) соответственно составляет 32 и 38%. Если результаты количественных спектральных анализов (C_2) принять за истинные, то полуколичественный спектральный анализ завывает результаты определений по Sn в среднем на 32% а по B – на 38% относительных.

Поэтому в работе использованы результаты количественных определений B и Sn . Контрольных количественных результатов анализов на остальные элементы, из-за отсутствия лабораторных возможностей, у нас не имелось. По тем же причинам в работе не представлены результаты определений акцессорных минералов магматитов. Сведения о них приводятся в работе по данным определения в шлифах.

в) Обработка аналитических данных и расчет статистических параметров

Обработка первичной петрохимической информации осуществлялась методом, предложенным А.Н. Заварицким (1950).

При обработке геохимической информации постоянно возникает задача оценки закона распределения содержаний химических элементов в природных объектах, поскольку надежность вычисляемых параметров закона распределения (среднее содержание, дисперсия содержаний и т.д.), теснейшим образом связана с законом распределения содержаний элементов. Некоторые исследователи (Разумовский, 1948; Родионов, 1964 и др.) считают, что наиболее вероятным законом распределения элементов-примесей в горных породах является логарифмически нормальный (логнормальный). Более того, Л.Х. Аренс (Ahrens, 1954) назвал данный закон распределения элементов в горных породах основным законом геохимии. Известно также представления о том, что изначальное распределение содержаний элементов в неизменных горных породах нор-

мальное, а логнормальное распределение является следствием структурно-петрографических особенностей пород, их гидротермальной переработки, методики опробования и т.д. Обри (Aubrey, 1956), Джизба (Jisba, 1959), Роджерс и Адамс (Rogers, Adams, 1963) полагают, что малые элементы должны быть распределены по логнормальному закону; те элементы, содержание которых превышает 50%, должны иметь отрицательную асимметрию, а элементы, содержащиеся в породах в промежуточных количествах, будут иметь нормальное распределение. Вместе с тем, исследования В. А. Кутолина (1969) показали, что распределение одного и того же петрогенного элемента в базальтах можно аппроксимировать разным законам распределения, среди которых нормальный закон представляет частный вид. Как справедливо отмечают Д.М. Шоу (Shaw, 1961) и В.А. Кутолин (1969), отсутствует универсальный закон, пригодный для описания распределения большинства компонентов. Поэтому неслучайно, что для описания характера распределения вещественного компонента природных объектов в настоящее время используется весьма широкий класс вероятных функций.

В практике геохимических исследований широкое применение получили различные варианты графического способа оценки закона распределения и его параметров: по кривой плотности вероятностей (Нюппенен, 1966; Угаров, Смыслов 1968, и др.), по кривой функции распределения (Юфа, Гуревич, 1964) и по вероятностной бланке накопленных частостей (Разумовский, 1948). Последний метод, рекомендуемый Инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений (1983), использован и в настоящей работе.

Наши исследования показали, что распределение малых элементов в горных породах не противоречит логнормальному закону с 5% - ным уровнем значимости. За среднее содержание элементов нами принималось среднее геометрическое (\bar{c}) совпадающее с медианным значением содержаний. Оценка дисперсий содержаний при логнормальном законе характеризуется, как известно, стандартным множителем $\delta = \text{antlg} S_g$ (Инструкция..., 1983).

3.2. Геологическая и петрографическая характеристика вулканитов и их фациальное расчленение

Зардинская экструзия расположена на водоразделе рек Куль (или иначе, Кооль) – Ягноб, северо-западнее развалины села Семич. Она находится в восьми километрах по прямой линии от грунтовой автодороги Рамит-Кумарх (рис.5).

В рельефе экструзия образует отчетливо выраженный хребет северо-западной ориентировки, и на фоне окружающего ландшафта четко выделяется своим лимонно – желтым цветом и полным или почти полным отсутствием растительного покрова.

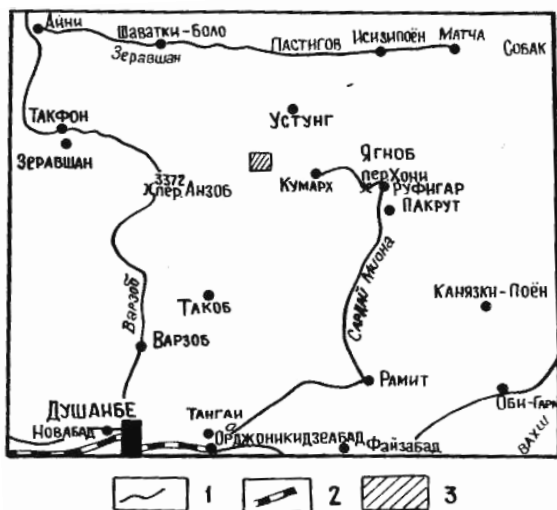


Рис.5. Обзорная карта района исследований.
1 – автодорога; 2 – железная дорога; 3 – Зардинская экструзия.

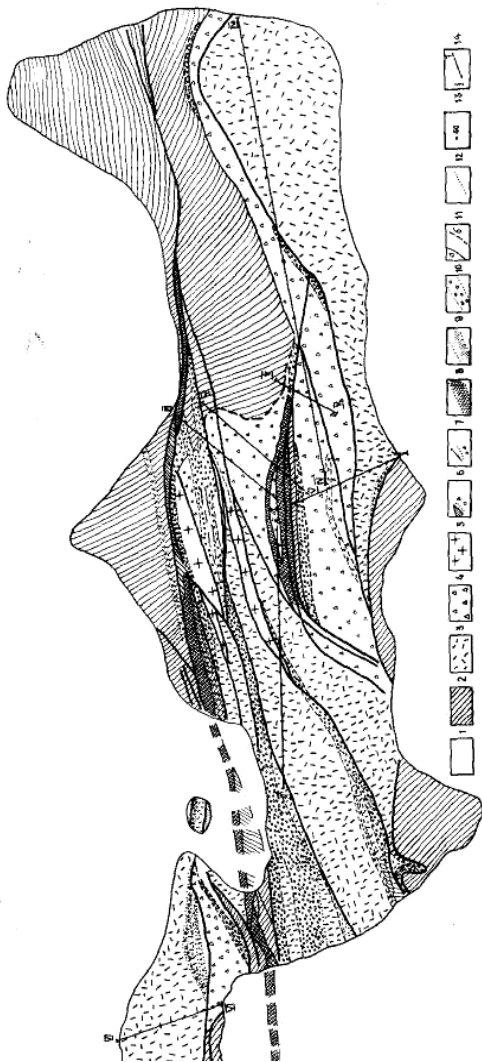


Рис.6. Схематическая геологическая карта Зардинской экзтрузии. Масштаб 1:500 (по В.А. Тарасову, 1975 г., с дополнениями М.М. Мамадзафоева).

1 – четвертичные накопления; 2 – кварц-хлорит-серцитовые сланцы с горизонтами и линзами кварцитов верхнего ордовика; 3 – кварцевые порфиры; 4 – эксплозивные брекчи кварцевых порфиров; 5 – базальные отложения P_2 ; 6 – кварцевые жилы и прожилки; 7 – антимонитовые жилы, вкрапления, обломки; 8 – рудные тела с содержаниями золота более 5 г/т; 9 – рудные тела с содержанием золота более 3 г/т; 10 – зоны, с содержанием золота более 1 г/т; 11 – геологические границы; а - достоверно установленные; б - предполагаемые; 12 – границы образований, связанных постепенными переходами; 13 – элементы залегания; а - пород; б – дизъюнктивных структур; 14 – линии геолого-геологических профилей.

Экструзивное тело вскрыто эрозией на глубину 150÷200 м. Площадь выхода вулканитов составляет около 2 кв. км. Располагается экструзия на гипсометрических высотах 2500÷3200 м. В плане она имеет овальную, слабо линзовидную форму и северо-западную ориентировку.

Экструзия прорывает кварц-хлорит-альбит-серицитовые сланцы верхнего ордовика (рис. 6), образуя в них дайкоподобные апофизы. Контакты ее с вмещающими сланцами почти повсеместно перекрыты покровом современных отложений. Южный контакт всюду тектонический. На крайнем восточном фланге выхода тела четко видны контактовые взаимоотношения со сланцами, которые отчетливо интрузивные.

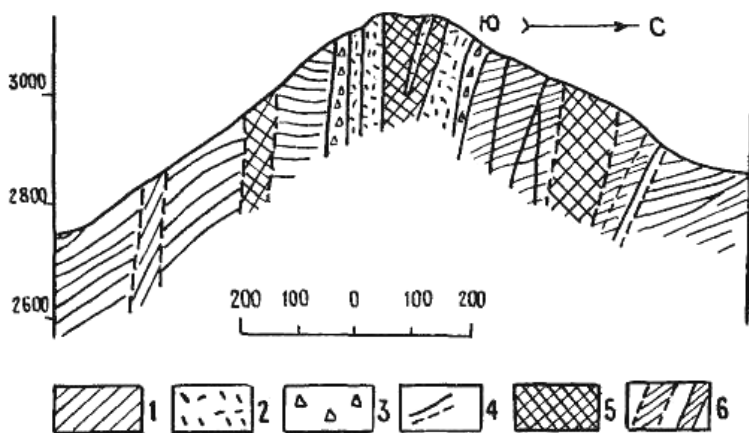


Рис. 7. Схематический геологический разрез Зардинской экструзии (по данным А.А. Шванца, А.С. Лемищука, В.А. Тарасова, 1973-1974 гг).

1 – кварц-хлорит-серицитовые сланцы, О; 2 – игнимбриты и игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры; 3 – туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров; 4 – разрывные нарушения; 5 – прогнозируемые по данным литогеохимии рудные зоны; 6 – аномальные зоны по геофизическим данным.

Непосредственные наблюдения над контактовыми взаимоотношениями не дают однозначного представления о падении плоскости контактов экструзии и форме теле на глубину. Геофизические данные А.А.Шванца свидетельствуют о вертикальном падении контактов и дайкоподобной на глубину его форму (рис.7).

Экструзивное тело приурочено к разветвлению Зардинского разлома, осложняющего мульду Коольской синклинали и разбито серией субширотных и субмеридиональных расколов на блоки. Экструзия повсеместно пронизана густой сетью разнонаправленной трещиноватости. Слагающие ее породы имеют облик тектонической брекчии. Часто трещины, имеющие размеры от волосовидной до первых сантиметров по мощности, залечены кварцем и рудной минерализацией. Такие участки в центральной части экструзии представляют собой сильно брекчированные и окварцованные рудоносные зоны.

Экструзия в северо-западной своей части, на водораздельном гребне, трансгрессивно, с размывом, перекрыта осадочными базальными накоплениями. Последние с учетом геологической их позиции и по аналогии с Южно-Гиссарской зоной, параллелизируются нами с верхнепермской (P_2-T_1 ?) ханакинской свитой Южно-Гиссарской зоны². Отложения в виде тектонического клина, площадью 50-70 м, зажаты среди вулканитов подстилающей экструзии и разбиты серией трещин на отдельные глыбы. В рельефе они образуют нагромождение различно ориентированных чешуй - блоков. Они отмечаются на севером склоне горы Зарди, где вскрыты единичными магистральными канавами. Там они узкой полосой (50-70 м) протягиваются вдоль северного экзоконтакта экструзии и находятся, видимо, в опущенном тектоническом блоке.

² Как отмечалось выше (гл.1), некоторые исследователи (Клепенштейн и др., 1976) указывают на раннепермский возраст ханакинской свиты.

На существующих геологических картах района данные отложения ранее ни кем не выделялись и при геолого-съёмочных работах ошибочно принимались за вулканическую брекчию. Поскольку сведения о присутствии верхнепермских (P₂-T₁-?) молассовых накоплений в Зеравшано-Гиссарской зоне приводятся впервые (Мамадвафоев, 1985), ниже кратко охарактеризуем их, тем более, что это имеет непосредственное отношение к вопросу о возрасте экструзии и связанного с нею сурьмяного оруденения.

Интересующие нас отложения, мощностью 3-4 м, представлены продуктами размыва палеозойских осадочно-метаморфических образований и подстилающих их вулканитов экструзии. Обломочный материал представлен гальками темно-серых доломитов, светло-серых мраморизированных известняков, светло-серых кварц-хлорит-альбит-серицитовых сланцев, метаморфогенного светло-серого, до молочного-белого, сливного кварца, а также светло-серых кислых вулканитов подстилающей экструзии.

Размеры обломков варьируются от первых сантиметров до 20÷30 см в диаметре. Наиболее крупные обломки принадлежат известнякам, доломитам и кислым вулканитам. Состав цементирующего материала идентичен составу обломков.

Под микроскопом цемент базальных отложений характеризуется псаммитовой текстурой и сложен неправильными и остроугольными обломками карбонатов (известняков, доломитов), кварцитов, кварц-полевошпатовой микрофельзитовой основной массой кислых вулканитов (фельзит-порфиров), зёрнами кварца и единичными зёрнами серицитизированного плагиоклаза. Количественное соотношение разнотипного обломочного материала в составе отложений характеризуется преобладанием осадочно-метаморфических образований над продуктами размыва кислых вулканитов подстилающей экструзии. Лучшей окатанностью обладают обломки известняков, доломитов, метаморфогенного кварца и кислых вулкани-

тов. Таким образом, возраст вулканитов Зардинской экструзии, с учетом принадлежности слагающих ее пород к дацит-липаритовой формации, определяется вполне надежно как ранняя пермь.

В структурном отношении экструзия приурочена к зоне Зардинского разлома, осложняющего мульду Кульской синклинали.

Зардинская экструзия целиком сложена продуктами вулканической эксплозии. В ее строении участвуют туфобрекчии, сваренные туфы, игнимбригты и игнимбриговые кварцевые фельзит-порфиры, их туфы. Разрез вулканитов на южном склоне г.Зарди, по данным М.М.Мамадвафоева, имеет следующее строение (снизу вверх):

- 1) туфобрекчии (эксплозивные брекчии) кварцевых фельзит-порфиров мощностью 25 м;
- 2) игнимбригты кварцевых фельзит-порфиров, 15 м;
- 3) игнимбриговые кварцевые фельзит-порфиры, 51 м;
- 4) туфы кварцевых фельзит-порфиров, мощность, 0,1 м;
- 5) туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров, 15 м;
- 6) сваренные туфы и игнимбриговые кварцевые фельзит-порфиры, 50 м.

Общая мощность вулканитов, в этой части разреза, составляет 151 м. Кроме того, в северо-западной части экструзии, на водораздельном гребне, развиты также эпидотизированные сваренные туфы (игнимбригты?) кварцевых фельзит-порфиров. Они пространственно тесно сопряжены с верхнепермскими отложениями, перекрывающими экструзию.

В плане породы, слагающие экструзию, располагаются зонально. Зональность отражает вертикальную смену различных фаций вулканитов. Переходы между вулканитами совершенно постепенные и фиксируются лишь микроскопическим изучением их микроструктур.

Общим для всех разновидностей вулканитов экструзии является повсеместная пиритизация, светло-серый цвет и ряд другие признаки, отмечаемые далее.

Ниже приводим петрографическую характеристику вулканитов в последовательности их расположения в разрезе (снизу вверх).

Туфобрекчи (эксплозивные брекчи) кварцевых фельзит-порфиров, слагающие основание разреза, представляют собой светло-серую массивную породу, состоящую существенно (95-97%) из магматического материала и небольшой примеси пород фундамента вулканического аппарата. Под микроскопом они обнаруживают литокристаллокластическую структуру с микрофельзитовой структурой основной массы (рис.8).

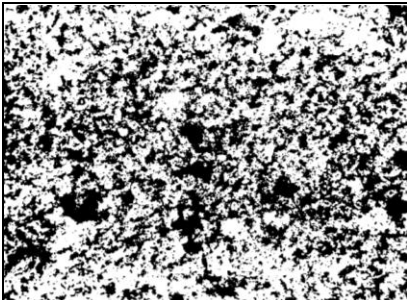


Рис.8. Микрофельзитовая кварц-серицит-полевошпатовая основная масса туфобрекчий кварцевых фельзит-порфиров из основания разреза вулканитов. Николи+, ув. 90х.

В качестве обломков, составляющих 35-40% объема породы, представлены девитрифицированное вулканическое стекло, раскристаллизованное в микрофельзит, кварциты, сланцы, реже - зерна кварца и обесцвеченного биотита. Среди обломков резко преобладают зерна кварца, реже отмечаются кварциты и сланцы. Размеры обломков пород варьируют от 0,5 - 1 до 1,6 - 2 см. Местами в породе отмечается псевдофлюидальность, выраженная ориентированным расположением листочков обесцвеченного биотита.

Вулканиты содержат поры, образованные на месте выщелоченного пирита. Основная масса породы, микрофельзитовая по составу, имеет кварц-полевошпатовый состав и интенсивно серицитизирована.

Игнимбриты кварцевых фельзит-порфиров, сменяющие вверх по разрезу туфобрекчии того же состава, представляют собой порфировую, светло-серую, массивную породу с элементами псевдофлюиальности. Под микроскопом они характеризуются порфировой структурой с микрофельзитовой основной массой. Вкрапленники представлены кварцем, реже - плагиоглазом и опациitized биотитом. Кварц отмечается в виде овальных бипирамидальных и изометричных зерен; часто с краев оплавлен и замещен веществом основной массы (рис. 9-11).

Плагиоклаз, отмечаемый исключительно редко, образует короткостолбчатые таблички и нацело замещен серицитом.

Порфировые выделения, среди которых резко преобладает кварц, составляют до 10-12% объема породы (табл. 9).

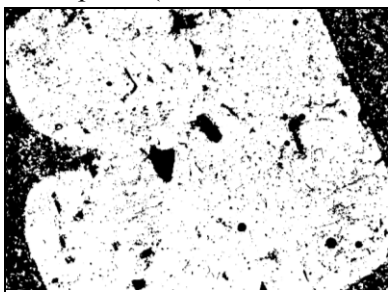


Рис.10. Фенокрист кварца, оплавленный и резорбированный материалом основной массы; черный трехугольник – пор, образованный на месте выщелоченного пирита *Николи X, ув. 90°*.



Рис.9. Оплавленные зерна кварца в микрофельзитовой основной массе игнимбритов кварцевых фельзит-порфиров. *Николи X, ув. 90°*.

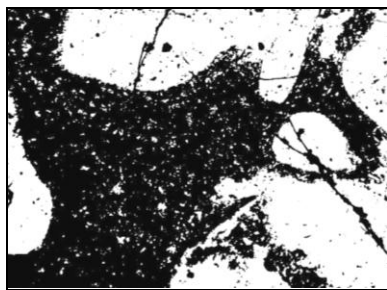


Рис.11. Оплавленные и трещиноватые фенокристы кварца в микрофельзитовой основной массе игнимбритов кварцевых фельзит-порфиров. Трещинки заполнены кварц-серицит-полевошпатовой основной массой. *Николи X, ув. 90°*.

Таблица 9

Количественный минеральный состав вулканитов Зардинской экстружии, об.%

№ №	Основная масса	Порфиновые выделения				Пустота
		Кварц	Плагиоклаз	Рудный	Раскристаллизованный кварц	
522р	92,23	2,67	-	-	-	5,10
527р	90,39	3,97	-	-	-	5,64
535р	86,33	9,58	-	-	--	4,09
548р	88,59	1,49	-	-	-	9,92
553р	88,53	5,88	-	-	-	5,59
8015м	85,82	12,04	-	-	-	2,14
8021м	85,64	5,10	2,32	0,17	0,15	6,62
8039м	92,30	4,50	-	-	-	3,20
8046м	92,27	3,70	-	3,90	-	0,13
8051м	90,82	4,17	-	-	-	5,01
8059м	94,10	-	-	-	-	5,90

Примечание. Пустоты в вулканитах образованы на место выщелоченного пирита и имеют гипергенное происхождение.

На фоне основной микрофельзитовой кварц-полевошпатовой массы отчетливо видны расплюснутые обломки кварцитов, сланцев, раскристаллизованного стекла («фьямме») и мельчайшие (0,1 мм) обломки кварца и биотита (рис. 12). Местами в породе отмечаются скопления кварц-серицитового агрегата, заполняющие пустоты выщелачивания пирита. Порода интенсивно пиритизирована и густо насыщена рудной пылью.

Игнимбриды кварцевых фельзит-порфиров вверх по разрезу постепенно сменяются *игнимбридовыми кварцевыми фельзит-порфирами* (или просто кварцевые фельзит-порфиры). Последние от игнимбридов кварцевых фельзит-порфиров, отличаются количеством реликтового пирокластического материала. Для игнимбридовых кварцевых фельзит-порфиров характерно полное или почти полное отсутствие обломочного материала (рис. 12-14) и

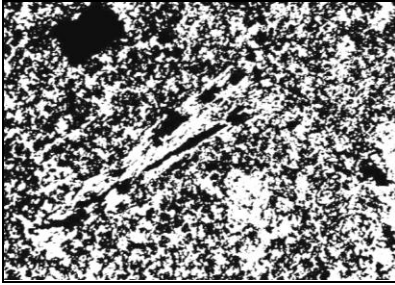


Рис.12. Пламенивидное зерно опациitized биотита (в центре) в игнимбридах кварцевых фельзит-порфиров; черное слева – пор, оставшийся после выщелачивания пирита.
Николи X, ув. 90°.

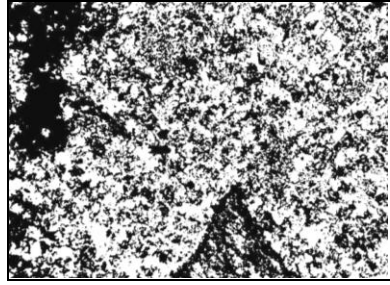


Рис.13. Игнимбритовый кварцевый фельзит-порфир с микрофельзитовой структурой основной массы. Внизу – обломок сланцев (темно-серое).
Николи X, ув. 90°.

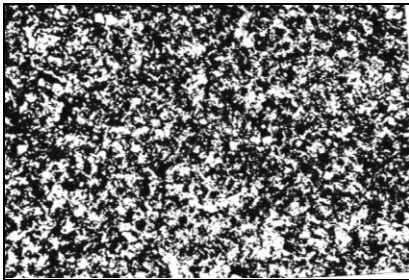


Рис 14. Микрофельзитовая кварц-серицит-полевошпатовая основная масса игнимбритовых кварцевых фельзит-порфиров. *Николи X, ув. 90°.*

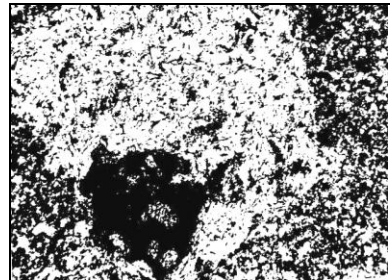


Рис. 15. Скопления серицита (светлое) в пустотах выщелачивания пирита. Порода локально лимонитизирована (темный участок).
Николи X, ув. 90°.

резкое преобладание (95-97%) микрофельзитовой кварц-полевошпатовой основной массы над фенокристами кварца (см.табл. 9).

Зерна кварца овальной формы, оплавлены и часто по краям заливообразно замещены основной микрофельзитовой кварц-полевошпатовой массой. Иногда фенокристы кварца настолько

сильно сварены, что обнаруживают постепенный, совершенно неуправляемый переход к микрофельзитовой основной массе. Порода интенсивно серицитизирована (рис. 15). Серицит развит как по основной массе, так и приурочен к пустотам выщелачивания пирита, где образует скопления сравнительно крупных (0,1-0,5 мм) сферoidalных агрегатов (рис. 15).

Туфы кварцевых фельзит-порфиров (рис. 16), сменяющие вверх по разрезу игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры, внешне представляют собой зеленовато-серую с сиреневым оттенком породу пористой и кавернозной текстуры. Для них характерна литокристаллокластическая структура и псаммитовая текстура. Количество обломков резко (85-90%) преобладает над связующей основной массой. Обломки пород представлены кварцевыми фельзит-порфирами и сланцами и имеют размеры от 0,9 x 1,5 до 40 – 50 мм, редко - более.

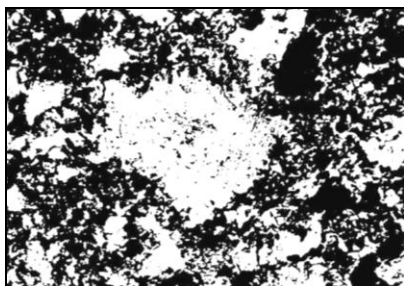


Рис. 16. Туф кварцевого фельзит-порфира. В центре – зерно кварца, с микрофиллитовыми включениями кварца. *Николи X, ув. 90°.*

Она содержит большое количество лапилли и вулканических бомб, имеющих сплюснутую, сплющено-шарообразную и шарообразную форму, размером до 3х6 см и сложенные кварцевыми фельзит-порфирами.

Обломки минералов представлены кварцем (0,1-0,6 мм) и калиевым полевым шпатом (0,2-0,4 мм). Калишпат, судя по его оптическим константам: $pNg=90^\circ$; $pNm=2^\circ$; $pNp=86^\circ$; $2V = -62-64^\circ$; $\perp 0,01$; $pNg=6^\circ$; $pNm=86^\circ$; $pNp=96^\circ$; $2V = -72^\circ$; $\perp 0,01$, принадлежит ортоклазу. Обломки кварца и калишпата имеют извилистую, неправильную форму. Местами в породе отмечаются скопления мелких, различно ориентированных зерен кварца, сросшихся в изометричные агрегаты. Связующая основная масса сложена окислами железа,

опалом и глинистыми минералами. Порода интенсивно серицитизирована и густо насыщена рудной пылью. Серицит часто образует сферолитовые агрегаты. Количество кварца и серицита в породе настолько велико, что она приближается к кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов. Порода содержит единичные зерна циркона и апатита, приуроченные к обломкам кварцевых фельзит-порфириров.

Поры и пустоты, отмечаемые в породе (табл. 9), образованы на месте выщелоченного пирита. Размеры пор и пустот варьируют от едва различимых невооруженным глазом, до 4x7 см. Объем пор составляет 60-70% от объема породы. Охарактеризованные туфы образуют в разрезе горизонт, мощностью не более 1 м. Протяженность их не установлена из-за задернованности рельефа. В разрезе они совершенно постепенно сменяются ксенотуфами кварцевых фельзит-порфириров.

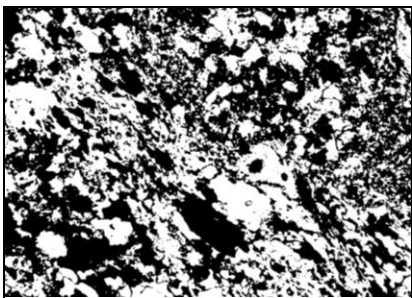


Рис. 17. Обломок кварц-слюдистых сланцев в выгнута в полерисунка (слева сверху вниз на право) в микрофельзитовой основной массе туфобрекчий кварцевых фельзит-порфириров. *Николи X, ув. 90х.*

Туфобрекчий кварцевых фельзит-порфириров из средней части разреза вулканитов в отличие от туфобрекчий, слагающих основание разреза, характеризуются большим количеством (70-80%) ксеногенного материала (рис.17-19). Внешне они представляют собой массивную, светло-серую породу. Под микроскопом туфобрекчий обнаруживают кристаллолитокластическую структуру с микрофельзитовой, местами микро-

гранитовой, структурой основной массы. Количество обломков пород и минералов, в основание горизонта составляющее 70-80% от объема породы, вверх по разрезу постепенно уменьшается и в кровле горизонта падает до 15 - 20%. В качестве обломков пород пред-

ставлены кислые вулканиты, кварц-хлорит-серицитовые сланцы и кварциты, а обломков минералов - кварц, калишпат и биотит.

Размеры обломков пород варьируют от 1х1,5 до 30х90 мм в диаметре. Границы обломков со связующей массой резкие.

Сравнительно крупные (0,4÷0,6 мм) зерна кварца оплавлены и часто с краев в виде заливов замещены кварц-полевошпатовым веществом связующей основной массы. Для них характерна в целом овальная и округлая формы. Более мелкие зерна кварца имеют остроугольную форму. Калиевый полевой шпат, размером 0,2 х 0,4 мм отмечается в виде таблитчатых и изометричных зерен и частично замещен пелитом. Оптические константы калишпата ($\rho: Ng = 53^\circ$; $\rho: Nm = 80^\circ$; $\rho: Np = 40^\circ$; $2V = - 44^\circ$; $\perp 130$) свидетельствуют о его принадлежности к ортоклазу.

Биотит, размером 0,2 х 0,5 мм, образует единичные пластинки, часто опацигизирован с выделением вдоль спайности вкрапленности рудного минерала. Из аксессуарных минералов представлен лишь ортит. В породе отмечаются поры и пустоты, образованные на месте выщелоченного пирита и густо пронизанные сферолитовыми агрегатами серицита и окислами железа.

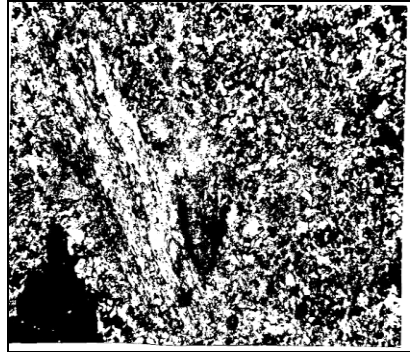


Рис.18. Обломок слюдястых сланцев (в левой части снимка) в микрофельзитовой основной массе туфобрекчий кварцевых фельзит-порфиров.
Николи X, ув. 90^x.

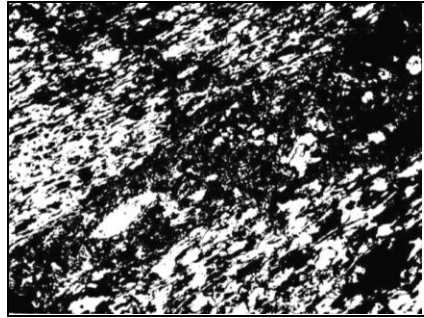


Рис. 19. Крупные обломки кварц-сланцев в туфобрекчиях кварцевых фельзит-порфиров.
Николи X, ув. 90^x.

Туфобрекчии (ксенотуфы) кварцевых фельзит-порфиров вверх по разрезу постепенно сменяются игнимбризовыми кварцевыми фельзит-порфирами. *Игнимбризовые кварцевые фельзит-порфиры* внешне совершенно идентичны аналогичным породам из средней части разреза вулканитов. Они близки и по микроструктуре. Под микроскопом (рис.18) игнимбризовые кварцевые фельзит-порфиры обнаруживают порфириковую структуру с микрофельзитовой структурой основной массы. Порфириковые выделения представлены исключительно кварцем и занимают не более 10-15% объема породы. Зерна кварца настолько сильно сварены, что устанавливается постепенный, неуловимый их переход к микрофельзитовой основной массе. Форма зерен кварца овальная, остроугольная, неправильная и явно свидетельствует о пирокластическом происхождении вулканитов. В породе отмечаются пустоты, заполненные рудным минералом и скоплениями серицита. Местами пустоты не заполнены.

Игнимбризовые кварцевые фельзит-порфиры и их сваренные туфы представляют собою темно-бурую и зеленовато-серую массивную породу. Под микроскопом они обнаруживают кристаллобластическую структуру с микрофельзитовой структурой основной массы. Обломки представлены единичными зернами кварца и плагиоклаза, занимающие 2-3% объема породы и имеет угловатую форму. Размеры обломков варьируют от 0,01-0,1 до 2 x 3 мм. Контуры их чаще постепенные, реже – резкие. В основной микрофельзитовой массе, кварц-полевошпатовая по составу, погружены оплавленные, овальной по форме, зерна кварца, составляющие 2-3% объема породы. Кварц часто корродирован веществом основной массы, как с краев, так и во внутренних частях зерен.

Охарактеризованные сваренные туфы по минеральному составу и структуре совершенно аналогичны игнимбризовым кварцевым фельзит-порфирам. Они развиты на водораздельном гребне г. Зарди в области развития осадочных накоплений верхней перми и легко диагностируются макроскопически по характерному для них пятнистому цвету – темно-бурому (напоминающий цвет пустынного загара), сочетающемуся с зеленовато-серым.

В целом, игнимбригы и игнимбритовые фельзит-порфиры по структуре и минеральному составу обнаруживают между собою большое сходство, отличаясь лишь количеством реликтового пирокластического материала.

В игнимбригах и игнимбриговых кварцевых фельзит-порфиров доминирующим минералом вкрапленников и основной массы является кварц (табл.9), представленный оплавленными, изометричными, реже – бипирамидальными зернами, размером от 0,2 x 0,5 до 3 x 3 мм. Фенокристы кварца часто корродированы микрофельзитовой кварц – полевошпатовой основной массой как с краев, так и в центральных частях зерен. В редких случаях отмечается гребенчатое срастание кварца и калиевого полевого шпата, свидетельствующее, по-видимому, о раскристаллизации включений стекла («фьямме») в ходе образования игнимбригов и игнимбриговых кварцевых фельзит - порфиров. В основной массе кварц образует изометричные зерна, но чаще неопределенной формы; иногда образует скопления мельчайших (0,05 x 0,1) зернышек.

Плагиоклаз (олигоклаз), отмечаемый исключительно редко, устанавливается по форме и вторичным продуктам новообразований. Единичные зерна плагиоклаза, размером от 0,2 x 0,5 до 2 x 2,5 мм, имеют призматическую и удлиненно – призматическую, полуоплавленную форму. Плагиоклаз, полисинтетически сдвойникованный, серицитизирован и карбонатизирован. Микролиты плагиоклаза нацело замещены серицитом.

Калиевый полевой шпат устанавливается лишь в эпидотизированных разностях игнимбриговых кварцевых фельзит-порфиров, где образует таблитчатые зерна, размером до 0,65 мм в поперечнике. Спайность заметна лишь в одном направлении, по (101). По оптическим константам ($n_g = 89^\circ$, $n_p = 46^\circ$, $n_m = 45^\circ$, $2V = 66^\circ$) калишпат соответствует ортоклазу.

Биотит, отмечаемый редко, интенсивно замещен хлоритом и эпидотом. Вдоль спайности биотит опацицитизирован, и по краям его зерен развиты пылевидные выделения рудного минерала. Размеры зерен биотита варьируют, в среднем составляют 0,1x0,5 мм.

Акцессорные минералы вулканитов Зардинской экструзии представлены апатитом, цирконом, ортитом, сфеном.

Апатит, отмечаемый редко, образует игольчатые, призматические и изометричные зерна, размером до 0,1 мм в диаметре. Циркон, встречаемый чаще, чем апатит, представлен мелкими, округлой формы, зернами размером от 0,05 до 0,1 мм в диаметре. Чаще циркон отмечается в основной микрофельзитовой массе, реже - в опациitized биотите.

Ортит в основной массе образует единичные зерна призматической формы размером 0,05 x 0,15 мм. Окраска ортита по *N_g* - буровато-зеленовая, по *N_p* – светло-желтовато-буроватая.

Сфен встречается в виде мелких изометричных зерен и их скоплений. Чаще приурочен к основной массе, реже - к листочкам опациitized биотита. Очень редко отмечается лейкоксен.

Как отмечалось выше, вулканиты Зардинской экструзии повсеместно пиритизированы. Пирит в виде кубов, размером от 0,1 x 0,2 до 2 x 3 мм в диаметре, часто образует скопления субмикроскопических зерен, ассоциируя с серицитом. В породе пирит распределен равномерно и составляет в среднем около 3% ее объема.

Основная масса игнимбригов и игнимбриговых кварцевых фельзит-порфиров по составу кварц-полевошпатовая, имеет фельзитовую или микрофельзитовую структуру и интенсивно серицитизирована.

Гипергенно измененные вулканиты, как правило, имеют пористую текстуру (табл.9) Последняя обусловлена выщелачиванием из породы пирита. Под микроскопом поры имеют овальную, изометричную, трубчатую, неправильную, но чаще квадратную форму. Размеры пор варьируют от 0,2 x 0,8 до 1,9 x 2,2 мм в более. В большинстве случаев поры частично или полностью выполнены серицитом, кальцитом, эпидотом, лимонитом. Нередко они пустые. Лимонитизированные вулканиты под микроскопом обнаруживают темно-бурую окраску.

3.3. Петрохимические особенности вулканитов

Из вышеприведенного материала следует, что главное значение в строении Зардинской экструзии имеют игнимбриды и игнимбриковые кварцевые фельзит-порфиры, менее распространены их туфы и туфобрекчии.

Игнимбриды и игнимбриковые кварцевые фельзит-порфиры из разных частей разреза экструзии по химизму (табл. 10,11) относятся к классу сильно пересыщенных кремнекислотой ($Q > 45$), группе богатых щелочным пород ($a:c > 7$). Для них характерна сильная пресыщенность глиноземом ($a^1 = 52,6 - 79,7$), резкий дефицит натрия по отношению калию ($n = 2,5 - 21$), магния к железу с преобладанием окислого железа над закисным и бедность полевошпатовой известью ($c = 0,1 - 0,6$).

Туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров из средней части разреза вулканитов и сваренные туфы из верхней его части по составу (табл. 12,13) в целом близки к игнимбридам и игнимбриковым кварцевым фельзит-порфирам, отличаясь от них несколько пониженным количеством железо-магнезиальных компонентов (числовая характеристика b) и тенденцией преобладания щелочей над полевошпатовой известью (параметр a/c). Эти особенности вулканитов весьма отчетливо выражены графически, диаграммой (рис. 20), построенной по методу А.Н. Заварицкого (1950), где рои фигуративных точек составов туфобрекчий и сваренный туфов (игнимбридов) по сравнению с таковыми игнимбридов и игнимбридовых кварцевых фельзит-порфиров на плоскости asb располагаются несколько выше и правее, а на плоскости csb той же диаграммы - выше и левее. При этом, сваренные туфы (игнимбриды) кварцевых фельзит-порфиров, в отличие от других разностей вулканитов, отчетливо выделяются отсутствием числовой характеристики m' (содержание магния), благодаря чему векторы составов пород на плоскости asb диаграммы имеют горизонтальное положение.

Таблица 10

Химические составы игнимбригов и игнимбриговых кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экструзии, вес. %

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	Сумма*
1	73,48	0,02	11,83	4,62	0,71	0,01	0,15	0,49	0,08	3,40	0,01	3,99	0,09	98,88
2	76,99	-	11,84	2,53	0,65	-	0,16	0,42	0,14	3,40	0,03	2,11	0,09	98,36
3	77,84	0,34	12,07	1,73	0,58	-	0,28	0,14	0,10	3,80	0,13	1,09	0,04	98,14
4	73,00	0,04	10,90	5,92	0,65	-	0,24	0,50	0,60	3,57	0,11	4,28	-	99,81
5	75,27	0,06	12,07	3,41	0,79	-	0,34	0,14	0,05	3,60	0,08	2,92	-	98,73
6	73,27	0,04	11,90	4,53	0,72	-	0,19	0,14	0,05	3,40	0,10	3,58	0,08	98,00
7	75,97	0,04	13,04	2,48	0,72	0,01	0,19	0,14	0,10	3,80	0,03	1,88	0,04	98,44
8	73,36	0,04	13,04	3,98	1,15	0,01	0,09	0,14	0,08	3,66	0,07	3,32	0,13	99,07
9	77,65	0,04	13,04	2,31	1,00	0,01	0,25	0,14	0,08	2,80	0,05	1,90	0,16	99,43
\bar{X}	75,20	0,07	12,19	3,50	0,77	-	0,21	0,25	0,14	3,49	0,07	2,79	0,07	98,75
89	75,32	0,18	13,69	2,14	0,83	0,05	0,63	0,78	1,58	3,00	0,02	-	0,50	98,72

Примечание. 1- обр. 8020М, игнимбриг кварцевых фельзит-порфиров; 2+9 - игнимбриговые кварцевые фельзит-порфиры (№№ проб, соответственно 8030М, 8033М, 8041М, 8046М, 8047М, 8048М, 8058М, 8060М); №№ 1+4 - южный склон горы Зарди, 5+7- в одораздель, центральная часть экструзии; 8+9 северный склон горы Зарди, прив одораздельная часть Зардинского хребта. Все анализы (кроме N 89) – из коллекции М.М. Мамадв афоева. Проба 89 – фельзит, в одораздель рек Ханака-Лючоб, гора Сурхку; данные Е.Н. Горещкой (Баратов, Горещкая, Шукин, 1973). Суммы оксидов приведены с учетом пп, которые не указаны.

Несмотря на сильной пресыщенности вулканитов кремнекислотую ($Q = 49,0-52,3$; табл. 11,13), они четко отличаются от средних составов кислых пород земной коры и большинства вулканитов дацит-липаритовой формации Южного Гиссара (табл.14,15), резким

Таблица 11

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому) игнимбритов и игнимбритовых кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экстррузии

№№	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	φ	<i>a:c</i>	<i>Q</i>
1	5,0	0,6	13,9	80,5	66,0	1,9	32,1	5,3	-	27,3	8,3	50,4
2	4,9	0,4	12,1	82,6	75,9	2,1	21,9	6,5	-	17,1	12,3	54,7
3	5,3	0,1	11,9	82,7	79,7	3,2	16,0	4,8	0,3	11,7	53,0	54,5
4	6,3	0,6	12,7	80,4	52,6	4,2	43,2	21,0	-	38,5	10,5	47,7
5	5,0	0,2	13,8	81,0	71,5	3,7	24,0	2,5	0,07	19,6	25,0	51,7
6	4,9	0,2	14,8	80,1	68,4	2,2	29,3	2,7	-	24,5	24,5	50,0
7	5,4	0,2	13,5	80,9	77,8	2,3	19,8	4,8	-	15,1	27,0	50,8
8	5,3	0,2	15,2	79,3	70,6	1,3	28,1	6,1	-	21,3	26,5	47,5
9	4,0	0,2	14,6	81,2	79,4	2,6	18,0	6,3		12,0	20,0	54,1
Среднее	5,1	0,3	13,6	81,0	71,5	2,6	25,9	6,7	-	20,7	17,0	31,9
89	7,1	0,9	11,4	80,6	69,0	1,0	21,0	44,8	0,2	14	7,9	44,3

Примечание. Номера проб – см. табл.10.

дефицитом щелочей, особенно натрия, и полевошпатовой извести при большом значении феррических компонентов и избытка глиноземом. В этом отношении они сопоставимы с туфолавами фельзитовых порфиров из «бомбового горизонта», и особенно, с фельзитами водораздела рек Ханака-Лючоб, г.Сурхку (табл. 10,11), для которых предполагается образование путем свободного выпадения пепловых частиц из воздуха, в первом случае, и сваривания пепловых частиц в газовой-пирокластическом потоке – во втором (Баратов, Горещкая, Щукин, 1973).

Таблица 12

Химические составы туфобрекчий и сваренных туфов кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экструзии, вес. %

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
1	75,870	1,81	12,27	2,12	0,57	0,01	0,48	0,56	0,10	3,890	0,03	0,33	0,04	1,13	3,33	99,91
2	75,050	1,71	12,65	1,86	0,88	0,00	0,52	0,49	0,10	3,990	0,04	1,45	0,15	0,08	3,28	100,71
3	77,740	1,11	12,50	0,95	0,72	0,01	0,46	0,56	0,15	3,800	0,07	0,67	0,04	1,12	2,70	100,60
4	74,910	0,31	12,07	3,08	1,00	0,00	0,19	1,12	0,08	3,500	0,15	0,29	0,04	0,11	3,78	100,35
5	74,800	0,41	13,13	1,51	0,65	0,24	0,00	1,82	0,08	4,000	0,02	0,32	1,36	0,03	2,60	100,60
6	76,880	0,41	13,67	0,23	0,58	0,00	0,00	0,14	1,00	6,300	0,03	0,41	0,06	0,02	1,13	100,49
7	74,510	0,31	13,52	1,60	0,36	0,36	0,00	1,68	0,08	3,800	0,02	0,29	0,36	0,06	3,98	100,65
8	75,890	1,21	12,37	2,00	0,79	0,01	0,41	0,68	0,11	3,050	0,07	1,44	0,07	0,11	3,27	100,39
9	75,400	0,41	13,44	1,11	0,53	0,20	-	1,21	0,39	4,700	0,02	0,34	0,93	0,04	2,57	100,92

Примечание. 1-4 (пробы 8031М, 8031, 8032, 535р/1) – туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров, южный склон г. Зарди; 5-7 (8051, 8052, 8054) – сваренные туфы кварцевых фельзит-порфиров, водораздел г. Зарди, вблизи отложений верхней перми, перекрывающих экструзию; 8 – среднее из 1-4, 9 – среднее из 5-7. Анализ 535р/1 – по данным И.У. Рахмонова; остальные – анализы М.М. Мамадвафова.

Таблица 13

Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому) туфобрекчий и сваренных туфов кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экструзии

№№	a	c	b	S	a'	m'	f'	n	t	φ	a:c	Q
1	5,6	0,6	11,4	82,4	74,6	6,6	16,8	4,6	0,2	17,4	9,3	52,3
2	5,7	0,5	12,0	81,8	77,3	3,8	18,9	4,5	0,1	12,4	11,4	51,2
3	5,4	0,6	10,8	83,2	83,4	4,1	12,4	5,9	0,1	6,5	9,0	54,6
4	5,0	1,3	12,1	81,6	63,9	2,7	33,3	5,1	0,1	25,8	3,8	51,4
5	5,8	2,1	8,8	83,3	78,8	-	21,2	4,5	-	13,6	2,8	52,5
6	11,0	0,2	6,4	82,4	89,9	-	10,1	18,6	0,1	2,0	55,0	42,4
7	5,6	2,0	10,0	82,4	80,6	-	20,0	4,7	-	13,3	2,8	51,7
8	5,4	0,7	11,6	82,3	74,9	4,3	20,0	5,0	0,1	14,7	7,7	52,3
8	7,5	1,4	8,4	82,7	83,0	-	17,1	9,3	0,1	9,6	5,4	49,0

Примечание. Номера проб – см. табл.12.

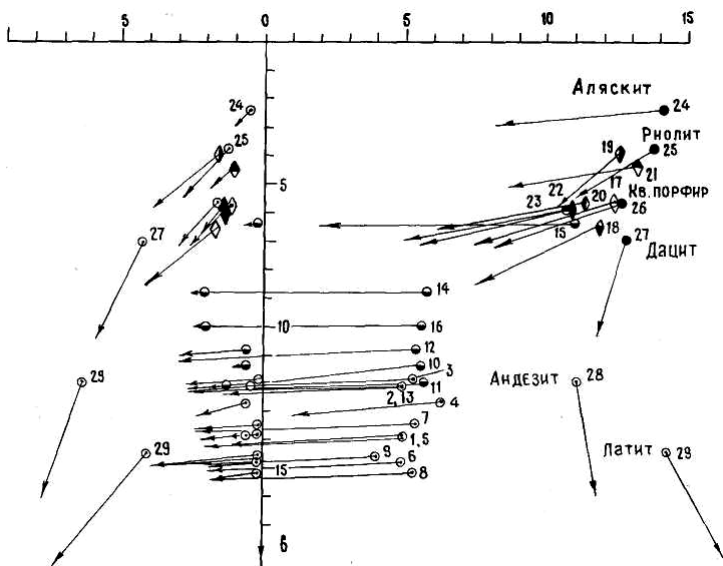


Рис.20. Диаграмма химических составов вулканитов Зардинской экструзии:

1—игнимбрик кварцевых фельзит-порфиров; 2÷9—игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры; 10÷13—туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров; 14÷16—сваренные туфы кварцевых фельзит-порфиров; 17÷23—породы дацит-липоритовой формации (P₁) Южного Гиссара: 17—кварцевые порфиры (дайки), залегающие среди вулканитов лючобской свиты P₁; 18—тоже, залегающие среди дораннепермских образований; 19—кварцевые порфиры Лючобского некка; 20—гранит-порфиры, залегающие среди вулканитов лючобской свиты P₁; 21—то же, залегающие среди дораннепермских пород; 22—вулканиты липаритовой толщи лючобской свиты; 23—вулканиты фельзитовой толщи лючобской свиты; 24÷29—средние типы пород по Р.Дэли.

Резкий дефицит щелочей и полевошпатовой извести в вулканитах Зардинской экструзии, сочетаемый с сильной пресыщенностью кремнекислотую и глиноземом и высоким значением числовой характеристики «b» достигающая 10-12 и даже 15%, отчасти,

Таблица 14
Средние химические составы раннепермских вулканитов дацит-липаритовой формации Южного Гиссара, вес.%

№	73,36	0,15	13,63	0,89	1,32	0,02	0,53	0,94	3,01	4,36	0,08	0,05	0,07	0,54	0,12	1,48	100,55
1	72,560	0,121	14,08	1,09	1,38	0,02	0,78	1,42	2,66	4,44	0,02	-	0,04	-	0,13	0,59	99,33
2	73,870	0,221	12,59	1,08	1,43	0,03	0,44	1,32	2,81	4,65	0,06	0,030	0,050	0,73	0,20	1,24	100,75
3	74,380	0,201	13,24	0,93	1,52	0,03	0,34	1,09	2,90	3,33	0,05	-	0,030	0,57	0,32	1,08	100,01
4	73,430	0,411	13,43	0,73	1,56	0,04	0,20	0,90	2,98	4,90	0,08	-	0,080	0,15	0,28	1,08	100,25
5	74,880	0,121	12,33	1,09	0,90	0,04	0,38	1,23	2,42	4,11	0,06	0,030	0,060	0,73	0,24	1,81	100,43
6	74,470	0,181	12,86	1,60	0,92	0,04	0,46	1,21	2,67	3,61	0,03	0,030	0,110	0,73	0,27	1,34	100,53
7	73,360	0,151	13,63	0,89	1,32	0,02	0,53	0,94	3,01	4,36	0,08	0,050	0,070	0,54	0,12	1,48	100,55

Таблица 15
Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому) раннепермских вулканитов дацит-липаритовой формации Южного Гиссара

№	a	C	b	S	a'	m'	f'	n	t	φ	a:c	Q
1	12,5	1,1	5,7	80,7	50,0	15,1	34,9	50,8	0,2	14,0	11,4	36,4
2	12,0	1,7	6,5	79,8	45,9	20,4	33,7	47,5	0,1	14,3	7,1	34,2
3	12,6	1,5	3,9	82,0	22,4	19,0	58,6	47,6	0,2	24,1	8,4	37,4
4	11,4	1,3	5,7	81,6	52,3	9,3	38,4	54,0	0,2	14,0	8,8	39,1
5	13,2	1,1	4,4	81,3	47,0	7,6	45,5	48,0	0,4	13,6	12,0	35,1
6	10,9	1,4	5,8	81,9	59,6	11,2	29,2	47,0	0,1	15,7	7,8	40,6
7	10,7	1,4	5,9	82,0	52,2	12,2	35,6	53,1	0,2	22,2	7,6	41,2

Примечание. 1- кварцевые порфиры (дайки), залегающие среди вулканитов P₁ (n=5); 2 - кварцевые порфиры (дайки), залегающие среди дораннепермских пород (n=5); 3 - кварцевые порфиры лючобского нека (n=8); 4 - гранит-порфир (дайки), залегающие среди раннепермских вулканитов (n=11); 5 - гранит-порфир (дайки), залегающие среди дораннепермских пород (n=7); 6 - вулканиты липаритовой толщи лючобской свиты (n=27); 7 - вулканиты фельзитовой толщи лючобской свиты (n=18). Анализы заимствованы из работы Р.Б.Баратова, Горещкой, Шукина (1973).

по - видимому, обусловлен условиями их образования, - раскристаллизацией стекла в основной микрофельзитовой массе пород, сопровождаемая потерей связанных в ней щелочей, полевошпатовой извести, и обусловленное этим - накоплением глинозема.

Рост избытка глинозема, как показала Е. Н. Горецкая для вулканитов дацит-липаритовой формацией Южного Гиссара (Баратов, Горецкая, Шукин, 1973), приводит обычно к пропорциональному увлечению числовой характеристики «*b*», вследствие чего между параметрами «*a*» и «*b*» в нашем случае, следовало бы ожидать наличие положительной корреляционной связи, а между *a*' и *a* (содержание щелочей) – отрицательную. Однако, проведенные нами расчеты показали на отсутствие подобных связей, что объясняется, вероятнее всего, их затушевыванием в силу наложенных гидротермальных и последующих гипергенных процессов. Поэтому типичный химический состав вулканитов экструзии отражает лишь та фигуративная точка, которая на плоскости *asb* диаграммы А.Н.Заварицкого расположена в правом верхнем углу роя точек. Состав этой фигуративной точки, характеризующая сваренные туфы (игнимбригты) кварцевых фельзит-порфиров, наиболее близок среднему химическому составу вулканитов фельзитовой и липаритовой толщ лючобской свиты Южного Гиссара, а так же дайкам кварцевых порфиров и гранит – порфиров, залегающих среди них (см. табл. 14,15 и рис.20).

От кислых пород лючобского комплекса сравнительно свежие разности вулканитов исследуемой экструзии отличаются большим избытком глинозема, более резким преобладанием железа над магнием, меньшим количеством полевошпатовой извести и ничтожным количеством натрия по отношению к калию. Таковы же в целом их отличия от среднемировых типов аляскита, риолита и кварцевого порфира (см. рис.20).

Как уже отмечалось, вулканиты Зардинской экструзии повсеместно и объемно пиритизированы и серицитизированы. Они подвержены, кроме того, поствулканическому окварцеванию и гипергенной лимонитизации. Химические составы подобных вулканитов

Таблица 16
Химические составы пиритизированных и окварцованных игнимбритов и игнимбритовых кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экстрезии, вес.%

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
1	81,34	0,00	10,81	0,41	0,68	0,01	0,17	0,42	0,10	3,09	0,02	0,28	0,09	0,17	2,21	99,80
2	81,40	0,00	11,25	0,44	0,54	0,01	0,09	0,28	0,10	3,20	0,02	0,28	0,09	0,14	2,21	100,05
3	80,87	0,00	12,22	0,28	0,50	0,01	0,15	0,42	0,10	3,20	0,01	0,11	0,09	0,12	2,02	100,10
4	78,72	0,00	12,46	0,98	0,54	0,01	0,09	0,28	0,14	3,80	0,03	0,27	0,04	0,13	2,66	100,15
5	80,40	0,00	12,22	0,89	0,40	0,01	0,14	0,56	0,08	3,40	0,01	0,12	0,09	0,14	2,15	100,61
6	81,56	0,00	12,00	0,24	0,51	0,01	0,18	0,17	0,08	3,20	0,02	0,20	0,06	0,10	2,06	100,39
7	79,87	0,00	11,97	0,58	0,57	0,01	0,39	0,42	0,08	3,69	0,01	0,10	0,09	0,09	2,11	99,98
8	78,90	0,00	11,97	0,90	0,54	0,01	0,31	0,28	0,16	3,49	0,05	0,71	0,09	0,19	2,71	100,31
9	79,95	0,00	12,92	0,31	0,47	0,01	0,30	0,48	0,10	3,48	0,02	0,03	0,09	0,09	2,22	100,47
10	79,88	0,00	12,22	0,40	0,43	0,01	0,16	0,48	0,08	3,40	0,02	0,33	0,04	0,10	2,26	99,81
11	79,22	0,04	10,63	2,72	0,72	0,01	0,16	0,14	0,06	2,85	0,11	0,26	0,08	0,17	2,86	100,03
12	78,19	0,07	13,52	1,02	0,61	0,01	0,12	0,14	0,05	4,00	0,03	0,33	0,00	0,00	2,33	100,42
13	78,55	0,04	12,90	0,91	0,44	0,01	0,16	0,14	0,07	3,60	0,02	0,95	0,26	0,02	2,32	100,39
14	78,60	0,04	13,42	0,75	0,65	0,01	0,18	-	0,08	3,83	0,02	0,15	0,13	0,09	2,22	100,17
15	80,04	0,04	12,28	0,28	0,72	0,01	0,09	0,42	0,10	3,60	0,01	0,02	0,08	0,00	2,84	100,53
16	78,30	0,04	13,65	0,54	0,69	0,01	0,12	0,91	0,05	4,04	0,19	0,10	0,06	0,00	1,57	100,27
17	78,00	0,04	13,27	0,72	0,79	0,01	0,47	1,12	0,10	3,80	0,02	0,29	0,04	0,05	2,15	100,87
Ср. 1-17	79,69	0,04	12,38	0,53	0,57	0,01	0,19	0,37	0,09	3,51	0,03	0,36	0,08	0,09	2,07	100,01

Примечание. Анализы 1-14 – из коллекции М.М. Мамадвафоева, 15-17 – из коллекции И.У. Рахмонова.

экстрезии приведены в табл.16 и 17, а в табл.18 для сравнения даны средние химические составы гидротермально измененных вулканитов дацит-липаритовой формации Центрального Таджикистана в целом.

Таблица 17
Химические составы пиритизированных и окварцованных туфов и туфобрекчий кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экстружии, вес.%

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
1	88,890,12	5,76	0,06	0,54	0,01	0,26	0,42	-	1,89	0,01	0,12	0,04	0,09	1,35	99,56	
2	88,850,12	5,76	0,11	0,05	0,01	0,31	0,56	-	1,80	0,01	0,10	0,04	0,11	1,31	99,14	
3	81,880,14	9,13	0,04	1,15	0,01	0,44	0,56	0,10	2,60	0,07	0,30	0,09	0,08	2,42	99,01	
4	79,39	-	12,29	0,66	0,61	0,01	0,14	0,28	0,10	3,45	0,04	0,14	0,13	0,30	2,37	99,91
5	79,98	-	11,97	0,49	0,50	-	0,14	0,42	-	3,46	0,03	0,04	0,09	0,14	2,26	99,52
6	79,60	-	12,02	0,54	0,68	0,01	0,17	0,42	0,10	3,40	0,05	0,31	0,09	0,14	2,17	99,70
Ср. 1-3	86,540,13	6,88	0,07	0,58	0,01	0,34	0,51	0,03	2,10	0,03	0,17	0,06	0,09	1,69	99,23	
Ср. 4-6	79,79	-	12,00	0,52	0,59	0,01	0,16	0,42	0,05	3,43	0,04	0,18	0,09	0,14	2,22	99,64

Примечание. №№ 1-3 (пробы 8009М, 8010М, 8011М) – туфы кварцевых фельзит-порфиров с лапилли из средней части разреза вулканитов; №№ 4-6 (8015М, 8017М, 8018М) – туфобрекчий кварцевых фельзит-порфиров из основания разреза вулканитов, южный склон г. Зарди. Данные М.М. Мамадавафоева.

Таблица 18
Средние химические составы окварцованных вулканитов Центрального Таджикистана, вес.%

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O	ппп	Сумма
1	79,69	0,04	12,38	0,53	0,57	0,01	0,19	0,37	0,09	3,51	0,03	0,36	0,08	2,07	2,07	101,99
2	86,50	0,13	6,90	0,20	0,59	0,01	0,34	0,51	0,03	2,09	0,03	2,17	0,09	0,09	1,70	101,38
3	79,70	-	12,10	0,59	0,60	0,01	0,15	0,37	0,07	3,42	0,04	0,16	0,10	0,19	2,36	99,86
4	77,62	0,11	14,88	0,34	0,37	0,05	0,20	0,19	0,10	0,60	0,03	-	-	0,15	2,18	96,82
5	80,00	0,39	10,42	1,18	1,50	0,03	0,62	0,93	0,11	0,77	0,27	0,01	0,16	0,34	3,38	100,11

Примечание. 1 - окварцованные игнибриты и игнибритовые кварцевые фельзит-порфиры Зардинской экстружии (n=17); 2 - окварцованные туфы кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экстружии (n=3); 3 - окварцованные туфобрекчий кварцевых фельзит-порфиров Зардинской экстружии (n=3); 4 - серицитизированные, окварцованные кварцевые порфиры (р. Оби-Лой), дайковая фация (Баратов и др., 1974) (n=4); 5 - аполитаритовые вторичные кварциты зоны Богаинского разлома, Южный Гиссар (Баратов, Горещкая, Щукин, 1973) (n=10).

Из приведенных данных отчетливо видно, что окварцованные вулканиты Зардинской экстрезии аналогичны постмагматически измененным кварцевым порфирам Оби-Лойской субвулканической интрузии и аполипаритовым (апориолитовым) вторичным кварцитами бассейна р. Арджанак. Как видно из данных выше упомянутых таблиц, окварцованные кварцевые порфиры Оби-Лойской субвулканической интрузии и аполипаритовые вторичные кварциты бассейна р. Арджанак имеют алюминиево - кремниевый состав, поскольку суммарное содержание окиси алюминия и кремния в них составляет 92,52 и 90, 42% соответственно. Еще более выраженный алюминиево – кремниевый состав имеют окварцованные разности вулканитов Зардинской экстрезии. Суммарное содержание $SiO_2 + Al_2O_3$ в них варьирует от 91,60% в окварцованных туфобрекчиях кварцевых фельзит-порфиров до 93,40% - в окварцованных игнимбригах и игнимбриговых кварцевых фельзит-порфиров.

Следует подчеркнуть, что в подавляющем большинстве случаев процесс окварцевания в раннепермских кислых вулканитах Центрального Таджикиста сопровождается формированием эпитепмального оруденения золото-ртутно-сурьмяной рудной формации. Этот вопрос отдельно и более детально рассмотрен ниже.

3.4. Геохимические особенности и рудоносность вулканитов

Геохимические особенности горных пород наиболее полно могут быть поняты при рассмотрении особенностей распределения в них широкого круга химических элементов с резко дифференцированными химическими и геохимическими особенностями. Ниже приводятся данные об особенностях распределения в кислых вулканитах Зардинской экстрезии следующих 27 химических элементов: сидерофильных - *Au, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mn*, литофильных - *Li, Rb, Cs, Be, Sn, W, Y, Zr, Nb*, халькофильных - *Hg, Sb, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Bi, Mo, Ge* и атмофильного бора. Статистические параметры распределения перечисленных элементов в вулканитах даны в табл.19. Здесь

же приведены кларки концентрации химических элементов (КК)³ в породах.

На основе данных табл.19 и в соответствии с известной методикой (Капков и др., 1966; 1972) нами намечены характерные ассоциации элементов в вулканитах Зардинской экстрезии (табл. 20). Как видно из данных таблиц 19, 20, во всех разностях вулканитов экстрезии в резко повышенных (КК>1) концентрациях содержатся *Sb, Hg, As, Au, Cu, Bi, Ag, Sn, W, B, Li, Rb, Cs*. Кроме того, в большинстве разновидностях вулканитов в количествах, резко преобладающих над кларковыми, отмечаются *Pb, Zn*. Содержания же *Zr, Nb, Y, Mo, Ge* в большинстве разностях вулканитов соответствуют кларковому, а *Ni, Mn, Ti, Cr* - типичных элементов основных магм - ниже кларкового.

В отдельных случаях некоторые из перечисленных сидерофильных элементов отмечаются в выше кларковых количествах, что обусловлено, по-видимому, присутствием в вулканитах ксеногенного материала фундамента вулкана.

С точки зрения поисков и прогнозирования эндогенного оруденения пристальное внимание заслуживает сильная зараженность вулканитов исследуемой экстрезии элементами сульфидных рудных месторождений - *Sb*(КК=170÷950), *Hg*(35÷67,5), *As*(66,7÷267), *Bi*(160÷740), *Ag*(18,9÷48,6), *Au*(1,5÷45), *Sn*(6,3÷19,3), *W*(2,3÷5), *Cu*(от обычного 2,4÷8 до 38,5 в игнимбригах кварцевых фельзит-порфирах), *Pb*(2,1÷6,3), а также летучим минерализатором - *B*(14,6÷20,1) и редкими литофилами кислых магм - *Li*(2,1÷3,3), *Rb*(7÷8,6), *Cs*(5,5÷8,3). Столь сильная зараженность вулканитов перечисленными элементами, в первую очередь рудными халькофилами, не является случайной и обусловлена, очевидно, наложенными поствулканическими процессами.

³ Под кларком концентрации элемента понимается отношение среднего его содержания в исследуемой породе к кларку для одноименной породы. В работе использованы кларки бедных кальцием гранитоидов по Турекьяну, Ведеполу (Инструкция...,1983), соответствующие для большинства элементов кларкам гранитов по А.А.Беусу (Беус, Григорян, 1975).

Глава 3. Петрология, геохимия и рудоносность вулканитов

Распространенность химических элементов в

№	n	Пара- метры	Mn	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Nb	Y	Be	Ge	W	Sn
		С	48	9,0	0,6	400	2,4	6,8	240	27	60	2,2	1,40	9	58
1	22	ε	1,46	1,20	3,8	1,25	2,5	1,32	1,17	1,11	1,20	1,09	1,07	1,33	1,34
		КК	0,1	2	0,6	0,33	0,05	1,70	1,4	1,3	1,3	0,73	1,1	4,1	19,3
		С	900	4,2	0,82	380	3,4	2,4	200	24	51	2,6	1,2	5,0	19
2	9	ε	1,67	1,42	1,11	1,34	2,06	1,65	1,02	1,04	1,13	1,04	1,01	1,02	1,4
		КК	2,3	0,9	0,8	0,3	0,1	0,6	1,1	1,1	1,3	0,8	0,9	2,3	6,3
		С	50	1,2	1,8	270	1,8	5,4	2,20	30,1	10,1	2,0	1,4	8,4	52
3	6	ε	1,02	1,02	2,62	1,14	1,65	1,11	1,27	1,06	1,02	1,01	1,07	1,43	1,7
		КК	0,12	0,3	1,8	0,2	0,04	1,3	1,2	1,43	0,25	0,67	1,1	3,8	17,3
		С	50	7,2	н.о.	340	1,6	4,3	250	28	36	2,5	1,48	10,8	54
4	8	ε	1,02	1,17		1,24	1,04	1,09	1,02	1,14	1,94	1,02	1,02	1,29	1,5
		КК	0,12	1,6		0,3	0,03	1,04	1,43	1,3	0,9	0,8	1,1	4,9	18,0
		С	64	5,8	н.о.	340	1,3	2,8	201	22	33	2,1	1,20	6,9	3,0
5	13	ε	1,42	1,22		1,14	1,23	1,43	1,14	1,13	1,48	1,14	1,01	1,30	1,7
		КК	0,2	1,30		0,3	0,02	0,7	1,1	1,0	0,8	0,7	0,8	3,1	10
		С	32	3,8	9,5	700	9,0	15	180	34	32	1,3	0,05	11,0	0,50
6	15	ε	1,7	1,04	1,8	1,2	1,77	2,4	1,84	2,08	2,0	2,87	1,79	1,8	2,22
		КК	0,1	2,2	9,5	0,6	0,2	3,6	1,0	1,1	0,8	0,4	0,73	5,0	16,7
		С	57	7,5	н.о.	440	1,6	5,6	201	22	33	2,2	1,48	9,5	45
7	11	ε	1,37	1,17		1,82	3,06	2,32	1,14	1,72	1,45	1,09	1,06	1,56	1,58
		КК	0,14	1,7		0,4	0,03	1,36	1,1	1,0	0,8	0,7	1,1	4,3	15

Примечание. Параметры: С – среднее содержание, в%; ε – стандартный множитель, КК – коэффициент (кларк) концентрации. Породы: 1 – игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры пиритизированные, 2 – игнимбриты кварцевых фельзит-порфиров, эптитизированные, 3 – игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры, окварцованные, 4 – игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры, слабо лимонитизированные,

Таблица 19

кислых вулканитах Зардинской экстрезии

Mo	Bi	Cu	Zn	Pb	Ag	As	Sb	Hg	B	Au	Li	Rb	Cs
1,4	6,7	80	63	48	1,7	400	160	5,4	147	0,022	10,8	131	2,5
1,07	1,79	2,13	1,11	2,5	2,94	1,4	2,03	1,09	1,09				
1,1	670	8	1,6	2,5	45,9	267	800	67,5	14,7	5,5	2,7	7,7	6,3
1,2	2,5	50	1500	120	1,5	100	34	4,4	201	0,01	8,2	140	3,0
1,02	2,4	1,28	4,0	1,33	1,13	3,7	1,91	1,2	1,49				
0,9	250	5,0	38,5	6,3	40,5	66,7	170	55,0	20,1	2,5	2,1	8,2	7,5
1,3	7,2	60	68	34	1,5	280	190	2,9	146	0,11	8,5	118	2,3
1,04	3,2	2,5	1,77	4,4	1,93	2,86	1,11	1,48	1,02				
1,0	720	6,0	1,7	1,8	40,5	186	950	3,6	14,6	28,1	2,1	7,0	5,8
1,1	1,7	27	13	40	1,7	170	100	5,0	148	0,014	13	124	3,2
2,02	5,0	1,81	1,38	4,24	1,68	2,17	2,0	1,02	1,02				
0,8	170	2,7	0,3	2,1	45,9	113,3	500	62,5	14,8	3,5	3,3	7,3	8,0
1,2	1,8	24	50,1	20	0,7	160	50	3,7	150	0,006	9,61	146	2,2
1,02	1,5	2,0	1,2	1,45	1,43	6,25	1,80	1,51	1,34				
0,9	160	2,4	1,3	1,0	18,9	106,5	250	46,3	15,0	1,5	2,4	8,0	5,5
1,4	6,2	34	44	80	1,7	200	150	2,8	146	0,04	10,8	122	2,7
1,15	4,2	1,5	2,96	4,1	3,53	2,3	3,4	2,8	1,05				
1,1	620	3,4	1,1	4,2	45,9	133,3	750	35	14,6	100	2,7	7,2	6,8
1,2	7,4	33	50	22	1,8	300	150	5,8	146	0,18	13,2	138	3,3
1,02	2,86	1,45	1,9	2,72	2,22	7,7	2,0	1,03	1,05				
0,9	740	3,3	1,3	1,2	48,0	200	750	35	14,6	45,0	3,3	8,1	8,3

5 – игнибритовые кварцевые фельзит-порфиры, сильно лимонитизированные, 6 – туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров, пиритизированные, 7 – туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров, окварцованные и лимонитизированные. Для Au, Li, Rb, Cs даны оценки среднего арифметического содержания; n – количество проб.

Таблица 20

Ассоциации химических элементов в вулканитах Зардинской экзтрузии

№ №	Вулканиты	Характерные ассоциации элементов		
		KK>1 (>1,41)	KK=1 (1,41±0,71)	KK<1 (<0,71)
1.	Игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры, пиритизированные	<i>Sb, Bi, As, Hg, Ag, Sn, B, Cu, Rb, Cs, Au, W, Li, Pb, Ni, Cr, Zn</i>	<i>Zr, Nb, Y, Ge, Mo, Be</i>	<i>Co, Ti, Mn, Y</i>
2.	Игнимбриты кварцевых фельзит-порфиров эпидотизированные	<i>Bi, Sb, As, Hg, Ag, Zn, B, Rb, Cs, Sn, Pb, Cu, Au, W, Mn, Li</i>	<i>Y, Zr, Nb, Mo, Ge, Ni, Co, Be</i>	<i>Cr, Ti, V</i>
3.	Игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры окварцованные	<i>Sb, Bi, As, Ag, Hg, Au, Sn, B, Rb, Cu, Cs, W, Li, Pb, Co, Zn, Nb</i>	<i>Cr, Zr, Ge, Mo</i>	<i>Be, Ni, Y, Ti, Mn, V</i>
4.	Игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры слабо лимонитизированные	<i>Sb, Bi, As, Hg, Ag, Sn, B, Cs, Rb, W, Au, Li, Cu, Pb, Ni, Zr</i>	<i>Nb, Ge, Cr, Y, Be, Mo</i>	<i>Ti, Zn, Mn, V</i>
5.	Игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры сильно лимонитизированные	<i>Sb, Bi, As, Hg, Ag, B, Sn, Rb, Cs, W, Cu, Li, Au</i>	<i>Ni, Zn, Zr, Nb, Pb, Ge, Mo, Y</i>	<i>Be, Cr, Ti, Mn, V</i>
6.	Туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров пиритизированные	<i>Sb, Bi, As, Ag, Hg, Sn, B, Au, Co, Rb, Cs, W, Pb, Cr, Cu, Li, Ni,</i>	<i>Nb, Mo, Zn, Zr, Y, Ge</i>	<i>Ti, Be, V, Mn</i>
7.	Туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров лимонитизированные	<i>Sb, Bi, As, Ag, Au, Hg, Sn, B, Cs, Rb, W, Cu, Li, Ni</i>	<i>Cr, Zn, Pb, Zr, Ge, Nb, Mo, Y</i>	<i>Be, Ti, Mn, V</i>

На рис.21 отображены особенности распределения *Sb, As, Bi, Cu, Pb, Ag, Sn, W, B* в вулканитах экзтрузии по профилю 1-1 рис.6. На графике отчетливо намечаются две группы элементов, отличающихся характером кривых распределения. К первой группе относятся *B* и *W* - типичные литофильные элементы, ко второй – *Sb, As, Bi, Pb, Cu, Sn* – типичные халькофильные (кроме *Sn*, у которого литофильные свойства выражены более отчетливо).

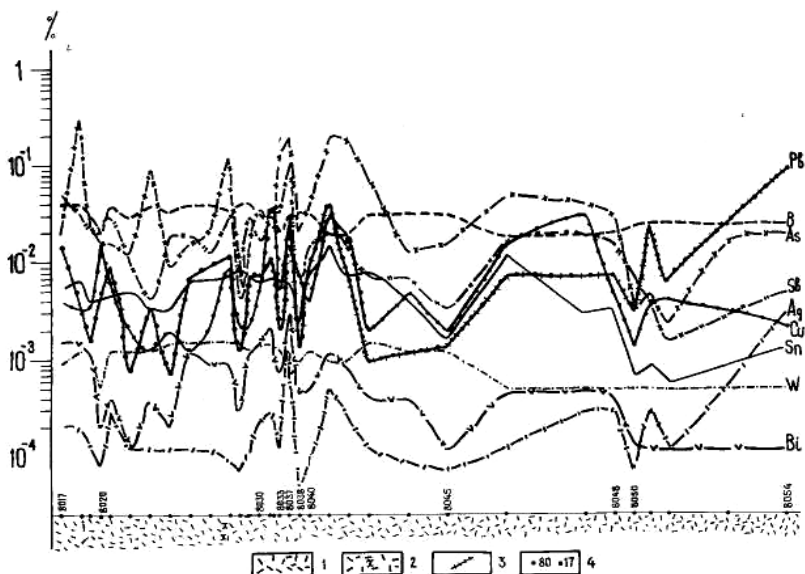


Рис. 21. Распределение *Sb, As, Bi, Pb, Ag, Cu, Sn, W, B* в вулканитах Зардинской экструзии (профиль 1-1 рис.6).

1—кварцевые фельзит-порфиры; 2—то же, лимонитизированные; 3—прожилки кварца; 4—точки отбора проб.

Для *B* и *W*, как видно на графике, характерно сравнительно равномерное распределение вдоль профиля опробования. Форма кривой распределения этих элементов заметно отличается от таковой для *Sb, As, Bi, Cu, Pb*. На графике легко заметить, что формы кривых распределения содержаний халькофильных элементов в целом идентичны. Кривая распределения содержаний *Sn* местами повторяет форму кривых халькофильных элементов (правая часть графика), местами же несколько отличается от них (левая часть графика). Как видно на графике, в распределении содержаний всех рассматриваемых элементов, в особенности у халькофильных, отмечается заметная вариация, выраженная закономерной сменой по про-

филю опробования пиков и провалов, - высоких и низких содержаниям.

Как показал всесторонний анализ аналитического материала, падение в породах содержания исследуемых элементов находится в прямой пропорциональной зависимости от степени выноса из них пирита. При этом наиболее чувствительными на этот процесс оказываются *Co* и *Au*, для которых происходит резкое уменьшение содержания, лежащих ниже порога чувствительности примененного метода анализа. Расчеты показывают (табл/21), что в подобных разностях вулканитов, обычно в той или иной степени лимонитизированных, значимая положительная корреляционная связь отмечается лишь в парах *Sb–Bi*, *As–Bi*, *As–W*, *W–B*, *Ag–Cu* и, наконец, в триаде *Sb–Pb–Sn*.

Таблица 21

Коэффициенты порядковой корреляции между рудогенными элементами в лимонитизированных вулканитах Зардинской экстрезии (n=22, r=0,41)*

Элементы	<i>B</i>	<i>As</i>	<i>Bi</i>	<i>Ag</i>	<i>Pb</i>	<i>Sn</i>	<i>Sb</i>	<i>Cu</i>
<i>W</i>	0,62	0,43	0,32	0,16	0,11	0,00	-0,01	-0,25
<i>B</i>		0,22	-0,06	-0,23	-0,05	-0,33	-0,18	-0,25
<i>As</i>			0,56	0,21	0,21	0,27	0,17	0,01
<i>Bi</i>				0,35	0,37	0,34	0,49	-0,02
<i>Ag</i>					0,32	0,17	0,40	0,43
<i>Pb</i>						0,49	0,66	-0,04
<i>Sn</i>							0,64	0,06
<i>Sb</i>								0,21

Примечание. Коэффициент корреляции (R) считается значимым, а связь реальной при R>0,41. Значимость R оценена на 5%-ном уровне.

Выше подчеркивалось, что вулканиты Зардинской экструзии интенсивно и объемно насыщены вкрапленностью пирита. Кроме того, вдоль ослабленных зон они густо пронизаны кварцевыми прожилками, несущими золото - антимонитовую и сопутствующую рудную минерализацию. Особо нужно подчеркнуть, что пиритизация вулканитов во времени предшествует их окварцеванию.

Пирит составляет около 2-3% объема породы. Он образует хорошо образованные кубические кристаллы, размером от доли мм до 4x4 мм и более. Зерна пирита в породе чаще обособлены. Нередко образует скопления зерен с образованием агрегатов, размером 2x3 см в диаметре. Наиболее крупные его кристаллы и агрегаты отмечаются в туфах и туфобрекчиях кварцевых фельзит-порфиров из верхней части разреза вулканитов. Часто, особенно вдоль ослабленных зон, а также в поверхностной зоне, пирит целиком выщелочен. В таких участках в породе отмечаются отрицательные опечатки форм кристаллов пирита, либо развивается в ней лимонитизация, но чаще и то и другое.

В мономинеральной пробе пирита спектроскопически установлены (в г/т): *Sb* – 300, *As* – 3000, *Ag* – 4, *Pb* – 200, *Zn* – 50, *Cu* – 300, *Bi* – 70, *Sn* – 70, *Mo* – 3, *Co* – 5, *Ni* – 12, *V* – 20, *Mn* – 120, *Ti* – 500, *Y* – 20. Возможность нахождения в пирите *Au* при существующей чувствительности спектрозолотометрического анализа - $5 \cdot 10^{-5}\%$, лишь предполагается.

Как видно из выше изложенного, пириты из Зардинской экструзии обогащены *Sb*, *As*, *Cu*, *Pb*, *Zn*, *Bi*, *Sn*, в меньшей мере - *Ag*. Этот факт заслуживает пристального внимания, поскольку свидетельствует о геохимической и, как будет показано ниже, металлогенической специализации вулканитов экструзии в отношении *Sb* и сопутствующих полезных компонентов ртутно-сурьмяной рудной формации Зеравшано-Гиссарского рудного пояса.

Как уже отмечалось, вулканиты Зардинской экструзии, интенсивно окварцованы, причем зоны прокварцевания сопровождаются прожилками и жилами кварц-антимонитовой минерализации. Раз-

меры рудоносных прожилков варьируют от волосовидных, едва различимых невооруженным глазом, до 1-10 см по мощности. Распределение прожилков хаотично; они образуют сетчатые жилы. Зоны прокварцевания ориентированы, как правило, субширотно (рис.6), причем в направлении с юго-востока на северо-запад отмечается укрупнение размеров оруденелых прожилков и жил. Так, если в юго-восточном выходе экструзии («блок 2» по А.А.Никколову и др., 1976-1978 гг) кварцевые прожилки имеют размеры $1\div 10 \times 300\div 500$ см., то в северо-западном его выходе («блок 1») мощность жил достигает уже $0,3\div 0,5$ м при протяженности до $30\div 50$ м.

Наиболее крупные рудоносные (кварц-антимонитовые) жилы имеют размеры не более $0,5 \times 30\div 50$ м. Одна из подобных жил, описанная нами, расположена в северо-восточной выходе экструзии на северном склоне г. Зарди, где вскрыта канавой. Здесь кварц - антимонитовая жила, северо-восточного близ широтного простирания, содержит примесное количество арсенопирита, халькопирита, сфалерита, галенита. В существенном же количестве представлен гематит. Последний является характерным парагенным минералом кварц-антимонитовой минерализации. Иногда отмечается пространственная разобщенность гематитовой и антимонитовой минерализаций. Так, на южном склоне г. Зарди отмечается кварц-пирит-гематитовая минерализация без сколько-нибудь заметной примеси антимонита. Здесь непосредственно над горизонтом туфобрекчий кварцевых фельзит-порфиров в светло-серых игнимбритовых кварцевых фельзит-порфирах залегает кварц-пирит-гематитовая линза, размером 10×100 см (см.профиль 1-1 на рис.6). Минерализованная линза имеет северо-восточное (45°) простирание и субгоризонтальное падение ($<10^\circ$). Контакты рудной линзы с вмещающими породами совершенно постепенные. Под микроскопом (рис.22) кварц-пирит-гематитовый агрегат характеризуется брекчиевой текстурой; обломки кварца в виде айсбергов как бы погружены в цементирующей гематитовой массе.

В мономинеральной пробе антимонита, отобранной из выше упомянутой кварц-антимонитовой жилы, спектроскопически наряду с примесями *Bi*, *Sn*, *Mo*, *Ni*, *V*, *Ti*, *Mn*, *Zr* в сравнительно повышенных количествах отмечаются (г/т): *As*—4000, *Pb*—500, *Cu*—200, *Zn*—120, *Ag*—2. Особое внимание заслуживает повышенное содержание *Au* в антимоните (5 г/т).

Как следует из выше изложенного, в антимоните в повышенном количестве отмечаются те же элементы-примеси, что и в более раннем пирите из березитизированных вулканитов, если не считать *Au*, накапливаемого к концу поствулканического процесса.

Приведенные данные дают основание говорить о тесной генетической связи полиметалльной (*Pb*, *Zn*, *Ag*, *Cu*, *As*), золотой и сурьмяной минерализации между собою, что представляет, безусловно, поисковое значение. С генетической точки зрения это свидетельствует, очевидно, о совместной миграции и концентрации выше перечисленных халькофильных элементов, а также *Au* из единого металлоносного раствора.

По преобладающему минеральному составу золотоносные жилы района Зардинской экструзии относятся к антимонит-кварцевой формации рудопроявлений и месторождений сурьмы, широко развитой в Зеравшано-Гиссарской зоне (Новикова, 1980).

Аномальные содержания *Sb*, *As*, *Au*, *Cu*, *Zn*, *Pb*, *Ag*, *Bi*, *W* на площади Зардинской экструзии были установлены также ранее геологами ЮТГРЭ, а так же сотрудниками Кумархского отряда Табошарской геохимической партии. Так, по данным А. А. Никколова,

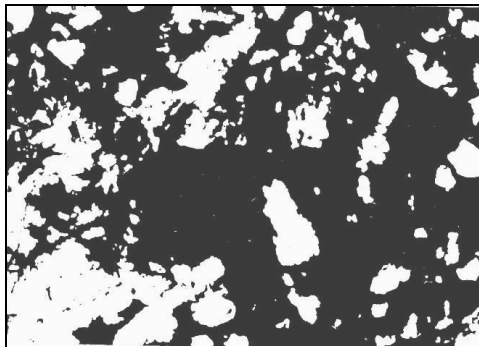


Рис. 22. Пирит-гематит-кварцевый агрегат брекчиевой структуры. *Николи X*, *ув. 90°*.

В.И. Колесниченко и Ш. Н. Норбоева (1976-1978 гг.), в минерализованных зонах (ореолах первичного рассеяния) среднее (из 300 анализов) содержание выше перечисленных рудообразующих элементов составляет (в г/т): *Sb*—238, *As*—885, *Zn*—470, *Cu*—128, *Pb*—123, *Sn*—44, *W*—14, *Bi*—9,2, *Ag*—2,6, *Au*—0,09. Содержание *Au* в ореолах обычно варьирует от 0,01 до 1 г/т. Более высокие содержания золота встречаются реже. Чаще *Au* в ореолах отмечается в содержаниях 0,01÷0,02 г/т. Протяженность ореолов *Au* и элементов-спутников достигает 200 м при ширине до 5 м, причем наиболее контрастные, протяженные и широкие ореолы образуют *Au*, *Ag*, *As*, *Sn*, *W*. Положение ореолов первичного рассеяния элементов - индикаторов сурьмяного оруденения пространственно совпадает с минерализованными зонами и рудными телами, показанными на графике (рис. 5).

По нашим данным, содержание *Au* в вулканитах Зардинской экстрезии укладывается в интервале от $5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-4}$ %, причем частота встречаемости различных классов содержаний *Au* в выборке, состоящий из 80 проб, следующая: < 0,005 г/т – 23,7%, 0,005÷0,009 г/т – 30%, 0,01÷0,03 г/т – 38,8%, 0,1÷0,5 г/т – 7,5%.

Фактический материал показывает, что наиболее высокие содержания *Au* (0,02-0,5 г/т) отмечаются обычно в пиритизированных, и особенно, в кварцованных вулканитах, а самые низкие – в лимонитизированных их разностях (табл. 19). Причем, в сильно лимонитизированных вулканитах содержание *Au* находится ниже порога чувствительности спектрозолотометрического анализа ($5 \cdot 10^{-7}$ %). Этот факт свидетельствует о мобилизации *Au* в процессе окисления и выщелачивания пирита березитизированных вулканитов и дает основание допускать о накоплении золота в более глубоких зонах экстрезии. Следует отметить, что химический перенос *Au* в зоне гипергенеза в настоящее время доказан многими исследователями (Погребняк и др., 1979; Росляков, 1981; Бурмин, 1987 и др.), а ранее рассматривался в капитальном труде С.С. Смирнова (1953).

Аномальные содержания *Au* и ряда халкофильных элементов установлены нами среди туфов, туфобрекчий и перекрывающих их окварцованных игнимбритовых кварцевых фельзит-порфиров, обнажающихся в приводораздельной части южного склона г. Зарди (рис.6, профиль 1-1). Так, в четырех пробах туфов вулканитов установлены (в г/т): *Sb* (200÷1200), *As* (120÷1500), *Pb* (20÷700), *Zn* (50÷120), *Sn* (9÷300), *Bi* (15÷70), *W* (12÷20)⁴, *Hg* (5÷15), *Ag* (3), *Au* (0,5- 2). В туфобрекчиях, непосредственно перекрывающих туфы, отмечаются столь же высокие содержания (в г/т): *Sb* -400, *As* -300, *Cu* -700, *Pb* -200, *Ag* -3, *Bi* -20, *Sn* -120, а в двух пробах окварцованных игнимбригов кварцевых фельзит-порфиров, завершающих разрез вулканитов, установлены резкое повышенные содержания, (в г/т): *Sb* (200÷300), *As* (2000), *Pb* (300÷400), *Sn* (150÷500), *Cu* (150÷300), *Zn* (70÷90), *Ag* (3÷30), *Bi* (12÷30), *B* (200), *Au* (0·5).

Аномальные содержания (в г/т) *Sb* (15÷50), *As* (40÷150), *Hg* (5) *Pb* (300÷900), *Ag* (3÷30), *Zn* (2000), *Sn*, *Cd* (9÷12) отмечаются также в сваренных туфах игнимбригов кварцевых фельзит-порфиров, обнажающихся на водоразделе г. Зарди вблизи выхода верхнепермских молассоидных накоплений (рис.5, профиль II-II). Кроме того, на западном фланге Зардинской экструзии в зоне рассланцевания и брекчирования, проходящая по березитизированным игнимбригам кварцевых фельзит-порфиров, в восьми пунктирно-бороздовых геохимических пробах, отобранных на интервале 10-42,2 м геохимического профиля 4-4, установлены аномальные содержания (в г/т) *Sb* (5-70); *Ag* (1·2÷2), *As* - 400, *Pb* (120÷150), *Zn* (120÷10000), *Cd* (12÷150), *Sn* (20÷50), *B* (70÷150), *Mn* (120÷10000).

В 5 пробах, отобранных в продолжение предыдущих проб на интервале 42,2 – 67,2 м геохимического профиля, среди лимонитизированных игнимбригов кварцевых фельзит-порфиров отмечаются аномальные содержания (в г/т) *Sb* (50÷90), *As*(200÷1500), *Ag* (0,9÷1,2), *Pb* (40÷150), *Zn* (50), *Sn*(30÷40).

⁴ В скобках здесь и далее – вариации содержаний элементов

Данные показывают, что содержания *Mo, W, Nb, Cu, Ge* в верхнепермских молассовых накоплениях и прилегающих к ним вулканитах распределены в целом равномерно. Содержания же элементов группы железа – *Ni, Ti, V, Cr* – при переходе от верхнепермских молассовых отложений к раннепермским минерализованным вулканитам резко падают. Противоположная картина наблюдается в поведении *Sb, Pb, Ag, Bi, As, Zn, Cd, Sn, Bi*, содержания которых минимальные в верхнепермских молассовых отложениях, в раннепермских минерализованных вулканитах скачкообразно резко возрастают. Для *Sb, As, Pb, Zn, Cd, V, Ti, Ni, Cr, V, Mn* изложенные закономерности представлены на графике (рис. 23).

Полученные выше результаты заслуживают особенного внимания, поскольку способствует правильному пониманию вопроса о возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса. По нашему мнению, изложенные результаты проведенных геохимических исследований свидетельствует о раннепермском возрасте сурьмяного оруденения рудопроявления Зарди. В самом деле, в случае

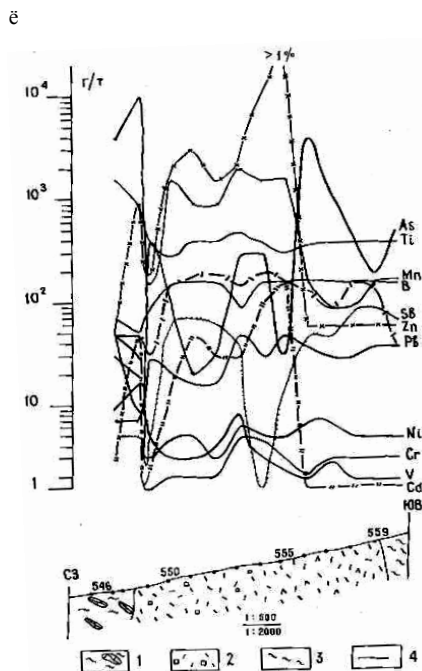


Рис.23. Распределение *Sb, As, Pb, Zn, Cd, Ni, Cr, V, Ti, Mn* в раннепермских оруденелых кислых вулканитах и верхнепермских молассах.

1 - молассы (P_2); 2 - вулканиты (P_1); 3 - кварц-сланцы (O_3); 4 - дизъюнктивы.

более молодого возраста сурьмяного оруденения следовало бы ожидать наличие в верхнепермских отложениях, непосредственно прилегающих к рудоносной зоне, аномальные содержания *Sb* и сопутствующих элементов – индикаторов сурьмяного оруденения. Иначе говоря, в экзоконтакте минерализованной зоны в верхнепермских молассовых отложениях следовало бы ожидать наличие ореолов первичного рассеяния *Sb*, *As* и других сопутствующих элементов, чего в действительности не отмечается.

О раннепермском возрасте некоторой части эпипермального ртутно-сурьмяного оруденения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса свидетельствуют также ряд других данных, которые более подробно рассмотрены ниже.

3.5. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса

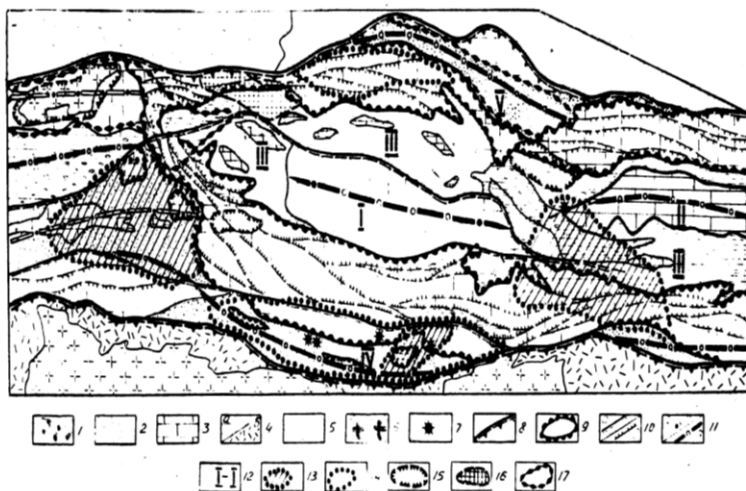
Закономерности размещения эндогенных месторождений в рудных полях, рудных районах, металлогенических зонах⁵ (рудных поясах) и рудных провинциях определяются многими факторами (магматогенными, геотектоническими, структурными, стратиграфическими, возрастными и другими), обычно используемыми в качестве предпосылок для поискового прогнозирования. Важная роль среди них принадлежит возрастным предпосылкам. Однако для ртутно-сурьмяных месторождений, относящихся к телетермальным, установление точного возраста представляется крайне сложным.

Оруденение ртутно-сурьмяной формации в Центральном Таджикистане (табл.22) тяготеет, главным образом, к Зеравшано-Гиссарской (Зеравшано-Алайской) металлогенической зоне (рис. 1 и

⁵ В геологической литературе Зеравшано-Гиссарскую металлогеническую зону, пространственно совпадающей с одноименной структурно-формационной зоной, иногда называют «рудным поясом» (Юсупов, 1976, 1978 и др.).

24), где известны многочисленные месторождения и рудопроявления ртути и сурьмы (соответственно 58 и 72) с преобладанием в рудах того или иного из них (табл.22). Небольшие и не многочисленные проявления сурьмы и ртути находятся и в пределах прилегающей с юга Южно-Гиссарской зоны. Оруденение обычно комплексное, где наряду с ртутью и сурьмой в рудах отмечаются золото, серебро, фтор, селен, теллур, талий и некоторые другие полезные компоненты.

В опубликованной геологической литературе по региону содержатся сведения о геологическом строении рудоносных площадей и закономерностях размещения в них ртутно-сурьмяного оруденения (Иванова, 1933а,б; 1934а,б; 1935а,б; Наследов, 1934; Брешенков, 1935; Брешенков, Ермаков, 1937; Иконников, Кравченко, 1937; Сидоренко, 1948; Виноградов, 1961; Баратов и др. 1959,1970; Федорчук, 1970; Чернышев и др., 1971; Сальникова, 1976; Юсупов, 1978; Мадалиев, 1979, 1992; Харькевич, Горшков, 1989; Вазиров, 1992; Горшков, 1996 и др.), о распространенности ртути в месторождениях и горных породах – возможных источников рудного вещества (Мамадвафоев, 1971; Мамадвафоев и др., 1973, 1981); о последовательности и особенности минерализации (Новикова, 1957, 1959, 1981; Юсупов, 1977⁶; Мамадвафоев, Юсупов, 1980, 1987), о генезисе рудовмещающей брекчии (Мудрогина, Насибулин, 1961; Юсупов, 1976), о термобарогеохимических условиях формирования месторождений и проявлений (Файзиев, 1971; Ишан-Шо, Морозов, 1973), о генезисе месторождений и рудопроявлений (Юсупов, 1961, 1968 и др.), о соотношении оруденения и позднепалеозойского магматизма (Юсупов, 1971; Новикова, Вазиров, 1975; Коношенков, Голицын, 1989), о возрасте оруденения (Синицын, 1957; Федорчук, Шишкин, 1969; Розинов, 1970; Юсупов, 1977; Канана, 1984; Юсупов, 1983,1985; Мамадвафоев, 1985), о геологических и минералогических поисковых признаках оруденения (Мисников, 1957;



**Рис.24. Структурно-металлогеническая схема
Зеравшано-Гиссарской зоны
(по К.А.Харькевичу и Е.Н.Горшкову, 1989).**

1 – комплекс континентальных и морских накоплений мезозой-кайнозоя; 2 – верхнепалеозойская (C_{2-3}) флишоидная формация; 3 – комплекс существенно известняково-доломитовых фаций (S_2-C); 4 – палеозойские формации смежных структурно-формационных зон: а – глинисто-сланцевая (аспидная) (S_{1-2}); б – существенно вулканогенная (липаритовая) (C_{1-2}); 5 – комплекс существенно сланцевых формаций ($O-S$); 6 – гранитоиды (C_{2-3}); 7 – трубки в зрыве и дайки щелочных базальтоидов (P_2-T); 8 – межзональные краевые разломы; 9 – контуры Фанского шарьяжа; 10 – внутризональные доинверсионные (а) и инверсионные (б) разломы; 11 – оси антиклиналей (а) и синклиналей (б); 12 – тектонические блоки: I – Чимтаргинский; IV – Каракульский (Магиан-Каракульская межантиклинорная зона); II – Маргибский; V – Чире-Рудакинский; - Линейный приосевой блок-диапир Зеравшано-Гиссарского антиклинория; 13–17 – площади рудных узлов с преобладающим развитием месторождений и рудопроявлений: 13 – сурьмы; 14 – ртути; 15 – вольфрама; 16 – олова; 17 – золота.

Систематика рудных и жильно-минеральных ассоциаций ртутно-сурьмяной

<i>Минеральная ассоциация (тип): продуктивная жильная</i>	<i>Рудная зона, типовые месторождения (аналогичные)</i>
1. Киноварь-антимонитовая (карбонат-аргиллит-джаспиродная)	ПЯ: Джижикрут (Новиматек)
2. Флюорит-антимонитовая (аргиллит-джаспиродная)	МА: Валангидароз, Туркпарид; ПЯ: Рудаки
3. Киноварная (кварц-барит-аргиллитовая)	МА: Кавнок (Тавасанг); ПЯ: Сухта, Морхона.
4. Антимонитовая (жильно-кварцевая).	ПЯ: Учкадо, Пиндар, Тагрич.
5. Антимонитовая (карбонат-кварцевая.)	ТЗ: Оличек, Урмитан
6. Киноварная (аргиллит-кальцитовая).	КК: Каракуль (Дуба), Чапдара, Имаган.
7. Киноварная (кварц-аргиллитовая).	ТЗ: Рузиобнок (Шишкат).
8. Сфалерит-сульфоантимонитовая (кварц-джаспиродная)	Гурдара, Каракамар.
9. Киноварь-блеклорудная (кварц-карбонатная)	МА: Зархок (Нижгон, Соя); ПЯ: Рудиреват, Пшодив.
10. Полисульфидно-антимонит-киноварная (кварц-полиаргиллитовая).	КК: Кончоч; МА: Чоррога, Дараихурд; ПЯ: Тарор (Кштудак, Чашманият).
11. Касситерит-полисульфидно-антимонитовая (кварц-турмалиновая).	ПЯ: Кумарх (Тагобиккуль)

Примечание. Рудные зоны (р.з.): КК – Карасу – Каракульская, МА – Магиан – Арчамайданская, ПЯ – Пасруд – Ягнобская, ТЗ – Туркестано – Зеравшанская, Разломы (р.): ГГ – Главный Гиссарский, ХД – Хазрат – Дукдонский, Р – Рашнапоенский,

Таблица 22

формации Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (по Т.И.Новиковой, 1981)

<i>Геолого-тектоническая и структурная позиция</i>	<i>Субформация</i>
ГК р. (ПЯ р.з.); межформационные согласно-секущие брекчии и зоны рассланцевания доломитов в многоярусном разрезе PZ ₃ южной периферии Я т.з.	Ртутно-сурьмяная.
ХД (МА р.з.) и З (ПЯ р.з.) р.; межформационные брекчии в зоне несогласия двухъярусного карбонатно-терригенного разреза PZ ₃ южной половины ЦГ и северной окраины Я т.з.	Сурьмяная с обособленной ртутной. то же
ГК р. (ПЯ р.з.); трещины в зеленосланцевой толще PZ ₁₋₂ Я т.з.	Сурьмяная.
СЗ р. (ТЗ р.з.); трещины в терригенной толще PZ ₁₋₂ южной периферии ЗТ т.з.	то же
ТГ р. (КК р.з.); милонитизированные породы флишовой тощи PZ ₂₋₃ , повзбросо-надвигом известнякам PZ ₂ , и зоны дробления в известняках	Ртутная.
СЗ р. (ТЗ р.з.); трещиноватые и милонитизированные породы терригенной толщи PZ ₁₋₂ южной периферии ЗТ т.з.	то же
ХД и Р.р (МА р.з.); линейные зоны дробления и причленяющиеся к ним межформационные брекчии.	Полиметалльно-ртутно-сурьмяная
ХД, Р (МА р.з.), ГК (ПЯ р.з.) р., линейные зоны дробления в карбонатных породах.	то же
ТГ (КК р.з.), ХД (МА р.з.) и ГК (ПЯ р.з.) р.; эндо- и экзоконтакты гранитоидных интрузий со скарново-редкометалльным и сульфидным оруденением.	Мышьяково-полиметалльно-сурьмяно-ртутная.
ГК р. (ПЯ р.з.); эндо- и экзоконтакты гранитоидных интрузий с касситерит-турмалиновым сульфидным оруденением	Олов о-полиметалльно-сурьмяная

ГК – Гиссаро – Каратегинский, З – Зеравшанский, СЗ – Северо-Зеравшанский; тектонические зоны (т.з.): ЦГ – Центрально-Гиссарская, Я – Ягнобская, ЗТ – Зеравшано-Туркестанская.

Шуликовская, 1989 и др.), об околорудных изменениях вмещающих пород (Новикова, 1956; Вазиров, 1975, 1989 и др.), об эндогенной рудной зональности месторождений (Вазиров, 1968; Файзиев, 1980 и др.), о роли метасоматоза в ртутно-сурьмяном рудообразовании (Волгин, 1971), об изотопной геохимии серы сульфидов и сульфатов ртутно-сурьмяных месторождений региона (Виноградов, 1972), об оценке уровня денудационного среза рудных тел на площадях месторождений и рудных полей (Винниченко, 1972; Вазиров, Таджикибеков, 1983, 1986), о глубине образования ртутно-сурьмяных месторождений (Литвиненко, Сальникова, 1968; Юсупов, 1977; Канана, 1984) и др.

Несмотря на хорошую геологическую изученность рудоносных площадей и региона в целом, вопрос о возрасте ртутно-сурьмяного оруденения до сих пор остается дискуссионным. На ранних этапах планомерных работ по геологии Южного Тянь-Шаня первые исследователи Южно-Ферганского рудного пояса (Д.И.Щербаков, 1926г.; А.А.Сауков, А.В.Москвин, 1926-1928 гг; В.И. Смирнов, 1947 г. и др.) относили месторождения данного типа к альпийским образованиям. Эти представления разделяются некоторыми геологами (Луйк, 1970; Розинов, 1970; Мушкин, 1973; Могаровский, 1964, 1974, 1976; Хасанов, 1975, 1983 и др.) и в настоящее время. Большинство же авторов (Б.Н.Наследов; А.И.Сулоев; П.Д.Виноградов; В.Э.Поярков, 1936 г.; Новикова, 1959; Синицын, 1959; Федорчук, Шишкин, 1969; Баратов и др., 1973; Юсупов, 1975; Мамадвафоев, 1985 и др.) считает оруденение позднегерцинским.

Сторонники концепции о молодом – мезозойском или кайнозойском - возрасте ртутно-сурьмяного оруденения в качестве главных аргументов приводят следующие.

1. Ртуть и ее соединения обладают высокой упругостью паров (летучестью), что создает невозможность образования при высоких температурах ртутных месторождений. Они формируются вблизи земной поверхности (в эпitherмальной зоне), и поэтому сохранение от эрозии древних, например, позднепалеозойских, месторождений за время их длительной геологической истории менее вероятно, чем мезозойских или кайнозойских.

2. Поскольку ртутные месторождения мира вообще и СНГ в частности имеют преимущественно мезозойский или кайнозойский возраст, такими же молодыми следует считать и Тянь-шанские.

3. Ртутно-сурьмяные месторождения Тянь-Шаня образуют единый, дискордантный по отношению к структурам региона, пояс, имеющий форму дуги, обращенной выпуклостью к северу и простирающейся согласно с дугообразными структурами Памира. Учитывая, что последние некоторыми исследователями считаются альпийскими, оруденение пояса следует рассматривать как альпийское.

4. Близкие по генетическому типу месторождения (ртутно-полиметаллические), расположенные на крайнем юго-западном окончании пояса (р. Кугитанг), приурочены к мезозойским (верхнеюрским) отложениям. К мезозойско-кайнозойским покровным формациям Афгано-Таджикской депрессии тяготеет эпигенетическая (наложенная) минерализация целестин-баритового, целестин-кварц-кальцитового, сульфидно-целестинового, медного и полиметаллического состава, а ртутно-сурьмяная минерализация известна в Зеравшано-Гиссарской зоне в нижнеюрских угленосных отложениях.

5. Наиболее молодые магматические образования Центрального Таджикистана – щелочные базальтоиды – содержат вкрапленную ртутную минерализацию. Поскольку абсолютный возраст этих пород (172 ± 5 – 215 ± 10 млн. лет; Баратов и др., 1970) соответствует мезозою, мезозойским следует считать и время формирования оруденения.

Попытаемся проанализировать факты, свидетельствующие о позднепалеозойском возрасте оруденения.

1. Выполненные исследования позволили установить, что сурьмяное, ртутно-сурьмяное и ртутное оруденение Центрального Таджикистана контролируется позднегерцинскими разломами субширотного простираения. Оно приурочено к «межантисклинальным» зонам и вулcano-тектоническим депрессиям, отличающимся устойчивой тенденцией к опусканию в течение всего среднего и позднего палеозоя. Образование вулcano-тектонических депрессий происходило в ранней перми в постинверсионно – орогенических условиях и

сопровождалось возникновением интрузивно- вулканогенной дацит-липаритовой формации. С этим тектоно-магматическим этапом развития, как будет показано ниже, связано формирование главной массы ртутно-сурьмяного оруденения региона.

В поздней перми денудация привела к образованию поверхностей выравнивания (пенеплена), срезающих окварцованные зоны с ртутно- сурьмяным оруденением, и к накоплению в прогибах («остаточных мульдах») продуктов размыва. К началу раннего триаса процессы сноса и осадконакопления затухали, а в среднем триасе полностью прекратились.

Следующий послерудный этап геологической истории региона, охватывающий триасово-палеогеновое (T_3 - P_2) время, характеризуется субплатформенными условиями. Судя по однотипности соответствующих ему отложений, которые сохранились в виде островков в разных частях региона, преимущественно в тектонических клиньях и депрессиях⁶, можно полагать, что платформенный режим осадконакопления существовал на всей территории Центрального Таджикистана.

Таким образом, на протяжении достаточно длительного геологического времени, начиная с позднего триаса и до олигоцена включительно, область развития ртутно-сурьмяного оруденения, оказавшись в зоне преобладающего осадконакопления, не размывалась в сколько – нибудь заметных масштабах. Это способствовало консервации позднепалеозойского пенеплена, а следовательно, и ртутно-сурьмяного оруденения.

Сравнительно слабые послерудные поднятия, происходившие в позднегерцинское (P_2) и раннемезозойское (T_1 - T_2) время, не привели к формированию сильно расчлененного рельефа, о чем свидетельствует наличие в регионе позднепалеозойских молассовых отложений. Интенсивные процессы размыва, обусловленные проявлением эпиплатформенного орогенеза, начались с олигоцена (P_3) и продолжаются до настоящего времени. Вследствие указанных дви-

⁶ Общая мощность триасово-палеогеновых отложений здесь составляет 3000 м.

жений, носивших складчато-глыбовый характер и достигавших амплитуды 5000-6000 м, на поднятых блоках были эродированы не только мезозойско - кайнозойские покровные отложений, но и древняя денудационная поверхность, выработанная на палеозойских образованиях и срезающая, как уже отмечалось, окварцованные зоны с ртутно-сурьмяным оруденением. Такая поверхность выравнивания сохранилась лишь в цоколе впадин (Пенджикент-Зеравшанской, Каракуль-Зиддинской, Фараб-Фан-Ягнобской и др.), состоящем из относительно опущенных блоков.

Анализ глубин формирования ртутно-сурьмяных месторождений региона показывает (Сальникова, 1976 и др.), что последние располагаются преимущественно в интервале от 0 до 1000 м, редко более, по отношению к предмезозойской поверхности, синхронной рудообразованию, причем вертикальный размах рудных тел жильного типа достигает всего лишь 1000-1500 м. Легко представить себе, что при подобных глубинах размыва (3000-3500 м) близповерхностные месторождения мезозойского или кайнозойского возраста уничтожились бы эрозией полностью. Итак, анализ геологического развития территории Центрального Таджикистана не подтверждает концепцию о маловероятном сохранении от эрозии месторождений более древнего возраста, чем мезозойские или кайнозойские.

2. Уже стал общепризнанным факт, что фанерозойские структуры Южного Тянь-Шаня, включая рудоконтролирующие межзональные и внутризональные разломы, имеют форму дуги, обращенной выпуклостью к югу (рис. 25). Такая ориентировка рудоносных структур региона не только не согласуется с расположением дугообразных структур Памира, но и представляет их полную противоположность. Более того, основные черты альпийского структурного плана Памира, как показал Н.М. Синьцин (1959), отчетливо наметились еще в позднем протерозое. Поэтому вряд ли следует синхронизировать возникновение оруденения исследуемого региона с развитием альпийских структур Памира.

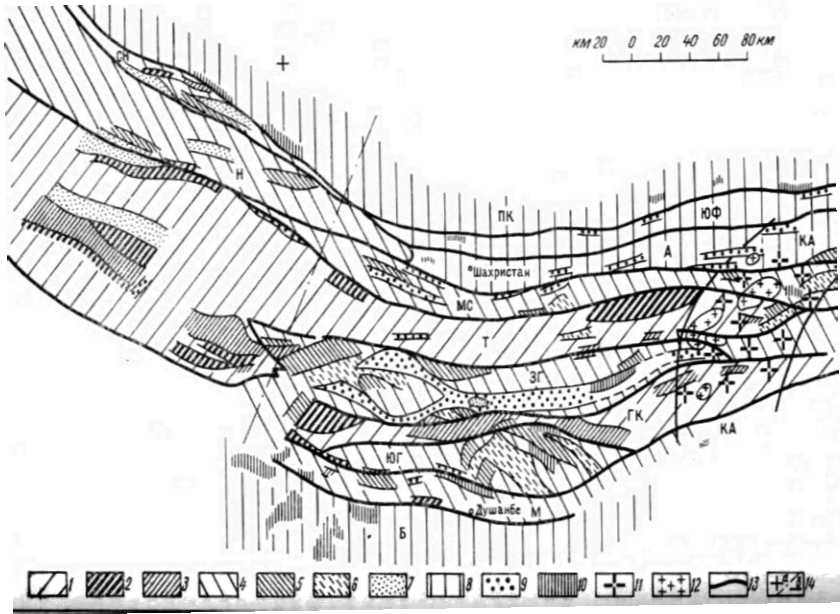


Рис.25. Металлогеническая зональность Центральной части Южного Тянь-Шаня (по К.Л. Волочкович и др., 1973).

1 – литофильные металлогенические зоны (1-3): Т – Туркестанская; ГК – Гиссаро-Каратегинская; 2 – район с оловянной и акцессорной танталовой и прочей редкометальной минерализацией в пегматитах и гидротермалитах; 3 – оловянно-вольфрамовая и вольфрамовая минерализация; 4 – литофильно-халькофильные металлогенические зоны (4-7): ЮГ – Южно-Гиссарская, Н – Нуратинская, СН – Северо-Нуратинская, ЗГ – Зеравшано-Гиссарская, МС – Мальгузар-Сурметашская, М – Мечетлинская; 5 – молибден-вольфрамовая и молибденовая минерализация; 6 – мышьяковая и флюоритовая минерализация; 7 – золоторудная минерализация; 8 – халькофильные металлогенические зоны (8-10): ПК – Писталитау-Карачатырская, А – Алайская, ЮФ – Южно-Ферганская, Б – Байсунская; 9 – ртутно-сурьмяная минерализация; 10 – свинцово-цинковая и колчеданно-полиметаллическая минерализация; 11 – щелочная металлогеническая зона (КА – Каратегин-Алайская); 12 – редкоземельная, циркониевая и ниобиевая минерализация в альбититах и карбонатитах; 13 – границы металлогенических зон, совпадающие с тектоническими; 14 – поперечные транс Тяньшаньские блоки и разграничивающий их линеамент.

3. Многие особенности минерализации, приуроченной к мезозойско-кайнозойским покровным формациям Южного Тянь-Шаня, аналогичны таковым низкотемпературных постмагматических образований. Это некоторые исследователи считают косвенным доказательством проявления мезозойской или кайнозойской постмагматической деятельности в Тянь-Шане. Между тем общеизвестны следующие факты.

В районах развития указанной минерализации синхронные оруденению магматические проявления мезозойско-кайнозойского возраста отсутствуют. По имеющимся геологическим и геофизическим данным, альпийский орогенез в Южном Тянь-Шане был обусловлен разуплотнением «базальтовой» оболочки Земли и не сопровождался процессами магматизма. Следовательно, нет оснований связывать эпигенетическое (наложенное) минералообразование в покровных мезозойско-кайнозойских отложениях Тянь-Шаня с предполагаемой посмагматической деятельностью.

Термальное состояние металлоносные растворы могут, очевидно, приобретать и вне зависимости от проявления магматизма. Так, известны современные термальные рудообразующие рассолы (Голева и др., 1981 и др.), приуроченные, в частности, к покрову древних платформ (Русской, Сибирской и др.) где признаки мезозойско-кайнозойского магматизма отсутствуют. Аналогичные явления отмечаются и на прилегающей к Афгано-Таджикской депрессии территории Тянь-Шаня. В Гаурдаке (Туркменистан), например, из горячих рассолов нижнемеловых отложений в скважинах выделяется осадок, содержащий Pb, As и другие металлы (Голева и др., 1981). Наблюдается сходство в распределении изотопов серы на серном месторождении Гаурдак и на ртутно-полиметаллических рудопроявлениях хр. Кугитанг, что согласно А.А. Саукову и соавт. (1972), объясняется участием в процессах минералообразования сероводородных нефтяных вод, которые разгружаются в настоящее время западнее Кугитангской брахиантиклинали в ядре Гаурдакской купольной структуры. Таким образом, термальная природа минерали-

зации не всегда может служить бесспорным критерием магматогенного происхождения металлоносных растворов.

На ряде объектов (полиметаллических, медных, ртутно-сурьмяных и др.) отмечается существенная роль органического вещества (углистого, растительных остатков и т. п.) в рудонакоплении.

Стронциевая минерализация на юге СНГ имеет четкий возрастной (палеоцен, средний сармат) и литологический (сульфатно-карбонатная формация) контроль, «образует единую провинцию, протягивающуюся от структур Памира на востоке до Ставропольского поднятия на западе» (Баранов и др., 1979, с.91).

В палеогеновых отложениях Афгано-Таджикской депрессии отмечается неуклонный рост содержаний дисперсного (седиментного) целестина от глинистых образований к сульфатным и далее к карбонатным, доломитовым (Мамонтов.1969).

Стронциевая и свинцово-цинковая минерализация приурочена, как правило, к гипсоносным (Sr) и карбонатным, чаще доломитовым (Sr, Pb, Zn), отложениям, т.е. к фациям осолоняющейся среды аридного литогенеза. Медная же минерализация, располагаясь стратиграфически ниже (K_1) свинцово-цинковой (K_2, P), тяготеет к песчаникам красноцветной континентальной формации и развита в виде вкрапленности, а также жельваков и линз, что указывает на ее седиментационно-диагенетическое происхождение. Но в определенных условиях дисперсный целестин осадков наряду с другими компонентами (Pb, Zn и др.) мог служить источником и для образования осадочно-эпигенетических рудных залежей. Об этом, в частности, свидетельствует исключительная обогащенность галенита, барита и особенно киновари ртутно-полиметаллических рудопроявлений и месторождений хр. Кугитанг тяжелым изотопом серы, что согласно А.А. Саукову и др. (1972) связано с превалирующей ролью в рудообразовании вод морского генезиса. Не исключается, однако, и некоторое участие в этом процессе вод вадозного происхождения (Могаровский, 1964; Сауков и др., 1972).

Убедительным доказательством осадочно-эпигенетического образования рассматриваемой минерализации служит также нали-

чие диапиров позднеюрской каменной соли, прорывающих всю надюрскую толщу меловых и кайнозойских (до миоцена) отложений Кулябской мегасинклинали (Ходжа-Мумин, Ходжа-Сартис и др.). Но на эту модель генезиса эпигенетической минерализации сторонники концепции постмагматического рудонакопления не обращают внимания.

На основании изложенного можно заключить, что минерализация, приуроченная к мезозойско-кайнозойским покровным формациям Афгано-Таджикской депрессии и ее горного обрамления, сформировалась в результате последовательного проявления процессов диагенеза и эпигенеза за счет накопления первичных концентраций элементов при седиментации. Возникновение же позднеальпийских флюоритовых жил вадозно-гидротермального генезиса (Могаровский, 1964) обусловлено мобилизацией позднегерцинского оруденения. Приведем ряд других фактов, свидетельствующих о позднепалеозойском возрасте ртутно-сурьмяного оруденения.

Известно, что в Центральном Таджикистане оно находится в аналогичных с Южно-Ферганским поясом геологических условиях. В последнем Н.М.Синицын (1959) отмечал факт срезания рудоносных кварцево-джаспероидных брекчий позднепермско-раннетриасовой денудационной поверхностью, что прямо указывает на раннепермский возраст оруденения. В тех же случаях, когда эта поверхность (пенешлен) уничтожена эрозией, наблюдается трансгрессивное перекрытие рудоносных зон нижнемезозойскими отложениями. Так, В.П.Федорчуком (1969) в районе Сохского перевала установлен факт непосредственного перекрытия породами мезозоя (юр-мела) крутопадающих ртутьсодержащих карбонатных жил, пересекающих толщу конгломератов позднего палеозоя. Т.И.Новиковой (1959) на Джижикрутском рудном поле (Зеравшано-Гиссар) отмечалось перекрытие нижнеюрскими отложениями широтного регионального разлома (Гиссаро-Каратегинского), служащего рудоконтролирующей структурой для месторождений и ру-

допроявлений Пасруд-Ягнобской зоны. Т.И.Новиковой (1959) также установлено, что на участке Нови-Матек палеозойские отложения с заключенной в них эпитермальной рудной минерализацией по зоне альпийского надвига надвинуты на мезозойские отложения.

Аналогичные соотношения оруденения и мезозойских структур отмечаются также в районе перевала Товасанг и в бассейне р. Тагобикуль (Хасанов, Мамадвафоев и др., 1978). В последнем случае, по наблюдениям В.Н. Ефименко (1970-1975 гг), раннеюрские песчаники и гравеллиты трансгрессивно залегают на рудопроявлениях, содержащих оловянное, золотое, висмутовое и сурьмяное оруденение, причем в юрских отложениях никаких признаков гидротермальной переработки не отмечается.

Важно отметить, что мезозойские отложения на крыльях разломов нигде не обнаруживают следов деформации. И это в условиях, когда амплитуда движений по заведомо альпийским разломам достигает 2000-2500 м. В то же время известны многочисленные факты надвигания по зонам альпийских разломов палеозойских отложений на мезозойско-кайнозойские (Фараб-Фан-Ягнобская, Пенджикентская, Каракуль-Зиддинская и другие впадины). Надвинутые палеозойские толщи местами заключают ртутно-сурьмяную минерализацию (район рудопроявления Новиматек и др.). Если учесть, что в Центральном Таджикистане, как и в Тянь-Шане вообще, все известные значительные ртутно-сурьмяные проявления приурочены к палеозойским породам, то приведенные данные также можно рассматривать как свидетельство домезозойского возраста оруденения.

В свете вышеизложенного становится понятным, отсутствие гидротермальной переработки юрских и более молодых отложений, нередко к тому же трансгрессивно перекрывающих минерализованные рудоносные зоны. Это обстоятельство для Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса подчеркивалось еще Д.И.Щербаковым в 1936 году, который писал, что «...юрские толщи... не несут никаких следов контактового метаморфизма и рудных процессов» (Щерба-

ков, 1969, с.92). При этом Д.И. Щербаков, учитывая непосредственное залегание тамдыкольских жил антимонита и ашатских прожилков киновари в кислых вулканитах (в фельзит-порфирах), а также «... широкое распространение в ряде месторождений антимонита и плавикового шпата», высказал мнение о ... вероятном родстве всех этих месторождений (Алайского хребта.- *авт.*) с кислыми магмами (Щербаков, 1969, с.105). В качестве продуктов таких магм, в силу господствовавших в то время батолитовой концепции В. Эммонса и представления о безрудности вулканитов, Д.И.Щербаковым предполагались «активные монциты и гранодиориты (Щербаков, 1969, с.97), относительно времени внедрения которых он пришел «...к выводу о вероятном раннепермском возрасте» (Щербаков, 1969, с. 91-92).

О времени же формирования эпитермальных ртутно-сурьмяных и других месторождений региона Д.И. Щербаков, опираясь на данные В.Э.Пояркова, писал, что для последних «...на основании анализа взаимоотношений тектонических явлений и других процессов также устанавливается вероятный нижнепермский возраст» (Щербаков, 1969, с. 97).

Связь ртутно-сурьмяной формации Центрального Таджикистана с кислой магмой находит свое подтверждение и в результатах последних десятилетий по геохимическому исследованию флюоритов из плавиковошпатово-ртутно-сурьмяных месторождений и рудопроявлений Центрального Таджикистана. Так, А.Р. Файзиевым (1976, 2002) во флюоритах из ртутно-сурьмяных месторождений Зеравшано-Гиссарской зоны установлены пониженные содержания таких индикаторных элементов, как *Th*, *U*, *TR*, *Sr*, *Ba*. Флюориты же из проявлений, связанных со щелочными породами, по данным этого же исследователя, отличаются повышенными содержаниями указанных элементов. Этот факт с учетом нередко наблюдаемой пространственной приуроченности оруденения к раннепермским кис-

лым вулканитам и отсутствия в Центральном Таджикистане кислых пород более молодого возраста, чем раннепермского, также может свидетельствовать о парагенетической связи оруденения с раннепермским кислым магматизмом.

На пермский возраст оруденения указывают также закономерности распределения кларковых количеств ртути - постоянного спутника сурьмы в месторождениях - в палеозойских стратифицированных и интрузивных формациях Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны (Мамадвафоев и др., 1981), а также данные абсолютного возраста (Федорчук, Шишкин, 19690) и палеомагнитных исследований (Юсупов, Шахматов, 1977).

Убедительный пример оруденения позднепалеозойского, точнее раннепермского, возраста – сурьмяное рудопроявление Зарди в Зеравшано-Гиссарском рудном поясе. Здесь нами наблюдалось непосредственное трансгрессивное перекрывание верхнепермскими молассовыми отложениями экструзивных кварцевых фельзит-порфиров, заключающих крутопадающие кварц-антимонитовые жилы (см.рис.6,7). Это, как подробнее будет изложено ниже, прямо указывает на раннепермский возраст оруденения.

Сведения о геологическом строении рудопроявления Зарди, необходимые для правильного понимания его генезиса и оценки возраста, были приведены выше. Следует подчеркнуть, что рудовмещающие кислые вулканиты повсеместно интенсивно и объемно березитизированы и вдоль густой сети трещиноватости, вплоть до тончайшей, окварцованы. Анализ среднего химического состава березитов (табл. 23) показал высокое содержание в них SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , S , составляющих 98,09% от суммы всех петрогенных компонентов.

Таблица 23

Средний химический состав березитов и вторичных кварцитов, вмещающих рудопроявление Зарди, %

Оксиды	1 (9)*	2 (17)	3 (3)	4 (3)	5 (10)
SiO_2	76,03	79,69	85,80	79,70	80,00
TiO_2	0,07	0,04	0,13	-	0,39
Al_2O_3	12,20	12,38	7,90	12,10	10,42
Fe_2O_3	1,50	0,53	0,20	0,53	1,18
FeO	0,77	0,57	0,59	0,60	1,50
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
MgO	0,21	0,19	0,34	0,15	0,62
CaO	0,25	0,37	0,51	0,37	0,93
Na_2O	0,14	0,09	0,03	0,07	0,11
K_2O	3,50	3,51	2,03	3,42	0,77
P_2O_5	0,07	0,03	0,03	0,04	0,27
S	2,86	0,36	0,17	0,16	0,01
CO_2	0,09	0,08	0,09	0,10	0,16
H_2O	0,11	0,09	0,09	0,19	0,34
ппп	2,70	2,07	2,70	2,26	3,83
Сумма	100,51	100,01	100,62	99,70	100,56

Примечание. 1 – апокварцфельзит-порфиновые березиты; 2-4 – вторичные кварциты, развитые по: 2 – ингмбригам кварцевых фельзит-порфиров, 3 – туфам кварцевых фельзит-порфиров, 4 – туфобрекчиям кварцевых фельзит-порфиров, 5 – аполипариновые вторичные кварциты бассейна р. Арджанак (Баратов и др., 1973).

Окварцованные метасоматиты, наложенные на березиты, имеют алюминиево- кремниевый состав (содержание $SiO_2 + Al_2O_3$ в них достигает 91,8-93,4% и соответствует кварц-серицитовой фации вторичных кварцитов. Рассматриваемые метасоматиты образовались, по-видимому, в результате воздействия на вулканиты

Таблица 24

Средние содержания ряда элементов в метасоматитах, вмещающих рудопоявление Зарди, г/т*

Элемент	1 (22)	2 (6)	3 (15)	Кларки литосферы	Чувствительность анализа
<i>Sb</i>	160	190	150	0,5	5
<i>Hg</i>	5,4	2,9	2,8	0,083	5
<i>As</i>	400	280	200	1,7	20
<i>Bi</i>	6,7	7,2	6,2	0,009	10
<i>Cu</i>	80	60	34	47	1
<i>Zn</i>	63	68	44	83	50
<i>Pb</i>	48	34	80	16	1
<i>Sn</i>	58	52	50	2,5	3
<i>W</i>	9,0	8,4	11	2,2	5
<i>B</i>	147	146	146	12	5

Примечание. 1 – окварцованные игнимбритовые кварцевые фельзит-порфиры; 2 – березитизированные игнимбриты кварцевых фельзит-порфиров; 3 – то же, туфобрекчии кварцевых фельзит-порфиров. Кларки литосферы по А.П.Виноградову (1962). Аналитик Л.П.Скосырская.

перегретых восходящих гидротерм, богатых HS^- и H_2S , в меньшей мере CO_2 , в условиях прогрессирующего окисления сероводорода по мере уменьшения глубинности. Для них типичны аномальные концентрации *Sb*, *Hg*, *As*, *Bi*, *Sn*, *B*. Средние содержания перечисленных элементов в метасоматитах превышают кларк (по А.П.Виноградову, 1962 г.) в десятки и сотни раз, характеризуя эти породы как потенциально рудоносные (табл.24).

Как было отмечено выше, экструзия пронизана густой сетью кварцевых прожилков и жил, несущих сульфидную минерализацию. Размеры жил варьируют от микроскопических до значительных, простирание их субширотное, а падение близко к вертикальному. В

минеральном составе жил преобладают кварц и антимонит, в качестве примеси (3-5%) присутствуют пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, а также гематит. В антимоните спектральным (полуколичественным) анализом, помимо *Mn, Ni, Ti, V, Zr, Sn, Bi*, отмечаемых в малых количествах, установлена повышенная концентрация (г/т) *As* (4000), *Pb* (500), *Zn, Cu* (200), что находится в соответствии с минеральным парагенезисом жил и отражает, очевидно, специфику химизма среды рудообразования.

Особый интерес в этом отношении представляет пирит из дорудных березитов. В нем обнаружены высокие содержания (г/т) *Zn* (50), *Pb* (200), *Cu, Sb* (300), *As* (3000), т.е. типоморфных элементов кварц-антимонитовых жил. Процесс рудоотложения следует рассматривать, очевидно, как результат выпадения из растворов оснований, выщелоченных в кислотную стадию метасоматизма, по мере ослабления волны кислотности, обусловленного уменьшением температуры и давления при подъеме растворов.

Связь между оруденением, метасоматитами и вулканитами доказывается: средне-низкотемпературным характером кварц-антимонитовых жил, березитов и вторичных кварцитов; соответствием набора типоморфных элементов-примесей в пирите из березитов минеральному составу кварц-антимонитовых жил; соответствием фаций глубинности оруденения (эпигермальной) и аповулканических метасоматитов (экструзивной); локализацией рудоносных жил и метасоматитов в контуре вулканитов; возрастной близостью формирования рудных жил, околожилных метасоматитов и вулканитов, устанавливаемой по непосредственному перекрыванию минерализованных зон и измененных вулканитов маломощными (2-3 м) верхнепермскими молассовыми отложениями с гальками березитов и вторичных кварцитов из подстилающей экструзии. Интересующие нас отложения содержат также гальки темно-серых доломитов, светло-серых мраморизованных известняков и черных графитизированных слюдястых сланцев палеозоя. Аналогичные породы, датированные поздней пермью (Кухтиков, 1968), развиты на перевале Хоки в той же структурно-формационной зоне. Позднепермский

возраст отложений принимается нами по их аналогии с образованиями, развитыми на перевале Хоки, и с молассами ханакинской свиты Южно-Гиссарской структурно-формационной зоны, содержащей продукты размыва раннепермских кислых вулканитов, а также с учетом геологического положения в структурах региона.

В Центральном Таджикистане, как уже отмечалось, вследствие новейших тектонических движений эрозией на большей части территории уничтожены молодые мезозойско-кайнозойские покровные формации и значительная часть палеозойских образований. Для мезозойско-кайнозойских формаций, фрагментарно сохранившихся в тектонических грабенах и клиньях, отложения данного типа не характерны. Если учесть также, что начиная с раннетриасовой и до лейасовой аккумуляции на большей части Южного Тянь-Шаня, формировалась аллитовая кора выветривания, то наиболее вероятным возрастом интересующих нас отложений следует считать позднюю пермь. Сделанный вывод дает основание говорить о принадлежности подстилающих молассы вулканитов, сопровождающих их метасоматитов и кварц-антимонитового оруденения к ранней перми.

В свете изложенного находит объяснение давно известный факт о том, что в Гиссаро-Алае наиболее молодыми образованиями, вмещающими сурьмяное, ртутное и ртутно-сурьмяное оруденение, являются раннепермские полифациальные интрузивно-вулканогенные гранодиорит -, гранит-порфиоровые и трахиандезит-дацит-липаритовые комагматиты, объединенные в лючобский комплекс (Баратов и др., 1973; Мамадвафоев, 1987). С ними ассоциируют кварцево-киноварные рудопроявления Арджанак, Зачау-I, Зачау-II и Суффа, сурьмяно-ртутные Ширкентское и другие в Южно-Гиссарской металлогенической зоне, ртутные (кальцит-киноварные) Чульбой и Дуоба, ртутно-сурьмяное (с флюоритом) месторождение Кончоч в Зеравшано – Гиссарском рудном поясе.

Все это дает основание для выделения в Центральном Таджикистане раннепермской эпохи вулканогенного ртутно-сурьмяного рудообразования. Некоторые аспекты данной проблемы рассматри-

вались нами ранее (Мамадвафоев, Юсупов, 1980; Мамадвафоев и др., 1981; Мамадвафоев, 1985, 1987). Вместе с тем, как уже отмечалось, имеет место наложение вкрапленной ртутной минерализации на дайки и трубки взрыва щелочных базальтоидов (Новикова и др., 1975), датируемые калий - аргоновой геохронометрией триас - юрским временем (Баратов, Кухтиков, Мушкин и др., 1970). Однако абсолютный возраст жильного серицита из Джижикрутского месторождения, ассоциирующего с киноварью и антимонитом, указывает на позднепермский возраст оруденения - 251,6, 257,5 и 268,7 млн. лет (Федорчук, Шишкин, 1969). Следовательно, позднепермский возраст имеют и дорудные щелочные базальтоиды. Поэтому следует признать, что некоторая часть ртутно - сурьмяных проявлений Центрального Таджикистана датируется, вероятно, поздней пермью.

В пределах Алайского хребта – Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса - В.И. Белоусовым (1983) и А.В. Жданом (1985) найдены обломки рудоносных джаспероидов, аллохтонных глыб с бескорневым ртутным оруденением в олистостромах, глыбовых толщах, «диком» флише на разных стратиграфических уровнях силурийско – карбонового терригенно – карбонатного комплекса. Абрадированные, округлые и плитообразные обломки рудоносных джаспероидов с агрегатами призматического антимонита и сурьмяными охрами в олистостромовой толще средне-верхнего карбона на участке Северный Карабий Кадамжайского рудного узла найдены В.И. Бергером и А.В. Жданом при повторных обследованиях (Бергер, 1978).

Напомним, что в Южном Тянь-Шане месторождения и проявления киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации связаны с поверхностями межформационных перерывов и несогласий (рис. 26-34), разделяющих геохимически специализированные на сурьму и ртуть (Сургай, 1970) формации кембрия, но, главным образом, силуро-девонские карбонатные, кремнисто-карбонатные и перекрывающие их флишевые формации.

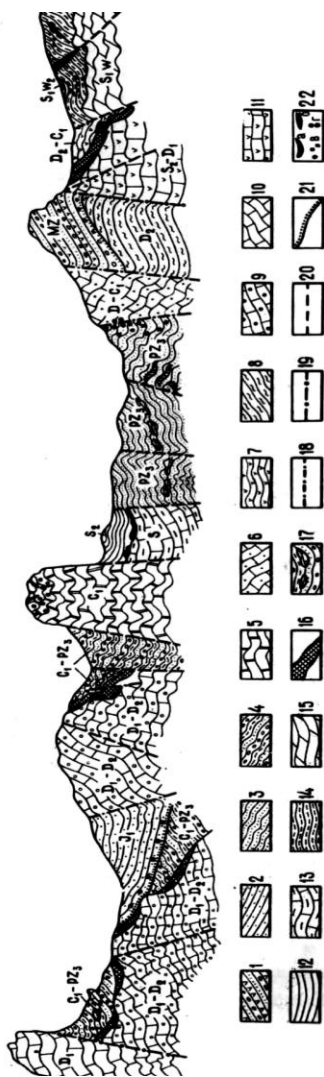


Рис. 26. Геологический разрез Центральной части Зеравшано-Гиссарского ртутно-сульфуряного пояса, показывающий в обобщенном виде структурные особенности размещения оруденения (по Х.М.Юсупову, 1983).

1 – терригенные накопления мезозоя; 2 – юрские терригенные накопления; 3 – позднепалеозойские терригенные накопления; 4 – терригенные накопления С₁-PZ₃; 5 – серые, светло-серые, массивные известняки; 6 – серые, темно-серые массивные известняки; 7 – сланцы кварцево-серцитовые зелено-серые; 8 – сланцы углисто-кварцево-серцитовые, черные, рассланцованные; 9 – известняки массивные, светло-серые; 10 – известняки светло-серые, массивные и толстослоистые; 11 – сланцы различного состава; 12 – сланцы известняки; 13 – известняки; 14 – сланцы серцитит-хлорит-кварцевые; 15 – доломиты массивные и слоистые; 16 – брекчированные джаспероиды; 17 – будины известняков и песчаников; 18 – дизъюнктивы альпийские, пострудные; 19 – дизъюнктивы альпийские, обновленные; 20 – дизъюнктивы герцинские, дорудные; 21 – поверхность древней коры выветривания; 22 – эндогенно-гидротермальные руды: а – жилы и гнезда антимонита, б – жилы и гнезда киновари, в – вкрапленная минерализация киновари, г – экзогенная, переотложенная киноварь.

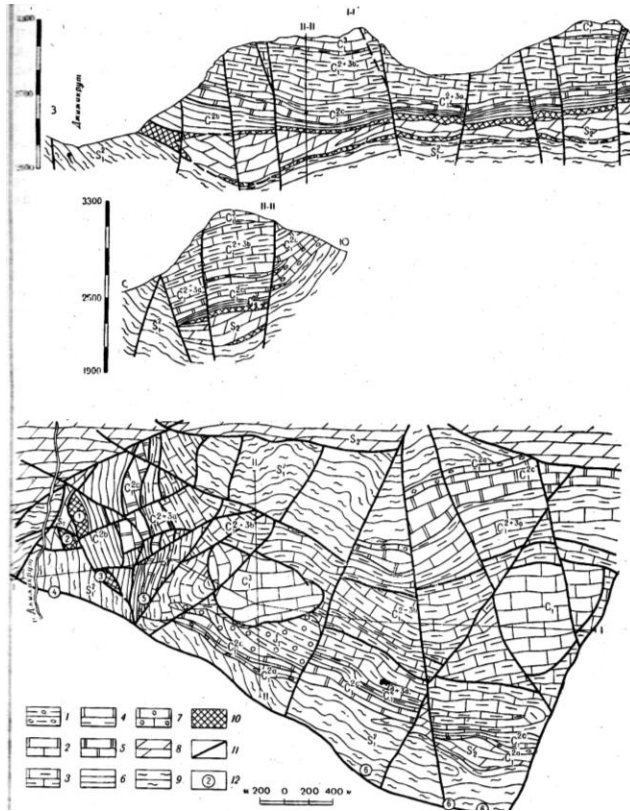


Рис.27. Геологическая карта и разрезы месторождения Джижикрут (по К.С.Джигарьян и Е.Л.Зак)

1 – углисто-глинистые сланцы с прослоями песчаников нижней юры (J_1); 2 – массивные известняки намюра (C_1); 3 – известняки, песчаники и конгломераты визе-намюра (C_1); 4 – песчаники, сланцы с прослоями известняков визе-намюра (C_1); 5 – оолитовые известняки верхнего визе (C_1); 6 – сланцы среднего визе (C_1); 7 – известняки нижнего визе (C_1); 8 – мраморизованные доломитизированные известняки лудлова (S_2); 9 – хлорит-о-серцитовые сланцы венлока (S_1); 10 – рудная зона; 11 – дизъюнктивы; 12 – номера участков: 1 – Основной; 2 – Нижний; 3 – Центральный; 4 – Южный; 5 – Рудный выход; 6 – рудопроявление Новиматек.

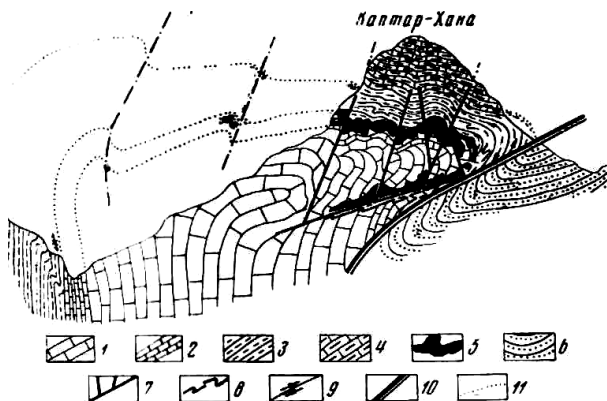


Рис.28. Перемещенный по альпийскому региональному надвигу (Гиссаро-Каратегинскому) горст-антиклинали с рудовмещающей брекчией на юрские отложения, месторождение Джижикрут (по В.Ф.Чернышеву и др., 1971).

1 – известняки и доломиты толстослоистые (S_2-D_1); 2 – известняки слоистые (D_1); 3 – сланцы с прослоями известняков (D_2-C_1); 4 – известняки слоистые (C_1); 5 – джаспероидная брекчия межформационная; 6 – сланцы и песчаники (J); 7 – дизъюнктивные структуры; 8 – складки волочения; 9 – направление движения пластов; 10 – альпийский надвиг; 11 – контакты слоев в эродированной части складки.

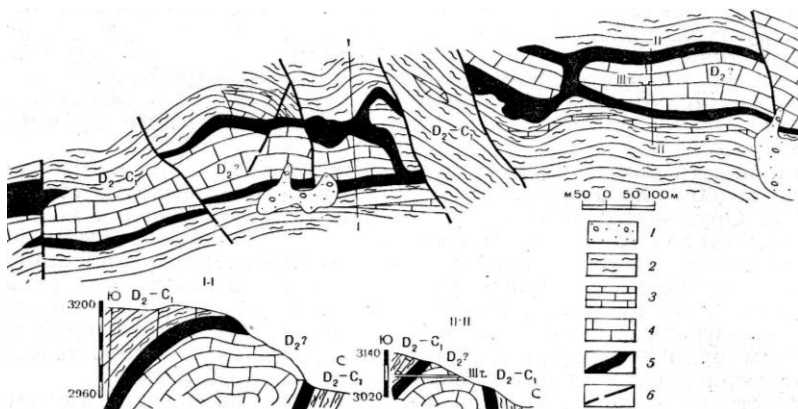


Рис.29. Геологическая карта месторождения Каракамар (по В.И.Степанову).

1 – делювий 2 – глинистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев и песчаников; 3 – линзы известняков в терригенной толще; 4 – массивные известняки нижнего девона; 5 – рудовмещающая джаспероидная брекчия; 6 – дизъюнктивы.

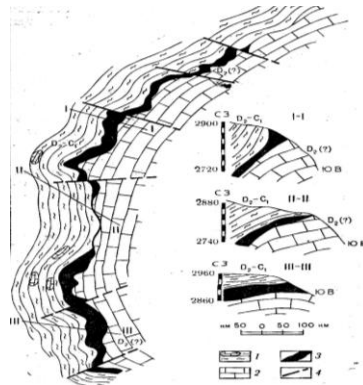


Рис.30. Геологическая карта месторождения Туркпарида (по А.П.Гродской).
 1 – терригенная толща; 2 – известняки; 3 – рудовмещающая джаспероидная брекчия; 4 – дизъюнктивы.

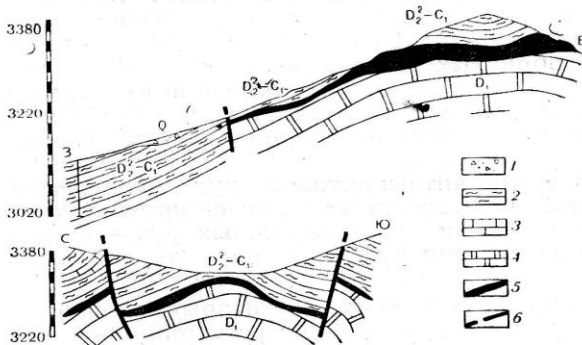


Рис.31. Разрезы месторождения Валангидароз (по С.Я.Сущенцовой).
 1- четвертичные отложения; 2- углисто-глинистые сланцы с прослоями кремнистых сланцев и песчаников; 3- линзы известняков; 4- массивные известняки нижнего девона; 5 – рудовмещающая джаспероидная брекчия; 6 – дизъюнктивы.

Рис. 32. (левым). Геологический разрез месторождения Зархок (по Э.П. Гасиевой).

1- делювий; 2 – песчаники, сланцы и конгломераты юры; 3 – кремнистые сланцы с прослоями глинистых сланцев и песчаников верхнего девона- нижнего карбона; 4 – известняки среднего девона; 5 – рудовмещающая джаспероидная брекчия; 6 – дизъюнктивы.

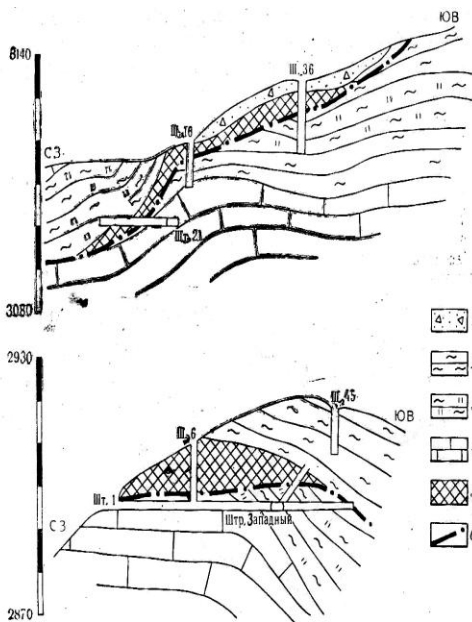
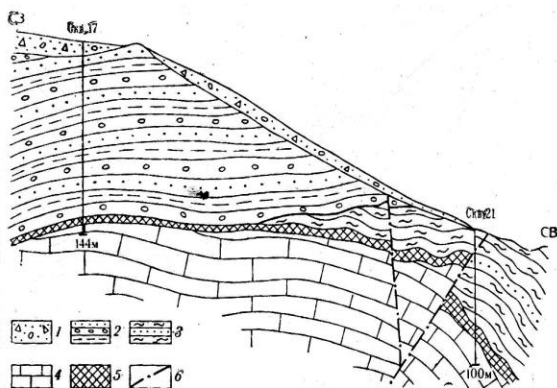


Рис. 33 (правый). Разрезы Западного участка месторождения Кавкук (по С.Я.Сущенцовой).

1 – четвертичные отложения; 2 – глинистые сланцы; 3 – кремнистые сланцы; 5 – рудное тело; 6 – дизъюнктивы.

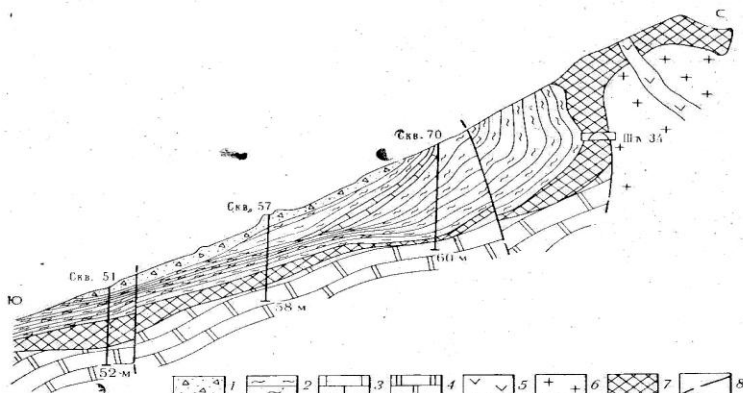


Рис.34. Геологический разрез месторождения Чоррога (по Б.И.Елизарову, 1966)

1 – делювий; 2 – терригенная толща нижнего карбона; 3 – линзы известняков в терригенной толще; 4 – известняки нижнего девона; 5 – дайка порфиров; 6 – гранодиориты C_{2-3} ; 7 – рудовмещающая кварцевая брекчия; 8 – дизъюнктивы.

В Южном Тянь-Шане развиты также месторождения и рудопроявления ртутно-сурьмяной формации жильного типа - Кончок, Пиндар, Учкадо, Зарди и др. (рис.35-37).

На месторождениях стратиформного типа рудоконтролирующие несогласия отвечают среднедевонско-ранне-среднекарбонному перерыву (Бергер, 1978). По мнению В.Т.Сургай (1980), ртутно-сурьмяная минерализация Южного Тянь-Шаня тяготеет в своем основании к терригенно-карбонатной формации кембрия, но главным образом связана с сурьмяно-ртутно-карбонатной формацией девона-карбона (\pm силур). Цифры $K-Ar$ возраста гидротермальных слюд месторождений Южно-Ферганского пояса варьируют в широких пределах. Наряду с преобладающими цифрами в 230-260 млн. лет отмечаются также 318-350 млн. лет, что соответствует девон-

карбонному возрасту (Федорчук, Шишкин, 1969; Баринкова, 1975; Бергер, 1978).

Среди вышеприведенных фактов, согласно В.И. Бергеру (1978), наиболее убедительными представляются свидетельства среднекарбонного – донадвигового (долистостромового) возраста стратиформного оруденения джаспероидной формации. Вескими представляются также данные о проявлении в Южной Фергане самостоятельного допозднесилурийского этапа ртутного оруденения.

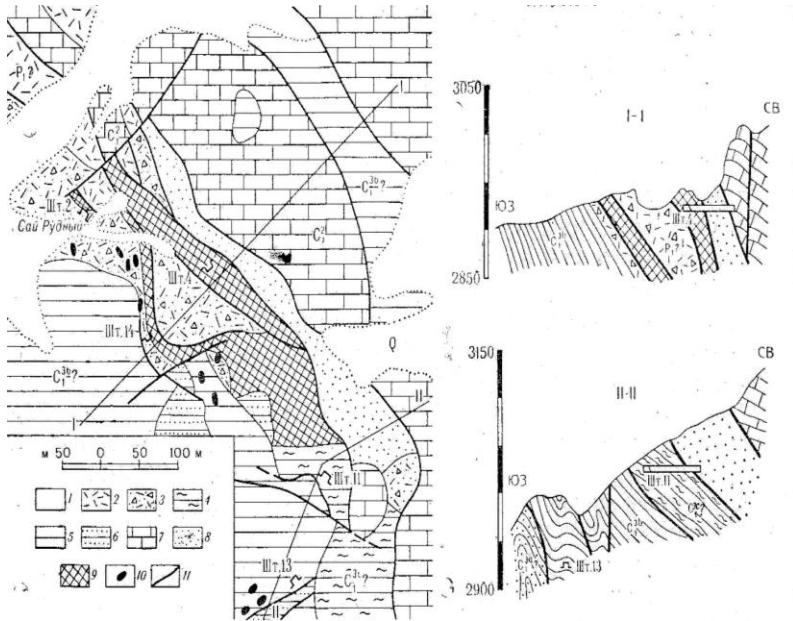


Рис.35. Схематическая геологическая карта и разрезы месторождения Кончок (по А.Б.Коровкину, Н.С.Мудрогиной, 1953 г.)

1 – четвертичные накопления; 2 – экструзивные кварцевые порфиры ранней перми; 3 – пирокластические вулканиты ранней перми, 4 – рассланцованные тонкозернистые породы верхнего намюра (C1); 5 – песчаники и алевролиты среднего намюра (C1); 6 – гравелиты и конгломераты нижнего намюра (C1); 7 – массивные известняки (C1); 8 – тектониты; 9 – зона ртутного оруденения; 10 – антимонитовые жилы; 11 – дизъюнктивы.

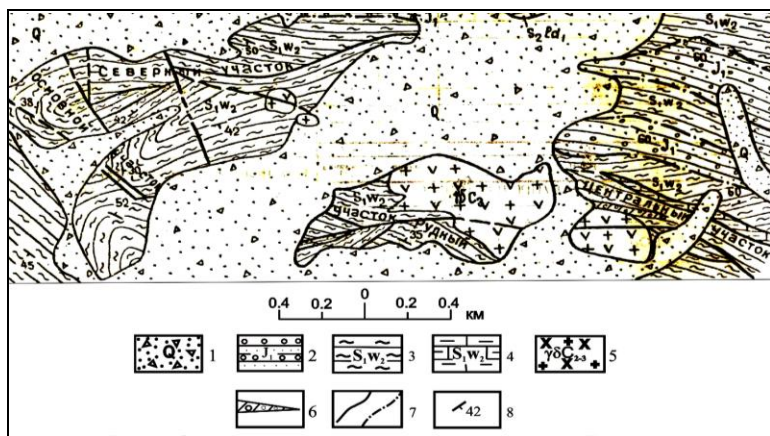


Рис.36. Схематическая геологическая карта месторождения Пиндар (по Ш.Б.Хисамутдинову, 1984 г.)

1 – чет вертинные отложения; 2 – конгломераты, гравелиты, песчаники, алеволиты с прослоями и линзами углисто-глинистых сланцев; 3 – кварц-хлорито-серичитовые сланцы и их разности; 4 – прослои и линзы известняков в сланцах; 5 – гранодиориты; 6 – пироксеновые скарны; 7 – дизъюнктивные структуры; 8 – элементы залегания.

Исходя из разных общих предпосылок ряд исследователей (В.Т. Сургай, 1970; И.Д. Турдукеев, 1970; Бергер, 1978, 1987; Ждан, 1985) выделили в этой части Южного Тянь-Шаня доскладчатые (добатолиговые) стратиформные ртутно - сурьмяные месторождения. При этом многими авторами (Бергер, 1978 и др.) подчеркивается полигенность и полихронность сурьмяно-ртутного оруденения, вероятность совмещения в пределах рудного пояса разновозрастных стратиформных и жильных месторождений и проявлений. По – видимо, месторождения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса в этом отношении не составляют исключения, о чем свидетельствует более чем семидесятилетняя дискуссия по вопросу о возрасте оруденения этого пояса. Возможность образования ртутно-сурьмяных месторождений на добатолиговом (доскладчатом) этапе развития геосинклинальных областей допускалась еще Ю.А. Билибиным

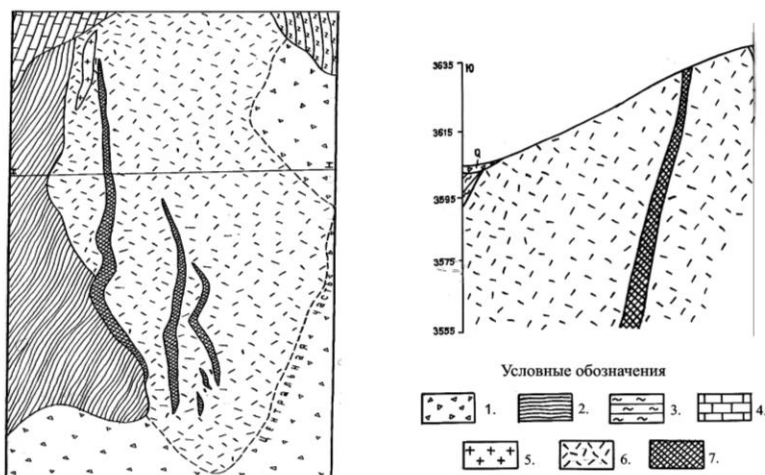


Рис.37.Схематическая геологическая карта рудной зоны Южная месторождения Уч-Кадо (по Л.В. Корпану, 1982 г.).

1 – четвертичные отложения (Q); 2 – кварц – серицитовые сланцы (O-S); 3 – кварц-хлоритовые, хлорит-эпидотовые сланцы (O-S); 4 – доломитизированные, рассланцованные известняки (C₁); 5 – дайки кварцевых порфиров (P); 6 – брекчированные, гидротермально измененные сланцы с рассеянной вкрапленностью сульфидов; 7 – рудные тела с кондиционным содержанием сурьмяных руд.

(1955) и В.Э. Поярковым (1967г). Такие идеи были высказаны затем Н.М.Синицыным (1959), В.П.Федорчуком (1969), В.И.Бергером (1978). Эти представления открывают возможности датирования однотипных стратиформных ртутно-сурьмяных месторождений и проявлений джаспероидной формации в терригенно-карбонатных толщах палеозоя (S-C₂) Зеравшано–Гиссарского рудного пояса. В этой связи пристальное внимание заслуживают находки А.С.Шадчиневым (Шадчинев, 2004; Шадчинев, Бахтдавлатов, 2008) валунов окварцованной кремнистой брекчии, содержащей вкрапленности сульфидов (пирит, халькопирит и др.) в конгломератах маргужорской свиты верхнего карбона междуречья Дараикалон-Валангидароз - в районе широкого развития ртутно-сурьмяных месторождений и проявлений джаспероидной формации, и в бассейне

р. Арчамайдан. Отсутствие в валуне антимонита - главного рудного минерала ртутно-сурьмяных месторождений региона, обусловлено, вероятнее всего, неустойчивостью в зоне гипергенеза антимонита и образующихся за его счет сервангита и валентинита (Смирнов, 1953).

Интересно отметить, что в изученном валуне окварцованной кремнистой брекчии установлено 0,1 г/т *Au* и 2,7 г/т *Ag* – типоморфные элементы руд ртутно-сурьмяных месторождений, а в цементе конгломератов маргузорской свиты (*C₃*) более восточных районов – бассейнов рек Сардаи-Миена, Сорбо, Канияз, установлены аномальные содержания сурьмы и ртути, превышающие кларки для однотипных пород в 160 и 67 раз соответственно. Выше изложенные данные могут свидетельствовать о денудации и переотложении допозднекарбонového, вероятнее всего, позднедевон – ранне-среднекарбонového, ртутно-сурьмяного оруденения джаспероидной формации и предрудных метасоматитов – джаспероидов - в позднекарбонový бассейн осадконакопления.

Что касается непромышленной ртутно-сурьмяной минерализации, приуроченной к раннеюрским покровным (субплатформенным) формациям Зеравшано-Гиссарской зоны (рудопроявление Хшерг), то она, как установлено ранее (Мамадвафоев, Юсупов, 1980), сформировалась в ходе последовательного проявления процессов диагенеза и катагенеза (эпигенеза) за счет первичных накоплений рудообразующих элементов при седиментации.

В заключение можно отметить следующее.

1. Геологическая позиция сурьмяного рудопроявления Зарди позволяет выделить в Центральном Таджикистане раннепермскую эпоху вулканогенного сурьмяного рудообразования, находящегося в парагенетической связи с раннепермским полифациальным интрузивно – вулканогенным комплексом дацит-липаритовой (порфировой) формации.

2. Возраст некоторой части ртутно-сурьмяных месторождений и проявлений здесь, вероятно, позднепермский.

3. Наличие в конгломератах верхнекарбоновой маргузорской свиты валунов рудоносных окварцованных кремнистых брекчий,

весьма напоминающих предрудных джаспероидов ртутно-сурьмяных месторождений региона, аномально повышенные содержания сурьмы и ртути в отложениях маргузорской свиты Зеравшано-Гиссарской зоны, нахождение в разрезе силура - среднего карбона Южно-Ферганского ртутно-сурьмяного пояса рудоносных джаспероидных брекчий, а также калий – аргоновые данные возраста гидротермальных слюд ряда ртутно-сурьмяных месторождений Южного Тянь-Шаня, соответствующие «девон-карбонному» потенциально рудоносному литостратиграфическому интервалу разреза, по аналогии с Южно-Ферганским поясом позволяет датировать некоторую часть стратиформных месторождений Зеравшано-Гиссарского рудного пояса, прежде всего месторождения Шинг-Магианского рудного района, допозднекарбонным, вероятнее всего, ранне- среднекарбонным временем.

4. При проведении в Зеравшано-Гиссарском рудном поясе дальнейших геолого-съёмочных, поисковых работ и металлогенических исследований, следует особое внимание уделить возможности нахождения обломков рудоносных джаспероидов, аллохтонных глыб с бескорневым ртутным и сурьмяным орудением в олистостромах, глыбовых толщах, «диком» флише на разных стратиграфических уровнях силурийско - карбонного терригенно-карбонатного комплекса. Широкое развитие в разрезе среднего и верхнего палеозоя аллохтонных глыб в олистостромах, глыбовых толщах и в флише установлено и не вызывает сомнения (Кухтиков, Черенков, 1993; Шадчиев, 2004; Шадчиев, Бахтдавлатов, 2008).

5. Ртутно-сурьмяная минерализация, приуроченная к мезозойским (юрским) покровным (субплатформенным) отложениям региона, имеет катагенетическое (осадочно- эпигенетическое) происхождение.

6. Поиски месторождений и проявлений сурьмы и ртути в Центральном Таджикистане следует ориентировать и на площадях развития пермских магматических и тектонических структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение проведенных исследований и анализ литературных источников позволяют сделать следующие выводы.

1. В пределах герцинской Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоны (рудного пояса) Южного Тянь-Шаня раннепермские магматические образования пользуются региональным распространением. Они представлены полифациальной интрузивно-вулканогенной дацит-липаритовой формацией, сформированной в эпигеосинклинально-орогенных тектоно-магматических условиях геологического развития региона. Дацил-лапаритовая формация в данном регионе представлена вулканогенными образованиями поверхностных, экструзивных, субвулканических и гипабиссальных (дайковых) фаций. Они обладают всеми признаками, характерными для дацит-липаритовой формации вообще. К экструзивной фации дацит-лапаритовой формации в бассейне р. Такобикуль относится и Зардинская экструзия.

2. Зардинская экструзия площадью 2 км^2 сложена туфами, туфобрекчиями, ксенотуфами, игнимбригами и игнимбритовыми кварцевыми фельзит-порфирами. Экструзивное тело дайкоподобной на глубине формы, имеет на поверхности отчетливо покровное и стратифицированное строение. Образование вулканигов поверхностных фаций происходило в наземных условиях при взрывном характере вулканической деятельности.

3. Вулканигы Зардинской экструзии подвержены сильному гидротермальному изменению - пиритизации и окварцеванию, что отражено в их химическом составе. Сравнительно свежие разновидности вулканигов - кварцевых фельзит-порфиров - по химизму

наиболее близки к породам липаритовой и фельзитовой толщ лучобской свиты Южного Гиссара, а также кремнекислым дайкам, залегающим среди них. Окварцованные разности вулканитов экструзии имеют алюминий - кремниевый состав и по химизму соответствуют вторичным кварцитам алюминий – кремниевой фации Оби-Лойской субвулканической интрузии (Зеравшано-Гиссар) и аполипаритовым вторичным кварцитам бассейна р. Арджанак (Южный Гиссар).

4. Вулканиты Зардинской экструзии содержат резко повышенные, по сравнению с кларками кислых пород, концентрации *Sb*, *Hg*, *As*, *Cu*, *Bi*, *Ag*, *Au*, *Sn*, *W*, *B*, *Li*, *Rb*, *Cs*. Некоторые их разности сильно обогащены *Pb*, *Zn*. Зараженность вулканитов *Li* и особенно *Rb*, *Cs*, *B*, обусловлена, очевидно, богатством магмы летучими минерализаторами и ее остаточной природой (Таусон, 1977; Ставров, 1978), а *Sb*, *Hg*, *Au*, *Sn*, *W* и другими халькофилами – наложенными поствулканическими газо-гидротермальными, фумарольно-сульфатарными процессами. Наиболее высокие концентрации *Sb*, *Hg*, *Au* и парагенных элементов связаны с зонами проявления кислотного метасоматоза – окварцевании и сопутствующей сульфидной минерализации.

5. Зардинская экструзия, вмещающая золотоносные кварц-антимонитовые жилы, отчетливо перекрывается позднепермскими молассовыми отложениями. Последние не несут никаких следов наложенного рудого процесса, что может служить свидетельством допозднепермского, вероятнее всего, раннепермского возраста сурьмяного оруденения. Такой же возраст, по – видимому, имеют и другие проявления и месторождения кварц-антимонитовой формации жильного типа (см. рис. 31, 32). Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Пиндар, Тагрич, Учкадо, Чарбидара, Барзанги-Калон, Северный и др.). По условиям образования они относятся нами к классу вулканогенных гидротермальных месторождений (Котляр, 1968), поскольку обладают всеми признаками близповерхностного образования (Мамадвафоев, 1981; 1985).

6. Кварц-антимонитовое оруденение Зардинского рудопроявления содержит аномально повышенные концентрации золота, и в этом отношении обнаруживает геохимическое родство с оруденением ртутно-сурьмяной формации Зеравшано-Гиссарской металлогенической зоны в целом. Для выяснения промышленных перспектив рудопроявления на *Sb* и сопутствующих рудообразующих полезных компонентов необходима постановка специализированных геолого-разведочных работ.

8. В Зеравшано-Гиссарском рудном поясе сурьма наряду с ртутью и некоторыми другими элементами (*Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As, Sn, W*, а также CaF_2) определяет его металлогенический облик. По имеющимся данным, количество собственно сурьмяных месторождений и проявлений в этом регионе составляет 72, а собственно ртутных – 59. Характерно, что *Sb* и *Hg*, а также флюорит, нередко образуют комплексные стратиформные месторождения киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации. Месторождениями и проявлениями жильного типа более характерны для площадей развития терригенно-зеленосланцевых толщ восточного фланга зоны. Широко развитые месторождения и проявления стратиформного типа тяготеют преимущественно к западному флангу зоны (Шинг-Магианский рудный район), локализуясь в поверхностях межформационных перерывов и несогласий, разделяющих рудоносные карбонатные и кремнисто-карбонатные и перекрывающие флишевые формации.

9. Имеющиеся к настоящему времени фактические материалы по Центральному Таджикистану (Мамадвафоев, Юсупов, 1980; Мамадвафоев, 1985 и др.) позволяют заключить, что сурьмяное и ртутно-сурьмяное рудообразование здесь, как и в Южно-Ферганском поясе (Бергер, 1978, 1987 и др.), имело полихронную и полигенную природу. Наряду с раннепермским, позднепермским и послеюрским (альпийским) рудообразованием здесь имело место и допозднекарбонное, вероятнее всего, ранне - среднекарбонное, стратиформное

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

рудообразование, сформировавшее месторождения и рудопроявления киноварно-флюорит-ангимонитовой джаспероидной формации. Послеюрское ртутно-сурьмяное рудообразование, связанное с юрскими угленосными отложениями (рудопроявление Хшерг), как было показано ранее (Мамадвафоев, Юсупов, 1980), имеет катагенетическое (осадочно-эпигенетическое) происхождение.

10. Вышеизложенные выводы находят подтверждение имеющимися данными по ртутно-сурьмяному рудообразованию в Южно-Ферганском рудном поясе (Сургай, 1980), и осадочно-эпигенетическому рудообразованию в платформенном чехле альпийского Среднеземноморского пояса (Романько и др., 1987 и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Абдусаломов Ф.Н. Щелочные породы бассейна реки Каракуль (Центральный Таджикистан): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Душанбе. 1981. 24 с.

Абдусаломов Ф.Н., Дусматов В.Д. О возрасте фоййитов Ахбасайского массива // Докл. АН Тадж.ССР. 1978. Т. XXI. № 8. С. 40–42.

Абдусаломов Н.Ф., Куддусов Х.К. Геолого-петрофизическая характеристика щелочных пород западного сектора Зеравшано-Гиссарской зоны // Докл. АН Тадж.ССР. 1986. Т. XXIX. № 3. С. 169–172.

Агеева Л.И., Сгибнев В.И., Клименко Г.В., Туровец В.Н., Щебликина М.Д. Изотопная геохронология Чоринского рудного поля (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж.ССР. 1988. Т. XXXI. № 9. С. 611–615.

Агеева Л.И., Сгибнев В.В., Клименко Г.В., Туровец В.Н., Щебликина М.Д. Геохронология Мосрифского рудного поля (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж.ССР. Т. XXXI. № 10. С. 678–682.

Агеева Л.И., Клименко Г.В., Туровец В.Н., Щебликина М.Д. К-Аг геохронология фанерозойского дайкового магматизма и оруденения Центральной части Зеравшано-Гиссарской зоны (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж.ССР. 1991. Т. XXXIV. № 5. С. 308–311.

Алхазов В.Ю., Климов Г. К. Взаимоотношение даек базальтов и оруденения на Кумархском оловорудном месторождении // Изв. АН. Тадж.ССР. Отд-ние физико-матем. и геолого-хим. наук. № 3 (49). 1973. С. 101–103.

Ахмеров Д.Х., Майоров Н.В. Петрография и причины разнообразия гранитоидных пород Сарыматских мелких интрузивов // Труды Ин-та геологии АН Тадж.ССР. 1956. Т. LVIII. Вып. 1. С. 86–94.

Ахмеров Д.Х., Майоров Н.В. Жильные породы Чинорсайского интрузива // Труды Ин-та геологии АН Тадж.ССР. Т. LXXVII. Вып. 2, 1957. С. 115–134.

Баранов Ю.Е., Соловьев А.С., Артиков Б.А. Закономерности размещения и условия формирования молодого эпигенетического целестинового оруденения Мангышлака // Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах. М. 1979. С. 91–92.

Баратов Р.Б. К вопросу о возрастной последовательности образования магматических комплексов Зеравшано-Гиссарской горной области // Докл. АН Тадж.ССР. 1958. Т. 1. № 2. С. 39–48.

Баратов Р.Б., Блохина Н.А. О скарново-рудных образованиях Центрального Таджикистана // Докл. АН Тадж.ССР. Т.10. №8. 1957. С.37–39.

Баратов Р.Б. Основные черты магматизма и металлогении Зеравшано-Гиссарской горной области // Записки Тадж.отд.Всесоюзн. минерал. общ.-ва. Сталинабад. 1959. С. 3–30.

Баратов Р.Б., Литвиненко К.И., Афиногенова Л.Н. Эндогенная металлогения Центрального Таджикистана и Памира // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1Х. М.: Наука. 1970. С. 161–171

Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В. и др. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. Душанбе: Дониш. 1970. 112 с.

Баратов Р.Б., Горецкая Е.Н., Шукин С.И. Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе: Дониш. 1973. 132 с.

Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Рудные формации и некоторые закономерности размещения эндогенных месторождений Центрального Таджикистана и Памира // Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата. Наука. 1974а. С. 193–211.

Баратов Р.Б., Лутков В.С., Мельниченко А.К., Дустматов В.Д., Акрамов А.Н. О раннепермской дацит-липаритовой формации Зеравшано-Гиссарской зоны (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН. Тадж. ССР, т. 17, № 6, 1974^б. С.30–33.

Баратов Р.Б., Могоаровский В.В., Лутков В.С. и др. Петрология и геохимия магматических формаций Памира и Гиссаро-Алая. Душанбе: Дониш. 1978. 342 с.

Баратов Р.Б., Дустматов В.Д., Климов Г.К. и др. Щелочные базальты Джижикрута (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж ССР. Т.21. № 4. 1978. 41–43.

Баринкова Н.Ю. О возрасте сурьмяно-ртутного оруденения Южной Ферганы // Советская геология. 1975. № 12. С. 128–133.

Баринкова Н.Ю. Возраст сурьмяно-ртутного оруденения и обоснование применимости радиологического датирования (на примере Хайдарканского рудного поля: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: 1979. 25 с.

Белов И.В. О происхождении щелочных пород Центрального Таджикистана // Сообщения Тадж. филиала АН СССР. 1949. Вып. 21.

Белуосов В.И. Олисторомы и стратиформное сурьмяно-ртутное оруденение Алая // Условия образования, методы изучения и прогноза стратиформных месторождений редких и благородных металлов. Фрунзе. 1984. С. 156–166.

- Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Москва. Недра. 1975. 278 с.
- Бергер В.И.* Сурьмяные месторождения. Л.: Недра. 1978. 296 с.
- Бергер В.И.* Проблема датирования стратиформных месторождений // Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука. 1987. С. 50–59.
- Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М. Госгеолтехиздат, 1955.–298 с.
- Блохина Н.А.* Условия формирования оловянно-вольфрамового месторождения Майхура. Душанбе: Дониш, 1973. 195 с.
- Блохина Н.А.* Условия локализации золото-сульфидного оруденения в магнезиально-скарновом месторождении Центрального Таджикистана // Докл. АН Тадж.ССР, т. 19. № 1. 1976. С. 40–43.
- Брейвинская В.М.* Геолого-петрографическая характеристика субщелочных габброидных и базальтоидных пород трубок взрыва Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Душанбе. 1969. 28 с.
- Брейвинская В.М. Капков Ю.Н., Мамадвафоев М.М.* Геохимические особенности малых интрузий и экструзивных образований щелочно-ультраосновного и базальтоидного состава Южного Гиссара // Зап. Ленингр. горн. Ин-та. 1974. Т.64. Вып. 2. С. 15–22.
- Брешенков Б.Н.* Сурьмяное месторождение у озера Маргузор // Таджикско-Памирская экспедиция 1934 года. Изд.-во АН СССР. М.-Л. 1934. С. 141–148.
- Брешенков Б.Н., Ермаков Н.П.* Маргузорские сурьмяные месторождения // Таджикско-Памирская экспедиция 1935 года. Труды экспедиции. Изд.-во АН СССР. М.-Л. 1937. С. 289–328.
- Бурмин Ю.А.* Геохимия рудоносных кор выветривания. М.; Недра. 1987. 230 с.
- Вазиров К.В.* Околорудные изменения пород ртутного месторождения Кончоч: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. ИМГРЭ. М. 1975. 25 с.
- Вазиров К.В.* Гидротермально измененные породы Магиан-Каракульской рудной зоны и возможности использования их при поисках ртутно-сурьмяного оруденения // Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. Душанбе: Дониш. 1989. С. 124–132.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 557–571.

Виноградов П.Д. О некоторых формах проявления новейшей тектоники в Центральном Таджикистане // Известия геол.-хим. и техн. наук АН Тадж.ССР, вып. 1 (10), 1963. С. 71–78.

Виноградов П.Д. Геологические предпосылки Зеравшанского завала // Тектоника и стратиграфия палеозойских и мезозойских толщ Южного Тянь-Шаня и Пвмира. Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, Т.224. Л.: 1976. С. 105–111.

Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Наука. 1977. 183 с.

Головин Е.А., Баскаков М.Н., Попов В.И. Типы эпигенетических (наложенных) процессов в осадочных породах и задачи их дальнейшего изучения // Эпигенетические (наложенные) процессы в осадочных формациях. Научные труды ТашГУ. Вып.432.Ташкент, 1972. С. 5–18.

Голева Г.А., Торицова М.В., Алексинская А.Н., Солодов Н.А. Закономерности распространения и формирования месторождений рассолов. М.: Наука. 1981. 261 с.

Горецкая Е.Н., Ташина М.В. Порфиновые формации Тянь-Шаня и Казахстана // Материалы второго Среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе. 1971. С. 143–144.

Горецкая Е.Н., Худобина Е.А. Средняя Азия (особенности геологического строения главных тектонических подразделений). Геохронология СССР. Т.2. Фанерозой Л.: Наука. 1974. С. 73–79.

Горбатов В.Т., Юртаев Ю.С. К вопросу формирования месторождений жильного типа в Таджикской депрессии // Эпигенетические (наложенные) процессы в осадочных формациях. Научные труды Таш. ГУ. Вып. 432. Ташкент. 1972. С. 183–192.

Довжигов А.Е. Тектоника Южного Тянь-Шаня. Л.: Наука. 1997. 170 с.

Дусматов В.Д. Минералогия щелочного массива Дарай-Пиез (Южный Тянь-Шань): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Москва. 1971. 18 с.

Ждан А.В. О тектонической приуроченности некоторых рудных проявлений Алайского хребта // Геотектоника. 1985. № 2. С. 57–66.

Жирнов В.В. Вулканические трубки взрыва и родственные им дайки в верховьях р.Ягноб (Гиссарский хребет) // Докл. АН Тадж. ССР. 1973. Т.10. № 6. С. 45–50.

Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.-Л.: Изд-во АН ССР. 1950. 400 с.

Иванова Т.Н. Геология и металлогения Зеравшано-Гиссарской горной системы // Труды Таджикско-Памирской экспедиции. Вып. 29. М.-Л. 1933. С.21–199.

Иванова Т.Н. Пересечение Гиссарского хребта // Таджикиско-Памирская экспедиция 1932 года. АН СССР. Госхимтехиздат. Л. 1933. С. 179–183.

Иванова Т.Н. Геология и металлогения Зеравшано-Гиссарской горной области // комплексная экспедиция 1932 года. Вып. 5. Л. 1934

Иванова Т.И. Работы Пенджикентского поисково-геохимического отряда (отряд № 7) // Таджикиско-Памирская экспедиция 1933года. АН СССР. Госхимтехиздат. 1934. С.132–188.

Иванова Т.Н. К геологии, тектонике и металлогении Шинк-Магианского района // Кгеологии Зеравшано-Гиссарской системы. Петрография и минералогия. АН СССР.Таджикско-Памирская экспедиция 1933 года. Труды экспедиции. Вып. XXIX. 1935. С. 30–70.

Иконников М.Ф., Кравченко Л.Л. Геология и рудные месторождения бассейна реки Маргузор (Зеравшанский хребет) // Таджикиско-Памирская экспедиция 1935 года. Труды экспедиции. АН СССР. М.-Л. 1937. С. 239–265.

Иванова Т.Н., Гаврилова В.Н., Унков В.А. Интрузии северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной области // Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистан). М.-Л.: Гос. изд. геол. лит-ры, 1940. С. 33–84.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений // Сост.: *Григорян С.В., Соловов А.П., Кузин М.И.* Л.: Наука. 1983. 192 с.

Ифантопуло Т.Н. Минералого–геохимические особенности щелочных пород Центрального Туркестано–Алая. М.: Недра. 1975. 128 с.

Ишан-Шо Г.А., Морозов С.А. Термобарические и химические условия образования месторождений сурьмы и ртути Центрального Таджикистана // Изв. Тадж.ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. № 4 (51), 1973. С.44–51.

Ишан-Шо Г.А. Исследование термобарогеохимических условий формирования сурьмы и ртути в Центральном Таджикистане: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Душанбе. 1975. 37 с.

Канана Я.Ф. О возрасте и глубине образования некоторых ртутных и сурьмяных месторождений Зеравшано-Гиссарского пояса // Геология рудных месторождений. 1984. № 5. С. 56–64.

Капков Ю.Н., Квятковский Е.М., Яковлев В.И. Основные принципы составления геохимических карт масштаба 1:50 000 // Записки ЛГИ. Т.II. Вып. 2. Л.: Наука. 1966. С. 3–10.

Капков Ю.Н., Квятковский Е.М., Кирюхин В.А., Морозенко Н.К., Яковлев В.И. Опыт геохимического картирования в масштабе 1:50 000 в одном

из районов Дальнего Востока // Геохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра. 1972. С. 8–26.

Карпухин А.М. К вопросу о первичных источниках меди при формировании медистых песчаников в Таджикской депрессии // Геохимия и оруденение осадочных толщ Тянь-Шаня. Фрунзе. Илим. 1966. С. 72–77.

Квятковский Е.М. Оценка точности спектрального полуколичественного анализа по шкале вероятностей // Зап. Ленингр. горного ин-та. Т.1. Вып. 2. 1966. С. 113–116.

Котляр В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука. 1968. С. 491–543.

Константинов М.М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 181 с.

Коношенко А.Г., Голицын В.Л. О связи гранитоидного магматизма и сурьмяного оруденения в западной части Шинк-Магианского района // Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. Душанбе: Дониш. 1989. С. 133–140.

Котов Н.В. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Л., 1963. 28 с.

Котов Н.В. Петрология Чинорсайского интрузива. Изд-во ЛГУ., 1965.–198 с.

Краткий справочник по геохимии // Составители: *Г.В.Войткевич, А.Е.Мирошников, А.С.Поваренных, В.Г.Прохоров.* М.: Недра. 1977. 183 с.

Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро–Алая в палеозое. Душанбе. 1968. 298 с.

Кухтиков М.М., Черенков Н.И. Олистостромовые комплексы Гиссаро-Алая и Памира. Душанбе. 1993. 144 с.

Кутолин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М.: Наука. 1969. 140 с.

Клипеништейн В.Я., Масумов А.С., Панасюченко В.К., Пояркова Э.В. О верхней возрастной границе варисийского магматизма Тянь-Шаня. Узб.геол. журнал. № 1 1976.С 31–38.

Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И. К вопросу о возрасте ягнобских сланцев // Новые данные по геологии Таджикистана. Вып.2. Душанбе. 1973. С. 135–139.

Лаврусевич А.И., Лаврусевич В.И., Лелешус В.Л. и др. Силурийская система // Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе. 1976. С. 36–41.

Литвиненко К.И., Сальникова Р.Н. Роль эрозионного среза в размещении ртутно-сурьмяного оруденения на территории Зеравшано-Гиссарской горной области // *Металлогения Тянь-Шаня*. Илим. Фрунзе. 1968. С.21–37.

Литвиненко К.И. О последовательности гипогенного минералообразования на Мушистонском рудном поле (Центральный Таджикистан) // *Докл.АН Тадж.ССР.Т.18. № 9. 1975. С. 51–54.*

Луйк А.А. Проблемы генезиса юнноальпийских гидротермальных свинцовых месторождений Тянь-Шаня. М.: Недра. 1970. 176 с

Лучников В.С. Триас и юра Юго-Востока Средней Азии (стратиграфия, история геологического развития): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Ташкент. 1989. 30 с.

Мадалиев Н.М. Рудоносность бассейна реки Ягноб (Центральный Таджикистан) // *Изв.АН СССР, серия геологическая. № 3, 1979. С. 95–107.*

Мадалиев Н.М. Закономерности размещения рудных полей и месторождений Ягнобской геотектонической зоны и их перспективы (Центральный Таджикистан): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Бишкек. 1992. 48 с.

Мамадзафоев М.М. К геохимии ртути в нижнепермских вулканогенных породах Южного Гиссара // *Докл. АН Тадж.ССР. 1971. № 3. С. 60–63.*

Мамадзафоев М.М., Юсунов Х.М. К вопросу о генезисе сурьмяно-ртутной минерализации рудопроявления Хшерт в Центральном Таджикистане // *Литология и полезные ископаемые. 1980. № 5. С. 124–129.*

Мамадзафоев М.М., Нюппенен Т.И., Капков Ю.Н. Ртуть в палеозое Южного Гиссара // *Советская геология. 1981. № 7. С. 70–77.*

Мамадзафоев М.М., Ниезов А. С. К петрохимии и геохимии гранитоидных интрузивов бассейнов рек Шинк-Арчамайдан (Зеравшано-Гиссар) в связи с их формационным анализом // *Магматические, метаморфические формации Средней Азии и критерии их рудоносности. Ташкент. 1983. С. 144–145.*

Мамадзафоев М.М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Центрального Таджикистана // *Советская геология. 1985. № 7.С 40–48.*

Мамадзафоев М.М. Эпигеосинклиальная орогенная металлогения Южного Гиссара // *I Всесоюз. научная конференция «Металлогения Тянь-Шаня». Тезисы докладов. Фрунзе. 1987^а. С. 86–87.*

Мамадзафоев М.М., Юсунов Х.М. О ковергентности стратиформного сурьмяно-ртутного рудопроявления Хшерт в Центральном Таджикистане // *I Всесоюз. научн. конференция «Металлогения Тянь-Шаня». Фрунзе. 1987^б. С. 86–87.*

Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х. Формационный анализ гранитоидных массивов Зеравшано-Гиссарской зоны Южного-Тянь-Шаня на петролого–геохимической и металлогенетической основе // Формационный анализ магматитов. Свердловск, Ур.О.АН СССР. 1989. С. 136.

Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х. Генетические аспекты лиственитизации щелочных базальтоидов и глубинных нодулей из диатремы Кальтакуль в Центральном Таджикистане // Вестник Тадж. гос. ун-та. Серия геология. Вып. 4. Душанбе. 1991. С. 149–158.

Мамадвафоев М.М. Редкие элементы в лиственитизированных щелочных базальтоидах и глубинных нодулях из диатремы Кальтакуль в Центральном Таджикистане // Докл. АН РТ. 1992а. № 3-4. С. 203–206.

Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х. О лиственитизации в щелочных базальтоидах и глубинных ксенолитах из трубки взрыва Кальтакуль в Центральном Таджикистане // Известия ВУЗ-ов. Серия: Геология и разведка. 1992^б. № 5. С. 60–67.

Мамадвафоев М.М., Куимова Г. В., Хасанов А.Х. О лиственитизации и грейзенизации в субщелочных оливиновых долеритах Зеравшано-Гиссарского зеленосланцевого пояса (Центральный Таджикистан). Изв. АН РТ. 1994а. № 2. С. 51–58.

Мамадвафоев М.М., Хасанов А.Х. О лиственитизации и грейзенизации в оливиновых долеритах (Зеравшано-Гиссар) // Докл. АН РТ. 1994^б. № 11. С. 66–72.

Мамадвафоев М.М., Бахронов Н., Куимова Г.В. Соотношение даек анальцимовых меланобазальтоидов с оловорудными зонами на месторождении Мушистон (Центральный Таджикистан) // Докл АН РТ. 1994в. № 11–12. С. 16–23.

Мамадвафоев М.М., Сохибов Ш., Алидодов Б.А. Геолого-геохимическая модель Тагобикуль-Кумаржского оловорудного поля (Центральный Таджикистан) // Вестник Душанбинского педун-та. Серия естеств. наук. Вып. 3. Душанбе. 1998. С. 186–187.

Мамадвафоев М.М., Рахмонов И.У. К петрохимии и геохимии гранитоидов Тагобикульского интрузива (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тажд ССР. 1999. Т. XLII. № 8. С. 37–43.

Мамонтов А.Н. О целестине в отложениях акджарских и бухарских слоев восточной части Таджикской депрессии // Докл. АН Тажд ССР. Т. 12. № 11. 1969. С. 34–37.

Мельниченко А.К., Шадчиев А.С., Бровкин А.А. О гальках калиево-натриевых гранитоидов в позднепалеозойских молассоидных образованиях

Северного склона Гиссарского хребта // Докл. АН Тадж. ССР. 1983. Т. XXVI, № 1. С. 43–47.

Мельниченко А.К. Геохимическая типизация гранитоидов Зеравшано-Гиссарской зоны // Потенциальная рудоносность и формации магматических пород. Новосибирск Наука. 1991. С. 77–84.

Мисников К.П. Геологические поисковые критерии на сурьму и руть в Центральном Таджикистане // Изв. АН Тадж. ССР. 1957. Вып. 19. С. 37–55.

Могаровский В.В. О возможном вадозно-гидротермальном происхождении целестиновых месторождений Таджикской депрессии // Литология и полезные ископаемые. 1964. № 3. С. 77–83.

Могаровский В.В., Климов Г.К., Дмитриев Э.А. и др. К геохимии редких элементов в щелочных базальтоидах Южного Тянь-Шаня и Памира // Геохимия. 1974. № 4. С. 514–520.

Могаровский В.В. К вопросу об альпийском эндогенном рудогенезе в Афгано-Таджикской депрессии и ее горного обрамления // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 6. С. 143–145.

Могаровский В.В., Романько Е.Ф. Альпийская металлогения стронция восточной части Средиземноморского складчатого пояса // ДАН СССР. Т. 293. № 6. С. 1456–1459.

Морозов С.А. Генетические особенности золоторудных месторождений Центрального Таджикистана // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. № 4 (62). 1976. С. 59–66.

Мудрогина Н.С., Насибулин Н.Н. К вопросу о генезисе окварцованных пород Шинк-Магианского рудного района // Информационный сборник ВСЕГЕИ. № 46. 1961. С. 1–39.

Мушкин И.В., Брейвинская В.М. Об анальцимовых диабазах южного склона Гиссарского хребта и некоторых родственных им породах // Вопросы геологии Таджикистана. Труды Тадж. гос. ун-та, Т. 29, вып. 2, Душанбе. 1965, С. 104–112.

Мушкин И. В. Рудоносность Южного Тянь-Шаня в связи с процессами активизации в мезо-кайнозойе // Геология рудных месторождений. 1973. Т. XV. № 1. С. 103–105.

Наследов Б.Н. Работы в Зеравшано-Пенджикентском направлении // Таджикско-Памирская экспедиция 1933 года. АН СССР. Труды экспедиции. ОНТИ.-Госхимтехиздат. Л. 1934. С. 151–161.

Недзвецкий А.П., Тихонов В.П. К вопросу о новейших тектонических движениях в Средней Азии // ДАН СССР. 1953. Т. LXXXIX, № 5. С. 925–927.

Ниёзов А.С. Геохимия золота и редких элементов в гранитоидах западной части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны (Южный Тянь-Шань): Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 1990. 20 с.

Новикова Т.И. Минералогия желтых охр ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут // Труды ин.-та геологии АН Тадж.ССР. Т. LXXVII. Вып. 2. Сталинабад. 1957. С. 67–89.

Новикова Т.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса ртутно-сурьмяного месторождения Джижикрут. Салинабад. 1959. С. 137–189.

Новикова Т.И. О находке самородного золота в ртутном месторождении Заржок // Докл. АН Тадж.ССР. 1965. № 8. С. 28–29.

Новикова Т.И., Вазиров К.В. Проявления базальтоидного вулканизма на флангах месторождения Канчоч и отношение к нему сурьмяно-ртутного оруденения // Докл. АН Тадж.ССР. Т. XVIII. № 4. 1975. С. 48–50.

Новикова Т.И. Особенности ртутно-сурьмяного оруденения Зеравшано-Гиссарского пояса // Закономерности размещения полезных ископаемых, Т13. М. 1981. С. 249–261.

Нюппенен Т.И. О первичных ореолах одного из сульфидных медно-никелевых месторождений северо-запада Кольского полуострова // Зап.ЛГИ. Т.Л1. Вып.2. 70–79.

Перчук Л.Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М.: Изд-во «Наука». 1964. 244 с.

Погребняк Н.Ф., Толочко В.В., Малясова З.В. Геохимия золота и урана в природных водах Забайкалья // Геохимия радиоактивных элементов и золота Забайкалья. Новосибирск. Наука. 1979. С. 116–119.

Поярков В.Э. Оценка месторождений при поисках и разведке. Сурьма и ртуть. М.: Госгеолтехиздат. 1955. Вып.15. 370 с.

Разумовский Н.К. Логнормальный закон распределения вещества и его особенности // Записки Ленингр. горн. ин.та. Т. 20. 1948. 47–52 с.

Родионов Д.А. Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М.: Наука. 1964. 97 с.

Розинев М.И. К вопросу о возрасте сурьмяно-ртутной минерализации Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Южный Тянь-Шань) // Геология рудных месторождений. 1970. Т.12. № 1. С. 98–104.

Романько Е.Ф., Чмырев В.М., Могаровский В.В. Рудоносность позднеальпийских орогенных формаций восточной части Средиземноморского складчатого пояса // Стратиформные рудные месторождения. М.: Наука. 1987. С. 231–237.

Росляков Н.А. Геохимия золота в зоне гипергенеза. Новосибирск. Наука. 1981. 278 с.

Салтовская В.Д., Старшинин А.Д., Пижаенов И.В. и др. Каменноугольная система // Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе. 1976. С. 57–82.

Салтовская В.Д. К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области // Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе. 1974. С. 126–139.

Сальникова Р.Н. Основные черты сурьмяно-ртутной формации Центрального Таджикистана // Геология рудных месторождений. 1976. Т. XVIII. № 2. С. 23–33.

Сауков А.А. Геохимия ртути // Геохимические очерки. М.: Наука. 1976. С. 166–325.

Сауков А.А., Айдиньян Н.Х., Озерова Н.А. Очерки геохимии ртути. М.: Наука. 1972. 335 с.

Сидоренко З.В. Ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут в Таджикистане // Советская геология. № 3-4. 1948. С. 60–66.

Синицын Н.М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня // Советская геология. № 2. 1959. С. 105–118.

Смирнов В.И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М. Госгеолтехиздат. 1947. 76 с.

Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М: Изд-во АН СССР. 1953. 232 с.

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука. 1970. 311 с.

Страхов А.Н. Основы теории литогенеза. Т.3. М.: Изд-во АН СССР. 1962. 550 с.

Ставров О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра. 1978. 213 с.

Сургай В.Т. Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шань // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М. 1970. С. 118–144.

Сургай В.Т. О природе сурьмяно-ртутного оруденения // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 3–14.

Таджибеков М. Внутригорные впадины Гиссаро-Алая в новейшем этапе геологического развития. Душанбе.: Дониш. 2005. 260 с.

Таджибеков М.Т. Важнейшие закономерности геологического строения и история формирования внутригорных впадин Юго-Востока Средней

Азии на новейшем этапе: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата. 2006. 51 с.

Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.Наука.1977.279 с.

Угаров В.А., Смыслов А.А. Математическая обработка результатов геохимического картирования горных пород // Основные принципы и методика радиогеохимического картирования горных пород. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т.164. Л. 1968. С. 77–103.

Унсов В.А. Щелочные интрузии северо-западной части Зеравшано-Гиссарской горной системы/Геология и полезные ископаемые Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистан). М.-Л.: Госгеолиздат, 1940. С. 61–79.

Файзиев А.Р. Температурные условия формирования некоторых ртутно-сурьмяных месторождений северного склона Гиссарского хребта (Южный Тянь-Шань) // Изв. АН Тадж.ССР. Отд.-ние физ.-мат. и геол.-хим. наук. № 4 (42) 1971. С. 65–71.

Файзиев А.Р. Закономерности размещения флюоритовых месторождений и рудопроявлений в Центральном Таджикистане // Советская геология, 1976. № 5. С.70–81.

Файзиев А.Р. Элементы-примеси как индикаторы генезиса флюоритов. Душанбе. Деваштич. 2002. 186 с.

Федорчук В.П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М.: Наука. 1969.264 с.

Федорчук В.П. Геология ртути. М.: Наука. 1983. 270 с.

Федорчук В.П. Геология сурьмы. М.: Недра.1985. 268 с.

Федорчук В.П. Экспертная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. М.: Недра.1991. 318 с.

Федорчук В.П., Шишкин П.Т. К вопросу о возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Тянь-Шаня // Закономерности размещения и вопросы прогнозирования полезных ископаемых Средней Азии. Труды САИГиМС. Вып.8. Ташкент, 1969. С. 63–68.

Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.

Харькевич К.А., Горшков Е.Н. К вопросу связи эндогенного оруденения и домезозойской покровной тектоники в Зеравшано-Гиссарской горной области/Геология и полезные ископаемые бассейна реки Зеравшан. Душанбе: Дониш. 1989. С. 3–10.

Хасанов А.Х. Кварцевые порфиры Каратегинского хребта/Тр. Тадж. гос.ун-та. Т.2. серия естеств. наук. 1957. С. 87–98.

Хасанов А.Х., Брейвинская В.М. Геолого-петрографическая характеристика жильных пород Восточного Гиссара и Каратегина // Вопросы геологии Таджикистана. Изд-во Тадж. гос. ун-та. 1965. С. 48–63.

Хасанов А.Х. Петрология магматических и метасоматических формаций и некоторые вопросы рудогенеза Центрального Таджикистана: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1970. 40 с.

Хасанов А.Х. Геотектонические условия образования сушелочно-базальтоидных трубок взрыва в складчатых областях (на примере Гиссаро-Алая) // ДАН СССР. 1972. Т. 203. № 5. С. 1195–1197.

Хасанов А.Х. Краткая геолого-петрографическая характеристика интрузивных образований Гиссаро-Алая // Вопросы геологии Таджикистана. Вып. IV. Душанбе. 1975. С. 119–197.

Хасанов А.Х. Общая последовательность и длительность формирования магматических и рудно-метасоматических формаций Гиссаро-Алая // ДАН СССР. 1975. Т. 223. № 3. С. 699–702.

Хасанов А.Х. Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1976_а. 249 с.

Хасанов А.Х. Возраст и особенности генезиса эпитеpmальных месторождений Гиссаро-Алая в связи с общей последовательностью рудно-метасоматических формаций // ДАН СССР. Т. 228. № 6. 1976_б. С. 1411–1414.

Хасанов А.Х., Мамадвафоев М.М., Ефименко В.Н. и др. Новые данные о геологии и возрасте кварц золоторудного месторождения Гиссарского хребта // Изв. АН Тадж. ССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1978. № 4 (70). С. 105–109.

Хасанов А.Х. О последовательности магматизма и метасоматизма в Зеравшано-Гиссарской области (Южный Тянь-Шань) // ДАН СССР. 1983. Т. 272. № 6. С. 1443–1448.

Хасанов А.Х., Мамадвафоев М. М., Кривошекова Н.И. Петролого-геохимические особенности щелочных базальтоидов верховьев р. Сардаи-Миена. Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук. 1986. № 1. С. 53–57.

Хасанов А.Х. Закономерности размещения, геодинамика и возможная алмазоносность кимберлитоподобных трубок взрыва Центрального Таджикистана (Южный Тянь-Шань). Душанбе. Деваштич. 2004. 168с.

Чедия О.К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим. Кн. 1. 1971. 332 с.; Кн. 2. 1972. 225 с.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Госгеолтехиздат. 1956. 245 с.

Чернышев В.Ф., Корин И.З., Харькевич К.А., Мельниченко А.Д. Основные особенности размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области // Геол. рудн. м.-ний. № 5. 1971. С. 38–54.

Чухров Ф.В. Вадозные термальные растворы и рудообразование // Проблемы минерального сырья. М.: Наука. 1975. С. 47–58.

Шадчиев А.С., Старшинин Д.А. О находке галек магматических пород в верхнепалеозойских конгломератах северного склона Зеравшанского хребта (Центральный Таджикистан) // Докл. АН Тадж.ССР. 1969. Т. XII, № 3. С. 38–41.

Шадчиев А.С. Стратиграфия, седиментационная зональность и основные этапы геологического развития Зеравшано-Гиссара в палеозое (Центральный Таджикистан) // Диссертация в виде научного доклада на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук Душанбе. 2004. 101 с.

Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. Геологическое строение и полезные фанерозоя Кухистана (Центральный Таджикистан). Душанбе. 2008. 406 с.

Шарипов Н.В. Петрология гранат-гиперстенсодержащих гранитоидов Южного Тянь-Шаня: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Душанбе. 1984. 28 с.

Щербаков Д.И. Геохимические идеи в практике Таджикско–Памирской экспедиции // Избр. труды. Т. 1. АН СССР. М. 1969. С. 82–100.

Щербаков Д.И. Новые данные о сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии // Избр. труды. Т. 1. М. АН СССР. 1969. С. 181–191.

Щербаков Д.И. К геохимии Алайского хребта // Избр. труды. Т. 1. М. 1969. С. 101–140.

Шинкарев Н.Ф. Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1966. 152 с.

Щукин С.И. Типы орогенных структур Южного Тянь-Шаня и особенности их металлогении // Закономерности размещения полезных ископаемых. Орогенная металлогения. Т. 13. М.: Наука, 1981. С. 143–152.

Юсупов Х.М. О возрасте ртутного рудопроявления Зархок // Изв. АН Тадж ССР. Отд.-ние геол.-хим. и техн. наук. Вып. 1(2). 1960. С. 83–90.

Юсупов Х.М. К вопросу о генезисе ртутного месторождения Кавнок в Центральном Таджикистане // Узб. геол. журнал. № 6. 1961. С. 31–35.

Юсупов Х.М. Геология и генезис ртутного месторождения Кавнок в Таджикистане. Ташкент. 1962. 16 с.

Юсупов Х.М. Новые данные о структуре и рудоносности месторождения Кончоч в Центральном Таджикистане // Докл. АН Тадж.ССР. Т. 11. № 5. 1968. С. 41–45.

Юсунов Х.М. Об одном случае возможной связи ртутно-сурьмяного оруденения с интрузиями в Центральном Таджикистане // Докл. АН Тадж.ССРТ.14. № 7. 1971 С. 40–46.

Юсунов Х.М. Условия образования ртутно-сурьмяного Зеравшано-Гиссарского пояса // Разведка и охрана недр. № 4. 1976. С 37–40.

Юсунов Х.М. О генезисе рудовмещающей брекчии Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса // Узб. геол. журнал. № 4. 1976^а. С. 48–51.

Юсунов Х.М. О возрасте оруденения Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса // Советская геология. № 2.1976^б. С. 98–108.

Юсунов Х.М., Шахматов А.А. Исследование телетермальных месторождений Центрального Таджикистана палеомагнитным методом // Докл. АН Тадж.ССР.Т.20.№ 3. 1977а. С. 49–51.

Юсунов Х.М. О глубине образования ртутно-сурьмяных месторождений в Центральном Таджикистане // Изв. АН Тадж.ССР. Отд.-ние физ.-мат. и геол. хим. наук. № 4 (66). 1977^б. С. 64–69.

Юсунов Х.М. Основные закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения в Зеравшано-Гиссарском рудном поясе Душанбе: Дониш.1978.192 с.

Юсунов Х.М. Основные закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения в Зеравшано-Гиссарском рудном поясе, вопросы методики его прогнозирования и поисков: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1983. 45 с.

Юсунов Х.М. О возрасте и глубине образования ртутно-сурьмяных месторождений Зеравшано-Гиссарского рудного пояса // Геология рудных месторождений. 1985. № 5. С. 105–107.

Юфа Б.А., Гуревич Ю.М. Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля // Геохимия. № 8. 1964. С. 817–824.

Ahrens L.X. The Lognormal distribution of elements // Geohim. et Cosmochim. Acta, V 6. № 2/3, V 5, № 2, 1954. P. 191–197.

Aubrey K.V. Frequency distribution of elements in igneous rocks // Geohim. et Cosmochim. Acta, V 9. № 1/2. 1956. P. 30–47.

Jisba Z.V. Frequency distribution of elements in igneous rocks // Geohim. et Cosmochim. Acta, 1959. V 16. № 1/3. P.79–82.

Rogers J.J.W., Adams J.A.S. Lognormality of thorium Concentration in the Conway Granite // Geohim. et Cosmochim. Acta. № 7. V 27. 1963. P.775–787.

Shaw D.M. Elements distribution laws in geochemistry // Geohim. et Cosmochim. Acta.1961. V 23. № 1-2. P.49–54.

Мамадшо Мамадв афроевич Мамадв афроев
Абдурахим Хасанович Хасанов
Фина Ивановна Кривошекова
Ансор Сохибович Ниезов

РАННЕПЕРМСКИЙ МАГМАТИЗМ И РТУТНО-СУРЬМЯНОЕ
ОРУДЕНЕНИЕ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО
РУДНОГО ПОЯСА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАДЖИКИСТАН)

Зав. редакцией – Ю. Мамаджанов
Редактор – М.М. Мамадв афроев
Технический редактор – М. Ниезов
Корректоры – М.М. Мамадв афроев, А.С. Ниезов

Фото на обложке – М. Умаров

ИБ 1671

Сдано в набор 26.06.2010. Подписано в печать 18.09.2010.
Формат 84x108 1/16. Гарнитура Таймс.
Усл. печ. л. 8,75. Усл. кр.-отт. 9,50 Уч.-изд. л. 10,00
Тираж 200 экз. Изд. № 4366. Заказ. 182. Цена договорная.

Компьютерный набор

Издательство "Недра"
734033, Душанбе, 7-й км Айнинского шоссе, здание 2.

Отпечатано в типографии Научно-производственного центра «НЕДРА»
734033, Душанбе, 7-й км Айнинского шоссе, здание 2.