

П-832377

П.78.

сканер

X

**ПРОБЛЕМЫ  
ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ  
ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

028316

**Душанбе - 2015**

**«Дониш»**

АКАДЕМИЯИ ИЛМҲОИ ҶУМҲУРИИ ТОҶИКИСТОН  
ИНСТИТУТИ ГЕОЛОГИЯ, СОҲТМОНИ БА  
ЗАМИНҚУНБЌ ТОБОВАР ВА СЕЙСМОЛОГИЯ

**МАСОИЛИ**  
**ПЕТРОЛОГИЯ ВА МИНЕРАГЕНИЯИ**  
**ОСИЁИ МАРКАЗӢ**

Душанбе - 2015  
«Дониш»

П 78 852377

П 78

УДК 552:549 (575.3)

П 78

**П 78 Масоили петрология ва минерагенияи Осиёи Марказӣ/Маҷмӯи мақолаҳои илмӣ бахшида ба 85-солагии доктори илмҳои геология ва минералогия, профессор, академики Академияи муҳандисии ҚТ, барандаи Ҷоизаи давлатии ба номи Абуали ибни Сино дар соҳаи илму техника, Ходими хизматнишондодаи илму техникаи Ҷумҳурии Тоҷикистон Бобохоҷаев С.М., Душанбе: Дониш, 2015. – 115 с.**

Дар маҷмӯа мақолаҳои илмӣ, ки дорои назари муосир ба масоили геология ва минералогия ва маъданнокӣ чинҳои мағмавӣ, таҳқиқи конҳои маъданӣ гайримағданӣ, минерагения, захираҳои маъдани Осиёи Марказӣ, Урал ва Афғонистон мебошанд, гирд оварда шудаанд.

Барои мутахассисони соҳаҳои геология, петрология ва минералогия, инчунин аспирантону донишҷӯёни макотиби олий, ки дар соҳаи илмҳои оиди Замин сабақ меомӯзанд, пешкаш мешавад.

Ҳайати таҳририя

Мамадҷонов Ю.М. – сармуҳаррир, Файзиев А.Р.,  
Низомов Ҷ.Н., Ишук А.Р., Каримов Ф.Х.,  
Ниёзов А.С., Собиров А.А., Ҳоҷиев А.К. – котиби масъул,  
Оймаҳмадов И.С. – муовини сармуҳаррир

© Институти геология, сохтмони  
ба заминчунӣ тобовар  
ва сейсмологияи АИ ҚТ, 2015

АКАДЕМИЯ НАУК РЕСПУБЛИКИ ТАДЖИКИСТАН  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, СЕЙСМОСТОЙКОГО  
СТРОИТЕЛЬСТВА И СЕЙСМОЛОГИИ

## ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Душанбе - 2015  
«Дониш»



УДК 552:549 (575.3)

П 78

**П 78 Проблемы петрологии и минерагении Центральной Азии/Сборник научных статей, посвящённый 85-летию доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика Инженерной академии РТ, лауреата Государственной премии им. Авиценны в области науки и техники, Заслуженного деятеля науки и техники Республики Таджикистан Бабаходжаева С.М.. Душанбе: Дониш, 2015. – 115с.**

Сборник содержит научные статьи, посвященные современным проблемам петрологии и рудоносности магматических образований, исследования рудных и нерудных месторождений, минерагении и минеральных ресурсов Центральной Азии, Урала и Афганистана.

Представляет интерес ученым и специалистам в области геологии, петрологии и минерагении, а также аспирантам и студентам геологического профиля обучения.

Редколлегия

Мамаджанов Ю.М. – гл. редактор, Файзиев А.Р., Низомов Дж.Н.,  
Ишук А.Р., Каримов Ф.Х., Ниязов А.С., Собиров А.А.,  
Ходжиев А.К. – отв. секретарь, Оймахмадов И.С. – зам. гл. редактора.



663489

© Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ, 2015



**Бабаходжаев  
Суннат Мадалиевич**

**(1929-2003)**



## УЧЕНЫЙ - ИССЛЕДОВАТЕЛЬ БОГАТСТВ ЗЕМНЫХ НЕДР ТАДЖИКИСТАНА

25 мая 2014 года геологическая общественность Таджикистана отметила 85-летие со дня рождения известного ученого в области геологической науки, доктора геолого-минералогических наук, профессора, академика Инженерной академии Республики Таджикистан, заслуженного деятеля науки и техники РТ, Лауреата Государственной премии им. Абуали ибн Сино в области науки и техники Сунната Мадалиевича Бабаходжаева.

С.М. Бабаходжаев – уроженец г.Канибадама, в родном городе прожив до окончания средней школы и в 1945 году поступил на геологическое отделение геолого-почвенного факультета Среднеазиатского государственного университета - САГУ (в последствии ТашГУ им.В.И.Ленина, ныне Узбекский национальный университет им. Мирзо Улугбека). Специальность, которую С.М. Бабаходжаев выбрал при поступлении в университет, не была случайной. Во время учебы в школе и, особенно в студенческие годы он понял, насколько востребована специальность геолога для восстановления разрушенного войной 1941-1945 гг. народного хозяйства страны. С.М. Бабаходжаев уже к окончанию учебы в университете был сформировавшимся специалистом, так как прохождение ежегодной практики и неустанный его стремление к познанию сложных задач геологии помогали постоянно совершенствовать багаж его знаний. Первое серьезное испытание для молодого С.М. Бабаходжаева пришлось, когда в 1947 году будучи студентом-практикантом он непосредственно выполнял самостоятельную работу на должности коллектора в составе Кухималикского минералогического отряда в районах бассейна р. Зеравшан и южных склонов Гиссарского хребта, а в 1948-1949 гг. - в составе Варзобской петрографической партии Института геологии Таджикского филиала АН СССР. С уверенностью можно сказать, что годы прохождения производственной практики в Институте геологии ТФ АН СССР определили судьбу Сунната Мадалиевича в выборе научного направления в его дальнейших исследованиях - петрологию - науку о магматических, метаморфических и метасоматических горных породах.

После окончания в 1950 году геолого-почвенного факультета САГУ Суннат Мадалиевич был направлен на работу в Институт геологии, где он был принят на должность младшего научного сотрудника в сектор петрографии и полезных ископаемых. Одновременно он продолжал учебу в заочном отделении аспирантуры Института геологии АН Узбекской ССР под руководством академика Х.М.Абдуллаева. Целеустремленность и большое трудолюбие сыграли большую роль в становлении С.М.Бабаходжаева как ученого и специалиста в области петрографии магматических образований. Подтверждением тому явилась подготовленная им к защите кандидатская диссертация на тему «Магматические комплексы и некоторые особенности металлогении Такобского района». Основой диссертационной работы ученого стали результаты его исследований, выполненных в 1951 - 1953 гг. в процессе полевых геологических изысканий в бассейне р. Такоб на южных склонах Гиссарского хребта. Здесь С.М. Бабаходжаевым было выявлено более десяти рудных проявлений свинца, цинка, мышьяка, железа, вольфрама и флюорита, а также новое доселе неизвестное мышьяково-оловянное рудопроявление «Ходжа».

С 1956 года в научной деятельности С.М. Бабаходжаева наступает новый этап исследований, связанный с выполнением важных для народного хозяйства республики работ по изучению уникального в геологическом и рудном отношении территории Северного Таджикистана-Карамазарского горнорудного района.

Первые же годы работы в Карамазаре дали новые научные результаты существенно дополнившие, а в ряде случаев, коренным образом меняющие, сложившиеся к тому времени представления о геологии, магматизме и рудоносности этого региона. Детальные геолого-петрологические исследования позволили ученому разработать новую схему возрастного расчленения и последовательности формирования интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Научно обоснованная и предложенная для практического использования разработка С.М. Бабаходжаева была достойно оценена крупными учеными и специалистами в области петрологии. Большой интерес среди геологов также вызвала его идея



о генезисе интрузивных образований этого региона и аргументация того многообразия магматических процессов, которые здесь проявлялись. Им также была высказана мысль о существовании и последовательном функционировании двух очагов магмаобразования, локализующихся на уровне гранитного и базальтового слоев земной коры региона.

Начало 1970-х годов в жизни С.М. Бабаходжаева были знаменованы несколькими памятливыми событиями. За достигнутые успехи в исследовании интрузивных комплексов Кармазара, выявление характерных особенностей магматизма данного региона, его геохимической специализации и рудоносности ученый был награжден орденом «Знак почета». Многолетние научные изыскания по исследованию петролого-геохимических особенностей и рудоносности интрузивных комплексов Восточного Кармазара позволили ему научно обобщить и представить диссертацию на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, которую он успешно защитил на диссертационном совете Ташкентского государственного университета им. В.И. Ленина. Его докторская диссертация, изданная в 1975 году академическим издательством «Дониш» в виде капитальной монографии «Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Кармазара» была удостоена Государственной премией в области науки и техники им. Абуали ибн Сино.

В 1977 г. Академией наук СССР геологическим институтам Средней Азии было дано задание по выполнению Международного Памиро-Гималайского проекта с целью комплексного исследования глубинного строения земной коры и верхней мантий региона по профилю Памир-Каракорум-Гиндукуш-Гималаи, руководителем работ, по таджикостанской части которого был назначен С.М. Бабаходжаев. Большой коллектив ученых и специалистов, задействованный для выполнения этого масштабного по значимости проекта, под руководством Сунната Мадалиевича получил целый ряд весьма важных научных результатов о литосфере Памира и Дарваза.

Будучи участником VI Всесоюзного петрографического совещания в г. Ленинграде, С.М. Бабаходжаев с учетом новых данных представил доклад на тему «Петрология и рудоносность магматических образований Кармазара». Анализируя накопленный богатейший материал, он дал аргументированную оценку перспектив потенциальной рудоносности магматических образований Кармазара, выделил в его пределах пять рудных районов и обосновал отличительные их черты по характеру и типу рудной минерализаций, связанной с позднепалеозойскими магматическими процессами.

В опубликованных научных работах С.М. Бабаходжаева большой акцент сделан на сведении всех имеющихся результатов о магматизме и рудоносности интрузивных комплексов Кармазарского рудного района, являющихся важным звеном в работе по составлению карты магматических формаций и металлогении Средней Азии.

С.М. Бабаходжаев в последние годы вел неустанную работу по подготовке молодых кадров по разным специальностям геологической и аграрной науки, являлся членом двух диссертационных советов в Институте геологии АН РТ и Таджикского аграрного университета им. Ш. Шотемурра и был научным руководителем диссертационных работ аспирантов. В 1990г. решением Высшей Аттестационной Комиссией СССР Суннату Мадалиевичу Бабаходжаеву было присвоено ученое звание профессора кафедры «Общей геологии». Его перу принадлежит более 200 научных работ, в том числе 10 монографий и учебников. Научные труды С.М. Бабаходжаева оставили заметный след в отечественной петрологической и геохимической науке. Его научная биография является и впредь станет ярким примером каждому, кто по-настоящему считает себя геологом-исследователем нашего родного края. Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии Академии наук Республики Таджикистан, в стенах которого Суннат Мадалиевич трудился и творил более полувека, гордится им за его большой вклад в развитии геологической науки.

**Ю.М. Мамаджанов, А.Р. Кариев, А.С. Ниёзов**

УДК553.52 (575.3)

**С. М.Бабаходжаев\***, **А.Х.Халиков\*\***

*\*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ*

*\*\*ООО «Петролеум Сугд» МЭ и ВР РТ*

## **ГЕОЛОГО - ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕЙКОКРАТОВЫХ ГРАНИТОВ МАЗАРСКОГО МАССИВА (Горы Ферганский Каратау)**

Горы Ферганского Каратау находятся в центральной части Букунтау - Карачатыр-Алайской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня и сложены осадочно-метаморфическими породами палеозойского, а также осадочными образованиями мезозойского и кайнозойского возрастов. В разрезе палеозоя принимают участие (снизу вверх) следующие образования: слоистые доломитизированные известняки и доломиты среднего девона (мощностью до 1400 м), светло-серые и слоистые известняки с прослоями известковисто-глинистых сланцев и конгломератов нижнего карбона (2300 м), конгломераты и песчаники верхнего карбона (1600 м). Отмечается несогласие между отложениями D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> и C<sub>3</sub>. Пермский разрез представлен обломочными породами с пачками конгломератов, песчаников и глин, мощностью около 400 м. Мезозойские и кайнозойские отложения (от триаса до неогена) развиты в южной и северо-восточной части гор Ферганского Каратау. Представлены они континентальными терригенными и морскими карбонатными отложениями.

Горы Ферганский Каратау претерпели сложные складчатые перестройки. В завершающем этапе каледонской складчатости в этой части региона образовалась широтная антиклинальная структура, которая было сдвинута в поперечном направлении Караотекским надвигом. Элементы залегания последнего довольно изменчивы. Углы его падения колеблются с запада на восток от 50° до 80° на север. Здесь известняки палеозоя надвинуты на отложения мезозоя-кайнозоя образующие, местами крутые флексурные складки.

В истории позднепалеозойского развития гор Ферганского Каратау отмечается взаимосвязь складчатости с условиями накопления морских, прибрежных и континентальных осадков. Для района характерно слабое развитие процессов магматизма. Известны незначительные по масштабам проявления позднекарбонных вулканитов, пермский интрузив лейкократовых гранитов, а также даек диабазовых порфиритов позднепермского возраста. В позднем карбоне происходили излияния эффузивов андезитодацитового и липаритового состава, образующие согласные и межпластовые залежи среди отложений верхнего карбона. Отдельные выходы эффузивов прослеживаются в широтном направлении на расстоянии до 5-6 км. Мощность их колеблется от 1.5 до 3 м, местами до 20-30 м. Кварцевые альбитофиры вверх по разрезу толщи эффузивов сменяются андезитодацитовыми порфиритами зеленовато-серой окраски. В составе вулканитов полевые шпаты преобладают в кварцевых альбитофирах, а в андезитодацитовых порфиритах больше содержится темноцветных минералов - биотита, роговой обманки и пироксена. Состав плагиоклазов в вулканитах колеблется от альбита до андезина. Среди эффузивов встречается толща спилитов коричневатого-зеленоватого цвета, в основной массе которых присутствуют спутанно-волоконистые агрегаты микролитов основного плагиоклаза и титанистого авгита, сцементированных хлоритизированным стекловидным веществом. Мощность толщи спилитов не превышает 20-25 м.

Значительный интерес представляют проявления позднепалеозойского интрузивного магматизма в пределах гор Ферганского Каратау. Сведения о них в литературе довольно скудные, очень редко упоминается о Мазарском массиве позднепермских лейкократовых гранитов.



Мазарский интрузив находится на северном склоне гор Ферганский Каратау (рис.1). Площадь интрузива около 3 км<sup>2</sup>. Вокруг массива отмечается несколько сателлитов лейкократовых гранитов площадью от 50 до 100 м<sup>2</sup>. Формирование Мазарского интрузива гранитов связано с посторогенной активизацией герцинской складчатости.

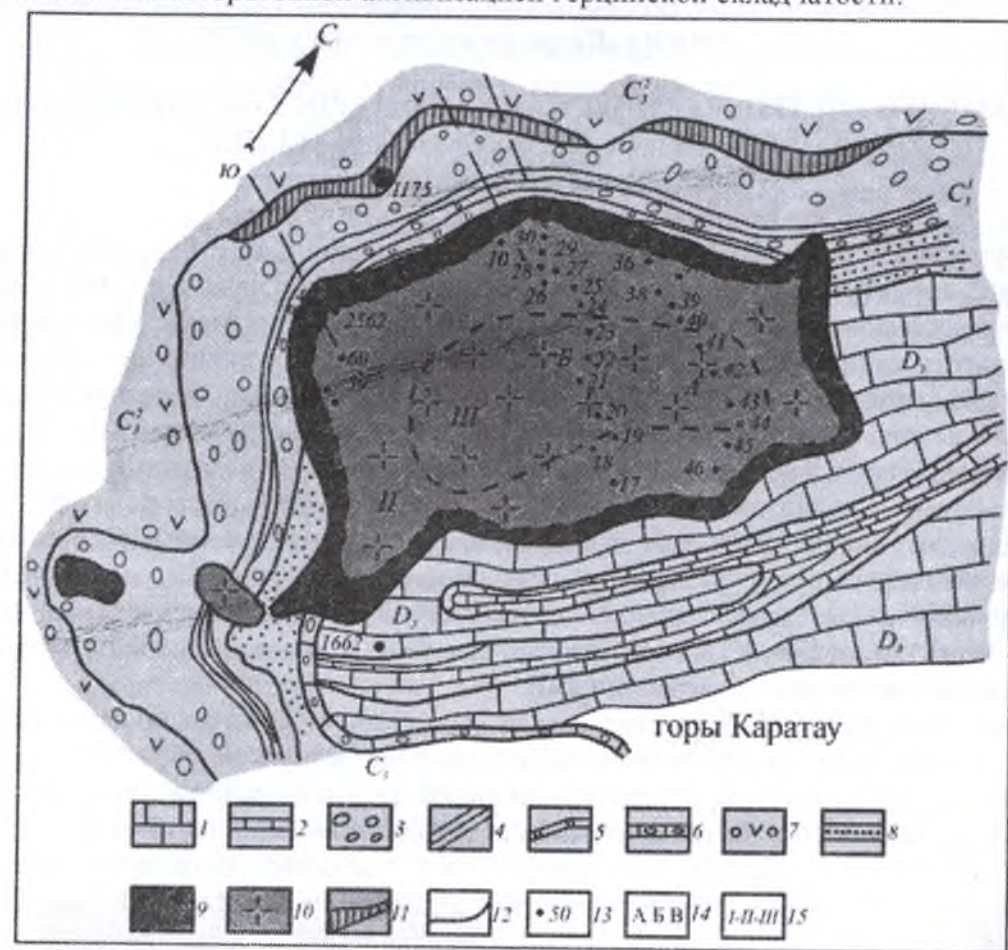


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Мазарского гранитного массива (Ферганский Каратау). Масштаб 1:25 000. 1. Известняки, D<sub>2-3</sub>; 2. Тонкоплитчатые известняки, D<sub>3</sub>; 3. Конгломераты, C<sub>3</sub>; 4. Глинистые сланцы, C<sub>3</sub><sup>1</sup>; 5. Прослой известняков, C<sub>3</sub><sup>1</sup>; 6. Базальные конгломераты, C<sub>3</sub><sup>1</sup>; 7. Метаморфизованные конгломераты с вулканитами, C<sub>3</sub><sup>2</sup>; 8. Песчаники, C<sub>3</sub><sup>2</sup>; 9. Лейкограниты мелкозернистые; 10. Лейкограниты средне – крупнозернистые; 11. Полоса скарнов с магнетитом; 12. Разломы; 13. Пробы; 14. Разрезы; 15. Зоны.

По морфологии интрузив напоминает шток, вероятно небольшой лакколит. При изучении характера контактов интрузива выясняется, что он приурочен к стратиграфическому несогласию между отложениями D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> и C<sub>3</sub> имея межпластовый характер тела.

Мазарский интрузив отличается четко выраженным зональным строением и кислым составом слагающих его гранитов. В северной части массив контактирует с осадочно-вулканогенными отложениями C<sub>3</sub>. Угол падения 40-50°. В южной части контакта интрузива с вмещающими породами пологий - до 10-25°. В C<sub>3</sub> части массива контакт крутой с углами падения - 60-70°. Осадочно-вулканогенные породы на контакте ороговикованы мощностью до 100 м, а известняки D<sub>2-3</sub> мраморизованы (мощность до 50 м).

Мазарский интрузив прорезан глубокими ущельями трёх меридиональных безводных сасв. Превышение интрузива по вертикали составляет в среднем до 500 м. Площадь интрузива сильно расчленён, а граниты интенсивно трещиноватые. Преобладающие трещины большей частью направлены широтно с падением на север 45-60°. Выде-

ляются также меридиональные трещины СВ и ЮВ направлений, при пересечении которых в гранитах образуются мелкие блоковые и матрацевидные отдельности.

Согласно составленным через массив трём петрографическим разрезам отчетливо вырисовывается зональное строение Мазарского интрузива. Процессы ассимиляции и контаминации в Мазарском интрузиве проявились очень слабо. Об этом свидетельствует единичное или почти полное отсутствие ксенолитов вмещающих пород и однообразный состав гранитов. Кристаллизация расплава в краевых частях интрузива протекала быстрее, чем в центральной части. В периферийной эндоконтактной части массива граниты мелкозернистые, местами фельзитоподобные. Мощность этой полосы, полностью окаймляющей Мазарский интрузив, колеблется от 10 до 150 м. В сторону центра массива мелкозернистые граниты через мелко-среднезернистые типы гранитов постепенно переходят в средне-крупнозернистые их разновидности. Зернистость гранитов становится более отчетливой, в породах появляются порфировидные выделения полевых шпатов, кварца, иногда биотита.

По количественно-минеральному составу, структурно-текстурным особенностям, окраски и постмагматическим изменениям в пределах Мазарского массива выделяются: 1) граниты фельзитовидные, мелкозернистые, среднезернистые, крупнозернистые, слабо порфировидные; 2) граниты биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные, полевошпатовые; 3) граниты серые, розовые, красные; 4) граниты окварцованные, альбитизированные, калишпатизированные.

Отмеченные разновидности гранитов образуются в процессе формирования интрузива, а их масштабы зависят от различных петрогенетических условий. Петрографические разновидности, в частности мелко-среднезернистые и крупнозернистые граниты, кроме установленной общезональной закономерности, выделяются также значительной площадной распространенностью. Биотитовые, мусковитовые и двуслюдяные разновидности гранитов характеризуются неодинаковыми содержаниями биотита и мусковита, достигающими местами до 3-5% каждый в отдельности или вместе составляющие до 10% (двуслюдяные). На площади массива в разной степени интенсивности проявились метасоматические и постмагматические изменения - альбитизация, калишпатизация и др. Калишпатизированные граниты развиты вдоль трещин и разломов. Они тянутся в виде узких полос мощностью до 10-50 м или образуют небольшие площади (200-300 м<sup>2</sup>) на участках интенсивной трещиноватости гранитов. Окварцованные разновидности гранитов развиты слабо, локализуясь в зонах региональных разломов и трещин отдельности.

Количественно-минералогический состав гранитов, приведенный в табл. 1, характеризует выделенные выше петрографические разновидности гранитов. Главными породообразующими минералами гранитов являются калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц и биотит. Также развит метасоматический мусковит. Предел колебаний отдельных минералов составляет до 20%, что, по всей вероятности, связано с условиями внутрикамерной дифференциации гранитного расплава. Содержание калишпата и кварца в гранитах вместе составляют от 65% до 75%.

Калишпаты являются наиболее широко распространенными минералами гранитов. Представлены они высокими, промежуточными и низкими ортоклазами, как правило, в разной степени пертитизированными. Встречается также крипторешетчатый слабоупорядоченный промежуточный микроклин с оптической характеристикой:  $-2V=62-68^\circ$ ,  $\Delta_0=0.4-0.5$ ,  $Ng=1.523-1.527$ ,  $Np=1.6518-1.520$ .

Выделяются две генерации калишпата. Первая генерация представлена идиоморфными зёрнами, а калишпаты второй генерации - ксеноморфные и разноформенные зёрна с размерами 0.1- 2-3 мм. Калишпаты замещены альбитом, чаще неравномерно, местами настолько интенсивно, что сохраняются лишь отдельные реликты калишпата.

В лейкогранитах количество плагиоклаза значительно меньше чем калишпата. Он образует таблитчатые, слегка удлиненные зёрна, иногда полисинтетически с двойнико-



ванные. Пойкилитовые включения плагиоклаза встречаются внутри калишпата. В самих плагиоклазах присутствуют чешуйки мусковита и пластинки биотита. Серицитизация плагиоклаза обычно начинается с края зерна и постепенно увеличивается к его центру. Состав плагиоклаза колеблется от низких номеров до 10 – 15. В отдельных зернах плагиоклаза отчетливо выражены по синтетические двойники. Преобладают альбит и олигоклаз.

Кварц, имеющий разные формы и очертания, занимает интерстиции между другими минералами. В кварце присутствуют включения биотита и плагиоклаза. Кварц образует зерна разных размеров, иногда крупные (до 10-20 мм). Кварц, прорастая с калишпатом, образует микропегматитовые и мирмекитовые участки пегматоидной структуры. В составе гранитов Мазарского массива единственным темноцветным порообразующим минералом является биотит. Его количество колеблется от 1 до 5%. Биотит имеет таблитчатые, постоянно вытянутые по длине зерна, и листочки. Как правило, биотит высокожелезистый, коричневатой и бурой окраски. Листочки биотита в разной степени подвержены замещению вплоть до псевдоморфозы мусковита по нему. Замещающим биотит вторичным минералом является хлорит. В зависимости от интенсивности замещения и характера железистости плеохроизм биотита неустойчив. По сечению Ng пластинки биотита плеохроируют в темно-бурых тонах. В некоторых разновидностях лейкогранитов Мазарского массива отмечаются повышенные содержания мусковита, достигающим до 6–8% объёма пород. Часто количества мусковита вместе с биотитом составляет 10–12%, за что породу можно именовать двуслюдяным гранитом. Двуслюдяные граниты, как правило, встречаются в апикальной зоны центральной части массива.

**Петрохимические и геохимические данные.** Особенности химического состава лейкогранитов Мазарского массива характеризуются по результатам 18 силикатных анализов (табл. 2). Химический состав лейкогранитов почти во всех участках массива, несмотря на выявленные некоторые фациальные различия, очень близок. По многим петрохимическим параметрам породы главной фаций массива приближаются к лейкократовому типу гранитов. Параметры "b" во всех частях массива, за исключением единичных анализов, колеблются в небольшом пределе (1.5-5.0). Параметры "b" в гранитах эндоконтактной зоны, в частности в участках соприкосновения лейкогранитов с эффузивами основного и среднего состава, известняками D<sub>2</sub>-C<sub>1</sub> и вокруг ксенолитов, достигают 8-15. В отмеченных условиях, несомненно, происходит загрязнение состава гранитов, повышается количество биотита, увеличивается аортитовое число плагиоклазов. Поведение параметров "a", "c" и "S" как и параметра "b", на всей площади массива находится в близких соотношениях.

Особенности химизма лейкогранитов массива рассматриваются по данным трёх разрезов. Значения петрогенных оксидов, приведенных в таблицах 2 и 3, показывают на близкие их значения во всех частях массива. Предел вариации петрогенных оксидов составляет не более 1-2%. В отдельных разрезах иногда заметны колебания некоторых оксидов. В разрезе А (рис.1, табл.2) - в северной части массива, где мелкозернистые граниты соприкасаются с андезитодацитами С<sub>2</sub>, содержание SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, чем TiO<sub>2</sub>, MgO, FeO, CaO несколько меньше по сравнению с гранитами, развитыми в южной. В породах западной краевой фации массива заметно выше содержание SiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O.

На диаграмме SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+ K<sub>2</sub>O) составы гранитов Мазарского интрузива соответствуют семейству лейкогранитов и субщелочных лейкогранитов (рис.2). Встречаются также граниты с низкими содержаниями K<sub>2</sub>O (1.81%) или Na<sub>2</sub>O (0.34%). Эти породы попадают в поле семейства низкощелочных гранитов (рис. 2). По всей вероятности, мы имеем здесь дело с погрешностями анализа. Не исключено, что породы подвержены интенсивному метасоматическому преобразованию.

Таблица 1.

Количественно-минеральный состав лейкократовых гранитов Мазарского массива, в объём. %

№ шифра	КПШ	Р1	Q	В1	Му	Акцессорные минералы	Рудные минералы	Вторичные минералы	Структура
71	44	16	28	4.0	2.0	1.2	3.0	1.8	порфириовидная, гипидноморфнозернистая
72	35	17	40	3.0	1.0	1.5	2.0	0.5	гипидноморфнозернистая
73	35	18	35	5.0	3.0	2.0	1.3	0.5	гипидноморфнозернистая
75	43	13	32	2.0	2.0	1.5	2.0	0.5	гранитовая
76	38	13	35	3.5	0.5	1.5	8.0	0.5	порфириовидная, гранитовая
97	37	14	35	2.0	8.0	1.7	1.3	1.0	аплитовая
98	45	10	40	2.0	-	1.3	1.2	0.8	аплитовая
100	43	8.0	39	4.0	-	0.5	0.2	0.3	аплитовая, микропорфириовая
101	30	12	35	2.0	0.5	1.7	5.0	0.8	аплитовая
104	45	10.5	33	4.0	1.3	2.0	4.0	1.7	гипидноморфнозернистая
105	42.9	17.9	36.8	1.1	-	0.3	0.5	0.5	порфириовидная, гранитовая
106	40	8.0	35	5.0	8.0	1.0	1.3	1.7	пойкилитовая
107	24	14	55	2.5	0.5	1.2	2.0	0.8	порфириовидная
108	42	12	38	3.4	2.0	0.6	1.0	0.6	порфириовидная
109	42	11	38	3.5	0.9	1.5	2.0	1.2	аплитовая
110	35	10	42	5.0	0.2	2.5	1.0	0.8	аплитовая

Примечание: КПШ – калиевый полевой шпат, Р1 – плагиоклаз, Q – кварц, В1 – биотит, Му – мусковит, Акцессорные минералы – гранат, циркон, апатит, сфен. Рудные минералы – магнетит, пирит, гематит, лейкоксен и др. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонаты, пелитовое вещество.



Таблица 2

Химический состав лейкогранитов Мазарского массива, вес. %

№№ П.п	№№ проб	Раз- резы	Зоны	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
1	2547	А	краевая	77.49	0.21	12.68	0.08	0.94	0.03	0.05	0.50	3.64	3.74	0.01	0.20	0.06	99.57
2	2543			центральная	76.82	0.21	12.31	0.81	0.65	0.00	0.05	0.58	2.43	5.00	0.03	0.90	0.30
3	2540		краевая	77.13	0.21	12.31	0.81	0.65	0.00	0.10	0.58	2.70	4.64	0.03	0.38	0.02	99.84
4	2534			75.89	0.49	11.94	0.32	0.72	0.06	0.59	3.38	3.37	1.81	0.03	1.54	0.02	100.14
Среднее				76.83	0.28	12.31	0.50	0.74	0.02	0.20	1.26	3.03	3.79	0.03	0.75	0.10	99.83
5	2517	Б	центральная	77.41	0.32	12.31	0.50	0.65	0.02	0.15	0.50	3.18	4.82	0.00	0.28	0.18	100.14
6	2520			77.87	0.21	12.31	0.61	0.65	0.02	0.05	0.36	3.24	4.76	0.00	0.24	0.10	100.32
7	2521			76.81	0.19	12.68	0.61	0.65	0.02	0.05	0.43	3.10	4.94	0.00	0.30	0.06	99.78
8	2523			76.76	0.26	12.68	1.12	0.65	0.03	0.15	0.50	3.13	4.76	0.05	0.28	0.16	100.37
9	2524			77.00	0.21	12.50	1.12	0.36	0.02	0.00	0.50	3.10	4.94	0.00	0.32	0.16	100.37
10	2526			76.90	0.21	11.94	0.83	0.72	0.03	0.20	0.72	3.37	4.82	0.04	0.34	0.04	100.13
11	2529	77.32	0.17	12.68	0.53	0.72	0.00	0.10	0.58	2.43	4.64	0.00	0.42	0.12	99.59		
12	2531	76.82	0.17	11.94	0.80	0.94	0.00	0.00	0.72	3.37	5.03	0.00	0.48	0.06	100.27		
Среднее				77.11	0.21	12.13	0.76	0.66	0.01	0.08	0.54	3.11	4.84	0.01	0.33	0.11	100.12
13	2549	В	краевая	77.68	0.17	11.94	1.05	0.43	0.00	0.25	0.36	2.43	5.12	0.00	0.56	0.12	99.99
14	2550			77.29	0.21	11.94	0.83	0.72	0.00	0.00	0.43	2.70	5.12	0.00	0.42	0.04	99.66
15	2559			76.97	0.26	12.31	0.00	1.30	0.03	0.00	0.57	3.03	5.42	0.00	0.14	0.00	100.03
16	2562	центральная	75.69	0.26	12.12	0.84	0.86	0.04	0.25	0.72	3.37	4.82	0.03	1.06	0.34	100.06	
17	2560		77.82	0.26	11.19	0.85	0.43	0.03	0.00	0.29	3.37	5.42	0.00	0.38	0.06	100.10	
18	2559 <sup>а</sup>		74.61	0.78	14.17	0.91	1.66	0.00	1.49	0.29	0.34	3.62	0.00	2.50	0.14	100.37	
Среднее				76.68	0.34	12.28	0.74	0.90	0.01	0.33	0.44	2.54	4.92	0.005	0.84	0.11	100.03

Продолжение табл. 2

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

№№ проб	а	с	в	S	а	а	с	с	m'	г	n	u	t	а.с	+Q
2547	12.6	0.6	3.2	83.5	70.7	-	-	3.0	26.3	59.7	2.0	2.0	0.2	21.0	35.3
2543	12.0	0.7	3.7	83.6	63.7	-	-	2.6	33.6	42.4	17.7	17.7	0.2	17.1	35.7
2540	12.1	0.7	3.6	83.6	60.7	-	-	5.3	33.9	47.3	17.8	17.8	0.2	17.3	35.8
2534	9.1	2.8	8.6	79.5	-	73.9	-	10.1	16.0	74.0	5.8	5.8	0.5	3.3	34.9
Среднее	11.4	1.2	4.9	82.5	48.8	-	-	5.2	27.4	55.8	10.8	10.8	0.3	14.7	35.4
2517	13.3	0.6	2.4	83.7	48.6	-	-	10.8	40.5	50.5	16.2	16.2	0.3	22.1	33.9
2520	13.2	0.4	2.7	8.6	58.1	-	-	2.3	39.5	50.7	18.6	18.6	0.2	33.0	34.8
2521	13.3	0.4	2.6	83.6	55.0	-	-	2.5	42.5	49.0	20.0	20.0	0.2	33.2	33.5
2523	13.0	0.6	3.7	82.7	52.6	-	-	7.0	40.3	50.0	24.5	24.5	0.2	21.6	32.8
2524	13.2	0.6	2.8	83.4	55.8	-	-	0.0	44.2	49.0	32.5	32.5	0.2	22.0	33.4
2526	13.7	0.8	1.7	83.8	-	3.8	-	19.2	76.9	51.4	38.4	38.4	0.2	17.1	32.5
2529	11.4	0.7	4.6	83.3	73.2	-	-	4.2	22.5	44.3	8.4	8.4	0.1	16.3	37.1
2531	14.0	0.6	1.6	83.7	-	12.0	-	0.0	88.0	50.4	40.0	40.0	0.1	23.3	32.0
Среднее	13.1	0.6	2.6	83.4	42.4	-	-	5.7	49.3	49.4	24.8	24.8	0.2	23.3	33.7
2549	12.0	0.4	3.9	83.6	59.0	-	-	9.8	31.1	41.9	21.3	21.3	0.15	30.0	36.9
2550	12.7	0.4	2.9	83.9	54.5	-	-	0.0	45.5	44.9	22.7	22.7	0.2	31.7	42.2
2559	5.4	0.3	15.8	78.4	71.4	-	-	14.7	13.9	12.6	4.7	4.7	0.8	18.0	44.3
2562	13.8	0.8	1.9	83.4	6.9	-	-	20.7	72.4	51.4	34.5	34.5	0.2	17.2	30.8
2560	14.4	0.3	1.5	83.8	30.4	-	-	0.0	19.6	48.6	43.5	43.5	0.2	48.0	32.5
2559 <sup>а</sup>	13.7	0.6	1.9	83.7	40.0	-	-	0.0	60.0	45.7	0.0	0.0	0.2	22.8	30.4
Среднее	12.0	0.4	4.6	82.8	43.7	-	-	7.5	40.4	40.8	21.1	21.1	0.3	27.9	36.2



В координатах "а" и "b", за исключением двух анализов, все фациальные разновидности пород Мазарского массива попадают в поле субщелочных и умеренно низкощелочных типов. В частности, средние составы пород зоны разреза "А", частично "Б", тяготеют к семейству низкощелочных гранитов (рис.3). Во всех без исключения 18 анализах содержание  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$ . Все фациальные разновидности лейкогранитов изученного массива относятся к семейству крайне низкотитанистых и низкоглиноземистых гранитов.

Лейкограниты Мазарского массива, несмотря на отчетливо выраженную калиевую щелочность, по сравнению с аналогичными породами Кармазара (Шайданский массив), характеризуются небольшими содержаниями элементов-примесей. Имеются данные по ряду элементов (табл. 3). Средние значения многих элементов-примесей в гранитах - ниже кларковых [3], однако, в пределах колебаний. Содержание некоторых элементов превышают кларковые в два-пять раз. В концентрации элементов по площади массива отмечается отчетливо выраженная закономерность. Содержание таких элементов как Li, Rb, Cs, Sn, Be, B, Nb, Sr несколько больше в породах краевой зоны массива. Эти элементы в сторону центральной части интрузива количественно уменьшаются, при этом заметно повышается содержание свинца, меди, фтора и ванадия. В целом, средние значения в лейкогранитах Мазарского массива выше кларковых имеют рубидий, цезий, свинец, олово и ниобий. Другие изученные элементы, в частности литий, медь, бериллий, бор, фтор, элементы группы железа, почти не достигают кларковых значений. Для объективной характеристики геохимических особенностей лейкогранитов Мазарского массива не получены данные по ряду элементов - вольфраму, молибдену, золоту, висмуту, урану, торию и др.

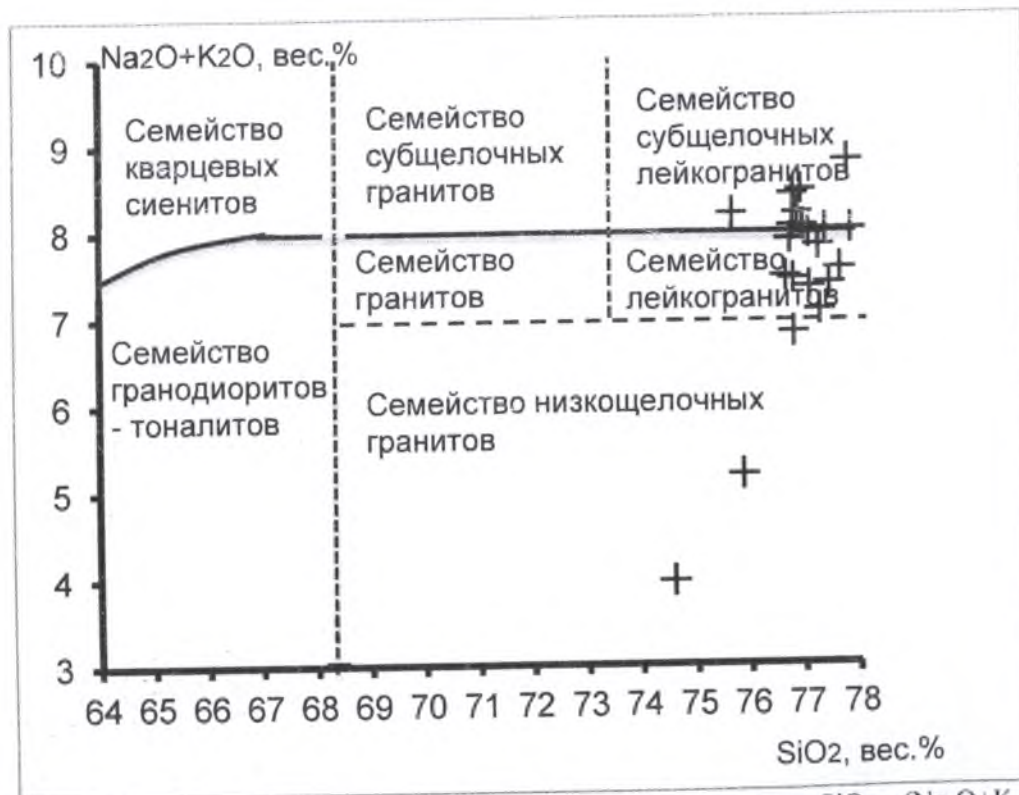


Рис. 2. Положение лейкогранитов Мазарского массива в координатах  $SiO_2 - (Na_2O+K_2O)$  [1].

Таблица 3

Элементы - примеси в лейкогранитах Мазарского массива, в г/т

№ пробы	Зоны	Li	Rb	Cs	Pb	Cu	Sn	Be	B	F	Nb	Ti	Cr	Ni	Co	V
2547	I	65	320	14	30	4.5	4	4.5	16	300	45	0.9	10	-	-	-
2531		18	303	7	20	3	6	5	9	200	30	0.7	45	-	-	-
2534		77	375	7	10	3	10.6	6	9	200	30	-	20	-	-	10
2535		40	270	17	20	10	5	4.5	9	200	30	0.9	30	-	-	-
2551		18	250	8	30	10	4	6	16	300	30	0.7	20	10	-	-
2552		33	270	20	20	6	4	10	12	-	45	0.9	20	10	-	-
2559		23	242	14	30	10	5	10	16	300	45	0.7	-	-	-	-
Среднее		39.0	290	12.4	23	6.6	5.5	6.6	12.4	250	38.4	0.8	20.7	3	0	1.4
2517		II	33	256	7	45	6	2	4.5	9	700	30	0.8	45	-	-
2518	33		242	16	45	6	2	4.5	9	-	30	0.8	-	-	-	10
2519	48		236	15	30	10	6	4.5	-	-	45	0.8	-	-	-	20
2546	50		282	14	30	20	6	4.5	9	-	30	0.8	20	-	-	10
2544	150		275	16	45	4.5	3	6	-	600	30	1.2	10	-	10	45
2540	20		206	6	20	4.5	3	6	9	200	30	0.7	-	-	-	10
2539	26		194	8	20	4.5	4	6	9	300	30	0.9	30	-	-	-
2538	43		240	15	20	6	4	6	9	-	30	0.8	10	-	-	10
2537	56		260	17	20	3	4	6	9	-	30	0.9	-	10	-	-
2536	6		200	14	10	10	5	4.5	12	-	30	0.8	45	10	-	10
2524	25		244	7	10	4.5	5	4.5	9	700	45	0.9	30	-	-	-
2525	61		244	17	30	60	5	4.5	9	-	30	0.8	-	-	-	10
2526	2		282	10	20	2	5	6	9	700	30	0.8	-	-	-	10
2527	22		203	12	10	2	5	6	9	-	30	0.7	10	10	10	45
2528	25		263	16	30	2	3	4.5	9	-	30	0.7	45	-	-	-
2529	II	35	300	10	10	2	3	2	9	700	-	0.7	-	-	-	-
2530		26	286	12	10	6	2	3	9	-	30	1.1	10	-	-	-
2560		23	44	6	30	10	6	10	9	300	30	0.6	20	10	-	-
2561		20	287	17	45	10	5	10	9	-	45	0.9	10	10	-	-
2562		20	266	10	10	10	3	10	9	300	30	1.0	100	10	-	-
Среднее		36	240	12.5	25.5	7.5	4	5	8	500	31	0.8	19	2	1	9.2
2520	III	24	328	6	20	10	2	6	9	500	30	1.1	30	-	-	-
2521		18	270	5	10	6	5	6	9	500	30	0.9	30	-	-	-
2523		50	232	8	30	6	5	4.5	9	700	45	0.9	-	10	-	10
2543		28	307	7	30	10	4	6	-	300	30	0.8	10	-	-	10
2542		8	382	24	20	4.5	5	5	16	-	30	0.9	10	-	-	10
2541		22	236	16	20	4.5	3	6	9	-	30	0.7	-	-	-	10
Среднее		25	292	10.1	25	7	4	4.7	8.6	500	33	0.8	13	2	-	7
Среднее по массиву		33.3	274	11.6	24.5	7	4.5	5.1	9.7	413	34	0.8	18	2.3	0	2.8
Предел колебаний		2-61	44-382	5-24	10-45	2-20	2-10	2-10	0-12	0-700	30-45	0.7-12	0-100	0-10	0	0-45
Кларк для кислых пород		40	200	5	20	20	3.0	5.5	15	800	20	1.5	25	8	5	40
Среднее по зонам	I	39	290	12.4	23	6.6	5.5	6.6	12.4	250	38.4	0.8	24	3	0	1.6
	II	36	240	12.5	25.5	7.5	4	5	8	500	31	0.8	19	2	0	9.2
	III	33	274	11.6	24.5	7	4	4.7	8.6	500	33	0.8	13	2	0	7





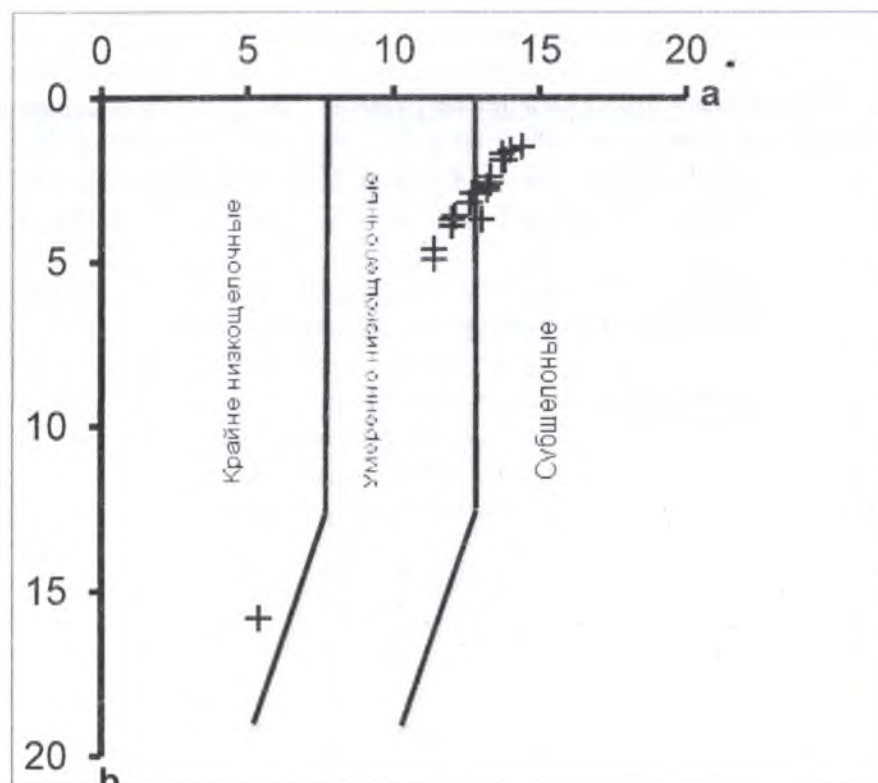


Рис.3. Степень щелочности лейкогранитов Мазарского массива в координатах «а» и «в» [2].

Мазарский массив лейкогранитов крайне беден асхистовыми и дайковыми образованиями. Встречаются единичные жилы аплитов и пегматитов мощностью не превышающие первые десятки сантиметров. На всей площади массива отмечается всего 15 жил аплитов и не более 10 пегматитов, сосредоточенных во внешней зоне интрузива.

По приведенным данным можно сделать вывод о том, что, как и пермские лейкограниты-аляскиты Шайданского массива Восточного Карамазара [4], Мазарский лейкогранитный массив перспективен в отношении редкометальной минерализации. Это подтверждает также высокое содержание олова в грейзенизированных породах, установленных во внешней зоне Мазарского массива. В нескольких пробах пород грейзенового и скарнового составов определялось содержание олова до 50-100 г/т.

В связи с тем, что материалы геолого-петрографического характера, относящиеся к лейкократовым гранитам Мазарского массива в горах Ферганского Каратау в литературе освещаются впервые, данная статья имеет определенный интерес для дальнейшего изучения особенностей развития пермских субщелочных интрузивов Средней Азии.

#### Литература

1. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981, 160с.
2. Кузнецов Ю.А., Белоусов А.Ф., Поляков Г.В. Систематика магматических формации по составу //Геология и геофизика, 1976, №5, с.3-19.
3. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, №7, 1962.
4. Бабаходжаев С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара. Душанбе: Дониш, 1975, 375 с.

Batulzii Dash\*, An Yin\*\*, Neng Jiang\*\*\*, Bayartsengel Tseveendorj\*

\*Department of Geology, Mongolian University of Science and Technology, Ulaan Baatar 210646, Mongolia;

\*\*Department of Earth and Space Sciences, University of California Los Angeles, CA 90095-1567 USA;

\*\*\*Key Laboratory for Mineral Resources Research, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, P.O. Box 9825, Beijing 100029, China

## GEOCHEMISTRY AND TECTONIC ORIGIN OF THE CRETACEOUS SHOSHONITE SERIES ROCKS IN EASTERN MONGOLIAN VOLCANIC BELT

### Abstract

The northeast-trending Eastern Mongolian Volcanic Belt extends from central Mongolia to the Russian Far East near the western margin of the Okhotsk Sea. The belt is controlled of Cretaceous volcanic rocks. Our work reveals the occurrences of three types of volcanic rocks in the Cretaceous volcanic belt in eastern Mongolia: (1) a bimodal series volcanic rocks with an age of 110-120 Ma, (2) a shoshonite series with an age of ~105 Ma, and a basanite series with an age of ~104.7 Ma. The three models were discussed for the Cretaceous volcanism in eastern Mongolia: (1) partial delamination of a previously thickened mantle lithosphere, (2) back-arc extension and its related mantle upwelling due to rapid collapse of a flat subduction slab, and (3) mantle avalanche induced by downward fluxing of a thick pile of cold mantle materials from the subducted Paleo-Asian plates. The geochemistry signature of shoshonite series rocks in volcanic belt is recognized by high values of Cs, Rb, Ba, Th, U and K, negative Nb and Ta, and heterogeneous Sr; isotope data. In this manuscript, we illuminate the issue related to the geochemistry and tectonic setting of Cretaceous shoshonite series rocks in Eastern Mongolian Volcanic Belt. Our data together with the regional tectonic relationships suggest that the shoshonite series rocks were developed during compression after extension.

### I. Geological Setting of the Eastern Mongolian Volcanic Belt

The Cretaceous eastern Mongolian volcanic belt was developed over a complex accretionary orogen of central Asia that was developed most in the Paleozoic across Mongolia (Badarch et al. 2002). They include Carboniferous, Permian, Triassic granite and volcanic rocks and Cambrian and Devonian granitoids. The volcanic belt is strongly controlled by the development of graben structures and widens from southwest to northeast. Nagibina (1975) and Frih-Har and Luchitskaya (1978) and many others investigated the geology and bulk rock chemistry of the eastern Mongolian volcanic belt. These studies indicate that volcanic belt is controlled of grabens filled by basalts with high alkaline chemical affinity.

Accretionary complexes in north and south (Badarch et al. 2002) bound the volcanic belt. The accretionary complex in north is recognized since 2002 (Badarch et al. 2002) and separated by it from Hangay-Hentey flysch basin. This unit is reported a deposition in the fore arc basin of the Mongol-Okhotsk Sea (Kelty et al. 2008; Bussien et al. 2011). In addition the accretionary complex in south border is contributed as suture separating Caldenide and Hercynide settings from early time (Marinov, 1973; Badarch, et al. 2002).

Except alkali basalts subvolcanic bodies, which erupt alkali basalts, has been mapped since 1978, in south margin of the belt (Yanshin, 1978). By our investigation, subvolcanic bodies erupts the alkali basalts compositionally recorded to the shoshonite series rocks. In the continuous of this belt in Far East region of Russia shoshonite series rocks were studied by Tauson et al. (1984), and by Baljinyam et al. (1989), Dash (1996) in northeast Mongolia.



### Shoshonite series rocks

The shoshonite series in the eastern Mongolian volcanic belt was studied in the field sites 3 (Tsagandelger), 4 (Choir), 6 (Tsav) and 7 (Tsaganur). Shoshonite series rocks are closed with calderas and thus distinguish from the high hypsometric position of host bimodal series basalts (Fig.1). The violet color and porphyry rich texture are characteristic of the shoshonite series rocks.

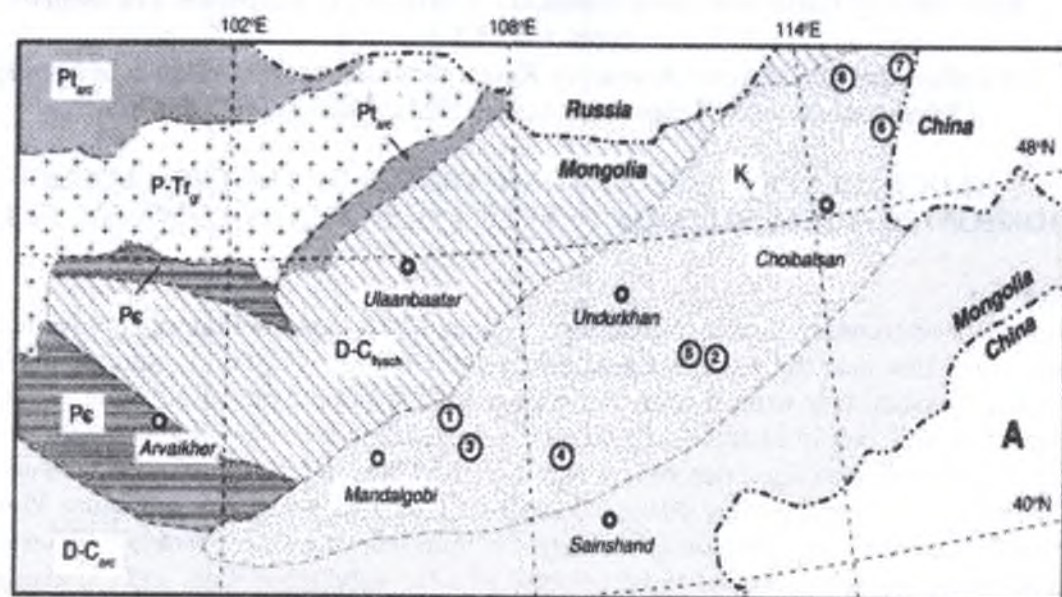


Fig.1. An areal distribution of Eastern Mongolian Volcanic Belt in east Mongolia. Sites 3 (Tsagandelger), 4 (Choir), 6 (Tsav) and 7 (Tsaganur) are studied areas of shoshonite series rocks.

The calderas are localized at two sets of faults, one, which cuts across the main NE trending rift zone, and one, which parallel it. Those young faults are almost between or along food of basement rocks. At the fault zone, the calderas were as well as coupled (Fig.2) or separated chain. The single calderas marked mostly in the horst and consisted of many expose of volcanic and shallow intrusion rocks. In continues area of the belt in Russia such caldera character has been marked by scientists. There for the fault system of the NW direction documented younger than the NE trended fault (Tauson et al, 1984).

In the Tsagandelger site shoshonite series rocks occurred in graben - controlled calderas (Fig.2). The fault-bounded caldera zones were filled by absarokite and shoshonites flows. In some cases, rhyolites occur above the upper part of the shoshonite flow with a similar relationship as the bimodal series.

Volcanic calderas are 0.75 -1.5 km in diametric and most calderas were formed by latite and shoshonite. Latite flows have characterized by different amount of phenocrysts and colors ranging from dark violet to pile violet. The phenocrysts embedded in fine grained violet colored ground mass. In some calders porphyry rich latites associated with scorous latite and erupted by trachydacite. The shoshonite flows in caldera characterized by black, reddish and greenish color and changed with felsic lavas and volcanic glass. Various composition rocks quartz latite, trachyte, trachydacite, rhyolite and volcanic glass are identified in some caldera. Small calderas are related to the felsic lava including volcanic glass, tuff, and shoshonite in the top. The volcano-clastic and tuffaceous rocks were identified in marginal calderas. Although the shoshonites are emplaced in narrow fault zone between calderas, the dykes are rhyolite, which fill the conic fault.

In site Choir (4) identified separate calderas chain along faults, which are beyond both side of horst, with continues NE direction. The shoshonite crops out in the fault zone. Latite, trachydacite and quartz porphyry rhyolites, felsic tuff are emplaced in caldera. Also noticed some calderas consist of shoshonite, trachydacite and sanidine rhyolite. The rocks intrude by the syenite dyke. In this area, fluorine veins and loads placed in felsic lava.

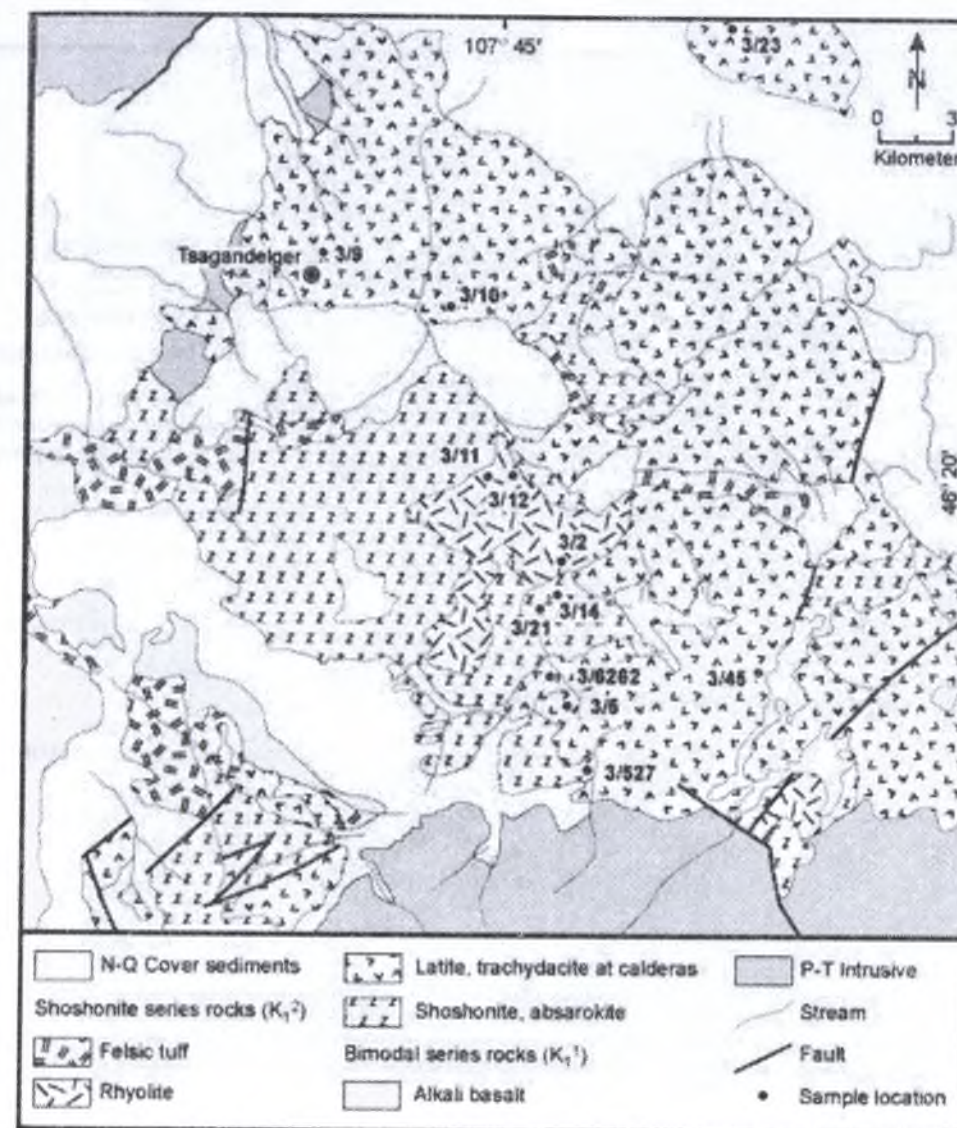


Fig.2. Schematic geological map of area Tsagandelger ( Modified after Chuluun and Makhbadar, 2003).

The next studied site is Tsav (6), which is located in the northeast part of belt. There is defined a single caldera occurring in the oldest rocks block in area Tsav. The caldera is characterized by many eruptions of volcanic, volcano clastic and hypabussal intrusion rocks, as monzodiorite, monzonite, syenite and granite-porphyry (Fig. 3). Silver-lead- zinc ore veins were formed end of magmatic activity in this caldera. The Pb/Pb age dating from galena yield at 98-110 Ma (Gantumur, 2005). The uranium and molybdenum deposits have relation to the shoshonite series rocks in north-east part of the belt.

Tsaganur (7) is located near the intersection of the political boundaries of Mongolia, Russia and China. There the calderas are coupled and consist of assemblages of latite, quartz latite, dacite and porphyry rich quartz monzonite.

An age of  $114.3 \pm 0.7$  Ma was obtained at Ar/Ar laboratory of Arizona University in 2009 from shoshonite in Tsagandelger area.



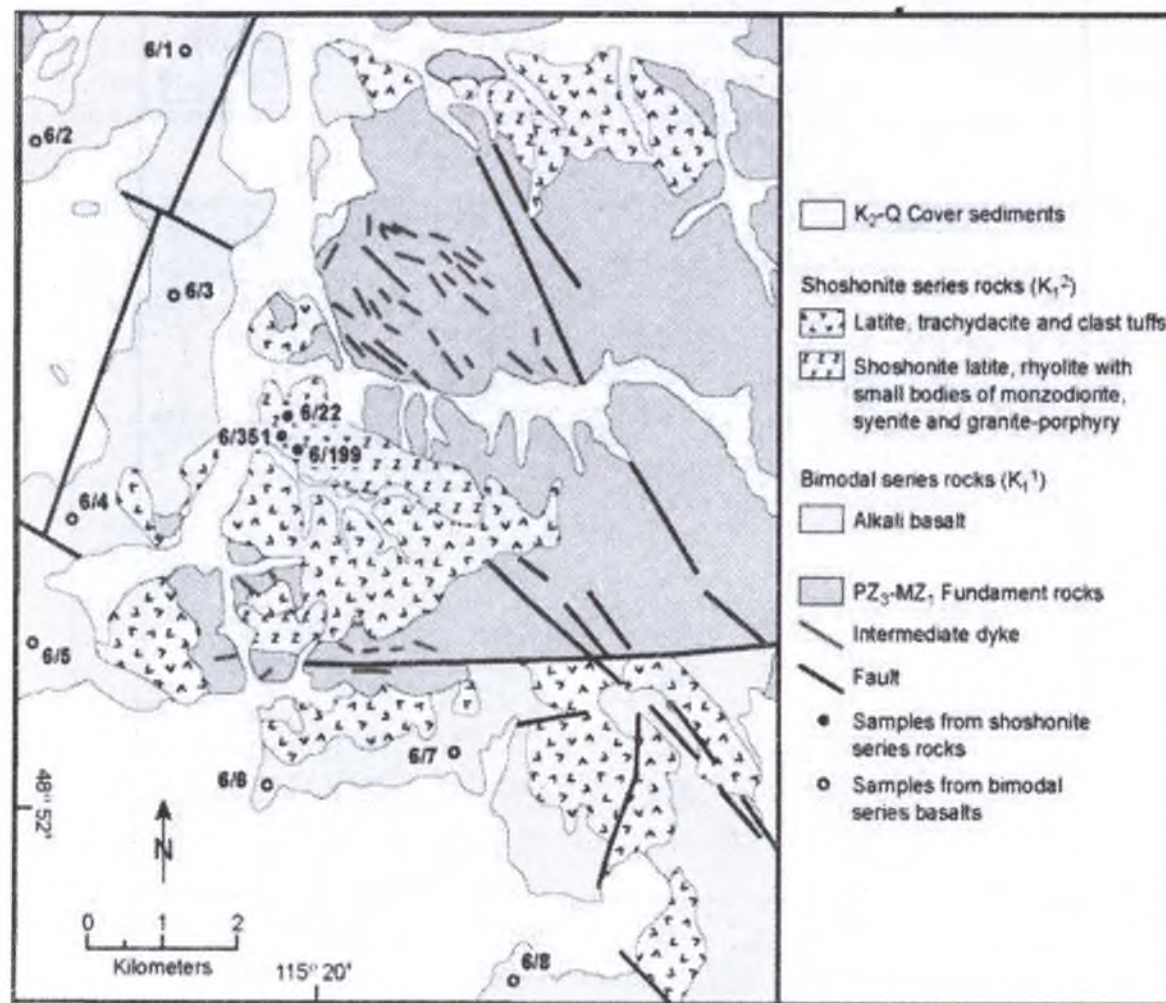


Fig.3. Schematic geological map of area Tsav ( Modified after Dolgor, 1985).

## II. Petrography of the shoshonite series rocks

Shoshonite series rocks as known as consist mainly of plagioclase, hypersthene, augite, hornblende, biotite, K-feldspar and magnetites (Morisson, 1980; Tauson et.al. 1984). Accordingly, to themineral assamblage in the shoshonite series rocks defined absarokite, shoshonite, latites, quartz latite, trachydacite, trachyrhyolites. They are characterized by abundant phenocrysts, which occupy 25-55% of the rock volume. In most cases, olivines in absarokite replaced by iddingsite (Fig.4-a). Shoshonite and latites are characterized by several varieties phenocrysts of hypersthene, augite, amphibole, plagioclase with complex zoning (Fig. 4-b,c,d,g), disassociation of minerals and restites composed of pyroxene, magnetite, albite and biotite.

The phenocrysts of the shoshonite are plagioclase-augite, plagioclase-augite-hypersthene, and plagioclase-hypersthene. The first varieties plagioclase composition of shoshonite is consistent with the labrador.They are mostly subhedral and zoned. Therim consists of felsic plagioclase or of K -feldspar and dusty magnetite association.

The second varieties plagioclase phenocrysts are euhedral. The hypersthene phenocrysts mostly disassociated to hornblende and magnetite. In figure 4-c, d illustrated phenocrysts of augite and hypersthenes in shoshonite samples. Phenocrysts embedded to the plagioclase micro-lites, small crystals of augite, magnetite and volcanic glass. K-feldspar is recognised from devitrified glasses or in microinclusions as restite.

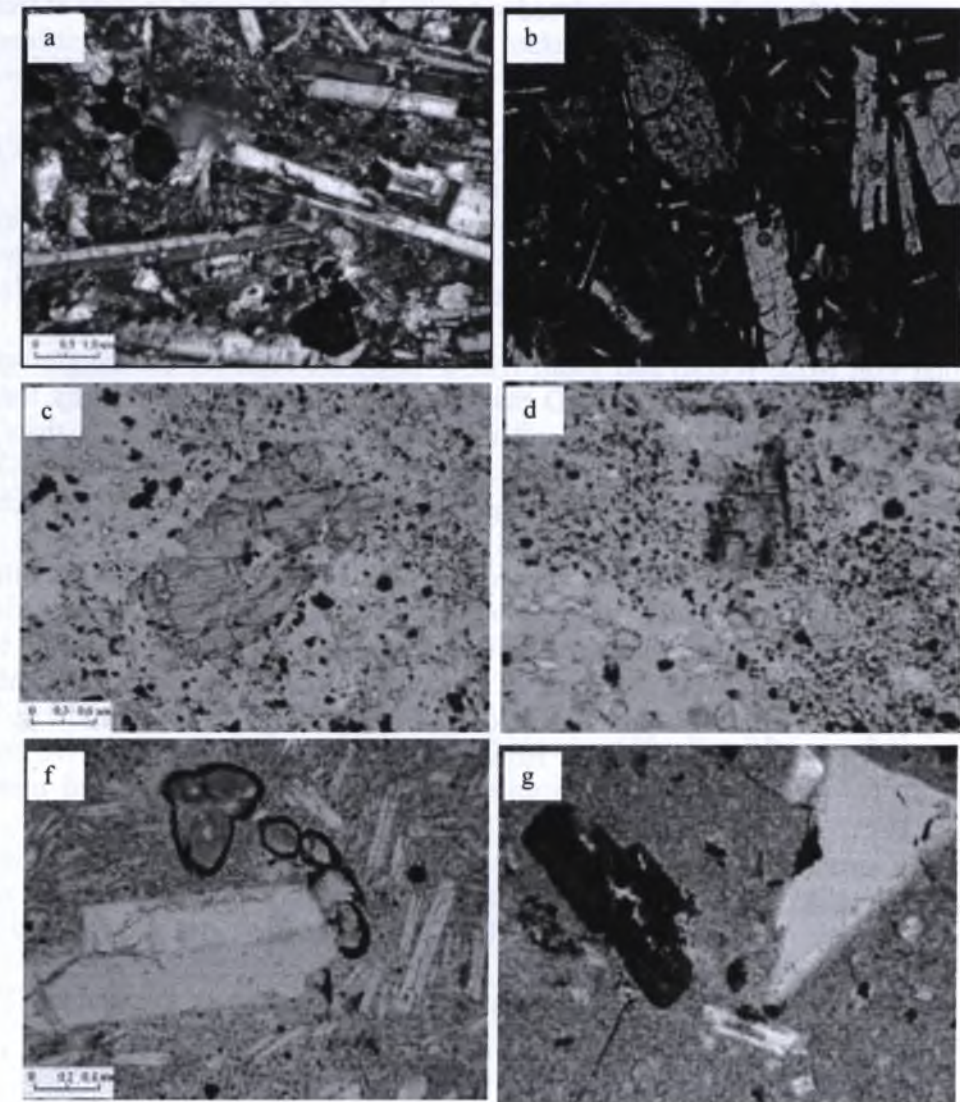


Fig.4. a- olivine phenocrysts replaced to iddingsite in absarokite, b-augite and plagioclase phenocrysts in shoshonite, c-augite phenocryst in hypersthene rich ground mass of shoshonite, d- hypersthene phenocryst in hypersthene rich ground mass of shoshonite, f-plagioclase and hornblende phenocrysts in latite, g- plagioclase and reddish biotite in quartz latite.

Latites composition is varied wide. The phenocrysts are hypersthene, hornblende and plagioclases (Fig.4-f). The hornblende and biotites of latite and quartz latite show different colors as brownish and yellow or reddish (Fig.4-f). The color of biotite shows less and more reduced condition in magma chamber. In the shoshonite, latite the K-feldspar is marked in interstice as crystals or glasses devitrified to K-feldspar. The K-feldspar phenocrysts are appered from quartz latite to trachyrhyolite.

## III. Major and Trace Element Geochemistry

### Analytical techniques

Major elements were measured by XRF spectrometer and trace elements were analysed by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) at Research Center, Chinese Academy of Sciences. Whole rock samples were analysed for Sr and Nd isotopic compositions at same center. Strontium and neodymium were extracted by conventional ion exchange chromatographic techniques, after dissolution with a HF-HNO<sub>3</sub>-HCl mixture in a closed Teflon bottle at 120<sup>0</sup> C 72h. Sr and Nd isotopic ratios were measured using a Finnigan MAT- 262 multiple-collector mass spectrometer, thermal ionization mass spectrometer running in dynamic mode. The FeO



and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents of samples were analysed separately by wet chemical analyse at Central Geological Laboratory of Mongolia.

### Geochemistry

The major, trace and REE chemistry analyses of studied series rocks are shown in table 1. The rocks display a wide range of chemical compositions as shown in Table 1.

The contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O and K<sub>2</sub>O are vary in wide range in rocks of similar content of silica. It possibly related to the highly variable mineral-modal composition as indicated by the various occurrences hypersthene, augite, amphibole, mica, and feldspar in volcanic rocks that have similar silica contents.

The total iron oxide (FeO) and alkali (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) are high for shoshonite series rocks. Shoshonites and all rocks show high FeO than the Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> as well as noticed by the Morisson (1980). The Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeO ratios are > 1, and ratios of K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O are more > than 0.76. The rhyolites of shoshonite series various in chemical composition. Defined K<sub>2</sub>O or Na<sub>2</sub>O dominant variations, silica content is not high and ranges in 64-72%. Trachydacite and trachyrhyolites often contain hypersthene and augite grains.

In the multielements distribution diagram the pattern of mafic rocks (absarokite and shoshonite) show depletion of Nb and Ta, implying that the basalts from shoshonite series are contaminated by crustal materials. The quartz latites, dacites and rhyolites of this series rocks more depleted of Nb, Ta, Sr, Eu of and enriched of Ba, U, Th and Pb. Itrium negative and positive anomalous are noticed from rhyolites. The rhyolites display LREE depletion and Tm, Yb and Lu enrichment than the mafic rocks (Fig. 5). However, the high content of Ba, U, Th and negative anomalous of Ta, Nb inferred a source with fluids released from subducted material (Peat et.al.1996).

The initial strontium isotope ratios for samples of absarokite and shoshonite vary widely. For example, absarokite and shoshonite display low (Sr<sub>i</sub>) values at 0.7052-0.7053, whereas the latite displays higher (Sr<sub>i</sub>) values at 0.7060- 0.7077. The quartz latite and rhyolite show even high values of (Sr<sub>i</sub>) at 0.7063-0.7337.

The trace element picture of those rocks shows high positive of Ba, Th and U, and deep negative spikes of Nb and Ta.

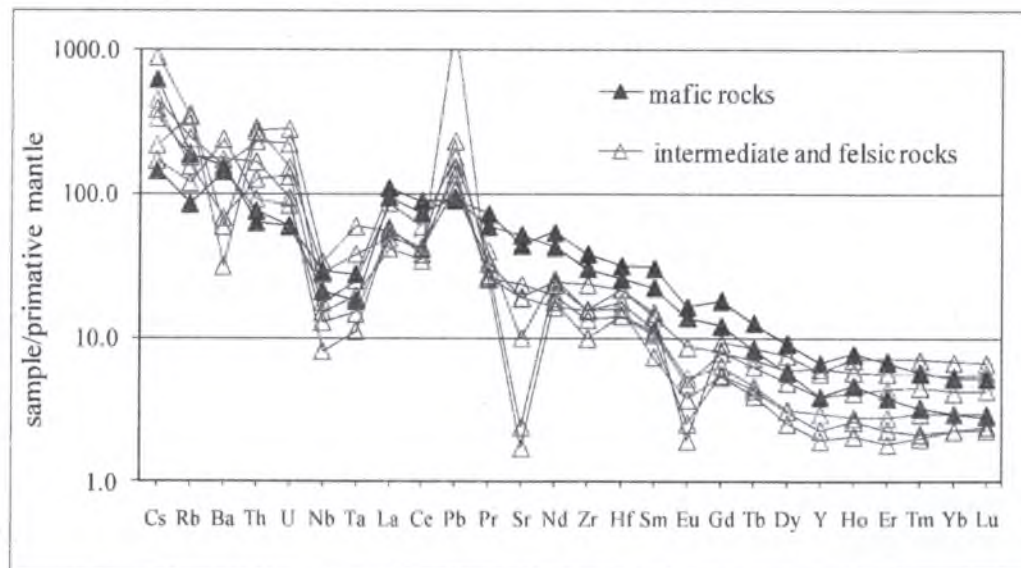


Fig.5. Multielements content normalized to primitive mantle value (Sun and McDonough, 1989.) for rocks of shoshonite series samples.

Table 1  
Chemistry of Cretaceous shoshonite series rocks in Eastern Mongolian volcanic belt

rock name	absarokite	absarokite	absarokite	shoshonite	shoshonite	shoshonite	shoshonite	shoshonite	shoshonite
sampleN	4/4	3/23	4/1	3/527	4/2	6/199	3/12	4/626	3/11
longitude	109.141	107.52.16	109.47.25	107.47.53	109.22.34	115.19.38	107.45.26	109.13.52	107.44.39
latitude	46.10.27	46.29.49	46.11.1	46.13.39	46.13.2	48.55.37	46.20.4	46.11.16	46.20.2
SiO <sub>2</sub>	49.67	50.4	51.51	52.24	53.71	54.58	55.18	55.35	55.41
TiO <sub>2</sub>	2.2	2.12	2.14	2.10	2.15	1.46	1.50	1.55	1.42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.09	17.52	16.92	18.05	15.81	15.51	17.59	16.22	17.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.72	5.38	5.0	7.56	5.2	5.7	4.73	4.45	4.19
FeO	2.43	4.25	4.29	2.31	3.40	2.6	3.34	4.2	2.85
MnO	0.15	0.13	0.14	0.08	0.12	0.11	0.06	0.35	0.09
MgO	4.18	3.86	3.75	3.84	3.08	3.45	3.65	2.23	2.28
CaO	6.26	5.71	6.72	5.21	5.67	4.02	6.27	6.09	5.76
Na <sub>2</sub> O	3.69	3.24	3.42	3.81	3.41	3.43	3.44	2.93	3.46
K <sub>2</sub> O	3.93	3.37	2.96	3.35	3.11	4.25	3.16	3.52	3.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.95	0.95	1.15	0.59	0.74	0.78	0.69	0.61	0.47
LOI	1.54	2.65	1.92	0.9	3.04	3.8	0.41	2.43	2.48
Σ	99.81	99.58	99.92	100.04	99.44	99.69	100.02	99.93	99.89
Fe <sub>t</sub>	10.15	9.63	9.29	9.87	8.60	8.30	8.07	8.65	7.04
Fe <sub>t</sub> /Mg	2.43	2.49	2.48	2.57	2.79	2.41	2.21	3.88	3.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	3.18	1.27	1.17	3.27	1.53	2.19	1.42	1.06	1.47
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.62	6.61	6.38	7.16	6.52	7.68	6.6	6.45	7.02
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.07	1.04	0.87	0.88	0.91	1.24	0.92	1.20	1.03
ppm									
Co	28.5	24.1	22.2	26.3	18.4	38.4	18.4	24.0	13.6
Ni	56	120	79	122	76	110	75	43	65
Ga	24.9	23.3	22.7	24.1	22.3	23.2	23.4	21.8	21.5
Rb	116.1	117.5	120.5	116.8	97.4	96.1	54.3	78.0	71.3
Sr	820.3	877.6	936.9	848.95	725	959.2	1102.7	874	962.6
Y	30.90	31.8	30.5	31.35	28.3	33.09	17.73	19.22	17.54
Zr	495	437.3	427.5	466.15	415	458	340.2	286	227.5
Nb	28.9	23.1	20.8	25.95	18.2	22.3	15.3	16.4	8.7
Cs	2.05	2.77	4.94	2.41	1.32	1.12	1.15	1.19	1.96
Ba	1053.8	931.8	1096.7	992.8	974.1	1201	1011	1144	820.1
Hf	11.84	10.37	9.84	11.11	9.47	11.60	7.93	11.35	5.77
Ta	1.61	1.27	1.14	1.44	0.99	1.62	0.74	0.45	0.49
Pb	17.61	16.68	16.75	17.52	18.18	15.66	17.42	24.12	14.35
Th	5.82	6.99	5.39	6.41	6.88	9.33	6.57	7.16	6.34
U	3.21	1.57	1.27	2.29	1.57	2.32	1.25	1.64	1.47
La	82.94	78.03	75.64	80.49	72.41	75.2	65.37	91.4	39.65
Ce	169.14	163.96	158.55	148.55	144.5	146.4	131.02	175.1	80.03
Pr	22.05	20.99	20.18	21.52	17.9	18.37	16.38	21.06	10.09
Nd	80.97	80.18	73.19	80.58	63.41	69.7	57.81	75.8	36.51
Sm	15.03	14.27	13.57	14.65	11.45	11.6	9.92	14.1	6.83
Eu	3.02	2.99	2.77	3.01	2.41	2.38	2.32	3.1	1.75
Gd	12.13	10.89	10.87	11.51	9.27	9.11	7.20	14.4	5.31
Tb	1.51	1.45	1.38	1.48	1.21	1.29	0.89	1.67	0.71
Dy	7.24	7.23	6.77	7.25	5.94	5.78	4.24	7.97	3.75
Ho	1.32	1.31	1.27	1.31	1.12	1.08	0.76	1.44	0.72
Er	3.33	3.33	3.25	3.32	2.89	2.94	1.82	3.40	1.86
Tm	0.43	0.47	0.43	0.45	0.39	0.43	0.24	0.41	0.27
Yb	2.56	2.86	2.62	2.71	2.44	2.65	1.46	2.56	1.69
Lu	0.38	0.43	0.39	0.39	0.36	0.40	0.21	0.41	0.26



Continuos of table-1

rock name	latite	latite	latite	latite	q-latite	q-latite	q-latite	q-latite	q-latite
sample N	4/620	3/14	4/625	3/45	7/130-1	3/9	7/128	3/5	7/130
longitide	109.52.16	107.46.53	109.48.19	107.53.17	116.28.9	107.39.20	116.27.15	107.47.13	116.28.27
latitude	46.15.35	46.17.28	46.13.32	46.15.48	49.54.56	46.24.53	49.54.31	46.15.03	49.55.22
SiO <sub>2</sub>	56.13	56.68	57.85	58.3	60.95	61.56	62.65	64.8	65.07
TiO <sub>2</sub>	1.68	0.97	1	1.34	0.64	0.67	0.87	0.65	0.48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.92	16.24	16.63	17.78	16.59	17.11	16.11	16.04	15.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.3	3.37	4.1	3.28	4.02	3.53	3.5	4.4	2.58
FeO	3.21	2.95	2.2	2.96	0.81	1.2	1.07	2	1.03
MnO	0.66	0.1	0.1	0.06	0.14	0.06	0.1	0.07	0.03
MgO	3.08	3.41	3.11	1.8	1.64	0.41	2.09	0.55	1.02
CaO	5.24	5.69	5.44	5.79	3.81	2.56	3.26	1.43	2.6
Na <sub>2</sub> O	3.23	3.64	3.67	3.54	3.81	3.71	3.55	3.86	3.84
K <sub>2</sub> O	3.47	4.07	3.95	3.62	4.35	4.47	4.49	4.78	4.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.33	0.57	0.38	0.31	0.33	0.3	0.2	0.11
LOI	1.82	2.65	1.2	1.1	2.88	2.3	1.80	1.17	3.65
Σ	99.96	100.1	99.82	99.95	99.95	97.91	99.79	99.95	99.99
Fe <sub>t</sub>	7.51	6.32	6.30	6.24	4.83	4.73	4.57	6.40	3.61
Fe <sub>t</sub> /Mg	2.44	1.85	2.03	3.47	2.95	11.54	2.19	11.64	3.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1.34	1.14	1.86	1.11	4.96	2.94	3.27	2.20	2.50
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.7	7.71	7.62	7.16	8.16	8.18	8.04	8.64	8.1
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.07	1.12	1.08	1.02	1.14	1.20	1.26	1.24	1.11
ppm									
Co	16.1	17.4	16.8	7.91	5.90	3.44	5.42	1.57	13.9
Ni	47.6	33.8	41.2	15.5	45.3	25.0	63.9	68.6	43.1
Ga	22.2	22.1	24.3	21.8	20.4	19	20.7	17.2	18.1
Rb	73.3	61.1	68.4	71.8	101.4	75.8	136.3	220.5	118.0
Sr	973.4	892.1	956.3	715.7	569.4	401.2	563	51.7	853.6
Y	18.1	17.5	16.0	29.8	22.1	17.8	21.8	26.3	16.4
Zr	240.1	247.2	314.0	213.2	232.3	262.4	239.5	176.8	187.3
Nb	6.70	9.33	12.12	14.70	11.35	9.31	11.60	24.22	8.74
Cs	1.21	1.26	1.57	3.84	7.21	1.36	10.34	7.27	11.25
Ba	813.2	1221.9	1005	1096.4	1031.1	1688.2	1142.7	221.8	1332.4
Hf	6.64	6.26	8.31	6.82	6.33	6.78	6.48	6.76	5.45
Ta	0.38	0.51	0.55	0.97	0.87	0.61	0.9	2.47	0.84
Pb	24.40	16.28	18.37	22.42	29.45	19.55	30.11	43.54	33.72
Th	6.56	7.85	6.21	4.11	11.55	7.88	11.88	23.26	17.29
U	1.52	1.57	1.18	2.32	2.89	1.77	2.46	5.98	3.99
La	80.17	44.42	86.29	68.31	41.23	37.94	42.06	37.87	37.69
Ce	158.51	85.13	148.21	117.74	83.77	73.99	83.64	74.84	70.65
Pr	15.13	10.54	17.30	13.9	10.33	9.37	10.56	9.18	8.21
Nd	52.06	37.33	60.27	46.42	36.71	33.53	38.31	32.08	28.12
Sm	9.22	6.83	11.09	8.35	7.02	6.23	7.42	6.71	5.11
Eu	1.21	1.59	2.27	1.55	1.51	1.46	1.56	0.33	1.17
Gd	7.42	5.28	7.95	6.86	5.54	4.75	5.88	5.55	4.04
Tb	0.88	0.72	0.81	0.97	0.79	0.69	0.83	0.93	0.53
Dy	4.10	3.63	3.8	5.63	4.22	3.65	4.24	5.64	2.81
Ho	0.68	0.71	0.62	1.13	0.85	0.45	0.86	1.17	0.55
Er	1.60	1.81	1.30	3.15	2.32	2.11	2.19	3.38	1.55
Tm	0.25	0.27	0.17	0.48	0.36	0.34	0.33	0.52	0.25
Yb	1.52	1.67	1.12	2.86	2.38	2.08	2.14	3.37	1.66
Lu	0.22	0.24	0.17	0.46	0.37	0.32	0.31	0.5	0.25

The end of table-1

rock name	tr.dacite	tr.rhyolite	tr.rhyolite	tr.rhyolite	tr.rhyolite	tr.rhyolite	tr.rhyolite	tr.rhyolite
sample N	3/21	3/6262	4/613	4/145	6/22	6/351	4/1561	3/10
longitide	107.46.20	107.46.40	109.9.19	109.55.20	115.19.29	115.19.23	109.50.6	107.43.24
latitude	46.17.09	46.15.41	46.7.60	46.12.12	48.55.58	48.55.45	46.11.54	46.23.44
SiO <sub>2</sub>	68.75	70.45	70.59	71.14	71.26	72.34	77.35	77.01
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.28	0.37	0.01	0.28	0.39	0.01	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.86	13.91	14.28	12.53	14.05	13.58	12.17	11.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	1.00	0.87	1.40	1.22	1.52	0.35	1.36
FeO	0.56	0.79	0.40	0.43	0.52	0.48	0.22	0.10
MnO	0.05	0.01	1.24	0.3	0.01	0.04	0.01	0.01
MgO	0.18	0.51	0.41	0.46	0.21	0.48	0.33	0.02
CaO	0.93	1.58	1.43	1.67	0.25	0.81	0.30	0.09
Na <sub>2</sub> O	4.10	3.70	3.99	3.78	0.35	3.6	2.76	2.02
K <sub>2</sub> O	5.24	4.55	4.05	4.22	11.63	5.64	4.97	6.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.10	0.55	0.81	0.01	0.07	0.67	0.02
LOI	4.91	1.71	1.83	2.62	0.2	1.0	0.04	0.75
Σ	98.77	98.59	99.98	99.37	99.99	99.95	99.18	99.84
Fe <sub>t</sub>	1.54	1.79	1.27	1.83	1.74	2.00	0.57	1.46
Fe <sub>t</sub> /Mg	8.56	3.51	3.10	3.98	8.29	4.17	1.73	73.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1.75	1.27	2.18	3.26	2.35	3.17	1.59	13.60
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	9.34	8.25	8.04	8	11.98	9.24	7.73	8.97
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.28	1.23	1.02	1.12	33.23	1.57	1.80	3.44
ppm								
Co	1.6	3.5	3.1	1.2	1.4	8.3	2.2	4.4
Ni	4.2	7.4	5.2	6.1	4.3	3.9	1.2	2.1
Ga	17.3	19.8	18.9	12.3	18.3	19.1	14.7	15.4
Rb	154.3	116.8	114.0	128.5	807.4	211.2	170.2	99.3
Sr	210.5	406.4	388.6	70.3	61.2	215.7	40.1	494.9
Y	13.5	8.8	13.1	10.4	31.8	22.6	11.3	27.7
Zr	171.9	176.2	178.0	110.4	275.5	251.5	120.5	149.9
Nb	12.6	5.8	5.6	4.1	18.7	21.3	8.3	10.8
Cs	3.57	2.68	2.68	11.13	31.74	8.60	2.23	3.16
Ba	1080.0	1223.6	813.0	590.5	1022.0	605.3	409.7	482.1
Hf	5.47	4.92	4.54	4.27	7.81	7.83	3.80	4.43
Ta	1.03	0.46	0.38	0.21	1.36	3.42	2.80	0.84
Pb	33.17	28.4	25.7	26.5	49.3	21.70	24.12	282.1
Th	19.8	14.37	13.2	9.6	20.8	40.73	23.85	10.8
U	4.69	1.99	2.96	4.09	4.60	5.14	4.27	2.86
La	59.8	40.21	48.04	37.0	50.7	64.2	68.5	28.9
Ce	105.13	68.18	78.1	60.5	104.6	116.8	132.8	61.3
Pr	11.12	7.33	9.30	5.64	12.44	13.59	16.12	7.10
Nd	34.74	22.21	37.37	18.18	46.30	46.61	57.12	27.16
Sm	5.06	3.29	6.60	2.84	8.17	7.25	10.0	4.91
Eu	0.90	0.63	1.31	0.51	1.39	1.04	1.05	0.80
Gd	3.82	3.24	5.87	2.52	6.15	4.94	10.09	4.71
Tb	0.51	0.43	0.72	0.31	1.05	0.83	1.44	0.78
Dy	2.32	1.88	3.73	1.42	5.12	3.79	7.60	4.34
Ho	0.46	0.34	0.67	0.28	1.07	0.73	1.33	0.95
Er	1.34	0.88	1.63	0.74	3.08	2.03	2.9	2.72
Tm	0.22	0.15	0.18	0.11	0.48	0.32	0.38	0.42
Yb	1.48	1.12	0.91	0.74	3.11	2.16	2.12	2.66
Lu	0.22	0.18	0.13	0.11	0.48	0.32	0.33	0.42



#### IV. Discussion

A continuous volcanic arc was developed along the eastern margin of Asia in the Cretaceous (Fig. 1). The Eastern Mongolian Volcanic Belt is northern segment in this arc.

Most hypotheses for the occurrence of Cretaceous volcanic rocks in eastern Mongolia and Siberia relate Cretaceous volcanism were (1) intra-continental rifting (Shatkov et al., 1980; Kovalenko and Yarmolyuk, 1990;), (2) formation of a continental arc (Zonenshain, 1972; Filippova et al., 1984), and occurrence of a mantle plume (Yarmolyuk et al., 1995). Our study reveals the occurrence of three types of volcanic rocks (i.e., bimodal, shoshonite, and basanite series) emplaced in eastern Mongolia between 120 Ma and 105 Ma. Based on petrologic, elemental, and isotopic data three models were discussed for the Cretaceous volcanism in eastern Mongolia as product of the Cretaceous arc: (1) partial delamination of a previously thickened mantle lithosphere (Wang et al. 2006; Johnson et al. 2005), (2) back-arc extension and its related mantle upwelling due to rapid collapse of a flat subduction slab (Kay and Copeland, 2006), and (3) mantle avalanche induced by downward fluxing of a thick pile of cold mantle materials from the subducted Paleo-Asian plates initially trapped at the 670-km endothermic phase transition (Tackley et al., 1993, Tackley, 2000).

In all cases, basalts and accompanied shoshonite series rocks were described. The alkali basalts and shoshonite series rocks multielement patterns are similar in Eastern Mongolian volcanic belt (Batulzii et al. 2014). It implies shoshonites were derived of same peridotite mantle, where produced alkali basalts, but contaminated. The ratio of  $Fe_2O_3/FeO > 1$  of shoshonite series rocks is shown a reducing environment or dehydration event which is resulted from subducted slabs (Elliot et al. 1997; Pearce et al. 1999). Cretaceous shoshonite series rock's distribution in southern margin of the volcanic belt shows that they are recorded to continental arc magmatism happened after extension.

#### Conclusion

Various series volcanic rocks were formed in Cretaceous volcanic belt of Eastern Mongolia. The various rocks challenged by extension and compression. The shoshonite series rocks were provided during compression and recorded to the continental arc.

#### References

Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B. F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 87-110.

Baljinnyam, V., Batjargal, Sh., Batulzii, D., Lhamsuren, J., 1989. The volcanic and plutonic rocks of Tsav in Eastern Mongolia represent a shoshonite series rocks. In: Gerel, O., Ivanov, A.N., (Eds.), *Problems Geology and Mineral Resources in Mongolia*. Ulaanbaatar, pp. 34-45.

Bussien, D., Gombojav, N., Winkler, W., Quadt, A. 2011. The Mongol-Okhotsk Belt in Mongolia-An appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons. *Tectonophysics* 510, 132-150.

Dash, B., 1996. Petrology and geochemistry of latites in northeastern Mongolia (with an example from the Tsav area). Summary of the Ph.D. thesis. Ulaanbaatar. 25 p.

Dash, B., Yin, A., Jiang, N., B. Tseveendorj, B., "Petrology, structural setting, timing, and geochemistry of Cretaceous volcanic rocks Constraints on their tectonic origin" in Elsevier "Gondwana research. In press. Available online 24 October 2013.

Dobrolubov, B.A., Filippova, I.B., 1990. The geology, rock chemistry, and fluorine mineralizations of north west part, Eastern Mongolian rift belt. In: Marinov, N.A., (Ed.), *Geology and mineral resources of Mongolia*. Moscow, Nedra Press, v.3, pp.108-123.

Elliot, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B. 1997. Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research* 102, 14991-15019.

Filippova, I.B., Suetenko, O.D., Khasin, P.A., 1984. Mesozoic geodynamic setting and some metallogeny features of eastern Mongolia. In: Marinov, N.A., (Ed.), *Geology and mineral resources of Mongolia*. Moscow, Nedra Press, v.2, pp.27-46.

Frikh-Har, D.I., and Luchitskaya, A.I., 1978. Late Mesozoic volcanites and associated hypabyssal intrusive of Mongolia. Moscow. Nauka, 168 p.

Gantumur, K., 2005. Geological characteristics and genesis of the Tsav Ag-Pb-Zn deposit, Eastern Mongolia. Summary of the Ph.D. thesis, Ulaanbaatar. 21p.

Gill, J.B., 1970. Geochemistry of Viyi Levu, Fiji, and its evolution as an island arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 27, 179.

Gill, R.C.O., Aparicio, A., Azzouzi, M. El., Hermende, J., Thirlwall, M.F., Bourgois, J., Marriner, G.F., 2004. Depleted arc volcanism in the Alboran Sea and shoshonitic volcanism in Morocco: geochemical and isotopic constraints on Neogene tectonic processes. *Lithos* 78, 363-388.

Kay, S.M., Copeland, P., 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuque'n basin: geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. In: Kay, S.M., Ramos, V. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin. in A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuque'n Basin (35-39S lat.)*. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 407, pp. 185-213

Kelty, T. K., Yin, A., Dash, B., Gehrels, G.E., Ribeiro, A. E., 2008. Detrital zircon geochronology of Paleozoic sedimentary rocks in the Hangay-Hentey basin, north central Mongolia: Implications for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean in central Asia. *Tectonophysics* 451, 290-311.

Kovalenko, V.I., Yarmolyuk, V.V., 1990. Evolution of magmatism in the structures of Mongolia. In *Evolution of geological processes and metallogensis of Mongolia*. Moscow. Nauka Press, pp. 23-55.

Makhbadar, T.S., and Delgertsogt, B., 1990. Geological map Central and Eastern Mongolia, scale 1:500000 with brief introduction. Ulaanbaatar.

Morrison, G. W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*. V.13. Issue 1, 97-108 pp.

Nagibna, M.S. 1975. Mesozoic revivation structures. In: Yanshin, A.L.(ed.), *Mesozoic-Cenozoic tectonics and the magmatism of Mongolia*. Moscow Nauka Press. pp.18-103.

Pearce, J. A., Kempton, P. D., Nowell, G. M., Noble, S. R. 1999. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in Western Pacific arc-basin systems. *Journal of Petrology* 40, 1579-1611.

Peate, D.W., Pearce, J.A., Hawkesworth, C.J., Colley, H., Edwards, C.M.H., Hirose, K., 1997. Geochemical variations in Vanuatuarc lavas; the role of subducted material and a variable mantle wedge composition. *Journal of Petrology* 38, 1331-1358.

Shatkov, G.A., Solovyev, N.S., Shatkova, L.N., Yakobson, L.N., 1980. The principal pattern of the Mongol-PriArgun belt, and chemistry of volcanic rocks. In: Marinov, N.A., (Ed.), *Geology and mineral resources of Mongolia*. Moscow, Nedra Press, v.1, pp.35-56.

Sun, S. S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes, In: Saunders A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London, Special Publications 42, pp. 313-345.

Tauson L.V., Antipin, V.S., Zaharov, M.n., Zubkov. V.S. 1984. Mesozoic latite geochemistry in Trance-Baikal. Novosibirsk, Nauka Press. 214 pp.

Tackley, P.J., Stevenson, D.J., Glatzmaier, G.A., and Schubert, G., 1993. Effects of an endothermic phase transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle. *Nature*, v. 361, p. 699-704 DOI: 10.1038/361699a0.

Tackley, P.J., 2000. Mantle convection and plate tectonics: Toward an integrated physical and chemical theory. *Science*, v. 288, p. 2002-2007 DOI.

Wang, F., Zhou, X.H., Zhang, L.X., Ying, J.F., Zhang, Y.T., Wu, F.Y., Zhu, R.X. 2006. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and Implications for the dynamics setting of NE Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 251, 179-198.

Yanshin, A. L., (Ed.), 1978. Mesozoic and Cenozoic tectonic map of Mongolian People's Republic, scale 1: 1500 000. Moscow.

Yarmolyuk, V.V., Kovalenko, V.I., Ivanov, V.G., 1995. The Late Mesozoic-Cenozoic Interplate Volcanic Province in Central East Asia: A projection of Mantle Hot Field. *Geotectonics* 5, 41-67.



М.М.Мамадвафоев, И.У.Рахмонов

Главное управление геологии при Правительстве Республики Таджикистан

**ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ  
ОБРАЗОВАНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ ЛОЙЛЯКУЛЬ  
(ВОСТОЧНЫЙ ГИССАР)**

Магматические образования в исследуемом районе, представляющем собою зону эндо- и экзоконтактов гранитоидного плутона в верховьях р. Кафандар – бассейне р. Лойлякуль, занимают около 80% его площади. Они представлены инверсионными многофазными гранитоидами и их дайковыми производными, постинверсионно-орогенными кислыми дайками и тафrogenными дайками щелочных базальтоидов. В составе выделенных групп изверженных горных пород, с учетом известных схем последовательности магматизма Гиссарского хребта [1, 2] и результатов личных исследований авторов, выделяются следующие магматические комплексы: 1) среднекаменноугольный кварц-диорит-кварц-монцодиорит-гранодиоритовый; 2) позднекаменноугольный гранит-лейкогранитовый; 3) раннепермский гранитоид-порфиоровый; 4) позднепермский (P<sub>2</sub>-MZ<sub>1</sub>?) щелочно-базальтоидный.

Характеризуемые гранитоиды изучены в северной эндоконтактовой зоне интрузии – аналога Северо-Варзобского (на западе) и Обигарм-Рамитского (на востоке) плутона [1, 2 и др.]. Разновозрастные (C<sub>2-3</sub>, P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>-MZ<sub>1</sub>?) и разнофациально-формационные дайки отмечаются как среди инверсионных гранитоидов, так и вмещающих их палеозойских (S<sub>2</sub>-C<sub>1</sub>) карбонатных и терригенных формаций.

Химический состав горной породы является, как известно [3-5 и др.], одним из главных ее признаков, и потому его изучение при петрографических, геохимических и металлогенических исследованиях [6-8 и др.] является «...существенной задачей» [3]. Химизм магматических комплексов названного района в опубликованной литературе в полном объеме рассматривается впервые по данным 143 оригинальных силикатных анализов проб, пересчитанных на числовые характеристики составов пород по методике А.Н.Заварицкого [3, 9]. Идентификация химического состава гранитоидов (табл. 1, 2) по их числовым характеристикам (табл.3, 4) осуществлена путем сравнения последних со среднемировыми «стандартными» значениями по Р.Дэли [10]. Ниже рассматриваются петрохимические особенности типичных представителей вышеупомянутых магматических комплексов.

*Кварцевые диориты – кварцевые монцодиориты* среднекаменноугольного магматического комплекса, широко развитые в районе и прорывающие среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения, представляют собою серые, розовато-серые, обычно равномерно-зернистые породы массивного сложения, реже – порфировидные; характеризуются в основном гипидиоморфно-зернистой структурой с участками катакlastической. В виде ксенолитов содержат диоритизированные (кварцевые диориты) обломки пород кровли. Петрохимически кварцевые диориты – кварцевые монцодиориты характеризуются значительной вариацией содержания SiO<sub>2</sub>, Mg и полевошпатовой извести. Они относятся к классам пересыщенных и слабо пересыщенных кремнекислотою (Q=4.5÷26.7), группе от бедных (а:с=1.8÷2.0) и умеренно-богатых до богатых щелочами пород (а:с=2.6÷3.7). По соотношению Al, Ca, Na и K относятся к типам пород, нормальных и пересыщенных глиноземом. Для них характерно преобладание Fe над Mg, почти равные соотношения Na и K; в отдельных случаях отмечаются незначительные превышения K над Na, что связано, очевидно, с неравномерным площадным развитием постмагматического щелочного метасоматоза. В целом, рассматриваемые породы по среднему химическому составу, особенно по главным числовым характеристикам составов, близки к средним типам кварцевых диоритов и тоналитов, по Р.Дэли, отличаясь от последних более низким содержанием SiO<sub>2</sub>, Na, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup> и K. По содержанию кремнезема (Q=15.8) и отношению щелочей к полевошпатовой извести (а:с=2.2; табл. 3) они относятся к классу пересыщенных кремнекислотою и группе очень бедных щелочами пород.

Таблица 1

Химический состав магматических пород бассейна р. Лойлякуль

№№ п.п.	№№ проб	О к и с л ы (масс.%)														П.п.п.	Сумма
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O		
1	941	55.14	0.57	14.23	1.99	4.03	0.09	4.53	7.40	2.89	3.00	0.17	0.00	3.61	0.19	5.66	99.70
2	936	56.88	0.64	14.89	2.24	4.25	0.11	4.25	6.24	2.40	2.90	0.17	0.00	3.43	0.15	4.57	99.54
3	1120	57.88	0.30	15.64	0.89	4.64	0.08	2.19	7.23	2.45	3.38	0.11	0.00	3.52	0.11	5.29	100.08
4	893	59.18	0.68	15.51	2.13	4.68	0.12	3.16	5.66	2.71	3.00	0.21	0.00	0.09	0.13	2.47	99.51
5	967	59.28	0.65	15.69	1.99	4.68	0.11	3.25	5.95	2.95	2.80	0.17	0.00	0.66	0.15	1.99	99.51
6	905	59.60	0.54	14.87	2.11	3.96	0.10	2.90	6.24	2.90	3.00	0.15	0.00	1.98	0.16	3.15	99.52
7	1015	59.74	0.66	15.79	2.36	4.90	0.11	2.89	6.09	2.70	3.00	0.17	0.00	0.18	0.12	1.09	99.50
8	900	60.54	0.68	15.04	1.90	4.39	0.08	2.90	5.51	3.00	3.00	0.17	0.00	0.92	0.10	2.29	99.51
9	916	60.54	0.66	14.59	1.97	3.60	0.10	3.29	6.09	2.83	3.10	0.15	0.00	2.38	0.12	3.35	100.24
10	963	60.46	0.64	15.39	1.88	4.97	0.11	3.13	6.09	2.90	3.40	0.18	0.00	0.22	0.13	1.29	100.44
11	982	61.46	0.56	14.62	2.32	3.89	0.10	2.68	6.38	2.70	3.40	0.16	0.00	0.31	0.11	1.52	99.79
12	1029	61.22	0.66	15.39	1.95	4.68	0.10	2.90	5.66	2.70	3.10	0.18	0.00	0.09	0.13	0.99	99.53
13	1047	62.10	0.30	15.96	1.27	4.75	0.10	3.23	4.68	2.64	3.44	0.12	0.00	0.13	0.11	1.17	99.76
14	1086	61.12	0.32	15.47	1.55	5.26	0.11	3.53	5.35	2.72	3.17	0.12	0.00	0.09	0.09	0.78	99.50
15	1117	61.68	0.32	25.82	1.50	4.68	0.10	2.59	4.48	2.84	3.07	0.14	0.00	0.62	0.15	2.35	99.57
16	1165	63.60	0.42	15.95	1.22	3.38	0.08	1.86	3.82	3.30	3.00	0.14	0.00	0.95	0.20	2.80	99.57
17	1169	63.18	0.44	15.82	1.03	3.53	0.09	2.45	5.47	2.88	2.87	0.13	0.00	0.44	0.20	1.70	99.9
18	9194	60.94	0.53	16.17	1.07	4.32	0.11	2.69	6.48	3.00	3.10	0.16	0.00	0.22	0.08	1.27	99.74
19	9136	62.18	0.27	15.67	1.60	4.25	0.10	3.02	4.34	2.61	3.36	0.09	0.00	0.44	0.12	2.08	99.57
20	9152	62.70	0.52	15.61	1.78	4.68	0.01	2.34	5.04	2.65	3.50	0.18	0.00	0.09	0.05	0.55	99.56
21	9154	63.70	0.45	14.95	1.38	3.96	0.13	1.61	5.34	3.00	3.90	0.16	0.00	0.48	0.04	1.09	99.67
22	9157	63.50	0.53	15.70	0.57	5.04	0.10	2.08	4.75	3.00	3.30	0.16	0.00	0.08	0.06	0.91	99.66
23	9168/1	65.70	0.15	19.21	0.83	1.15	0.01	0.30	0.72	0.25	10.1	0.05	0.10	0.26	0.10	1.32	99.79
24	9174	60.90	0.56	16.05	1.44	5.18	0.12	2.75	5.76	2.88	2.60	0.17	0.00	0.26	0.12	1.50	99.91
25	9189	62.30	0.56	15.27	2.08	4.32	0.09	2.53	5.33	2.60	2.95	0.16	0.00	0.18	0.10	1.48	99.68
26	9205	62.30	0.50	15.90	1.81	4.24	0.10	2.62	4.60	2.65	3.50	0.10	0.00	0.26	0.11	1.38	99.79
27	9207	64.18	0.51	15.70	0.98	2.80	0.07	1.22	4.03	2.90	2.90	0.11	0.00	3.25	0.16	4.78	100.18
28	9208	63.62	0.50	15.29	1.04	2.66	0.07	1.20	3.89	2.65	3.40	0.12	0.00	4.66	0.12	5.47	99.91



Гранодиориты																	
29	999	65.22	0.47	14.65	2.10	3.38	0.08	1.64	3.48	3.05	3.55	0.16	0.00	0.13	0.17	1.68	99.50
30	1006	64.32	0.50	15.39	1.72	3.60	0.09	1.73	4.64	3.38	3.40	0.16	0.00	0.09	0.15	0.95	99.88
31	1008	65.20	0.37	15.79	1.94	3.74	0.06	1.25	3.92	3.70	3.50	0.16	0.00	0.09	0.13	0.89	99.52
32	1039	64.46	0.27	14.92	1.43	4.10	0.08	2.62	4.34	2.55	3.56	0.08	0.00	0.22	0.09	1.17	99.58
33	1057/1	66.02	0.20	15.02	1.47	3.09	0.08	1.23	3.04	3.75	3.82	0.11	0.00	1.06	0.17	2.76	99.52
34	1073	66.04	0.20	16.00	1.33	2.95	0.08	1.04	3.76	3.50	3.50	0.08	0.00	0.31	0.10	1.07	99.55
35	1077	66.48	0.20	15.64	1.09	3.53	0.09	1.11	3.47	3.54	3.59	0.09	0.00	0.09	0.09	0.70	99.53
36	1125	64.06	0.46	17.52	2.03	2.81	0.08	1.63	4.28	3.00	2.87	0.14	0.00	0.20	0.20	1.12	100.0
37	1132	64.46	0.42	15.67	1.07	3.17	0.08	1.96	3.36	3.00	3.21	0.13	0.00	0.35	0.20	1.33	99.86
38	1154	65.78	0.44	16.17	0.63	4.39	0.08	1.35	3.86	3.25	2.88	0.15	0.00	0.20	0.20	0.69	99.67
39	1155	68.50	0.34	15.30	0.81	2.81	0.06	1.22	2.45	3.00	3.60	0.19	0.00	0.26	0.20	1.21	99.49
40	1156	66.28	0.42	16.08	1.44	3.02	0.07	1.53	3.79	3.12	3.00	0.15	0.00	0.20	0.20	0.70	99.60
41	1176	65.18	0.44	15.87	1.94	3.53	0.08	1.86	4.07	3.16	3.00	0.13	0.00	0.20	0.20	0.89	100.15
42	1177	65.52	0.44	16.44	1.49	3.35	0.09	1.84	3.15	3.10	2.69	0.13	0.00	0.20	0.21	1.43	99.67
43	9192	67.82	0.10	13.11	0.48	0.72	0.03	1.81	3.74	2.50	5.00	0.12	0.00	4.36	0.06	4.42	99.85
44	9902	68.26	0.17	14.05	0.48	1.58	0.02	0.13	3.74	3.16	5.40	0.08	0.00	2.20	0.10	2.46	99.53
Ксенолиты диоритизированных пород																	
45	9161	58.22	0.97	16.24	2.00	6.20	0.73	2.48	5.50	2.40	3.40	0.33	0.00	0.13	0.12	1.16	100.03
46	9251	55.80	0.76	16.53	2.93	6.19	0.17	3.59	5.60	3.55	3.00	0.24	0.00	0.35	0.20	1.39	99.75
47	9254	56.10	0.67	17.07	2.45	6.05	0.18	3.46	6.02	3.77	2.95	0.15	0.00	0.20	0.20	1.29	99.76
48	9255	54.34	0.76	17.43	3.05	7.56	0.22	3.64	5.45	3.80	2.10	0.23	0.00	0.20	0.20	1.48	100.07
49	9297	53.94	0.76	16.53	2.46	6.48	0.17	4.79	8.00	3.10	2.30	0.13	0.00	0.22	0.21	1.13	99.79
50	9298	58.22	0.77	16.90	2.61	5.11	0.14	3.05	5.75	3.60	3.00	0.21	0.00	0.20	0.20	1.08	100.24
51	9257	53.80	0.73	17.61	2.94	6.95	0.18	3.50	6.68	3.60	2.27	0.23	0.00	0.20	0.20	1.29	99.68
52	9258	55.82	0.80	17.43	2.45	5.69	0.15	3.90	6.44	3.10	2.30	0.25	0.00	0.26	0.20	1.93	100.26
53	9259	53.50	0.72	15.81	2.84	5.80	0.02	4.20	7.42	3.20	3.00	0.16	0.00	1.10	0.20	2.87	99.54
Гранодиорит-порфиры																	
54	9151	65.80	0.43	14.19	1.16	2.16	0.05	0.80	3.46	3.30	3.60	2.60	0.10	2.15	0.09	3.25	99.80
55	9281	66.90	0.54	14.19	0.63	2.95	0.05	1.05	2.38	3.10	4.10	0.19	0.00	1.67	0.20	3.16	99.54
56	9282	66.54	0.52	15.10	0.95	2.88	0.05	0.96	2.46	3.20	4.00	0.17	0.00	1.54	0.20	3.40	100.23
57	9287	66.50	0.52	14.19	0.67	2.70	0.05	0.80	3.20	2.80	3.80	0.17	0.00	1.89	0.20	3.80	99.56
58	9316	65.80	0.52	15.37	0.58	2.88	0.06	1.00	2.80	2.90	3.90	0.17	0.00	1.76	0.20	3.58	99.56
59	9317	65.74	0.52	15.21	0.85	2.81	0.07	1.07	2.80	3.13	3.65	0.22	0.00	1.72	0.20	3.45	99.52

Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты																	
60	1047/1	71.80	0.10	13.61	0.14	2.02	0.03	1.61	1.82	2.52	5.25	0.06	0.00	0.26	0.10	1.04	100.0
61	1056	68.84	0.14	14.94	0.49	2.52	0.04	1.11	2.48	2.96	3.95	0.06	0.00	0.84	0.18	2.15	99.68
62	1057	69.68	0.15	14.20	0.85	2.16	0.05	1.21	2.46	3.19	4.25	0.06	0.00	0.31	0.12	1.32	99.58
Плагиогранит, биотит-амфиболовый																	
63	9142	61.13	0.52	14.90	3.66	3.74	0.09	2.20	4.00	3.71	3.60	0.17	0.00	0.40	0.10	1.90	99.97
Ангиговидные граниты (лейкограниты)																	
64	971/1	71.84	0.09	12.05	0.65	0.37	0.01	1.20	3.05	3.00	5.60	0.13	0.00	2.16	0.13	2.05	100.49
65	1000/1	72.06	0.08	11.97	0.28	1.56	0.03	0.40	3.34	2.30	5.30	0.07	0.00	1.58	0.17	2.11	99.70
66	1058	74.94	0.03	12.96	0.40	2.02	0.04	0.13	0.58	3.00	5.08	0.01	0.00	0.26	0.08	0.38	99.57
67	1070	74.34	0.07	12.96	0.08	0.00	0.31	0.10	1.07	2.92	5.00	0.01	0.00	0.24	0.11	0.71	99.58
68	1073/1	73.98	0.05	12.22	0.56	1.94	0.03	0.42	1.45	2.96	4.34	0.00	0.00	0.79	0.14	1.55	99.50
69	1077/1	66.48	0.02	15.64	1.09	3.53	0.09	1.11	3.47	3.54	3.59	0.09	0.00	0.09	0.09	0.70	99.53
70	1157/4	75.42	0.11	12.76	0.21	1.22	0.03	0.50	0.77	2.25	5.83	0.09	0.00	0.20	0.20	0.70	99.89
71	1157/6	74.34	0.22	12.90	0.54	1.66	0.05	0.54	0.98	2.33	4.66	0.13	0.00	0.40	0.20	1.33	99.68
72	9286	73.70	0.01	13.78	0.54	1.29	0.02	0.29	0.42	3.90	5.00	0.13	0.00	0.20	0.20	1.40	100.48
73	9290	72.94	0.06	14.28	0.59	1.15	0.02	0.16	1.54	3.00	6.10	0.15	0.00	0.20	0.20	0.45	100.44
74	9291	73.40	0.08	13.48	0.58	1.15	0.03	0.25	0.70	3.60	5.70	0.13	0.00	0.40	0.20	0.50	99.60
75	9292	73.34	0.22	13.30	0.71	1.29	0.03	0.46	0.88	2.10	7.05	0.01	0.00	0.20	0.20	0.67	100.16
76	9294	73.34	0.10	13.30	0.71	1.37	0.04	0.12	1.12	4.00	4.85	0.28	0.00	0.20	0.20	0.31	99.54
77	9171	70.76	0.13	15.09	0.74	1.22	0.03	0.31	1.44	6.27	3.00	0.28	0.00	0.13	0.08	0.66	100.89
78	9195	73.86	0.11	13.83	0.60	1.20	0.04	0.18	1.30	3.25	4.25	0.19	0.00	0.09	0.05	0.78	99.59
79	9196	74.50	0.09	13.66	0.29	0.93	0.02	0.17	2.10	3.10	4.10	0.18	0.00	0.13	0.05	0.46	99.60
80	9202	72.60	0.24	14.00	0.27	1.58	0.03	0.76	1.58	3.33	5.16	0.07	0.00	0.13	0.08	0.63	100.25
81	9203	71.40	0.31	14.46	0.77	2.30	0.04	0.79	1.44	2.65	5.00	0.07	0.00	0.13	0.11	1.03	100.26
82	9204	70.10	0.36	14.36	0.78	2.66	0.05	1.08	2.73	2.85	4.66	0.05	0.00	0.18	0.07	0.72	100.42
83	9206	72.70	0.20	12.80	0.64	1.59	0.03	0.31	2.01	3.00	5.65	0.05	0.00	0.70	0.06	1.28	100.25
84	9260	75.46	0.13	12.53	0.56	1.30	0.03	0.58	1.40	2.00	5.50	0.04	0.00	0.20	0.20	0.68	100.21
85	9262	74.80	0.10	12.50	0.37	1.30	0.01	0.53	0.70	2.20	7.40	0.05	0.00	0.20	0.20	0.17	100.13
86	9185	72.62	0.11	14.73	0.42	0.86	0.02	0.21	0.57	4.00	5.25	0.20	0.00	0.04	0.08	0.60	99.59
87	9193	73.10	0.11	12.27	0.61	1.72	0.02	0.29	3.31	2.80	4.05	0.04	0.00	0.92	0.10	1.80	100.12
88	9200	72.20	0.22	14.46	0.55	1.50	0.04	0.33	1.30	3.50	5.16	0.14	0.00	0.04	0.08	0.73	100.13
89	9143	70.94	0.22	13.63	0.74	2.30	0.03	0.33	2.30	3.00	5.40	0.06	0.00	0.61	0.20	0.83	99.79
90	9155	72.40	0.10	14.40	1.39	2.23	0.04	0.26	1.15	3.60	5.00	0.18	0.00	0.09	0.04	0.31	100.06



Лампрофиды,  $S_{33}$ 

91	893/1	52.70	1.10	13.06	1.69	4.54	0.10	6.40	7.20	2.60	4.81	0.45	0.00	3.88	0.18	5.82	100.47
92	904	51.00	0.83	14.53	2.10	4.90	0.11	8.34	6.82	3.00	2.30	0.32	0.00	3.61	0.15	6.19	100.44
93	987	61.62	0.58	14.96	2.58	3.67	0.10	2.73	5.37	2.90	3.40	0.16	0.00	0.09	0.19	2.32	100.39
94	1042/1	55.00	0.43	15.46	1.43	4.75	0.10	6.45	5.93	3.31	2.05	0.39	0.00	1.89	1.18	4.46	99.76
95	1042/2	58.00	0.32	13.61	1.52	4.82	0.11	6.45	5.55	2.60	2.50	0.19	0.00	1.94	0.16	4.13	98.95
96	1042/3	58.74	0.32	14.92	1.15	4.18	0.08	5.95	4.48	3.22	2.50	0.21	0.00	1.58	0.16	3.90	99.65
97	1046	54.06	0.55	14.94	2.11	4.61	0.10	5.44	5.26	2.52	2.72	0.53	0.00	3.17	0.23	6.71	99.55
98	1059	50.94	0.50	13.97	2.99	4.97	0.14	7.26	7.66	2.23	2.30	0.19	0.00	2.02	0.16	6.50	99.65
99	1084	53.88	0.52	15.30	1.34	5.47	0.12	5.44	6.21	3.14	2.99	0.51	0.00	2.64	0.09	4.59	99.51
100	986	51.00	1.26	14.60	2.31	4.75	0.11	5.25	8.22	3.40	2.80	0.60	0.00	4.31	0.21	6.29	100.59

Кварцево-латитовые порфиры,  $P_1$ 

101	9197	64.64	0.46	14.91	1.01	1.87	0.03	0.96	4.46	3.10	3.50	0.14	0.46	3.48	0.08	4.48	99.56
102	9205/1	63.30	0.49	14.87	0.79	2.66	0.06	1.34	3.74	2.65	3.50	0.12	0.00	5.63	0.12	6.17	99.69
103	9205/2	65.02	0.49	15.29	2.13	1.08	0.06	0.59	3.45	3.00	3.50	0.12	0.00	3.43	0.11	5.03	99.76
104	976	64.04	0.48	14.29	1.39	1.30	0.08	1.54	4.38	1.30	4.00	0.22	0.00	4.58	0.19	6.49	99.51
105	993	65.40	0.48	14.40	1.46	2.02	0.06	0.89	3.69	2.96	3.90	0.26	0.00	2.16	0.18	3.99	99.51
106	994	65.08	0.49	14.29	1.02	2.45	0.07	0.99	3.69	3.05	4.05	0.24	0.00	2.20	0.15	4.09	99.51
107	1001	64.48	0.45	14.32	1.86	2.59	0.07	1.30	4.21	2.90	3.30	0.18	0.10	2.68	0.35	4.82	100.48
108	1053	66.25	0.25	15.95	0.90	2.88	0.06	0.88	2.46	3.36	4.23	0.16	0.00	0.48	0.18	2.12	99.50

Щелочные базальтоиды (слюдяные лампрофиды),  $P_2 - MZ_1 (?)$ 

109	9158	49.60	0.99	16.15	2.67	5.40	0.14	6.44	7.20	2.90	2.50	0.60	0.00	2.90	0.19	5.17	99.93
110	9264	49.08	1.30	12.53	2.06	5.40	0.11	8.90	7.99	2.50	4.00	0.60	0.10	2.99	0.20	5.03	99.50
111	9265	51.68	1.40	13.10	1.94	6.12	0.12	8.37	6.72	2.50	4.20	0.62	0.10	0.92	0.20	2.82	99.59
112	9268	53.86	1.40	14.28	1.87	5.90	0.13	6.21	6.29	3.20	2.70	0.46	0.00	1.10	0.20	3.21	99.51
113	9269	53.50	1.30	14.32	1.67	6.30	0.12	6.44	7.20	3.00	2.10	0.48	0.00	1.50	0.20	3.18	99.61
114	9270	52.84	0.76	14.38	1.72	6.98	0.19	7.20	7.90	2.10	3.60	0.42	0.00	0.20	0.20	1.55	99.64
115	9271	55.76	0.86	14.28	1.90	5.76	0.12	5.75	5.90	9.50	2.80	0.46	0.00	0.97	0.20	2.65	99.74
116	9273	52.30	1.35	14.03	1.42	6.48	0.12	6.44	6.80	3.00	2.50	0.48	0.10	2.37	0.20	4.50	99.52
117	9275	54.18	1.30	13.93	1.24	6.30	0.11	5.91	6.48	3.40	2.60	0.46	0.00	2.46	0.20	4.33	100.24
118	9276	54.76	1.20	14.28	1.86	5.63	0.11	4.60	6.80	3.20	2.60	0.53	0.00	1.86	0.20	4.33	99.90
119	9277	53.30	1.30	14.28	1.65	5.91	0.13	6.04	5.88	3.50	2.50	0.57	0.00	2.30	0.20	5.00	100.06
120	9278	53.98	1.35	14.00	1.85	6.48	0.12	6.49	6.44	3.50	3.00	0.58	0.00	0.48	0.20	1.82	99.61
121	9279	54.86	1.25	13.80	2.20	5.50	0.12	5.71	5.46	3.10	2.80	0.56	0.00	1.76	0.20	4.25	99.61
122	9280	54.36	1.35	14.48	1.87	6.00	0.12	5.66	6.16	3.10	2.60	0.56	0.00	1.27	0.20	3.40	99.65

123	9299	50.78	1.03	15.89	2.80	5.33	0.12	6.04	6.09	3.25	3.20	0.65	0.00	1.54	0.23	4.35	99.53
124	9301	49.14	1.19	15.81	2.91	5.62	0.14	6.72	6.73	2.75	3.20	0.78	0.00	1.80	0.22	4.81	99.80
125	9302	52.08	1.43	12.13	2.82	5.18	0.10	7.46	6.45	1.35	6.00	0.92	0.14	0.22	0.25	3.64	99.56
126	9179	50.20	0.54	14.21	0.53	4.54	0.10	6.64	9.65	1.30	3.50	0.18	0.00	6.70	0.16	8.44	99.83
127	9146	50.50	1.22	13.64	2.48	5.18	0.17	7.16	7.20	2.20	3.71	0.86	0.00	2.90	0.19	5.31	99.63
128	9139	59.04	0.47	16.20	2.13	3.89	0.07	3.71	3.28	3.73	3.88	0.39	0.10	0.75	0.11	2.77	99.56
129	9140	53.74	1.12	14.53	2.36	5.04	0.12	5.38	6.62	3.20	2.90	0.61	0.00	2.51	0.16	4.29	99.91
130	9144	58.02	0.81	14.97	1.75	4.38	0.10	5.00	4.60	3.50	2.85	0.18	0.00	1.05	0.09	3.39	99.56
131	9145	53.18	0.80	14.20	1.46	5.68	0.13	5.89	7.39	2.55	3.10	0.29	0.00	4.22	0.09	4.99	99.66
132	9159	51.92	1.21	13.66	1.65	5.97	0.11	6.83	7.00	3.00	3.93	0.75	0.00	2.80	0.15	4.06	100.19
133	9234	52.60	1.39	12.86	2.67	5.33	0.10	7.19	6.30	2.20	4.70	0.88	0.10	1.58	0.23	3.23	99.54
134	9241	51.80	1.30	12.96	2.23	5.11	0.12	7.34	6.72	2.20	4.20	0.77	0.00	2.38	0.20	4.86	99.61
135	9243	53.20	1.40	12.22	2.42	4.68	0.10	7.38	7.00	1.80	4.25	0.95	0.00	1.94	0.20	4.16	99.57
136	9245	52.69	1.45	12.22	2.85	4.40	0.10	7.18	7.42	1.85	4.85	0.92	0.00	1.89	0.20	3.58	99.61
137	9247	51.62	1.35	12.03	2.97	4.38	0.10	7.24	7.84	4.60	0.92	1.90	0.00	2.73	0.21	4.80	99.76
138	9249	51.20	1.24	12.58	1.95	5.25	0.11	7.18	6.30	1.85	3.85	0.70	0.10	3.36	0.20	7.48	99.69
139	9250	51.20	1.20	11.80	1.82	5.18	0.11	7.34	6.86	3.50	2.07	1.60	0.15	3.70	0.20	7.30	99.98
140	9266	53.86	0.72	14.28	1.85	6.48	0.16	6.71	7.63	2.40	2.60	0.62	0.00	0.78	0.20	2.32	99.63
141	9267	53.60	0.72	14.28	1.82	6.30	0.16	6.98	8.40	2.40	2.50	0.62	0.00	1.10	0.20	2.60	100.38
142	1157/2	47.00	0.62	11.41	2.00	6.30	0.19	11.79	9.25	1.16	3.21	0.94	0.00	4.18	0.20	6.43	99.70
143	1157/3	45.66	0.64	12.68	2.72	6.01	0.21	10.23	9.10	1.36	3.81	0.35	0.00	4.53	0.22	6.90	99.67

Примечание. Пробы №№ 9000 и выше из коллекции М.М.Мамалвафоева, остальные – И.У.Рахмонова. Анализы выполнены в Центральной лаборатории Управления геологии Таджикистана (1985–1986 гг.).



Таблица 2

Средние химические составы магматических пород бассейна р. Лойлякуль

№ п.п.	Название породы, ее возраст-ной индекс	Количество проб	Оксиды (масс. %)*										
			SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Σ
1	2	3	60.55	0.51	15.58	1.60	4.17						
1	Кварцевые диориты и кварцевые монодиориты, С <sub>2</sub>	28	55.1 - 65.7	0.15 - 0.78	14.2 - 19.2	0.59 - 2.36	1.15 - 5.26						
2	Гранодиориты, С <sub>2</sub>	16	66.03	0.34	15.47	1.44	3.04						
3	Ксенолиты диоритизированных пород (кварцевых диоритов)	9	64.0 - 68.5	0.10 - 0.50	13.11 - 17.5	0.48 - 2.10	0.70 - 4.39						
4	Гранодиорит-порфиры, С <sub>2</sub>	6	55.2	0.77	16.85	2.63	6.22						
5	Бiotитовые, биотит-рогообманковые граниты, С <sub>3</sub>	3	53.5 - 58.2	0.67 - 0.97	15.8 - 17.6	2.0 - 3.05	5.1 - 7.56						
6	Плагиограниты биотит-амфиболовые, С <sub>3</sub>	1	66.21	0.51	14.80	0.80	2.73						
7	Аплитовидные граниты (лейкограниты), С <sub>3</sub>	27	65.74 - 66.9	0.43 - 0.54	15.37 - 14.15	0.58 - 1.16	2.16 - 2.95						
8	Лампрофиды (спессартиты), С <sub>2-3</sub>	10	70.10	0.13	14.25	0.21	2.23						
9	Кварцево-латитовые порфиры, Р <sub>1</sub>	8	68.84 - 71.80	0.10 - 0.15	13.61 - 14.94	0.14 - 0.85	2.02 - 2.52						
10	Щелочные базальтоиды, Р <sub>2</sub> - МZ <sub>1</sub> (?)	35	61.13**	0.52	14.90	3.66	3.74						
			72.21	0.13	13.40	0.59	1.58						
			66.98 - 75.46	0.01 - 0.36	11.97 - 15.09	0.21 - 1.09	0.37 - 3.53						
			54.69	0.64	14.50	1.92	4.66						
			50.94 - 61.62	0.32 - 1.26	13.06 - 15.46	1.15 - 2.99	3.67 - 5.47						
			64.77	0.44	14.79	1.32	2.10						
			63.30 - 66.25	0.25 - 0.49	14.29 - 15.95	0.79 - 2.13	1.08 - 2.88						
			52.48	1.11	13.78	2.06	5.55						
			45.66 - 59.04	0.47 - 1.45	11.41 - 16.20	0.53 - 2.97	3.89 - 6.98						

Продолжение табл. 2

№ п.п.	MnO	MgO	CaO	Оксиды (масс. %)*								Σ
				Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма				
1	0.09	2.65	5.31	2.70	3.42	0.14	2.29	2.29	99.01			
2	0.01 - 0.12	0.30 - 4.53	0.72 - 7.40	0.25 - 3.30	2.60 - 10.10	0.05 - 0.16	0.55 - 5.66	99.50 - 100.24				
3	0.06	1.50	3.90	3.17	3.83	0.13	1.47	100.38				
4	0.02 - 0.09	0.13 - 2.62	2.45 - 4.64	2.50 - 3.75	2.69 - 5.40	0.08 - 0.16	0.69 - 4.42	99.50 - 100.15				
5	0.21	3.62	6.35	3.34	2.70	0.21	1.51	99.91				
6	0.02 - 0.75	2.48 - 4.79	5.46 - 8.00	2.40 - 3.80	2.10 - 3.40	0.13 - 0.33	1.08 - 2.87	99.54 - 100.26				
7	0.05	0.94	2.85	3.07	3.84	0.58	3.44	99.82				
8	0.05 - 0.07	0.80 - 1.07	2.38 - 3.46	2.80 - 3.30	3.60 - 4.10	0.17 - 2.60	3.16 - 3.80	99.52 - 100.23				
9	0.04	1.31	2.25	2.89	4.48	0.06	1.50	99.45				
10	0.03 - 0.05	1.11 - 1.61	1.82 - 2.48	2.52 - 3.19	3.95 - 5.26	0.06	1.04 - 2.15	99.58 - 100.0				
	0.09**	2.2	4.18	3.71	3.60	0.17	1.90	99.97				
	0.03	0.44	1.58	3.13	5.09	0.09	0.85	99.87				
	0.01 - 0.09	0.13 - 1.20	0.57 - 3.47	0.00 - 6.27	3.00 - 7.40	0.01 - 0.27	0.17 - 2.11	99.50 - 100.49				
	0.09	5.97	6.25	2.89	2.83	0.35	5.09	99.88				
	0.08 - 0.14	2.73 - 8.43	4.48 - 8.22	2.23 - 3.40	2.05 - 4.81	0.19 - 0.60	2.32 - 6.71	99.51 - 100.59				
	0.06	1.06	3.76	2.79	3.74	0.18	4.64	99.65				
	0.03 - 0.08	0.59 - 1.54	2.46 - 4.46	1.30 - 3.36	3.30 - 4.23	0.12 - 0.26	2.12 - 6.49	99.50 - 100.48				
	0.12	6.79	6.89	2.88	3.25	0.64	4.31	99.86				
	0.07 - 0.19	3.71 - 11.79	3.28 - 9.65	1.16 - 4.60	0.92 - 6.00	0.018 - 1.90	1.55 - 7.48	99.50 - 100.38				

Примечание. В числителе – среднее содержание, в знаменателе – пределы колебания содержания; \*\* - поскольку анализ элементный, пределы колебания содержания отсутствуют.



Числовые характеристики химических составов магматических пород бассейна р. Лойлякуль

№№ п.п.	№№ проб	Числовые характеристики составов пород по А. Н. Заваришккому														
		s	a	b	c	Q	ас	а'	с'	т'	g'	n	t	φ		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15		
1	941	65.5	11.2	18.9	4.2	4.6	2.6	-	26.9	41.9	31.1	59.5	0.7	8.9		
2	936	68.2	10.0	16.3	5.4	11.1	1.8	-	15.3	46.0	38.6	55.7	0.8	12.3		
3	1120	70.2	10.9	13.2	5.6	13.1	1.9	-	27.7	30.1	42.2	52.3	0.4	6.6		
4	893	69.6	11.0	14.2	5.0	12.4	2.2	-	13.8	38.4	46.8	55.8	0.9	13.3		
5	967	67.6	13.6	15.1	3.6	4.5	3.7	-	23.6	35.9	40.5	47.2	0.8	10.8		
6	905	70.1	11.1	14.0	4.6	13.6	2.4	-	22.2	35.9	41.9	59.5	0.7	12.9		
7	1015	69.9	10.6	13.9	5.5	13.2	1.9	-	15.0	36.0	49.0	57.9	0.9	14.5		
8	900	67.1	10.6	17.8	4.4	6.5	2.4	-	11.5	56.6	31.8	60.0	0.9	8.8		
9	916	70.7	10.8	13.9	4.9	15.4	2.4	-	22.2	40.2	37.4	57.7	0.8	11.9		
10	963	69.0	11.3	15.0	4.6	10.9	2.4	-	22.2	34.8	42.9	56.6	0.8	10.8		
11	982	71.8	10.6	13.6	3.9	18.6	2.7	-	26.5	32.8	40.7	55.0	0.6	13.7		
12	1029	71.0	10.7	13.1	5.1	15.6	2.1	-	14.3	38.1	47.6	57.1	0.09	12.7		
13	1047	72.0	10.9	11.6	5.4	16.9	2.0	-	3.8	47.2	49.0	53.8	0.4	8.9		
14	1086	70.3	10.7	13.9	5.1	14.1	2.1	-	10.4	43.6	46.0	56.7	0.4	9.4		
15	117	72.7	11.2	10.8	5.4	17.8	2.0	-	2.3	42.6	55.1	58.6	0.3	11.8		
16	1165	75.1	12.0	8.1	4.8	21.3	2.5	6.1	-	40.0	53.9	62.3	0.5	12.2		
17	1169	73.9	10.8	9.9	5.4	20.8	2.0	-	13.8	42.4	43.8	60.6	0.5	8.5		
18	9194	71.0	11.1	12.4	5.4	14.5	2.0	-	21.0	37.5	41.4	60.0	0.7	7.3		
19	9136	72.6	10.8	11.2	5.3	18.4	2.0	-	1.2	49.1	49.7	54.2	0.4	12.4		
20	9152	72.6	11.1	11.2	5.0	18.1	2.2	-	10.7	35.7	53.5	53.7	0.6	13.5		
21	9154	73.3	12.2	10.5	3.9	18.4	3.1	-	24.6	26.2	49.2	53.9	0.6	11.8		
22	9157	73.6	11.5	10.0	4.9	19.3	2.3	-	9.6	35.9	54.5	57.8	0.6	5.5		
23	9168/1	73.4	14.8	10.8	0.9	16.4	16.4	79.0	-	4.3	16.6	3.6	0.2	6.8		
24	9174	71.2	10.5	12.4	5.8	15.7	1.8	-	10.9	38.1	51.0	62.6	0.7	10.1		
25	9189	72.7	10.2	11.8	5.3	19.7	1.9	-	11.3	37.2	51.5	57.1	0.7	15.4		
26	9205	72.9	11.1	10.7	5.3	18.3	2.1	-	3.9	42.5	53.6	53.7	0.7	14.4		
27	9207	77.1	11.2	6.6	5.1	26.7	2.2	10.8	-	32.6	56.5	60.2	0.5	13.0		
28	9208	77.4	11.5	6.0	5.1	26.7	2.2	2.4	-	36.1	61.4	54.4	0.5	15.6		

Продолжение табл. 3

№№ п.п.	№№ проб	Гранодиориты, С <sub>2</sub>															Ксенолиты диоритизированных пород (кварцевые диориты)														
		8.3	4.0	23.4	3.0	-	3.7	34.3	61.9	56.6	0.5	21.7	69.2	10.5	15.0	5.9	10.8	1.7	-	10.1	30.6	52.2	1.2	11.8							
29	999	75.7	12.0	8.3	4.0	23.4	3.0	-	3.7	34.3	61.9	56.6	0.5	21.7	69.2	10.5	15.0	5.9	10.8	1.7	-	10.1	30.6	52.2	1.2	11.8					
30	1006	73.9	12.5	9.5	4.1	18.7	3.0	-	16.6	30.4	52.9	60.4	0.5	15.9	65.6	12.4	16.8	5.1	1.4	2.4	-	11.0	37.0	52.0	64.0	1.0	15.4				
31	1008	75.2	13.4	7.4	4.0	19.6	3.3	-	11.1	28.7	60.2	61.8	0.4	11.1	74.2	10.8	10.4	4.6	22.6	2.3	-	6.3	43.2	50.5	52.2	0.4	12.0				
32	1039	74.2	10.8	10.4	4.6	22.6	2.3	-	6.3	43.2	50.5	52.2	0.4	12.0	76.8	14.0	6.0	3.2	22.4	4.4	-	8.7	36.8	54.9	60.2	0.3	21.0				
33	1057/1	76.8	14.0	6.0	3.2	22.4	4.4	-	8.7	36.8	54.9	60.2	0.3	21.0	75.8	12.8	7.0	4.4	21.6	2.9	-	3.0	24.7	72.3	60.2	0.3	16.8				
34	1073	75.8	12.8	7.0	4.4	21.6	2.9	-	3.0	24.7	72.3	60.2	0.3	16.8	76.4	13.0	6.6	4.0	22.8	3.2	-	5.7	27.9	66.3	59.8	0.1	14.5				
35	1077	76.4	13.0	6.6	4.0	22.8	3.2	-	5.7	27.9	66.3	59.8	0.1	14.5	74.2	10.9	9.5	5.3	21.4	2.0	23.9	-	29.7	46.4	61.1	0.5	17.4				
36	1125	74.2	10.9	9.5	5.3	21.4	2.0	23.9	-	29.7	46.4	61.1	0.5	17.4	75.9	11.2	8.8	4.1	25.3	2.7	17.0	-	37.2	45.7	58.5	0.4	10.8				
37	1132	75.9	11.2	8.8	4.1	25.3	2.7	17.0	-	37.2	45.7	58.5	0.4	10.8	75.8	12.0	7.4	4.7	23.0	2.5	4.6	-	30.5	64.8	60.3	0.4	7.4				
38	1154	75.8	12.0	7.4	4.7	23.0	2.5	4.6	-	30.5	64.8	60.3	0.4	7.4	77.2	11.6	8.2	3.0	28.2	3.8	32.8	-	24.6	42.6	55.8	0.3	9.9				
39	1155	77.2	11.6	8.2	3.0	28.2	3.8	32.8	-	24.6	42.6	55.8	0.3	9.9	76.2	11.3	7.9	4.7	25.0	2.4	13.9	-	33.0	53.0	60.9	0.4	7.0				
40	1156	76.2	11.3	7.9	4.7	25.0	2.4	13.9	-	33.0	53.0	60.9	0.4	7.0	75.2	11.4	8.3	4.9	22.9	2.3	0.8	-	38.0	61.1	61.4	0.4	19.8				
41	1176	75.2	11.4	8.3	4.9	22.9	2.3	0.8	-	38.0	61.1	61.4	0.4	19.8	74.3	10.7	11.2	3.8	23.4	2.8	32.1	-	27.9	40.0	63.3	0.4	10.9				
42	1177	74.3	10.7	11.2	3.8	23.4	2.8	32.1	-	27.9	40.0	63.3	0.4	10.9	78.2	12.9	6.4	2.4	28.3	5.4	-	34.4	48.4	17.2	43.0	0.08	6.4				
43	9192	78.2	12.9	6.4	2.4	28.3	5.4	-	34.4	48.4	17.2	43.0	0.08	6.4	78.3	14.8	4.8	2.0	25.1	7.4	-	53.9	5.7	40.3	47.2	0.3	8.6				
44	9209	78.3	14.8	4.8	2.0	25.1	7.4	-	53.9	5.7	40.3	47.2	0.3	8.6	Ксенолиты диоритизированных пород (кварцевые диориты)																
45	9161	69.2	10.5	15.0	5.9	10.8	1.7	-	10.1	30.6	52.2	52.2	1.2	11.8	65.6	12.4	16.8	5.1	1.4	2.4	-	11.0	37.0	52.0	64.0	1.0	15.4				
46	9251	65.6	12.4	16.8	5.1	1.4	2.4	-	11.0	37.0	52.0	64.0	1.0	15.4	65.6	12.8	16.3	5.2	0.5	2.5	-	13.4	36.2	50.3	65.7	0.9	13.2				
47	9254	65.6	12.8	16.3	5.2	0.5	2.5	-	13.4	36.2	50.3	65.7	0.9	13.2	64.6	11.7	17.4	6.2	-0.3	1.9	-	3.4	36.5	60.6	73.5	1.1	15.4				
48	9255	64.6	11.7	17.4	6.2	-0.3	1.9	-	3.4	36.5	60.6	73.5	1.1	15.4	63.3	11.6	21.1	4.0	-0.6	2.9	-	15.9	49.5	34.6	67.5	1.8	6.9				
49	9277	63.3	11.6	21.1	4.0	-0.6	2.9	-	15.9	49.5	34.6	67.5	1.8	6.9	67.9	12.5	14.3	5.3	5.5	2.3	-	13.1	36.9	50.0	64.6	1.0	14.5				
50	9298	67.9	12.5	14.3	5.3	5.5	2.3	-	13.1	36.9	50.0	64.6	1.0	14.5	64.2	11.6	17.8	6.4	-1.2	1.8	-	11.1	34.5	54.4	71.2	0.9	14.7				
51	9257	64.2	11.6	17.8	6.4	-1.2	1.8	-	11.1	34.5	54.4	71.2	0.9	14.7	66.5	10.5	16.1	6.9	5.1	1.5	-	7.7	42.8	49.5	67.5	1.0	13.7				
52	9253	66.5	10.5	16.1	6.9	5.1	1.5	-	7.7	42.8	49.5	67.5	1.0	13.7	63.4	11.8	19.8	5.0	-1.8	2.3	-	21.7	37.0	41.3	61.9	1.0	12.4				
53	9259	63.4	11.8	19.8	5.0	-1.8	2.3	-	21.7	37.0	41.3	61.9	1.0	12.4	Гранодиорит-порфиры, С <sub>2</sub>																
54	9151	78.8	13.0	4.7	3.4	28.3	3.8	-	21.2	30.3	48.5	58.2	0.4	3.0	78.8	13.1	5.9	3.0	26.8	4.3	11.8	-	30.6	57.6	53.2	0.6	9.4				
55	9281	78.0	13.1	5.9	3.0	26.8	4.3	11.8	-	30.6	57.6	53.2	0.6	9.4	77.3	13.0	6.6	3.1	25.5	4.2	21.0	-	24.2	54.7	55.3	0.5	12.6				
56	9282	77.3	13.0	6.6	3.1	25.5	4.2	21.0	-	24.2	54.7	55.3	0.5	12.6	79.1	12.1	4.8	4.0	30.0	3.0	-	0.0	29.9	70.1	52.9	0.5	13.4				
57	9287	79.1	12.1	4.8	4.0	30.0	3.0	-	0.0	29.9	70.1	52.9	0.5	13.4	77.2	12.3	6.0	3.5	26.4	3.5	25.2	-	25.2	49.5	53.4	0.5	8.08				
58	9316	77.2	12.3	6.0	3.5	26.4	3.5	25.2	-	25.2	49.5	53.4	0.5	8.08	77.9	12.7	5.9	3.5	26.9	3.6	22.9	-	32.5	44.6	56.9	0.5	13.2				
59	9317	77.9	12.7	5.9	3.5	26.9	3.6	22.9	-	32.5	44.6	56.9	0.5	13.2																	



Биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, С <sub>3</sub>											
	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70
	1047/1	1056	1057	9142	971/1	1000/1	1058	1070	1073/1	1077	1157/4
	79,8	78,4	78,9	70,7	74,8	80,6	81,7	82,2	82,0	82,4	82,6
	12,7	12,1	13,2	13,5	14,0	12,9	13,3	13,3	12,5	14,1	12,8
	5,3	6,3	5,0	12,6	6,8	5,0	4,3	3,1	3,7	2,1	3,8
	2,1	3,1	2,8	3,2	0,7	1,4	0,7	1,4	1,7	1,4	0,8
	32,2	29,6	28,7	11,2	28,2	35,5	36,1	36,4	37,4	35,2	38,8
	6,0	3,9	4,7	4,2	20,0	9,2	1,9	9,5	7,3	10,1	16,0
	13,7	26,8	-	-	-	-	42,4	23,9	-	47,5	-
	-	-	3,4	14,0	41,3	51,6	-	-	0,0	7,9	20,3
	50,0	29,0	40,8	30,9	28,8	13,4	6,1	15,2	17,8	12,7	32,2
	36,2	44,1	55,8	55,0	29,8	34,9	51,5	60,8	82,1	79,4	36,7
	41,8	53,4	53,3	61,2	44,8	41,6	47,3	47,0	50,5	50,9	36,7
	0,08	0,2	0,2	0,58	0,08	0,08	0,0	0,08	0,00	0,00	0,08
	1,2	6,4	14,9	25,8	11,5	5,3	9,1	15,2	33,9	9,5	3,4
Плагиогранит, биотит-амфиболовый											
	9142				971/1	1000/1	1058	1070	1073/1	1077	1157/4
	70,7	78,4	78,9	70,7	74,8	80,6	81,7	82,2	82,0	82,4	82,6
	13,5	12,7	13,2	13,5	14,0	12,9	13,3	13,3	12,5	14,1	12,8
	12,6	6,3	5,0	12,6	6,8	5,0	4,3	3,1	3,7	2,1	3,8
	3,2	3,1	2,8	3,2	0,7	1,4	0,7	1,4	1,7	1,4	0,8
	11,2	29,6	28,7	11,2	28,2	35,5	36,1	36,4	37,4	35,2	38,8
	4,2	3,9	4,7	4,2	20,0	9,2	1,9	9,5	7,3	10,1	16,0
	-	26,8	-	-	-	-	42,4	23,9	-	47,5	-
	-	-	3,4	14,0	41,3	51,6	-	-	0,0	7,9	20,3
	50,0	29,0	40,8	30,9	28,8	13,4	6,1	15,2	17,8	12,7	32,2
	36,2	44,1	55,8	55,0	29,8	34,9	51,5	60,8	82,1	79,4	36,7
	41,8	53,4	53,3	61,2	44,8	41,6	47,3	47,0	50,5	50,9	36,7
	0,08	0,2	0,2	0,58	0,08	0,08	0,0	0,08	0,00	0,00	0,08
	1,2	6,4	14,9	25,8	11,5	5,3	9,1	15,2	33,9	9,5	3,4
Аплитовидные граниты (лейкограниты), С <sub>3</sub>											
	9142				971/1	1000/1	1058	1070	1073/1	1077	1157/4
	70,7	78,4	78,9	70,7	74,8	80,6	81,7	82,2	82,0	82,4	82,6
	13,5	12,7	13,2	13,5	14,0	12,9	13,3	13,3	12,5	14,1	12,8
	12,6	6,3	5,0	12,6	6,8	5,0	4,3	3,1	3,7	2,1	3,8
	3,2	3,1	2,8	3,2	0,7	1,4	0,7	1,4	1,7	1,4	0,8
	11,2	29,6	28,7	11,2	28,2	35,5	36,1	36,4	37,4	35,2	38,8
	4,2	3,9	4,7	4,2	20,0	9,2	1,9	9,5	7,3	10,1	16,0
	-	26,8	-	-	-	-	42,4	23,9	-	47,5	-
	-	-	3,4	14,0	41,3	51,6	-	-	0,0	7,9	20,3
	50,0	29,0	40,8	30,9	28,8	13,4	6,1	15,2	17,8	12,7	32,2
	36,2	44,1	55,8	55,0	29,8	34,9	51,5	60,8	82,1	79,4	36,7
	41,8	53,4	53,3	61,2	44,8	41,6	47,3	47,0	50,5	50,9	36,7
	0,08	0,2	0,2	0,58	0,08	0,08	0,0	0,08	0,00	0,00	0,08
	1,2	6,4	14,9	25,8	11,5	5,3	9,1	15,2	33,9	9,5	3,4
Кварцево-латитовые (риодайтоновые) порфиры, Р <sub>1</sub>											
	893/1	904	986	987	1042	1042/5	1042/10	1046/1	1059/1	1084/1	9197
	61,5	60,3	61,5	71,4	64,8	66,8	68,0	66,5	61,4	64,0	77,4
	12,8	10,1	12,1	11,5	10,5	9,5	10,9	10,1	7,9	11,9	12,4
	23,3	25,7	22,3	12,7	19,2	19,2	16,3	17,7	24,8	19,4	6,0
	2,4	3,8	4,1	4,4	5,4	4,4	4,6	5,7	5,9	4,7	4,2
	-5,0	-3,3	-5,3	15,4	3,3	9,3	9,8	6,7	1,1	11,4	25,8
	5,3	2,6	2,9	2,6	1,9	2,1	2,4	1,8	1,3	2,5	2,9
	27,6	18,0	28,1	17,7	10,2	58,6	31,1	71,1	52,2	49,1	28,0
	46,9	25,4	41,5	36,5	58,6	31,1	57,3	31,5	37,7	34,4	46,3
	25,4	25,8	30,3	45,7	31,1	31,5	32,2	32,2	31,9	34,4	28,0
	45,1	66,6	64,1	56,6	71,1	60,8	65,8	57,9	63,6	60,7	57,4
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
Щелочные базальтоиды (слюдяные лампрофиры), Р <sub>2</sub> - МЗ <sub>1</sub> (?)											
	9158	9264	9265	9268	9269	9270	9271	9273	9275	9276	9277
	60,8	57,0	59,1	63,1	62,8	60,3	64,2	62,5	63,3	65,1	63,3
	10,7	11,2	11,4	11,2	9,7	9,7	11,7	10,6	14,5	11,2	11,6
	22,3	28,9	26,5	21,6	22,7	25,3	20,4	22,5	21,5	19,5	21,1
	6,1	2,8	2,9	4,1	9,7	4,7	3,7	4,4	3,7	4,2	4,0
	-5,8	-11,1	-7,5	-0,3	1,4	-3,5	1,3	-0,6	-0,1	3,6	-0,6
	1,7	4,0	3,9	2,7	2,0	2,1	3,2	2,4	3,9	2,6	2,9
	27,6	18,0	28,1	17,7	10,2	58,6	31,1	71,1	52,2	49,1	28,0
	46,9	25,4	41,5	36,5	58,6	31,1	57,3	31,5	37,7	34,4	46,3
	25,4	25,8	30,3	45,7	31,1	31,5	32,2	32,2	31,9	34,4	28,0
	45,1	66,6	64,1	56,6	71,1	60,8	65,8	57,9	63,6	60,7	57,4
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0	6,2	14,6
	1,5	1,1	1,7	0,7	0,5	0,4	0,4	0,7	0,7	0,6	0,5
	6,5	7,1	8,9	17,4	6,6	7,2	7,2	10,7	11,0		



Окончание табл.3

123	9299	61.3	12.3	21.3	5.0	-6.8	2.4	-	13.2	50.2	36.5	60.7	1.5	11.4
124	9301	59.8	11.3	23.4	5.5	-8.5	2.0	-	13.4	51.0	35.6	56.7	1.8	11.0
125	9302	60.5	11.7	25.5	2.3	-4.7	5.1	-	21.8	49.5	28.6	25.6	2.0	9.1
126	9179	62.8	8.6	22.5	6.0	2.5	1.4	-	30.1	46.3	23.5	36.2	0.8	2.3
127	9146	60.4	10.4	24.9	4.2	-4.1	2.5	-	19.4	50.2	30.3	47.3	1.7	9.1
128	9139	69.4	14.2	12.3	4.0	6.5	3.5	-	0.8	52.4	46.7	59.6	0.6	15.4
129	9140	63.7	11.6	20.5	4.2	0.0	2.7	-	20.0	45.8	34.2	62.6	1.5	9.9
130	9144	67.8	12.0	16.0	4.2	7.4	2.8	-	9.6	53.9	36.5	64.7	1.0	9.6
131	9145	63.0	10.4	22.0	4.6	0.6	2.3	-	21.5	46.8	31.7	55.4	1.1	5.7
132	9159	60.2	12.3	24.5	3.0	-7.2	4.1	-	22.6	48.0	29.3	53.6	1.7	5.8
133	9234	61.3	11.0	25.0	2.7	-2.1	4.0	-	22.4	48.5	29.0	41.2	2.0	8.8
134	9241	61.0	11.1	24.7	3.2	-3.4	3.4	-	20.7	51.2	28.1	43.7	1.8	7.8
135	9243	61.9	10.2	24.7	3.1	0.4	3.3	-	22.0	50.7	27.2	38.9	2.0	8.8
136	9245	61.0	11.2	25.2	2.5	-2.8	4.5	-	25.5	48.3	26.2	36.3	2.1	9.4
137	9247	60.2	11.0	26.2	2.6	-4.2	4.2	-	26.7	47.2	26.0	38.7	1.9	9.7
138	9249	62.1	10.1	24.0	3.8	0.2	2.6	-	17.4	53.3	29.2	42.5	1.7	7.1
139	9250	62.3	9.0	24.8	3.8	2.9	2.3	-	19.9	52.6	27.4	41.2	1.7	6.3
140	9266	62.2	9.2	23.6	5.0	1.0	1.84	-	18.3	48.3	33.4	58.2	1.0	6.7
141	9267	61.3	9.0	4.6	5.0	-0.3	1.8	-	21.0	48.1	30.9	59.0	1.0	6.1
142	1157/2	53.8	7.1	35.0	4.0	-10.5	1.7	-	20.5	57.0	22.4	35.2	1.0	4.7
143	1157/3	53.4	8.6	33.4	4.5	-14.8	1.9	-	22.3	52.7	25.0	35.5	1.0	7.1

Числовые характеристики средних химических составов магматитов бассейна р. Лойлякуль по А. Н. Заварицкому

Таблица 4

№№ п.п.	Название породы, ее возраст	Числовые характеристики													
		s	a	e	b	Q	a:c	a'	c'	m'	f'	n	t	φ	
1	Кварцевые диориты, кварцевые монодиориты, С <sub>2</sub>	71.7	11.3	5.1	11.8	15.8	2.2	-	13.4	39.4	47.2	55.0	0.59	11.9	
2	Гранодиориты, С <sub>2</sub>	75.6	12.5	4.0	7.7	22.4	3.1	-	8.8	32.7	58.4	56.5	0.36	15.9	
3	Диоритизированные ксенолиты пород кровли интрузий (кварцевые диориты)	65.7	11.5	5.8	16.9	2.7	1.9	-	12.5	37.1	50.4	64.6	1.0	13.3	
4	Гранодиорит-порфиры, С <sub>2</sub>	77.5	14.0	3.1	5.3	23.9	4.5	-	7.8	28.6	63.6	60.0	0.54	13.0	
5	Бiotитовые, биотит-роговообманковые граниты, С <sub>3</sub>	79.3	12.9	2.7	5.1	30.4	4.7	12.0	-	42.6	45.3	49.4	0.08	2.6	
6	Плагиограниты биотит-амфиболовые, С <sub>3</sub>	72.6	12.6	3.1	11.6	17.0	4.0	-	15.0	30.5	54.4	61.2	0.53	25.5	
7	Аплитовидные граниты (лейкограниты), С <sub>3</sub>	80.9	14.4	1.7	3.0	31.3	8.5	-	6.8	25.0	68.2	49.5	0.08	18.2	
8	Лампрофиры (спелсартиты), С <sub>2-3</sub>	64.5	10.8	4.6	20.1	2.8	2.3	-	16.4	52.1	31.5	61.0	8.7	8.2	
9	Кварцево-латитовые порфиры, P <sub>1</sub>	78.0	11.9	4.5	5.6	27.7	2.6	-	6.4	34.6	58.9	54.2	4.6	20.5	
10	Щелочные базальтоиды, P <sub>2</sub> - MZ <sub>1</sub> ?	61.4	11.2	3.7	23.7	3.3	3.0	-	20.3	49.3	30.4	57.4	1.6	7.3	



Среди кварцевых диоритов – кварцевых монцодиоритов обильно развиты ксенолиты диоритизированных (кварцевые диориты) вмещающих терригенных пород, которые по своим средним химическим составам (табл.2, 4) относятся к классу пород, насыщенных кремнекислотой и бедных щелочами. Они близки к монцонитовым породам [10] по Р.Дэли, отличаясь от них несколько повышенным содержанием  $Fe^{2+}$  и пониженным – калия.

*Гранодиориты*, как и кварцевые диориты – кварцевые монцодиориты, являются распространенным типом пород района, имея с ними постепенные переходы. Это серые, серовато-розовые породы с равномерно зернистой (средне- и крупнозернистой), слабо порфировидной структурой и массивной текстурой. Вблизи зон тектонических дислокаций они нередко катаклазированы. В отличие от кварцевых диоритов – кварцевых монцодиоритов, гранодиориты характеризуются более устойчивой минеральной ассоциацией и незначительными вариациями количественных содержаний породообразующих минералов. Содержание породообразующих минералов гранодиоритов, как показали микроскопические исследования, варьирует в пределах граничных значений для аналогичных пород. По своим химическим составам они относятся к классу пересыщенных кремнекислотой ( $Q=18.7\div 28.3$ ), группам от очень бедных ( $a:c=2.0\div 2.5$ ) и бедных ( $a:c=2.5\div 3.6$ ) до умеренно богатых ( $a:c=4.4\div 7.4$ ) щелочами пород. Среди них выделяются нормальный и пересыщенный глиноземом ряды. По соотношению щелочных элементов они относятся к калий-натриевой серии; для них характерно также преобладание Fe над Mg. В отличие от кварцевых диоритов – кварцевых монцодиоритов района, рассматриваемые гранодиориты несколько обогащены кремнекислотой, имеют также повышенные значения параметров  $a:c$ ,  $f'$ ,  $a$ ,  $S$  (табл.3,4). По средним значениям химических составов (табл.2) и числовым их характеристикам (табл.4) гранодиориты приближаются к своим средним типам [10] по Р.Дэли (в скобках):  $S=75.6$  (74.8);  $a=12.5$  (12.4),  $c=4.0$  (4.5);  $b=7.7$  (8.3);  $c'=8.8$  (10.7);  $m'=32.7$  (39.7);  $n=58.4$  (49.6).

*Гранодиорит-порфиры* связаны с гранодиоритами постепенными переходами и находятся в апофизах, отходящих от них. По основным петрохимическим параметрам –  $Q$  и  $a:c$ , они наиболее близки к кварцевым монцонитам, –  $Q=23.9$  против 23.7 по Р.Дэли, и  $a:c=4.5$  против 3.15. Порода относится к нормальному ряду, классу пересыщенных кремнекислотой, группе умеренно богатых щелочами. Для неё характерно более чем четырехкратное преобладание щелочей над полевошпатовой известью, более двукратное превышение Fe над Mg и заметное преобладание Na над K ( $n=60.0$ ). От кварцевого монцонита [10] по Р. Дэли, при практически равных кремнекислотности и титанистости, отличается небольшим превышением отношения щелочей к полевошпатовой извести, валовой известковистости ( $c'$ ) и железистости ( $f'$ ) и заметно пониженной магнезиальности ( $m'$ ) и окисленности железа ( $\phi$ ).

Породы позднекаменноугольного магматического комплекса находятся в тесном сочетании с вышеописанными среднекаменноугольными гранитоидами, обычно в значительном удалении от эндоконтактных зон исследуемой интрузии. Они, как правило, представлены штоко- и дайкообразными телами, прорывающими гранитоиды более ранних интрузивных фаз, образуя с ними интрузивные контакты. В отдельных случаях отмечаются постепенные переходы с вмещающими гранитоидами. Среди них выделяются биотит-роговообманковые, биотитовые и лейкократовые (аплитовидные) граниты. Характерной особенностью пород комплекса является сравнительно устойчивая их минеральная ассоциация.

*Биотитовые и биотит-роговообманковые граниты* – это мелко-среднезернистые, местами аплитовидные, реже – порфировидные породы светло-серого и светло-розового цвета с гипидиоморфно-зернистой структурой, местами сменяющейся катакластической, бластоаплитовой и графической. Данные породы по своему химизму несколько отличаются от вышеохарактеризованных. Различие выражено в увеличении в породе количества  $SiO_2$ , K и понижении концентрации Fe, Mg, Ca (табл. 2). В целом, рассматриваемые породы характеризуются близкими химическими составами, что подчеркивается микроско-

пическими исследованиями – незначительными колебаниями породообразующих минералов в них. По средним значениям числовых характеристик химических составов (табл. 4) рассматриваемые граниты представляются пересыщенными кремнекислотой ( $Q=30.4$ ), умеренно богатыми щелочами ( $a:c=4.7$ ), и сопоставимыми со средними типами «гранитов всех периодов» [10] по Р.Дэли. По отношению Al к Ca, Na и K относятся к типу пересыщенных глиноземом пород. В целом, средние химические составы рассматриваемых пород лежат в пределах граничных значений, установленных для гранитов [12].

*Плагиограниты, биотит-амфиболовые* – светло-серые и светло-розовые породы, от крупнозернистого до мелкозернистого и аплитовидного облика и массивного сложения. Они развиты в виде единичных дайкоподобных тел. По своим петрохимическим особенностям относятся к классу пересыщенных кремнекислотой ( $Q=17.0$ ), группе бедных ( $4>a:c>2$ ) и умеренно-богатых ( $8>a:c>4$ ) щелочами пород (табл.3) и близки к тоналитам [10] по Р.Дэли.

*Аплитовидные граниты (лейкограниты)* – мелкозернистые породы со сравнительно устойчивым химическим составом (табл.1, 2). Содержание  $SiO_2$  в них варьирует от 70.1 до 74.5 %, а сумма щелочей – от 6.8 до 9.6 %, в среднем – 8.2 %. Пределы колебания других породообразующих окислов незначительны (табл. 2). В целом, химические составы данных гранитов лежат в пределах граничных значений, установленных для лейкогранитов [11]. Среди них по соотношению Al к Ca и сумме Na и K выделяются нормальные и пересыщенные глиноземом типы. В целом, они относятся к классу пересыщенных кремнекислотой ( $Q=20.6\div 40.4$ ) группе богатых щелочами пород ( $a:c=4.3\div 7.5$ ). По средним значениям своих химических составов (табл.2) и числовым характеристикам по ним (табл.4), рассматриваемые граниты наиболее близки к риолитам [10] по Р.Дэли (в скобках):  $S=80.9$  (81.2),  $a=14.4$  (13.7),  $c=1.7$  (1.4),  $b=3.0$  (3.7), а по отношению Al к Ca и сумме Na и K относятся к нормальному типу гранитов.

Вышеприведенные материалы показывают, что петрохимические особенности инверсионных гранитоидов района имеют много общих особенностей, что свидетельствует о единстве их генезиса. Некоторые вариации химизма гранитоидов обусловлены, очевидно, процессами ассимиляции, гибридизма и автометасоматоза. Установлено, что по мере увеличения кремнекислотности пород от кварцевых диоритов – кварцевых монцодиоритов к гранитам, в небольших пределах происходит увеличение их общей щелочности; в обратном направлении растут значения характеристик «с» и «b». Максимальное содержание полевошпатовой извести характерно кварцевым диоритам – кварцевым монцодиоритам; в гранодиоритах наблюдается ее уменьшение, а в гранитах (лейкогранитах) она минимальна. Очевидно, это является следствием ассимиляционных процессов, проявленных в контактовых зонах интрузии. Следует отметить, что вариация Na: K (параметр «n») в зависимости от изменения основности гранитоидов незначительна. Из других петрохимических особенностей гранитоидов района отметим преобладание в них Fe над Mg.

*Спессартиты* – жильные производные инверсионных гранитоидов, по химическому составу относятся к классу насыщенных кремнекислотой ( $Q=2.8$ ), группе бедных щелочами ( $a:c=2.3$ ), подгруппе меланократовых пород ( $b=20.1$ ). От среднего состава спессартитов [10], по Р.Дэли, отличаются некоторым богатством кремнекислотой и пониженным содержанием оснований при равном значении глинозема (табл.3,4). По числовым характеристикам своих химических составов они также близки:  $S=64.5$  (против 61.2 по Р.Дэли),  $a=10.8$  (10.8),  $c=4.6$  (4.2),  $b=20.1$  (23.7).

*Кварцево-латитовые (риодацитовые) порфиры* в виде дайковых тел представляют продукты раннепермского постинверсионно-орогенного интрузивно-вулканогенного комплекса. Они развиты довольно широко, прорывают и образуют интрузивные контакты с гранитоидами  $S_{2,3}$  и вмещающих их палеозойских терригенных формаций. Мощность даек достигает 20 м при протяженности в несколько сотен метров. Возможно, дайки представляют подводящие каналы (корни) раннепермских вулканитов поверхностных фаций, уничтоженных денудационными процессами еще в триасе [12, 13]. Это порфировые, тон-



ко-и мелкозернистые плотные породы со светло-зеленовато-серой, местами кирпично-красной, темноватой окраской. Петрохимически порода характеризуется незначительными (1.5÷2.0%) колебаниями содержания главных породообразующих окислов (табл.2). По содержанию свободного кремнезема ( $Q=23.3\div 35.4$ ) и отношению щелочей к полевошпатовой извести ( $a:c=1.5\div 4.5$ ) относятся к классу пересыщенных кремнекислотою и группам от бедных до умеренно богатых щелочами пород. По средним содержаниям породообразующих окислов (табл.2) и их числовым характеристикам (табл.4) рассматриваемые породы наиболее близко отвечают кварцевым монцонитам [10] по Р.Дэли. Характерной особенностью описываемых пород является преобладание Fe над Mg (в 3,2 раза), и щелочей над полевошпатовой известью (в 1.7 раза).

*Щелочные базальтоиды* отмечаются в виде даек, протяженностью от первых десятков до 200 м при мощности от 1.5 до 15 м. Они содержат ксенолиты среднекаменноугольных гранодиоритов, а также палеозойских (S-D<sub>1,2</sub>) алевролитов и мраморов. По минеральному составу дайки приближаются к слюдяным лампрофирам. Это мелко- и тонкозернистые, равномернозернистые, плотные, зеленоватые, светло-розовые, местами – коричневатые породы со слабо выраженной порфирированной структурой. Порода в миндалинах содержит включения карбоната. Петрохимически в группу «щелочных базальтоидов» объединены породы с содержанием SiO<sub>2</sub> от 45.66 до 59.04%. По содержанию кремнезема среди данных пород выделяются от слабо пересыщенных кремнекислотою ( $Q=7.4$ ) до слегка недосыщенных ею ( $Q=14.8$ ). Соотношение щелочей к полевошпатовой извести ( $a:c$ ) испытывает значительное колебание и находясь в пределах 1,4 ÷ 3,0. Неустойчиво также соотношение Fe к Mg. В одних случаях (пробы №№ 9158, 9268, 9269, 9270, 9271) Fe преобладает над Mg, в других (№№ 9264, 9179, 9250, 1157/2, 1157/3) – соотношения обратные. Иногда (№№ 9241, 9249) концентрации Fe и Mg равны. Петрохимически рассматриваемые породы приближаются к таковым прилегающих районов [14,15 и др.].

В заключение следует отметить, что в результате петрохимических исследований удалось идентифицировать разновозрастные магматиты по их составу, что важно не только при петрографических, но и металлогенических и геохимических исследованиях. Как показали наши данные, каменноугольные и пермские магматические комплексы характеризуются сквозной положительной геохимической специализацией, по крайней мере, в отношении Bi, Ag, As, W, что может быть использовано в качестве критерия прогнозирования соответствующего оруденения в данном районе. Внимание должно быть уделено также возможности выявления оруденения Au, а также и Cu, Zn, Pb, характеризующих сквозную положительную геохимическую специализацию магматитов.

Пользуясь случаем, авторы выражают глубокую благодарность доктору геолого-минералогических наук, профессору А.Х.Хасанову, содействовавшему выполнению настоящих исследований.

#### Литература

1. Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы Южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. – Душанбе.: Дониш, 1966, 336 с.
2. Хасанов А.Х. Петрология и рудоносность метасоматических комплексов Центрального Таджикистана. – Душанбе.: Дониш, 1976, 250 с.
3. Заварицкий А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. – М.: Изд. АН СССР, 1950, 400 с.
4. Вопросы петрохимии. – Л.: ВСЕГЕИ. Изд. Картфабрика ВАГТ, 1969, 480 с. // Главный редактор В.А.Рудник.
5. Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. – Л.: Наука, 1970, 311 с.
6. Изох Э.П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. – М.: Недра, 1978, 136 с.
7. Казицын Ю.В., Рабинович А.В., Панов Е.Н. и др. Минералого-геохимические критерии металлоносности гранитоидов. – Л.: Недра, 1975, 232 с.

8. Василенко В.Б., Холодова Л.Д., Блинчик Т.М. Петрохимия: математическая статистика, проблемы, алгоритмы, программы. – Новосибирск, 1982, 154 с.

9. Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. – М.: Госгеолтехиздат, 1960, 156 с.

10. Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: Госгеолтехиздат, 1956, 246 с.

11. Магматические горные породы: классификация, номенклатура. – М.: Недра, 1986, 320 с. // Под ред. О.А.Богатикова.

12. Хасанов А.Х. Кварцевые порфиры Каратегинского хребта. – Труды Таджикского госуниверситета им. В.И.Ленина. Том 2, серия «Естественных наук», 1957, с. 87 – 98.

13. 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, Недра, 2010, 136 с.

14. Баратов Р.Б., Кухтиков М.М., Мушкин И.В., Брейвинская В.М., Кутенев В.А. Вулканические трубки взрыва и некоторые особенности глубинного строения Южного Гиссара. – Душанбе, Дониш, 1970, 114 с.

15. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1979, 136 с.



А.К.Мельниченко, Т.Б.Варзиева

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ

РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ СУБЩЕЛОЧНЫЕ  
ГРАНИТЫ-ЛЕЙКОГРАНИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЗЕРАВШАНО-  
ГИССАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Редкометальные субщелочные граниты-лейкограниты северо-восточной части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня представлены Обимазар-Шахисафедским и Джиндонским массивами, расположенными в верховьях р.Матча. Ранее они относились к диорит-гранодиоритовому  $C_3$ , зеравшано-гиссарскому  $C_{2,3}$  и  $C_3$ , джидонскому  $C_3-P_1$  и даже к туркестанскому  $P_1$  комплексам [1]. Это своеобразные и очень важные для металлогении Южного Тянь-Шаня двуслодные турмалинсодержащие субщелочные редкометальные граниты-лейкограниты и связанные с ними грейзены и пегматиты. По геохимической классификации [2] они принадлежат к палингенным плюмазитовым редкометальным лейкогранитам, хотя генетически ассоциируют с палингенными гранитоидами известково-щелочного ряда, но морфологически обычно образуют гипабиссальные интрузивы и отличаются от первых высоким содержанием фтора, воды, редких щелочей и олова, весьма высоким редкометальным индексом и потенциальной рудоносностью на Sn, W, Be, Nb, Ta [3]. В связи с этим подобные породы Южного Тянь-Шаня нами выделены в самостоятельный зеравшано-каратегинский комплекс [4], объединяющий также Барзангинский [5], Дараванджрудский и Сардаринский [6], Турткуйлоковский [7] массивы.

Ниже приведены основные геолого-радиологические и петролого-геохимические особенности Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов, ранее не описанные в научных статьях. Вмещающими для них являются известняки, сланцы, филлиты  $E$ ; песчаники, сланцы  $S_1$ ; кварц-слоистые сланцы, кварцито-песчаники, известняки  $D_2-C_1$ ; карбонатные отложения, зажатые в тектонические блоки и вытянутые вдоль массивов,  $C_1$ ; дайки лейкогранит-порфиров вадифского комплекса  $C_2$  (рис. 1), песчаники, конгломераты, рассланцованные эффузивы, глыбовые горизонты известняков, превращенные в крупнозернистые, иногда скарнированные мраморы  $C_{2,3}$  (устунгская свита). В этих массивах наблюдаются три системы трещин-отделностей: 1) 330,  $L$  50, 2) 150-160,  $L$  70 и 3) 260-280,  $L$  80.

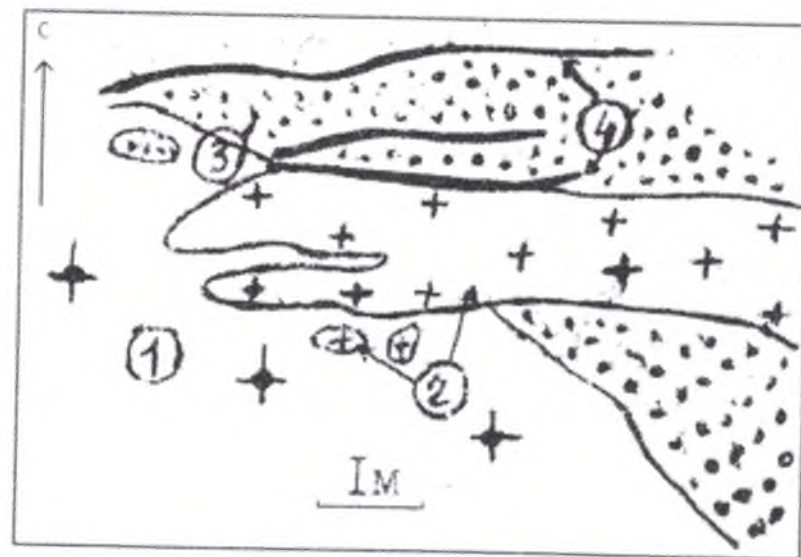


Рис. 1. Взаимоотношение гранитов 1 фазы Зеравшано-каратегинского комплекса  $C_3$  с гранит-порфирами вадифского комплекса  $C_2$  (Обимазар-Шахисафедский массив). Порфировидные граниты (1) 1 фазы прорывают дайки лейкогранит-порфиров (2), 3 – роговики, 4 – кварц-турмалиновые жилы.

К последней приурочены непротяженные (до первых метров) жилы мощностью до 20 см, шпиро- и гнездообразные турмалинсодержащие гранитные пегматиты. В эндоконтактах массивов наблюдаются мелкие уплощенные ксенолиты вмещающих пород, а в экзоконтактах – роговики фации  $A_3$ , шириной на юге и юго-западе 150-200 м, а на севере и северо-востоке до 1.5 км. Внутренняя зона контактовых ореолов с максимальной мощностью до 200 м сложена биотит-кордиеритовыми, а внешняя – силлиманит-олигоклазовыми, мусковит-биотитовыми и андалузитовыми роговиками. Прослои карбонатных пород подвержены мраморизации, иногда скарнированию.

Обимазар-Шахисафедский массив (10 км<sup>2</sup>) образовался в конце  $C_3$  [9, 10] - 295±12 млн лет (табл. 1) и обнажается в верховьях долины р. Матча в приустьевой части правой составляющей р. Обимазар и левой – р. Шахисафед (рис. 2).

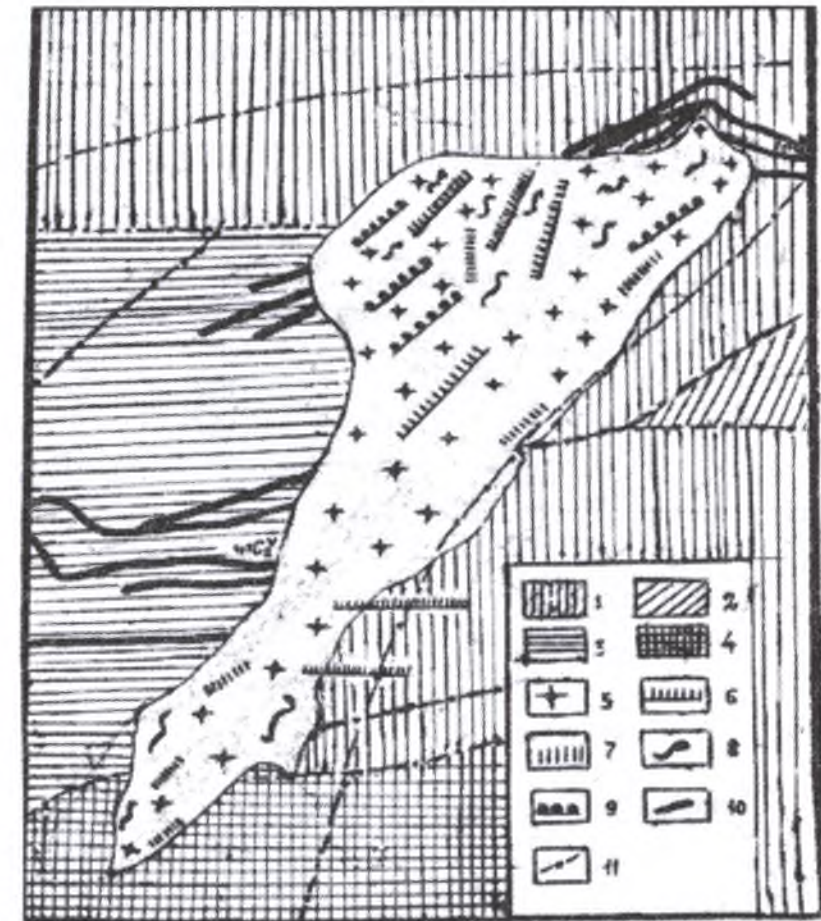


Рис. 2. Геологическая схема Обимазар-Шахисафедского массива.

1 – сланцы, алевролиты, песчаники  $S_1In_{1-2}$ ; 2 – известняки, песчаники, сланцы –  $S_1In_2$ ; 3 – кварциты, алевролитовые сланцы, доломитизированные известняки –  $S_1In-w$ ; 4 – кварцито-песчаники, сланцы, конгломераты, рассланцованные эффузивы, брекчиевидные известняки –  $C_{2,3}$ ; 5 – крупнопорфировые субщелочные граниты 1 фазы зеравшано-каратегинского комплекса  $C_3$ ; 6 – слабопорфировидные дайкообразные субщелочные лейкограниты 2 фазы зеравшано-каратегинского комплекса  $C_3$ ; 7 – субщелочные жильные лейкогранит-аплиты зеравшано-каратегинского комплекса  $C_3$ ; 8 – пегматиты; 9 – кварцевые жилы; 10 – дайки лейкогранит-порфиров вадифского комплекса  $C_2$ ; 11 – тектонические нарушения.



Таблица 1  
Среднестатистический калий-аргоновый возраст\* Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня

Массив	Минерал	n	K, %	Ar <sup>40</sup> , пг/г	Возраст, млн лет
Крупнопорфировые субщелочные граниты, 1 фаза, $x_{21}=295\pm 12$					
Обимазарский	Лепидомелан	9	6.75±0.06	150.4±2.2	295±12
Шахисафедский	- « -	12	6.93±0.06	153.8±2.2	295±12
Порфиroidные субщелочные граниты, 1 фаза, $x_6=293\pm 12$					
Джиндонский	- « -	6	6.82±0.06	150.8±2.2	293±12
Слабопорфиroidные субщелочные лейкограниты, 2 фаза, $x_4=293\pm 12$					
Джиндонский	- « -	4	6.80±0.06	150±2.5	293±12
Порфиroidные катаклазированные турмалин-мусковитовые субщелочные граниты, 1 фаза, $x_7=284\pm 11$					
Джиндонский	Мусковит	7	8.44±0.07	176.7±3.0	284±11
Пегматиты, $x_{13}=282\pm 11$					
Микроклиновые (биотит-мусковит-шерловы), $x_7=286\pm 11$					
Обимазарский	Лепидомелан	3	6.51±0.07	182.7±5.4	285±11 <sup>1</sup>
- « -	Мусковит	2	8.25±0.08	177.8±5.3	286±11 <sup>1</sup>
Шахисафедский	- « -	2	8.08±0.08	175.1±5.1	288±11 <sup>1</sup>
Микроклин-альбитовые (мусковит-шерловы), $x_6=267\pm 10$					
Джиндонский	Мусковит	6	6.85±0.08	173.4±4.8	267±10 <sup>1</sup>
Кварцевые жилы, $x_7=251\pm 9$					
Обимазарский	Лепидомелан	2	7.19±0.07	135.2±4.0	252±9 <sup>1</sup>
Джиндонский	Мусковит	3	8.22±0.08	151.1±4.2	248±9 <sup>1</sup>
- « -	Серицит	2	8.37±0.08	158.5±5.3	254±9 <sup>1</sup>
Грейзены, $x_5=221\pm 8$					
Джиндонский	Серицит	2	8.45±0.08	135.5±4.1	221±8 <sup>1</sup>
- « -	Мусковит	3	8.80±0.09	144±4.8	221±8 <sup>1</sup>
Нагролтиевые (замещенные) пегматиты, $x_7=223\pm 8$					
Обимазарский	Лепидолит	2	8.54±0.08	37.8±4.1	224±8 <sup>1</sup>
Шахисафедский	- « -	2	8.40±0.08	138±4.2	223±8 <sup>1</sup>
Джиндонский	- « -	2	8.48±0.08	139.4±4.3	223±8 <sup>1</sup>
- « -	Лепидомелан	1	7.62±0.07	125±3.7	223±8 <sup>1</sup>
Камптониты южнотяньшанского комплекса, $x_5=215\pm 8$					
Шахисафедский	Гастингсит	2	1.37±0.02	21.6±1.0	214±8
Джиндонский	Лепидомелан	3	6.65±0.06	105±1.6	215±8

Примечание: Стандартизированный на новые константы распада по [9]. n – количество проб. \*Геохронологические лаборатории ИГЕМ РАН, ИГ АН РТ.

Это штокообразный субширотно-изометрично вытянутый в направлении магмоконтролирующих разрывных нарушений интрузив со сложной морфологией и апофизными интрузивными контактами. Многоярусные, послойные (330-350°,  $\angle$  35-50°), реже секущие (120-140°,  $\angle$  80°; 240°,  $\angle$  80°) апофизы мощностью от 1-5 м до первых десятков метров вытягиваются в юго-западном и западном направлениях на первые сотни метров. В бас. р. Шахисафед контакты мелких сателлитов осложнены крутопадающей субмеридианальной зоной тектонических нарушений. Кровля Обимазар-Шахисафедского массива полого погружается на север и северо-восток, о чем свидетельствуют увеличение мощности контактовых роговиков и наличие редкометальных эманационных ореолов. В структурном плане данный интрузив приурочен к ядерной части Обимазарской антиклинали и контролируется Шахисафедским разломом 2 порядка.

Джиндонский массив (0.3x3.5 км, 2 км<sup>2</sup>) имеет резко выраженную субширотную пластообразную ориентировку, сопровождается дайкообразными апофизми, расположен в верховьях одноименного разлома 2 порядка и приурочен к джиндонской синклинали, осложненной Зеравшано-Гиссарским глубинным разломом. Северный контакт с вмещающими породами на всем протяжении тектонический, южный – интрузивный и падает на юг под  $\angle$  50-80°, является секущим по отношению к сланцам, которые падают на север под углами 60-80°, что способствовало отщеплению пегматитообразующих растворов расплава остаточной магмы. Этот массив представляет в Зеравшано-Гиссаре наибольший интерес, т.к. с ним генетически и пространственно связаны разнообразные и разновозрастные редкометальные пегматиты, кварцевые жилы и грейзены. К нему и вмещающим его осадочно-метаморфическим породам (рис. 3) приурочено зеравшанское пегматитовое поле, открытое в 1966-1967 годах геологами Таджикглавгеологии. Прежде чем перейти к описанию этого пегматитового поля, необходимо отметить, что неизменные среднезернистые порфиroidные биотитовые субщелочные граниты Джиндонского массива, занимающие 40% его площади, сформировались в  $C_3$  - 293±12 млн лет (табл. 1), но в начале ранней перми (284±11 млн лет) вследствие сильного катаклаза и интенсивной мусковитизации эти граниты были превращены в мелко-крупнозернистые порфиroidные турмалин-мусковитовые субщелочные граниты (табл. 2, 3).

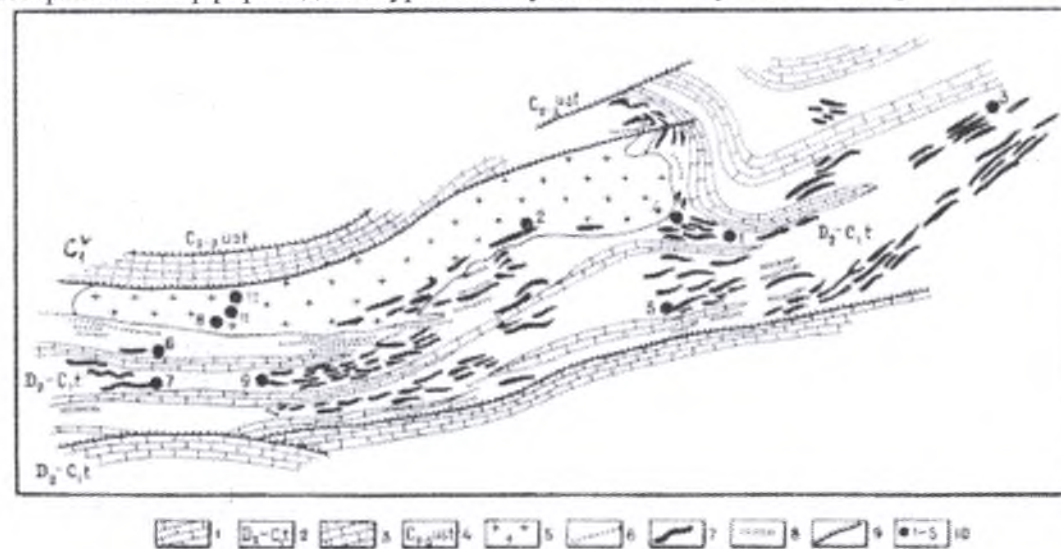


Рис. 3. Геологическая схема Джиндонского массива и Зеравшанского пегматитового поля: 1 – кварциты, алевролитовые сланцы, доломитизированные известняки  $S_1In-w$  (крылья Джиндонской интрузии, осложненной Зеравшанским глубинным разломом); 2 – кварц-сланцевые сланцы с линзами мраморизованных известняков и прослоями кремнистых пород, конгломераты, эффузивы –  $D_2-C_1^1$  (ядро синклинали); 3 – известняки  $C_1^V$ ; 4 – кварцито-песчаники, сланцы, конгломераты, рассланцованные эффузивы и брекчиевидные известняки –  $C_2-3$ ; 5 – порфиroidные субщелочные граниты 1 фазы зеравшано-каратегинского комплекса  $C_3$ ; 6 – дайкообразные субщелочные лейкограниты 2 фазы зеравшано-каратегинского комплекса  $C_3$ ; 7 – пегматиты; 8 – кварцевые жилы; 9 – тектонические нарушения; 10 – места отбора проб на радиологический возраст.



Зеравшанское пегматитовое поле тяготеет к северной границе Зеравшано-Гиссарской зоны, ограничено с юга и севера широтными разломами, причем плоскость первого из них совпадает с северным контактом Джиндонского интрузива и имеет южное падение под  $\angle 75-85^{\circ}$ , а второй разлом находится в 2.5 км южнее первого и его плоскость также падает на юг под  $\angle 60-75^{\circ}$ , характеризуется сложным складчато-чешуйчатым строением, имеющим резко выраженную субширотную ориентировку [11] и расположено на левом склоне верхний р. Джиндон и его долине, ближе к осевой части Зеравшанского хребта, имеет длину около 6 км и ширину до 2.5 км. Пегматиты преимущественно залегают в карбонатно-сланцевых отложениях  $D_2-C_1$ , которые образуют южное крыло Джиндонской синклинали. Они обрамляют в Джиндонском массиве катаклазированные мелко-крупнозернистые порфиридные турмалин-мусковитовые субщелочные граниты с юга с некоторым сдвигом к востоку, но в неизмененных гранитах они встречаются значительно реже. В западном и восточном направлениях пегматиты постепенно исчезают. Мрамора висячего блока южного разлома надвинуты на кристаллические сланцы, в которых находится основное количество пегматитов и являются своеобразным экраном, способствующим локализации пегматитовых жил. В Зеравшанском пегматитовом поле обнаружено более 150 жил. Среди них выделяются микроклиновые (биотит-мусковит-шерловые), микроклин-альбитовые (мусковит-шерловые) и натролитиевые (замещенные) альбит-сподуменовые. Первые два типа принадлежат к сподоносным редкометальным пегматитам формации высоких давлений, а третий – к редкометальным сподуменовым пегматитам умеренных давлений [8].

Следует отметить, что в Обимазар-Шахисафедском массиве насчитывается больше десяти пегматитовых жил. Ближе к этим массивам (в 200 м от контакта) и внутри них, наряду с вмещающими породами, развиты микроклиновые пегматиты, образующие линзы без ярко выраженной зональности, мощностью от 0.4 до 6 м и протяженностью от 25 до 200 м и имеющие  $P_1$  возраст –  $286 \pm 11$  млн лет [9, 10]. Южнее Джиндонского массива в 0.5 км от контакта с ним и только в песчаниках и сланцах  $D_2-C_1$  развиты микроклин-альбитовые (мусковит-шерловые) пегматиты, которые постепенно сменяют микроклиновые разности [11] и слагают плитообразные с раздувами жилы мощностью 0.5-2 м и протяженностью 20-400 м, образовались также в  $P_1$  –  $267 \pm 10$  млн лет (табл. 1). Из аксессуаров для них характерны топаз, берилл, сподумен, галенит, пирит, трифелин, пироксен, амфибол, колумбит, касситерит, апатит, циркон, сфен, сульфиды.

Шахисафедский и особенно Джиндонский тектонические разломы имеют длительную (свыше 100 млн лет) историю развития и по ним неоднократно поступали остаточные расплавы гранитоидной магмы, образовавшей массивы того же названия. После микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов на рубеже  $P_2-T_1$  ( $251 \pm 9$  млн лет) сформировались кварцевые жилы, а в  $T_3$  – редкометальные грейзены ( $221 \pm 8$  млн лет) и редкометальные натролитиевые пегматиты –  $223 \pm 8$  млн лет (табл. 1) [9, 10]. Последние наиболее удалены от Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов и образуют кулисообразные группы жил мощностью 0.5-20 м и длиной 200-300 м [11]. Для них характерны сподумен, лепидолит, фосфаты лития, магноколумбит, танталит, галенит, рубеллит, пирит, ильменит.

Обимазар-Шахисафедский и Джиндонский массивы соответственно сложены среднезернистыми крупнопорфировыми и порфиридными субщелочными гранитами 1 фазы зеравшано-каратегинского интрузивного комплекса [4], фациальная изменчивость которых проявилась в уменьшении зернистости пород в эндоконтактных зонах. В массивах наблюдаются три системы трещин-отдельностей: 1)  $330, \angle 50$ ; 2)  $150-160, \angle 70$ ; 3)  $260-280, \angle 80^{\circ}$ . К последней приурочены непротяженные (первые м) жилы мощностью до 20 см и шпиро- гнездообразные тела (до первых м в поперечнике) турмалинсодержащих гранитных пегматитов. В эндоконтактах массивов наблюдаются мелкие уплотненные ксенолиты вмещающих пород, а в экзоконтактах – роговики фации  $A_3$ , ширина которых изменяется на юге и юго-западе от 150-200 м до 1.5 км на севере и северо-востоке. Внутренняя зона контактового ареала (максимальная мощность до 200 м) сложена кордиеритовыми, внешняя – мусковит-биотитовыми роговиками. Прослой карбонатных пород подвержены мраморизации и слабому скарпированию.

Таблица 2  
Количественно-минералогический состав субщелочных гранитов-лейкогранитов Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов (объем, %).

Кол-во подсчетов	Плагиоклаз	Кальцит	Кварц	Биотит	Турмалин	Аксессуары
Среднезернистые крупнопорфировые и порфиридные субщелочные граниты 1 фазы зеравшано-каратегинского комплекса						
28	$\frac{27.21}{15.07-39.53}$	$\frac{36.4}{14.2-56.4}$	$\frac{27.28}{17.2-35.6}$	$\frac{4.15(3.80)^*}{2.4-6.1(0.5-7.19)^*}$	$\frac{0.70}{0.5-1.6}$	0.46
Мелкозернистые слабо-порфиридные субщелочные лейкограниты 2 фазы зеравшано-каратегинского комплекса						
12	$\frac{23.35}{10-36.2}$	$\frac{35.67}{20.7-51}$	$\frac{29.4}{20.7-36.6}$	$\frac{3.0(4.6)^*}{1.5-6.6(2-6.6)^*}$	$\frac{3.60}{1.2-5.3}$	0.38
Мелкозернистые аплитовидные субщелочные лейкогранит-аплиты жильных дериватов зеравшано-каратегинского комплекса						
6	$\frac{30.24}{27-33.5}$	$\frac{34.28}{33.7-35.1}$	$\frac{29}{25.7-30.6}$	$\frac{2.35(2)^*}{1.4-3.8(1.02-3.5)}$	$\frac{1.58}{0.8-2.5}$	0.55
Мелко-крупнозернистые катаклазированные порфиридные турмалин-мусковитовые субщелочные граниты 1 фазы зеравшано-каратегинского комплекса						
16	$\frac{20}{15-40}$	$\frac{25}{15-45}$	$\frac{22}{15-30}$	$\frac{-1(20)^*}{-(18-25)^*}$	$\frac{12.5}{10-15}$	0.50

Примечание: \* - мусковит



Таблица 3

Средний химический (масс.%) и редкоэлементный (г/т) составы позднекаменноугольных субщелочных гранитов-лейкогранитов северо-восточной части Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня\*

Компоненты	I(48)	II(12)	III(8)	IV(5)	V(12)	VI(10)	VII(5)
1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	71.40	70.3	73.29	74.00	72.67	73.34	44.96
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.15	0.16	0.18	0.17	0.10	2.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.48	15.98	14.75	14.26	14.65	16.70	14.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.41	0.87	0.51	0.50	0.63	0.65	5.46
FeO	2.62	1.26	1.70	1.67	0.87	0.92	5.87
MnO	0.08	0.04	0.06	0.07	0.05	0.06	0.20
MgO	0.54	0.55	0.41	0.28	0.30	0.20	7.04
CaO	1.26	1.14	0.67	0.60	0.96	0.80	7.87
Na <sub>2</sub> O	3.37	3.15	3.59	3.87	3.38	1.65	3.77
K <sub>2</sub> O	4.86	5.14	4.82	4.49	5.11	3.56	1.69
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.30	0.19	0.15	0.28	0.30	0.62
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	0.69	0.61	0.74	0.86	0.66	0.46	2.23
Al <sup>I</sup>	4.06	5.96	5.63	5.82	8.14	9.44	0.81
Li	195	179	126	131	179	175	40
Rb	441	394	470	472	394	475	95
Cs	48	45	25	24	49	36	8
Sr	73	70	73	30	70	-	240
Ba	325	320	350	30	320	-	-
F	2798	2500	2000	450	2500	800	660
B	78	300	161	105	485	400	13
Be	6.5	7	9	12	7.6	6	1
U	7.9	6.5	4.1	4.7	6.7	-	2.9
Th	33.4	11.5	10.4	9.1	8.9	-	12.5
Ta	15	16	18	10	30	28	-
Nb	88	80	92	45	85	83	21
Zr	275	265	268	255	270	108	210
Sc	3.8	3.5	3.3	1.5	5.6	-	-
Sn	31	30	20	17	37	101	5
W	3	9.2	1.5	1.8	1.3	6.5	5
Mo	1.7	2.4	1.5	1.3	1.2	1	3
Pb	31	32	23	23	28	40	9
Zn	96.5	60	61	56	67	56	130
Cu	22	24	20	13	20	18	92
Tl	2.8	2.6	2.1	2.3	3.2	-	-
Bi, мг/т	3.1	4.2	9.6	15	4.2	8.6	-
V	20	7	8.9	3	5.7	3	141
Cr	640	145	500	587	145	25	86
Ni	160	95	93	85	40	2	43
Co	4	3	3	3	3	2	45
Hg	0.075	0.069	0.085	0.13	0.078	0.04	0.03
Ag	0.10	0.10	0.09	0.08	0.05	0.02	0.2
Au, мг/т	7.5	6.9	6.4	1.9	2.2	-	1
K/Rb	91	108	114	79	108	62	75
Ba/Rb	0.74	0.81	0.74	0.80	0.81	-	-
РИН	4471	3673	2818	3673	4523	-	-

Примечание: I – крупнопорфировые субщелочные граниты Обимазар-Шахисафедского массива и II – порфировидные субщелочные граниты Джиндонского массива I фазы зеравшано-каратегинского комплекса, III – субщелочные лейкограниты 2 фазы зеравшано-каратегинского комплекса, IV – субщелочные жильные лейкогранит-аплиты, V – порфировидные катаклазированные турмалин-мусковитовые субщелочные граниты Джиндонского массива I фазы зеравшано-каратегинского комплекса, VI – грейзены, VII – камптониты южнотяньшанского комплекса T<sub>3</sub>, Al<sup>I</sup> – глиноземистость, РИН – редкометальный индекс по [3]. В скобках количество анализов, вы-

полненных количественными спектральным, химико-спектральным, спектрофотометрическим, химическим, химико-атомно-эмиссионным, атомно-абсорбционным, нейтронно-активационным, хроматографическим, пламенно-фотометрическим методами в лабораториях ИГ АН РТ, «Таджикглавгеологии», ПО «Невскгеология», Бронницкой ГТЭ, МГУ, ИГЕМ, ГЕОХИ РАН. \* – пегматиты, кварцевые жилы петро-геохимически не анализировались.

Субщелочные граниты Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов светло-серые среднезернистые породы с характерными порфиробластами (до 3-4 см в длину), содержание которых варьирует от 5 до 25%. Уменьшение их количества и размеров отмечается в приконтактных частях массивов. Структуры рассматриваемых гранитов: порфировидная, порфиробластовая, гипидиоморфнозернистая с элементами мирмекитового, микропегматитового, аллотриоморфнозернистого строения. Текстура массивная. Они сложены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом, мусковитом, турмалином (табл. 2). Плагиоклаз образует идиоморфные призматические зерна в основной массе (0.5-3 мм) и порфировидных выделениях (1.5-4 см), иногда со слабовыраженным зональным строением. Представлен двумя генерациями. Ранняя – упорядоченный андезин (+2V=76-86°, степень упорядоченности – 0.9), сдвойникован по альбит-эстерельскому и манебахскому законам. В ядерной части андезин обычно серицитизирован, вкрапленники в разной степени замещены микроклин-пертитом. Поздняя генерация плагиоклаза – мелко таблитчатый альбит (+2V=76°, степень упорядоченности – 1), который развивается по порфиробластам микроклина, обрастает и замещает с краев серицитизированный андезин. Калишпат также представлен двумя генерациями. Ранняя – микроклин-пертит (-2V=82-84°, степень триклинности – 0.95) выполняет интерстиции плагиоклаза и кварца. Поздняя – ортоклаз (-2V=69-78°, степень триклинности – 0.6-0.7) образует порфиробласты и мелкозернистый аллотриоморфный агрегат (0.1-0.3 мм) основной массы. Порфиробласты содержат включения кварца, биотита, реликты серицитизированного андезина и мелкие зональные таблички плагиоклаза с мирмекитовыми вросками кварца. Последний в виде разновеликих (0.2-0.5 мм) изометрично-ксеноморфных зерен выполняет межзерновое пространство основных породообразующих минералов. Поздний мелкозернистый кварц корродирует и прорастает плагиоклаз и микроклин с образованием микропегматитовых каемок. Биотит – лепидомелан (Nr=1.590-1.594 – коричнево-зеленый, Ng=1.590-1.594 – темно-зеленый) образует слабоидиоморфные призматические пластинки (0.5-1.5 мм), с краев и по спайности замещается мусковитом и хлоритом с выделением волосовидного сагенита. Мусковит развивается также вдоль трещин в порфиробластах микроклина. Вторичные минералы: пелит, альбит, серицит, сагенит, хлорит, мусковит, кальцит. Аксессуары (вес. к-ва): рутил, сфен, апатит, циркон, гранат, пирит, турмалин (до 5%). Последний образовался в заключительные стадии грейзенизации и выполняет ветвящиеся трещинки в порфиробластах полевых шпатов, интерстиции плагиоклаза и кварца, обрастает биотит. Мелкие изометричные зерна граната характерны для грейзенизированных пород эндоконтактов массивов и по составу принадлежат к спессартин-альмандиновому ряду. Химический состав гранитов Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов (табл.2) соответствует крайне высокоглиноземистым субщелочным микроклин-альбитовым гранитам калиево-натриевой серии [12]. В них обнаружены очень высокие концентрации Cr – 64; Cs – 43.6; Ni – 35.6; Th – 19.6; Sn – 10.3; Au – 9.4; Ta – 6; B – 5.2; Li – 5.1; Nb – 4.2; Co – 4; F – 3.4; Bi – 3.1; Ag – 2.7; U – 2.6; Zn – 2.5; Cu 2.2 и невысокие содержания Be – 1.9; Pb – 1.6; Zr – 1.5; W – 1.4 кларков [13]. Интенсивно катаклазированные субщелочные граниты Джиндонского массива (табл. 2, 3) превращены в мелко- и крупнозернистые порфировидные с кластогранитовой структурой турмалин-мусковитовые субщелочные граниты [11], которые также принадлежат к крайне высокоглиноземистым микроклин-альбитовым субщелочным гранитам и в них обнаружены очень высокие содержания Cs – 44.5; Ni – 8.9; B – 32.3; Rb – 18.8; Cr – 14.5; Sn – 12.3; Ta – 12; Th – 5.2; Li – 4.7; Bi – 4.2; Nb – 4; F – 3; Co – 3; Au – 2.8; U – 2.2; Be – 2.2; Cu – 2 и небольшие – Zn – 1.7; Pb – 1.5; Zr – 1.5; Ag – 1.4 кларков [13].

Субщелочные мелкозернистые слабопорфировидные лейкограниты 2 фазы зеравшано-каратегинского комплекса слагают небольшие (10-30 м мощностью, первые десятки меров



протяженностью) дайкообразные тела незначительно в Обимазар-Шахисафедском, а в основном в Джиндонском массивах. Экзоконтактовые изменения этих пород представлены незначительным ороговикованием и скарнированием, эндоконтактовые – наличием пегматитовидных и аплитовидных оторочек. Это белые или желтоватые породы со слабопорфировидной, гиридиоморфнозернистой, микропегматитовой, гранитовой структурами и массивной текстурой. Они сложены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом, мусковитом, турмалином (табл. 2). Плагиоклаз образует 2 модификации. Ранняя – олигоклаз (+2V=76-79°, степень упорядоченности 0.5) образует слабопорфировые выделения (до 18 мм), поздняя – альбит (+2V=75-77°, степень упорядоченности 0.7) в виде мелкозернистого лейкокрастового агрегата образует мелкие включения в калишпате и заполняет межзерновое пространство среди породообразующих минералов. Калишпат также представлен двумя генерациями. Ранняя – крипторешетчатый микроклин (-2V=79-86°, степень триклинности 0.8) обрастает и замещает олигоклаз, образует мелкие редкие порфиобласты (до 4 мм) с включениями серицитизированного олигоклаза. Поздняя – ортоклаз (-2V=80°, степень триклинности 0.9) небольшие таблицы (до 5 мм), замещается шахматным альбитом и включает его мелкие зерна. Кварц в виде ксеноморфных зерен (до 1 мм), часто с волнистым угасанием, заполняет интерстиции плагиоклаза. Биотит – лепидомелан (Np=1.582-1.594 – оранжево-коричневый, Ng=1.584-1.596 – темно-коричневый) в виде ксеноморфных чешуек (0.1-0.3 мм) выполняет интерстиции кварца и полевых шпатов, замещается хлоритом и мусковитом (Np=1.554, Ng=1.590 – бесцветный, +2V=37°). В них в большом количестве (свыше 5%) присутствует турмалин (n<sub>0</sub>=1.662; n<sub>e</sub>=1.633 – оливково-коричневый), который часто образует скопления зерен в овоидах и в виде ксеноморфных агрегатов развивается по трещинкам в полевых шпатах, и по периферии чешуек биотита. Вторичные минералы: серицит, хлорит, мусковит, турмалин, альбит. Аксессуары (вес.к-ва): апатит, сфен, гранат, ильменит. Постоянно присутствуют циркон, пирит, арсенопирит, рутил, барит. По химическому составу (табл. 3) они соответствуют весьма высокоглиноземистым микроклин-альбитовым субщелочным лейкогранитам калиево-натриевой серии [12], а геохимически обогащены Cr – 50; Cs – 22.7; Rb – 22.4; Ni – 20.7; B – 10.7; Bi – 9.6; Au – 8; Ta – 7.2; Sn – 6.7; Th – 6.1; Nb – 4.4; Li – 3.3; Co – 3; Be – 2.6; F – 2.4; Ag – 2.4; Cu – 2 и обеднены Zn – 1.6; Zr – 1.5 кларков [13].

Мелкозернистые аплитовидные субщелочные лейкогранит-аплиты имеют очень ограниченное распространение и тяготеют обычно к участкам развития редкометальных пегматитов. Состоят из плагиоклаза (альбит), микроклина, кварца, мусковита и турмалина (табл. 2). Петрохимически (табл.3) принадлежат к субщелочным весьма высокоглиноземистым лейкогранитам калиево-натриевой серии [12] и содержат весьма высокие количества Cr – 58.7; Rb – 22.5; Cs – 21.8; Ni – 18.9; Bi – 15. B – 7; Sn – 5.7; Th – 5.4; Ta – 4; Li – 3.4; Be – 3.4; Co – 3; Au – 2.4; Ag – 2.2; Nb – 2.1 и сравнительно небольшие - Hg – 1.9; U – 1.6; Zn – 1.4 кларков [13].

Грейзены наиболее близки химически (табл. 3) к весьма высокоглиноземистым микроклин-альбитовым низкощелочным субщелочным лейкогранитам калиево-натриевой серии [12] и содержат очень высокие концентрации Sn – 33.7; Cs – 32.7; Rb – 22.6; Ta – 11.2; Bi – 8.6; Li – 4.6; Nb – 4; W – 3; Cr – 2.5; Pb – 2.1; Co – 2 и довольно низкие Be – 1.7; Cu – 1.8; Zn – 1.4 кларков [13].

Камптониты по химическому составу (табл. 3) отвечают щелочным габброидам – эссекситам умеренно-глиноземистым натриевой серии [12] и обладают высокими содержаниями Ag – 18.2; W – 7.1; U – 5.8; Sn – 3.3; Th – 3.1; Li – 2.7; B – 2.6; Be – 2.5; Mo – 2 и небольшими - Rb – 1.9; Zr – 1.9; F – 1.7; Cs – 1.6; Pb – 1.5 кларков [13].

Постмагматические преобразования проявились в калишпатизации, альбитизации и грейзенизации рассмотренных субщелочных гранитов-лейкогранитов, которые являются следствием естественной эволюции единых постмагматических растворов. Калишпатизация характерна для апикальных и приконтактовых зон. В Обимазар-Шахисафедском и Джиндонском массивах она имеет площадное распространение и проявляется в развитии порфиобластов и позднего мелкозернистого агрегата ортоклаза. Метасоматический, наложенный характер калишпатов подтверждается наличием в порфиобластах «изъеденных» реликтов плагиоклаза, неравномерность распределения порфиобластов с участками их концентрации вдоль трещин, наложением их на ксенолиты роговиков, коррозионным характером гра-

ниц с другими породообразующими минералами. Альбитизация проявлена слабо и выражается в развитии жилковатых пертитов замещения в порфиобластах калишпата и мелкозернистого агрегата таблитчатого альбита в основной массе. В субщелочных гранитах-лейкогранитах наблюдаются как начальные стадии грейзенизации в виде коррозии полевых шпатов кварцем и замещение биотита мусковитом, так и поздние, сопряженные собственно с грейзенизацией: образование турмалин-полевошпатовых и кварц-полевошпатовых метасоматитов, что обусловлено эволюцией растворов в течение длительного времени от ранней перми до позднего триаса. В эндоконтактовых зонах массивов (до 200 м мощностью) грейзенизация приводит к образованию турмалиновых двуслюдяных гранитов с дайкожилообразными телами метасоматитов (грейзенов) мощностью от 1.5-5 см до 40-70 см, приуроченных к крутопадающим (150-160,  $\angle 70^\circ$  и 260-280,  $\angle 80^\circ$ ) системам трещинотдельностей. Вдоль непосредственных контактов с вмещающими породами образуется каемка (от 0.2-1,5 до 5 м) редкометальных грейзенов (оловянная минерализация) эндоконтактовой фации кварц-полевошпатового состава с гранатом. Интенсивность грейзенизации возрастает вдоль тектонических нарушений и пологих апофиз субщелочных гранитов-лейкогранитов, где их грейзенизированные разности по мере удаления от контактов Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов от вмещающих пород сменяются мусковит-турмалин-полевошпат кварцевыми, турмалин-кварцевыми и кварцевыми жилами, средняя мощность которых не превышает 20 см. Мощность ареала экзоконтактовой грейзенизации достигает 100 м. Низкотемпературные гидротермальные изменения рассмотренных гранитов: хлоритизация и слабая карбонатизация, которые наблюдаются в зонах повышенной трещиноватости пород. В Обимазар-Шахисафедском массиве в зоне субмеридионального разлома сдвигового характера (280,  $\angle 80^\circ$ ) обнаружена турмалин-кварцевая жила с сульфидами (пирит, арсенопирит, сфалерит) мощностью около 50 см, с околожильной пиритизацией субщелочных гранитов (до 20% пирита на отдельных участках).

Петрофизические свойства описанных выше гранитов: плотность – 2.61 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость – 5 · 10<sup>-6</sup> СГСМ и радиоактивность – 48 мкр/час.

Характерными петрологическими особенностями рассмотренных гранитов являются: однообразие и выдержанность минерального состава, наличие порфировидных и мirmekитовых структур, сочетание высокой глиноземистости, кремнекислотности и щелочности с преобладанием калия над натрием, довольно высокое и повсеместное содержание акцессорного турмалина, широкое развитие площадной грейзенизации, пегматитов и окварцевания, наличие генетически разнообразных и разновозрастных пегматитов, сочетание низкой магнитной восприимчивости и повышенной гамма-активности.

Как указывалось ранее, двуслюдяные турмалинсодержащие субщелочные граниты-лейкограниты геохимически принадлежат к палингенным пломазитовым редкометальным лейкогранитам [2] северо-восточной части Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня и в разной степени потенциально рудоносны. В первой фазе зеравшано-каратегинского комплекса крупнопорфировые субщелочные граниты Обимазар-Шахисафедского массива потенциально рудоносны (ИНК=+227, 9 – индекс концентрации по [14]) в отношении Cr, Cs, Ni, Rb, Th, Sn, Au, Ta, B, Li, Nb, Co, F, Bi, Ag, U, Zn, Cu; порфировидные среднезернистые аналогичные граниты Джиндонского массива (ИНК=+159) – Cs, Ni, B, Rb, Cr, Sn, Au, Th, Li, Bi, Ta, Nb, W, F, Co, Ag, Cu, U, Be, а среднекрупнозернистые катаклазированные турмалин-мусковитовые их разности того же массива (ИНК=+160,1) – Cs, B, Rb, Cr, Sn, Ta, Ni, Th, Li, Bi, Nb, F, Co, Au, Be, U, Cu. Субщелочные слабопорфировидные лейкограниты обоих массивов 2 фазы зеравшано-каратегинского комплекса (ИНК=+167,4) потенциально рудоносны на Cr, Cs, Rb, Ni, B, Bi, Au, Ta, Sn, Th, Nb, Li, Co, Be, F, Ag, Cu; субщелочные лейкограниты-аплиты жильных дериватов (ИНК=+161,2) – Cr, Rb, Cs, Ni, Bi, B, Sn, Th, Ta, Nb, Li, Be, Co, Au, Ag; грейзены (ИНК=+141,4) – Sn (основной носитель), Cs, B, Rb, Ta, Bi, Li, Nb, W, Cr, Pb, Co и, наконец, наименее редкометальные (ИНК=+39,1) щелочные габброиды (камптониты) – Ag, W, U, Sn, Th, Li, B, Be, Mo.



Отличительной геохимической чертой субщелочных гранитов-лейкогранитов северо-востока Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня, как и других массивов зеравшано-каратегинского интрузивного комплекса [4], является резкое петрогеохимическое отличие от гранитоидов других комплексов этого региона. Это повсеместное обогащение цезием, рубидием, литием, оловом, бором, танталом, ниобием, фтором, бериллием, висмутом, золотом, серебром, ураном, торием, высокий редкометальный индекс (табл. 2), что аналогично подобным гранитам массивов Восточного Забайкалья, Чехии, Германии, Восточной Монголии, Казахстана [2, 17].

Генетически и пространственно с субщелочными гранитами-лейкогранитами Обимазар-Шахисафедского и Джиндонского массивов связано редкометальное и золотое, а с последним из них и тантал-ниобиевое оруденение. Редкометальные пункты минерализации расположены в эндо- и экзоконтактных зонах этих интрузивов, в их грейзенизированных гранитах и вмещающих породах и принадлежат к кварц-касситеритовой формации. Золотая минерализация золото-антимонит-березитовой формации наложена на грейзены и субщелочные граниты-лейкограниты, но, в основном, размещается на некотором удалении от изученных массивов (Обимазарское, Джиндонское рудные поля и в других местах). Тантал-ниобиевая минерализация в виде колумбита и танталита генетически тесно связана с джиндонскими катаклазированными средне-крупнозернистыми турмалин-мусковитовыми субщелочными гранитами. С ними же и грейзенами  $T_3$  ассоциирует борная и оловянная минерализации. Бериллиевая и литиевая минерализации в основном приурочены к субщелочным редкометальным лейкогранитам и лейкогранит-аплитам, редкометальным пегматитам и грейзенам.

Обимазар-Шахисафедский и Джиндонский массивы образовались при весьма сходных физико-химических гипабиссальных (1.5-2 км) условиях [15] из единого гранитного расплава при повышенном потенциале воды и пониженной щелочности, по биотитовому геотермометру при температурах 650-700<sup>0</sup> С [16] и повышенной активности кислотных компонентов, фтора, бора. Циркониевый геотермометр свидетельствует о близком – 750<sup>0</sup>С режиме их кристаллизации. Мощные контактовые и эманационные геохимические ореолы, широкое развитие характерных для апикальных зон процессов свидетельствуют о небольшом уровне эрозионного среза массивов, не вскрытых до конца в своей большей части. По геолого-петрологическим и минерало-геохимическим особенностям рассмотренные субщелочные граниты-лейкограниты северо-востока Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны Южного Тянь-Шаня наиболее близки к лейкогранитовой формации [17], завершают образование гранитоидов известково-щелочного ряда  $S_3$  и предшествуют породам позднеорогенной дацит-липаритовой формации  $P_1$  [5, 18, 19].

#### Литература

1. Шадчиев А.С., Бахтдавлатов Р.Д. – Геологическое строение и полезные ископаемые фанерозоя Кухистана. – Душанбе: 2006, 406 с.
2. Таусон Л.В. – Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.:Наука, 1979, 279 с.
3. Таусон Л.В., Гундобин Г.И., Зорина Л.Д. – Геохимические поля рудно-магматических систем. – Новосибирск: Наука, 1987, 202 с.
4. Мельниченко А.К., Баратов Р.Б. – Возрастная последовательность формирования интрузивных образований Центрального Таджикистана. – Тр. ИГ АН РТ, нов.сер.вып. 6, 2007, с. 91-104.
5. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. – Интрузивные образования Барзангинского массива (Центральный Таджикистан). – Тр. ИГ АН РТ, нов.сер.вып. 5, 2006, с. 115-128.
6. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. – Редкометальные плюмазитовые граниты Дараванджрудского и Сардаринского массивов (Центральный Таджикистан). – Тр. ИГ АН, нов.сер. вып. 2, 2003, с. 126-135.
7. Мельниченко А.К., Бровкин А.А. – О петрологии и абсолютной геохронологии гранитов и пегматитов Турткуйлюкского массива (Южный Тянь-Шань). – М.: Деп. в ВИНТИ, 2731-82, 1982, 20 с.

8. Макагон В.М., Шмакин Б.М. – Геохимия главных формаций гранитных пегматитов. – Новосибирск: Наука, 1988, 210 с.
9. Харленд У.Б., Кокс А.В. и др. – Шкала геологического времени. – М.:Мир, 1985. 141 с.
10. Дополнение к Стратиграфическому кодексу России. – СПб, ВСЕГЕИ, 2000, с. 85-88.
11. Баратов Р.Б., Мельниченко А.К., Дусматов В.Д., Алхазов В.Ю. – Геолого-радиологическая интерпретация возрастных значений гранитных пегматитов Туркестанского и Зеравшанского хребтов (Центральный Таджикистан). – Новые данные абсолютной геохронологии. – М.:Наука, 1974, с. 310-316.
12. Классификация и номенклатура магматических пород. – М.:Наука, 1979, 279 с.
13. Беус А.А., Григорян С.В. – Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых ископаемых. – М.:Недра, 1971, 280 с.
14. Козлов В.Д. – Геохимия и рудоносность редкометальных провинций. – М.:Наука, 1985, 304 с.
15. Маракушев Д.А., Тарарин И.А. – О минералогических критериях щелочности гранитоидов. – Изв. АН СССР, сер.геол. №3, 1965, с. 20-37.
16. Иванов В.С. – О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотитов в гранитоидах. – Изв. АН СССР, сер.геол., №7, 1970, с. 20-30.
17. Магматические формации СССР. – Л.:Недра, т.2, 1979, с. 148-156.
18. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. – О выделении раннепермской дацит-липаритовой формации в Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоне Южного Тянь-Шаня. – Рудно-магматические системы орогенных областей. – Ташкент:2010, с. 203-207.
19. Мельниченко А.К., Варзиева Т.Б. – Раннепермская дацит-липаритовая формация Зеравшано-Гиссарской структурно-формационной зоны (Южный Тянь-Шань) – Тр. ИГ АН РТ, нов. сер. вып. 9, 2010, с. 175-198.



Р.Ахунджанов, А.И.Усманов, С.О.Зенкова, Ф.Б.Каримова  
 Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз.

### РУДОНОСНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ, СВЯЗАННЫЕ С LI-F ЛЕЙКОГРАНИТАМИ

С.М. Бабаходжаев является исследователем эволюции магматизма и металлогении Кураминской рудно-петрографической провинции. Им разработана схема возрастного расчленения, проведена детальная геолого-петрографическая и геохимическая характеристика позднепалеозойских гранитоидных интрузивов южного склона Кураминского хребта – Карамазара [1, 2]. Установлена положительная связь между типами рудных формаций и характером рудоносности гранитоидных массивов. Карамазар он относил к рудной провинции цветных, редких металлов и флюоритовых месторождений, отмечая [1, с.231], что «...редкометалльные минерализации более всего сопутствуют продуктам позднегерцинского комплекса лейкократовых гранитов  $P_2$ , отчасти биотитовых гранитов ( $C_2$ ), и гранитов-липаритов ( $T_1$ )». Среди них наибольшей продуктивностью выделялась лейкогранитовая формация  $P_2-T_1$  [3]. Изучение потенциальной рудоносности позднепалеозойского редкометалльного магматизма Чаткало-Кураминского региона Среднего Тянь-Шаня показало, что гранитные и лейкогранитные интрузивы специализированы, кроме традиционного оруденения (W, Mo, Sn, U, Th, флюорит), также на Nb, Ta, РЗЭ и другие металлы. Геодинамическая обстановка их проявления определена как внутриплитная [4], обусловленная проявлением мантийных плюмов [5].

При изучении потенциальной рудоносности гранитоидного магматизма Чаткальской зоны Среднего Тянь-Шаня установлено, что редкометалльные месторождения (Li, Be, W, Mo, Sn) и проявления флюорита имеют тесную связь с интрузивами Li-F лейкогранитов и телами их субвулканических аналогов – онгонитов и онгориолитов. Эти образования были установлены нами на месторождениях Саргардон, Караарча, Чимган, Шавазсай и других. Как главный поисковый признак редкометалльного оруденения была выдвинута позиция «интрузив в интрузиве», когда Li-F лейкограниты внедрены в ранее образованные массивы, являющиеся составными частями гранитоидных батолитов. В Чаткальской зоне подобная ситуация исследована нами на Саргардон-Караарча-Чимганском рудном поле. Литий-фтористые лейкограниты размещаются в краевых и центральных частях интрузивов, сложенных субщелочными габбро, гранодиоритами, адамеллитами и гранитами Чаткальского плутона  $C_2-P_1$  возраста. Изучением околорудных метасоматитов установлено, что с Li-F лейкогранитами связаны особые типы метасоматитов (известково-глиноземистые скарны, цвиттеры, альбититы и др.), в образовании которых важную роль играют флюиды фронтальных частей расплавов Li-F лейкогранитов.

#### Редкометалльные известково-глиноземистые скарны

В Чаткальской зоне широко развиты скарны с железом, медным, полиметаллическим и редкометалльным оруденением. Специальное изучение их проводилось сотрудниками Института геологии и геофизики имени Х.М. Абдуллаева АН РУз и Института минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз. Итогом работ последних десятилетий является выделение формаций скарново-железородно-грейзеново-редкометалльных с флюоритом (Саргардон) и скарново-железородно-редкометалльных без существенных грейзеновых проявлений (Чимган). Формирование их связывается с постмагматизмом одной фазы интрузии и, наряду с этим, между проявлением скарново-магнетитовых и грейзеново-редкометалльных образований отмечается перерыв во времени, который фиксируется внедрением аплитовых и пегматоидных даек, пересекающих скарны с магнетитом, но подвергшиеся грейзенизации. Изучением грейзеново-редкометалльных объектов Чаткальских гор установлено, что формирование грейзенов происходило при более высоких тем-

пературах, чем пегматитов. Эти факты, а также наблюдения Х.М. Абдуллаева, А.К. Кахарова, Ф.А. Усманова, А.И. Усманова и многих других исследователей указывают на полихронность и полигенность скарновых и грейзеново-рудных процессов. Ими отмечалась приуроченность скарновых железородных, вольфрамовых (шеелит) и молибденовых проявлений к интрузиям диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов, а гидротермальных месторождений вольфрама (вольфрамит) и олова - к поздним телам гранитов и аляскитов. Совместенность этих типов оруденения в пределах локальных участков (одного интрузива и его приконтактной зоны) не привлекала особого внимания. В экзоконтактах Саргардонского, Караарчинского и Чимганского интрузивов развиты в основном известковые скарны - пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые, гранатовезувиановые, волластонитовые с магнетитом и халькопиритом. Участками они актинолитизированные и, наряду с ранним гранатом, наблюдается гранат более поздний, чем актинолит. В этих скарнах из рудных минералов установлены: шеелит, молибденит, касситерит. Редко наблюдаются магнезиально-железистые скарны, сложенные пироксеном, флогопитом, тремолитом, гранатом, магнетитом и халькопиритом. В скарнах в основном две зоны, хотя и редко, но наблюдаются участки с полной зональностью, характерной для скарнов магнезиальных и известковых формаций, описанной в литературе В.А. Жариковым (1959 г.), Л.А. Шабыниным (1973 г.) и др.

Вмещающие карбонатные породы представлены мраморами, в основном мелко- и среднезернистыми. Редко наблюдаются крупнозернистые разновидности, приуроченные к зонам поздних гидротермальных жил. В мраморах есть вкрапленность арсенопирита, пирита, магнетита, гематита и кварцитоподобные кремнистые стяжения. Ближе к интрузивам они переходят в кальцифиты - мрамора с более 5% содержанием пироксена, флогопита, амфибола, биотита, граната и пирита. В Саргардоне они содержат зерна флюорита, топаза, многочисленные прожилки кварц-серицит-флюоритового состава. Кальцифиты также образуются и по зальбандам инфильтрационных скарнов.

Химические составы мраморов изменчивые и наблюдается увеличение в них содержания магния в направлении от Караарчи к Чимгану и Саргардону, в общем, отражая углубление эрозионного среза карбонатной толщи  $D_2-C_1$ . Количество окиси магния, необходимое для образования скарнов магнезиальной формации (не менее 9-13%), вокруг Караарчинского интрузива не определено. Магнезиальные скарны в Караарче установлены нами в наиболее эродированной северо-восточной части, где могли быть доломиты, но преобразовались в известковые мраморы. В Чимгане известковые доломиты с содержанием до 20% MgO обнажены в Бельдерсае и верховьях Аксяя. Совместное нахождение с ними субсогласных тел порфиритов может свидетельствовать о наличии низов карбонатной толщи. Ввиду того, что большинство скарнов в Чимгане имеет автореакционный характер - образованы в приконтактных зонах порфиритов и карбонатных пород, состав последних не имел существенного значения при скарнообразовании. В Саргардонском рудном поле карбонатные породы почти везде содержат необходимые для формирования магнезиальных скарнов количества оксида магния и максимальное распространение они имеют на восточном и вдоль южного экзоконтактов Саргардонского интрузива.

Приведенные сведения, в общем, подтверждают установленные в Среднеазиатском регионе закономерности проявления парагенезисов скарнов и руд. Для железородных месторождений характерны ассоциация салита с 20-60% геденбергитового минала и граната -  $And_{30-85}$ ; для свинцово-цинковых - диопсид, геденбергит с высоким содержанием йохансенитовой молекулы иногда спессартиновой и тот же гранат -  $And_{30-85}$ ; для молибденово-вольфрамовых - геденбергит и гроссуляр, содержащий до 22% пиральспита. Отличие лишь в том, что на редкометалльных месторождениях Узбекистана марганец заключен не в гроссуляре, а в мангангеденбергите, в котором содержание везувиана [6, 7]. Изучением скарново-рудных образований Саргардон-Караарча-Чимганской площади выявлено разнообразие типов скарнов, их одновременность и связь с конкретными интрузивными форма-



циями. С рудоносностью последних устанавливается тесная зависимость наличия в скарнах определенных типов руд. В скарново-железорудных телах наблюдается ассоциация низкоглиноземистых диопсида, салита, ферросалита и авгита с низкоглиноземистым, но высокожелезистым гранатом -  $And_{42-100}$  (рис. 1, 2). На Саргардонском рудном поле, наряду с вышеуказанными разновидностями пироксенов, также широко развиты низкоглиноземистые мангангеденбергит и андрадит. Эта редко встречающаяся ассоциация, вероятно, связана с совмещенностью здесь железорудного и редкометалльного оруденения. Характерный для редкометаллоносных скарнов гроссуляр везде на площади сопровождается везувианом (табл. 1). Причем эти гранаты -  $And_{13-38}$ , будучи высокожелезистыми, преимущественно умеренноглиноземистые, последним они резко отличаются от распространенного разнообразия гранатов переменного состава - от андрадита, через гроссуляр-андрадит к андрадит-гроссуляру. Обращает на себя внимание следующее: постоянная ассоциация везувиановых скарнов с дайками лейкогранитов, жилами аплитов и присутствие во всех этих породах флюорита и топаза; наличие в везувианах реликтов пироксена и граната; развитие оплавленных, серицитизированных и хлоритизированных скарнов только в участках пересечения их зонами северо-восточного простирания, а в Саргардоне - кварц-вольфрамитовыми жилами, четко выраженная приуроченность последних преобразований скарнов к телам Li-Флейкогранит-порфиров.

В.А.Жариковым, путем расчета коэффициента распределения железа между сосуществующими пироксенами и гранатами, установлено, что железистость этих минералов зависит, главным образом, от кислотности растворов. Повышение ее приводит к увеличению железистости пироксена и уменьшению железистости граната. В данном случае скарновые процессы завершаются образованием андрадита, и гроссуляра. Следовательно, скарны образованы в условиях сравнительно низкой и повышенной кислотности растворов. Подтверждением этому является и неравномерное развитие кварц-полевошпатового метасоматоза, грейзенизации в скарнах и гранитоидах.

Обособленность парагенезиса умеренноглиноземистого гроссуляра с везувианом, содержащим марганец, титан, хром, хлор, наличие в везувиановых скарнах значительное количество фтора и редкометалльных элементов, а в Чимгане и молибденового оруденения (Каххаров, Усманов, 1979) послужило основанием для выделения нами редкометаллоносных известково-глиноземистых (гроссуляр-везувиановых) скарнов. Следовательно, на Саргардон-Караарча-Чимганской площади наблюдаются две разновидности скарнов, образованных в две стадии кислотного метасоматоза. Первая характеризует постмагматизм габбро-диорит-гранодиорит-адамеллитовой и гранит-лейкогранитовой формаций, а вторая стадия является результатом воздействия фронтальных растворов, тесно связанных с расплавами Li-F лейкогранитов.

#### Апограниты и грейзены

Они широко развиты на Саргардонском рудном поле и сопровождают промышленные руды апогранитового шеелитового и грейзенового кварц-вольфрамитового типов, прослеженные горными выработками и скважинами на глубину до 1 км от поверхности. Нами изучена вертикальная и горизонтальная зональность околорудных метасоматитов от абсолютной отметки 2056 м до 1303 м. Вмещающей средой вольфрамового месторождения Саргардон являются, главным образом, порфировидные граниты, скарны и мраморизованные карбонатные породы; в результате высокотемпературного метасоматоза по ним образованы два типа метасоматитов - апограниты и грейзены.

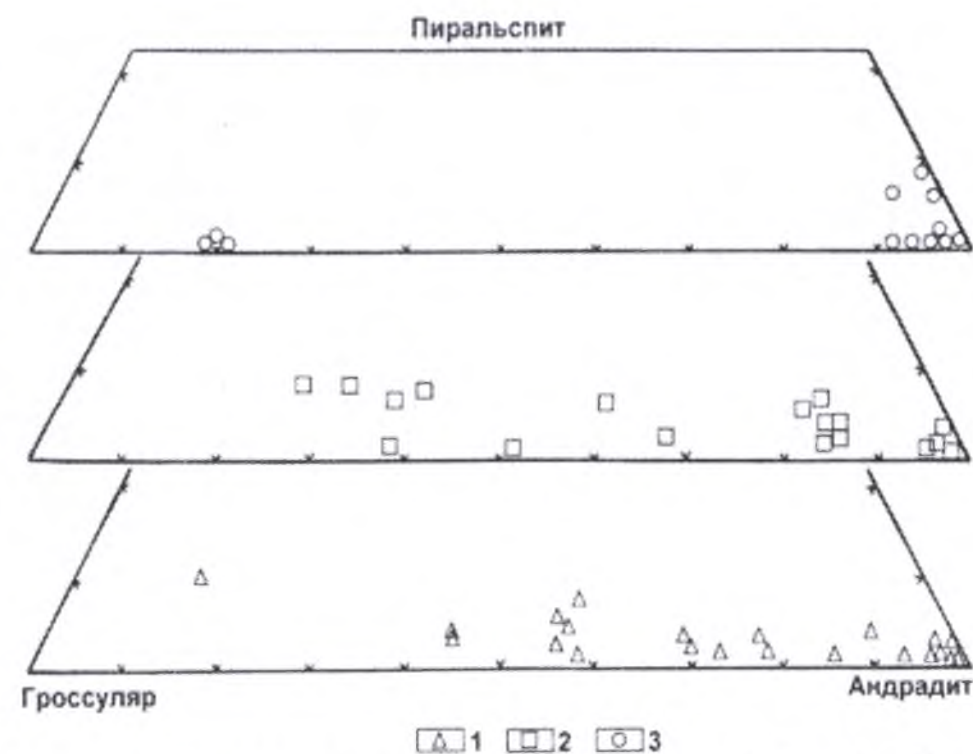


Рис. 1. Составы гранатов из скарновых образований Саргардон-Караарча-Чимганской площади. Гранаты из скарнов: 1 - Караарчи, 2 - Чимгана, 3 - Саргардона.

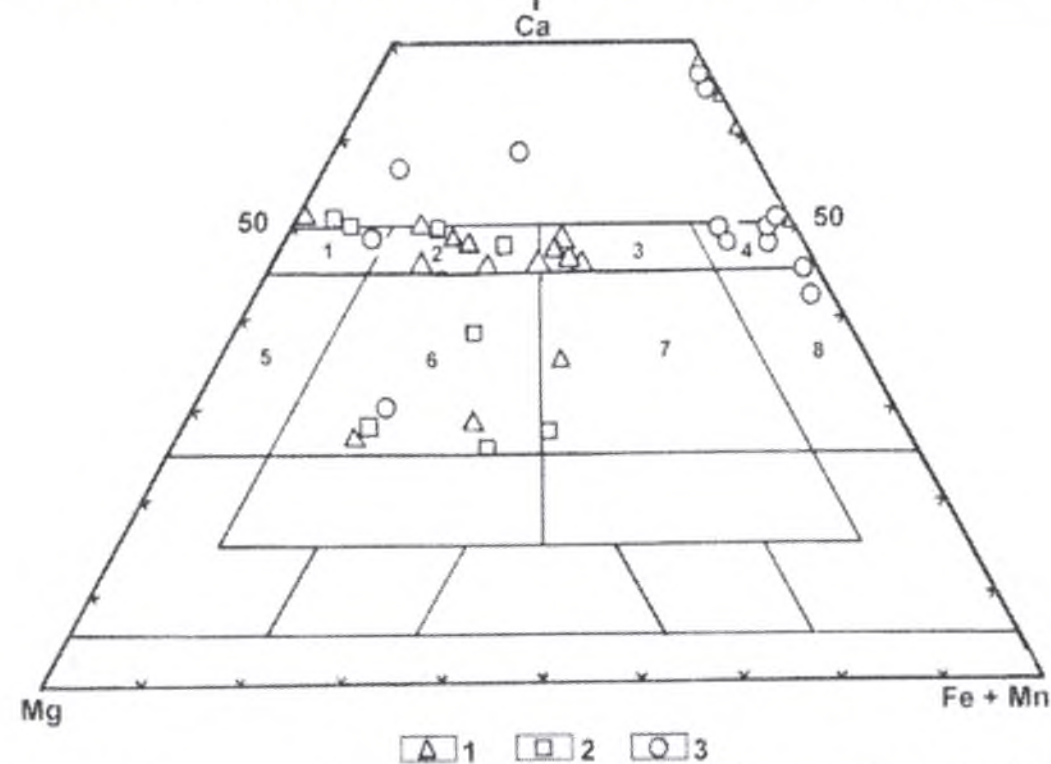


Рис. 2. Химические составы пироксенов пород Саргардон-Караарча-Чимганской площади. Пироксены из скарнов: 1 - Караарчи; 2 - Чимгана; 3 - Саргардона. Пироксены: 1 - диопсид, 2 - салит, 3-4 - ферросалит, 5 - Mg-авгит, 6 - авгит, 7 - Fe-авгит, 8 - геденбергит.



Железистость и глиноземистость минералов скарнов Саргардон-Караарча-Чимганской площади

Таблица 1

Рудное поле, скарны	Пироксен	Амфибол	Флогопит	Гранат	Везувиан	Примечание
Караарчинское рудное поле						
Магнезиальные, железоторудные	0.03-1.12 13-57	0.3-3.8 6-36	4.1-6.2 12-13	0.05-2.9 99-100		MnO в диоксидах, салитах и авгитах – 0.042-1.297%; флогопитов – 0.000; тремолитов – 0.000-1.093; андрадитов, гроссуляров, андрадитовых гранатах – 0.06-0.674%.
Известковые, железоторудные	2.3-8.5 98-100	23-30 85-97		6-15 88-100		MnO в геденбергитах – 0.730-1.139%; актинолитах – 0.431-3.470; андрадит-гроссуляровых гранатах – 0.114-1.370%; в последних TiO <sub>2</sub> = 0.010-0.455%.
Известково-глиноземистые с высокими содержаниями редких металлов				18 45	19 47	В гроссулярах в везувианах MnO=0.102%; TiO <sub>2</sub> =0.850; Cl <sub>2</sub> O=0.223; Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =0.021%
Чимганское рудное поле						
Магнезиальные, в основном известковые, железоторудные	0.3-2.6 8.6-51.5	15-17 79-82	15-17 7-9	0.2-3.3 98-100		MnO в диоксидах, салитах и авгитах – 0.398-1.482%; флогопитов – 0.297-0.453; гроссуляров, андрадитовых гранатах – 0.00-0.539%
Известково-глиноземистые, редкометаллоносные				8.2-16 98-100	19 44	В андрадит-гроссуляровых гранатах MnO=0.734%; TiO <sub>2</sub> =1.112; Cl <sub>2</sub> O=0.225; Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =не обн.
Саргардонское рудное поле						
Магнезиальные, железоторудные	0.7-3.3 7-29	18-27 30-58	12-20 6-25			MnO в диоксидах – 0.109-0.322; тремолитах – 0.076-0.381; флогопитов – 0.004-0.422%
Известковые, железоторудные	0.1-0.7 75-96	27 87		0.01-3.2 96-100		MnO в геденбергитах – 5.465-9.715%; актинолитах – 1.445-2.622; андрадитов – 0.333-0.560%
Известково-глиноземистые, редкометаллоносные				22 96	18-29 32-100	В гроссулярах MnO=0.487%; везувианах MnO=0.077-0.484%; TiO <sub>2</sub> =0.014-0.219; Cl <sub>2</sub> O=0.198-0.764; Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> =0.019-0.179%

Примечание. В числителе – глиноземистость, в знаменателе – железистость. По результатам микрозондовых анализов на приборе «Самебах» (ИЭМРАН, А.И. Усманов).

Апограниты распространены в виде площадных и линейных зон. К первым мы относим аляскитизированные, оплавленные порфиroidные граниты, слагающие значительную часть площади вдоль северо-западного, северо-восточного, восточного и южного эндоконтактов Саргардонского интрузива. Они наиболее широко представлены в его южной эндоконтактовой полосе (участок "Южный"). Здесь отмечены изометричные и вытянутые тела флюорит-полевошпатовых метасоматитов с высоким содержанием вольфрама. Эти породы отнесены И.Х. Хамрабаевым к апогранитному типу вольфрамового оруденения, который впервые описан им в Западном Узбекистане [7].

Крайевые части зон площадных апогранитов сложены порфиroidными гранитами светло-розового цвета с мелко-среднезернистой основной массой. Порфиroidные выделения составляют до 70% породы, представлены плагиоклазом, микроклин-пертитом и кварцем. Плагиоклаз содержит листочки серицита, хлоритизированные зерна роговой обманки, кварц и корродируется основной массой породы. Калиево-натриевый полевой шпат преобладает в порфиroidных выделениях (до 40%), замещен шахматным альбитом и пелитизирован, сам замещает плагиоклаз, обрастает и включает реликты плагиоклаза, хлоритизированной роговой обманки и другие минералы основной массы. Кварц, как и калиево-натриевый полевой шпат, порфиroidобластовый. Основная масса сложена роговой обманкой, плагиоклазом, калиево-натриевым полевым шпатом и кварцем. Эти породы подвергнуты поздним процессам кислотного выщелачивания, в результате которых образованы крупно-гигантокристаллические розовые метасоматиты, состоящие из калиево-натриевого полевого шпата, альбита, кварца, серицита, хлорита, флюорита, сфена, шеелита и касситерита. Наблюдаются переходы этих пород в зеленовато-светло-серые кварц-калиево-натриевый полевой шпат - флюоритовые метасоматиты с шеелитом. Плагиоклаз в них замещен серицитом, но сохраняет форму, и к этим участкам приурочены зерна флюорита. Калиево-натриевый полевой шпат частично замещен шахматным альбитом, серицитом и флюоритом. Наблюдаются единичные кристаллы арсенопирита и прожилки кварц-флюоритового состава. Шеелит составляет около 5% породы и наблюдается в виде неправильных зерен и кристаллов (до 5 мм), размещенных равномерно по породе и образующих скопления совместно с серицитом, магнетитом, касситеритом и флюоритом. Характерной чертой этих пород является образование вольфрамитов вслед за серицитизацией и оплавлением плагиоклазов, совместно со сравнительно крупными чешуйками светлой слюды. Шеелиты содержат (%): CaO – 18.3-23.8; WO<sub>3</sub> – 76.2-81.1 (определения М.Г. Чеботарева на микроанализаторе MS-46 «Самеса» в Институте геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз). Количественным спектральным анализом установлено наличие редкоземельных элементов.

Многочисленными наблюдениями, как на обнаженной поверхности, так и в горных выработках, установлена прямая зависимость мощности линейных зон метасоматитов от мощности кварц-вольфрамитовых жил. Экзоконтакты жил сложены грейзенами, за ними наблюдаются апограниты - микроклинизированные, альбитизированные, хлоритизированные и серицитизированные граниты, которые имеют с грейзенами резкие контакты и постепенно сменяются характерными для интрузива порфиroidными гранитами. Зоны апогранитов мощнее зон грейзенов на один порядок. Так, в экзоконтактах кварц-вольфрамитовой жилы мощностью 1.6 м грейзены составляют 1 м, а апограниты – около 10 м.

Согласно И.Н. Говорову, В.Н. Аполлонову, В.Б. Шувалову, А. Каххарову, А.И. Усманову, А.В. Коплусу, В.В. Терновому, грейзенизированные аляскитоидные граниты, апогранитные грейзены и мусковиты из грейзенов рудного поля чрезмерно обогащены литием. Впервые в околорудных метасоматитах Саргардона И.Х. Хамрабаевым и Э.А. Дунин-Барковской (1990) установлен циннвальдит. Он образует тонкие пластинки размером 0.05-0.5 мм, сростшиеся в радиально-лучистые агрегаты, или разноориентированные мелкочешуйчатые скопления темно-зеленой окраски. В шлифе циннвальдит бледно-зеленый, плеохроизм ясно выражен в зеленоватых тонах: от бледно-зеленого до буровато-зеленого (бутыльчато-зеленого). Погасание прямое, в розовато-зеленых тонах с перламутровым от-



тенком. Видна спайность, параллельная удлинению. По дифрактограмме минерал соответствует эталону циннвальдита.

Химический состав слюды грейзенов следующий (%):  $\text{SiO}_2$  – 45.49;  $\text{TiO}_2$  – 0.24;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 24.90;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3.71;  $\text{FeO}$  – 5.67;  $\text{MnO}$  – 0.53;  $\text{MgO}$  – 0.82;  $\text{CaO}$  – 2.24;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0.44;  $\text{K}_2\text{O}$  – 9.00;  $\text{Li}_2\text{O}$  – 0.48;  $\text{F}$  – 1.79;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0.01;  $\text{SO}_3$  – 0.10; ППП – 4.37. Спектральным анализом в ней установлены элементы-примеси (г/т):  $\text{Cu}$  – 200,  $\text{Pb}$  – 20,  $\text{Zn}$  – 200,  $\text{V}$  – 40,  $\text{Bi}$  – 30,  $\text{Ni}$  – 3,  $\text{Ag}$  < 1,  $\text{Be}$  – 6,  $\text{W}$  – 80,  $\text{Sn}$  – 100,  $\text{Mo}$  – 6,  $\text{Y}$  – 7,  $\text{Yb}$  – 1,  $\text{Zr}$  – 30,  $\text{Sc}$  – 9,  $\text{Tl}$  – 60,  $\text{Ga}$  – 60. Сравнение состава слюд грейзенов и равномернозернистых гранитов Саргардона с характеристиками слюд из редкометалльных альбитизированных гранитоидов и грейзенов (Маракушева, Тарарин, 1965; Ковалю и др., 1972; Лапидес и др., 1977) показало их близость и соответствие составов литиевым слюдам ряда биотит-лепидолит.

Изучением парагенезисов минералов от порфиroidных гранитов к кварц-вольфрамитовым жилам выявлена отчетливо выраженная тенденция увеличения с глубиной и в сторону рудных жил количества кварца, светлой слюды, топаза и флюорита. Характер зональности проявления метасоматитов по зальбандам кварц-вольфрамитовых жил, широкое развитие в околорудных породах литиевых слюд и топаза позволяют ответить апогранитные грейзены Саргардона, в соответствии с определением В.И. Коваленко и др. [8], к цвиттерам.

Породы, отобранные в горизонтальных и вертикальных сечениях месторождения, проанализированы на содержание порообразующих и рудных элементов. По атомно-объемному методу Ю.В. Казицына и В.А. Рудника (1968) проведены расчеты привноса элементов. Результаты показали, что отмеченные выше изменения минеральных составов от слабоизмененных порфиroidных гранитов к апогранитам и грейзенам отчетливо выражаются и в вариациях химических составов пород. По направлению к кварц-вольфрамитовым жилам значительно увеличивается количество кремнезема, калия, железа, магния и фтора, в меньшей степени – титана, марганца, фосфора, серы и углерода. Содержание натрия резко уменьшается. Слабо выражено изменение количества глинозема и кальция, которые возможно, будучи вынесенными из плагиоклаза, биотита и амфибола, перераспределяются при образовании светлых слюд, топаза, флюорита и кальцита.

Нами проведен анализ содержания рудных и сопутствующих элементов в неизмененных породах и метасоматитах околожилных зон в интервале абсолютных отметок 2030–1303 м. Полученные данные показывают, что по сравнению с порфиroidными гранитами, в апогранитах и грейзенах резко повышено содержание рудогенных элементов:  $\text{W}$  – 21 раз,  $\text{Mo}$  – 12,  $\text{Sn}$  – 6,  $\text{Li}$  – 16,  $\text{Rb}$  – 3,  $\text{Cs}$  – 5,  $\text{Cu}$  – 22,  $\text{Pb}$  – 27,  $\text{Zn}$  – 12 и  $\text{F}$  – 7 раз (табл. 2). Количество  $\text{Be}$  и  $\text{Nb}$  в неизмененных и измененных породах близкое и несколько превышает кларк. Наиболее высокие содержания их установлены в северной приконтактной полосе интрузива на выходе кварц-вольфрамитовых жил в карбонатную толщу, где наблюдаются апогранитные, апоскарновые и апокарбонатные грейзены, состоящие, главным образом, из калиево-натриевого полевого шпата, флюорита, светлой слюды и берилла. Содержание  $\text{Ba}$  и  $\text{Sr}$  во всех типах пород нижекларковое и выражено уменьшение их количества при метасоматозе. При общей приуроченности рудных элементов к зонам преобразования порфиroidных гранитов, максимальная концентрация их наблюдается в грейзенах и особенно в участках наибольшей их мощности. Вышеизложенное является ярким свидетельством наличия привноса в околожилное пространство петрогенных и рудных элементов, формирования апогранитов и грейзенов из высокотемпературных и весьма кислотных растворов.

Образование площадных зон апогранитов и линейных зон апогранитов и грейзенов в пределах Саргардонского рудного поля мы объясняем тем, что грейзенизации предшествовал кремнещелочной метасоматоз (аляскитизация) порфиroidных гранитов и рассматриваем как следствие проявления нескольких фаз интрузий, послуживших одновременными источниками растворов и стадийностью их поступления в рудовмещающие структуры. Доказательством этому служит наличие в интрузиве тел аляскитов, имеющих

рвущие контакты с порфиroidными гранитами, а также Li-F лейкогранитов. Интенсивный поток летучих и других компонентов в головной зоне аляскитового расплава сформировал во фронтальной ее части – в порфиroidных гранитах, площадные и линейные зоны пород, претерпевших кремнещелочной метасоматоз. Поступление в эти аляскитизированные, а также другие участки интрузива, включая тела аляскитов, флюоридов, обогащенных литием, фтором и редкими металлами, привело к образованию цвиттеров и рудных жил. Источником поздних растворов был очаговый расплав лейкогранитовой формации. Апокарбонатные и апоскарновые слюдисто-флюоритовые метасоматиты развиты в экзоконтактной полосе Саргардонского интрузива в виде двух морфологических типов – линейные и площадные. Первые наблюдаются в основном на северо-восточном продолжении кварц-вольфрамитовых жил во вмещающие карбонатные породы. В этих участках они пересекают мраморы и дайки кварцевых порфиroidов, имея с ними четкие и резкие контакты. В случае наличия скарнов и даек диоритовых порфиroidов образуются тела метасоматитов изометричной и неправильной формы. Площадная форма проявления слюдисто-флюоритовых метасоматитов выражена и вдоль южного экзоконтакта интрузива, где они приурочены в основном к выходам Li-F лейкогранит-порфиroidов. В этих участках вследствие различия составов пород, подвергнутых изменениям (мраморы, скарны, гранитоиды), образованы единые тела, сложенные различными парагенезисами минералов.

Слюдисто-флюоритовые метасоматиты исследователи относили к грейзенам и выделяли их как флюоритовые рудные тела, несущие оруденение вольфрама, олова и бериллия. Жилы в мраморах сложены в основном серицитом, флюоритом, содержат шеелит и пирит. Наблюдается пересечение их прожилками серицита. В зальбандах жил, кварцевые порфиroidы превращены в серицит-флюоритовые, а диоритовые порфиroidы – в хлорит-серицит-флюоритовые метасоматиты с топазом и шеелитом. На южном экзоконтакте интрузива оплавление мраморов проявлено интенсивнее – вплоть до образования в них гнезд флюорита, составляющих до 60% объема породы.

Скарны преобразованы в различной степени. В некотором удалении от жил пироксеновые, пироксен-гранатовые скарны с магнетитом катаклазированы, окварцованы, карбонатизированы, содержат прожилки хлорит-серицитового состава. В геденбергитовых, андрадитовых и везувиановых скарнах часто встречаются топаз и светлая слюда, а в гранат-эпидотовых метасоматитах – шеелит. Околоскарновые плагиоклаз-роговообманковые породы эпидотизированы, калишпатизированы, окварцованы, хлоритизированы, серицитизированы, в них обильны вкрапления флюорита и топаза. В пределах зон гидротермальных жил, вышеуказанные породы преобразуются в кварц-хлорит-эпидот-флюоритовые, эпидот-флюоритовые, серпентин-серицит-флюоритовые, хлорит-серицит-флюоритовые метасоматиты, переходящие в кварц-серицитовые и кварц-мусковитовые породы с флюоритом, шеелитом, бериллом и другими, возможно, редкоземельными минералами. Минералы слюдисто-флюоритовых метасоматитов образованы в следующей последовательности: флюорит, кварц, хлорит, серицит, мусковит и пирит.

Из вышеизложенного можно заключить: 1) пульсирующее поступление растворов привело к образованию метасоматической зональности, выраженной в смене зон – слабо аляскитизированные порфиroidные граниты → калиево-натриевый полевой шпат + кварц + топазовые метасоматиты (апограниты) → кварц + литиевая слюда + топазовые грейзены (цвиттеры); 2) образование апогранитов и грейзенов произошло из высокотемпературных и весьма кислотных растворов; 3) в околожилное пространство происходил привнос петрогенных и рудных элементов ( $\text{Si}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Fe}$ ,  $\text{Mg}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Mo}$ ,  $\text{Sn}$ ,  $\text{Li}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,



Распределение элементов-примесей в мраморах, кальцифирах и скарнивых образованиях Саргардон-Караарта-Чимганской площади в г/т

Таблица 2

Порода	Li	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Pb	Mo	Sn	W	Ag	Au	Bi
Караартинское рудное поле															
Мрамора, кальцифиры (17)		0,8	36	14	8	19	25	6	31	8	3	2	0,8	0,0116	0,9
Скарны (25)		2,0	20	3	8	15	1028	174	55	4	56	9	1,0	0,0160	8,9
Скарны карбонатизированные, окварцованные (9)		1,4	39	10	20	18	93	55	13	5	15	9	0,7	0,0070	10,6
Чимганское рудное поле															
Скарны (8)		8,0	29		8	10	59	52	26	8	142	16	1,0	0,0042	7,6
Саргардонское рудное поле															
Мрамора и кальцифиры (98)	55	145	2		0,5	15	14	20	2	22	3	0,5			
Мрамора и кальцифиры оплавикованные, грейзенизированные (20)	118	1152	1	0,5	2	1	23	556	87	2	34	5	0,6		0,5
Скарны (19)		20			6	1	14	137	28	2	494	2	0,8		2
Скарны оплавикованные, грейзенизированные (11)	114	208	3		3	1	40	40	182	31	158	79	5,4		10

Примечание. Скарны – пироксеновые, пироксен-гранатовые, гранатовые тремолитизированные, активизированные, актинолитизированные. В вулканических скарнах установлен фтор: 0,56% - Караарта; 0,01% - Чимган, 1% - Саргардон (химические анализы, ИГиГ АН РУз). Кроме того, в вулканических скарнах Саргардона установлены: бериллий – до 0,3%, олово – 0,035, висмут – 0,02 и медь – 0,003%.

Цифры в скобках – количество усредненных анализов. Литий определен методом фотометрии пламени (ИГиГ АН РУз); серебро – нейтронно-активационным методом (ИЯФ АН РУз); вольфрам, молибден, олово, медь, свинец, цинк, висмут, никель, кобальт – количественным спектральным методом (ИГиГ АН РУз, ЦЛ Госкомгеологии РУз).

Zn, F); 4) ультракислый состав и метамагматическая природа (в понимании Д.С. Коржинского [9]) расплава, служившего источником рудогенерирующих гидротермальных флюидов, контрастность геологической среды, представленной в основном кислыми гранитоидами, скарнами, известняками и доломитами явились главными факторами формирования комплексных руд, которые можно объединить в единую флюорит-редкометалльно-редкощелочную формацию.

### Литература

1. Бабаходжаев С.М. Петрология и особенности геохимической специализации интрузивных комплексов Восточного Карамазара (Северный Таджикистан) / Отв. ред. И.Х. Хамрабаев. Душанбе: Дониш. 1975. – 377 с.
2. Бабаходжаев С.М. Интрузивные комплексы Западного Карамазара и Моголтау / Отв. ред. А.П. Недзвецкий. Душанбе: Дониш. 1982. – 323 с.
3. Петрография Таджикистана / Отв. ред. С.М. Бабаходжаев. Душанбе: Дониш. 1986. Том 1 (Карамазар и Моголтау). – 284 с.
4. Ахунджанов Р., Мамарозиков У.Д., Сулодинова Г.М. Ассоциации редкометалльных кислых интрузий (Чаткало-Кураминский регион, Западный Тянь-Шань) // Ташкент: Фан, 2009. – 165 с.
5. Ярмлюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский, раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты-гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Том 21, №2. – С. 115-142.
6. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). // Ташкент: Фан. 1969. – 212 с.
7. Факторы формирования и критерии прогноза вольфрамового оруденения Южного Тянь-Шаня. / Отв. ред. Р.А. Мусин. Ташкент: Фан. 1984. – 208 с.
8. Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Козлов В.Д. и др. Метасоматические цвиттеры и связанные с ними редкометалльное оруденение (на примере месторождений Монголии и Чехословакии) // Метасоматизм и оруденение. М.: Наука. 1974. – С. 42-53.
9. Коржинский Д.С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Серия геологическая. 1973. № 12. – С. 3-6.



Ю. Мамаджанов, И.В. Карпенко, А.С. Ниёзов

*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ*

### МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРМСКИХ АЛЯСКИТОВЫХ ИНТРУЗИВОВ ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКОЙ ЗОНЫ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Гранитоиды, в особенности граниты, являются самыми широко распространенными интрузивными образованиями земной коры. В истории геологического развития земной коры они появлялись в разные эпохи (от докембрия до кайнозоя включительно) и в разных геодинамических обстановках: островодужных, окраинно-материковых, коллизионных, внутриплитных. Рудогенерирующая способность гранитов наиболее ярко проявлена в отношении W, Mo, Sn, Nb, Ta, Be, месторождения которых выявлены в складчатых областях с широко развитым гранитоидным магматизмом.

Проблеме генетической связи рудных месторождений с гранитами посвящены фундаментальные исследования Х.М.Абдуллаева, Л.В.Таусона, Р.Б.Баратова, И.Х.Хамрабаева, В.И.Коваленко, М.Г.Руб, Г.Н.Щерба и многих других учёных. Этой важной проблеме посвящены специальные симпозиумы и конференции, например, «Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов» (Иркутск, 1970), «Минерализация, связанная с кислым магматизмом - МАWAM» (Карловы Вары, 1974) и другие.

По данным Л.В.Таусона [1], потенциальная рудоносность гранитоидных интрузий определяется масштабами и интенсивностью процессов эманационной дифференциации при становлении интрузии и эманационным концентрированием летучих, рудных и редких элементов в остаточных расплавах при их кристаллизации, что способствуют образованию водно-солевых систем, дающих начало постмагматическим высокотемпературным растворам. Рудная же продуктивность потенциально рудоносных интрузий определяется, прежде всего, условиями и масштабами их дегазации на этапах внедрения, становления, кристаллизации и остывания. Согласно его представлениям, необходимым условием потенциальной рудоносности гранитов является высокая концентрация в них летучих компонентов, обеспечивающих эманационное концентрирование рудных и редких элементов в остаточных расплавах.

Что касается потенциальной рудоносности интрузивов аляскитов-субщелочных лейкогранитов фанерозойских орогенических областей, то, по мнению авторов многотомной монографии «Магматические горные породы» [2], аляскиты щелочноземельной серии относятся к нерудоносной формации, с ними связаны не значительные по масштабу грейзены с молибденитом и вольфрамитом. Эту особенность аляскитов Е.В.Негрей [3] объясняет слабым развитием процессов постмагматической деятельности в интрузивах. По ее данным, в Кызылрайском интрузиве аляскитов пермского возраста Центрального Казахстана грейзены с молибденовой, вольфрамовой и бериллиевой акцессорной минерализацией пользуются незначительным развитием. В пределах интрузива проявления редкометальной минерализации приурочены к северо-западной ее части и локализованы в апикальной зоне массива. Наблюдается смена состава минерализации от апикальной части к глубинной фации интрузива: топаз-кварцевые – гематит-серцит-кварцевые – полевошпат-кварцевые. Состав грейзеновых зон Кызылрая своеобразный: топаз, вольфрамит и берилл, не имеющих промышленного значения. В интрузиве Майтас грейзены имеют малую мощность и по составу подразделяются на кварц-мусковитовые, кварц-флюоритовые, кварц-топазовые и кварцевые. Аляскиты интрузива Кент Юго-Западный сопровождаются широко развитыми керамическими, хрусталеносными и флюоритоносными пегматитами «чистой» линии и линии «скрещения». С ними также связаны низкотемпературные кварц-флюоритовые и флюоритовые жилы [3]. С пермскими аляскитами

ачикташского комплекса Северного Тянь-Шаня генетически связаны бериллиевые проявления грейзеново-фенакит-бертрандитовой рудной формации [4].

В Кураминской подзоне Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня наибольшим распространением и разнообразием состава отличаются субдукционно-коллизионные магматические серии и комплексы позднепалеозойского окраинно-континентального Кызылкумо-Кураминского вулканоплутонического пояса, формировавшиеся на южной (в современных координатах) окраине Казахстанского палеоконтинента в связи с субдукцией океанической коры Туркестанского палеоокеана. В эволюционном ряду позднепалеозойских магматических образований Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны (восточной обнаженной части Кызылкумо-Кураминского пояса) Срединного Тянь-Шаня выделяются [5]: раннесубдукционные известково-щелочные - андезибазальт-андезит-габбро-гранитоидная (С<sub>2</sub>) и риолит-гранитная (С<sub>3</sub>) ассоциации; поздне-несубдукционно-коллизионные субщелочные - шононит-латит-монцитонитовидная (С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>) и калиевориолит-аляскитовая (Р<sub>1</sub>) ассоциации; постколлизионные – рифтогенная калиевая щелочная трахибазальт-лейцитит-шонкинит-сиенитовая (Р<sub>2</sub>) ассоциация, а также региональные дайковые пояса диабаз-риолитоидной (Р<sub>2</sub>-Т<sub>1</sub>) серии.

Коллизионные аляскиты-субщелочные лейкограниты Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня являются плутонической фацией субщелочной калиевориолит-аляскитовой вулканоплутонической ассоциации и выделены в составе шайданского интрузивного комплекса (Р<sub>1</sub>, 270 млн. лет): Шайданский, Айрыташский, Беданалисайский, Октябрьский и другие небольшие массивы лакколитовой морфологии тела, приуроченные к периферийным частям вулканических мульд и депрессии. Среди них типоморфным и наиболее детально изученным является Шайданский аляскит-субщелочно-лейкогранитный интрузив Восточного Карамазара [6, 7]. Раннепермские коллизионные субщелочные лейкограниты-аляскиты шайданского комплекса Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня относятся к потенциально рудоносным гранитам. Нами они выделены в самостоятельный геохимический тип редкометальных субщелочных лейкогранитов-аляскитов [8, 9]. Имеющиеся к началу 70-х годов прошлого столетия материалы по рудоносности пермских аляскитов (граниты шайданского типа) Восточного Карамазара обобщены в монографии С.М.Бабаходжаева [6].

Интрузивы аляскитов-субщелочных лейкогранитов Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня сопровождаются проявлениями вольфрама, олова, бериллия, хрусталеносных и амазонитовых пегматитов, а также гидротермальными жилами флюорита. Вольфрамовые рудопроявления представлены двумя генетическими типами: пегматитовым и грейзеновым, а оловянная и бериллиевая минерализации - только грейзеновым, хотя касситерит и берилл также встречаются в пегматитах [10].

Редкометальное оруденение, генетически связанное с Шайданским, Айрыташским и Беданалисайским аляскитовыми интрузивами, соответствует пегматитово-вольфрамитовой и грейзеново-редкометальной рудным формациям (по В.А.Коровину и др.). В связи с ультракалиевыми аляскитами Октябрьского интрузива восточной части Ташкескен-Самгарской вулканической мульды, за исключением гнезд и шпиров турмалиновых (шерл) пегматитов, какая-либо другая редкометальная минерализация пока не выявлена, хотя некоторые косвенные геохимические признаки указывают на генетические связи с этим своеобразным массивом уранового оруденения.

Рудопроявления вольфрама пегматитово-вольфрамитовой формации в районе исследования выявлены только в связи с аляскитами Обиаштского сателлита Айрыташского интрузива Восточного Карамазара. Этот тип вольфрамитовой минерализации представлен группой близко расположенных рудопроявлений, находящихся в среднем течении ручья Чукур-Ляйляк, являющегося правым притоком р. Обиашт.

Пегматитовые тела с вольфрамитом и другими рудными минералами (молибденит, касситерит, берилл, халькопирит и др.) приурочены к апикальной части выходов аляскитовых массивов, вблизи их контакта с среднекарбонными гранитоидами. В плане это тела



линзовидной, гнездо- и жилообразной формы, с широко варьирующими размерами от первых сантиметров до нескольких метров. Строение пегматитовых тел часто зональное: от центра к периферии крупнокристаллический кварц с биотитом сменяется сростаниями кварца с полевым шпатом и далее полевошпат-серицитовой породой. Минеральный состав пегматитов: кварц (до 70-80%), калишпат – крупноблоковый ортоклаз, редко микроклин-амазонит, биотит (обычно до 2.0-3.0%), вольфрамит, а также другие рудные и нерудные минералы.

Среди редкометальной минерализации пегматитового генетического типа наиболее крупными и заслуживающими внимания являются Чукур-Ляйлякское и Ашталмалысайское рудопроявления. Последний также известен под названием Пегматитовое [10].

Рудопроявление Ашталмалысайское (Пегматитовое) приурочено к контактовой зоне выхода порфиридных субщелочных лейкогранитов сателлита Обиапт, прорывающих биотит-амфиболовые гранодиориты Акташского полихронного плутона. Вдоль контакта аляскитов с гранодиоритами пегматитовые тела распределены неравномерно, размеры их – первые метры, на отдельных участках образуют зоны мощностью от 2.0 до 10 м. По морфологии они представлены линзами, шширами и гнездами.

Главными минералами пегматитов являются кварц, калиевый полевой шпат, биотит и вольфрамит. Пегматиты также содержат флюорит, молибденит, касситерит и другие минералы. Вольфрамит – основной рудный минерал пегматитов, образует крупные, а иногда уникальные кристаллы весом более 30 кг. Размеры гнезд, выполненных вольфрамитом, обычно не превышают 0.1 x 0.2 м, более крупные встречаются редко. Кристалл вольфрамита, обнаруженный нами в кварцевой зоне пегматитового тела Ашталмалысайское, достигает в длину 10 см и весит 0.65 кг. По химическому составу вольфрамит относится к железистым разновидностям с содержанием ферберитовой составляющей в среднем 75.4%. Вольфрамит повсеместно замещается тонкозернистым агрегатом шеелита – по поверхности кристаллов и по трещинам. Кристаллы шеелита достигают размеров иногда до 1.0 см. По данным декрепитации, температура образования вольфрамита из пегматитов оценивается в пределах 260-280° [10].

Кроме представителей пегматитово-вольфрамитовой минерализации, в районе исследования в связи с аляскитовыми интрузивами также обнаружены амазонитовые (Айрыташский массив), хрусталеносные (Шайданский интрузив) и турмалиновые (Октябрьский массив) пегматиты.

В пределах Кураминской подзоны Чаткало-Кураминской зоны проявление амазонитового пегматита пока обнаружено только в Восточном Карамазаре [11]. Оно известно как амазонитовое проявление Кауш – по одноименному ручью, являющемуся левым притоком р. Гудас.

Амазонитовые пегматиты представлены жилой небольшой мощности (до 1 м) и протяженности (до 5 м), приурочены к апикальной части аляскитов сателлита Кауш Айрыташского интрузива. Пегматитовое тело размещается в зоне контакта раннепермских аляскитов с среднекарбонными гранодиоритами Акташского полихронного плутона.

Минеральный состав пегматита – амазонит, слюда, кварц, альбит и акцессории – магнетит и циркон. Из рудных минералов в амазонитовом пегматите в разных количествах встречаются вольфрамит, молибденит, шеелит, берилл и висмутин [10].

Ведущий породообразующий минерал – амазонит (50-55%) представлен кристаллами (2.5 x 1.5 см, редко достигающими 5 см в длину) бледно-зеленого цвета с голубоватым оттенком. По оптическим константам ( $-2v=78^\circ$ ,  $\Delta_o = 1.0$ ) амазонит соответствует промежуточному микроклину. Слюда – мусковит, образует пластинчатые (3.0-5.0%) агрегаты размером от 0.5 до 3.0 см. Кварц – ксеноморфный, содержится в количестве 35-40% и отмечается в виде крупнокристаллических массивных агрегатов. Альбит представлен двумя разновидностями – мелкозернистым, сахаровидным и тонкопластинчатым, полупрозрачно-белым клеветландитом. Магнетит образует мелкокристаллические зерна, а циркон встречается в виде оскольчатых, вытянутых (до 2.0-3.0 мм) агрегатов.

Проявления горного хрусталя, связанные с миоэпидотовыми пегматитами, обнаружены на некоторых участках Шайданского аляскитового массива [6]. В частности, они встречаются по саю Равакон (по небольшому ущелью напротив кишлака Курук) и к югу от перевала Кумбель. Объемы пустот с кристаллами горного хрусталя варьируют от нескольких сантиметров до 0.5-1.0 м<sup>2</sup>. Кварц обычно полупрозрачный, образует друзы и мелкие одиночные кристаллы. Размеры друз, в зависимости от объема пустот – погребов, составляют 20-30 см в длину и до 10-15 см в ширину.

Кроме того, в шшировых пегматитах, приуроченных к апикальной – приконтактной зоне Октябрьского интрузива ультракалиевых аляскитов, отмечаются удлиненные, с развитыми гранями кристаллы дымчатого кварца до 20 см. В этих же пегматитах, наряду с кварцем, калишпатом, развит также турмалин, представленный черной разновидностью – шерлом разных размеров и лучистой формы.

В Кураминской подзоне Чаткало-Кураминской зоны Срединного Тянь-Шаня грейзеново-редкометальная рудная формация представлена рудопроявлениями вольфрама, олова и бериллия. Они генетически связаны соответственно с аляскитами Айрыташского (рудопроявление W – Аштское, Айрыташское), Беданалисайского (Верхнекенкольское рудопроявление Sn), Шайданского (бериллиевые рудопроявления Бозмон и Чинарсай) интрузивов. Следует отметить, что если оловянные рудные объекты в Кураминской подзоне были открыты в 60-70 годы уже минувшего века, то бериллиевая минерализация в Карамазаре была известна еще со времен работ Таджикско-Памирской экспедиции [12].

Грейзеново-рудные жилы, штокерки с редкометальной минерализацией и зоны грейзенизации в целом, размещаются в центральных (глубинных), эндо- и экзоконтактных зонах аляскитовых интрузивов (Айрыташский и Беданалисайский массивы), а также на значительном удалении от материнских рудогенерирующих плутонов – во вмещающих породах. Примером может служить бериллиевая минерализация, которая развита среди среднекаменноугольных андезитов к северу и северо-западу от Шайданского аляскитового массива. Параметры грейзеновых жил: протяженность от 40-50 до первых сотен метров, мощность обычно до 1 м и более. Простираются зоны грейзенизации разное: северо-западное и северо-восточное с пологими (20-30°) и крутыми (60-90°) углами падения. В строении грейзеновых зон наблюдается зональность как латеральная (аляскиты – грейзенизированные аляскиты – грейзены – кварцевые жилы с рудными минералами), так и вертикальная.

Основная масса грейзеновых тел имеет кварц-мусковитовый состав. Рудные минералы – вольфрамит (имеет наибольшее развитие), касситерит, топаз, флюорит и другие. В верховьях р. Гудас наблюдается пересечение грейзеновой зоны диабазовой дайкой позднепермского возраста.

Рудопроявление Аштское расположено в верховьях р. Обиапт, вблизи осевой части Кураминского хребта. Грейзеновые зоны с вольфрамитовой минерализацией размещаются среди аляскитов глубинной зоны Айрыташского интрузива – в северной его части. Зоны грейзенизации жилообразной формы имеют преимущественно северо-восточное простирание и крутые падения (60-85°) на северо-запад. Мощность зон от 0.2 до 2 м, длина достигает до 250 м. Основное количество грейзеновых зон приурочено к аляскитам глубинной части массива, их число уменьшается вблизи контактовой зоны, и они почти полностью отсутствуют во вмещающих вулканитах акчинской свиты среднего карбона. В строении отдельных зон наблюдается зональность: грейзенизированные аляскиты к центру переходят в грейзены кварц-слюдяного состава и далее почти в мономинеральную кварцевую жилу. Поисково-оценочными работами на площади рудопроявления выявлено четыре рудных тела средней мощностью от 0.5 до 1.6 м, а прослеженная протяженность их составляет не более 150 м. Минеральный состав грейзеново-рудных зон, как правило, сложный. Встречаются как жильные нерудные минералы – кварц, мусковит, калишпат, флюорит (чаще всего фиолетовый), топаз, так и рудные, представленные вольфрамитом, шеелитом, молибденитом и другими сульфидами.



Вольфрамит – главный рудный минерал грейзенов и всегда встречается в центральной части зон, сложенной белым крупнозернистым кварцем. Образует он самые разнообразные формы выделения – от мельчайших игольчатых кристаллов (0.1-1 мм) до мономинеральных (мощностью до 2-3 см) жил. Вольфрамит обладает черным цветом и образует столбчатые, игольчатые и шестоватые формы кристаллов. По химическому составу, так же как и в пегматитах, вольфрамит относится к железистым разновидностям с содержанием ферберитовой составляющей в среднем 77.5%. В рудных телах в разных количествах установлены:  $W_3$  – 0.08-0.3%, Mo – 0.4%, Bi – 0.17-0.2%, Cu – 0.2-0.4% и Ag – 0.01% (Коноплев, 1978). В кварц-мусковитовом с рудными минералами грейзене количественными методами установлены следующие содержания редких и рудных элементов (обр. Ю-253, г/т): Li – 30, Rb – 1260, Ba – 540, Tl – 10.5, Pb – 49, Zn – 310, W – 17, Sn > 50, а концентрация F достигает аномальных значений – 25300 г/т, или 25.3 кг/т.

Вольфрамитовое рудопроявление Аштское признано объектом, заслуживающим внимания и дальнейшего изучения. Это связано с тем, что оно является более крупным, относительно других рудопроявлений, редкометальным объектом грейзенового типа в районе. Кроме того, в районе исследования, в непосредственной близости от него, располагаются еще несколько грейзеновых зон с вольфрамитовой и наложенной медно-висмутовой минерализацией. Они в совокупности могут представлять определенный практический интерес.

Рудопроявление Айрыташ находится в осевой части одноименного хребта, в 2-х км к юго-востоку от выше охарактеризованного проявления. Грейзеновые тела с редкометальной (W, иногда Sn) минерализацией размещаются как среди аляскитов-субщелочных лейкогранитов Айрыташского интрузива, так и во вмещающих риолитах оясайской свиты позднего карбона. При протяженности зон грейзенизации до 200-250 м мощность их в зависимости от вмещающей среды может варьировать в широких пределах. Так, наименьшую мощность (0.3-1 м) имеют грейзеновые жилы, развитые среди аляскитов, а наибольшей (до 5-20 м) характеризуется те тела, которые залегают среди вулканитов. Здесь наблюдается явная роль литологических (петрографических) и петрофизических (пористость) свойств вмещающих грейзеновые зоны горных пород. В данном случае оясайские кислые вулканиты обладали наибольшей пористостью и благоприятно повлияли на локализацию грейзеново-рудных зон.

Грейзены, приуроченные к аляскитам-субщелочным лейкогранитам, отличаются простым строением и сложены кварц-мусковитовой породой с редкими выделениями пирита и флюорита. Видимая рудная минерализация, представленная вольфрамитом и касситеритом, наблюдается только в грейзенах, залегающих среди вулканогенных пород, и отсутствует в таковых, развитых в интрузивных породах.

По данным приближенно-количественного спектрального анализа, в грейзенах Айрыташа обнаружены следующие содержания рудных элементов:  $WO_3$  до 0.1; Sn – до 0.05; Cu – до 0.1 и Zn – до 0.5 %. Содержания редких и рудных элементов в кварц-мусковитовом грейзене, приуроченном к аляскитам-лейкогранитам эндоконтактной части Айрыташского интрузива, следующие (обр. Ю-239, в г/т): Li – 120; Rb – 1280; Ba – 390; Tl – 5.6; Pb – 42; Zr – 260; W – 30; Sn – 50 и F – 12200.

Кроме кратко охарактеризованных выше грейзеново-редкометальных (вольфрамитовых) рудопроявлений, в пределах Айрыташского аляскитового интрузива имеется также ряд небольших проявлений этого типа минерализации. Они, главным образом, развиты в восточной и юго-восточной частях этого массива.

Касситерит-топаз-флюоритовое рудопроявление Верхнекенкольское также является представителем грейзеново-редкометальной рудной формации, генетически связанной с пермскими аляскитами Беданалисайского интрузива – в узбекской части Кураминской подзоны [13]. Сведения о данном рудопроявлении весьма скудные и почти полностью отсутствуют в литературе. Известно, что грейзеново-рудная зона с касситеритом, топазом, флюоритом и другими минералами локализуется внутри интрузива аляскитов-субщелочных лейкогранитов, имеет субмеридиональное простирание. Аляскиты, с кото-

рыми генетически связана оловянная минерализация грейзенового типа, характеризуются повышенными концентрациями Sn – 14.9 г/т и F – 1200 г/т [14]. По данным Р.Г.Юсупова [15], радиологический возраст редкометальных грейзенов Ангреноского плато, определенный К-Аг методом, составляет 268 млн. лет.

По данным Б. Г. Хайруллина и его сотрудников, в грейзенизированных аляскитах Беданалисайского интрузива отмечаются повышенные относительно неизменных разновидностей аляскитов содержания аксессуарных минералов: циркона (241 г/т), апатита (396 г/т), флюорита (7810 г/т) и топаза (2.4 г/т). Количество касситерита – главного рудного минерала грейзеновых зон – в измененных аляскитах достигает до 300 г/т. В настоящее время наиболее крупным оловорудным объектом Кураминской подзоны является Шавкатлинское месторождение в Республике Узбекистан.

Бериллиевая минерализация в Кураминской подзоне Чаткало-Кураминской зоны, как отмечалось выше, была известна еще со времен работ ТПЭ, однако роль ее в металлогении (минерагении) региона несущественна, так как она представлена небольшими рудопроявлениями – Базмон и Чинарсай. Редкометальная бериллиевая минерализация в районе развита локально. Грейзеновые зоны с бериллиевой минерализацией выявлены к северу от Шайданского аляскитового массива среди средне- и позднекаменноугольных вулканитов андезитовидного и риолитовидного составов. Генетическая их связь с аляскитами-субщелочными лейкогранитами Шайданского интрузива нами предполагается наличием нескрытых еще эрозией апофиз, предвестниками, которых являются гранит-аплитовые жилы, калишпатизация (покраснение) вулканитов, а также геохимическая специализация аляскитов-субщелочных лейкогранитов на бериллий – 12 г/т.

Бериллиевое рудопроявление Базмон расположено в 2.5 км к западу от кишлака Кулиходжа, на левом борту одноименного сухого сая. Открыто в 1935 году геологом ТПЭ Б. Н. Наследовым. Бериллиевое оруденение связано с зоной грейзенизации, развитой среди андезитов акчинской свиты среднего карбона. Зона прослеживается на северо-восток на расстояние 1.5 км, круто (75-85°) падает на юго-восток и имеет мощность от 2.0 до 5.0 м. Зона грейзенизации представлена серией маломощных (1.0-2.0 см) прожилков кварц-мусковит-флюоритового состава. Мелкие кристаллы берилла приурочены к зёрнам кварца и флюорита и диагностируются под микроскопом.

Другая зона бериллиевой минерализации обнаружена к западу от Базмонского рудопроявления и названа Западным участком. По данным геологов-производственников, грейзеновая зона с бериллом имеет субширотное простирание и крутое падение (80-87°). Протяженность грейзеново-рудной зоны до 300 м при средней мощности 1.3 м. В грейзенах берилл присутствует в виде мелких (1.0-2.0 мм) зеленых кристаллов в кварц-полевошпатовых прожилках. В рудоносной зоне количество берилла увеличивается с запада на восток, и некоторые кварц-полевошпатовые прожилки почти наполовину состоят из кристаллов берилла. Среднее содержание Be в зоне грейзенизации составляет 0.1%.

Чинарсайское рудопроявление бериллия открыто в 70-х годах прошлого столетия и находится к востоку от Базмонского рудопроявления. В геологическом строении рудопроявления принимают участие андезитовиды сардобской и минджилкинской (акчинская и надакская свиты,  $C_2$ ) и риолиты джидальсайской (оясайская свита,  $C_3$ ) вулканогенных толщ, малые интрузивы и дайки гранитоид-порфиоров ( $C_{2,3}$ ) и диабазовых порфиритов ( $P_2-T_1$ ). Редкометальное (Be, W, Sn) оруденение приурочено к зоне грейзенизации штокверкового типа северо-восточного простирания (60-80°) и крутого (85°) падения на юго-восток. Мощность зоны колеблется от 2 до 80 м, а длина – 1200 м. Прожилки грейзенов в ней располагаются кулисообразно и субпараллельно общему направлению тектонической структуры. По подсчетам геологов-производственников, на 1 км приходится около 40 прожилков. Рудоносная зона на западе выклинивается, а на востоке разделяется на ряд мелких зон, которые затем также выклиниваются.

Рудопроявление отличается своеобразной минералогией. Жильные минералы представлены кварцем, мусковитом, флюоритом, реже встречаются альбит и хлорит. Рудные



минералы состоят из берилла, вольфрамит, шеелита и касситерита, которые в грейзенах распределены неравномерно. Основной рудный минерал – берилл рассеян в кварце и флюорите, образует мелкие кристаллы размером до 5.0 мм. Встречается также разновидность берилла – аквамарин, редко образующий минеральные индивиды до 1-1.5 см. Минералы вольфрама – вольфрамит и шеелит в виде мелких зерен встречаются по всей зоне равномерно и приурочены к центральным частям жил.

В грейзенах Чинарская установлено содержание  $W_2O_3$  от 0.05 до 1.5%, бериллия до 0.01 и выше, в среднем – 0.022%, олова – 0.13%, а также заметные количества лития и фтора. Зоны грейзенизации Базмонского и Чинарсайского рудопроявлений вместе образуют своеобразную редкометальную бериллиеносную площадь в северной экзоконтактовой части Шайданского аляскитового интрузива (за Баштавакским разломом), несомненно, представляют практическое значение и в связи с этим заслуживают детального изучения. Подобных объектов в других районах Кураминской подзоны пока не выявлено.

Минерагенические особенности пермских аляскитовых интрузивов рассматриваемой подзоны отличаются разнообразными проявлениями постмагматической минерализации. Кроме редкометальных рудных проявлений пегматитового и грейзенового генетических типов, с аляскитами-субщелочными лейкогранитами также тесно связаны гидротермальные жильные образования с флюоритовой минерализацией.

Флюоритовые рудопроявления в основном представлены кварц-флюоритовым с гематитом минеральным типом оруденения. Также установлен кварц-барит-флюоритовый минеральный тип с наложенным сульфидным (Pb, Zn, Cu) минерагенезом [16]. Флюоритовые жилы структурно приурочены к разрывным нарушениям позднепалеозойского возраста. Большая их часть, как правило, локализуется в мелких разломах, оперяющих крупные региональные разрывные нарушения: Баштавакский, Гудасский, Западный и др. Незначительное количество флюоритовых проявлений отмечается также в зонах самых главных разломов, являющихся основными рудоконтролирующими структурами.

Флюоритовое оруденение размещается как внутри аляскитовых интрузивов, так и во вмещающих их эффузивных породах. По пространственному положению все рудопроявления флюорита, связанные с пермскими аляскитовыми интрузивами рассматриваемого района, разделяются на 2 группы (по В.А. Мурзину): туялинскую и теразинскую.

Рудопроявления туялинской группы кварц-барит-флюоритового состава формировались в разрывах сколового характера, развитых в лежащем боку Баштавакского разлома. Имеют северо-восточное простирание и крутое северо-западное падение. Вмещающими породами флюоритовых жил являются аляскиты Шайданского интрузива. Типоморфным представителем этой группы является рудопроявление Туялы, находящееся в юго-западной части Шайданского аляскитового массива.

Рудопроявление локализуется в зоне крутопадающего разрыва (СВ-70°) длиной около 3 км. Разлом сопровождается зоной дробления и гидротермальной проработки мощностью от 0.5 до 5 м. В зоне развиты кварц-гематитовые прожилки, а в центральной части отмечается кварц-барит-флюоритовая жила. Протяженность флюоритоносной жилы более 400 м при мощности от 0.6 до 2.5 м в центральной части и 0.2-0.5 м на флангах.

На юго-западном фланге параллельно в 7.0-10 м от основной жилы располагается другая, менее протяженная жила длиной 116 м. Они между собой соединяются сетью прожилков кварц-гематит-флюоритового состава. Обе жилы имеют одинаковые элементы залегания – азимут падения СЗ-325-340°, угол падения 70-80°. Минеральный состав жил сложный. Наиболее широко развитыми минералами являются кварц, флюорит, барит, реже встречается карбонат. Рудные минералы представлены гематитом и халькопиритом.

Флюорит – главный полезный компонент в жилах – распространен неравномерно. Основная его масса приурочена к центральной части жилы длиной 200 м. Флюорит развит, как и в виде вкрапленности и прожилков в кварце, так и в виде линз. Длина флюоритовых линз колеблется от 2.0 до 16 м при мощности, варьирующей от 5.0 до 40 см. Флюорит в линзах образует крупнозернистые агрегаты серого, молочно-белого и прозрачно-коричневатого цветов. Среднее содержание его в жилах более 35%.

На флангах жил флюорит отмечается в маломощных кварцевых и кварц-гематитовых прожилках в виде вкрапленности и мелких гнезд (0.5-2.0 см). Вмещающие рудопроявления Туялы аляскиты Шайданского интрузива раздроблены и гидротермально изменены, иногда отмечаются включения аляскитов в кварц-флюоритовой жиле.

Рудопроявления теразинской группы имеют кварц-флюоритовый состав, также приурочены к разрывам сколового характера, развиты в зоне Западного разлома. Простирание кварц-флюоритовых жил северо-восточное, а падение крутое. Они размещаются среди аляскитов Айрыташского интрузива и гранодиоритов Акташского полихронного плутона. Характерными рудопроявлениями этой группы являются флюоритовые проявления Тераза и Гудас.

Флюоритовое рудопроявление Тераза находится в верховьях р. Обиапт, в 300 метрах от места ее слияния с одноименным сасм. Оно представлено кварц-флюоритовой жилкой, локализованной в зоне крутопадающего (70-80°) разрыва северо-восточного простирания (45-50°). Протяженность этой жилы 410 м, при мощности от 1.0 до 4.0 м. Местами жила включает в себя линзы окварцованных гранитоидов.

Кварц-флюоритовая жила Тераза залегает среди аляскитов глубинной зоны Айрыташского интрузива. Аляскиты вдоль зоны разрывов часто окварцованы и катаклазированы. Флюорит в жиле распространен неравномерно, и его скопления концентрируются на 2-х участках – в висячем боку и в средней части жилы. Флюорит образует мелкую вкрапленность, прожилки и гнезда. Параметры прожилков: длина от 10 см до 1.5 м, при мощности от 0.5-2.0 см до 15-20 см. Размер гнезд тоже небольшой – от 3.0 до 25 см в поперечнике. Количество флюорита в жиле колеблется от 17 до 35%.

Другим представителем флюоритовых проявлений теразинской группы является рудопроявление Гудас, которое находится в верховьях одноименной речки. Флюоритовая минерализация связана с кварцевой жилкой широтного простирания длиной до 100 м. Кварц-флюоритовая жила наблюдается западнее контакта среднекарбонатовых биотит-амфиболовых гранодиоритов Акташского полихронного плутона с аляскитами Айрыташского интрузива. Жила простирается в восток-северо-восточном (12-15°) направлении и круто (88°) падает на юго-восток, мощность ее от 20 до 60 см. По отдельным выходам кварцевая жила с флюоритом прослеживается на расстояние почти 1.5 км.

Флюорит в жиле также распространен неравнозначно и встречается в виде вкрапленности и гнезд мелкого размера. На правом склоне р. Гудас, на участке жилы длиной более 100 м отмечается наибольшее скопление флюоритовой минерализации. Здесь флюорит образует линзы длиной 20-30 см и мощностью до 10 см. Содержание полезного компонента – флюорита колеблется от 11.8 до 63.5%.

Следует отметить, что Кураминская подзона Чаткало-Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня является крупной флюоритоносной провинцией Средней Азии. В пределах таджикской части зоны – в Карамазаре все месторождения флюорита сгруппированы на четырех площадях: Алгынтопканской (Чашлы, Каскана, Октябрьское и др.), Адрасман-Канимансурской (Канимансур, Новый Канимансур и др.), Шайдан-Гудасской (Тераза, Туялы, Гудас и др.) и Наугарзанской (собственно Наугарзан и Кенгутан). Выше кратко охарактеризованные флюоритовые рудопроявления размещаются в пределах Шайдан-Гудасской площади и пространственно совпадают с участками развития массивов аляскитов-субщелочных лейкогранитов Шайданского и Айрыташского интрузивов и их сателлитов.

На генетическую связь флюоритового оруденения с аляскитами указывают пространственная их приуроченность к выходам пермских кислых интрузивов, повышенные содержания фтора и акцессорного флюорита в породах. В пределах Шайдан-Гудасской площади промышленно значимых объектов флюоритового оруденения пока не выявлено, хотя общие прогнозные запасы плавиковошпатового сырья здесь оценены более чем в 1 млн. т [16].

Выше приведенные данные указывают на полигенетическую природу постмагматической минерализации, связанной с аляскитами шайданского комплекса Кураминской подзоны



Чаткало Кураминской зоны. С ними генетически тесно связаны редкометальные рудопроявления пегматитового и грейзенового типов, а также гидротермальный флюоритогенез.

Пегматитовый тип представлен проявлениями пегматитово-вольфрамитовой рудной формации. Грейзеновые рудопроявления вольфрама, олова и бериллия относятся к грейзеново-редкометальной рудной формации. Кварц-флюоритовые и кварц-барит-флюоритовые жилы соответствуют гидротермальной стадии минералообразования.

На тесную генетическую связь разнотипной рудной минерализации с аляскитовыми интрузивами указывают следующие наблюдения: пегматитовые тела с вольфрамитом приурочены к апикальной части выходов аляскитов в контактовой зоне с вмещающими породами; пегматитовые жилы с миароловыми пустотами, несущими кристаллы горного хрусталя, залегают среди аляскитов, вдали от контактовых зон интрузивов они не отмечаются; грейзеново-редкометальные зоны встречаются как в центральных, эндоконтактных частях интрузивов, так и в экзоконтактных зонах массивов – среди вмещающих пород. Последние связаны с еще не вскрытыми эрозией апофизами – сателлитами рядом расположенных аляскитовых интрузивов; в районе рудопроявления Айрыташ кварц-мусковитовая грейзеновая зона пересекается диабазовой дайкой пермо-триасового возраста; изотопный К-Аг возраст мусковитов из грейзеновых зон, связанных с аляскитами Беданалисайского и Айрыташского интрузивов, составляет в среднем 268 млн. лет (радиологический возраст аляскитов-субщелочных лейкогранитов - 270 млн лет); флюоритовые проявления, связанные с гидротермальными жилами кварц-флюоритового и кварц-барит-флюоритового минеральных типов, встречаются как внутри аляскитовых интрузивов, так и вблизи их контакта с вмещающими образованиями.

Кроме того, можно привести ряд критериев, доказывающих генетическую связь постмагматической минерализации с аляскитовыми интрузивами исследуемой подзоны. Эти критерии можно назвать петролого-геохимическими: приуроченность рудной минерализации к апикальным выступам интрузивных массивов; зональное строение аляскитовых тел; повышенная калиевая щелочность субщелочных лейкогранитов-аляскитов; выпеклаковые концентрации в аляскитах-субщелочных лейкогранитах вольфрама, олова, бериллия и фтора, а также наличие их акцессорных минералов – вольфрамита, касситерита и флюорита в аляскитах и другие.

Для выявления новых объектов редкометального оруденения благоприятными участками являются районы распространения аляскитов-субщелочных лейкогранитов Шайданского, Айрыташского и Беданалисайского интрузивов и их сателлитов.

#### Литература

1. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977, 279 с.
2. Магматические горные породы: кислые и средние горные породы. М.: Наука, 1987, 374 с.
3. Негрей Е.В. Петрология верхнепалеозойских гранитов Центрального Казахстана. М.: Наука, 1983, 168 с.
4. Соломович Л.И. Герцинский интрузивный магматизм Кыргызстана (геодинамика, петрогенезис, рудоносность) Автореф. дисс. доктора геол.- мин. наук. Бишкек, КГМИ им. Асаналиева У.А., 1977, 45 с.
5. Мамаджанов Ю. Эволюция позднепалеозойского магматизма Чаткало-Кураминской зоны Среднего Тянь-Шаня. Геодинамика, оруденение, проблемы геоэкологии Тянь-Шаня. Бишкек, 2013. С. 156-163.
6. Бабахождаев С.М. Граниты шайданского типа (Кармазар). Душанбе: Дониш, 1976, 131с.
7. Мамаджанов Ю., Карпенко И.В. Петролого-геохимические особенности и редкометальное оруденение Шайданского аляскитового интрузива в Восточном Кармазаре. Труды ИГ АН РТ, нов. сер., вып. 8, Душанбе, 2009, с. 153-171.

8. Ниёзов А.С., Мамаджанов Ю. Геохимические типы и рудоносность орогенных гранитоидов Южного и Среднего Тянь-Шаня. М.: ВИНТИ, 1989, № 2462-В 69, 103 с.

9. Мамаджанов Ю., Ниёзов А.С., Карпенко И.В. Субщелочные редкометальные лейкограниты-аляскиты Таджикистана // Вопросы геологии, геоэкологии и разработка месторождений Таджикистана. Душанбе, 2003, с.30-35.

10. Коноплев А.И. Генетические типы вольфрамитовой минерализации Кармазара. Изв. ВУЗов, Геология и разведка. 1978, № 3, с.104-109.

11. Мамаджанов Ю., Тажиджаев Г.Т. Амазонитовые пегматиты Восточного Кармазара (Средний Тянь-Шань) // Минералогия и генезис пегматитов. Свердловск, 1991, ч.2, с.130-132.

12. Наследов Б.Н. Кармазар // Материалы ТПЭ. 1933, Вып.19. м. Изд-во АН СССР, 1935, с.

13. Хамрабаев И.Х. Петролого-геохимические критерии рудоносности магматических комплексов (на примере Узбекистана). Ташкент: Фан, 1969, 212 с.

14. Урунбаев К. Потенциальная рудоносность магматических формаций верхнего палеозоя Восточного Узбекистана. Ташкент. «Фан», 1978, 205 с.

15. Юсупов Р.Г. Геохимия герцинского интрузивного магматизма. Ташкент: Фан, 1979, 125 с.

16. Минерально-сырьевые ресурсы Таджикистана. Душанбе, Дониш, 1983, 185 с.



А.С. Ниёзов, М.Н. Мухаммад Мансур

Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ

## О МИНЕРАГЕНИИ И ПЕРСПЕКТИВАХ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАБОТ В АФГАНИСТАНЕ

В связи с предстоящим планируемым выводом контингента НАТО с территории Афганистана борьба за его природными ресурсами выйдет на новый уровень. Афганистан обладает громадным, но вместе с этим практически неисследованными запасами полезных ископаемых.

Геологическое строение и общие закономерности размещения месторождения полезных ископаемых этой удивительно загадочной страны изучены советскими, в том числе таджикскими учеными. Благодаря их трудам составлена геологическая карта 1:1000000 Афганистана, картированы рудные пояса, узлы и районы развития ведущих полезных ископаемых. В настоящее время в Афганистане обнаружены месторождения черных, редких и драгоценных металлов, угля, химического сырья, различных солей и др. Открыты также залежи нефти и газа. Среди разнообразных полезных ископаемых особенно перспективны месторождения железа, меди, ниобия, редкие земли, имеющие огромные запасы.

В настоящее время на территории дружественного Афганистана геологические, поисково-разведочные и эксплуатационные работы ведутся американскими, индийскими, китайскими, немецкими и российскими компаниями. Индийские и китайские компании ведут в основном геолого-разведочные и эксплуатационные работы, а немецкие — занимаются разработкой ряда рудных месторождений.

Геологическая изученность месторождений, как и таковая всей территории Афганистана очень слабая. Уровень развития горной промышленности также низкий.

Геологическое строение Афганистана характеризуется большим разнообразием и сложностью [1]. Территория Афганистана представляет собой значительную часть Средиземноморского складчатого пояса, соприкасающаяся на севере с Туранской эпигерцинской платформой.

Бактрийская равнина, предгорий Гиндукуша и Паропамиза на севере страны заняты осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами мезозой-кайнозойского платформенного чехла.

Огромная часть центральной части Афганистана занята мезозойской складчатостью. Восточная часть Афганистана (Белуджистанские горы) принадлежит области альпийской складчатости. Восток и северо-восток Центрального Афганистана заняты древними (допалеозойскими) микроконтинентами: Гильменд-Аргандабским, Кабульским, Памиро-Нуристанским. Микроконтиненты перекрыты венд-фанерозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями.

В соответствии с особенностями геологического строения Афганистана развита и его минерагения. Минерагеническая карта территории республики приводится по состоянию 1990 г. (рис. 1).

Афганистан богат нефтью, газом, каменным углем, железными, медными, бериллиевыми, литиевыми рудами, а также магнезитом, серой, целестином, флюоритом, асбестом, баритом, строительными материалами и др. [2]. Так, к складчатому основанию Туранской эпигерцинской платформы приурочены месторождения меди, золота, меди, железа, вольфрама и других полезных ископаемых. В контурах Бактрийской равнины и предгорий Гиндукуша и Паропамиза развиты, в основном неметаллы и углеводороды: каменный уголь, сера, каменная соль, целестин, гипс, нефти и газа, редко золото-медные руды.

С областью мезозойской складчатости в Центральном Афганистане ассоциируются медная, полиметаллическая, оловянная, ртутная, железорудная минерализации, а также хромиты и асбесты.

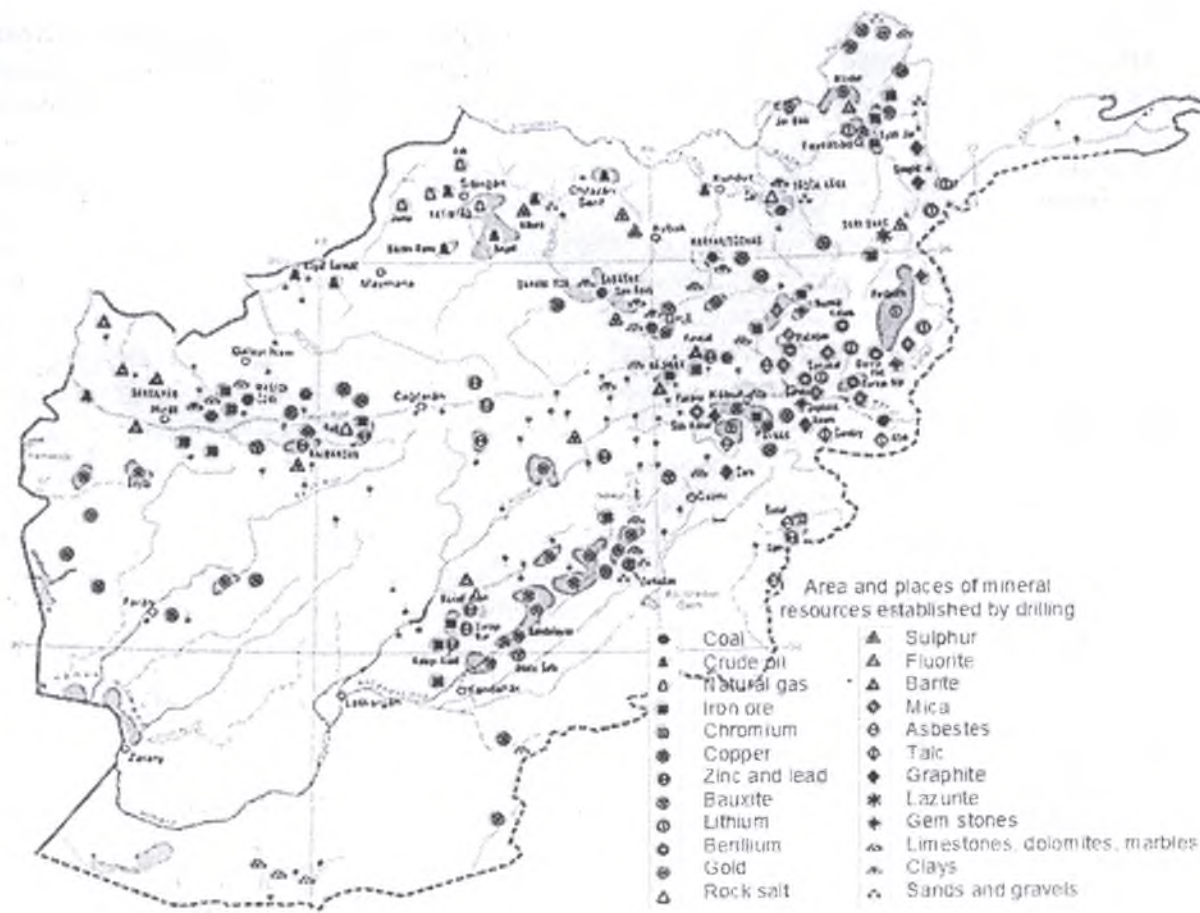


Рис. 1. Минерагеническая карта Афганистана.  
Источник: Afghan Ministry of Mines and Petroleum

В области развития микроконтинентов, на востоке и северо-востоке Центрального Афганистана, развиты золоторудные, медные и оловорудные месторождения, известны также фосфаты, графит, изумруд, лазурит, другие драгоценные и поделочные камни.

Месторождения нефти и газа развиты в основном на севере. Наиболее крупными являются месторождения Ангот и Кашкари с прогнозными запасами в 7 млн. т. каждое. А балансовые запасы газа в месторождениях Джаркудук и Ходжа-Гугирдак составляют, соответственно, 32 и 67 млрд. куб.

На севере Афганистана размещены также и десятки углепроявлений, приуроченных к триасово-юрским комплексам. По запасам они меньше таджикских. Наиболее крупные из афганских месторождений (Шабашек, Дарваза и Дудкаш имеют, соответственно, запасы 50, 20 и 15 млн. т. Угли, в основном, некоксуемые.

На севере, среди палеозойских эффузивно-сланцевых толщ, обнаружено и разведано крупное железорудное месторождение Хаджигек с балансовыми запасами 420 млн. т.

В Афганистане находится одно из крупнейших в Азии Лйнакское меднорудное месторождение с запасами свыше 5.0 млн. т.

В районе Бадахшана и Нуристана, в пегматитовых полях, развиты месторождения редких элементов (лития, бериллия, тантала и ниобия, РЗЭ). Особенно велики запасы бериллия (73 тыс. тонн, что является крупнейшим в мире), лития, тантала и ниобия, редкоземельных элементов.

Афганистан славится крупнейшими месторождениями драгоценных и поделочных камней — изумруда, рубина, ювелирного турмалина, ювелирно-поделочного лазурита, мраморного оникса. По экспорту лазурита Афганистан занимает ведущее место в мире (до 6 тонн в год). Афганский ювелирно-поделочный лазурит представлен месторождением



Сари Санг в Панджшере, в бассейне реки Кокча. Оно размещено среди скарированных мраморов и кальцифиров докембрийских доломито-гнейсовых толщ Файзабадского микроконтинента. В пегматитах также встречаются редкие ювелирные камни – кунцит и гидденит.

В настоящее время в Афганистане действующих проектов по разработке месторождений полезных ископаемых пока нет. Месторождения угля, газа, горно-химического сырья, драгоценных и поделочных камней ранее разрабатывались и сейчас местами разрабатываются кустарным и полукустарным способами.

На севере, в районе г. Мазори Шариф на глубинах 2000-2500 м. эксплуатируется крупное газовое месторождение Ходжа Гугирдак, на базе которого действует Джаркудукский газодобывающий и перерабатывающий комплекс. Каменные угли разрабатываются подземным способом, на малых глубинах – 100-200 м. в объеме 150-200 тысяч т/год

Разработка железорудного месторождения Хаджигек из-за сложных природно-географических условий вызывает значительные затруднения.

В последние десятилетия были переоценены старые и открыты новые перспективные районы, в частности месторождение нефти (Сари-Пуль), газа (Шибирган), каменного угля (Дарайи Суф, Ишпушта, Каркар, Карох), каменных солей Таликана и Анахо, медных (Айнак), железных (Хаджигак), бериллиевых (Джелалабада), а также марганцевых, свинцово-цинковых, оловянных руд. Особо высоко оценены перспективы территории Афганистана на железо, медь, ниобий, кобальт, золото и молибден, которые в совокупности составляют свыше 80% оценочной стоимости недр страны.

Геологическая съемка и картирование, особенно мелко- и среднемасштабные в Афганистане в настоящее время вовсе не проводятся.

К наиболее заметным работам подобного рода можно условно отнести специализированные космогеологические работы американских специалистов по дистанционному геологическому картированию территории страны и выделению на этой основе 19 перспективных рудных районов (рис.2). Американские специалисты, воспользовавшись в основном результатами работ советских геологов, с применением аэро-магнитных и аэрогравитационных съемок около три четверти территории Афганистана, составили карту приоритетных для поисково-разведочных работ районов.

Афганистан в последние годы принимает серьезные меры по улучшению правовых и организационных основ горно-геологической отрасли для привлечения инвестиций. Так, в частности принят ряд законов о добыче и условиях концессий в горнодобывающей промышленности, планируются меры по обеспечению безопасности пребывания и работы иностранных специалистов. Министерство горных дел и промышленности Афганистана в котором геологическими и горными работами занимаются департамент геологоразведочных работ и департамент нефти и газа.

В освоении минерально-сырьевой базы Афганистана особую активность проявляют индийские, китайские и канадские инвесторы. Объектом пристального интереса инвесторов являются, естественно, крупные месторождения меди и железа. Китайские инвесторы уже ведут работы по организации промышленной эксплуатации медного гиганта Айнак (близ Кабула), на разработку железорудного месторождения Хаджигак (провинция Бамиан). Индийские инвесторы получили право реализовать крупный горнопромышленный комплекс на базе основных участков железорудного месторождения Хаджигак (в провинции Бамиан), включающий горный модуль (добыча руды), сталеплавильный завод (обработка) и железнодорожную линию, по которой планируется отправка руды и стали в Индию. Канадцы также вложили крупную инвестицию в разработку одного из участков железорудного месторождения.

U.S. geologists have reportedly discovered nearly \$1 trillion worth of untapped mineral deposits in Afghanistan. The deposits, which include huge veins of iron, copper, gold, cobalt and lithium, are enough to turn the impoverished nation into one of the world's leading mineral centres.

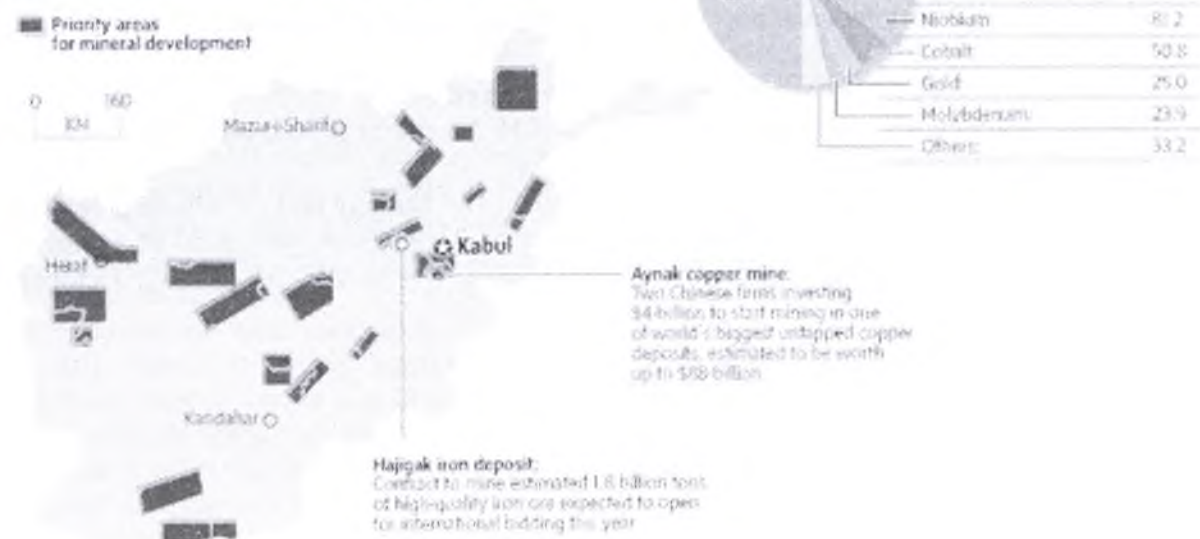


Рис.2. Карта приоритетных для поисково-разведочных работ районов Афганистана. Источник: The US Geological Survey, 2013<sup>1</sup>.

В целом, территория Афганистана весьма перспективна и привлекательна для геологоразведочных работ и добычи. Однако, с точки зрения безопасности, есть определенные проблемы. Соответственно этому есть серьезные риски для будущих инвесторов. Тем не менее, даже в условиях таких чрезмерных, порой и опасных рисков, интерес к минерально-сырьевому сектору Афганистана высок.

Процесс привлечения иностранной инвестиции, равно и широкого развертывания геологических, разведочных и добычных работ в условиях современных реалий Афганистана сталкивается с определенными трудностями. Главная проблема заключается в безопасности работ и ее обеспечении. По оценкам инвесторов, заинтересованных во вложении в геологические и добычные работы в Афганистане, инвестиционные риски по всей его территории высоки, а местами очень высоки. Как высокими, а иногда и экстремальными оцениваются операционные риски, присутствие высокой угрозы безопасности, даже опасение случаями терроризма.

Сильно расчлененный рельеф в районах развития большинства месторождений затрудняет работы. В условиях бездорожья практически нереальным становится проведение полевых работ, изучения района, организации горного производства.

Заметно сказывается плохая инфраструктура, зачастую ее полное отсутствие. Во многих районах развития перспективных месторождений отсутствуют транспортная система, водоснабжение. Повсеместно отсутствует также и электричество. Эти факторы, естественно, очень затрудняют процесс организации и проведения геологических и горных работ. Но, следует отметить, что законодательств области недропользования в Афганистане лояльное и весьма либеральное. Центральная и местная власть хорошо относятся к недропользователям (особенно иностранным), что повышает привлекательность территории Афганистана в плане проведения общегеологических, геолого-разведочных и эксплуатационных работ.

В целом, при всем уникальном богатстве территории Афганистана, развитии уникальных по мировым и региональным масштабам месторождений, ее геологическая изучен-

<sup>1</sup> Интернет-ресурс: <http://www.livescience.com/47682-rare-earth-minerals-found-under-afghanistan.html>



ность крайне низкая. Горная промышленность находится практически на организационной стадии, горно-добычные работы имеют полукустарный характер. Такое положение открывает огромные возможности для инвесторов. Геологи Академии наук и производственных организации Таджикистана должны проявить активность в деле исследования недр соседнего государства, восстанавливая былые связи и традиции.

#### Литература

1. Абдулла Ш., Чмырев В.М., Дронов В.И. Геология и полезные ископаемые Афганистана // Геология. Т. 1. М.: Недра, 1980. 535 с.
2. Michael E Brookfield, Ajruddin Hashmat. The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan) // Earth-Science Reviews. V. 55, Iss.1-2, October 2001, pp.41-71.

УДК 553 (581)

А.С.Ниёзов, Б.Э.Хантов, М.Н.Мухаммад Мансур  
Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ

#### ГЕОЛОГИЯ РОССЫПНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМТИ (СЕВЕРНЫЙ АФГАНИСТАН) И ПЕРСПЕКТИВЫ ЕГО ОСВОЕНИЯ

На территории Афганистана пока не обнаружены крупные рудные месторождения золота [2, 3]. Имеющийся золотой потенциал представлен в основном россыпными месторождениями. Запасы золота в Афганистане в настоящее время оценены в 40 т, из которых коренному типу отводится около 9 т (при прогнозной оценке ресурсов в 10-14 т).

Коренные золоторудные месторождения Афганистане представлены 3 геолого-промышленными типами: скарнами (на контакте гранитоидов и карбонатов), золото-сульфидным типом (в зонах дробления в метаморфизованных породах) и золото-сульфидно-кварцевым типом (жилы в метаморфизованных породах).

Скарновый тип представлен золото-халькопиритовым и золото-магнетитовым минеральными типами. Месторождения приурочены к контактовым зонам монцититоидов  $K_2$  со скарнированными и мраморизованными карбонатами J-K. Скарны – пироксеновые, пироксен-гранатовые и гранатовые. Рудные тела развиты в серицитизированных, хлоритизированных и окварцованных зонах повышенной проницаемости. Рудные зоны при ширине 1-15 м простираются на расстояние 500 м и глубину до 80 м. Рудные минералы представлены халькопиритом, пиритом с подчиненным развитием висмута, галенита, сфалерита. Среднее содержание золота в рудах 6.9 г/т, в рудных столбах его концентрация доходит до 40-148 г/т.

Предполагается, что в Афганистане из эндогенных типов золотого оруденения золото-серебряный близ поверхностный, прожилково-вкрапленный малосульфидный (в черносланцевых толщах) и золотосодержащий меднопорфировый могут иметь большие перспективы [1].

Широким распространением в Афганистане пользуются россыпные месторождения золота. Они развиты в основном на севере и юго-восточной части страны.

Россыпи представлены, главным образом, двумя типами:

1. Аллювиальным и
2. Проллювиально-аллювиальным.

Россыпное золото генетически связано с эндогенными месторождениями, а также с размывом и последующей переработкой палеозойских золотосодержащих метаморфических пород и неогеновых конгломератов. Наиболее протяженным и крупным таксоном является Памиро-Бадахшанский золотосодержащий пояс, который приурочен к области развития олигоцен-миоценовых конгломератов. Россыпи развиты в погребенных плейстоценовых русловых переуглубленных долинах. Пески локализованы под современными поймами и низкими террасами. Содержание золота в россыпях высокое и составляет несколько граммов на кубометр.

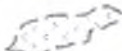
Из известных россыпных месторождений золота наибольший интерес представляют россыпи на севере Афганистана, на левом берегу р. Пяндж. К ним относятся россыпи Анджир, Нуроба, Самти и Хисар. Авторами изучено одно из самых перспективных россыпных месторождений – Самти (рисунок).

Месторождение Самти расположено на севере Афганистана, в провинции Тахор, в пограничном районе с Таджикистаном, на левобережье р. Пяндж. Месторождение расположено напротив села Багорак района Хамадони Республики Таджикистан.

Месторождение обнаружено и разведано в конце 60-х – начале 70-х гг. прошлого века советскими геологами (Гальченко И.И., Пужанов И.И., Телешев Г.И. и др.). Россыпное золото приурочено к пойме и первой террасе р. Пяндж, на ее левом берегу. Аллювиальные отложения имеют мощность 30-40 м. Верхняя часть отложений представлена песками и суглинками с частыми прослоями гравийно-галечного материала. Их мощность колеблется в пределах 5-20 м. Нижняя часть мощностью свыше 25 м состоит из галечников с редкими включениями валунов. Четвертичные отложения перекрывают неогеновые песчаники и конгломераты.





 - контуры россыпей.  
Схема размещения россыпного месторождения Самти на левом берегу реки Пяндж.

Россыпное месторождение Самти имеет сложное строение. По данным советских геологов-разведчиков (1970-1975 гг.) и российской консалтинговой компании «Геоливест-проект» (Лунышин П.И., Внуков Д.И. и др., 2012)<sup>2</sup> россыпь представляет собой аллювиальную долину длиной 8 км, шириной 1000-1500 м при средней глубины выемки 27.9 м. Литологически пласт не отличается от перекрывающих его торфов. Торфа содержат до 1000 мг/м<sup>3</sup>.

Золото по разрезу аллювия характеризуется неравномерным распределением. Содержание золота увеличивается в приплотиковой части. Концентрация золота колеблется от 100 мг/м<sup>3</sup> до 3000-4000 мг/м<sup>3</sup>.

Россыпь в плане характеризуется струйчатым и пятнистым, а в разрезе - пятнисто-пластовым строением. Золотоносный пласт располагается непосредственно на плотике и повторяет его рельеф. Литологически пласт не выделяется в разрезе, и границы его устанавливаются только опробованием. Мощность пласта 0.25-4 м (средняя 2.7 м), содержания золота колеблется от 100-200 мг/м<sup>3</sup> до 20-30 г/м<sup>3</sup>.

На месторождении выделены три промышленных участка: Правый, Центральный и Прибортовой (Левый). Россыпи Правого участка имеют длину 5 км при ширине 90-490 м и средней глубины выемки 30 м. Содержание золота равно в среднем 493 мг/м<sup>3</sup>.

На Центральном участке выделены две струи с относительно равномерным распределением золота. Длина участка 4.8 км, ширина 80-450 м, среднее содержание золота 228 мг/м<sup>3</sup>.

На Прибортовом (Левом) участке выделены те же две струи со следующими длиной, шириной и содержанием золота: правая струя - 1.8 км, 80-160 м, 258 мг/м<sup>3</sup> и левая струя - 1.48 км, 80-280 м, 375 г/м<sup>3</sup>.

Золото Самти, в общем, крупное. Преобладают золотины с диаметром более 1 мм. Пробность золота высокая: от 940 до 968, в среднем 955.

Общая разведанная площадь месторождения составляет около 10 кв. км. В настоящее время на месторождении ведутся маломасштабные добычные работы с привлечением дражной техники.

Геологоразведочные работы и подсчет запасов проводились в 1970-х гг. геологами «Союззарубежгеологии» СССР. Подсчет запасов россыпного золота по месторождению произведен по данным ударно-канатного бурения. Запасы подсчитаны для дражного способа разработки на основании временных кондиций, разработанных ЦНИГРИ.

С учетом особенностей разведки бурением, подсчет запасов россыпного золота по месторождению произведен двумя способами. Первый способ основан на вычислении

содержаний золота по пробам исходя из теоретического их объема, определенного по внутреннему диаметру башмака и интервалу опробования, а второй способ - исходя из фактического объема проб. Всё золото, опущенное в процессе бурения в коренные породы, при этом было "поднято" в приплотиковую аллювиальную пробу и, следовательно, учтено при подсчете запасов. Скважины, характеризующиеся низкими содержаниями, были исключены из подсчета запасов. Вместо них в подсчет запасов были включены дублирующие скважины, пройденные в 1.0-1.5 м от первоначальных (бракованных). Если дублирующая скважина по качеству не отличалась от первоначальной, то при подсчете запасов принимались средние параметры по двум скважинам.

Средние содержания золота по линиям и блокам были определены способом средневзвешенного (через вертикальный запас), а средняя глубина выемки - способом среднеарифметического расчета по количеству скважин.

Контуры блоков по линии ограничивались половиной расстояния между скважиной с содержанием, равным бортовому лимиту исследующей за ней скважиной с более низким содержанием, а между линиями - на половине расстояния между промышленной и непромышленной линиями.

Подсчет запасов золота был произведен по трем разобленным участкам. Запасы золота по степени разведанности подсчитались по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>, а также как и прогнозные. По категории С<sub>1</sub> подсчитано (при вычислении содержания золота по пробам, исходя из теоретического объема) 17.8 т золота при объеме горной массы 36 млн.м<sup>3</sup> и среднем содержании золота на массу 495 мг/м<sup>3</sup>, а по категории С<sub>2</sub> - 12.2 т - при объеме горной массы 53 млн.м<sup>3</sup> и среднем содержании золота на массу 232 мг/м<sup>3</sup>.

Кроме запасов категорий С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> произведен подсчет балансовых прогнозных и забалансовых запасов по методике подсчета категорий С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>. Прогнозные запасы золота составили 1.4 т при объеме горной массы 9 млн.м<sup>3</sup> и среднем содержании золота на массу 145 мг/м<sup>3</sup>, а забалансовые запасы - 2.5 т при объеме горной массы 21 млн.м<sup>3</sup> и среднем содержании золота на массу 113 мг/м<sup>3</sup>.

Таким образом, общие запасы золота составляют 30 т (по категориям С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub>), а общий объем горной массы - около 90 млн.м<sup>3</sup>, а среднее содержание золота за массу - 338 мг/м<sup>3</sup>.

По оценкам компании «Геоливестпроект» месторождение характеризуется рядом благоприятных геолого-технологических факторов, которые делают его весьма привлекательным для инвесторов:

- высокие средние содержания золота,
- наличие легкопромывистых песков,
- крайне низкий процент валунистости,
- легкоизвлекаемое золото,
- возможность круглогодичной работы.

Следует заметить, что на противоположной, таджикостанской, стороне, геолого-поисковыми работами отечественных геологов также обнаружены проявления россыпного золота. По многим геолого-геоморфологическим признакам они близки к месторождению Самти. В связи с этим представляется интересным организация и проведение совместных афгано-таджикских работ по оценке состояния и перспектив Памиро-Бадахшанского золотоносного пояса.

#### Литература

1. Абдулла Ш., Чмырев В.М., Дронов В.И. Геология и полезные ископаемые. Т. 2. М.: Недра, 1980. -535 с.
2. Atlas of Mineral Resources of the ESCAP Region: Geology and Mineral Resources of Afghanistan. 1997. Vol.II. -150 p.
3. Michael E Brookfield, A.Hashmat. The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan)//Earth-ScienceReviews.Volume 55, Issues 1-2, October 2001.- P.41-71.

<sup>2</sup> Адрес доступа: <http://www.zolotonews.ru/news/23474.htm>.



К.В.Вазиров\*, Ф.А.Малахов\*\*

\*Институт геологии, сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН РТ;

\*\*Научно-исследовательский институт ГНУ

### О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СУРЬМЯНО-РТУТНО-ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИХ И ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКОГО ПОЯСА, ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПАМИРА И ИХ СВЯЗЬ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ

Таджикистан щедро награжден природой разнообразными полезными ископаемыми, среди которых особое место занимают ресурсы золоторудных, сульфидно-полиметаллических, сурьмяных, сурьмяно-ртутных и сульфид- и сурьмосодержащих оловорудных месторождений. Последние, в основном относятся к теле термальному классу гидротермального ряда (Sb, Hg), реже плутоногенному (W, Sn, Au и др.). Связующими между ними являются Sn-W-антимонитовые, сульфидно-полиметаллические, золото-арсенопиритовые месторождения [1]. По характеру тектонического развития, особенностям геологического строения, геолого-структурной позиции в металлогении регионов выделяются сурьмяно-ртутно-золотосодержащие и оловянно-сульфидные месторождения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса и Юго-Восточного Памира, которые представлены двумя формационными типами- силикатно-сульфидно-касситеритовой и касситерит-сурьмяной, соответственно. В отношении сурьмяно-ртутных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области и Юго-Востока Памира следует отметить, что характер и связи сурьмяно-ртутного, редкометалльно-полиметаллического, ртутно-сурьмяно-золотосодержащего и оловянно-сурьмосодержащего оруденения с проявлением магматизма могут быть различными. Так, генетическая связь золото-вольфрамовых (Джилау, Такфон и др.), оловорудных высокотемпературных (Майхура, Ангишт и др.), золотосульфидных (Тарор, Ангишт и др.), а также скарново-полиметаллических (Кафандар, Оби-Сарбух), высокотемпературных свинцово-флюоритовых (Кондара, Красные холмы) месторождений с гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами верхнекаменноугольного возраста и контроль тех и других долгоживущими разломами доказана достаточно убедительно [2- 6].

Однако дискуссионной остаётся связь более низкотемпературного свинцово-флюоритового и ртутно-сурьмяно-золотого оруденения с определёнными интрузивными комплексами. Г.Н.Бунтин (1935) связывает их с гранитной магмой верхнего палеозоя, а И.В.Белов (1949), Д.Х.Ахмеров (1956) и Н.С.Мудрогина (1954) поддерживаются предположения о генетической близости флюоритовых и ртутно-сурьмяных месторождений Центрального Таджикистана с щелочными интрузиями пермского возраста. А.Р.Файзиев [6] считает, что источником свинцово-флюоритового оруденения могут служить интрузии гранитоидного состава  $C_{2-3}$ . Некоторые исследователи вообще отрицают такую связь. Так, [7] отмечают, что поскольку "... ртутные месторождения формируются на последних этапах поздней стадии развития подвижных зон земной коры, в послепостинтрузивное время, они не бывают связаны с какими-либо определёнными интрузиями и относятся к послепостинтрузивным образованиям". Такую позицию поддерживали В.А.Кузнецов [8] и А.А. Оболенский с соавт. [9] и связывали интрузии щелочных и базальтоидных магм и ртутное оруденение с долгоживущими разломами. Такие же закономерности характерны и для ряда месторождений Средней Азии (Чонкой) [10] и Калифорнии (Аббот) [11].

На тесную пространственную связь ртутно-сурьмяного оруденения с андезито-базальтовыми интрузиями Приморья (Тернейское) указывает В.И.Чайников [12], малыми интрузивными телами повышенной щелочности и дайками основного состава Закарпатья, Средней Азии, Сибири, Средиземноморского пояса и др. [1, 10, 11, 13, 14, 15 и др.], с кон-

кретными интрузивами гранитоидов, а также щелочными массивами [11, 15, 9 и др.] и гипабиссальными породами кислого состава [16]. Рядом исследователей [1, 17, 18] поддерживается предположение о глубинном подкорковом происхождении значительной части ртути.

В.И.Смирнов [18], анализируя данные о генезисе гидротермальных месторождений, отмечает, что источником рудного вещества месторождений могут быть ювенильные подкоровые очаги, связанные с магмой основного состава, ассимиляционные коровые, связанные с гранитной магмой, и инфильтрационные внемагматические, обусловленные мобилизацией рудообразующих веществ на путях циркуляции агрессивных гидротермальных растворов магматического, метаморфогенного и вадозного происхождения. Во всех случаях благоприятны как кислые, так и слабощелочные растворы [18, 15, 8, 13, 9]. Х.М.Юсупов [19], рассуждая о генезисе месторождений сурьмы и ртути Центрального Таджикистана, отмечает, что основное значение для образования промышленных концентраций ртути имели ассимиляционные процессы и ювенильные воды, а для сурьмяных месторождений – ассимиляционный и фильтрационный эффекты. Материалы по генетическим особенностям ртутной минерализации, сопровождающей недавнюю и современную вулканическую деятельность, приведены в работах [20 и др.]. Есть предположения о косвенной связи ртутного оруденения с нефтяными водами [21], а также источником ртути могли служить осадочные породы [22]. Наконец [23 и др.] связывают происхождение рудообразующих растворов с региональным метаморфизмом.

Непосредственно вблизи рудопроявлений и месторождений ртути и сурьмы Зеравшано-Гиссарского рудного пояса встречаются как гранодиориты, гранит-порфиры (Пиндар, Парз, Чоррога, Кончоч), так и основные щелочные породы (трубки взрыва Кончоч, Каракуль и др.) [24]. Парагенетическая связь ртутно-сурьмяно-мышьякового оруденения с гранодиоритами и гранит-порфирами устанавливается лишь для комплексных ртутно-сурьмяно-золоторудно-редкометалльных (сфлюоритом) месторождений. Такое оруденение приурочено, преимущественно, к интенсивно аргиллизированным алевроспесчаникам, гранодиоритам и гранит-порфирам (Кончоч). Кварц-антимонитовые и кальцит-антимонитовые (Пиндар, Парз, Чаррога) проявления также обнаруживают признаки парагенетической связи с штокобразными телами гранитоид-порфиров.

Размещение ртутных, сурьмяных месторождений и рудопроявлений, а также интрузивных пород в масштабах рудных зон контролируется нередко одними и теми же разломами. Примером могут служить упомянутые выше рудопроявления Сарыдевол, Чульбой, Каракуль, месторождение Кончоч, Кумарх-Тагобикульское рудное поле, Учкадо и некоторые золото-сульфидные месторождения (Гиждарва, Чашманият и др.), на площади которых интрузивные образования располагаются либо вблизи минерализованных зон дробления, либо непосредственно вмещают оруденение (Кончоч, Учкадо, Чоррога, Тагобикуль, Кумарх, Гиждарва, Чашманият и др.). О тесной пространственно-структурной связи определенной группы сурьмяных и ртуть- и сурьмосодержащих месторождений (Актерек, Турук, Сарылах, Мерчисон, Блу-Спек, Каракате) с интрузивами кислого и основного состава различных регионов указывают [11, 1, 18].

Наши данные [24] показывают обогащенность ртутью изверженных глубинных пород, выполняющих трубки взрыва, однако преимущественно за счёт наложенного оруденения. Интересна в этом отношении обнаруженная в последние годы ртутная минерализация в дайках лампрофиров и базальтоидов щелочного состава (шгольня №40 на Кончочском, Каракульском месторождениях и т.д.). На обогащенность ртутью трахиандезитов указывали [2 и др.]. Наложённый характер ртутного оруденения по отношению к вулканно-купольным структурам и массивам вулканических пород пироксеновой субфации и кислым экструзивным и экструзивно-интрузивным породам Закарпатья отмечался в работе [14]. Кроме высказанных основных точек зрения в отношении источника и связи ртутно-сурьмяного оруденения, следует учесть и процессы гидротермального изменения боковых пород, что имеет немаловажное значение для выяснения некоторых вопросов генезиса месторождений.



Установлено [24, 29], что гидротермальному изменению (окварцевание, березитизация, серицитизация, аргиллизация, карбонатизация) подверглись в равной степени как осадочные, так и магматические вмещающие породы. При этом особое внимание было уделено нами изучению процессов березитизации, окварцевания, джаспероидизации, аргиллизации и карбонатизации, являющихся ведущими в ряду околорудных изменений и имеющими прямое отношение к формированию кварц-арсенопиритового, кварц-арсенопирит-сфалеритового, сфалерит-сульфосольно-полисульфидного и антимонит-киноварного (с мышьяком) оруденения [24]. Определенное родство процессов изменения магматических и вмещающих их осадочных пород растворами, породившими разнотипную сульфидную (кварц-арсенопирит-сфалерит-блэкклорудную и ртутно-сурьмяную с реальгаром) минерализацию, наиболее четко отмечается на комплексных (Кончоч) и золото-сульфидных (Гиждарва, Чапманият) месторождениях. Поскольку на площадях развития ртутно-сурьмяного оруденения флюорит образует значительные скопления, то происхождение флюоритовой минерализации можно связать с гидротермально-метасоматическими процессами. При этом важную роль играет околорудное выщелачивание вмещающих пород. По Д.С.Коржинскому (1957), такой процесс вызывается растворами, связанными с гранитоидными интрузиями.

Размещенные резко различные по составу оруденения на месторождении Кончоч и широко проявленное телескопирование с образованием комплексных руд сложного состава даёт возможность охарактеризовать рудоносные растворы Кончоча как "неотсепарированные", многокомпонентные. Поступление такого ряда растворов возможно в тех случаях, когда они двигаются по предварительно прогретым рудовмещающим каналам. При этом не происходит последовательного выделения тех или иных компонентов, а все они привносятся к местам локализации, где формируется сложный комплекс рудных минералов, отлагавшихся на первых этапах гидротермального процесса. Такое предположение говорит также об общности путей внедрения интрузии и последующего проникновения рудоносных растворов.

По данным [25], где производилось определение ртути в различных интрузивных породах из района указанного месторождения, в неизменных порфировидных роговообманково-биотитовых гранитах Гиссарского плутона содержание ртути колеблется от  $2.5 \cdot 10^{-6}$  до  $3.0 \cdot 10^{-6}$ , в аплитовидных биотитовых гранитах (сай Паришон) оно равно  $2.5 \cdot 10^{-6}$  %, в тоналитах (сай Шадон, Искандеркуль) составляет  $7.2 \cdot 10^{-6}$ , гранодиоритах (сай Рапевт, р. Фандарья), кварцевых диоритах и гранодиорит-порфирах (Пиндар) -  $5.5-6.0 \cdot 10^{-6}$  %. Концентрация ртути возрастает от гранитоидов Гиссарского плутона ( $1.0 \cdot 10^{-6}$ %) по направлению к щелочным габброидам и базальтоидам (до  $6.0 \cdot 10^{-6}$  %), а также анальцитовым диабазам (до  $3.0 \cdot 10^{-6}$  %), что значительно ниже кларка этого элемента. В слабоизменённых гранит-порфирах -  $2.0 \cdot 10^{-4}$ , изменённых разностях до  $9.0 \cdot 10^{-3}$ , а в интенсивно изменённых разностях Кончочского месторождения, расположенных в зоне Каракульского разлома, содержание ртути повышается до  $3.0 \cdot 10^{-2}$  %, в гранодиорит-порфирах оно колеблется от  $1.0 \cdot 10^{-5}$  в неизменённых и  $5.1 \cdot 10^{-5}$  % - слабо изменённых, до  $9.0 \cdot 10^{-4}$  в изменённых и  $2.0 \cdot 10^{-3}$  % - интенсивно изменённых гранит-порфирах [24].

С зонами разломов различного заложения связаны серия разнообразных интрузивных пород и сурьмосодержащие оловянные, сульфидно-золоторудные и полиметаллические и др. месторождения Зеравшано-Гиссарского рудного пояса и Юго-Восточного Памира. Поэтому нам представляется важным рассмотреть вопрос о их связи и времени проявления с сурьмяно-ртутно-золотосодержащей и сурьмосодержащей оловянной и свинцовой минерализацией в постмагматическом процессе.

Силикатно-сульфидно-касситеритовый тип оруденения широко распространён в Пасруд-Ягнобской рудной зоне, где расположены сульфид- и сурьмосодержащие оловянные месторождения (Тагобикуль, Кумарх). Рудовмещающими породами являются терригенно-карбонатные толщи PZ<sub>2</sub>, осложнённые интрузивными породами (диориты, гранодиориты, граниты) и контролируемые Гиссаро-Каротегинским краевым разломом, чем

объясняются совмещённое расположение оловянных и сурьмяных руд в одних и тех же структурах и наличие в оловянных рудах попутного антимонита. Вмещающие породы изменены гидротермальным метаморфизмом и подверглись грейзенизации различной интенсивности. На западном фланге Тагобикульского месторождения оловянное оруденение количественно уменьшается, а кварц-антимонитовые жилы уничтожены эрозией; для восточной части участка характерны жилы кварц-турмалиновой ассоциации. На Кумархе сурьмяная с золотом минерализация сечёт оловянное оруденение и накладывается на него. Здесь кварц в жилах слагает их зальбанды, а турмалин - сульфидные с касситеритом заполняют центральные части жил. С глубиной прослеживаются элементы вертикальной зональности, количество антимонита и галенита уменьшается, появляются арсенопирит, сфалерит, касситерит, станнин, пирит и золото. Температура декрепитации кварц-турмалин-касситерита составляет  $400-380^{\circ}\text{C}$ , сфалерита -  $310-300^{\circ}\text{C}$ , друзовидного кварца -  $360-350^{\circ}\text{C}$ , антимонита -  $270-200^{\circ}\text{C}$  [26, 4]. В центральной части прожилков локализуется оловянное оруденение (Мушистон), затем переходящие к полиметаллическому (Хирасанг, Конинукра) и сурьмяно-полиметаллическому (Пагна) на удалённом от интрузива зоны, завершая рудный этап на флангах Казнокского рудного поля [27].

Касситерит-сульфидный тип минерализации локализован в разрезе песчано-сланцевой толщи перми и эффузивно-карбонатных пород юры Юго-Восточного Памира (Заречное). Месторождение Заречное приурочено к северному крылу Тахтамышской антиклинории и осложнено Мургабским, Карабелесским надвигами широтного простирания [28]. К последним зонально приурочены оловянная, свинцовая и сурьмяная минерализаций. Основная масса олова со свинцовой минерализацией локализована в сильно смятой зоне в нижнем поднадвиговом ярусе, а сурьмяная минерализация - в висячем боку надвига и его верхних горизонтах, где основная роль принадлежит структуре типа экранирования.

Размещение сурьмяно-ртутно-золотосодержащих и сурьмосодержащих редкометалльных месторождений и в равной степени магматических пород контролируется одними и теми же долгоживущими разломами, указывая на пространственную и, возможно, парагенетическую связь комплексных ртутно-сурьмяных месторождений (Кончоч, Чоррога, Рарз, Пиндар и др.), как с кислыми, так и с щелочными базальтоидами, а оловянных сурьмосодержащих месторождений Тагобикуль-Кумархского рудного поля с гранитоидами. Однако о степени этой связи судить пока ещё трудно, так как минеральные комплексы сурьмяно-ртутных и силикатно-сульфидно-касситеритовый тип месторождений связаны с различными стадиями, но единых рудогенерирующих очагов магматического рудного процесса. Касситерит-сульфидное рудопроявление Заречное "оторвано" от конкретных интрузивов, и его, по мнению В.П.Федорчука, можно отнести к телетермальному ряду гидротермальных месторождений. Антимонит в виде попутного минерала или примесей содержится в рудах ряда месторождений других генетических типов. При обогащении оловянного оруденения параллельно с основными концентратами можно получить значительное количество концентрата сурьмы.

Таким образом, золоторудные, сульфидно-полиметаллические, сурьмяные, сурьмяно-ртутные и сульфид- и сурьмосодержащие оловянные месторождения в регионе связаны с мантийными источниками, что согласуется с активно развиваемой в последние годы идеей о сверхглубинных расплавно-флюидных плюмах [30-34 и др.], зарождающихся в нижней мантии или на границе ядро-мантия и их «дочерних» диапирх, которые могли оказывать заметное влияние на эндогенные процессы в верхней мантии и земной коре.

#### Литература

1. Федорчук В.П. Геология сурьмы. М.: Недра, 1985. 207с.
2. Баратов Р.Б. Интрузивные комплексы Южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе: Дониш, 1966. 365с.
3. Блохина Н.А. Минералогия, геохимия и условия образования золото-сульфидных месторождений в формации магнезиальных скарнов (Центральный Таджикистан). Душанбе: Дониш, 1981. 248с.



4. Геология околорудных районов и месторождений Казахстана и Средней Азии. Ефименко В.Н., Ишан-Шо Г.А., Гутенко Н.А. и др. Алма-Ата, 1982. -С-139-146.
5. Кухтиков М.М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое Душанбе: Дониш, 1969. 289с.
6. Файзиев А.Р. Минералогия и особенности генезиса флюоритовых месторождений Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 362с.
7. Смирнов В.И., Рыженко Л.М. Некоторые особенности образования и формирования ртутных месторождений. В кн. Закономерности размещения полезных ископаемых Т. 1. М.: Изд. АН СССР, 1958.
8. Кузнецов В.А. Закономерности образования и пространственного размещения ртутных месторождений в Алтае-Саянской горной области. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.1., М.: Изд. АН СССР, 1958.
9. Обеленский С.К., Обеленская Р.Б. Связь ртутных месторождений с магматизмом и природа рудоносных растворов. В сб.: Вопросы металлогении ртути. М.: Наука, 1968.
10. Троянов М.Д. Проявление ртутной минерализации в метаморфизованных кремнистых породах. Уч.зап., САИГИМС, Ташкент, вып .6, 1961
11. Бергер В.И. Сурьмяные месторождения. Л.: Недра, 1978.
12. Чайников В.И. Ассоциация касситерит-сульфидного и ртутного оруденения с основными изверженьями породами в Тернейском районе//Геол. рудн. м-й, №2, 1961.
13. Федорчук В.П. Геология ртути. М.: Недра, 1983.
14. Науменко В.В. Рудоконтролирующие факторы золото-полиметаллических и ртутных месторождений советских Карпат. Киев, 1978.
15. Гвалчрелидзе Г.А. Ртутные провинции мира. М.:Недра, 1972.
16. Бетехтин А.Г.О генетической связи гидротермальных образований с интрузиями. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд. АН СССР, 1953.
17. Айдинян Н.Х., Озерова Н.А. Некоторые вопросы ртути. В сб.: Вопросы металлогении ртути. М.:Изд. АН СССР, 1968.
18. Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. Изв. АН СССР, серия геол., №3, 1969.
19. Юсупов Х.М. Основные закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения в Зеравшано-Гиссарском рудном поясе. Душанбе: Дониш, 1978.
20. Айдинян Н.Х., Озерова Н.А. К геохимии ртути в вулканическом процессе. В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1964.
21. Вольнов Б.А., Яковец Б.М. //ДАН Тадж. СССР, т. XXI, №5, 1978.
22. Сургай В.Т. Регионально-геохимические особенности локализации ртути и сурьмы в Тянь-Шане. В сб.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1971.
23. Токовенко В.С. Возможный механизм вторичной сегрегации ртути в Никитовских Куполах. В кн.: Полезные ископаемые Украины. Киев, 1966.
24. Вазиров К.В. Ртутно-сурьмяно-золоторудная формация Центрального Таджикистана и её промышленное значение. Душанбе: Дониш, 1992.
25. Айдинян Н.Х., Могаровский В.В. и др. К геохимии ртути в гранитоидах Гиссарского плутона //Геохимия, №2, 1969.
26. Ишан-Шо Г.А., Ефименко В.Н., Сохибов Ш.С. Минералогия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1982, Вып. 6. -С. 9-16
27. Боймухамедов Х.Н.// ДАН УзССР, 1950, №2. -С.10-12.
28. Пальнов Ю.Д. Новые проявления оловянно-сурьмяной минерализации на Памире //Разведка и охрана недр, 1981, №5.
29. Вазиров К.В., Малахов Ф.А. Метаморфизм рудовмещающих пород сурьмяно-ртутно-золото-и сурьмусодержащих оловянных месторождений Зеравшано-Гиссарского рудного пояса (Южный Тянь-Шань) //Материалы Всероссийской (с международным уча-

ствием) конференции «Геология и геохронология породообразующих и рудных процессов в кристаллических щитах». Апатиты: Изд-во К & М, 2013. С.29-31.

30. Федорчук В.П. Телетермальные месторождения. М.:Геокарт Геос, 2005. 234с.
31. Лутков В.С., Малахов Ф.А. //Вестник Национального университета (Серия естественных наук), № 1/2(81), 2012, с.273-283.
32. Лутков В.С., Малахов Ф.А. //Вестник Национального Университета (Серия естественных наук), № 1/2(81), 2012, с.262-265.
33. Грачев А.Ф. – Физика Земли, 4, 2002. С.3-37.
34. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, СО РАН, 2001. 409 с.



Н.Т.Пак\*, Е.А.Ивлева\*, М.Н.Коккузова\*\*

\*Институт геологии НАН Кыргызской Республики

\*\* ТОО «Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева», Республика Казахстан

СУПЕРКРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА  
В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Месторождения золота, локализованные в черносланцевых толщах, относятся к числу наиболее крупных источников получения этого металла. Суперкрупные месторождения этого типа развиты в различных частях мира - Сухой Лог (Россия), Бакырчик (Казахстан) и др. Крупнейшие из них находятся в Средней Азии на территории Тянь-Шаня. Это Мурунтауская группа в Узбекистане с запасами золота 4000-5000 т и месторождение Кумтор в Кыргызстане с запасами около 1000 т. Основная часть золота в Кыргызстане извлекается из месторождения Кумтор, и на сегодняшний день добыто почти 300 т золота.

## Месторождение Кумтор

Кумтор расположен в Среднем Тянь-Шане и локализуется в тыловодужном магматическом поясе [1] в непосредственной близости от региональной структуры - «линии Николаева». Рудное поле вытянуто в северо-восточном направлении узкой полосой более чем на 15 км и ограничивается тектоническими нарушениями северо-восточного направления. Рудные зоны и тела локализуются в породах джетымтауской свиты (Vdz), сложенной алевролитами, тиллоидами, углеродистыми кремнистыми сланцами, ритмитами карбонат-сланцевого и пирит-микр кварцитового состава. Основной рудовмещающей средой являются углеродсодержащие породы с рассеянной пиритовой минерализацией и халькофильной специализацией.

Золотая минерализация сформирована в связи с образованием различных метасоматических пород и сопровождается брекчированием. На месторождении выявлена следующая последовательность выделения метасоматитов и минеральных ассоциаций [2]: 1. Предрудный этап - серицитолиты (кварц-слоистая ассоциация); 2. Рудный этап: а) калишпатиты (калишпат-кварцевая, пирит-доломитовая, гематит-сидеритовая ассоциации); б) альбититы (альбит-кварцевая, пирит-серицитовая, пирит-карбонатная ассоциации); в) карбонатные метасоматиты (пирит-карбонатная, гематит-сидеритовая, барит-полиметаллическая ассоциации); 3. Пострудный этап - кварц-карбонатная ассоциация.

В пространственном распределении гидротермальных пород отмечается зональность, проявленная как по латерали, так и в вертикальном направлении.

На месторождении наиболее распространенными продуктивными ассоциациями на верхних горизонтах является пирит-карбонат-калишпат-кварцевая с ранним высокопробным золотом. Она состоит из кварца (30-70 %), полевых шпатов (10-50 %), карбонатов (10-20 %), рудных минералов (3-15 %). Кварц крупнозернистый с признаками деформации, грануляции зерен и перекристаллизации. Полевые шпаты (калишпат, альбит) образуют гранобластовые агрегаты зерен призматической и таблитчатой формы с простыми и полисинтетическими двойниками. Полевые шпаты содержат включения тонких иголок рутила, размером менее 0.01-0.02 мм в поперечном сечении, частично серицитизированы. Наложение поздней пирит-гематит-карбонатной ассоциации вызывает регенерацию раннего и отложение позднего золота, что определяет его высокие содержания в рудах Штокверковой зоны и верхних горизонтов Южной рудной зоны. На нижних горизонтах развиты менее продуктивные карбонат-альбитовая и пирит-карбонат-кварцевая ассоциации.

Золото является основным промышленным компонентом руд, содержание которого в рудных телах варьирует в широких пределах. Наиболее распространены содержания золота от 2 до 8 г/т, однако местами встречаются содержания в несколько десятков г/т, а в единичных случаях сотни г/т. Золото представлено в самородном виде, в незначительной

степени в виде теллуридов золота и высокосеребристыми интерметаллическими его соединениями. Около 90% всего золота приурочено к гидротермальному пириту, остальное находится в кварце, карбонате, полевом шпате, в углестом материале, шеедите. В вышеперечисленных минералах золото развито в виде мелких (от тысячных до десятых долей мм) включений в сростаниях с другими сульфидами (халькопиритом, пирротинном и др.) и теллуридами (калаверитом, креннеритом, алтаитом и др.). Главным рудным минералом во всех метасоматитах является пирит, его средние содержания составляют 12%. Он же является главным минералом-концентратором золота. Золотоносный пирит развит в виде тонких прожилков и вкрапленности в метасоматически измененных породах.

Морфология пирита гидротермального этапа изменяется от ранних стадий к поздним от куба через пентагондодекадр до октаэдра [3]. На рис. 1 показаны главные формы пирита по стадиям. Кроме этих форм присутствуют и другие, но в меньших количествах, и они выступают как второстепенные.










Этап	Осадочный, диагенетический	Гидротермальный				
		Дорудная	Рудная			Пострудная
Стадия		Кварц-слоистая	Калишпатовая	Альбититовая	Карбонатная	Кварц-карбонатная
Температура, °С	600					
	500					
	400					
	300					
Главные формы пирита						
						

Рис. 1. Стадийность, температуры формирования и морфология пирита на месторождении Кумтор

## Месторождения Мурунтауской группы

Эти месторождения (Мурунтау, Даугызтау, Амантайтау) находятся на западном продолжении геотектонических структур Южного Тянь-Шаня. Рудные поля этих месторождений локализуются в пределах зоны «повышенной проницаемости» мощностью 3-4 км [4]. Месторождение Даугызтау находится на юго-западе, Мурунтау – на северо-востоке, а Амантайтау между ними, ближе к юго-западу. Все они расположены в черносланцевой толще (O<sub>2</sub>-S<sub>1</sub>) бесапанской свиты, которая разделена на 4 подсвиты. Литологический состав подсвит следующий: 1) углеродисто-кремнистые, кремнистые, углеродисто-кварц-слоистые сланцы, метаалевоолиты, кремнистые прослои; 2) песчаники, алевролиты, углеродисто-слоистые-кварцевые, карбонатные, аргиллитовые сланцы с прослоями гравелитов; 3) алевролиты, аргиллитовые сланцы, песчаники, гравелиты, андезиты и их туфы, линзы известняков и кремней (пестрая подсвита); 4) песчаники кварцевые и кварц-слоистые, алевролиты, аргиллитовые сланцы (зеленая подсвита).

Характерной особенностью рудовмещающих пород является постоянное присутствие углеродистого вещества, придающее породам темную окраску. Его концентрации меняются от сотых долей до 3-5%. Нередко обнаруживаются углеродисто-глинистые, углеродисто-слоистые, углеродисто-кремнистые сланцы с более высокими содержаниями уг-



листоного вещества. Также характерно постоянное присутствие в них сульфидов. Содержания сульфидов колеблются от сотых долей до 3-5%, а в отдельных смяях мощностью до 1 м достигают 15-20%. Подавляющая часть сульфидов представлена пиритом.

Средние фоновые содержания золота в метапесчаниках первой и второй подсвет, песчаниках пестрого и зеленого бесапана составляют 3.5-9.0 мг/т, среднее по всем типам пород – 5.8 мг/т. Более высокие фоны золота, достигающие 150-250 мг/т (среднее 6.5-23.4 мг/т), характерны для углеродистых сланцев, с которыми ассоциируется осадочно-диагенетическая сульфидная минерализация (пирит, гораздо реже другие сульфиды).

Даугызтау-Амантайтау-Мурунтауская структура находится в зоне влияния разновозрастных (C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>) Бельтауской и Сардаринской гранитоидных интрузий, не выходящих на поверхность [5]. Глубина залегания по геофизическим данным различна. Скважина СГ-10 на восточном фланге Мурунтауского рудного поля на глубине 4005 м вскрыла лейкократовые граниты, названные впоследствии Мурунтауским скрытым гранитоидным интрузивом.

Сравнивая приведенные характеристики (табл.) между собой, можно отметить многие черты сходства этих месторождений между собой. Месторождение Кумтор имеет промежуточные характеристики между месторождениями Даугызтау и Амантайтау. Таким образом, на месторождении Кумтор можно предполагать наличие интрузии на глубине 4-5 м. Поисковые работы необходимо вести с учетом поисковых критериев, применяемых в Кызылкумах, где находятся хорошо изученные крупные и гигантские золоторудные месторождения подобные Кумтору.

#### Модель формирования месторождения Кумтор

Согласно существующим течениям, в сфере рудообразования сформировались три основные модели образования месторождения Кумтор – модель магматогенно-гидротермального рудообразования, модель стратиформного (метаморфогенно-гидротермального) рудообразования и модель полигенно-полихронного рудообразующего процесса со смешанным источником рудообразующих компонентов.

Крупные золоторудные, комплексные золото-платиновые и золото-платиноидно-редкометалльные месторождения в черносланцевых отложениях чаще всего формируются в рифтогенных зонах, сводово-глыбовых и террейновых структурах, в зонах тектономагматической активизации [6-8]. В их образовании участвуют либо внутрикоровые гранитоидно-рудно-метасоматические, либо мантийные магмофлюидодинамические, либо совмещенные полигенные-полихронные рудообразующие системы. Рудообразование на таких месторождениях обеспечивается процессами глубинного диапиризма и связанными с ними гидротермально-метасоматическими явлениями.

Формирование месторождения Кумтор во многом является аналогичным формированию других крупных месторождений золота в черносланцевых толщах.

На основе изучения имеющихся геологических материалов, новых данных по геодинамической эволюции Тянь-Шаня и абсолютному возрасту нами предлагается модернизированная по отношению к существующим геодинамическая модель [9] формирования месторождений кумторского типа (рис. 2), которая состоит из 4 основных этапов. За основу взята модель формирования Сухого Лога [10], с которым Кумтор имеет много общего.

**1 этап. Осадкообразование в вендском рифтогенном внутриконтинентальном прогибе.** Раннерифейско-вендский период развития земной коры характеризуется повсеместным проявлением рифтогенеза. На современной территории Кыргызстана в позднем рифее - раннем венде континентальный рифтогенез привёл к деструкции континентальной и новообразованию океанической коры (Сакский палеоокеан). В позднем венде здесь накопились мощные (до 3000 м) серии тиллоидных отложений, алевролитов, аргиллитов, углеродистых и кремнистых сланцев (джетымская серия). Содержание углестого вещества, представленного в основном антраксолитом, составляет в породах джетымской серии от 0.1 до 10%, редко достигая 18%.

Сравнительная характеристика месторождений Мурунтауской группы и Кумтора (составлена по материалам С.И.Аникина [2]; С.Н.Пака[4]; Золоторуднос...,[5])

Месторождения	Даугызтау	Амантайтау	Мурунтау	Кумтор
Вмещающие породы	Бесапанская свита (O <sub>2</sub> -S <sub>1</sub> ): углеродисто-кремнистые, углеродисто-слюдистые сланцы, алевролиты, кремнистые прослои, песчаники, углеродисто-слюдистые-кварцевые, карбонатные, аргиллитовые сланцы, андезиты и их туфы, линзы известняков и кремней.			Джетымтауская свита (Vdz): алевролиты, углеродисто-кремнистые сланцы, тиллоиды, углеродистые филлиты
Интрузивные породы	Бельтауский и Сардаринский гранитоидные массивы (C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub> )		Мурунтауская гранитоидная интрузия	?
Золоторудная формация	Золото-сульфидная	Золото-кварц-сульфидная	Золото-кварцевая	Золото-сульфидная
Кольцевые структуры, диам. км	10-11	8	3	?
Глубина залегания гранитных интрузий, км	5	3-4	4	4?
Дайки, кол-во	единицы	десяток	комплексы	единицы
Метасоматиты и изменения	Серицитолиты Альбититы Карбонатные метасоматиты, графитизация	Серицитолиты Альбититы Карбонатные метасоматиты, графитизация	Биотитизация Альбититы Калишпатиты Карбонатные метасоматиты	Серицитолиты Калишпатиты Альбититы Карбонатные метасоматиты
Сульфиды, %	5-6	15	1-1.5	12
Кварц в рудах, %	30-35	40-45	90-95	до 20-30
Доля самородного золота в рудах, %	единицы	40	80	до 20
As в пирите, %	2.8	0.45	0.18	0.4
Температура, Т°С	200-250	300-350	450-500	180-270

На этой стадии формирования месторождения произошло первичное накопление тонкодисперсного золота в породах джетымской серии. Наибольшим средним содержанием золота среди пород джетымской серии обладают углеродистые породы, хотя распределение золота в породах весьма неравномерное. Благоприятным фактором является также наличие сингенетичного пирита в углеродистых сланцах. Содержание золота в таком пирите достигает 0.14%. Пирит син-, диагенетический образует мелкие прослои, субпараллельные слоистости вмещающих пород в углеродисто-серицитовых сланцах и др. Наибольшие концентрации седиментогенного пирита связаны с углеродсодержащими и углестыми разностями филлитов.



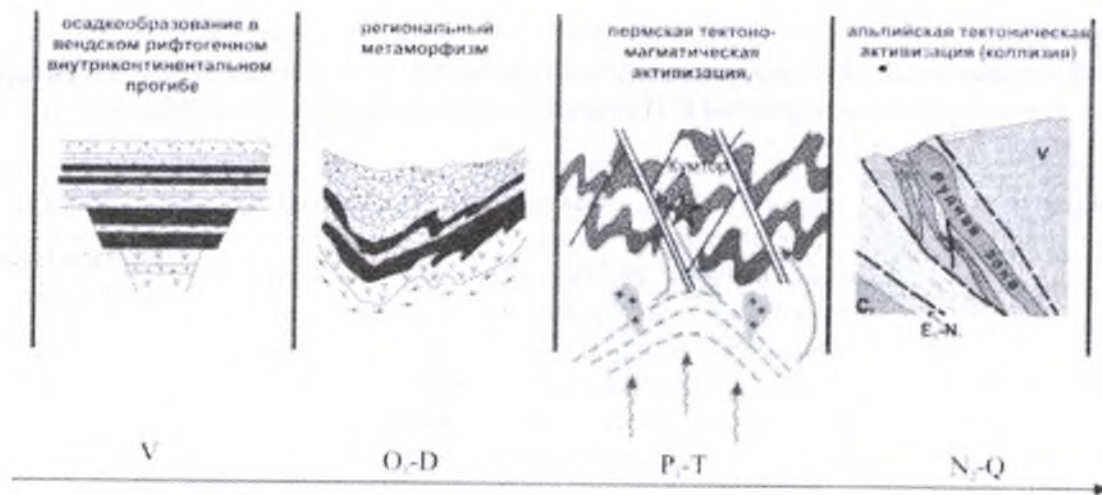


Рис. 2. Генетическая модель формирования месторождения Кумтор

**2 этап. Региональный метаморфизм** приурочен к концу ордовика (O<sub>3</sub>) и продолжался, возможно, в девоне. Вендские породы Среднего Тянь-Шаня, в том числе рудомещающие толщи Кумтора, были погружены на глубину и подверглись зеленосланцевому метаморфизму.

**3 этап. Постколлизонная пермская тектоно-магматическая активизация, рудообразование.** Этот этап является основным в формировании золотого оруденения. После закрытия Туркестанского палеоокеана (300 млн. лет) в конце карбона и последовавшей за этим коллизией в Тянь-Шане наступила постколлизонная платформенная активизация. При этих процессах произошло внедрение большого количества интрузивных тел. На гистограмме распределения возрастов палеозойских гранитоидных интрузий в Тянь-Шане (рис. 3) [11] хорошо видна возрастная граница между субдукционными гранитами, относящимися к закрытию Туркестанского палеоокеана, и гранитами, образовавшимися в постколлизонное время. Граница между ними проходит в районе 300 млн. лет.

По имеющимся публикациям отечественных исследователей [14], известково-щелочной магматизм надсубдукционной зоны датируется как 320-300 млн. лет, а постколлизонный более щелочной магматизм Южного Тянь-Шаня как 300-280 млн. лет. Возраст основного промышленного оруденения на крупнейших золоторудных месторождениях Тянь-Шаня по последним данным так же падает на этот возрастной интервал (рис.3). Для месторождения Мурунтау возраст основной стадии промышленной золоторудной минерализации определен как  $287.5 \pm 1.7$  млн. лет [12].

Возраст, млн. лет.

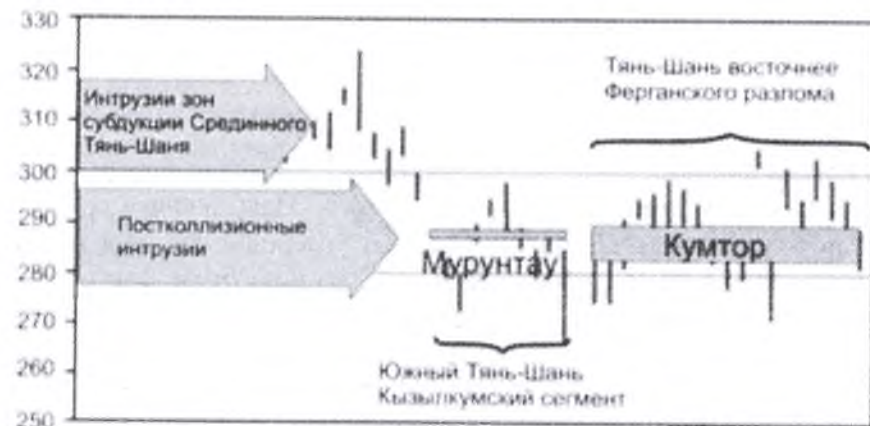


Рис. 3. Гистограмма возраста интрузий в Тянь-Шане (вертикальные линии) [11]. Прямоугольники показывают возраста двух месторождений: Мурунтау в Южном Тянь-Шане [12] и Кумтор в Среднем Тянь-Шане [13].

Образование основной промышленной золоторудной минерализации и связанных с ней метасоматитов на месторождениях Кумтор и Мурунтау совпадает по времени и соответствует возрасту внедрения постколлизонных гранитоидов (P) Среднего и Южного Тянь-Шаня (рис. 4). Полное завершение процессов рудообразования и связанного с ним метасоматоза на месторождении Кумтор произошло позднее, примерно в поздней перми, возможно, в раннем триасе, когда господствовала обстановка растяжения земной коры (тафрогенез) в Тянь-Шане, с чем согласуются и данные по определению абсолютного возраста оруденения.

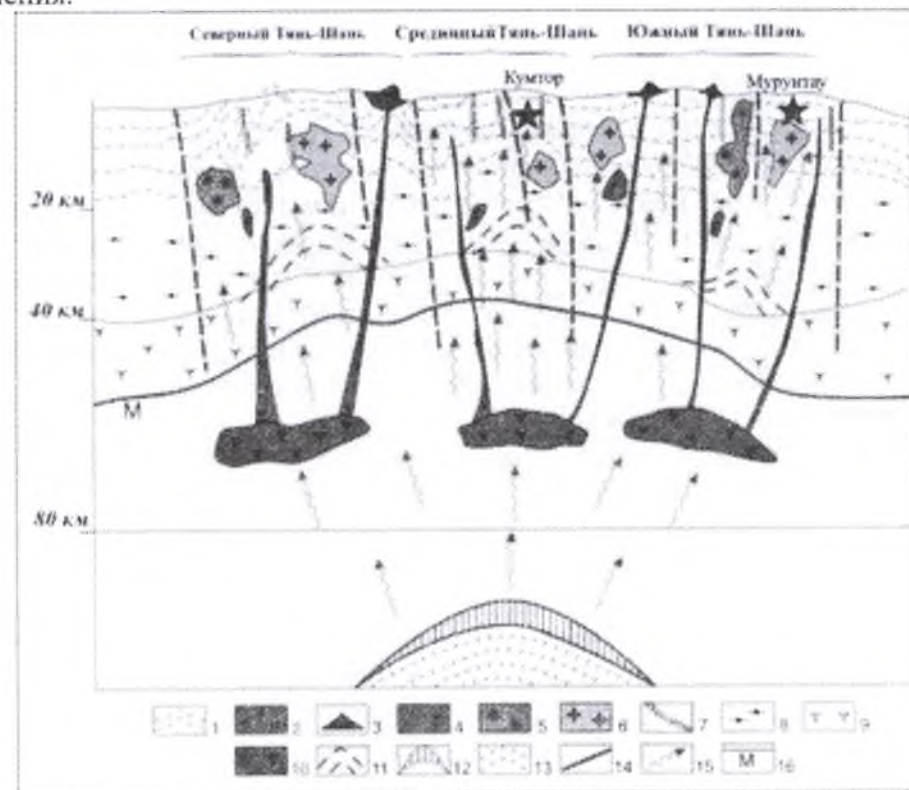


Рис. 4. Модель формирования золоторудных месторождений Тянь-Шаня в пермское время. 1) седиментная кора; 2) излившиеся андезиты-базальты и магмоподводящие каналы; 3) вулканические постройки; 4) габбро-базиты; 5) сиениты; 6) гранитоиды; 7) дайковые комплексы; 8) высокометаморфизованные породы; 9) базальтовый слой коры; 10) участки концентрации базальтоидного расплава в астеносфере; 11) внутрикоровые диапиры зоны формирования средних, кислых и основных расплавов; 12) глубинные расплавы диапира; 13) зоны частичного плавления глубинного диапира; 14) глубинные разломы; 15) глубинные флюидопотоки; 16) граница Мохоровичича.

По своим петрографическим и геохимическим характеристикам постколлизонные интрузивы пермского возраста в Тянь-Шане очень разнообразны и, по-видимому, были образованы на разных глубинах. Происхождение ряда интрузивов пермского возраста связывают с магматическими источниками [15]. В качестве глобальных генерирующих механизмов для рудообразующих флюидов, для месторождений, подобных Кумтору, большинство исследователей предполагает также астеносферные магматические потоки, которые проникали в верхние уровни коры по глубинным разломам. Эти флюидопотоки, попадая в коровые условия, порождали формирование средних, кислых, основных и щелочных расплавов [7], а также служили источником формирования месторождений. Сutura Туркестанского палеоокеана могла служить проводником для глубинных флюидов. Большая часть золота на месторождении Кумтор, вероятнее всего, была привнесена гидротермальными потоками, а часть золота была ремобилизована из вмещающих черносланцевых пород, содержащих повышенное количество золота.

Ранее некоторые исследователи этап рудообразования на месторождении Кумтор связывали с субдукционными процессами закрытия Туркестанского палеоокеана.



4 этап. Альпийская тектоническая активизация (коллизия). Деформации альпийского этапа привели к формированию современного рельефа, а также к осложнению и деструкции первоначальной структуры Кумторского рудного поля, в частности сформировался мощный Кумторский надвиг пород рудовмещающего разреза на палеоген-неогеновые отложения.

#### Заключение

Для Кумторского рудного поля предложена усовершенствованная модель образования, предусматривающая 4 стадии.

1 стадия. Осадкообразование в вендском рифтогенном внутриконтинентальном прогибе.

2 стадия. Региональный метаморфизм.

3 стадия. Пермская тектоно-магматическая активизация.

4 стадия. Альпийская тектоническая активизация (коллизия).

Данная модель отличается от существующих моделей в некоторых принципиальных деталях и требует дальнейшего обсуждения и развития. Разработанные модели показывают, что условия формирования их во многом повторяют цепь идентичных процессов, только с разницей во времени начального этапа. Для этих месторождений характерны: многоступенчатость процессов, связанных с неоднократной активизацией конкретного региона, приуроченность к поднадвиговым зонам меланжа и надинтрузивным частям разреза, мощные масштабы метасоматоза, изменчивый состав измененных пород, упорядоченная метасоматическая зональность.

В Кумторском рудном поле все отдельные участки рудного поля представляют собой единую непрерывную рудную зону, которая протягивается на 20 км, а геохимические ореолы золота на 50 км. Необходимо проведение детальных поисков и разведка всей рудной зоны. Это может привести к увеличению запасов золота до 2-4 тыс. тонн. Также необходимо возобновить проведение ревизионных и поисковых работ в районах развития углеродистых, черносланцевых отложений других регионов. Это может привести к открытию новых месторождений. Например, в результате поисковых работ, на территории Китая недавно открыто новое месторождение золота "Кати" в черных сланцах. Оно расположено на восточном продолжении структур Южного Тянь-Шаня в 75 км от восточной границы Кыргызстана (рис. 5).



Рис. 5. Схема размещения месторождения Кумтор и нового месторождения золота Кати (Kati) в черных сланцах в Южном Тянь-Шане на территории Китая

#### Литература

1. Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез. – Бишкек: Илим, 2010, 223 с.
2. Аникин С.И. Геология и минералого-геохимические особенности золото-теллур-редкометалльного оруденения в углеродистых толщах. Бишкек, 1992. 22с.
3. Пак Н.Т. Метасоматические ряды и эволюция форм пирита на золоторудных месторождениях Кыргызстана // Известия НАН Кырг. Респ., №4, 2005. С. 91-97.
4. Пак С.Н. Факторы локализации, критерии прогнозирования и поисков месторождений золота в черносланцевых толщах Центральных Кызылкумов. // Автореф. дисс. к. г-м. наук. Фрунзе, 1991. 20с.
5. Золоторудное месторождение Мурунтау. – Ташкент: Фан., 1998, 540с.
6. Дженчураева Р.Дж. Металлогения золота и золоторудные месторождения основных этапов геодинамической эволюции Тянь-Шаня //Геология золоторудных месторождений Кыргызстана. – Бишкек: Илим, 2006. с.7-27.
7. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. - Томск: Изд-во ТПУ, 2006. - 327 с.
8. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. - Алматы, 2011.- 272 с.
9. Ивлева Е.А., Пак Н.Т. Модель формирования суперкрупного месторождения золота Кумтор //Гигантские месторождения золота. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана / Материалы международного симпозиума. - Алматы, 2014. С.107-110.
10. Дистлер В.В., Юдовская М.А. Золотые руды месторождения Сухой Лог: соотношения метаморфизма и магматогенно-гидротермальной активности//Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования, задачи прикладных исследований". - М: ИГЕМ РАН, 2010. Т.1, с. 30-32.
11. Seltmann, R., Konopelko, D., Biske, G., Divaev, F., Sergeev, S. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt // Journal of Asian Earth Sciences, vol. 42, 2011. P. 101-838.
12. Morelli, R., Creaser, R.A., Seltmann, R., Stuart, F.M., Selby, D., Graupner, T., 2007. Age and source constraints for the giant Muruntau gold deposit, Uzbekistan, from coupled Re-Os-He isotopes in arsenopyrite. Geology 35 (9), 795-798.
13. Mao, J., Konopelko, D., Seltmann, R., Lehmann, B. et al. Postcollisional age of the Kuntor gold deposit and timing of Hercynian events in the Tien Shan, Kyrgyzstan // Economic Geology, vol.99, 2004. P. 1771-1780.
14. Solomovich, L., Trifonov, B. 2002. Postcollisional granites in the South Tien Shan Variscan Collisional belt, Kyrgyzstan. JournalofAsianEarthSciences, vol.21, p.7-12.
15. Соломович, Л.И. Петрология и рудоносность монзонит-сиенитовой ассоциации в Тянь-Шане // Петрология и рудный потенциал изверженных пород в Тянь-Шане. – Фрунзе: Илим, 1997. с.102-120.



А.Ю.Кисин, А.В.Томилина, М.Н.Сивков

Институту геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУБИНА В МРАМОРАХ (НА ПРИМЕРЕ УРАЛА)

Рубины в мраморах известны человечеству с глубокой древности и интерес к этим камням не снижается, поскольку именно с мраморами связаны рубины наиболее высокого качества. Несмотря на это, геология месторождений данного типа все еще изучена недостаточно хорошо. Отчасти это объясняется географией размещения данных месторождений на Земле: преимущественно в экономически слабо развитых странах Юго-Восточной Азии, Восточной Африки, на острове Мадагаскар. Отработка месторождений зачастую проводится нелегальными старателями и местными крестьянами, не обладающими соответствующими геологическими знаниями. Периодически появляющиеся в научной литературе статьи касаются преимущественно результатов исследований различными современными лабораторными методами самого объекта добычи – рубина, и сопутствующих ему минералов, порой приобретенных у дилеров или пересланных посылками. За редким исключением, специалистами-геологами эти месторождения почти не изучались. Добавим также, что мраморы хорошо карстуются и зачастую объектами отработки являются аллювиальные россыпи и карстовые отложения.

На территории бывшего СССР, на Памире и Урале рубины в мраморах были обнаружены в 70-80-х годах прошлого столетия с разницей в 1-2 года, и изучалась независимо двумя группами исследователей. На Памире исследования в той или иной мере проводили С.Н. Ананьев, Э.А. Дмитриев, С.И. Коноваленко, А.К. Литвиненко, Л.Н. Россковский, А.М. Скригитиль, Е.Н. Терехов, Шамси-Заде и др. На Урале аналогичные исследования с 1979 года проводились одним из авторов (А.Ю.К.). Результаты исследований уральских проявлений, выполненных до развала СССР, легли в основу принципов прогнозирования месторождений рубина данного типа, а представления о геологии и генезисе месторождений изложены в монографии и ряде статей [2, 3 и др.]. Разные регионы, разные группы исследователей породили соответственно и разные подходы и представления по ключевым позициям геологии и генезиса этих интересных образований. Большинство исследователей месторождений рубина на Памире и других регионов придерживается точки зрения, высказанной некоторыми европейскими учеными [8, 9 и др.], согласно которой осадочные известняки, обогащенные продуктами размытия латеритных кор выветривания, подверглись региональному высокоградному метаморфизму с образованием корундов [4, 5, 10 и др.]. Однако некоторые исследователи определяющую роль в образовании месторождений рубинов отводят метаморфогенным флюидам, не заостряя внимание на их составе. Поскольку представления по геологии и генезису уральских объектов принципиально отличаются от этой точки зрения, то ниже в тезисной форме изложены их основные положения.

Первое проявление рубинов, Кучинское, было открыто в 1979 году в Кочкарском антиклинории на Южном Урале А.Ю.Кисиним при проверке собственного прогноза. На этом участке в период 1980-87 гг. ПО «Уралкварцсамоцветы» были проведены поисковые и поисково-оценочные работы под руководством первооткрывателя. Это дало возможность собрать большой объем фактического материала, положенного в основу геолого-генетической модели. По результатам использования разработанного прогнозно-поискового комплекса, уже к 1990 году рубиновая минерализация была выявлена в мраморах Мурзинско-Адуйского, Джабык-Карагайского и Суундукского антиклинориев на Среднем и Южном Урале [3]. Общая протяженность рубиноносной полосы составила около 600 км.

Все проявления рубиноносных мраморов приурочены к зональным высокоградным метаморфическим комплексам. Источниками тепла и стрессовых напряжений явились гранито-гнейсовые (или гнейсово-мигматитовые) массивы, в которых метаморфизм пород достигал условий амфиболитовой или низов гранулитовой фаций. К данным массивам обычно приурочены тела анатектических (или ультраметаморфических) гранитов. Морфология массивов брахиформная или куполовидная. Углы падения гнейсовидности пород закономерно возрастают к краям массивов. Субконформно гнейсовидности ориентированы сланцеватость и полосчатость пород метаморфического обрамления, углы падения которых также закономерно возрастают по мере удаления от гранито-гнейсового массива. В том же направлении понижается степень метаморфизма пород. Минерагенической спецификой данных метаморфических комплексов являются миароловые редкометалльные пегматиты с драгоценными камнями (бериллы, топазы, турмалины, кварц).

Кочкарский антиклинорий, где были проведены основные исследования, является типичным представителем крупных гранито-гнейсовых блоков, сформированных во внутриплитном мобильном (коллизиионном) поясе, с ярко проявленным купольным тектоногенезом (рис. 1). Протяженность блока свыше 120 км, при ширине до 28 км. Границы тектонические, типа надвигов падающих под смежные структуры. Купольные структуры сложены гнейсами и гранито-гнейсами, с зональным высокоградным метаморфизмом пород окружения. Уровень метаморфизма пород в ядрах купольных структур достигал условий амфиболитовой фации, а в около- и межкупольном пространстве отвечал условиям эпидот-амфиболитовой фации. Широко проявлены процессы гранитизации, калишпатизации, силификации. Переход от прогрессивного этапа метаморфизма к регрессивному этапу фиксируется появлением анатектических гранитов и становлением дайкового комплекса, в том числе редкометалльных миароловых пегматитов с драгоценными камнями. Прогрессивный этап метаморфизма начался в позднем девоне и охватывал весь каменноугольный период, а регрессивный этап – весь пермский период и, возможно, часть мезозойской эры.

Карбонатные породы входят в состав метаморфического обрамления и представлены различными мраморами (в т.ч. рубиноносными), которые на удалении от гранито-гнейсовых массивов сменяются мраморизованными битуминозными известняками с реликтами фауны визейского времени. Мраморы представлены пластообразными или линзовидными телами, перемежающимися с аналогичными по морфологии телами высокометаморфизованных кристаллических сланцев и амфиболитов, что обычно интерпретируется как «карбонатно-терригенные отложения». Наблюдаемые границы между мраморами, кристаллическими сланцами и амфиболитами чаще всего тектонические. В плане они субконформны границам гранито-гнейсового массива, а углы падения закономерно возрастают по мере удаления от него, вплоть до вертикальных, образуя веер, раскрытый вверх (рис. 2). Это указывает на синтектоническое время зонального метаморфизма и связь с куполообразованием. В условиях стрессовых напряжений и повышенных температур карбонатные породы деформируются преимущественно пластически и текут в направлении наименьшего давления, т.е. обычно вверх. Исследования показали, что наблюдаемая в мраморах полосчатость (рис. 3) контролируется кливажем течения и является результатом неоднократной перекристаллизации. Об этом убедительно свидетельствуют будинаж-структуры и пегматитовая складчатость слоев кварцитов и кварцевых жил (рис. 4).

Карбонатные породы, в т.ч. рубиноносные мраморы, являются частью метаморфического обрамления данных гранито-гнейсовых массивов. На Кучинском участке было выделено 3 типа мраморов: 1) кальцитовый ( $MgO < 0.0n\%$ ); 2) Mg-кальцитовый ( $MgO = 0.n\%$ ); и 3) доломит-кальцитовый [3]. Содержание  $Al_2O_3$  в мраморе 1 типа около 0.18 вес.%, 2 типа – 0.13-0.18%, 3 типа – 0.12-0.10%, в мраморизованных известняках, граничащих с мраморами в красной части метаморфического комплекса, содержание  $Al_2O_3$  достигает 0.22%. Отсюда следует важный вывод, что *рубинсодержащие мраморы по содержанию глинозема принципиально не отличаются от других аналогичных карбонатных образований метаморфического окружения*. Данные типы мраморов встречены и на других проявлениях рубина.



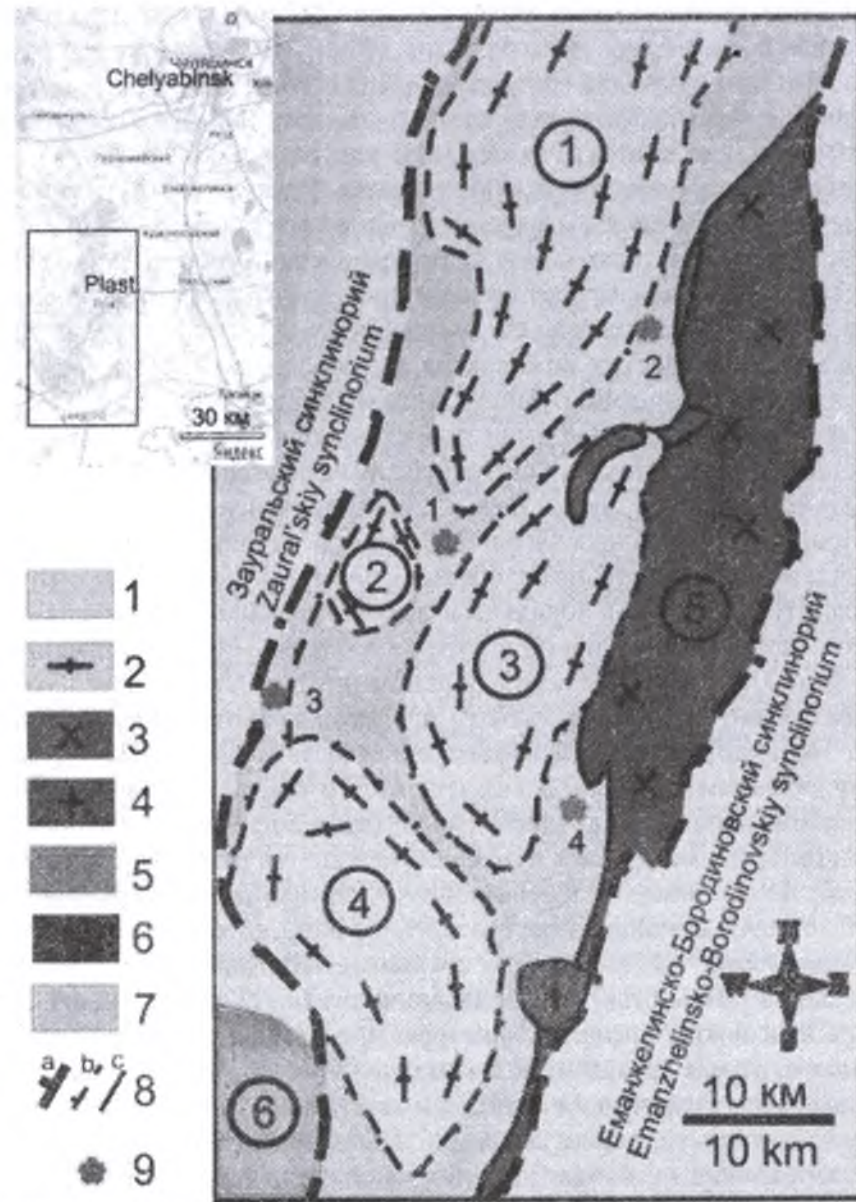


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Кочкарского антиклинория (на врезке – географическое положение).

1 – смежные синклинорные структуры, сложенные преимущественно вулканогенно-осадочными породами (S<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>); 2 – гнейсы, гранитогнейсы, анатектические граниты (Pz<sub>3</sub>), слагающие ядра купольных структур (1 – Варламовская, Еремкинская, 3 – Борисовская, 4 – Санарская); 3 – плагиограниты и гранодиориты Пластовского и Коелгинского интрузивных массивов (C<sub>1</sub>); 4 – граниты биотитовые (C<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>); 5 – сиениты Степнинского массива (C<sub>1</sub>-P<sub>1</sub>); 6 – серпентиниты, талькиты; 7 – породы метаморфического обрамления (кристаллические сланцы с силлиманитом, кианитом, ставролитом; амфиболиты, мраморы, мраморизованные известняки); 8 – границы: а – надвиги, b – тектонические срывы, с – геологические; 8 – проявления рубиновой минерализации в мраморах: 1 – Кучинское, 2 – Чуксинское, 3 – Светлинское, 4 – Андрее-Юльевское.

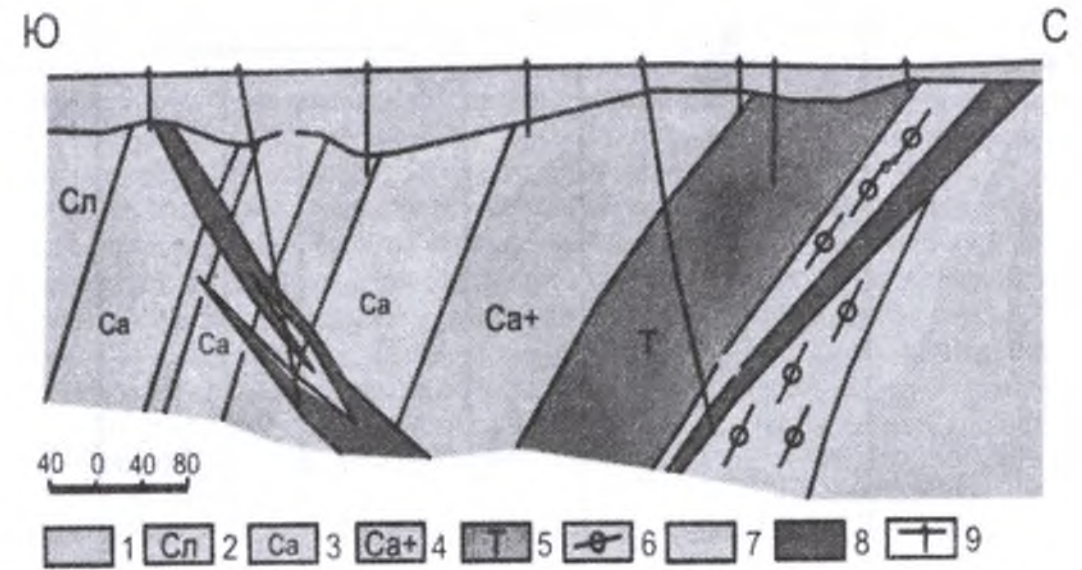


Рис. 2. Схематический геологический разрез зоны метаморфического обрамления на южном окончании Борисовского массива (по Г.Б. Ферштатеру и др., 1994):

1 – рыхлые отложения; 2 – кристаллические сланцы; 3 – мраморы; 4 – мраморы с примесью силикатов; 7 – талькиты; 6 – гнейсы; 7 – гранито-гнейсы; 8 – жильные граниты; 9 – скважины колонкового бурения.

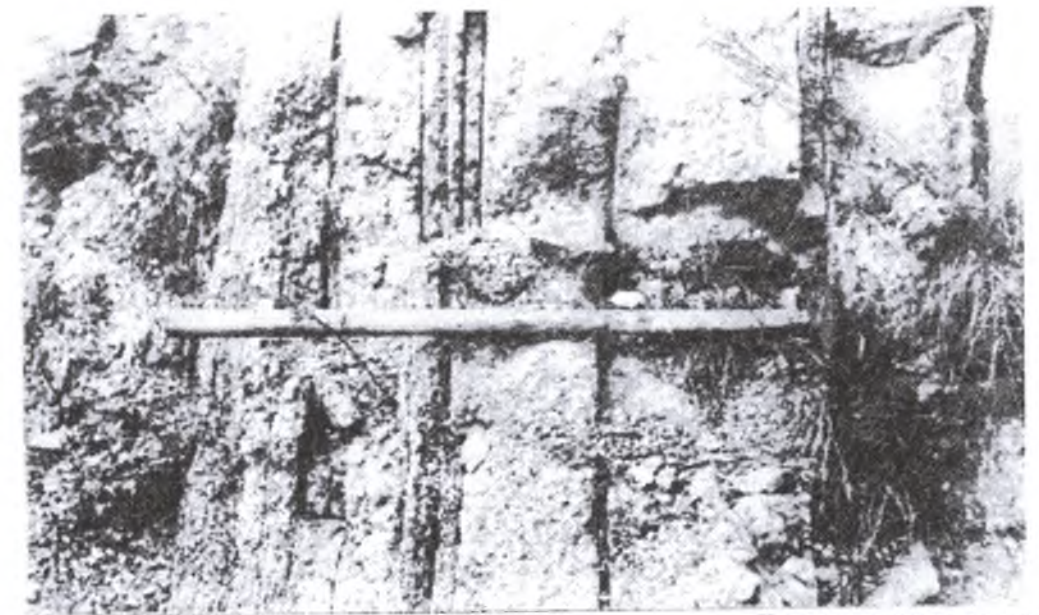


Рис. 3. Кливаж течения в мраморах в борту Кучинского карьера. Длина рукоятки молотка 80 см. Вид по аз. 45°.



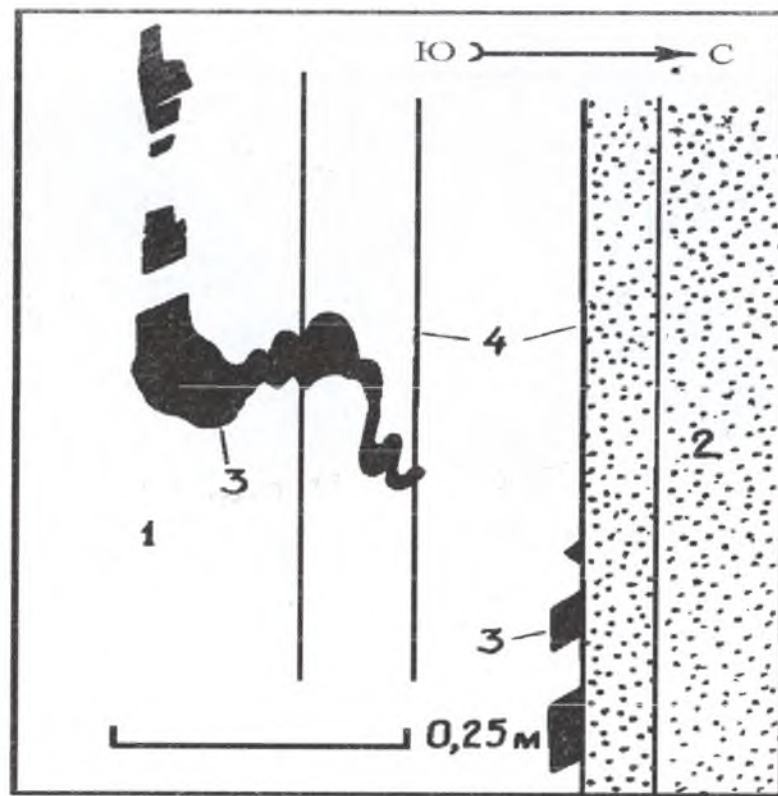


Рис. 4. Будинаж и пегматитовая складчатость жильного кварца в мраморе (зарисовка обнажения) 1 – белый кальцитовый мрамор; 2 – то же, серый; 3 – кварц; 4 – трещины кливажа.

Отметим также, что на всех проявлениях рубина мраморы при раскалывании издают сильный запах сероводорода. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов показывает, что субстратом для мраморов послужили морские известняки.

Геологические данные показывают, что мрамор 1-ого типа образовался в результате рекристаллизации в условиях стрессовых напряжений и пластического течения на прогрессивном этапе высокоградного зонального метаморфизма. Для него характерна полигональнозернистая структура. Он свободен от магния, что, вероятно, связано с процессами *доломитизации* при пластических деформациях. Обычно этот мрамор слагает обширные участки метаморфической толщи и резко доминирует над другими типами мраморов (фонový). Наблюдались и штокообразные реформические внедрения данного мрамора в мраморизованные известняки [2 и др.], что убедительно указывает на его пластическую подвижность в данных условиях. Мрамор 2-ого типа обычно крупно- или гигантозернистый и обычно имеет голубоватый или зеленоватый оттенок. Структура панидиобластовая. Встречается локально среди мраморов 1 типа и с ним нередко связана рубиновая минерализация, совместно с апатитом, пиритом, ангидритом и другими минералами. Этот мрамор контролируется кливажем течения и нередко рассланцован в плоскости кливажа. Границы неотчетливые. Данный мрамор образовался на прогрессивном этапе метаморфизма в результате *перекристаллизации под воздействием метаморфогенных флюидов*. Мрамор 3-ого типа – средне- мелкозернистая, светлая, массивная порода повышенной вязкости. Структура пойкилобластовая. Состоит из кальцита и переменных количеств изометричных зерен доломита. Иногда наблюдаются субграфические структуры за счет тонких ориентированных ламелей доломита в кальците. Двухкарбонатный мрамор образовался по мраморам 1 или 2 типов в результате *магнезиального метасоматоза* на раннем регрессивном этапе метаморфизма, в условиях высокого давления  $\text{CO}_2$ . Он также контролируется кливажем течения, который всегда наблюдается в мраморах на участках с рубиновой минерализацией. Акцессорные минералы: корунд, шпинель, форстерит, норбергит, графит, пирит и др. Чередование мраморов

этих трех типов, контролируемых кливажем течения, создает грубую полосчатость (псевдослоистость), субконформную поверхности куполовидных гранито-гнейсовых массивов. Первичная (осадочная) слоистость не наблюдается ни в одном из этих трех типов мраморов. Следовательно, содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  в них контролируется процессами рекристаллизации и перекристаллизации при участии флюидов.

То, что наблюдаемая в рубиноносных мраморах полосчатость (псевдослоистость) вторичная, кристаллизационная, а не седиментационная, особенно отчетливо видно по их взаимоотношениям с секущими дайками гранитоидов и пегматитов. Часть даек приурочена к трещинам кливажа, а часть сечет кливаж. Мощность даек может достигать многие метры, но может измеряться и первыми миллиметрами. Зоны закалки и перекристаллизации отсутствуют. Трещины кливажа и зоны рассланцевания, наблюдаемые в мраморах 1 и 2 типов, в дайках не прослеживаются. Редкие мелкие ксенолиты мраморов в гранитах по структуре и размерам зерен идентичны вмещающим дайку мраморам. Иногда в мраморе 2 типа наблюдаются извилистые прожилки гранитного состава мощностью всего несколько миллиметров, которые внедрились в межзерновое пространство и по трещинкам спайности в кальците, т.е. *додайковая структура мрамора полностью сохранилась*. Аналогично выглядят многочисленные прожилки гранитного состава, выполняющие трещины кливажа и отдельности в мраморе 1 типа. Иногда сохраняется морфология зерен кальцита в их контактах. Эти факты свидетельствуют о том, что мраморы 1 и 2 типов образовались в *додайковое время*. Все это однозначно указывает на внедрение даек при переходе системы от прогрессивного этапа метаморфизма к регрессивному. Иначе выглядят контакты даек гранитоидов с мрамором 3 типа. В этих интервалах дайки разбиты многочисленными сближенными крутопадающими трещинами с зеркалами скольжения и со смещением до 15-20 см. Поверхность скольжения совпадает с плоскостью кливажа. Во вмещающем *доломит-кальцитовом мраморе трещины сдвига не прослеживаются*, а на контакте развиваются *зоны диффузионных форстерит-кальцитовых скарпов*, иногда с флогопитом. Мощность скарпов не превышает 2 см. Данные факты показывают, что мрамор 3 типа образовался в *постдайковое время*, в результате магнезиального метасоматоза, в зоне локализованного сдвига.

В научной литературе можно встретить указания, что рубиновая минерализация приурочена к контактам даек пегматитов с мраморами. На уральских объектах такая ситуация никогда не наблюдалась: рубиновая минерализация и пегматиты ведут себя совершенно независимо и связь между ними только парагенетическая.

На Кучинском участке выделено 3 типа рубинов и 3 типа шпинелей [3]. Термин «типы» использован не взамен термина «генерация», хотя и отражает относительное время образования. Генераций может быть больше или меньше этих трех типов. «Типы» здесь объединяют корунды, образованные на том или ином этапе процесса минералообразования, и совершенно необязательно наличие всех трех типов корунда на каждом месторождении. Рубины 1 типа представлены хорошо оформленными кристаллами таблитчатого до короткостолбчатого облика. Цвет обычно темно-красный со слабым пурпурным оттенком. Среди них встречены камни средних тонов, цвета «голубиной крови». Рубины 1 типа обычно прозрачные, но часто поражены трещинами отдельности. Рубины 2 типа отличаются средне-светло-розовым цветом и короткопризматическими кристаллами округлого облика. Наиболее светлые разновидности камней этого типа попадают в категорию «розовый сапфир». Оба эти типа корундов образуют рассеянную вкрапленность и небольшие скопления в Mg-кальцитовых и двухкарбонатных мраморах. Корунды 3 типа представлены неравномерноокрашенными зернами, крупными кристаллами и агрегатами кристаллов. Цвета красные, розовые, синие различных оттенков. Камни обычно сильно замутнены и переполнены твердыми включениями. Как правило, корунды этого типа не ювелирные, но на Липовском проявлении с ними связаны рубины и сапфиры ювелирного качества. Обычно они приурочены к минерализованным трещинам кливажа. В ассоциации с корундами 3 типа обычны слюды (флогопит, мусковит, маргарит), хромпаргасит, сфен, адуляр, зеленый турмалин, шериданит, рутил, пирит, пирротин и другие.



Шпинель 1 типа - очень темно-красные, сильно трещиноватые непрозрачные кристаллы; 2 типа - розовые прозрачные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты; и 3 типа - хорошо оформленные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты алого цвета.

Изучение условий нахождения, минеральных ассоциаций, взаимоотношений между минералами показало следующее. Шпинель 1 типа самая ранняя, поскольку на нее нарастает рубин 1 типа. Образование их относится к прогрессивному этапу метаморфизма. Рубин 1 типа приурочен к Mg-кальцитовому мрамору. На раннем регрессивном этапе, в условиях магнезиального метасоматоза и высокого давления  $\text{CO}_2$ , образуется рубин 2 типа, а с ростом магнезиальности мрамора появляется розовая шпинель. Она полностью или частично замещает рубины 1 и 2 типов, образуя радиально-лучистые агрегаты. Рубины и шпинели 2 типа приурочены к доломит-кальцовому мрамору, образуя в нем рассеянную вкрапленность. При этом рубины наблюдаются только в слабо доломитизированных мраморах. С развитием шевматолито-гидротермальной стадии на регрессивном этапе метаморфизма, возрастания роли воды и фтора, начинается образование корунда 3 типа, приуроченного к трещинам кливажа (к минерализованным трещинам), ставшим проницаемыми для флюидов. Алая шпинель, в сопровождении флюорита, развивается в межзерновом пространстве мраморов 2 и 3 типов, а также по трещинам кливажа, местами замещая корунды всех трех типов.

По морфологии рудные тела (рубиноносные зоны, участки) имеют форму столбов, обычно крутого падения, которые полностью контролируются кливажем течения. Их наименьшие измерения ориентированы по нормали к плоскости кливажа, среднее измерение – по простиранию кливажа, а максимальные – по его падению. Протяженность по падению превышает наименьшее и среднее измерения тел в разы или даже на порядки. Например, в Липовском карьере рубиноносная зона имеет ширину 80 м, по простиранию на северо-запад прослежена на 20 м, по вертикали вскрыта на 100 м (на юго-востоке перекрыта отвалами и не изучена). Еще лучше это видно на мелких телах. Отметим также, что качество и содержание рубинов в мраморах заметно меняется от зоны к зоне и по простиранию тел, но слабо меняется по падению.

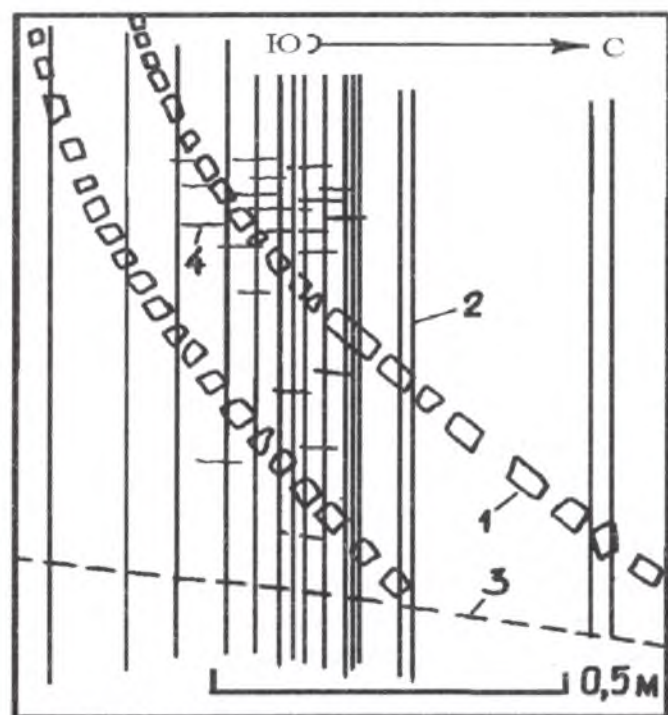


Рис. 5. Будинированные слои кварцита в кальцитовом мраморе (зарисовка обнажения): 1 – будины кварцита; 2 – трещины кливажа; 3 – трещина, ограничивающая слои кварцита; 4 – мелкие трещины растяжения.

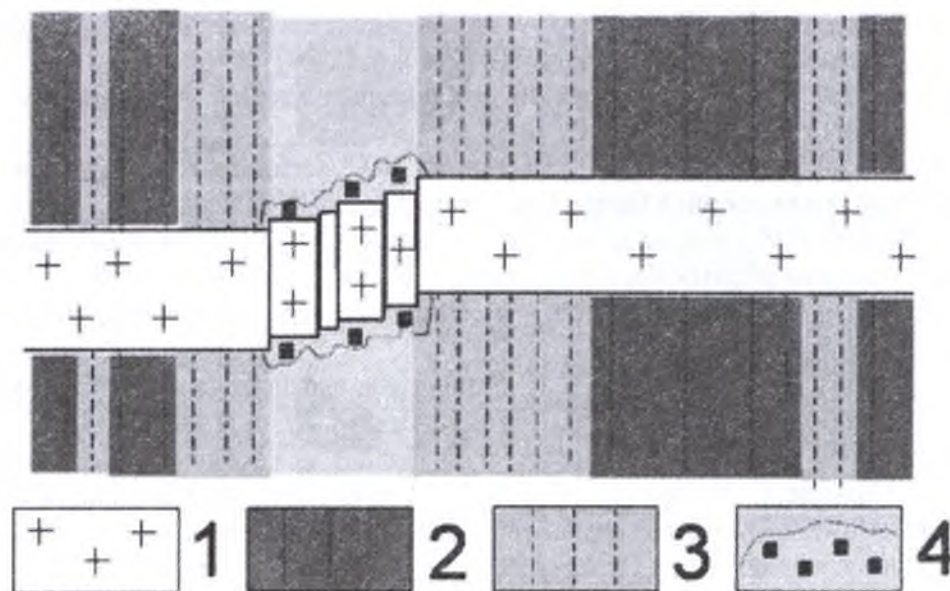


Рис. 6. Характер взаимоотношений между мраморами разных типов и гранитной дайкой: 1 – гранит; 2 – кальцитовый мрамор; Mg-кальцитовый рассланцованный мрамор; 3 – доломит-кальцитовый мрамор с зонами скарнирования. Пояснения в тексте.

Таким образом, изучение уральских рубиноносных мраморов позволило в значительной степени уточнить геологию этих интересных образований. Здесь первичная осадочная слоистость в мраморах не выявлена. Наблюдаемая в них минеральная полосчатость вторичная, кристаллизационная. Процесс минералообразования носил длительный эволюционный характер, охватывая высокотемпературную часть прогрессивного и регрессивного этапов метаморфизма. Рубиновая минерализация контролируется кливажем течения, а столбообразная форма рудных тел однозначно указывают на образование рубинов при участии высокотемпературных минерализованных растворов. Терригенная загрязненность карбонатных пород для рубинообразования значения не имеет, поскольку распределение рубинов подчиняется другим законам и показывает на высокую подвижность алюминия, хрома, ванадия и ряда других химических элементов в данном гидротермальном процессе. Почти постоянное присутствие в ассоциации с рубином калийсодержащих минералов (флогопита, фуксита, адуляра и др.) объясняется условиями щелочного (калиевого) метасоматоза. Наиболее вероятным источником всех необходимых для рубинообразования химических компонентов является сама кора, подвергшаяся процессам гранитизации. Это региональный метасоматический процесс, протекающий совместно с высокоградным метаморфизмом высоких ступеней и структурообразованием, в результате которых формируются гранито-гнейсовые массивы с зональными метаморфическими комплексами. С этих позиций становятся понятными и непротиворечивыми все вышеизложенные данные по геологии и генезису рубиноносных мраморов.

Работа выполнена при финансовой поддержке УрО РАН (Проекты 12-И-5-2068, 12-П-5-2015 и ОФИ № 13-5-014-НДР).

#### Литература

1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра, 1974. 328 с. (1982. 279 с.)
2. Кисин А.Ю. Деформации мраморов и время рубин-сапфировой минерализации на Липовском проявлении (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа-2005. Матлы Всеросс. науч. конф. Екатеринбург: Изд. УГГУ, 2005. С. 104-108.
3. Кисин А.Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск: Изд. УрО АН СССР, 1991. 130 с.



4. Коноваленко С.И., Россровский Л.Н. Первая находка рубина в мраморах Юго-Западного Памира // Зап. ВМО. 1980. Ч. 106. Вып. 6. С. 707-709. •
5. Россровский Л.Н. Месторождения драгоценных камней Афганистана // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 74-88.
6. Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Раппопорт М.С., Осипова Т.А., Смирнов В.Н., Левин В.Я. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 151 с.
7. Россровский Л.Н., Коноваленко С.И., Ананьев С.А. Условия образования рубина в мраморах // Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 57-66.
8. Bank H., Okrusch M. Über Rubin — Vorkommen in Marmoren von Hunza (Pakistan) // Ibid. 1976. Bd 25, N 2. S. 67—77.
9. Okrusch M., Bunch T. E., Bank H. Paragenesis and Petrogenesis of Corundum-Bearing Marbles at Hunza (Kashmir) // Mineral. Deposita (Berlin). 1976. N 11. P. 278-297.
10. Garnier V., Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick A.E., Dubessy J., Banks D., Hoang Quang Vinh, Lhomme T., Maluski H., Pecher A., Kausar Allah Bakhsh, Pham Van Long, Phan Trong Trinh, Schwarz D. Marble-hosted ruby deposits from Central and Southeast Asia: Towards a new genetic model // Ore Geology Reviews. 2008. 34. P. 169–191.

УДК 548.550.812.1

**В.П.Чарский, Н.Т.Пак**  
*Институт геологии НАН Кыргызской Республики*

### О СИНЕРГЕТИЧНЫХ ПИРИТАХ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТАЛДЫБУЛАК ЛЕВОБЕРЕЖНЫЙ

Месторождение находится на северном склоне восточной части Кыргызского хребта (Кыргызстан). Оно приурочено к полям тектонического меланжа в слюдястых сланцах, гранитогнейсах, зеленых сланцах, амфиболитах нижнего и среднего протерозоя. Метаморфические породы, слагающие антиклинальную складку, разбиты субширотными и северо-восточными разломами, прорванными малоглубинными штоками, дайкообразными телами, силами монцодиоритовых порфиритов, перекрытых лавобрекчиями девонского возраста [6].

На месторождении Талдыбулак Левобережный выделяются три локальные зоны дробления внутрiformационного типа: Талдыбулакская, Средняя и Верхняя. Основные промышленные рудные тела месторождения Талдыбулак Левобережный приурочены к нижней наиболее мощной (до 400 м.) одноименной «зоне смятия», а верхи рудных залежей размещаются в средней зоне дробления. Протяженность рудных зон колеблется от 200 до 1500 м при ширине от 60 до 350 м и мощности от 20 до 80 [1, 3, 7, 10].

Месторождение сформировалось в связи с девонскими малыми субвулканическими интрузивами диорит-монзонитов. На начальном этапе образовались дорудные кварц-полевошпатовые породы, в рудную стадию березито-листвениты и кварц-турмалиновые метасоматиты, аргиллизиты. В пострудную — карбонат-баритовые жилы.

С сульфидизированными кварц-турмалиновыми метасоматитами сопряжена ведущая промышленная и золото-пирит-халькопиритовая минерализация (Au — 5-15г/т).

Березиты кварц-серицит-карбонат-пиритового состава развиты по гнейсам. Листвениты (кварц, карбонат, фуксит, пирит) — по зеленым сланцам. Кварц-турмалиновые метасоматиты приурочены к субвулканическим телам, а также к зонам смятия и дробления древнего заложения в кварц-серицитовых и кварц-серицит-карбонатных метасоматитах в виде эшелонированных рудных залежей [6].

Основной объем кварц-турмалиновой ЗМФ (золото-метасоматическая формация) размещается в прифронтальной зоне.

На начальном этапе образовались дорудные кварц-полевошпатовые породы, в рудную стадию березито-листвениты, кварц-турмалиновые метасоматиты и аргиллизиты.

Березиты и листвениты содержат самородное золото (до первых г/т), пирит, хромит, магнетит, гематит, миллерит, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит, сфалерит, галенит, тертраэдрит и др.. Аргиллизиты, тяготеют к фронтальной зоне. Состоят из кварца, карбоната, серицита, ярозита, пирита, редко халькопирита, галенита и др. Аргиллизиты имеют желтовато-охристую окраску.

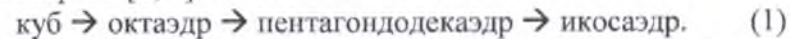
Ресурсы золота на месторождении Талдыбулак Левобережный превышают 100 т [6].

Предыдущими исследователями [1, 3] по вертикали было выделено 4 зоны: фронтальная (А), в общем соответствующая апикальной части метасоматической колонны и надрудной области; прифронтальная (В) и промежуточная (С), соответствующие основной части метасоматической колонны и рудной области; тыловая (D), соответствующая подрудному или нижнерудному уровню.

Пирит развит во всех зонах и содержание его увеличивается от тыловой зоны к прифронтальной: в зоне D составляет примерно 1%, в зоне С — 2-3%, в зоне В — 2-10%, в отдельных кварц-сульфидных телах — 10-20%, и во фронтальной пострудной зоне А количество пирита резко уменьшается [3, 7, 10, 11].



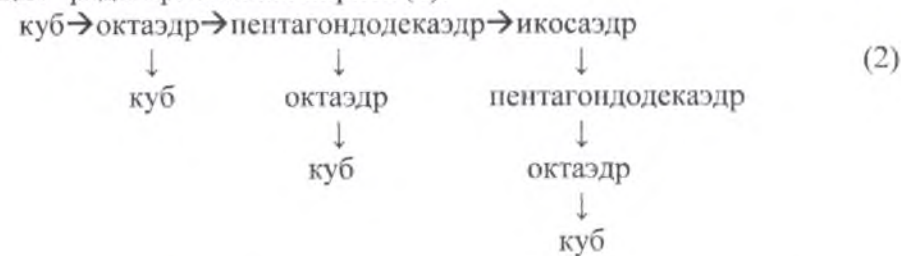
Кристаллы пирита в рудной залежи при едином рудном метасоматическом процессе (РМП) образуют термодинамический морфологический ряд (при  $V=const$ ) по возрастанию их поверхностной энергии [8, 9]:



Кристаллы пирита, обладающие высокой поверхностной энергией, образуются в нижних горизонтах рудной залежи и являются более высокотемпературными в отличие от кристаллов пирита, обладающих низкой поверхностной энергией (при  $V=const$ ), которые образуются в приповерхностной зоне. Эта закономерность отражается в кристалломорфологической зональности пиритов в рудных залежах. Но из-за неоднородности метасоматически преобразуемых вмещающих пород, тектонических подвижек вовремя и после рудообразования, а также других причин кристалломорфологическая зональность кристаллов пиритов в рудных залежах иногда весьма осложняется.

Более того в ядерной части рудной залежи вместе с пиритом с высокой поверхностной энергией (икосаэдр, пентагондодекаэдр) могут встречаться пириты с низкой поверхностной энергией (пириты кубического габитуса).

В природе встречаются не только “пространственно восходящие” эволюционные кристалломорфологические ряды пирита (1), но и сопряженные с ними “временные нисходящие” ряды кристаллов пирита (2):



Если “пространственно восходящий” морфологический ряд метакристаллов пирита обусловлен главным образом энергетическим состоянием контактирующих с ним минеральных ассоциаций, то появление “нисходящих временных” кристалломорфологических рядов пирита обусловлено за счет понижения температуры гидротермального раствора и др. причин.

Если мы имели бы идеальные условия минералообразования – однородную минералообразующую среду и долгий процесс, сопровождающийся понижением температуры, концентрации раствора и др., то фактически в такой идеальной рудной залежи все пириты имели бы кубический габитус.

Особо осложняют кристалломорфологическую пространственную зональность синергетичные пириты, которые были найдены в аргиллизитах на месторождении Талдыбулак Левобережный.

В аргиллизитах были найдены пелитизированные (химически диспергированные) доломитовые нодулы от 0.5 до 3-5 сантиметров, реже более. На поверхности этих нодул доломита на контакте с аргиллизитами отмечаются кристаллы пирита {210} габитуса размером не более до 0.5 сантиметров.

Кристаллы пирита находятся на поверхности нодул доломита метасоматически замещающая доломит, при этом углубляясь в них на глубину кристалла. Та часть пирита, которая была обращена в сторону доломита, имеет грани пентагондодекаэдра, а та часть кристаллов пирита, обращенная к аргиллизиту, имеет угнетенные грани куба. Сам же аргиллизит сплошь “усеян” мелкими кристалликами пиритами кубического габитуса.

В результате исследований было установлено, что образованию пиритов {210} габитуса на поверхности нодулы доломита в аргиллизитах способствовали газовые эманации – газ  $CO_2$ .

При распаде флюидов на газ и гидротермы, газ  $CO_2$  поднимался в верхние горизонты рудной залежи и накапливался в пористых аргиллизитах. При этом газ, достигнув поро-

вого значения, становился высокоактивным и взаимодействовал с поровыми растворами, метасоматически преобразуя аргиллизиты в нодулы пелитообразного доломита.

Доломитовые нодулы представляли собой тонкозернистую массу, в результате чего они обладают высокой поверхностной энергией и соответственно по отношению к пириту являлись адсорбентом. Образующиеся пириты {210} габитуса и тонкозернистая масса доломита образуют равновесную минеральную ассоциацию, что и предопределило морфологию кристаллов пирита.

Образование высокоэнергетичных пиритов {210} габитуса в верхних частях рудных залежей, среди низкоэнергетичных пиритов {100} габитуса в аргиллизитах, (в результате привноса газовых эманаций), можно рассматривать как проявление синергетических процессов, для которых характерны [4; 5]:

- 1 - локальный характер их проявления,
- 2 - привнос энергии (вещества) в систему,
- 3 - сильнонеравновесное состояние системы,
- 4 - синергетичный процесс идет с понижением энтропии,
- 5 - самоорганизация системы приводит к ее упорядочиванию, структуризации, к их усложнению, к повышению энергетического уровня образующегося вещества и др.

Все эти компоненты синергетического процесса имеются и в нашем случае.

А именно:

1) с привносом в систему (в локальные участки аргиллизитов) газа  $CO_2$  и накоплением его – система становится сильно неравновесной;

2) газ  $CO_2$ , достигнув критического (порогового) состояния, преобразуется при взаимодействии с гидротермами, поровыми растворами – в пелитообразные доломитовые нодулы. Удельная энтропия газа  $CO_2$  больше удельной энтропии доломита. Так при переходе газа в твердое состояние (или при “вхождении” его в состав другого твердого вещества) энтропия вновь образующегося твердого вещества понижается;

3) в нашем случае завершается процесс самоорганизации системы образованием высокоэнергетичных пиритов {210} габитуса (по отношению к низкоэнергетическому пириту {100} габитуса, отмечающегося в самих аргиллизитах). Образующаяся равновесная минеральная ассоциация – химически диспергированный доломит с пиритом {210} габитуса являются неравновесными по отношению к вмещающим их аргиллизитам.

Надо отметить, что иногда синергетичный пирит {210} габитуса полностью замещает мелкие нодулы доломита и тогда установить его синергетичную природу весьма сложно.

Появление синергетичных пиритов в аргиллизитах усложняет пространственную кристалломорфологическую зональность кристаллов пирита в рудной залежи.

## Литература

1. Дженчураева Р.Д. Геодинамика, металлогения и рудогенез.- Бишкек: Илим, 2010, 223 с.
2. Евзикова Н.З. Поисковая кристалломорфология.- М.: Недра, 1984, 142 с.
3. Пак Н.Т. Метасоматические ряды и эволюция форм пирита на золоторудных месторождениях Кыргызстана. Известия НАН КР, 2005, №4 с.91-97.
4. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса.- М.: Прогресс, 1986, с. 431.
5. Пригожин И. От существующего к возникающему.- М.: Наука, 1985, с. 323.
6. Рафаилович М.С. Золотоносные метасоматиты формации Казахстана и соседних регионов Центральной Азии. IV кварц-турмалиновая формация.- Ж-л Геология и охрана недр 2014, №1(50) с. 4 -18.
7. Малокова Н.Н. Типоморфизм пирита как критерий эволюции золоторудных месторождений: на примере месторождения Талдыбулак Левобережный //Геодинамика, металлогения полезных ископаемых и геоэкология. Бишкек, 1999, с. 57-62.



8. Чарский В.П. Метасоматиты и типоморфизм пирита на месторождении Талдыбулак Левобережный. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук Бишкек, 1992, 17с.

9. Чарский В.П. Эволюция морфологии кристаллов пирита, поверхностный потенциал и синергетичность пирита на месторождении Талдыбулак Левобережный // Геодинамика, оруденение и геологические проблемы Тянь-Шаня. Бишкек, 2013г., с. 248-252

10. Djenchuraeva, R., Borisov, F., Pak, N., Malyukova, N. Metallogeny and geodynamics of the Aktiuz-Boordu Mining District, Northern Tien Shan, Kyrgyzstan // Journal of Asian Earth Sciences. Special Issue on Geodynamics and Metallogeny of the Altaid rogen. Vol.32, № 2-4, 2008, p. 280-299.

11. Kim, V., Malyukova, N., and Raumbault, L., 2001. The Aktiuz rare-metal field. Paleozoic Geodynamics and Gold Deposits in the Kyrgyz Tien Shan. In: Seltmann R, Jenchuraeva R. (Eds.) Excursion Guidebook Series 9 and Annual Newsletter of IGCP- 373, pp. 115-128.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Ю.М. Мамаджанов, А.Р. Кариев, А.С. Ниёзов <b>Ученый - исследователь богатств земных недр Таджикистана</b> .....	7
<u>С. М. Бабаходжаев</u> А.Х. Халиков <b>Геолого - петрографическая характеристика лейкократовых гранитов Мазарского массива (Горы Ферганский Каратау)</b> .....	9
Batulzii Dash, An Yin, Neng Jiang, Bayartsengel Tseveendorj <b>Geochemistry and tectonic origin of the cretaceous shoshonite series rocks in eastern mongolian volcanic belt</b> .....	19
М.М. Мамадвафоев, И.У. Рахмонов <b>Петрохимические особенности магматических образований бассейна реки Лойлякуль (Восточный Гиссар)</b> .....	30
А.К. Мельниченко, Т.Б. Варзиева <b>Редкометальные субщелочные граниты-лейкограниты северо-востока Зеравшано-Гиссарской зоны Южного Тянь-Шаня</b> .....	48
Р. Ахунджанов, А.И. Усманов, С.О. Зенкова, Ф.Б. Каримова <b>Рудоносные метасоматиты, связанные с Li-F лейкогранитами</b> .....	60
Ю. Мамаджанов, И.В. Карпенко, А.С. Ниёзов <b>Минерагенические особенности пермских аляскитовых интрузивов Чаткало-Кураминской зоны (Срединный Тянь-Шань)</b> .....	70
А.С. Ниёзов, М.Н. Мухаммад Мансур <b>О минерагении и перспективах горно-геологических работ в Афганистане...</b>	80
А.С. Ниёзов, Б.Э. Хаитов, М.Н. Мухаммад Мансур <b>Геология россыпного месторождения Самти (Северный Афганистан) и перспективы его освоения</b> .....	85
К.В. Вазиров, Ф.А. Малахов <b>О взаимоотношении сурьмяно-ртутно-золотосодержащих и оловорудных месторождений Зеравшано-Гиссарского пояса, Юго-Восточного Памира и их связь с магматическими породами</b> .....	88
Н.Т. Пак, Е.А. Ивлева, М.Н. Коккузова <b>Суперкрупные месторождения золота в черносланцевых толщах Средней Азии</b> .....	94
А.Ю. Кисин, А.В. Томилина, М.Н. Сивков <b>Некоторые особенности геологии месторождений рубина в мраморах (на примере Урала)</b> .....	102
В.П. Чарский, Н.Т. Пак <b>О синергетичных пиритах на месторождении Талдыбулак левобережный</b> .....	111



Печатается по постановлению Научно-издательского совета  
Академии наук Республики Таджикистан

## **ПРОБЛЕМЫ ПЕТРОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ**

**Редактор:** Сапожникова А.Ф.

Печатается по электронной версии авторов.

*Разрешено к печати 16.12.2015. Сдано в печать 17.12.2015.  
Бумага офсетная. Формат 70x108 1/8 Печать офсетная.  
Усл. печ. л. 10. Заказ № 142. Тираж 150 экз.*



**ОАО «Чопхонаи Дониш»: 734029,  
г. Душанбе, ул. С.Айни, 121, корп. 2**



