

МИНОБРНАУКИ РОССИИ

Российский государственный геологоразведочный университет  
им. Серго Орджоникидзе  
МГРИ

---



XV

Международная научно-практическая конференция  
**«Новые идеи в науках о Земле»**  
**ТОМ 2**

*Геология, поиск и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения  
Минералогия, петрография, геохимия  
Геммология и художественная обработка материалов*

---

XV

International Scientific and Practical Conference  
**«NEW IDEAS IN EARTH SCIENCES»**

Спонсор конференции



Новый Поток

1 - 2 апреля 2021 г. | April 1 - 2 , 2021

Москва | Moscow

Генеральный  
спонсор конференции



Металлоинвест

УДК 082 +[550.8+553](082)  
ББК 94.3 + 26.21я43 + 26.34я43

Новые идеи в науках о Земле: в 7 т. Материалы XV Международной научно-практической конференции «Новые идеи в науках о Земле»– М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2021.

ISBN 978-5-6045457-0-6

Т. 2 : Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле: геология, геотектоника, геодинамика, региональная геология, палеонтология / ред. коллегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. - М. :

Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2021. – 317 с.

ISBN 978-5-6045457-2-0

УДК 082 +[550.8+553](082)  
ББК 94.3 + 26.21я43 + 26.34я43

ISBN 978-5-6045457-2-0 (т. 2)  
ISBN 978-5-6045457-0-6

© РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДЧНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2021

## СОДЕРЖАНИЕ

### СЕКЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МИНЕРАГЕНИЯ»

1. Orogenic/collisional gold deposits (Sukari gold deposit)  
Vercheba A.A. (MGRI, verchebaaa@mgri.ru, Sharafeldin H.E. (Al Azhar University, Cairo, Egypt, hanisharafeldin@azhar.edu.eg)..... 8
2. Новый тип ЮСГ оруденения Восточного Среднегорья Болгарии  
Верчеба А.А. (МГРИ, verchebaaa@mgri.ru), Карманов Е.Н. (ФГБУ «ВИМС», karmanov.geo95@gmail.com)..... 13
3. Особенности формирования коры выветривания в Моа, Куба  
Вильтрес Милан Е.\* (Санкт-Петербургский горный университет, uviltres87@gmail.com), Дашко Р.Э. (Санкт-Петербургский горный университет, regda@mail.ru), Гуардадо Лакаба Р.М. (Университет Моа, Куба, rguardado@ismm.edu.cu)..... 18
4. Исследование структурно-химических особенностей микрогетерогенных рудных компонентов в исходных рудах и в шлаках с целью корректировки технологий обогащения и доизвлечения металлов  
Гембитцкая И.М.\* (Санкт-Петербургский горный университет, gembitckaia\_im@pers.spmi.ru), Гвоздецкая М.В. (Санкт-Петербургский горный университет, gvzdzetskaya\_mv@pers.spmi.ru)..... 26
5. Рений золотосеребряного рудопроявления Милоградово (Приморский край, РФ)  
Дубков А.А.\* (ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт», dubston@mail.ru), Сахно В.Г. (Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, sakhno@fegi.ru), Кузнецов Ю.А. (АО «Приморзолото», tundra49@mail.ru)..... 30
6. Значение ассоциаций глинистых минералов при алмазопроисковых работах  
.Зинчук М.Н. (ЗЯНЦ АН РС (Я), nnzinchuk@rambler.ru).Зинчук Н.Н. (ЗЯНЦ АН РС (Я), nnzinchuk@rambler.ru)..... 34
7. Об особенностях ксенолитов мантийных пород в кимберлитах  
Зинчук Н.Н. (ЗЯНЦ АН РС (Я), nnzinchuk@rambler.ru)..... 39
8. «Вариации изотопного состава углерода и кислорода и фотолюминесценции микрогенераций кальцита из его прожилков и друз Сюльдьюкарского кимберлитового поля Якутии»  
Игнатов П.А.\* (МГРИ, petrignatov@gmail.com), Еременко Р.У. (МГРИ, eremenko-ruslan@mail.ru), Мишин И.А. (МГРИ, me410u@mail.ru), Стрельников М.В. (МГРИ, sva240319600@yandex.ru)..... 44
9. Об околорудных изменениях вмещающих пород Окжетпесского рудного поля  
Ишбобаев Т.Б.\* (ТашГТУ, ishbobayev.timur@mail.ru)..... 49
10. Геологическое строение и рудоносность Окжетпесского рудного поля  
Ишбобаев Т.Б.\* (ТашГТУ, ishbobayev.timur@mail.ru), Сайтов Н.Э. (ТашГТУ, saitov\_nuriddin@mail.ru)..... 53
11. Особенности и проблемы проведения геологоразведочных работ на камнесамоцветное сырье в России  
Кисин А.Ю. (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, kissin@igg.uran.ru) Огородников В.Н. (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, Vitaliy.Ogorodnikov@m.ursmu.ru) Поленов Ю.А. (Уральский государственный горный университет, polenov\_yu@mail.ru) ..... 58
12. Фосфориты сирийских месторождений альшаркия и хнейфис и концентрации в них урана  
Syrian Phosphorites Deposits Alsharqiya and Khneifis and its Concentrations of Uranium  
Алзаммар М., Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ) alzammarm@gmail.com. Научный руководитель: профессор Игнатов П.А..... 62
13. Петрогенез аргиллизитов в Центрально-Камчатской рудной зоне  
Микшин А. В.\* (КемГУ, artemmikshin@inbox.ru)..... 67
14. Формирование стратегии управления бортовым содержанием на основе блочных моделей в K-MINE  
Нестеренко Т.П.\* (Группа компаний K-MINE, geo@k-mine.com)..... 71
15. Особенности метасоматических преобразований гипербазитов (Кузнецкий Алатау)  
Нехорошев Ю. В.\* (КемГУ, nekhoroshev99@mail.ru)..... 75
16. Новый тип золото-серебряной минерализации в Олойской зоне, его минералого-геохимические характеристики и оценка промышленных перспектив  
Николаев Ю.Н.\* (МГУ им. М.В.Ломоносова, nikolaev@geol.msu.ru), Калько И.А. (МГУ им. М.В.Ломоносова, ildarkalko@yandex.ru), Власов Е.Ю. (МГУ им. М.В.Ломоносова, vl.home@mail.ru), Прокофьев В.Ю. (ИГЕМ РАН, vpr2004@rambler.ru)..... 78



17. Особенности геологического строения участка Нилю Гурудской угленосной площади  
Исламова У.С. (ТашГТУ), Олимжонов С.У.\* (ТашГТУ, sardorolimjonov86@gmail.com).....82
18. Структурно - тектонические особенности гор Центрального и Южного Букантау (Узбекистан)  
Омонов О.Г. \* (ГУ «Институт минеральных ресурсов», mot.geo@mail.ru) Абдуллаев Л.А. (ГУ «Институт минеральных ресурсов», lochin2930@mail.ru) Госкомгеология РУз, Ташкент, Узбекистан .....86
19. Определение перспективности геохимических аномалий на Нежданском рудном поле с учетом оценки глубины эрозионного среза  
Панасенко Ю.М.\* (Российский университет дружбы народов, panasenko1997.97@mail.ru), Карелина Е.В. (Российский университет дружбы народов, elkarelina@mail.ru), Марков В.Е. (Российский университет дружбы народов, vemarkov@yandex.ru).....91
20. Закономерности размещения золоторудных объектов Зирабулак-Зиаэтдинских гор (Южный Тянь-Шань, Узбекистан)  
Садыкова Л.Р. \* (Институт геологии и геофизики, gang.tosh@gambler.ru), Марипова С.Т. (Институт минеральных ресурсов, maripova.s@inbox.ru), Ахмедов К.А. (Государственный комитет геологии, ahmedov\_ka@mail.ru), Аъзамов Ф.Х. (Институт геологии и геофизики, azamov82@gmail.com).....95
21. Минералогия и геохимия рудных зон медно-порфирирового месторождения Кальмакыр  
Саипов Х.А.\* (Республика Узбекистан, г. Ташкент, Университет геологических наук, xamza-omad@mail.ru).....99
22. Характеристика первичных геохимических ореолов Джетского рудного узла (Восточные Саяны)  
Сучков А.В.\* (ФГБУ «ВИМС», alexsandr@mail.ru), Трофимов А.П. (ФГБУ «ВИМС», trofap@mail.ru).....103
23. Стратиграфо-литологические факторы размещения золотого оруденения в Центральной части гор Букантау  
Тангиров А.И. (ТашГТУ, a.i.tangirov@mail.ru).....107
24. Региональные особенности структур гор Букантау и размещения благороднометалльного оруденения (Центральные Кызылкумы)  
Тангиров А.И. (ТашГТУ, a.i.tangirov@mail.ru).....111
25. Основные факторы контроля размещения золотого оруденения гор Букантау  
Урунов Б.Н. (Университет геологических наук, Ташкент, Узбекистан, e-mail: urunovbahrom@mail.ru).....115
26. Моделирование гидрогенных месторождений урана в ГИС «Micromine»  
Халимов И.У.\* (Навоийский государственный горный институт, 92nurkhan92@gmail.com), Авазов Р.Р. (Навоийский государственный горный институт, rustam\_avazov1989@bk.ru), Хамидов С.Б. (Навоийский государственный горный институт, sukhrobhamidov92@gmail.com), Каримов Н.М. (Навоийский государственный горный институт, 92nurkhan92@gmail.com), Одилова О.С. (Навоийский государственный горный институт, odilova596@gmail.com).....120
27. Геологическое строение и характеристики золотых руд района Тра Бонг - Тра Ми, Центральный Вьетнам  
Чан В.Т.\* (МГРИ, tiendcb@gmail.com).....124
28. Оценка эффективности использования рентгенорадиометрической сепарации для обогащения руды на месторождении «Кекура»  
Эттынеут Г. К. (Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, ettuneyt@list.ru).....128

#### СЕКЦИЯ «МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ»

29. Кинетика генерации водорода при взаимодействии алюминиево-цинковых сплавов с водным раствором гидроксида натрия  
Бадаев Ф.З.\* (Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, badaevfz@mgri.ru).....133
30. Исследование минерального состава бокситов Чадобецкого поднятия Западной Сибири методом синхронного термического анализа  
Боева Н.М.\*, Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Макарова М.А. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, boeva@igem.ru), Мельников Ф. П. (ФГБОУВО "Национальный исследовательский университет "МЭИ", filimon.mel@bk.ru), Жегалло Е.А., (Палеонтологический институт РАН).....138
31. Эволюция источников рудных компонентов по данным о распределении редкоземельных элементов в полиметаллических жилах  
Борисов М.В.\* (МГУ, borisov@geol.msu.ru, m1v2borisov@yandex.ru), Бычков Д.А. (МГУ, dmibychkov@gmail.com), Пчелинцева Н.Ф. (МГУ, pchelinf@mail.ru).....142



32. Исследование перекристаллизации основного карбоната меди в растворе гидроокиси аммония  
Бубликова Т.М.\* (ИЭМ РАН, tmb@iem.ac.ru),  
Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, balvlad@iem.ac.ru), Михайлова П.С. (МГУ им. М.В. Ломоносова, mihaylowa.pol@yandex.ru), Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН, setkova@iem.ac.ru), Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, alex@iem.ac.ru).....146
33. Юстировка системы термобарометров породообразующие минералы – базитовый расплав на материале закалочных экспериментов  
Бычков Д.А.\* (МГУ, dmibychkov@gmail.com), Гнучев Я.Ю. (МГУ, gnuchevyakov@mail.ru), Коптев-Дворников Е.В. (МГУ, ekoptevmail@gmail.com), Романова Е.С. (МГУ, katrin.s.romanova@gmail.com).....149
34. Значение регенерационного роста в морфологической типизации алмаза  
Васильев Е. А.\* (Санкт-Петербургский горный университет, vasilev\_ea@pers.spmi.ru).....153
35. Вариации составов титанистых гранатов как маркер магматических и постмагматических процессов на примере гранатов из лампрофиров Турий мыс и Кандалакша (Россия).  
Возняк А.А.\* (ИГЕМ РАН, Москва, vozniak@mail.ru), Носова А.А. (ИГЕМ РАН, nosova@igem.ru), Пересецкая Е.В. (ИГЕМ РАН, peresetskaya@gmail.com).....157
36. Геохимические особенности пород Таушанского интрузива (горы Кульджуктау)  
Джуманиязов Д.И.\* (Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Госкомгеологии РУз, e-mail: denisbey@list.ru), соавтор Каримова Ф.Б. (Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Госкомгеологии РУз, e-mail: karimova.ingeo@mail.ru), соавтор Кушиев А.А. (АО «Уранредметгеология» Госкомгеологии РУз), соавтор Ачилов А.Р. (АО «Уранредметгеология» Госкомгеологии РУз).....162
37. Историография минералогических исследований острова Мадагаскар.  
Зайцева О.В.\* (МГРИ, zaytcevaov@mgrid.ru), Должанская Т.Ю. (МГРИ, dolzhanskaiti@mgrid.ru).....166
38. Комплексные исследования люминесцирующих прослоев баженновской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна  
Кондрашова Е.С.\* (НИ Томский Политехнический Университет, АО «ТомскНИПИнефть», deevael@yandex.ru).....171
39. Время и глубина формирования ассоциаций эклогитов и гранатовых клинопироксенитов из ксенолитов в кимберлитах трубки им. В. Гриба.  
Лебедева Н.М.\* (ИГЕМ РАН, namil@mail.ru), Носова А.А. (ИГЕМ РАН, nosova@igem.ru), Сазонова Л.В. (ИГЕМ РАН, sazonovalv52@mail.ru).....175
40. Особенности проявления "изоморфизма" в минералах месторождения рубина Снежное, Центральный Памир  
Литвиненко Д.А.\* (ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе, dariaenglish@yandex.ru), Литвиненко А.К. (ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе, ak11954@yandex.ru).....179
41. Элементы- примеси в минералах гидротермальных жил. «Прямая» и «обратная» зональность  
Локтионов А.Д.\* (РГГРУ-МГРИ, shuralaktik@yandex.ru), Максимова И.В. (РГГРУ-МГРИ, imaximova.irina@yandex.ru).....184
42. Особенности бёмитовых бокситов бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка)  
Мамедов В.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова, frolikovam@gmail.com), Макарова М.А.\* (ИГЕМ РАН, frolikovam@gmail.com), Боева Н.М. (ИГЕМ РАН, boevanatalia1966@gmail.com), Шипилова Е.С. (ИГЕМ РАН, lenusik.shipilva@rambler.ru).....188
43. Особенности минерального и химического состава пород дунит-гарцбургитового комплекса массива Итурунды (Северо-Балхашская офиолитовая зона, Центральный Казахстан) Милюкова А.Г.\* (Геологический институт РАН, ferkken@gmail.com), Скобленко (Пилицына) А.В. (Геологический институт РАН, an.pilitsyna@gmail.com).....192
44. Минералогия золоторудного месторождения Широкий в горах Чакалкаля (Южный Тянь-Шань)  
Мирусманов М.А. (Ташкентский государственный технический университет, mmirusmanov@mail.ru).....196
45. Радиоизотопный гамма-альбедный способ исследования квазибинарных сред  
Пак Д.Ю.\* (Карагандинский технический университет, pak\_kargtu@mail.ru), Тебаева А.Ю. (Карагандинский технический университет, anara.tebaeva@gmail.com), Пак Ю.Н. (Карагандинский технический университет, pak\_gos@mail.ru).....200
46. Минералы плазмы астроблем  
Портнов А.М. (РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, a.m.portnov@mail.ru).....202
47. Оценка изменений гуминовых кислот в процессе гидропиролиза  
Русаква М.-А.\* (МГУ имени М.В.Ломоносова, greenkrok@yandex.ru), Дроздова О.Ю. (МГУ имени М.В.Ломоносова, drozdova@geol.msu.ru), Лапицкий С.А. (МГУ имени М.В.Ломоносова, lapitsky@geol.msu.ru).....207

48. Литолого-геохимическая характеристика верхнедевонских отложений чагинской свиты юго-восточной части Нюрольской мегавпадины (Томская область)  
Старцев И. Д. (Национальный исследовательский Томский государственный университет, aylist@yandex.ru).....210
49. Новые проявления чёрного корунда в сиенитовых пегматитах Ильменских гор (Юж. Урал)  
Стрельников М.В.\* (МГРИ, sva240319600@yandex.ru), Должанская Т.Ю. (МГРИ, dolzhanskaiati@mgri.ru), Бессонов П.Ю. (МГРИ, pavelbessonoff@gmail.com) .....216
50. Особенности распределения рения в урановых месторождениях Центральных Кызылкумов Узбекистана  
Тошбатиров Ж. Н.\* (Навоийский государственный горный институт), Курбанов М.А. (Навоийский государственный горный институт), Халимов И.У. (Навоийский государственный горный институт), Утаев С.М. (Навоийский государственный горный институт).....220
51. Особенности распределения рения в урановых месторождениях Центральных Кызылкумов Узбекистана  
Тошбатиров Ж. Н.\* (Навоийский государственный горный институт), Курбанов М.А. (Навоийский государственный горный институт), Халимов И.У. (Навоийский государственный горный институт), Утаев С.М. (Навоийский государственный горный институт).....224
52. Геохимические признаки глубинности формирования эклогит-глаукофансланцевых комплексов  
Федькин В.В.\* (ИЭМ РАН, vfedkin@iem.ac.ru) .....228
53. Аномальные распределения РЗЭ и значений #Fe в вертикальном разрезе Луккулайсваарского массива, Северная Карелия  
Цховребова А.Р.\* (ГЕОХИ РАН, tsann3@gmail.com), Бычков Д.А. (МГУ, dmibychkov@gmail.com), Коптев-Дворников Е.В. (МГУ, ekoptevmail@gmail.com).....232
54. Исследование латеритного профиля коры выветривания бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго методом термического анализа  
Шипилова Е.С.\*, Макарова М.А. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, lenusik.shipilva@rambler.ru).....236
55. Петрографическая характеристика гранитоидов месторождения урана Столбовое и особенности магматической кристаллизации (Восточные Саяны, Иркутская область)  
Яценко Д.О. \* (МГРИ-РГГРУ, cogund98@gmail.com), Утенков В.А. (МГРИ-РГГРУ, vutenk@yandex.ru), Карманов Е.Н. (ВИМС, karmanov.geo95@gmail.com).....240

СЕКЦИЯ «ГЕМОЛОГИЯ И ХУДОЖЕСТВЕННАЯ ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ»

56. Изучение внутренних особенностей природных и синтетических александритов  
Александрова А.Е.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, nastasya.alexandrova.98@bk.ru), Романова Е.И. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, romanovaei@mgri.ru).....244
57. Применение аддитивных технологий в изготовлении подставки для моделирования колец  
Брусоев А.А. (МГРИ им. С.Орджоникидзе, г.Москва, brusovaa@mgri.ru).....248
58. Химический состав берилла и природа цвета его ювелирных разновидностей  
Завезион А.О.\* (МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, azavezion@mail.ru).....251
59. Изумруд Замбии (Южная Африка)  
Зырянова Л.А.\* (Национальный исследовательский Томский государственный университет, luiza@ggf.tsu.ru), Зайцева А.А. (Национальный исследовательский Томский государственный университет, dekanat@ggf.tsu.ru).....255
60. Секториальное строение агрегатов демантоида Полдневского месторождения (Средний Урал)  
Карасева Е.С.\* (Институт геологии и геохимии УрО РАН lizavetakarasyova@outlook.com), Кисин А.Ю. (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, kissin@igg.uran.ru).....259
61. Генетические связи иконописных работ с применением эмалей конца XIX- начала XX веков с работами современных мастеров  
Литвиненко Д.А.(ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе, dariaenglish@yandex.ru).....263
62. Проблемы декорирования тканей фацетированными вставками природного геологического и синтетического происхождения  
Миронова Н.В.\* (Российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), n3308780@yandex.ru), Кирсанова Е.А. (Российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), oimgudt@yandex.ru).....267



63. Особенности отбора минерального сырья для создания декоративной отделки торжественного костюма  
Миронова Н.В.\* (российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), n3308780@yandex.ru), Кирсанова Е.А. (российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), oimgudt@yandex.ru), Петроченков Д.А. (МГРИ, p-d-a@mail.ru).....270
64. Геология месторождений бирюзы Кураминского хребта (Срединный Тянь-Шань, Узбекистан)  
Нуртаев Д.Б.\* (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, nurtaevd@gmail.com) Садыкова Л.Р. (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, rang.tosh@rambler.ru) Аъзамов Ф.Х. (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева, rang.tosh@rambler.ru).....274
65. Аммолит – новый вид ювелирного сырья. Классификация  
Петроченков Д.А.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, p-d-a@mail.ru).....279
66. Минеральный состав и геммологические характеристики аммонитов месторождения Толиара, Мадагаскар  
Петроченков Д.А.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, p-d-a@mail.ru).....283
67. Артефакты термообработки в облагороженных сапфирах месторождения Кедровое  
Савина Е. И.\* (Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Геологический факультет, Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, elizaveta.sawina@yandex.ru ), Ахметшин Э. А. (Российский химико-технологический университет имени Д. И. Менделеева, кафедра химии и технологии кристаллов, 4966945@mail.ru ), Плечов П. Ю. (Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова, Геологический факультет, Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН, pplechov@gmail.com).....287
68. Метод аналитической сканирующей электронной микроскопии (АСЭМ) в прикладных исследованиях предметов декоративно-прикладного искусства из драгоценных металлов  
Смирнов А.А. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), smirnov.a@mail.ru).....291
69. Минералогические особенности ювелирного клиногумита с месторождения Кухилал, Юго-Западный Памир  
Тимофеева М.В. (МГРИ, zelenuypand.3@yandex.ru).....295
70. Циферблаты наручных часов в стиле флорентийской мозаики – технологические особенности изготовления и материалы  
Фофанова Е.О.\* (МГРИ, ffkate1997@gmail.com), Петроченков Д.А. (МГРИ, p-d-a@mail.ru).....300
71. Макродефекты в синтетических ювелирных материалах как способ имитации природных камней на примере минералов группы берилла  
Давыдов С. С. (НИТУ МИСиС, bestston@yandex.ru), Хрипкова Е. А.\* (НИТУ МИСиС, hripkova\_liza@inbox.ru)....304
72. Об искусстве резьбы по нефриту и яшме в Китае  
Чжу Шуань\* (МГРИ, 835619649@qq.com).....308
73. Месторождение коллекционного пироксена и турмалина Пиджон (Республика Таджикистан, Центральный Памир)  
Шамси-заде А.\* (Воронежский государственный технический университет, nei2ve5tno@yandex.ru), Гадиятов В.Г. (Воронежский государственный технический университет, gadiatovvg@mail.ru).....312

*Orogenic/collisional gold deposits (Sukari gold deposit)*  
*Vercheba A.A. (MGRI, verchebaaa@mgri.ru, Sharafeldin H.E. (Al Azhar University, Cairo, Egypt. hanisharafeldin@azhar.edu.eg)*

## Abstract

The Sukari gold deposit is one of the large orogenic lode ore deposit in the metamorphic terrane of the Eastern Desert of Egypt in the Arabian-Nubian Shield in late Precambrian basement rocks, associated with the accretionary plate tectonics. The deposit is a sheeted vein-type, hosted by a brittle-ductile shear zone. This shearing was developed in a late- to post-orogenic granitoid complex that intruded into the Neoproterozoic Arabian-Nubian Shield (ANS). Auriferous rocks at Sukari are porphyritic and grained felsic rocks, extensively altered and quartz veined. The Sukari deposit is hosted by a large porphyry body, which is located on a regional shear zone. Gold is associated with sulfides in quartz veins and in alteration zones.

## Keywords

Sukari gold deposit; Eastern Desert of Egypt; Arabian-Nubian Shield; late Precambrian basement rocks.

## Theory

In the geological structure of the Precambrian Northern fragment of the Arabian-Nubian shield in Egypt, gold-bearing structural- compositional complexes of rocks are distinguished. They are composed of various lithological types of rocks, magmatic and metasomatic alteration rocks, and mineral types of gold ores. The formation of gold and gold-bearing mineralization occurred consistently over five stages of the geodynamic evolution of the region. At the early stages of the geological development of the territory gold accumulation and redistribution took place and a large-tonnage gold-quartz-sulfide mineral deposit associated with the intrusions of granitoid of the late-collision stage, which is a reliable basis of the mineral resource base of gold in Egypt.

The North-Eastern part of the Arabian-Nubian shield is an extensive Neoproterozoic tectonic collision zone of thrust faults, which is executed by rocks of ophiolitic melange and volcanogenic-metasedimentary rocks. Metallogeny of the deposits of gold-quartz-sulfide ore formation is associated with the manifestation of the Precambrian stage of prototectonic activation of the area and formation of multiphase alkaline granitoids. Ore zones in granitoids consist of massive quartz with scattered gold and sulfide minerals. Among the rocks containing mineralized veins, carbonated serpentinites, metamorphosed volcanic and sedimentary rocks of contacts with Intrusive gabbroids and granitoids are promising for gold mineralization.

At Sukari this deformation is manifested as a fold-thrust-nappe in the foreland to the large metamorphic core complex - the Hafafit Culmination, uplifted during post-accretion tectonism and associated with the Najd Fault System at ca.680 Ma (Fritz et al., 2013). Deformation associating the arc-arc accretion and arc-continent collision spanned 600 Ma between 1100 and 500 Ma (Kröner, 1994).

Sukari is located within the Arabian-Nubian Shield, a Neoproterozoic basement that underlies much of Egypt, Ethiopia, Saudi Arabia, Somalia, Sudan and Yemen. The Arabian-Nubian Shield was formed by complex accretion of volcanic island arcs and marginal sediments

prior to collision against the Metacraton (Fig. 1). This is known as the Pan-African Event or Orogeny.

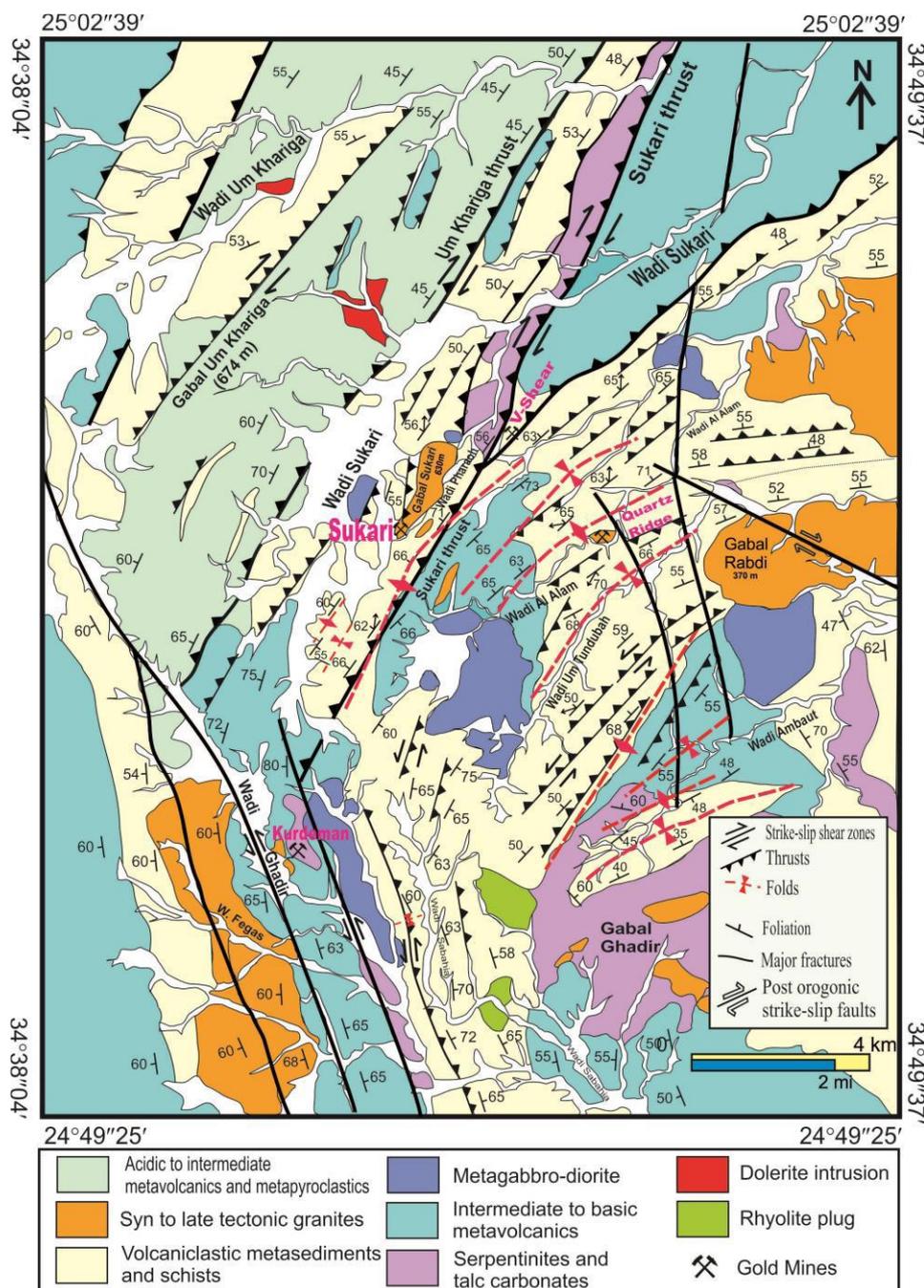


Figure 1. Geological map of Sukari Mine area, Eastern Desert, Egypt.

The Sukari gold mine area is occupied by mafic–ultramafic ophiolitic rocks, island arc-related volcaniclastic metasediments plutonic assemblages, and syn-orogenic intrusions. All these rocks are cut later by dolerite, diorite and felsic dykes. The Sukari pluton was intruded mostly into the volcaniclastic metasediments and its regional trend is aligned nearly parallel to the regional foliation in the enveloping country rocks (mica schist). The Sukari pluton is generally fine to medium grained with pale pink to grey color, and mostly free of xenoliths. The main mineralized lode in the Sukari pluton occurs along the contact between the granite and the volcaniclastic metasediments. The main auriferous quartz vein runs NE-SW along shear

fractures for about 450 m, striking N25–35°E and dipping 30–55° toward the SE and accompanied by a series of en-echelon arrays, veinlets and offshoots suparallel to the main zone.

### **Mineralization of Sukari Deposit and Alteration Zones**

Gold mineralization is restricted mainly to the Sukari porphyry and subsidiary to the porphyry dykes. The nature of the surface and subsurface (encountered in drill cores) mineralization is consistent throughout the deposit, with major differences in vein geometry. Essentially there are three types of veining at Sukari: sheeted extension vein arrays, en echelon arrays of extension veins within variably dipping brittle-ductile shear zones, and through-going shear extension veins and laminated reefs and breccias of significant strike and dip continuity (Smith et al., 2014). The porphyry is cut by fracture zones featuring strong sericite alteration and variable carbonate alteration, quartz veining and pyrite mineralisation. The intrusive body along the contact zone is characterised by intense silifications and a profusion of small hydrothermal quartz veins. It also displays pyrite and kaolin.

There are numerous outcrops of quartz-feldspar porphyry dykes within metavolcanic rocks on hills to the east and north east of the Sukari. In many places these dykes and adjacent wall rocks are sericite and carbonate altered and carry gold grades associated with quartz veining. The main ore mineral is pyrite, which though predominantly occurs in the altered wallrock and to a lesser degree in the vein quartz itself (R. Klemm , 2013). Quartz veins in Sukari granitoid body are commonly surrounded by alteration zones. Granite is altered to fine grained rock composed of quartz, albite, sericite and muscovite with minor pyrite.

The Sukari gold deposit is confined to an intrusive massif composed of granitoids and gabbro-diorites and consists of four ore-bearing zones stockworks structure, including gold contents. Gold-bearing quartz veins and veinlets are located in the apical part of the granite massif in the Hangingwall. at the contact with carbonaceous shale.

The gold-quartz-sulfide vein formation is confined to the intrusive massifs of potassium-alkali granitoid. Gold mineralization in most cases is associated with quartz veins in granite. In all quartz gold-bearing veins, gold is associated with pyrite or with pyrite and arsenopyrite aggregates. The vein zones consist of massive quartz with dispersed gold and sulfide minerals.

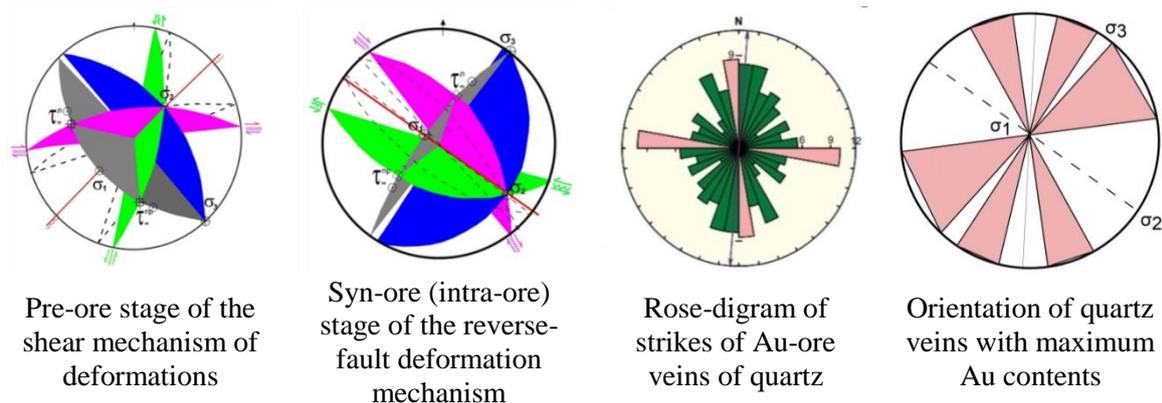
Geological structures play an important role in the manifestation of gold mineralization in the Sukari gold mine area. The tectonics study of the area was aimed at studying the orientation and kinematics of ore-controlling and ore-bearing faults and fracture zones of rocks. Sukari gold mine area is complex Precambrian volcanogenic-terrigenous rocks, broken Granitic intrusions embedded a thick sequence of shales and serpentinites.

### **Deformation mechanism and gold mineralization**

Reconstruction of tectonic fields of tension is carried out by data about a fracture of host rocks and orientation main normal ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) and the maximum tangents ( $\tau_{\text{left}}$ ,  $\tau_{\text{right}}$ ) of the tension supervising development of tectonic deformations on pre ore and intra ore stages of formation of gold deposit. On a ratio of orientation main normal ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ ) tensions it is determined that development of a pre ore stage was supervised by operation of the shift mechanism, and intra ore - operation of the upleap mechanism of deformation processes.

Operation of the upleap mechanism occurred at subvertical orientation "stretching" ( $\sigma_1$ ) tension.

Activation of this tension defined the leading role vertical deformation components in a volume of rock formations (overcoming of their gravitational compression). Thus, zones of the increased permeability of rocks, - the favorable environment for development of processes of a mineralization (movement of ore-bearing fluids) were formed. In the thesis, it is shown that according to this scheme there was a formation of «The main vein» ore-bearing quartz and stockwork ore zones "Ra" and "Faraon". Placement of ores within Sukari's granite massive and the massive in, containing it, structure of a horst were defined by the upleap mechanism of deformation (Шарафелдин, 2019) (fig.2).



**Figure 2.** Comparison of the strikes of the Au-ore veins of quartz (right diagram, the statistical maxima of the veins are shown in pink) with the orientation of the planes of action of the main stresses at the pre-ore and syn-ore stages of the development of the Sukari deposit.

## Conclusions

The mineralized structures of the Sukari deposit are associated with various formations of quartz veins and veinlets and changes in host rocks. They vary by more than tens of meters in the fall along the faults. The field is genetically related to the sequential change of locally manifested mechanisms of the deformation process (shear, fault and uplift). Signs of such a change are: inversion of the deformation mechanisms and a thrown-through mechanism of decompaction.

The upthrust mechanism of the sin ore phase was controlled not only by the required volume decompaction of rocks in the processes of ore genesis, but also by the local formation of horsts superimposed on the regional fold-thrust structure of the gold province in the area of the Sukari deposit.

The leading role in the geological and structural conditions of the placement of vein and vein ores, ore-bearing metasomatites belonged to the processes of deformation at the synod - upthrough stage of formation of the deposit.

## Bibliography

1. Шарафелдин Х. Э., Верчеба А.А. Васильев Н.Ю. Тектонические деформации золоторудного месторождения Сукари (Египет). Разведка и охрана недр, 2019, № 4. С 12-16.

2. Fritz, H.; Abdelsalam, M.; Ali, K.A.; Bingen, B.; Collins, A.S.; Fowler, A.R.; Ghebreab, W.; Hauzenberger, C.A.; Johnson, P.R.; Kusky, T.M.; Macey, P.; Muhongo, S.; Stern, R.G.; and Viola, G., 2013. Orogen styles in the East African Orogen: A review of the Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution. *Journal of African Earth Sciences* 86, 65–106
3. Klemm, R., Klemm, D., *Gold and Gold Mining in Ancient Egypt and Nubia*, Springer, 2013.
4. Kröner A, Krüger J, Rashwan AA. Age and tectonic setting of granitoid gneisses in the Eastern Desert of Egypt and south-west Sinai. *Geol Rundsch.* 1994, vol.83, pp.502–513
5. Smith, P.; Osman, R.; Franzmann, D.; Johnson, N.; and Boreham, C., 2014. Mineral Resource and Reserve Estimate for the Sukari Gold Project, Egypt. Internal technical report, Centamin Egypt Ltd, 177p.

**Новый тип IOCG оруденения Восточного Среднегорья Болгарии**  
**Верчеба А.А. (МГРИ, verchebaaa@mgrid.ru), Карманов Е.Н. (ФГБУ «ВИМС»,  
karmanov.geo95@gmail.com)**

## **Аннотация**

Металлогенический облик Восточно-Среднегорской структурно-металлогенической зоны определяется поликомпонентным (медь-свинец-цинк-золото-железо) комплексом рудных формаций. Рудные месторождения ассоциируют с вулканогенными и вулканогенно-интрузивными формациями горных пород и представлены медно-колчеданными, медно-порфировыми, а также жильными медными типами руд. Новые данные по особенностям геологического строения и вещественному составу руд жильного месторождений Вырли-Бряг и Росен позволяют предполагать новый перспективный природный тип комплексных руд в Бургасском рудном поле и относить его к минеральному типу IOCG месторождений.

## **Ключевые слова**

Структурно-металлогеническая зона, вулканогенные формации горных пород, месторождения металлических полезных ископаемых, IOCG оруденение.

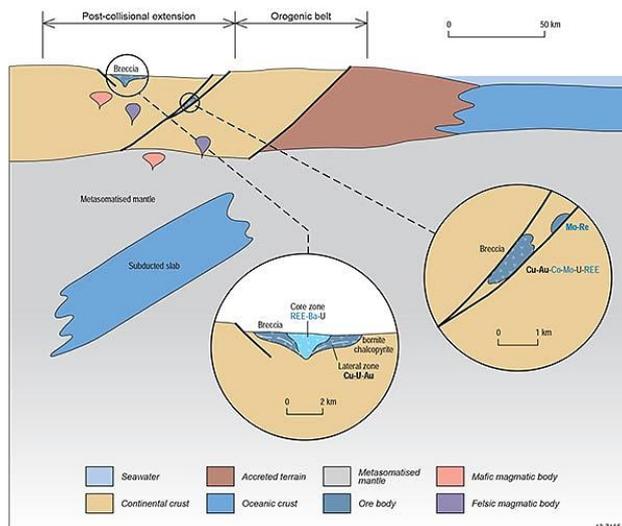
## **Теория**

Месторождения оксидов железа с медно-золотой минерализацией (IOCG) считаются гидротермально-метасоматическими объектами, обусловленными проявлением магматической деятельности. Данный тип месторождений был впервые выделен при исследовании суперкрупного золото-медно-уранового месторождения Олимпик Дам, открытого в Южной Австралии в 1975 г [3].

Месторождения IOCG формируются как правило в эпитепральном режиме, связанном с магматической деятельностью и проявлением хрупко-пластичных деформаций вмещающих пород земной коры. Промышленное оруденение IOCG формируется внутри разломов в виде эпигенетической минерализации более дистально по отношению к интрузиву, как источнику тепловой энергии, тогда как медно-порфировые месторождения более проксимальнее интрузивных тел [4]. Интрузивы представлены главным образом гранитоидами I или A-типа, выступают как источники тепла и энергии, за счет чего в надинтрузивном пространстве происходит циркуляция минерализованных флюидов. Поэтому оруденение IOCG обычно локализовано на периферии крупных магматических тел – плутонов, которые интродуцируют вулканогенно-осадочные породы континентальной земной коры (рис.1).

Месторождения IOCG могут формироваться в породах, обогащенных железом, обогащение железом силикатных пород за счет метасоматоза отмечено в некоторых областях восточного обрамления Родопского срединного массива в Бургасском рудном районе, где разведаны месторождения Росен и Вырли-Бряг.

Рудные жилы месторождения Росен расположены в Восточно-Среднегорском сегменте Карпато-Балканской кальциево-щелочной вулканоплутонической островной дуги и образовались в заключительном интервале внутридугового рифтогенеза, который дал восточнее начало спредингу морского дна в Западно-Черноморском палеобассейне.



**Рисунок 1.** Схематическое расположение типов месторождений IOCG

В образовавшемся подводном вулканогенно-осадочном рифтовом бассейне преобладает промежуточный вулканизм от мафического шшонитового до ультращелочного калиевого и подчиненной ролью габбро-монцонит-сиенитового магматизма. Жилы восточной и северо-восточной ориентировки определяют северо-западное выполаживание оруденения месторождения Росен вдоль западного контакта сиенитов, предположительно являющегося частью большой кольцевой дайки [1].

Росенское рудное поле расположено в периферической частях одноименного интрузивного массива ларамийского возраста, внедрившегося в эффузивные породы позднемелового возраста. Вулканогенные породы представлены тефритами, трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами и щелочными трахитами. Среди вмещающих вулканических и субвулканических образований, слагающих рудное поле, выделены четыре комплекса: вулканогенный трахиандезит-андезитовый, субвулканический диорит-порфириновый, интрузивный габбро-монцонит-сиенитовый и комплекс дайковых пород.

Росенский плутон является полифазным интрузивом размером 25 x 4 км, который внедрен по разлому, формирующему кальдеру. Плутон, по-видимому, имеет концентрическое строение и погружается к центру вулcano-плутонической структуры. Дайки, имеющие разнообразный монцонит-сиенит-диоритовый состав, прорывают как эффузивные, так и интрузивные породы, они ориентированы в северо-восточном направлении и прослеживаются по простиранию до 2-3 км.

Аккумулятивный конус лавовых покровов и пирокластики палеовулканической постройки, в строении которой широко распространены агломератовые и пепловые туфы, лавы, лавобрекчии, эксплозивные брекчии, отличается фациальной изменчивостью. После активной вулканической деятельности произошло интенсивное вулcano-тектоническое разломообразование, сопровождавшееся внедрением субвулканических даек и штокообразных субвулканических интрузивных тел по системе радиально-концентрических разломов. В конце активного вулканизма произошло образование кальдеры обрушения, в результате проседания всего вулканического сооружения по системе концентрических разломов.

Месторождения Росенского рудного поля пространственно связаны с плутоном Росен и образовались в ларамийскую вулcano-интрузивную стадию. Модельный возраст месторождений составляет 80 млн лет [1].

В рудном поле Росенского месторождения известно около 40 серий рудных жил и многочисленные проявления непромышленной металлической минерализации. Рудные жилы развиты вдоль юго-восточного склона Росенского вулкана вблизи с его контактом с Росенским плутоном, локализованы в тектонических нарушениях восток-северо-восточного направления (45-650) и в трещинах оперения, а также в контактовых зонах даек с вулканогенными породами. Рудные жилы ориентированы почти перпендикулярно к контакту Росенского интрузивного массива, выполняют радиальные трещины вулcano-плутонической структуры. Рудоподводящими и частично рудовмещающими являются разломы север-северо-восточной ориентировки с простиранием 10-300. Во время постмагматического рудообразования по разломам происходили сбросо-сдвиговые тектонические движения, которые привели к формированию систем главных и оперяющих разломов.

Околожилные изменения вмещающих пород выражены хлоритизацией, серицитизацией и окварцеванием.

Рудные жилы сложены халькопиритом, пиритом и содержат магнетит, спекулятит, молибденит, сафлорит, кварц. Реже встречаются карбонаты, апатит, шеелит, сфалерит, галенит, кобальтин и пентландит. Текстура руд пятнистая, прожилковая.

В рудном поле месторождения Росен и в отдельных системах рудных жил установлена зональность, выражающаяся в наличии столбообразных участков, сложенных специфическими минеральными ассоциациями, которые возникли в результате проявления нескольких стадий минерализации. Такие столбообразные участки имеют крутое (55-600) склонение на юго-запад и закономерно сменяют друг друга по простиранию.

С юго-запада на северо-восток выделены следующие зоны: апатит-биотитовая, магнетит-спекуляритовая, пирит-кобальтиновая, молибденит-халькопиритовая и карбонатная. В промышленном отношении наиболее интересны пирит-кобальтиновая зона, занимающая юго-западные части рудных жил и молибденит-халькопиритовая, охватывающая их центральные части.

Месторождение Вырли-Бряг приурочено к одному из центров позднемелового магматизма. Район сложен верхнемеловыми магматическими породами, которые по периферии рудного поля перекрыты отложениями кайнозойского возраста. Эффузивные породы представлены андезитами, трахиандезитовыми, тефритами, трахибазальтами при преобладании основных и средних разностей. Интрузивные породы слагают Вырли-брягский плутон, в строении которого выделены три фазы: монцонитовая, сиенитовая и сиенит-аплитовая [2].

Основной дизъюнктивной структурой в районе месторождения Вырли-Бряг является региональный разлом северо-восточного направления, который являлся магмоподводящим.

Восточнее этого разлома расположена тектоническая зона, сложенная раздробленными и брекчированными гидротермально измененными вулканическими породами. Она служит рудоподводящим каналом и является рудоконтролирующей структурой. По простиранию и по падению разломная зона плавно изгибается и в тех местах, где ее направление ближе к меридиональному, она становится более пологой и менее мощной.

Рудные жилы второй группы на глубине также сочленяются с главным разломом, но вероятно, генетически с ним не связаны. Кроме того, рудовмещающими являются трещины, связанные с первоначальной трещиноватостью вулканитов. Эти дуговидные и концентрические трещины, связанные с внедрением Вырли-брягского плутона. Во время отложения руд по ним также происходили право-сдвиговые смещения.

По своим размерам и составу рудные жилы близки к образованиям рудного поля Росен, однако в отличие от последних они же содержат молибдена и кобальта. Жилы рассекают эффузивные породы, часто идут по контакту даек.

Гипергенная минерализация месторождения Вырли-Бряг представлена в основном борнитом, ковеллином, самородной медью, купритом, малахитом, азуритом, хризоколлой с высоким содержанием гидроксидов железа, что является индикатором некоторых месторождений типа IOCG.

## **Выводы**

Комплексные оксид железо-оксидные с медью и золотом (IOCG) руды представляют собой разнообразную группу месторождений твёрдых полезных ископаемых отличаются следующими признаками:

- 1) Присутствие в руде Cu с или без Au и минералов железа;
- 2) Руды гидротермальные приурочены к основным дизъюнктивным структурным элементам месторождения.
- 3) Наличие магнетита и/или гематита, спекулярита в руде и вмещающих породах.
- 4) Отношение оксидов металлов Fe/Ti во вмещающих горных породах больше, чем в большинстве изверженных пород,

Кроме того, для большинства месторождений типа IOCG широко проявлена пространственно-временная ассоциации с батолитами гранитоидов и обширными ореолами обширной и широко распространенного щелочного метасоматоза. Многие месторождения IOCG обогащены геохимически разнообразным набором микроэлементов, в том числе в различных сочетаниях с U, REE, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Mo, Ag, Ba, Co, Ni и As. Некоторые элементы примеси в руде месторождений IOCG также могут являться важнейшими компонентами в контексте комплексного состава руд, что определяет промышленную значимость месторождений данного типа.

В Среднгорской структурно-формационной зоне выявлены месторождения, которые содержат раннюю кальциево-калийную ассоциацию пород, за которой следуют преобладающие магнетит, хлорит и карбонаты, а также кварц, халькопирит, пирит и множество других рудных минералов, которые в совокупности дают необычную

геохимическую специализацию пород и руд: Fe-Cu-Au-Mo-Co-Ni-W-Bi-Zn-Pb-U-LREE [4].

Тесная корреляция между Fe, Cu, U и LREE выявлена не только в руде, но и даже в хвостах флотации руды. Жилы с молибденитом были образованы 80.6 млн лет назад. Модельный геохронологический возраст по циркону для монцонита и сиенита плутона Росен определен как 80 млн лет по U-Pb методу. Минералогические и структурно-морфологические особенности района месторождений Вырли Бряг и Росен сопоставимы с известными во всем мире месторождениями IOCG и по условиям залегания сходны с вертикально протяженными жилами IOCG в прибрежной провинции Кордильер [4].

### **Библиография**

1. Кольковский Б., Попов П., Сокеров Д. Медное месторождение Вырли-Бряг. В кн.: Двенадцать рудных месторождений Болгарии. София. 1974, с. 157-176.
2. Рудные формации Карпато-Балканской области. М.: Недра. 1978, 240 с.
3. Hitsman M.W. Iron Oxide-Cu-Au Deposits: What, Where, When and Why: in Porter T.M. (ed). Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits. A Global Perspective, 2000. Volume 1; PGC. Publishing Adelaide, pp.9-25.
4. Sillitoe R, Magaranov G, Mladenov V. Rosen, Bulgaria: a newly recognized Iron-Oxide-Copper-Gold District. // Economic Geology 115/ 3/ DOI 19.5382. 2020.

**Особенности формирования коры выветривания в Моа, Куба**  
**Вильтрес Милан Е.\* (Санкт-Петербургский горный университет, [yviltres87@gmail.com](mailto:yviltres87@gmail.com)), Дашко Р.Э. (Санкт-Петербургский горный университет, [regda@mail.ru](mailto:regda@mail.ru)), Гуардадо Лакаба Р.М. (Университет Моа, Куба, [rguardado@ismm.edu.cu](mailto:rguardado@ismm.edu.cu))**

## **Аннотация**

Распространение и формирование коры выветривания представляют особый интерес в тропических районах, что обусловлено характерным климатом, являющимся важным фактором формирования мощных кор на протяжении всей геологической истории Земли. Поэтому закономерности, установленные для молодых эродированных коры тропического пояса, могут быть использованы для разработки теории образования к для разработки теории образования старых выветрившихся коры. Эта проблема имеет большое практическое значение, так как формирование коры выветривания связано с рядом месторождений ценных минералов, таких как железо и силикатно-никелевые минералы, бокситы, каолин и др. Таким образом, объектом исследования являются коры выветривания региона Моа на Кубе, носители никеля и кобальта, которые представляют собой одно из основных направлений экономики страны.

## **Ключевые слова**

Коры выветривания, факторы формирования, тропические зоны, Моа

## **Введение**

Корки выветривания возникают в результате механического разрушения горных пород и их минералов в соответствии с физическими, химическими и биологическими процессами, происходящими в окружающей среде. Геологические условия формирования остаточных залежей латеритовых руд Fe - Ni - Co должны определяться геологическими факторами, возникающими в экзогенных условиях планеты, такими как химический и минералогический состав ультраосновной литологии, климат, геотектоника, геоморфология и гидрография.

Интенсивность выветривания определяется рядом факторов, влияющих на скорость и характер протекающих процессов. Эти факторы подразделяются на две категории: внутренние и внешние. К первым относятся поры, трещины горных пород и, в основном, их минералогия. Внешние по отношению к температуре и химизму растворы в основном определяются их кислотным числом и гидродинамикой выветриваемых растворов (Bland and Rolls, 1998).

В породах с высоким содержанием железа и алюминия интенсивные дожди и высокие температуры вызывают разложение материнских пород, дождевая вода, проникающая на глубину, вызывает растворение минералов первичной породы и уменьшение легкорастворимых элементов, таких как натрий, калий, магний, кальций и кремний, что способствует накоплению наиболее нерастворимых элементов, в данном случае железа и алюминия, образуя гетитовые латериты с высоким содержанием железа и бокситы с высоким содержанием алюминия.

Мера "количества выветривания" на участке может быть получена соотношением глинозема в выветриваемом материале и в свежей породе. Существует также зависимость между суммой оксидов Na и K / SiO<sub>2</sub> выветренного горизонта по отношению к исходному материалу, которая называется "фактором выщелачивания". (Birkeland, 1974).

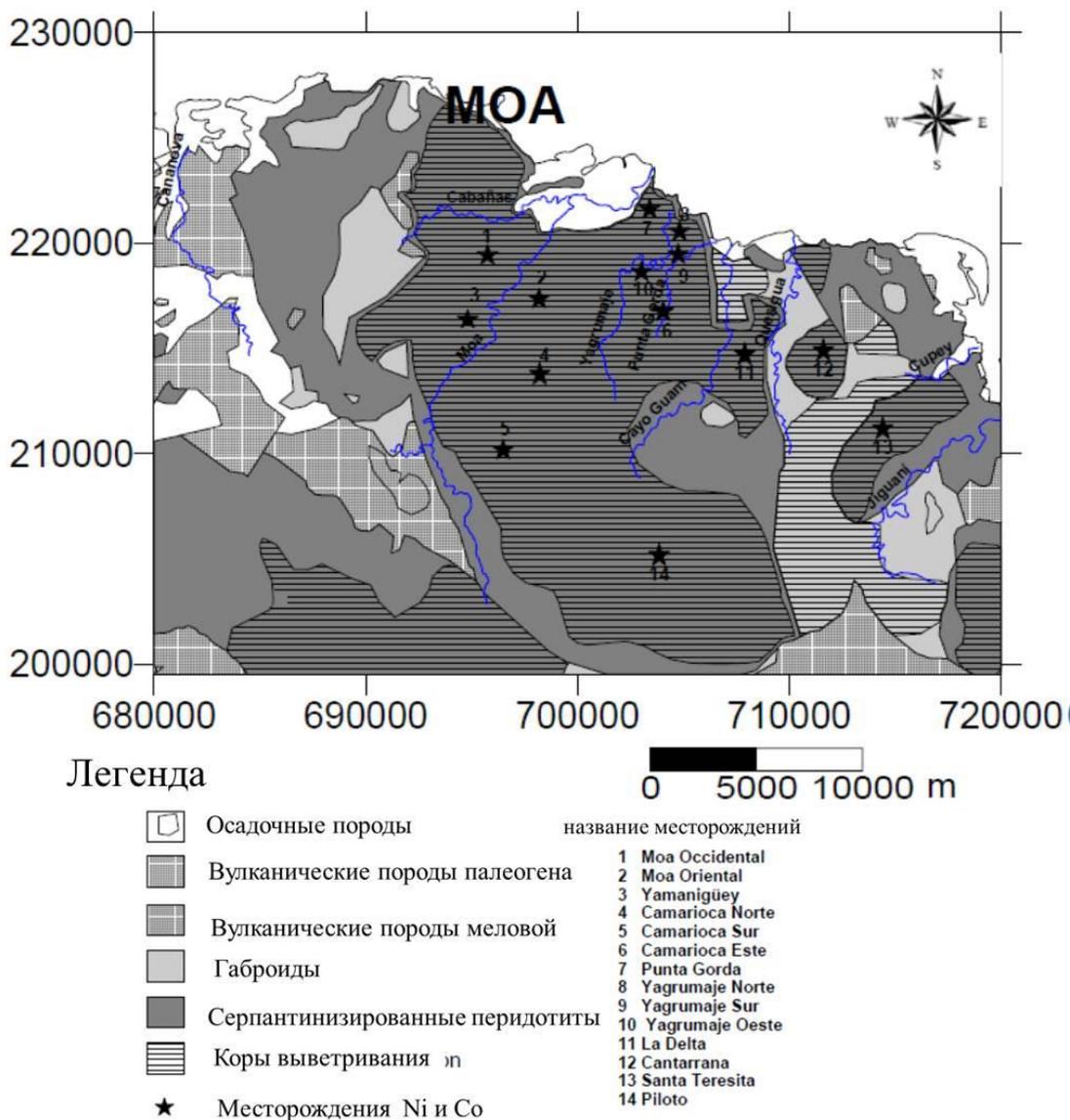
Коры выветривания формируются только во время региональных континентальных углублений в осадконакоплении, а также при весьма специфических условиях тектонического режима после складчатости и последующей пенипланации территории. Эти огромные континентальные впадины существовали на Кубе в олигоцене. В олигоценовый период (по крайней мере, в нижнем и среднем олигоцене), после завершения складчатости верхнего эоцена Кубы, начался длительный этап континентального развития. Где считается, что латеритная кора выветривания сформировалась именно в этот период.

По своему геолого-тектоническому положению они относятся к сложнейшему типу складчатых областей. К ним приурочены богатые месторождения железа, никеля, кобальта, хрома, марганца и др. Кора выветривания Моа расположены в северо-восточной части острова, связанные с ними железозносные месторождения представляют собой один из самых важных минеральных ресурсов в стране из-за их протяженности и запасов, играющих фундаментальную роль в экономическом развитии Кубы. Начало его разработки и производства относится к середине 50-х годов 20 века.

## **Факторы образования кор выветривания в Моа**

### **Геологические характеристики**

Горный массив Моа-Баракоа относится к кубинскому складчатому поясу раннемелового юрского периода. Где наиболее важные месторождения никеля и кобальта расположены в восточной части Кубы (рисунок 1). Основные породы, на которых развиваются эти обширные корки, представлены породами офиолитовой ассоциации, такими как гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты, входящие в состав мантийного комплекса, комплекс фундамента океанической коры представлен нормальными габбро, габбро. оливиникос, троктолитас, норитас, габбро-норитас; а из переходных зон - плагиоклассические породы дюн, плагиоклассические гарцбургиты, трондьемиты, габбро-пегматиты и хромититы.



**Рисунок 1.** Геологическая схема и расположение месторождений Ni и Co в регионе Моа. Вера и др., 2012 г.

### Геоморфологические характеристики

Геоморфологически территория Моа характеризуется крутым рельефом, где 6% поверхности составляют аллювиальные равнины, а 94% - горы. Рельеф определяется горным массивом Сагуа-Моа-Баракоа с максимальной высотой 1174 м над уровнем моря (Пико-Эль-Толдо). Склоны имеют средние значения от 5 до 20%, при этом преобладание склонов меньше, чем 10%. Южнее, в долине рек Моа и Кайо Гуам, видны почти отвесные склоны. Равнинный рельеф, расположенный в прибрежной зоне, проявляется абразивными морскими равнинами, денудативными и слегка расчлененными с высотами 20-25 метров. Среда осадконакопления характеризуется накоплением в пенипланических областях и фронтонах с крутым уклоном (15–250), вызванным эрозией и выветриванием поверхности, как правило, с высокой региональной базой, связанной с процессами почвообразования над уровнем грунтовых вод.

## **Тектонические характеристики**

С геотектонической точки зрения офиолиты этого региона характеризуются очень сложной геологической структурой, в которой выделяются зоны линейного складывания, мантии перегрузки, зоны меланжа, зоны сдвига и обширная сеть разломов и трещин. Они имеют свое происхождение, связанное с прекращением субдукции, которая привела к столкновению между островной дугой и континентальной окраиной, что привело к размещению офиолитического комплекса, поэтому разломы этой системы пространственно и генетически связаны с границами мафических и ультрамафических тел внутри комплекса.

## **Климатические характеристики**

Он характеризуется микроклиматом в восточном регионе страны, где количество осадков колеблется от 2000 до 2400 мм в среднем за год и в среднем за исторический период 2500 мм в год. Средняя годовая температура колеблется в пределах 22,6–30,5 °С, летом достигаются значения от 30 °С до 32 °С, а зимой - от 22 °С до 26 °С, самые жаркие месяцы - с июля по сентябрь и холода с января по февраль. Средняя годовая относительная влажность составляет 85%, месяцы с самой высокой влажностью - декабрь (94%), ноябрь (86%) и октябрь (90%). Годовое испарение колеблется в пределах 2200-2400 мм / год, июль и август - самые засушливые. Климатические условия повлияли на трансформации первичных минералов, присутствующих в серпентинизированных ультрамафитах, где регистрируются температурные колебания, способствующие разрушению элементарной ячейки ферромагнезиальных минералов. Эти условия способствуют развитию процесса трансформации первичных минералов в коре выветривания, особенно потому, что на этих территориях попеременно бывают периоды засухи и дождя.

## **Гидрографические характеристики**

Обилие осадков почти круглый год в сочетании с особенностями рельефа и климата способствуют существованию гидрографической сети, идущей с юга на север, она является дендритной, хотя в некоторых случаях наблюдается субпараллельная сеть, его плотность составляет от 1,5 до 2 км реки на км<sup>2</sup>, что указывает на значительный поверхностный сток и характеризуется большим количеством постоянных рек и ручьев в течение года. Локальная изменчивость направления потока поверхностных вод контролируется тектоническими трещинами территории.

## **Геохимические характеристики латеритов**

В механизмах трансформации первичных минералов и образовании латеритных минералов, которые несут Ni и Co. Агенты выветривания вмешиваются в основные и ультраосновные литологии, они вызывают разрушение первичных минералов, в частности, ферромагнезиальных минералов, оливина и пироксенов, а преобразования, которые происходят в коре выветривания, осуществляются посредством химических реакций; окисление, гидратация, гидролиз и диализ.

Окисление является наиболее частым из превращений, происходящих в процессе латеритизации серпентинизированных ультрамафитов. Результатом реакций окисления является образование оксидов и гидроксидов в коре выветривания,

образующих растворимые соединения, которые в некоторых случаях мигрируют. коры, с другой стороны, другие элементы образуют устойчивые минералы, которые составляют основной состав железоникелевых коры Моа, где преобладают окисленные минералы.

**Таблица 1.**

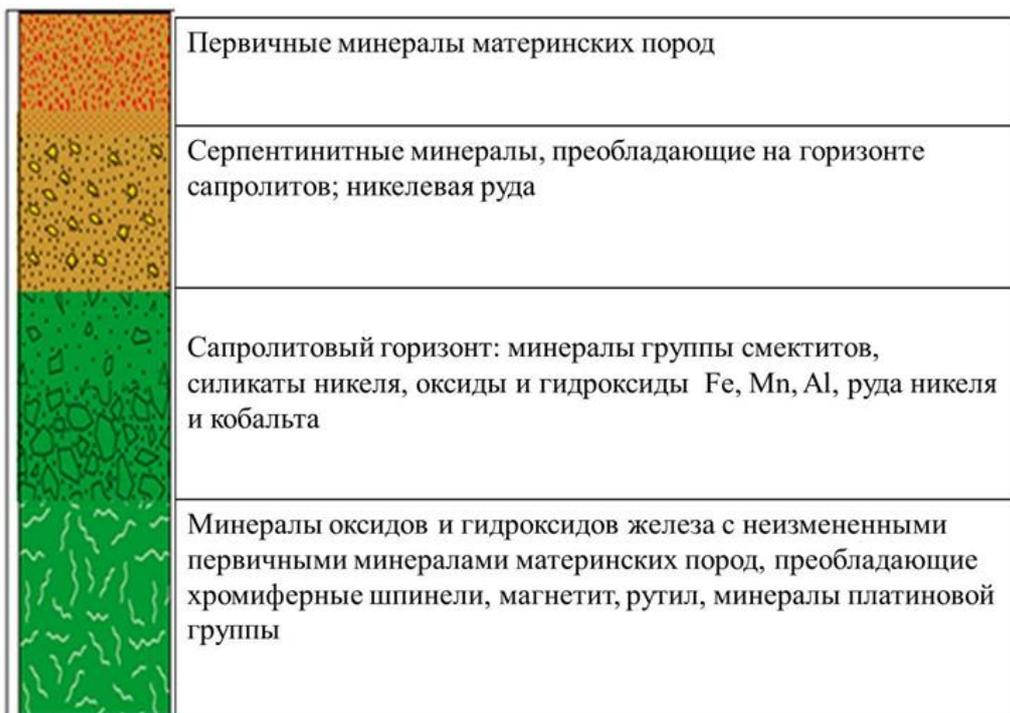
*Средний минералогический состав кор выветривания ультраосновных пород Восточной Кубы (% по массе). Лаваут, 1998.*

Литологическая зона	Гётит	Гиббсит	Глины	Серпентин	Магнетит + маггемит	Кварц	Минералы Mn	Хромовая шпинель
OICC	64,1	19,68	8,62 (a)	2,37	1,24	1,97	0,81	3,0
OI	69,7	12,97	8,26 (a)	2,12	1,27	1,69	0,99	3,16
OEF	65,0	7,67	11,51(a)	5,82	1,21	1,11	1,87	3,02
OEI	33,3	5,03	22,19(b)	28,8	2,56	4,09	0,69	2,04
RML	14,6	-	17,9 (c)	58,2	2,38	3,79	0,31	1,46
RMD	5,9	-	9,28 (d)	73,8	3,16	5,00	0,16	1,04

(a) Ферро-галлуазит (b) Феррисапонит (c) Монтмориллонит (d) Нонтронит

В результате химико-минералогических определений железоникелевых коры, проведенных в ходе геологоразведочных кампаний на месторождениях на северо-востоке Ольгина (Фигуерас и др. 2012 и 2014; Урра Абрайра и др. 2012 и 2013), Можно установить существование четырех типов латеритных профилей:

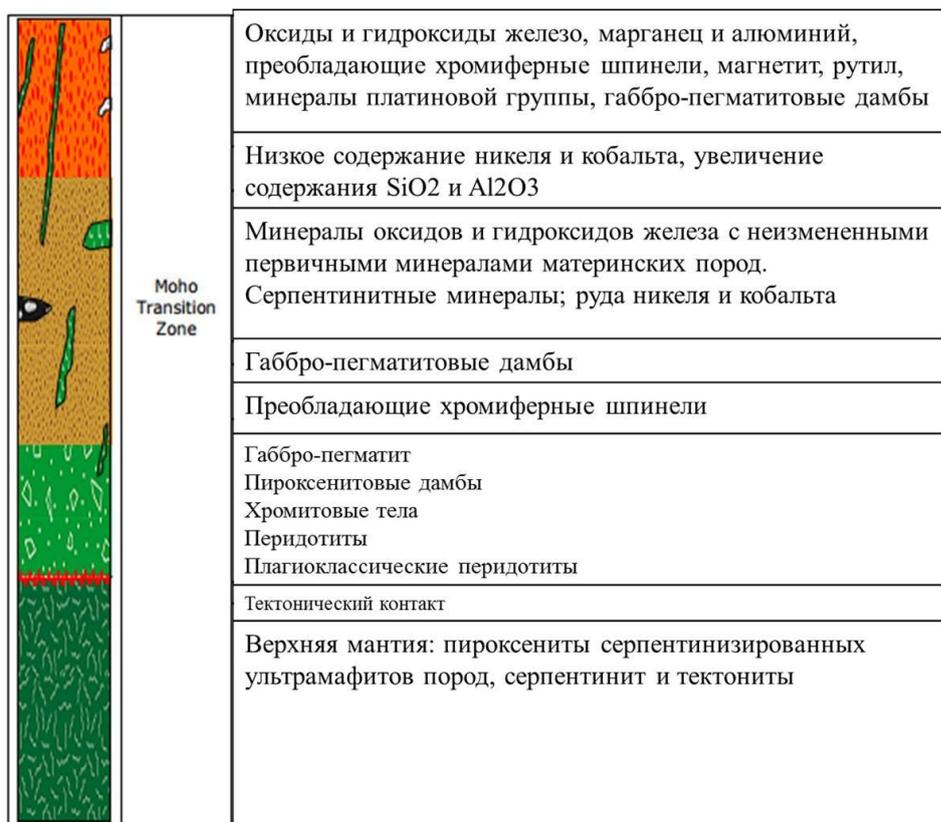
1. Профиль выветривания на породах мантии (Рисунок. 2.)
2. Профиль выветривания на породах океанической коры. (Рисунок.3.)
3. Профиль выветривания на породах переходной зоны мантия - океаническая кора. (Рисунок 4.)
4. Смешанный и сложный профиль выветривания (Рисунок 5.)



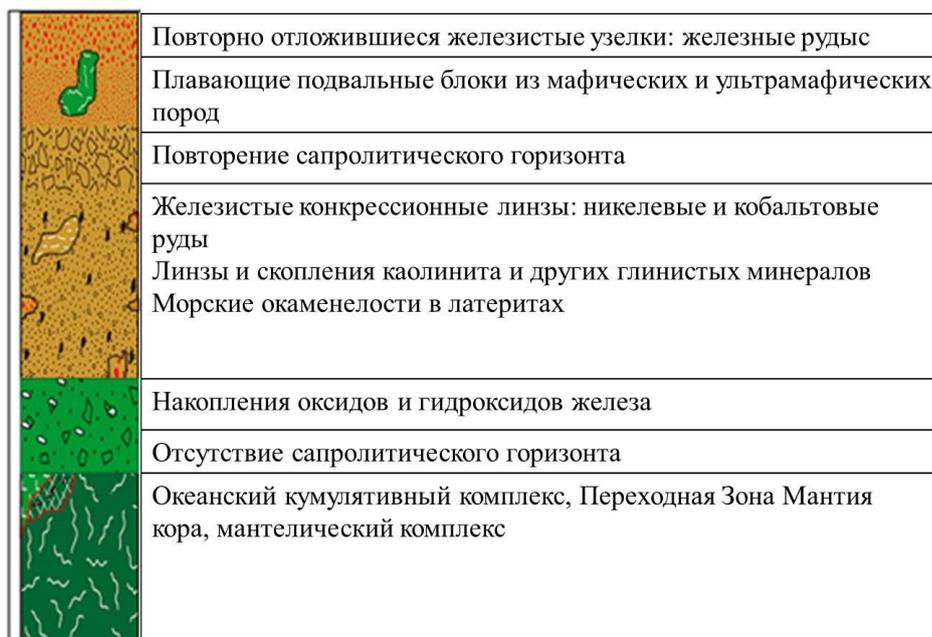
**Рисунок 2.** Профиль коры выветривания, развитой на серпентинизированных перидотитовых и серпентинитовых породах. Модифицированный Муньос и др., 2015



**Рисунок 3.** Профиль коры выветривания, сформировавшейся на породах океанической коры. Модифицированный Муньос и др., 2015



**Рисунок 4.** Профиль коры выветривания, сформировавшейся на породах переходной зоны мантия - океан. Модифицированный Муньос и др., 2015



**Рисунок 5.** Профиль коры смешанного и сложного выветривания на породах офиолитового комплекса. Модифицированный Муньос и др., 2015

## **Выводы**

Кора выветривания в районе Моа развивается преимущественно в серпентиновых породах офиолитового комплекса (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты, верлиты, пироксениты), они представляют собой наиболее распространенный процесс на всей территории развития этих пород, наиболее интенсивная степень которого может быть видно на уплощенных и пологих поверхностях высоких равнин региона (плато Тольдо) за пределами этих областей степень выветривания различна и сильно зависит от литологических типов, степени их растрескивания, а также величины склона. Образованию этих корых способствует микроклимат региона, где количество осадков составляет в среднем 2500 мм / год, а среднегодовые температуры колеблются между 22,6–30,5 ° С. В результате геохимических исследований установлено существование 4 профилей коры выветривания, знание которых будет способствовать повышению точности оценки минерально-сырьевых ресурсов сопутствующих месторождений.

## **Библиография**

1. Adamovich, A. F., y Chejovich, V. D. (1964): Sobre las condiciones geológicas de la formación de las lateritas en Cuba. Rev. Tecnol., 2(5):17-29.
2. Ariosa I., J.D. Y M. R. Díaz: “Modelos de yacimientos minerales: tipologías y aplicaciones”, Minería y Geología, XVIII (2) : 3-12, 2001.
3. Bland W. and Rolls, D. 1998. Mechanical weathering processes. In Weathering. An Introduction to the Scientific Principles, Arnold, Great Britain p 85–114.
4. Birkeland P. W.: Pedology, weathering and geomorphological research, Oxford Univ. Press, 1974.
5. Buguelsky, Y. Y. (1975): Regularidad es de la formación de las cortezas de intemperismo meníferas en las regiones húmedas tropicales (en el ejemplo de la Isla de Cuba). Resumen de la Disertación para optar por el grado científico de Doctoren ciencias geológico-mineralógicas [en ruso]. Moscu(1, 25 pp.
6. Figueras, M ; Urra , J ; Rodríguez , A . & Muñoz - Gómez, J. N. 2012: Informe de los trabajos de exploración detallada para la elevación de categoría de los recursos del yacimiento Camarioca Sur.
7. Muñoz, et al. 2014: Actualización del modelo teórico de perfiles de intemperismo laterítico para el nordeste de Cuba.
8. Muñoz, et al. 2015: Variabilidad de los perfiles lateríticos en los yacimientos ferroniquelíferos de Moa. Minería y Geología / v.31 n.2 / abril-junio / 2015 / p. 21-33 ISSN 1993 8012.
9. Rodríguez, A. Estudio morfotectónico de Moa y áreas adyacentes para la evaluación de riesgos de génesis tectónica. Instituto Superior Minero Metalúrgico. Moa( Tesis Doctoral) 19 p , 1998.
10. Torres-Zafra, J. L.; Lavaut-Copa, W. y Cazañas-Díaz, X. 2017: Modelos descriptivo–genéticos de depósitos minerales metálicos para el Mapa Metalogénico de la República de Cuba a escala 1:250 000. La Habana: Instituto de Geología y Paleontología. Servicio Geológico de Cuba. 272p. ISBN: 978-959-7117-74-2.

*Исследование структурно-химических особенностей микрогетерогенных рудных компонентов в исходных рудах и в шлаках с целью корректировки технологий обогащения и доизвлечения металлов*

*Гембицкая И.М.\* (Санкт-Петербургский горный университет, [gembitskaia\\_im@pers.spmi.ru](mailto:gembitskaia_im@pers.spmi.ru)), Гвоздецкая М.В. (Санкт-Петербургский горный университет, [gvozdetskaya\\_mv@pers.spmi.ru](mailto:gvozdetskaya_mv@pers.spmi.ru))*

## Аннотация

В данной работе продемонстрирован принципиально новый уровень генетической информации о структурно-химических особенностях рудных минералов при использовании высокоразрешающей растровой (с полевой эмиссией) и просвечивающей электронной микроскопии с комплексом аналитических приставок. Наличие нанокристаллических неоднородностей требует корректировки интерпретации физико-химических механизмов в рудообразующих геологических процессах, а также при разработке технологии переработки полезных ископаемых.

## Ключевые слова

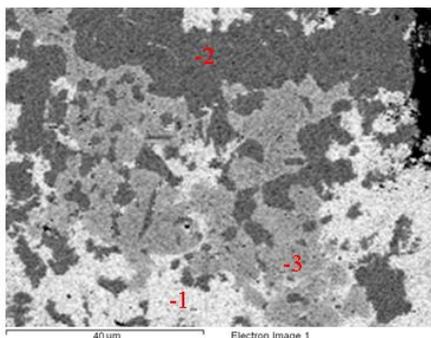
Структурно-химические микронеоднородности, растровая электронная микроскопия, рентгеновский микроанализ.

## Теория

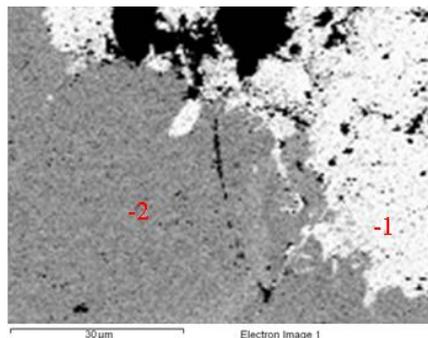
Традиционным способом контроля технологического процесса является валовый химический и рентгенофазовый анализы, которые в совокупности выявляют закономерности перераспределения химических элементов и изменения соотношения фаз. Однако, такой информации мало для установления физико-химического механизма и кинетических факторов. С этой целью необходимо использование локальных методов анализа от оптической микроскопии высокого разрешения, растровой электронной микроскопии с различным разрешением, совмещенной с рентгеновским микроанализом, до атомно-силовой микроскопии, оже-спектроскопии поверхности. Для оптимизации технологии обогащения требуется определение форм нахождения химических элементов. Данная проблема решается параллельно двумя экспериментальными методиками. Первая – анализ содержаний полезных компонентов вплоть до следовых количеств с использованием атомно-абсорбционной спектрометрии серии проб после специальной химической обработки (вытяжки различного состава). Вторая – использование локальных методов оптической, растровой и просвечивающей электронной микроскопии и рентгеновского микроанализа, позволяющая выявить механизмы процессов микротрещиноватости, взаимодействие на межзеренных границах, локальные концентрации полезных химических элементов на микроуровне [4,5]. Ниже подробно рассматривается методология решения некоторых подобных задач преимущественно с использованием растровой электронной микроскопии. Все исследования проводились на оборудовании Центра коллективного пользования Санкт-Петербургского горного университета.

**Золоторудные рудопроявления.** При подготовке золоторудных проявлений к технологической переработке важную роль играет правильная оценка формы нахождения Au и его взаимоотношения с сопутствующими рудными и нерудными

минералами. Введение в практику анализа высокоразрешающей растровой электронной микроскопии (с разрешающей способностью от 1 до 2 нм) показало сложность по составу и тонкую гетерогенность выделений золота. Так, в образцах нетрадиционного типа золотых платиноидных руд Приполярного Урала проявилась фазовая неоднородность на уровне 80-100 нм с преобладанием составов (масс. %): 56,64 Au, 43,07 Ag, 0,14 Cu, 0,14 Pd и 94,23 Au, 5,56 Ag, 0,16 Cu, 0,05 Pd [1]. Исследование золоторудных проявлений месторождения Озерное выявили чрезвычайную гетерогенность и сложную морфологию золотосодержащих фаз (средний размер частиц до 10 мкм, чаще до 3 мкм). Зерна разной пробыности агрегированы в бесформенные частицы 300-500 мкм (рис. 1).



Точки микроанализа	Cu	Ag	Au
1	0.5	0.1	99.4
2	22.2	0.1	77.7
3	1.6	20.1	78.3



Точки микроанализа	Cu	Ag	Au
1	0.5	2.1	97.4
2	0.5	39.6	59.9

**Рисунок 1.** Бесформенные агрегаты золотосодержащих фаз с результатами рентгеновского микроанализа. Изображения в режиме композиционного контраста в отраженных электронах, результаты микроанализа представлены в масс.% и нормализованы на 100%.

**Олово-редкоземельное месторождение.** Результаты исследования пород олово-редкоземельного месторождения позволяют выработать следующие принципы проведения минералого-геохимических исследований полезных ископаемых.

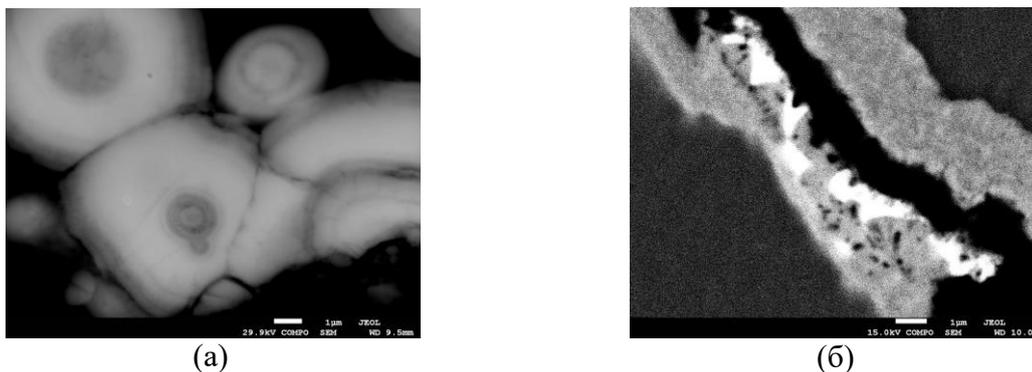
- Химический анализ многоэлементных проб целесообразно проводить таким образом, чтобы диапазоны определения элементов, перекрывались разными методами. При этом возможно избежать ошибки за счет пробоподготовки и аналитических ограничений разных методов.

- Причины изменения концентрации микропримесей в валовых анализах выявляются в специальных режимах рентгеновского картирования шлифов и анализа изображения в композиционном контрасте.

- Механизмы перераспределения рудных компонентов, наблюдаемые на микроуровне, определяют изменения их содержания на валовых уровнях.

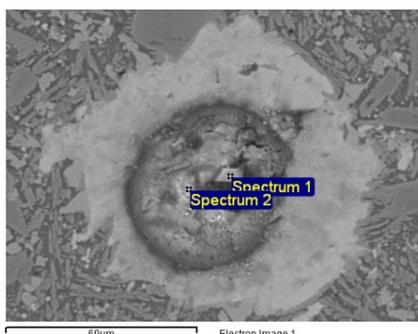
Особая сложность исследования минералов пород Северного Плутона заключается в мелкодисперсных проявлениях рудных и аксессуарных минералов. Принцип диагностики таких минеральных фаз, как черновит и мышьяксодержащий торит, проводился за счет анализа и вычитания химического состава вмещающей матрицы с подтверждением соответствующей кристаллической структуры в порошковом препарате на медной сетке в просвечивающем электронном микроскопе JEM-2100. Качественный анализ сложных многоэлементных фаз проводился с использованием волнодисперсионного спектрометра [2, 3]. Ниже приведены

фотографии, демонстрирующие сложный характер первичных и вторичных микронеоднородностей минеральных фаз. (Рис. 2)



**Рисунок 2.** Агрегат черновита-(Y) на стенках поры в кварце (а), купропирсеит в борните (б). Изображения в режиме композиционного контраста в отраженных электронах.

**Шлаки комбината Норильский никель.** При формировании шлаков концентрирование рудных металлов связано с миграцией летучих компонентов. Об этом свидетельствует отложение рудных компонентов на границах трещин на стенках пор и в газовых пузырях. Наиболее важным фактом при исследовании рудных микрофаз является нахождение их в восстановленных формах вплоть до самородных металлов (медь, никель и т.д.). Характерная морфология выделений металлов в виде шариков указывает на генетическую связь с газовой фазой. Явно выраженный восстановительный потенциал в газовой фазе сменяется при процессах охлаждения на окислительный, о чем свидетельствуют оторочки в виде сульфидов и оксидов, а также отложение более окисленных форм на стенках трещин. Динамика изменения рудных микрофаз контрастирует с абсолютно однородной силикатной матрицей, содержащей микрокристаллы пироксена. Характер силикатной матрицы подчеркивает высокие скорости охлаждения, несколько отличающиеся в закаленных корках и внутренних частях шлака. Последнее обстоятельство отражается в размерах кристаллов пироксена.



**Рисунок 3.** Процесс преобразования шарообразных выделений самородных металлов в сульфиды (светлые оторочки вокруг шариков). Изображение в режиме композиционного контраста в отраженных электронах.

Пробы в общей массе состоят из силикатной основы с вкраплениями тяжелых металлов в различных формах. Образцы имеют два типа текстуры: массивную плотную и пористую пемзовидную. Текстура образцов, отобранных с поверхности, более гетерогенна. По всей плотной силикатной массе рассредоточена часть рудного вещества, представленная в виде самостоятельных микро- и нано- кристаллов сульфидов железа, меди, никеля и их сростков. В пемзовидных участках сосредоточена наибольшая часть рудного вещества, генетически связанная с газовыми пузырями. Газовые пузырьки

образуются в отвале, т.к. образование отвала происходит путем перелива из вагонеток на откос отвала горячего шлака. Анализ рудного вещества внутри газовых пузырей показал, что металлы, направляемые в отвал в окисленной форме, взаимодействуя с газовыми включениями, восстанавливаются до сульфидов и даже до шарообразных вкраплений самородных металлов – Ni, Cu, Cr. Шарообразные выделения цветных металлов выявляют микрогетерогенность (Рис 2.б). Наиболее яркие центральные области сложены преимущественно самородными металлами, более серые участки и оторочка «шариков» представлена сульфидами этих же металлов. Такие самородно-сульфидные выделения цветных металлов, попадая в зону гипергенеза, служат причиной формирования серной кислоты. Особенно интенсивно процесс восстановления металлов идет в наблюдаемых порах, однако, отдельные «микрошарики» наблюдаются и в силикатной матрице. Из проведенных исследований становится очевидным, что в образцах, отобранных с поверхности, содержится большее количество рудных фаз, что генетически связано с большим содержанием газовых пузырьков.

## **Выводы**

Продемонстрированные примеры показывают преимущество исследования структурно-химических особенностей пород и руд с использованием высокоразрешающей растровой электронной микроскопии (с полевой эмиссией) и просвечивающей электронной микроскопии, оснащенных комплексом аналитических приставок для разработки схемы обогащения многих сложных оруденений с мелкодисперсными рудными минералами с целью установления разнообразных форм нахождения полезных элементов.

## **Библиография**

1. Галанкина О.Л., Гавриленко В.В., Гайдамако И.М. Новые данные о минералогии гидротермального золото-платиноидного оруденения Приполярного Урала // Записки ВМО, №3, 1998, с. 72-78.
2. Alekseev, V.I. Gahnite in Rare-Metal Metasomatic Rocks of the Verkhneurmisky Ore Cluster, Amur River Region /Alekseev, V.I., Marin, Y.B., Gembitskaya, I.M. // Geology of Ore Deposits, 2017, 59(8), pp. 765–772. DOI: 10.1134/S1075701517080025
3. Alekseev, V.I. Evolution of mineral forms of rare element accumulation in ore-bearing granites and metasomatites of Verkhneurmisky ore cluster (Priamur region) / Alekseev, V.I., Sukhanova, K.G., Gembitskaya, I.M. // Journal of Mining Institute, 2017, 224, pp. 149–155. DOI: 10.18454/pmi.2017.2.149
4. Gembitskaya I.M. Insights into the applicability of the X-Ray phase quantification supported by SEM for the rock-forming silicates minerals in the basaltic lava flows. / Gembitskaya I.M., Kotova E.L., Abdrakhmanov I.A., Kurovics E., Gomze L.A. // EPITOANYAG-Journal of silicate based and composite materials. 2020. Volume 72, 5. P.174-177. DOI: 10.14382/epitoanyag-jsbcm.2020.29.
5. Pharoe, B.K. Mineralogy, geochemistry and genesis of the post-Gondwana supergene manganese deposit of the Carletonville-Ventersdorp area, North West Province, South Africa /Pharoe, B.K., Evdokimov, A.N., Gembitskaya, I.M., Bushuyev, Y.Y. // Ore Geology Reviews, 2020, 120, 103372. DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103372

*Рений золотосеребряного рудопроявления Милоградово (Приморский край, РФ)  
Дубков А.А.\* (ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский геологический  
нефтяной институт», [dubston@mail.ru](mailto:dubston@mail.ru)), Сахно В.Г. (Дальневосточный  
геологический институт ДВО РАН, [sakhno@fegi.ru](mailto:sakhno@fegi.ru)), Кузнецов Ю.А. (АО  
«Приморзолото», [tundra49@mail.ru](mailto:tundra49@mail.ru))*

## **Аннотация**

Методами электронной микроскопии, нейтронной активации исследованы руды рудопроявления Милоградово, относимого к золотосеребряному типу, и установлено наличие в них золота, серебра, элементов платиновой группы (ЭПГ) и рения.

Результатами исследований установлен ряд неизвестных для данного месторождения минеральных форм, в том числе возможно и рения.

## **Ключевые слова**

Рудные месторождения, Милоградово, платиноиды, рений.

## **Теория**

Геологические и минералогические характеристики золотосеребряного рудопроявления Милоградово достаточно подробно освещены в научной литературе [1, 2, 4, 5]. Само проявление приурочено к Милоградовской палеовулканической кальдере нижнепалеогенового возраста, сформированной из пирокластического материала, который прорван эффузивными и мелкими интрузивными образованиями, в основном кислого состава. Золотосеребряное оруденение локализовано в жилах кварцадулярового состава, сформированных в 14 рудных зонах. Текстуры руд – типичны для месторождений золотосеребряного типа. Они представлены колломорфными, полосчатыми, кокардовыми, пятнистыми и пластинчатыми текстурами.

Минералогия Милоградовского рудопроявления достаточно полно охарактеризована Ненаховой Е.В. Ей описаны такие основные полезные компоненты руд, как самородное золото различной пробыности, электрум, акантит, галогениды серебра – кераргирит, эмболит, также отмечено наличие самородного серебра. Также ей отмечается резкое преобладание сульфидной формы серебра над самородной [2].

Сахно В.Г. с соавторами отмечали на данном рудопроявлении металлы платиновой группы [4]. Они представлены самородными и другими формами, относящимися к наноразмерным (менее 3 - 5 микрон), которые Н.В. Петровская (для золота) относила к классу "тонкодисперсного" [3].

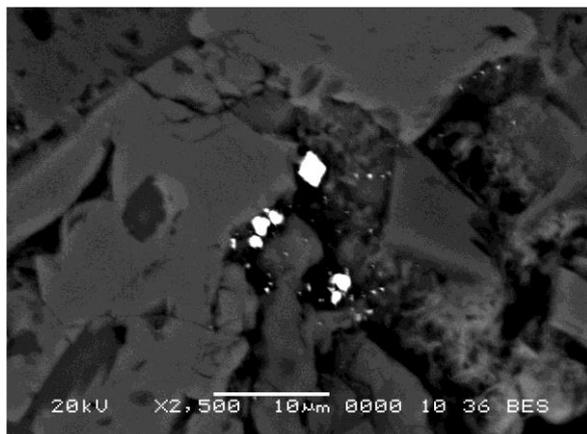
С целью изучения тонкодисперсных форм МПГ в породах Милоградовского рудопроявления, их морфологии, строения, химического состава, авторы провели исследования на сканирующих электронных микроскопах: «HITACHI TM-1000» с энергодисперсионным анализатором "Swift ED - EDS", «JSM-6380LV JEOL» с системой микроанализа «INCA 2500».

Всего было исследовано две пробы, взятые из рудных зон «Карлик» и «Южная». Пробы отбирались из прожилков со значительным количеством сульфидов.

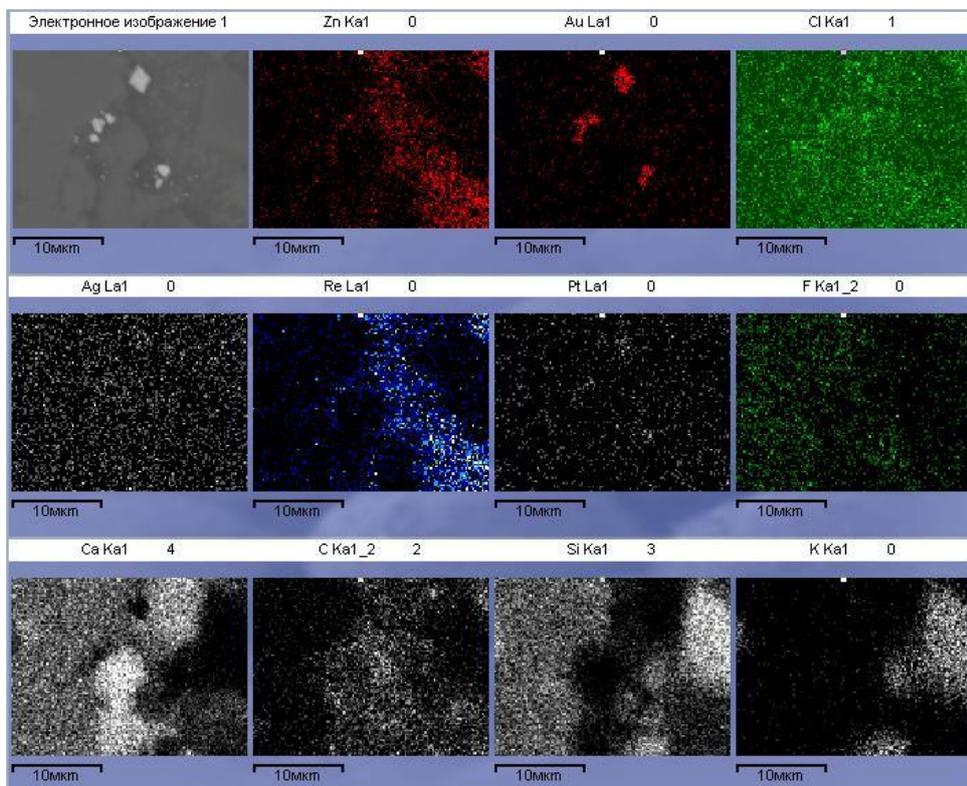
В пробах из рудных элементов, по данным микрозондового анализа, были отмечены цинк, золото, небольшое количество платины и неизвестная ранее фаза, возможно, рений.

На рисунке 1а отображен участок руды с четкими выделениями дисперсного золота.

Изображения в характеристическом излучении (рис. 1б) показали наличие других элементов; в частности, обнаружена «рениевая» фаза. Реальное наличие этой фазы остается под вопросом.



а)



б)

**Рисунок 1.** Выделения золота в анилифе образца породы с рудопроявления Милоградово в BSE (а) и в характеристических рентгеновских лучах Zn, Au, Cl, Ag, Re, Pt, F, Ca, C, Si, K (б). Увеличение x2500. Аналитик: Пилюгин М.П. (ВГУ, г. Воронеж).

Для проверки данных электронной микроскопии пробы исследовались методом нейтронной активации. Из всех элементов платиновой группы исследовалась только платина, так как периоды полураспада остальных платиноидов очень велики.

Данные по содержаниям элементов в пробах приведены в таблице 1.

**Таблица 1.**

Данные о содержании элементов, полученные методом нейтронной активации\*. Условия съемки: время облучения образцов общим потоком нейтронов - 2 часа, время выдержки после облучения – 1, 3 и 15 дней. Регистрация спектров гамма-излучения проводилась спектрометром Lynx в комплекте с HPGe детектором GC2018, Canberra USA.

Образец	Au, % масс	Pt, % масс	Re, % масс	Ag, % масс
<b>582 28-12</b>	$(1,01 \pm 0,01) 10^{-4}$	$(4 \pm 1) 10^{-5}$	$(7,6 \pm 1,2) 10^{-6}$	$(1,99 \pm 0,4) 10^{-3}$
<b>582 29-12</b>	$(8,21 \pm 0,12) 10^{-6}$	$(5,30 \pm 1) 10^{-5}$	$(4,01 \pm 0,19) 10^{-6}$	$(3,7 \pm 0,7) 10^{-4}$
<b>583 15-12</b>	$(1,75 \pm 0,2) 10^{-6}$	$(1,72 \pm 0,2) 10^{-4}$	$(7,7 \pm 1,9) 10^{-7}$	$(9,1 \pm 1,4) 10^{-5}$
<b>583 16-12</b>	$(1,72 \pm 0,31) 10^{-6}$	$(4,7 \pm 1,1) 10^{-4}$	$(5,5 \pm 1,2) 10^{-7}$	$(7,2 \pm 0,8) 10^{-5}$
<b>583 65-12</b>	$(5,94 \pm 0,05) 10^{-5}$	$(7,21 \pm 0,21) 10^{-4}$	$(2,3 \pm 0,5) 10^{-6}$	$(2,2 \pm 0,4) 10^{-3}$
<b>583 66-12</b>	$(2,26 \pm 0,01) 10^{-4}$	$(1,34 \pm 0,17) 10^{-3}$	$(4,1 \pm 0,9) 10^{-6}$	$(6,3 \pm 0,1) 10^{-3}$
<b>583 66-13</b>	$(4,05 \pm 0,4) 10^{-4}$	-	$(2,6 \pm 0,5) 10^{-6}$	$(1,5 \pm 0,3) 10^{-2}$
<b>583 67-13</b>	$(6,38 \pm 0,48) 10^{-4}$	$(1,27 \pm 0,15) 10^{-3}$	$(4,1 \pm 1) 10^{-6}$	$(3,5 \pm 0,7) 10^{-2}$
<b>583 80-12</b>	$(8,01 \pm 0,04) 10^{-4}$	$(9,65 \pm 0,95) 10^{-4}$	$(3,4 \pm 0,1) 10^{-5}$	$(3,7 \pm 0,4) 10^{-2}$
<b>583 80-13</b>	$(1,03 \pm 0,02) 10^{-3}$	$(9,76 \pm 0,63) 10^{-4}$	$(2,6 \pm 0,8) 10^{-6}$	$(3,6 \pm 0,5) 10^{-2}$

\*Анализы выполнены в лаборатории «Ядерной спектроскопии и нейтронно-активационного анализа» ФГБУ «Петербургский Институт Ядерной Физики им. Б.П. Константинова». Анализ выполнил: Зиновьев В.Г., заведующий группой Ядерной спектроскопии и нейтронно-активационного анализа.

Кларковые содержания рения в земной коре составляет  $7 \cdot 10^{-4}$  г/т (по Виноградову, 1962). Определенные содержания рения в пробах превышают кларковые значения в 10-100 раз. Таким образом, подтверждается возможность нахождения рения в минеральной фазе в рудах Милоградовского проявления.

## Выводы

В кварц-полевошпатовых рудах Милоградово установлена возможность находки новых минеральных форм рения. Однако это еще требует тщательной проверки.

## Библиография

1. Ненахов В.М., Янникова Ю.А., Ненахова Е.В., Русанов Р.А. // Литологические и минеральные особенности элювиально-делювиальных надрудных отложений и проблемы гравитационного обогащения для извлечения золотосеребряных концентратов (на примере рудопроявления Милоградовское, южное Приморье). // Вестник ВГУ, Серия Геология, 2017, № 2, стр. 121-132.
2. Ненахова Е.В. // Минеральный состав руд и условия формирования кварцевых жил с золотосеребряной минерализацией Милоградовского рудопроявления (Приморский край) // Вестник ВГУ, Серия Геология, 2016, № 4, стр. 62-67.

3. Петровская Н.В. Самородное золото. М., Наука, 1973, с.349.
4. Сахно В.Г., Кузнецов Ю.А., Баринов Н.Н., Пипко М.С. //Первые данные о находках самородной платины в породах золотосеребряного рудопроявления Милоградовской вулканоструктуры Южного Приморья (Россия). // ДАН РФ, 2014, т. 454, №5, стр. 570-574.
5. Сахно В.Г., Ростовский Ф.И., Аленичева А.А. // U-Pb изотопное датирование магматических комплексов Милоградовского золотосеребряного месторождения (Южное Приморье). // ДАН РФ, 2010, т. 433, №2, стр. 219-226.

*Значение ассоциаций глинистых минералов при алмазопоисковых работах*

*М.Н.Зинчук\* (ЗЯНЦ АН РС (Я), [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru))*

*Н.Н.Зинчук (ЗЯНЦ АН РС (Я), [nzinchuk@rambler.ru](mailto:nzinchuk@rambler.ru))*

## Аннотация

Различные стадии седиментогенеза, диагенеза, катагенеза и метагенеза отличаются сочетаниями глинистых минералов и степенью постседиментационного преобразования пород. Освещены глинистые минералы, поступившие из древних кор выветривания и прошедшие ранние стадии седименто- и диагенеза (частично катагенеза), к которым приурочено большинство мезозойских алмазоносных россыпей.

## Ключевые слова

Глинистые минералы, осадочные формации, изменение пород.

## Теория

Накапливающиеся в отложениях различных осадочных формаций глинистые минералы с учетом их изменения и новообразования на различных этапах осадочного процесса в каждом из них характеризуются специфическими химико-минералогическими и морфолого-генетическими особенностями [1-3]. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна проводиться с учетом подразделения осадочного чехла земной коры на четыре зоны, соответствующие стадиям диагенеза (ДГ). Три верхние зоны включают собственно осадки и осадочные породы, а четвертая – их метаморфические аналоги [4-6]. Постседиментационные изменения отложений на фоне общей тенденции последовательной интенсификации их под действием термобарических параметров среды с учетом направленности их, в зависимости от гидрогеохимических условий осадконакопления в главнейших литологических формациях (терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной, вулканогенной и галогенной) характеризуются специфическими особенностями [7].

## Результаты исследований и их обсуждение.

Отложения *терригенной формации* (или *терригенных формаций*) имеют наиболее широкое распространение в осадочном чехле земной коры. Наличие в верхней части слагающих конкретный регион легко размокающих в воде глинистых отложений, а также способных к аналогичной дезинтеграции песчано-алевритовых разностей их указывает, что они претерпели изменения, соответствующие лишь диа- и начальным этапам раннего катагенеза, т.е. относятся к I-ой зоне осадочного чехла земной коры. Это сочетается также с присутствием в рассматриваемых отложениях практически неизменных разновидностей смектита и монтмориллонит-гидроалюминистых смешанослойных образований (МГСО). Для слюдяных минералов данной зоны характерна псевдоизометричнопластинчатая форма частиц и отсутствие различия в их морфологии как в глинистых, так и в песчано-алевритовых отложениях, что указывает на их аллотигенное происхождение [5]. Присутствие в накапливавшихся мощных толщах терригенных отложений существенного содержания каолинита непосредственно указывает на размыв достаточно зрелых кор выветривания (КВ).

В случае размыва КВ, сформированных на первично слюдястых породах, содержащих в основном более устойчивую, чем 1М, гидрослюду политипной модификации 2М<sub>1</sub>, последняя наряду с каолинитом также является характерным типоморфным минералом отложений платформенной субформации. Преобладание в полимиктовых отложениях гидрослюды 1М и МГСО свидетельствует о размыве активных окраин континентов и накоплении отложений геосинклинальной субформации терригенной формации.

В процессе постседиментационного преобразования отложений терригенной формации глинистые минералы подвергаются аградационной трансформации. Эти изменения по масштабу отражают степень погружения содержащих их отложений в зоны все более высоких давлений и температур, а направленность процессов зависит от гидрогеохимического характера среды. Особенно наглядно это наблюдается в терригенных образованиях древних потенциально алмазоносных толщ основных алмазоносных районов Сибирской платформы (СП). Так, интенсивное средне-позднетриасовое выветривание терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, долеритов, агломератовых туфов трубок взрыва и туфогенных образований корвунчанской свиты (Т<sub>1</sub>) и их последующий размыв привели к формированию континентальных и прибрежно-морских осадочных толщ, среди которых выделяются: иреляхская (Т<sub>3</sub>-J<sub>1ir</sub>) и укугутская (J<sub>1uk</sub>) свиты, а также плинсбахский (J<sub>1p</sub>) и тоарский (J<sub>1t</sub>) ярусы.

Глинистой составляющей, выделенной из всех типов пород *иреляхской* и *укугутской* свит Малоботуобинского алмазоносного района (МБАР) свойствен полиминеральный состав (преимущественно аллотигенные разновидности монтмориллонита, гидрослюды, каолинита, метагаллуазита и хлорита, небольшая примесь вермикулита, серпентина, неупорядоченных диоктаэдрических монтмориллонит-гидрослюдястых и триоктаэдрических вермикулит-монтмориллонитовых смешанослойных образований). Распределение перечисленных глинистых минералов довольно изменчиво, что связано с особенностями осадконакопления, в том числе с путями поступления в бассейны седиментации продуктов размыва [1-3].

Мезозойское осадконакопление контролировалось в описываемом регионе двумя структурно-формационными зонами: в юго-восточной части района, в приосевой зоне Ангаро-Вилуйского мезозойского прогиба - АВМП (низменная аллювиальная равнина) и в северо-западном его борту - в пределах траппового плато, где существовали денудационная и денудационно-аккумулятивная равнины с накоплением преимущественно местного материала. Главными поставщиками глинистых минералов в бассейны седиментации иреляхского времени были широко развитые в районе и на смежных территориях в различной степени выветрелые породы нижнего палеозоя и трапповой формации. Судя по составу глинистых минералов, здесь отмечены продукты размыва терригенно-карбонатных пород, долеритов, туфогенных образований и кимберлитов, причем преимущественно они развиты в базальных горизонтах и низах иреляхской свиты центральной и северной частей МБАР. Эти продукты уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита, диоктаэдрической гидрослюды 2М<sub>1</sub> и неупорядоченного МГСО. Их максимальные концентрации (до 95% пелитовой составляющей) отмечены в отложениях, перекрывающих КВ.

Здесь доминируют каолинит с моноклинной элементарной ячейкой. В пределах этого структурного типа есть индивиды с различной степенью совершенства структуры. В большинстве изученных нами образцов из иреляхской свиты центральной части

изученного района превалирует каолинит с не совсем строгим периодом *c*. Каолинит представлен обломками псевдогексагональных кристаллов, что обычно свойственно его аллотигенной разновидности [6].

Различная структурная упорядоченность минерала связана с размывом разных горизонтов элювия терригенно-карбонатных пород. Каолинит с очень плохой упорядоченностью, ассоциирующей с метагаллуазитом, мог поступать в бассейны также за счет размыва продуктов КВ основных пород (особенно туфов и туфогенных образований). Гидрослюда в роли главного компонента глинистой составляющей иреляхских отложений отмечена в центральной части МБАР в поле распространения элювия терригенно-карбонатных пород. В них присутствует гидрослюда  $2M_1$  с примесью  $1M$  (последняя фаза часто ассоциирует с МГСО). Их переменные соотношения связаны с размывом различных горизонтов КВ. Наиболее зрелый выветрелый материал обычно концентрируется в нижних частях разреза, на что указывают также значения отношения интенсивностей основных базальных отражений диоктаэдрической гидрослюды по изученным разрезам [7].

Много продуктов выветривания в иреляхских отложениях отмечено и в пределах траппового плато (северная часть рассматриваемого района). Пелитовая составляющая из пород описываемой толщи представлена здесь каолинитом и диоктаэдрической гидрослюдой  $2M_1$  с примесью других глинистых минералов (размыв КВ терригенно-карбонатных пород) или в базальных горизонтах – монтмориллонитом, ассоциирующим с неупорядоченными смешанослойными образованиями, иногда с существенной примесью метагаллуазита (размыв выветрелых пород трапповой формации, о чем свидетельствует также состав легкой и тяжелой фракций). Иреляхским отложениям, развитым вдоль северо-западного борта АВМП, свойственны неравномерные концентрации выветрелого материала кимберлитовых пород, перенесенного на различные расстояния. Последнее обосновывается также наличием отмеченных нами в иреляхских отложениях вторичных минералов кимберлитов – Fe-Mg- и Mg-хлорита, серпентина и вермикулита.

Породы *укугутской свиты* в целом слабо обогащены продуктами выветривания. Только в локальных депрессиях северо-западной части МБАР в случае непосредственного залегания укугутской свиты на элювии терригенно-карбонатных пород или траппов, в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов. Судя по составу глинистых минералов в отложениях укугутской свиты (преобладание монтмориллонита и смешанослойных образований), здесь доминируют продукты КВ пород трапповой формации и менее развит материал измененных терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Отложения *плинсбахского яруса* также характеризуются сравнительно небольшой концентрацией продуктов выветривания, что подтверждается как составом грубообломочного материала, так и особенностями более мелкозернистых пород. Алевролиты плинсбахского яруса нередко переслаиваются с песчаными образованиями, образуя алевро-песчаный ритмолит [1].

В глинистой составляющей доминируют монтмориллонит и МГСО с примесью гидрослюды и хлорита. Наибольшее содержание выветрелого материала отмечается в базальных слоях локальных участков вокруг островов, береговых валов и береговой линии вдоль северо-западного борта АВМП, где происходила значительная абразия слагающих этот борт выветрелых терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. В местах обнажений источников алмазов происходил их размыв, что отмечено наличием

здесь индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и алмазов в базальных горизонтах яруса.

В *тоарское время* на территории АВМП существовал морской бассейн, что подтверждается отложениями фации сильноподвижного мелководья морского бассейна (отложения центральной части подводной дельты) и удаленных от побережья частей морского бассейна. Даже возвышенные участки северо-западного борта АВМП, сложенные траппами, являлись сублитералью тоарского моря. Тоарские отложения формировались преимущественно в неглубокой части моря. Материал КВ сюда поступать не мог, так как к этому времени практически на всей площади района эти элювиальные толщи и отложения, продуктами их переотложения, были уже перекрыты плинсбахскими образованиями, а поэтому состав глинистой составляющей этих двух прибрежно-морских ярусов довольно близок. Условия формирования тоарских отложений были также неблагоприятными для переотложения продуктов древних КВ, что исключило возможность формирования здесь россыпей алмазов. В тоарское время все источники алмазов данного района были также перекрыты более ранними нижнеюрскими осадками.

Выяснение особенностей глинистых минералов в *отложениях терригенно-карбонатной и карбонатной формаций* представляет, по сравнению с отложениями собственно терригенной формации, менее сложную задачу [3]. Это связано с их локализацией либо в виде относительно тонких прослоев, четко выделяющихся в мощных толщах карбонатных пород, либо в существенно обогащенных карбонатным материалом отложениях карбонатного типа. Вследствие более интенсивной аградации диоктаэдрических разбухающих минералов в отложениях рассматриваемых формаций, эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации результатов их изучения в отложениях этих формаций.

### **Выводы:**

Таким образом, на примере изучения отложений различных формаций показано, что глинистые минералы в них как аутигенного, так и аллотигенного генезиса представлены несовершенными в структурном отношении разновидностями. Значительные дефекты связаны с тем, что в пластовых водах и поровых растворах при литогенезе сохраняется дефицит главнейших для структур слоистых силикатов катионов, приводящий к сравнительно незначительным изменениям материала переотложенных КВ в бассейнах седиментации, что показано на примере мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП.

Продукты переотложения древних КВ в мезозойских отложениях МБАР наиболее четко фиксируются по составу аллотигенных глинистых слоистых минералов и особенностями концентрации некоторых малых элементов. Так, для отложений иреляхской свиты, сформированных в условиях низменной аллювиальной равнины (центральная часть АВМП) характерно преобладание монтмориллонита, ассоциирующего с вермикулит-монтмориллонитовыми смешанослойными образованиями. В глинистой составляющей двух других ландшафтных зон (озерной и озерно-болотной, а также денудационно-аккумулятивной равнины) преобладает каолинит и диоктаэдрическая гидрослюда 2M1. Все эти особенности связаны со значительно большей обогащенностью иреляхских отложений низменной аллювиальной равнины продуктами переотложения более древних отложений, в то время как в двух других ландшафтных зонах обычно резко преобладает материал переотложения выветрелых терригенно-карбонатных пород, траппов и кимберлитов.

Для мезозойского времени в целом характерны специфические особенности перемыва и переотложения древних КВ, обусловленные развитием в районе двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба.

В укугутский период эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащенных чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого в северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в располагавшиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. Здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озерных (озерно-болотных) фаций.

В домерское время находящиеся в рассматриваемой зоне продукты КВ и отложения, обогащенные ими, подверглись абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались уже после перекрытия КВ или их полного размыва.

## Библиография

1. Зинчук Н.Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. 1992. №-7. С.99-109.
2. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б. Особенности минерации алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
3. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Методическое пособие для магистров по специализации «Геологическая съёмка и поиски месторождений полезных ископаемых. Труды НИИГ Воронежского ун-та. Т.68. Воронеж: ВГУ. 2013. 99 с.
4. Котельников Д.Д., Домбровская Ж.В., Зинчук Н.Н. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа // Литология и полезные ископаемые. 1995. №-6. С.594-601.
5. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
6. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
7. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.

**Об особенностях ксенолитов мантийных пород в кимберлитах**  
**Зинчук Н.Н. (ЗЯНЦ АН РС (Я), nnzinchuk@rambler.ru)**

### **Аннотация**

Глубинные ксенолиты в кимберлитовых диатремах представляют три семейства пород: ультраосновные, основные и промежуточные при заметном преобладании в большинстве трубок первых, включающих дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, ильменитовые перидотиты и вебстериты.

Ультраосновные нодулы разделяются на магнезиальные и магнезиально-железистые. Мантийные парагенезисы минералов из кимберлитов представляют различные уровни мантии, включая её алмазоносные горизонты, позволяя определить их конкретные ассоциации.

### **Ключевые слова**

Глубинные ксенолиты, мантийные парагенезисы, кимберлиты.

### **Теория**

Важными составными компонентами кимберлитов являются ксенолиты мантийных пород, которые являются главнейшим источником информации о составе глубинных зон Земли и играют определяющую роль для расшифровки процессов кимберлитового и алмазообразования [1–3]. Проведенные изотопно-геохимические исследования возраста мантийных пород показали наличие двух главных процессов в глубинах Земли – мантийного метасоматоза и частичного плавления мантийных субстратов. Глубинные ксенолиты в кимберлитах представляют три семейства пород: ультраосновные, основные и промежуточные при заметном преобладании в большинстве трубок первых, включающих дуниты (гранат+оливин+шпинель±алмаз), верлиты (гранат+оливин+клинопироксен +шпинель), гарцбургиты (гранат+оливин+ортопироксен±алмаз), лерцолиты (гранат+оливин+ клинопироксен+ ортопироксен+ шпинель), ильменитовые перидотиты (гранат+оливин+ ильменит+ортопироксен± клинопироксен±флогопит); вебстериты (гранат+ клинопироксен+ ортопироксен).

### **Результаты исследований и их обсуждение.**

По текстурно-структурным признакам они подразделяются на равномернотекстурированные (крупно- и среднетекстурированные гранобластовые или пойкилобластовые, и порфиоровые (порфиоровидные)). Ультраосновные нодулы разделяют на две группы: магнезиальные и магнезиально-железистые. Последняя группа объединяет ильменит-содержащие разновидности. Основные породы в ксенолитах представлены магнезиально-железистыми, магнезиальными (нередко с энстатитом), дистеновыми и корундовыми эклогитами, гроспидитами. Среди гранатсодержащих ксенолитов ультраосновного состава выделяются такие ассоциации: пироп+оливин; пироп+оливин+энстатит; пироп+оливин+энстатит+диопсид; пироп+оливин+диопсид; пироп+энстатит+ диопсид; пироп+диопсид при наличии акцессорных шпинелидов в большинстве ассоциаций и наиболее широком распространении третьей ассоциации с вариациями компонентов, а также пятой ассоциации. Перечисленные ассоциации

устойчивы в широком диапазоне температур и давлений, охватывая графит-пироповую и алмаз-пироповую фации глубинности в соответствии с фазовой границей графит-алмаз. Алмаз-пироповая фация включает алмазосодержащие и потенциально продуктивные (по составу минералов идентичные алмазоносным) минеральные ассоциации: дуниты, верлиты, гарцбургиты и лерцолиты, а также гранатовые пироксениты и ильменитовые перидотиты. Несмотря на меньшую распространенность эклогитовых ксенолитов, их находки с алмазами более часты, чем перидотитовых. Содержание хромовой компоненты и примеси натрия в гранатах, а калия в пироксенах - из парагенезисов алмаз-пироповой фации глубинности, указывают на их кристаллизацию при давлениях от 45-50 до 60-70 кбар, что отвечает глубинам 150-230 км. Анализ распределения мантийных нодулей в кимберлитах Сибирской платформы (СП) показывает, что для южной части региона примечательны высокомагнезиальные гранатовые перидотиты и пироксениты, которые определяют специфику всей популяции мантийных ксенолитов в трубке Мир [4-6]. Преобладающие здесь гранатовые перидотиты представлены типичными для кимберлитов двупироксеновыми парагенезисами, сильно истощенными магмофильными компонентами. В петрографическом смысле они относятся преимущественно к гарцбургитам [1, 3]. Среди пироксенитов также преобладают двупироксеновые парагенезисы, преимущественно вебстериты. Редкие гранатовые клинопироксениты сходны с эклогитами по минеральному составу, но отличаются от них высокой магнезиальностью и повышенной хромистостью силикатов. Наиболее глубинные породы в пределах Мирнинского кимберлитового поля (МКП) представлены катаклазированными гранатовыми перидотитами; к ним по глубинности, близки ильменит-гранатовые верлиты с порфирокластическими структурами, а также дискретные нодули (мегакристы) низкохромистой серии (титановая ассоциация вкрапленников). Тенденция обогащения титаном и железом характеризует процессы мантийного Fe-Ti метасоматоза у нижней кромки литосферы. В поле стабильности алмаза могут быть распространены мегакристаллические алмазоносные дунит-гарцбургиты (в трубке Мир их находки пока редки), а также алмазоносные эклогиты и пироксениты. Над уровнем алмазосодержащих пород залегают недеформированные гранатовые перидотиты, переслаивающиеся с пестрыми по составу гранатовыми пироксенитами. Эта наиболее широко распространенная в трубке группа пород была равновесна в поле устойчивости графита, при относительно низких температурах. Наименее глубинный мантийный слой в трубке Мир представлен шпинелевыми и переходными гранатизированными шпинелевыми перидотитами и пироксенитами. В трубке Удачная мантийные нодули представлены широким спектром пород, наиболее глубинными среди которых являются деплетированные в архейское время мегакристаллические перидотиты, которые являются материнскими для абсолютного большинства (более 90 %) алмазов этого региона [7 - 9]. В кимберлитах данной трубки, отмечены практически все известные в кимберлитовых диатремах СП разновидности ультраосновных и основных пород, но преобладающими являются гранатовые лерцолиты порфиробластовые деформированные (более 39 % всех мантийных ксенолитов) и гранатовые лерцолиты (21 %).

Мантийный разрез северной части провинции можно охарактеризовать по ксенолитам в кимберлитовой трубке Обнаженная, которая является одной из наиболее богатых включениями глубинных пород, содержание которых достигает 2,5 % [1 - 3]. В трубке выделяются два небольших участка, насыщенные нодулями, причем в одном из них преобладают перидотиты, а в другом - эклогиты. Отмечаются повышенные содержания безгранатовых перидотитов и разнообразных гранат-пироксеновых пород.

Встречаются также своеобразные гранатовые пироксениты, переходные по содержанию оливина от эклогита к перидотиту, часто отмечаются пироксениты и перидотиты с развитием граната вокруг зерен хромшпинелида. Отличие мантийного материала трубки Обнаженная от такового большинства других трубок СП, в которых гранатовые перидотиты резко преобладают над всеми остальными разновидностями глубинных нодулей, состоит в весьма большом содержании гранатовых пироксенитов (38 %) и эклогитов (26 %). В трубке Обнаженная менее одной шестой глубинных нодулей приходится [3, 7] на породы, образовавшиеся при умеренных давлениях шпинелевой фации, - дуниты, перидотиты (лерцолиты, гарцбургиты) – около 3 % и пироксениты (энстатиты и вебстериты) – около 4 %, флогопитовые пироксениты и слюдиты, глиммериты, слюдястые перидотиты – около 8 %. К породам, сформировавшимся при более высоких давлениях, в зоне устойчивости пиропового граната, относятся гранатовые лерцолиты (9 %), пироксениты (40 %), эклогиты (13 %), ильменитсодержащие слюдиты и перидотиты (4 %), а также гранатизированные перидотиты и пироксениты [7-9].

Для создания корректной статистической базы термодинамических реконструкций комплексно исследованы [1 -3] породообразующие и акцессорные минералы мантийных ассоциаций пяти кимберлитовых полей–Далдынского, Алакит–Мархинского, Верхне-Мунского, Мирнинского и Накынского, включая трубки Зарница и Долгожданная, Комсомольская, Сытыканская и Айхал, Деймос, Заполярная и Новинка, Мир, Дачная и Интернациональная, Нюрбинская и Ботубинская соответственно. Для многих трубок впервые на достоверных выборках изучена минералогия пироксенов. В выборках гранатов анализировались в основном пиропы из перидотитовых и пироп-альмандиновые гранаты эклогитовых парагенезисов, реже альмандины, которые отнесены к глубинным ассоциациям на основании находок алмазов в парагенезисах с гранатом такого типа в трубках Накынского поля (НКП). Крупные пиропы чаще всего более богаты  $TiO_2$  и соответствуют пироксенитовым ассоциациям или перекристаллизованным импрегнированным расплавом перидотитам. Помимо обычных прогнозных оценок алмазоносности кимберлитов по пиропам на диаграмме  $Cr_2O_3 - CaO$ , полезны также определения уровней концентрации расплавов. Целесообразно рассмотреть особенности составов гранатов по соотношению оксидов хрома и кальция из различных полей и трубок с общим анализом тенденций распространения их основных парагенезисов. В составах гранатов из трубок Далдынского поля проявляется тренд  $Cr_2O_3 - CaO$  в пределах лерцолитового поля, который для трубки Зарница обнаруживает [3, 8] дискретный характер с разрывом в интервале 8-9 %  $Cr_2O_3$ . Гранаты пироксенитовых ассоциаций (с повышенной долей  $CaO$ ,  $TiO_2$  и  $Na_2O$ ) слагают существенную долю концентрата. Гранаты из трубки Удачная отличаются тем, что тренд их составов трассирует границу с гарцбургитовым полем; доля пироксенитовых гранатов значительна, но они не столь контрастно отличаются по составу от перидотитовых, отражая процессы кимберлитобразования. Составы гранатов из кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского поля образуют протяженный тренд в пределах лерцолитового поля, субкальцевые гранаты появляются в массовых количествах, начиная с 6 %  $Cr_2O_3$ . В трубке Сытыканская более хромистые гранаты менее обогащены кальцием, что вместе с содержанием  $TiO_2$  и  $Na_2O$  может свидетельствовать о их пироксенитовом источнике из гранат-шпинелевой фации мантии. Гранаты из трубки Комсомольская также отличаются обогащением  $TiO_2$  на уровне гранат-шпинелевого перехода и глубже (то есть на двух уровнях), один из которых соответствует алмаз-пироповой фации глубинности. Субкальцевые гранаты характерны для глубинных минеральных парагенезисов трубки Юбилейная, при тенденции обогащения  $TiO_2$  на уровне

гранатовой и гранат-шпинелевой фаций верхней мантии. Наиболее богаты субкальциевыми гранатами кимберлиты трубки Айхал. В составах гранатов из трубок Верхне-Мунского поля (Заполярная, Новинка и Деймос) лерцолитовый тренд хорошо выражен лишь до 6,5%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , что наглядно видно на примере трубки Заполярная. Гранаты из кимберлитовых трубок Накынского поля (особенно трубки Нюрбинская), на диаграмме  $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$  образуют протяженный лерцолитовый тренд до 10-12 %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и параллельный ему в области гарцбургитовых составов; дунитовые парагенезисы с очень низкими содержаниями  $\text{CaO}$  встречаются при содержаниях  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  10-12 % в кимберлитах трубки Ботуобинская и редки в трубке Нюрбинская. Обоим телам свойственны алмазоносные парагенезисы с алмандином (~24-26 %  $\text{FeO}$ ), которые составляют нередко более 50 % тяжелых минералов.

## **Выводы.**

Мантийные парагенезисы минералов из кимберлитов представляют различные уровни мантии, включая ее алмазоносные горизонты. Определены спектры редкоземельных элементов в породах различных горизонтов мантийных разрезов и их показательных минералах. Исследованы петролого-минералогические характеристики промышленно алмазоносных кимберлитов и ксенолитов мантийных пород из них. Породы изученных кимберлитовых трубок СП с учетом дискриминантных отношений ( $\text{K}_2\text{O}-\text{TiO}_2$ ;  $\text{SiO}_2/\text{MgO}-\text{Ti}/\text{Zr}$ ;  $\text{Nb}/\text{Zr}$ ) объединены в три петрогеохимические группы. Рассчитанные термодинамические параметры эволюции исходного субстрата и выполненные реконструкции мантийных разрезов, позволили выявить зональность литосферной мантии кимберлитовой провинции, вероятной причиной чего была смена глубинных геодинамических обстановок. Присутствие в кимберлитах определенных групп глубинных ксенолитов, ксенозерен их минералов, химический и геохимический состав кимберлитов позволяет высказать предположение о составе пород верхней мантии, являющихся источником магмы каждой из выделенных типов моделей кимберлитов. Состав мантийного материала свидетельствует, что корни промышленно продуктивных кимберлитов залегают на большей глубине, чем слабо алмазоносных. Алмазоносность кимберлитов определяется многими факторами, главными из которых являются: геолого-тектонические особенности районов распространения кимберлитового магматизма; состав вещества верхней мантии, генерирующего кимберлитовые расплавы; глубина заложения корней магматических очагов; скорость миграции (подъема) кимберлитового расплава в земную кору; сохранность алмазов в условиях земной коры (в диатремах); содержание "пустого" материала в кимберлитовых телах. Состав глубинных (мантийных) минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелид и др.), кристалломорфология и физические свойства алмазов дифференцированы на уровне провинции, поля и каждой трубки. Индивидуальные особенности состава и физических свойств индикаторных минералов трубок выявляются на статистическом уровне. Всестороннее исследование алмазов из всех разновозрастных коллекторов и кимберлитовых диатрем позволили выработать систему анализа их типоморфных особенностей и провести, кроме регионального, среднемасштабное. Так, в россыпях первой субпровинции отмечается высокое содержание кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов. В пределах Лено-Анабарской субпровинции выделяется две алмазоносные области: Кютюнгинская (Приленская) и Анабаро-Оленекская. В россыпях первой области устанавливаются кристаллы октаэдрического габитуса (ассоциация «кютюнгинского» типа), характерные для богатого типа первоисточника кимберлитового генезиса. В россыпях Лено-Анабарской области наблюдается резкое преобладание алмазов невыясненного генезиса (ассоциации

«эбеляхского» типа) с преобладанием кристаллов П, У и УП разновидностей, типичных округлых алмазов. Тунгусская субпровинция разделяется на две области: Байкитскую и Саяно-Тунгусскую. В россыпях последней доминируют округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа и присутствие значительного количества (до 10 %) балласов. В россыпях Байкитской области преобладают кристаллы октаэдрического габитуса ассоциации «мирнинского типа», характерной для богатых кимберлитовых трубок, но при значительных содержаниях типичных округлых алмазов, свойственных периферийным частям древних платформ.

## Библиография

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №-3. С.281-288.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998. Т.361. №-3. С.366-369.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Тычков С.А. Проблема алмазности Сибирской платформы // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2002. №-1. С.19-36.
5. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
6. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В. Кимберлиты в истории Земли. Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие.-Воронеж: ВГУ. 2013. Вып.68. 100 с.
7. Зинчук Н.Н., Спецус З.В., Зуенко В.В., Зуев В.М. Кимберлитовая трубка Удачная. Вещественный состав и условия формирования. Новосибирск: НГУ. 1993. 147 с.
8. Квасница В.Н., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм микрокристаллов алмаза -М.: Недра. 1999. 224 с.
9. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001. 428 с.

***«Вариации изотопного состава углерода и кислорода и фотолюминесценции микрогенераций кальцита из его прожилков и друз Сьюльдюкарского кимберлитового поля Якутии»***

***Игнатов П.А.\* (МГРИ, petrignatov@gmail.com), Еременко Р.У. (МГРИ, eremenko-ruslan@mail.ru), Мишин И.А. (МГРИ, me410u@mail.ru), Стрельников М.В. (МГРИ, sva240319600@yandex.ru)***

### **Аннотация**

Представлены аналитические данные 60 масс-спектральных анализов изотопного состава углерода и кислорода гидротермальных кальцитов, отобранных из карбонатных пород холомолохской свиты кембрия и триасовых долеритов Сьюльдюкарского кимберлитового поля Якутии. Выявлены значительные вариации изотопов углерода и меньшие кислорода в навесках кальцита, отобранных из одного прожилка либо друзы. Что свидетельствует об участии осадочного и глубинного CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>, формационных и метеорных вод в образовании кальцита.

### **Ключевые слова**

Кимберлитовое поле, кальцит, фотолюминесценция, изотопы С и О.

### **Теория**

Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов и их люминесценция используются для анализа околотрубочных ореолов при поисках коренных месторождений алмазов [2 - 6, 9 и др.]. Прожилки и встречающиеся в их раздувах друзы кальцита распространены в карбонатных породах кембрийских и ордовикских толщ, вмещающих кимберлиты. Они также встречаются в силлах и дайках среднепалеозойских и триасовых трапш и в скарнах Якутской алмазоносной провинции.

Гетерогенность таких кальцитов отчетливо диагностируется путем анализа их фотолюминесценции, которая включает качественное определения цвета флюоресценции (ФЛ) и фосфоресценции (ФФ) (послесвечения) и анализ спектров фотолюминесценции [1, 9 и др.].

Ниже представлены данные по анализу фотолюминесценции и изотопии С и О кальцитов, которые отличаются микрогетерогенностью кристаллов и их агрегатов, слагающих макроскопически однородные прожилки и друзы. Коллекция собрана из пород кембрия холомолохской свиты, вмещающих кимберлиты Сьюльдюкарского поля Якутии и распространенных в нем триасовых силлов габбро-долеритов. Она включает кальциты отобранные из: скважин, пройденных по сети 200x200 м на площади 1,4x1,5 км, включающей кимберлиты: из скважин в центральной части Сьюльдюкарского поля на площади 10x10 км, где бурение было по сети в основном 500x500 м; скважин поискового бурения на Верхне-Сьюльдюкарской площади и отдельных скважин по аномалиям; триасовых долеритов. Две пробы взята из кальцифиров скарноидов.

Алмазоносные кимберлиты в Сьюльдюкарском поле Ыггыаттинского района Якутии открыты в 2016 г. специалистами Вилюйской ГРЭ [8]. Геологические условия поисков коренных месторождений алмазов в этом районе сложные. Это связано с перекрытием кимберлитовмещающих пород нижнего палеозоя чехлом каменноугольно-

пермских угленосных отложений и туфами, покровами и силлами мезозойских траппов Кимберлиты расположены в центральной части поля в так называемом трапповом окне, где отсутствуют туфы и силлы триасовых траппов. Два сближенных мелких линзовидных крутопадающих кимберлитовых тела, вероятно, соединяются на глубине.

Проанализировано 26 проб внешне однородных кальцитов, из каждой из которых было сделано от двух до пяти масс-спектральных анализов, поскольку в них была разная фотолюминесценция (рис. 1). Размеры друз и прожилков не превышали 0.5-2,0 см

Линия-скважина-глубина, м	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ V-PDB	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ V-SMOW	Форма выделения	ФЛ, цвет	ФФ, цвет, сек
<b>Триасовые траппы</b>					
141.96.25-32a	-20.4	14.2	Прожилки	Желто-оранжевый	Желтый, 0.5
141.96.25-32б	-5.5	17.2		Бледно-оранжевый	Нет
141.96.25-32в	-15.3	11.5		нет	
146.5-102.5-12a	-11.8	13.3		Белый	Белый, 1.
146.5-102.5-12б	-11.8	13.3		Бледно-желтый	Нет
146.5-103-22.5a	-14.5	16.1		Бледно-белый	Белый, до 2
146.5-103-22.5б	-16.7	14.8		Оранжевый	Нет
146.5-103-22.5в	-16.2	21.3		Бледно-желтый	Красный, до 0,5
146.5-103-47.5a	-12.9	13.7		Желтый	Белый, до 1.
146.5-103-47.5б	-7.4	11.7		Оранжевый	Нет
<b>Дальнее околотрубное пространство площади опытно-методического бурения</b>					
143.4-100.725-103a	-1.5	18.2	Кальцифир	Нет	Нет
143.4-100.725-103б	-1.5	18.2	Кальцифир с гипсом		
143.825-100.475-84a	-1.5	17.3	Прожилки	Красный	Красный, 0.5-1
143.825-100.475-84б	-7.7	14.2			
143.825-101.475-90.5a	-1.2	13.7	Друза кальцита с баритом	Нет	Нет
143.825-101.475-90.5б	-0.9	12.6	Друза	Красные вкрапленники	
144.05-100.6-62a	-6.3	17.0		Оранжевый, красный	Красный, 0.5
144.05-100.6-62б	-11.2	15.9		Оранжевый, 0.5	
144.265-100.725-42.5a	-9.9	16.0	Прожилки	Бледный и бледно-оранжевый	Красный 0.5
144.265-100.725-42.5б	-8.5	13.6			
144.265-101.225-71a	-7.3	17.0	Друза	Оранжевый	Нет
144.265-101.225-71б	-6.9	16.4		Бледно-оранжевый	
144.265-101.725-77a	-10.0	15.5	Прожилки	Желто-оранжевый	Нет
144.265-101.725-77б	-11.6	14.4			
144.48-101.1-108.7a	-1.4	15.5			
144.48-101.1-108.7б	-1.2	13.2	Бледно-белый	Белый, 3	
144.92-101.6-88a	-11.4	13.2	Бледно-оранжевый, белый		
144.92-101.6-88б	-9.6	18.2	Бледно-оранжевый	Нет	

**Рисунок 1.** Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов двойных и более проб Сюльдюкарского поля с разной фотолюминесценцией (ФЛ) и фосфоресценцией (ФФ). Часть первая.

Масс-спектральные анализы изотопов углерода и кислорода выполнены по кальцитам в лаборатории ГИН РАН доктором геол.-мин. наук Б.Г.Покровским на

аппаратуре корпорации Thermoelectron, включающий масс-спектрометр Delta V Advanced и установку Gas-Bench-II. Разложение проб и стандартов КН-2 и NBS-19 проводилось с помощью H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> при 50 °C. Точность определения  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  составила  $\pm 0.2\%$ . Анализы фотолюминесценции кальцитов выполнены в лаборатории МГРИ. Подготовку проб осуществляли, по большей части высверливая технической бормашинкой кальцит в объемах одна-три спичечных головки.

Линия-скважина-глубина, м	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ V-PDB	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ V-SMOW	Форма выделения	ФЛ, цвет	ФФ, цвет, сек
<b>Сюльдюкарское поле</b>					
139-103.5-40a	-13.4	17.2	Кальцифир	Белый	Белый, 1
139-103.5-40б	-13.8	16.4		Голубой	Голубой, 1
139-103.5-40в	-18.4	15.8		Бледно-зеленоватый	Бледно-зеленый, 1
139-103.5-40г	-14.5	16.8		Бледно-оранжевый	Нет
141-95.5-109a	-10.0	19.7	Друза	Бледно желтый	Бледно-желтый, 1.5
141-95.5-109б	-11.2	16.7		Белый	Белый, 2
141-102.5-76a	-1.1	21.4	Прожилок	Красный	Нет
141-102.5-76б	-8.3	14.8		Редкие синие окрасления	
141.5-97.25-40a	-7.6	15.1		Бледно желтый	Бледно-желтый, 0.5
141.5-97.25-40б	-6.5	19.0	Прожилок кальцита с пиритом	Оранжевый	Нет
142-102.5-87a	-4.2	20.7			
142-102,5-87б	-3.9	19.0	Прожилок	Оранжевый, бледно-оранжевый, местами белый	Нет
142.5-97.25-35a	-3.3	11.9			
142.5-97.25-35б	-8.2	11.3	Друза	Белый и оранжевый	Белый, 1
143-99.5-63a	-10.7	16.2		Оранжевый, красный	Оранжевый, 0.5
143-99.5-63б	-10.4	16.4			
ВУ145-102-41a	-7.2	11.9	Прожилок	Чередование белых, бледных прожилков с ярко оранжевыми	Белый, меньше 0.5
145-102-41б	-1.8	13.0		Бледно желтый,	Нет
145-104-83a	-8.2	13.8	Друза	Оранжевый	
145-104-83б	-5.7	14.7		Оранжевый, красный	
145-106-66.3a	-8.9	15.2		Оранжевый	
145-106-66.3б	-7.3	17.6		Оранжевый, красный	
146-103-105a	-8.1	15.7		Оранжевый	Красный, меньше, 1
146-103-105б	-7.9	14.3			
<b>Верхне-Сюльдюкарская площадь и аномалии</b>					
168.5-102-91.5a	-16.1	12.7	Друза	Бледно-оранжевый	Красный, до 0.5
176.5-98-91.5б	-14.6	13.5		Оранжевый	
176.5-98-91.5в	-12.6	13.4		Бледно-оранжевый	Нет
168.5-102-91.5г	-13.2	12.5			
АН-М-512-74a	-9.0	18.9		Бледно-желтый	Красный, до 0.5
АН-М-512-74б	-10.4	17.3		Белый	Нет
АН-М-512-74в	-0.9	14.5	Оранжевый		

**Рисунок 2.** Изотопный состав углерода и кислорода кальцитов двойных и более проб Сюльдюкарского поля с разной фотолюминесценцией (ФЛ) и фосфоресценцией (ФФ). Часть вторая.

Полученные данные показывают, что, лишь в двух парных пробах (143.4-100.725-103 и 146.5-102.5-12) анализы идентичны (рис. 2). При этом во второй пробе отмечены немного разные ФЛ и ФФ. Небольшие аналитические отклонения значений по углероду

до 1,8‰ при существенных до 9,6‰ по кислороду отмечены в 12 пробах. Также в 12 пробах имеют место значительные вариации значений по обоим изотопам.

#### **Выводы**

В целом разброс значений по углероду заметно больше, чем по кислороду. Это указывает на большую роль изменения источника углерода, чем температурного режима и генетического типа воды при кристаллизации кальцитов. Сопоставление полученных данных с известными изотопными метками [8, 10 и др.] свидетельствует об участии в образовании кальцитов в разных соотношениях углерода осадочных пород, глубинного CO<sub>2</sub> и окисляющегося CH<sub>4</sub>, формационных и метеорных подземных вод. [4]. Выявленные существенные колебания изотопного состава кальцитов в навесках, взятых из одной гетерогенной пробы, очевидно, объясняют не отчетливые по изотопным признакам ореолы вокруг кимберлитов. В этой связи весьма важным становится совместный анализ обоих изотопов с учетом их фотолюминесценции, геохимических данных и геологической позиции пробы.

#### **Благодарность**

Авторы благодарны ОАО АК «АЛРОСА» (ПАО) за предоставленные данные.

#### **Библиография**

1. Горобец Б.С., Рогожин А.А.. Спектры люминесценции минералов. Справочник. Москва. 2001. 312 с.
2. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии. // Руды и металлы. 2006. № 4. 2006, с. 59–66.
3. Игнатов П.А., Ильин О.В., Штейн Я.И., Бобров В.А., Зинчук Н.Н., Есиков А.Д. Изотопный состав углерода и кислорода в прожилковых кальцитах из нижнепалеозойских толщ Якутии, вмещающих кимберлитовые трубки. Известия вузов. Геология и разведка. 1998. № 4. С. 46-54.
4. Игнатов П.А., Колганов Д.Н. Колесник А.Ю., Кошкарев Д.А. Изотопно-геохимические характеристики прожилковых карбонатов Сюльдюкарского алмазоносного поля Якутии. В сб. XIV Международной научно-практич. конф. "Новые идеи в науках о Земле 2019. Том II. С. 81-85.
5. Игнатов П.А., Кряжев С.Г., Толстов А.В., Мальцев М.В. Признаки скрытых структур в осадочных толщах, вмещающих месторождения алмазов Накынского поля Якутии. Горный журнал. 2018, № 11, с. 18-23.
6. Ковальчук О.Е., Игнатов П.А., Кряжев С.Г. Методика локального прогнозирования кимберлитовых тел на основе комплексного исследования вторичной постмагматической минерализации кимберлитов и вмещающих пород, а также продуктов разрушения кимберлитов. В сб. Геологическое обеспечение минерально-сырьевой базы алмазов АК «АЛРОСА»: проблемы, пути решения, инновационные разработки и технологии. – Айхал: Материалы V полевого научно-практического семинара, 2015. С. 96-106.
7. Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатов. – Тр. ГИН АН СССР, 1986, с. 409, 123 с.

8. Мальцев М.В., Толстов А.В., Фомин В.М., Старкова Т.С. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2016. № 3. С. 86-94.
9. Шмонов А. М. Геолого-структурные и минералого-геохимические признаки, присущие алмазонасытым кимберлитовым телам дайково-жильного типа (на примере Накынского кимберлитового поля Якутии). Автореферат канд. дисс. Москва, 2014. (МГРИ-РГГРУ).
10. Claude J. Allegre. Isotope Geology. New York, published in the United States of America by «Cambridge University Press», 2008. [www.cambridge.org](http://www.cambridge.org) Information on this title: [www.cambridge.org/9780521862288](http://www.cambridge.org/9780521862288).

***Об околорудных изменениях вмещающих пород Окжетпесского рудного поля  
Ишбобаев Т.Б.\* (ТашГТУ, ishbobayev.timur@mail.ru)***

**Аннотация**

Характерной чертой околорудных изменений на описываемых площадях является то, что на общем фоне развития регионального метоморфизма на породы накладываются продукты процесса гидротермального метоморфизма и рудообразования.

**Ключевые слова**

Метасоматические изменения, серицит-карбонатная, девон, Рудная зона 2, Заркатлам, Сардор, Барханный, окварцования.

**Теория**

Изучение минерального состава руд и характера околорудных изменений позволяет, с одной стороны, более полно воссоздать условия локализации руд, с другой, оценить представительность отдельных видов изменений в качестве критериев оценки оруденения. В результате проведенных исследований установлено достаточное разнообразие минерального состава руд и преимущественное размещение их в измененных породах, что характерно для большинства объектов региона.

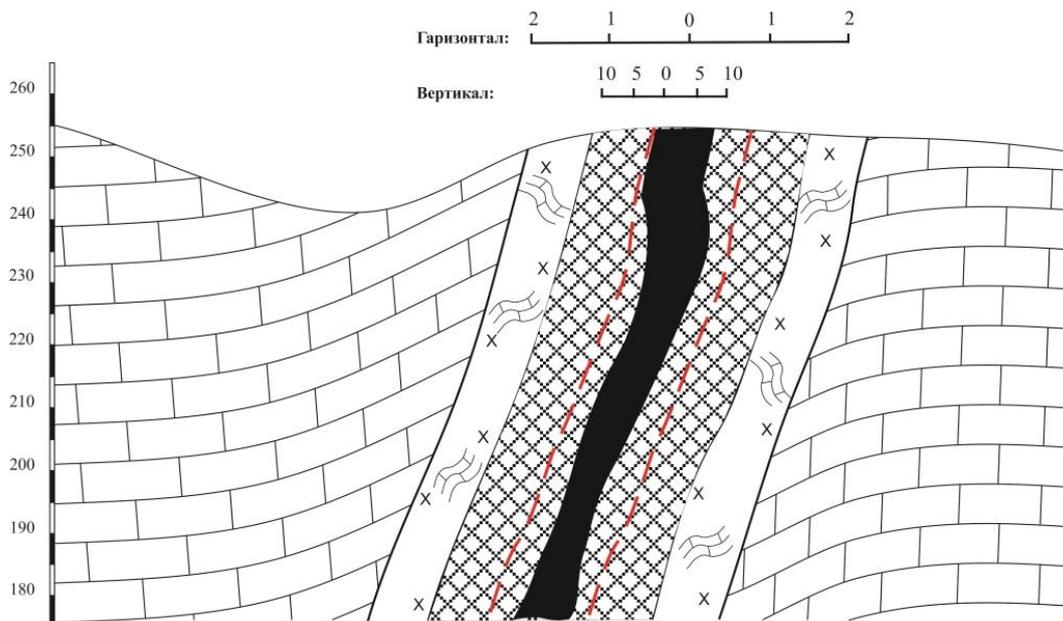
Метасоматические изменения вмещающих пород на изученных объектах выражаются в окварцевании, пиритизации, карбонатизации, серицитизации, хлоритизации. Выделяются две зоны изменений в сланцах: внешняя – пирит-карбонатная и внутренняя – серицит-карбонатная. Мощность внешней зоны достигает  $n \times 50$  м, внутренней – первых метров. Изменения карбонатных пород представлены доломитизацией и окварцеванием известняков и связаны с рудной и прерудной стадиями гидротермального процесса.

Наиболее интенсивно процессы гидротермальных изменений проявлены преимущественно вдоль зон разрывных нарушений практически большинства рудных участков (Рудная зона 2, Заркатлам, Сардор, Барханный и др.).

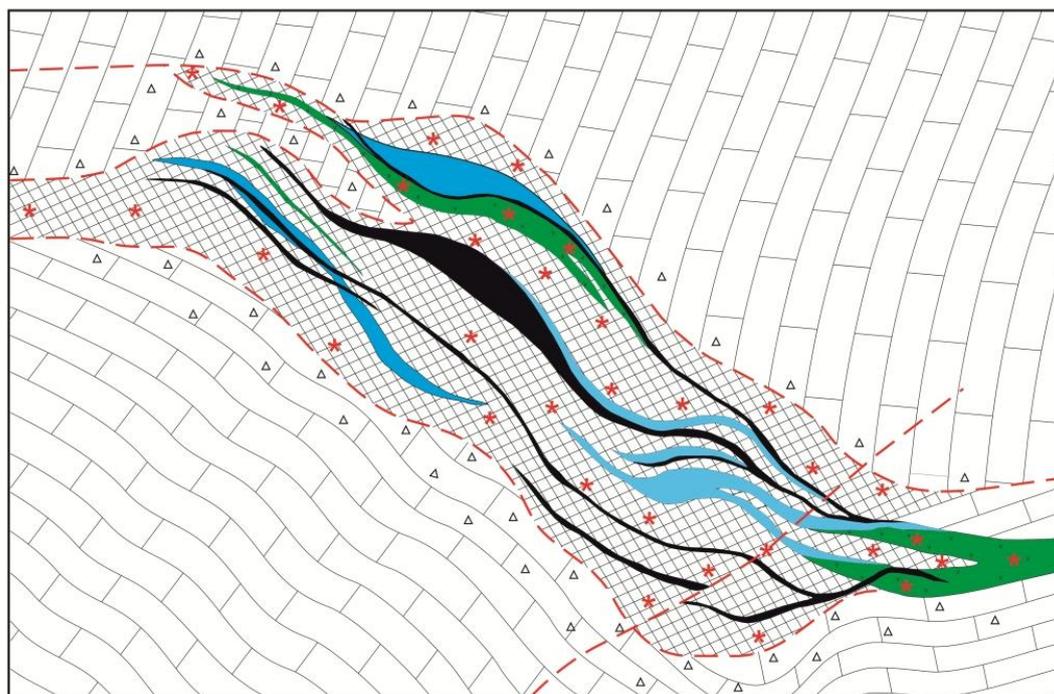
В изученных объектах окварцованию подвергаются зачастую массивные известняки и другие приконтактные породы, перекрытые сланцами [1]. Здесь можно установить все переходы, от слегка осветленных известняков до отдельных линз сливных джеспероидов (рис. 1, А) и кварцевых метасоматитов (Рудная зона №2, №3) (рис. 1, А, Б). Химизм процесса окварцевания в подобных позициях показан на диаграммах (рис. 2). Значительное развитие процессов окварцевания и ороговикования наблюдается практически везде среди песчано-сланцевых и кремнистых толщ площади и контролируется проявлениями разломов и поднадвигивых зон.

На приразломных участках, сопряженных с главным надвигом, образуются роговики и реже кварц-карбонатные метасоматиты, имеющие четко секущее положение по отношению к рудоносной зоне. Мощность их колеблется от 0,5 до 5,0 метров, при длине по падению до 50 м.

А)



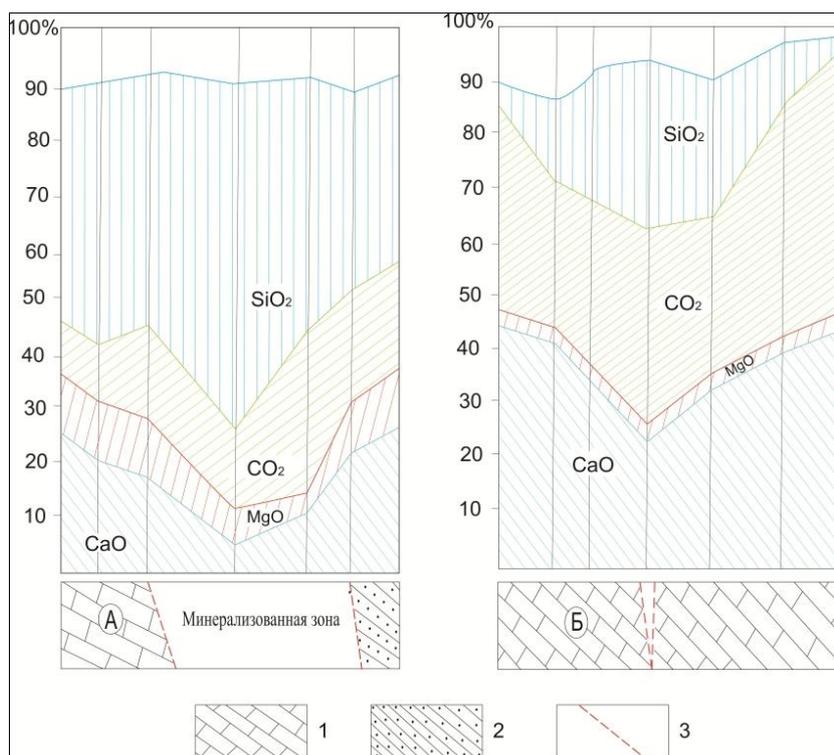
Б)



**Риснок 1.** Развитие метасоматической зональности в известняках в зоне разлома.

А- Разрез по Рудной зоне №2, Б- План Рудной зоны №3.

1-слабо измененные известняки; 2-дайка диоритого состава; 3- а) зоны гидротермально-измененных пород, б) рудные тела; 4-разломы; 5-кварц-карбонатные метасоматиты; 6- кварцевая жила; 7-зоны ожелезнения.



**Риснок 2.** Характер изменения вмещающих пород в различных геологических позициях. А – минерализованный контакт известняков с песчано-сланцевыми породами (Участок Заркатлам (Рудная зона 9)), Б – зона минерализованного разлома (Рудная зона №2): 1-известняк, 2-песчано-глинистый-сланец, 3-разлом.

Золотоносная минерализация приурочена к участкам дробления, лиственизации-березитизации и сульфидизации пород, кварцевым и кварц-карбонатным прожилкам (рис. 3).



Прозрачный с одним николем



Прозрачный с двумя николями

**Рисунок 3.** Метасоматит кварцевый. Участок Рудная зона №2.

Породообразующие минералы замещены серицитом, карбонатами (доломитом, анкеритом, кальцитом), лейкоксенном и ранним пиритом. Ореолы серицита и карбоната шире контуров оруденения (рис.4) [2].



Прозрачный с одним николем



Прозрачный с двумя николями

**Рисунок 4.** Микрозернистая карбонатная порода (доломит). Участок Рудная зона №5.

Березиты и листовениты – родственные продукты единого гидротермально-метасоматического процесса, результат воздействия обогащенных углекислотой, калием и серой хлоридных растворов на породы различного химического состава [3].

## Выводы

При метасоматозе интрузивных, терригенных, вулканогенных, метаморфических образований кислого и среднего состава формируются березиты – метасоматические тела, состоящие из кварца, светлой слюды (серицит, парагонит), небольшого количества карбоната доломит-анкеритового ряда (в некоторых случаях с альбитом, мусковитом, пиритом, арсенопиритом).

Ведущими типами окolorудных гидротермальных изменений вмещающих пород на изученных объектах являются окварцование, и в меньшей степени, карбонатизация и серицитизация. Основные рудовмещающие породы в пределах рассмотренных объектов относятся к группе существенно кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-карбонатно-березитовых метасоматитов, состав которых зависит, главным образом, от исходных литологических разностей пород.

## Библиография

1. Исаходжаев Б.А., Тангиров А.И., Ишбобаев Т.Б. Осевая зональность элементов – как индикатор открытого золотого оруденения. // Международная научно-практическая конференция «Инновация-2018». Сборник научных статей. Тошкент, 2018. С.139-140.
2. Ишбобаев Т.Б. Минерало-геохимические особенности окисленных руд Кокпатасского рудного поля. // Международная научно-практическая конференция «Инновация-2015». Сборник научных статей. Тошкент, 2015. С.217-219.
3. Ишбобаев Т.Б., Тангиров А.И. Возможности применения особенностей зоны окисления при оценке золоторудных месторождений Южного Букантау. // Международная научно-техническая конференция “Проблемы и пути инновационного развития горно-металлургической отрасли”. Ташкент-2014. С.280-285.

**Геологическое строение и рудоносность Окжетпесского рудного поля**  
**Ишбобаев Т.Б.\* (ТашГУ, ishbobayev.timur@mail.ru),**  
**Саитов Н.Э. (ТашГУ, saitov\_nuriddin@mail.ru)**

**Аннотация**

Окжетпесское рудное поле размещено в третьей антиформе из известных в горах Южным Букантау и является южным ее составляющим. Его строение во многом схожее с таковыми Бозтауского и Кокпатасского рудных полей (1).

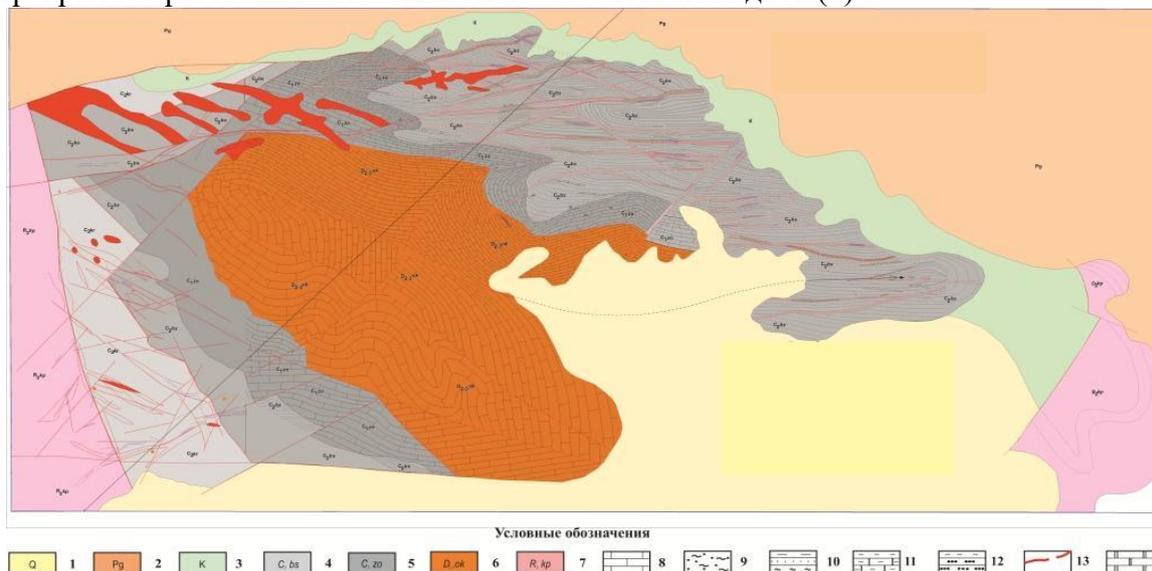
**Ключевые слова**

Окжетпесское рудное поле, рудоносность, антиформа, аллохтон.

**Теория**

В основу описания Окжетпесского рудного поля заложены наблюдения предыдущих исследователей региона и результаты геологической съемки масштаба 1:10000 под руководством В.Г. Харина (Институт минеральных ресурсов) в процессе которой участвовал и автор (рис. 1).

Окжетпесская антиформа в ядре сложена карбонатными породами (известняки, доломиты) девон-каменноугольного возраста структурно-вещественного комплекса (СВК) Мурун, а на крыльях – вышележащими терригенными породами раннего палеозоя. В качестве аллохтонного комплекса выступает СВК Чолчоратау. Между этими двумя СВК располагается микститовая толща СВК Карашах, которая наиболее благоприятна для локализации оруденения (рис. 1). В нашем случае Карашахская толща перекрыта образованиями меловых и палеогеновых осадков (2).



**Рисунок 1.** Схематическая геолого-структурная карта Окжетпесского рудного поля. Составили: Харин В.Г., Исаходжаев Б.А., Урунов Б.Н., Ишбобаев Т.Б.  
1-четвертичные образования; 2-палеогеновые отложения; 3-меловые отложения; 4-бозтауская (сардарская) свита; 5-западноокжетпесская свита; 6-окжетпесская свита; 7-кокпатасская свита; 8-известняки; 9-метоморфические сланцы; 10-песчано-сланцевые отложения; 11-углисто-кремнистые сланцы; 12-гравелиты с прослоями песчаников; 13-разрывные нарушения; 14-доломиты.

В пределах площади рудного поля известны десяток рудных участков и проявлений, а также одно месторождение серебра (Окжетпес) и одно месторождение золота (Барханный) (3). В таблице 1 сжато излагаются основные характеристики известных здесь месторождений, рудных участков и минерализованных зон. Из таблицы видно, что относительная продуктивность по рудоносности увеличивается от кокпатаасской до окжетпесской и бозтауской. Снижение продуктивности в пределах карашахской толщи видимо связано ее повышенной эродированностью (4).

Таблица 1.  
Основные характеристики известных месторождений, рудных участков и минерализованных зон.

Внешние порезы и их возраст	Количество		Содержание Au		Относительная продуктивность (%)
	шт.	Участки	г/т	до	
	2	Рудная зона № 9 Барханный	0,9 0,9	5,5 6,8	10-20
	6	Рудная зона № 6 Рудная зона № 9 Участок Сардор Рудная зона № 5 Рудная зона № 7 Барханный	0,9 0,7 0,9 0,6 0,3 0,9	5 3,7 6,7 3,2 2,7 8,6	20-60
	7	Окжетпес (Р.З.№1) Барханный Рудная зона № 2 Участок Сардор Рудная зона № 5 Рудная зона № 3 Рудная зона № 7	2,0 0,5 0,8 0,6 0,9 0,7 0,8 0,3	85 2,6 7,4 4,2 6,3 3,9 3,2 2,4	60-90
	3	Рудная зона № 2 Участок Сардор Рудная зона № 3	0,7 0,9 0,8	4,3 9,8 4,3	20-40
	1	Заркатлам (Рудная зона №9)	0,8	1,7	10-20

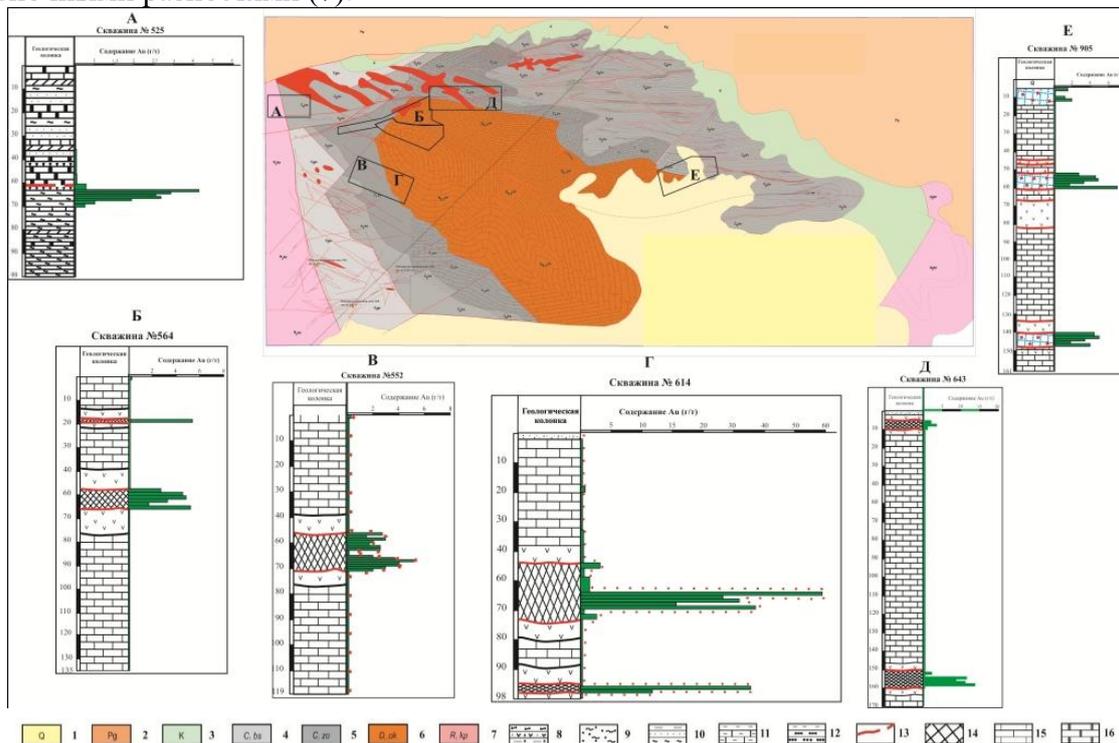
На рисунке 2 демонстрируется принципиальная схема размещения рудных объектов в разрезе рудного поля. Как видно, положения рудных участков определяются исключительно позициями разрывных нарушений. Рудные тела представлены метасоматическими новообразованиями минерализованных пород кварц-карбонатного состава, последние нередко железистые. Мощность тел минерализованных пород достаточно изменчивы достигая от 30 (50) до 50 (80) м. Зачастую наблюдается пространственное совпадение позиций развития даек керсантитов, спессартитов с рудными телами внутри минерализованных пород. Это свидетельствует о длительности и неоднoактности процесса их формирования при избирании ослобленных благоприятных зон вдоль разрывных нарушений (рис. 3) (5).

Как видно из рисунка 3 более 50% выявленных рудных зон локализуются среди образований Карашахского меланжа – как наиболее хрупкой и благоприятной для рудолокализации среде.

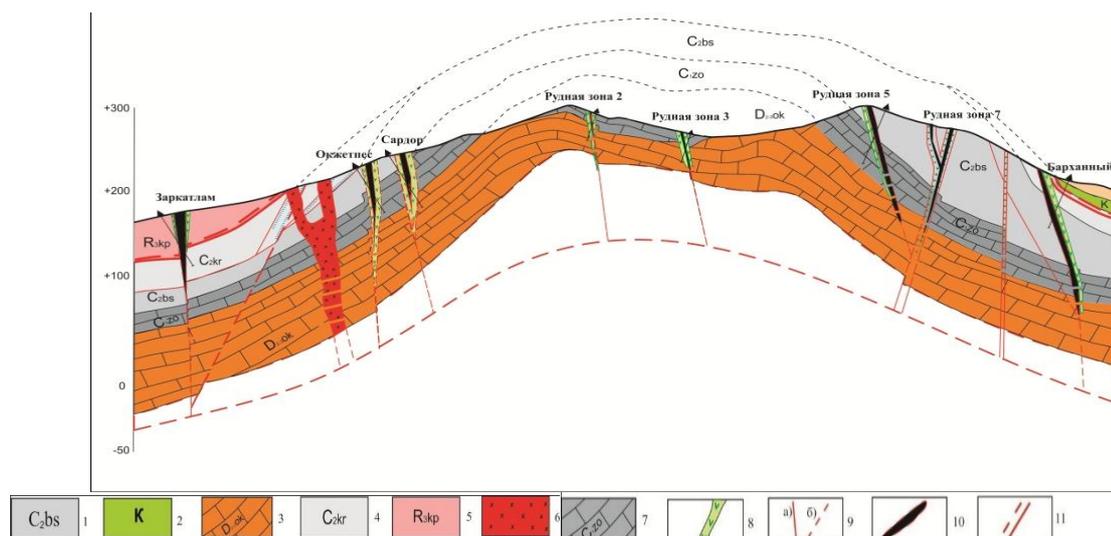
Характерной особенностью рудного поля является широкое развитие процессов гипергенеза. В следствие этого практически повсеместно наблюдаются развитие окисления и выветривание вмещающих пород и руд (6).

Минеральный состав руд большинства участков достаточно идентичен. Это из сульфидов – пирит, арсенопирит, халькопирит; из нерудных - кварц, карбонаты;

повсеместно встречаются гетит-гидрогетит и другие железистые гидроокислы. Главный рудный минерал – самородное золото, представленное тонкодисперсными, реже пленочными разностями (7).



**Рисунок 2.** Принципиальная схема размещения рудных объектов в разрезе рудного поля. А-участок Заркатлам; Б-Окжетпес (Рудная зона №1); В, Г -Рудная зона №3; Д-участок Сардор; Е- м-е Барханный; 1-четвертичные образования; 2-полеогеновые отложения; 3-меловые отложения; 4-бостауская (сардарская) свита; 5-западноокжетпесская свита; 6-окжетпесская свита; 7-кокпатасская свита; 8-вулканогенно-терригенные породы; 9-метоморфические сланцы; 10-песчано-сланцевые отложения; 11-углисто-кремнистые сланцы; 12-гравилиты с прослоями песчаников; 13-разрывные нарушения; 14-позиция золотого оруденения; 15-известняки; 16-доломиты.



**Рисунок 3.** Схема размещения рудных участков в Окжетпесской структуре. 1-бостауская (сардарская) свита; 2- меловые отложения; 3-окжетпесская свита; 4-карашахская свита; 5-кокпатасская свита; 6-интрузивные образования; 7-западноокжетпесская свита; 8-дайки; 9-разрывные нарушения: а) прослеженные, б) предлагаемые; 10-позиция золотого оруденения; 11-плоскость надвига.

## **Выводы**

Подытоживая характеристику геологического строения и рудоносность Окжетпесского рудного поля подчеркнем следующее:

1. Окжетпесское рудное поле размещено в третьей антиформе из известных в горах Южный Букантау и является южным ее составляющим. Его строение во многом схожее с таковыми Бозтауского и Кокпатасского рудных полей.

2. Структура поднятия осложнена системами разрывных нарушений СВ, СЗ и субширотного направлений. Главный разлом (надвиг) имеет разную ориентировку по периферии рудного поля.

3. В пределах рудного поля выявлены: одно месторождение серебра (Окжетпес), одно месторождение золота (Барханный) и более десятка рудных участков, зон и точек минерализации. Пространственное их положение определяется исключительно зонами разрывных нарушений. Более 50% выявленных рудных зон локализируются среди образований Карашахского меланжа – как наиболее хрупкой и благоприятной для рудолокализации среде. Мощность рудных зон от 50 до 90 м. Вертикальный размах оруденения – до 250-300 метров. Практически на всех участках встречаются дайковые тела гранитоидного ряда (8).

4. Характерной особенностью рудного поля является интенсивное развитие зон гипергенеза которые отмечаются и в глубине от дневной поверхности.

## **Библиография**

1. Исаходжаев Б.А., Тангиров А.И., Урунов Б. Бозтау-Кокпатас-Окжетпесский тренд. // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, №6, 2013. С.23-29.
2. Исаходжаев Б.А. Тангиров А.И., Урунов Б.Н. Ишбобаев Т.Б. Кокпатасское месторождение золота. // “Гигантские месторождения золота Центральной Азии”. Укрепление золоторудного потенциала Казахстана. Материалы международного симпозиума. Алматы, 2014. С. 116-123.
3. Исаходжаев Б.А. Тангиров А.И., Урунов Б.Н., Ишбобаев Т.Б. О некоторых проблемах дальнейшего совершенствования оценки скрытого золотого оруденения. // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, №5, 2017. С.30-35.
4. Исаходжаев Б.А., Тангиров А.И., Ишбобаев Т.Б. Осевая зональность элементов – как индикатор открытого золотого оруденения. // Международная научно-практическая конференция «Инновация-2018». Сборник научных статей. Тошкент, 2018. С.139-140.
5. Исаходжаев Б.А., Мирусманов М.А., Ишбобаев Т.Б. К проблеме обеспечения достоверности геологической документации и опробования на площадях развития зоны окисления. // Горный вестник. Узбекистана, № 1, 2014. С.50-53.
6. Ишбобаев Т.Б. Минерало-геохимические особенности окисленных руд Кокпатасского рудного поля. // Международная научно-практическая конференция «Инновация-2015». Сборник научных статей. Тошкент, 2015. С.217-219.
7. Ишбобаев Т.Б., Тангиров А.И. Возможности применения особенностей зоны окисления при оценке золоторудных месторождений Южного Букантау. // Международная научно-техническая конференция “Проблемы и пути

инновационного развития горно-металлургической отрасли». Ташкент-2014. С.280-285.

8. Isahodzhaev B.A., Urunov B.N., Tangirov A.I., Ishbobayev T.B. Regional positions of huge deposits of gold by Central Kyzyl Kum and their prospects. // Journal European Applied Sciences. Stuttgart, Germany, 2015. - №1, - С. 67-71.

***Особенности и проблемы проведения геологоразведочных работ на камнесамоцветное сырье в России***

***Кисин А.Ю. (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, kissin@igg.uran.ru), Огородников В.Н. (Институт геологии и геохимии УрО РАН, Уральский государственный горный университет, Vitaliy.Ogorodnikov@m.ursmu.ru), Поленов Ю.А. (Уральский государственный горный университет, polenov\_yu@mail.ru )***

**Аннотация**

Действующее в России законодательство в области лицензирования геологоразведочных и добычных работ на камнесамоцветное сырье, требования к отчетной документации, категоричности разведанных запасов и прогнозных ресурсов делает этот вид деятельности, в подавляющем большинстве случаев, глубоко убыточным. Данное обстоятельство привело к упадку в стране минерально-сырьевой базы драгоценных и ювелирно-поделочных камней (за исключением алмазов и янтаря), а также развитию нелегального бизнеса. Первичные месторождения камнесамоцветного сырья характеризуются сложным геологическим строением, небольшими размерами, большими вариациями качества и содержания сырья. Дополнительные затраты: особые условия проходки горных выработок, обеспечивающие сохранность сырья; специальные методы извлечения, хранения, транспортировки и обработки самоцветов. Для развития минерально-сырьевой базы камнесамоцветного сырья необходимо внести изменения в законодательную базу в области лицензирования и отменить требования к степени геологической изученности месторождения.

**Ключевые слова**

Месторождения драгоценных камней, поиски и разведка месторождений, законодательство

**Теория**

Е.А. Козловский [4] отметил, что геологоразведочная и добывающая отрасли обеспечивают 30% ВВП и около 50% экспорта РФ. Минеральное сырье и продукты его переработки дают 80% валютных поступлений страны. В то же время, в условиях рыночных отношений рентабельность многих разведанных месторождений оказалась под вопросом. Территория России остается впечатляюще огромной и самой большой в мире даже после распада бывшего СССР. Она включает древние кратоны, молодые платформы и многочисленные горные системы, сформированные в различных геотектонических обстановках. Благодаря такой геологической ситуации и успехам отечественной геологии, наша страна все еще обладает крупной минерально-сырьевой базой различных полезных ископаемых: углеводороды, уголь, руды черных, цветных, благородных и редких металлов, апатита, калийных солей, галита, боратов, магнезита и других. На этом фоне странно выглядит ситуация в отношении цветных и драгоценных камней: здесь мы пока богаты только алмазами и янтарем, по добыче которых занимаем лидирующее место в мире. А как обстоит дело с другими самоцветами, например, на Урале?

Урал известен в мире не только рудными месторождениями, но и как крупная камнесамоцветная провинция [1-3, 5]. А.Е. Ферсман (1925) писал, что почти все виды

самоцветов, кроме лазурита и сердолика, известны на Урале. До революции 1917 года с Урала в Европу поступали алмазы, морионы, голубые топазы, золотистые гелиодоры, аквамарины, аметисты, цитрины, полихромные турмалины, изумруды, александриты, демантоиды, малахит, яшма и другие цветные камни. Удивительно, но находили их и добывали местные жители, в основном крестьяне и в массе своей неграмотные. Широко известны выражения «Самоцветная полоса Урала» и «Русская Бразилия». Но что за ними скрывается? В настоящее время здесь ведутся добычные работы на Изумрудных копях Урала, где добываются изумруд и александрит, и еще пока отрабатываются алмазоносные россыпи в Пермском крае. Проведённые на Урале в 70-80-х годах прошлого века геологоразведочные работы на камнесамоцветное сырье (пегматиты Алабашского, Адуйского и Светлинского полей, аметисты Сизиковского жильного поля, благородные корунды логов Положиха, Вербанный, рубины Ю. Урала и др.) не дали желаемый результат – эксплуатируемые месторождения. Но многие из разведанных месторождений и проявлений стали объектами старательской нелегальной добычи самоцветов.

Чем сейчас торгуют ювелирные магазины в наших городах? Это китайский культивированный пресноводный жемчуг, камни Сваровского (стекло сваренное по особой технологии), облученные цитрины, аквамарины и голубые топазы из Африки и Бразилии, индийские альмандины, австралийские и синтетические опалы, облагороженные (стеклозаполненные) рубины и сапфиры из Африки и с Мадагаскара. Камней российского происхождения (не считая синтетических) в ювелирных изделиях в магазинах поразительно мало.

В настоящее время Государство не финансирует геологоразведочные работы на камнесамоцветное сырье, сделав это прерогативой частника и это правильно. На Урале частные компании получили лицензии и проводят геологоразведочные работы на демантоид, благородный корунд, нефрит. Можно заранее сказать, что результаты этих работ будут отрицательными.

Так в чем же причина такого малого количества месторождений самоцветов на территории России? Виновата ли в этом отечественная геология? Если посмотреть карту размещения месторождений драгоценных камней в мире, то обнаруживается их концентрация в странах с весьма слабо развитой геологической службой (страны Африки, Мадагаскар, Шри-Ланка и др.). Планомерных поисковых работ на камнесамоцветное сырье в этих странах практически не проводилось. Поиски и добычу самоцветов ведут местные жители – нелегальные старатели и мелкие артели (рис. 1 и 2). Законодательство к ним достаточно лояльно, ввиду бедности населения и высокой безработицы. На Урале таких людей в 19-ом веке называли «горщиками» или «рудознатцами» и регион в то время славился своими самоцветами. Им не требовалось



*Рисунок 1. Нелегальные старатели, добывающие сапфиры, рубины и благородную шпинель в районе г. Илакака на Мадагаскаре*



*Рисунок 2. Уличная скупка камнесамоцветного сырья на Мадагаскаре*

серьезного финансирования, проектирования, строгой отчетности, следованию многочисленным инструкциям. В большинстве случаев месторождения и проявления камнесамоцветного сырья слишком мелкие, не представляющие интерес для промышленной добычи. А методика поисков и геологоразведочных работ ориентирована на месторождения для промышленной добычи. Стадийность геологоразведочных работ и утверждение разведанных запасов камнесамоцветного сырья, помноженные на бюрократическую волокиту, сложную проектно-отчетную документацию, многоступенчатый контроль делают любое месторождение заведомо убыточным. Без внесения изменений в действующее законодательство в области лицензирования геологоразведочных и добычных работ на цветные ювелирные камни, отмены методических рекомендаций по проведению геологоразведочных и добычных работ, упрощения проектно-отчетной документации и вывода этого рода деятельности из полукриминального бизнеса – проблему наращивания отечественной минерально-

сырьевой базы камнесамоцветного сырья не решить. Это убедительно показывает отечественный и мировой опыт.

## **Выводы**

Для наращивания в России минерально-сырьевой базы цветных ювелирных камней необходимо внести изменения в действующее законодательство в области лицензирования геологоразведочных и добычных работ на камнесамоцветное сырье; отменить действие инструкций на стадийность проведения геологоразведочных работ на камнесамоцветное сырье (за исключением некоторых типов россыпей) и необходимость утверждения разведанных запасов в ТКЗ или ЦКЗ; упростить проектно-отчетную документацию; сделать этот бизнес полностью легальным.

*Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрации № АААА-А18-118052590028-9).*

## **Библиография**

1. Кисин А.Ю., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Почему в России мало самоцветов? // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чт-я пам. П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Пермь, 2020. – Вып. 23. С. 10-15.
2. Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Томилина А.В. и др. Рубиновая минерализация в Мурзинско-Адуйском метаморфическом комплексе (Средний Урал) // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 4. С. 369–388.
3. Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С. и др. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64-73.
4. Козловский Е.А. Экономическая безопасность и исследование недр // Мат-лы IX Межд. Конф. «Новые идеи в науках о Земле», РГГРУ, 14-17 апреля 2009 г. Москва, 2009. С. 17-21.
5. Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Кисин А.Ю., Савичев А.Н. Гранитные пегматиты и пегматоиды Урала / отв. ред. В.В. Холоднов. — Екатеринбург, УрО РАН, 2020. — 432 с.

***Фосфориты сирийских месторождений альшаркия и хнейфис и концентрации в них урана***

***Syrian Phosphorites Deposits Alsharqiya and Khneifis and its Concentrations of Uranium***  
***Алзаммар М., Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ) alzammarm@gmail.com.***

***Научный руководитель: профессор Игнатов П.А.***

**Аннотация**

Район исследования расположен в южной части горной цепи пальмиры, где расположены карьеры по добычи фосфоритов месторождений Альшаркия и Хнейфис, Они локализованы в толще верхнего кампана формация Саваней, мощность которой варьирует от 17 до 317 м. Пальмиридский фосфоритоносный бассейн ограничен поднятиями с юга Хамад, с севера - Алеппо.

Накопление фосфоритов происходило за счет отмирания планктона и микробиальных концентраций из морских вод во время сенонской трансгрессии на Северо-Африканскую платформу. Основную часть продуктивного пласта составляет глинистый известняк и известковый мергель, переслаивающийся со слоями фосфоритов различной мощности и достигающими 10-12 м [Mouty & Al Maleh, 1983].

Изучив прозрачные шлифы и результаты рентгенофлуоресцентного и рентгенофазового анализов, установлено, что основным фосфатным минералом является апатит. Фосфаты содержат  $P_2O_5$  из расчета 25-34% [Technoexport, 1966]. Зафиксированы относительно высокие концентрации урана, составившие от 30 до 350 ppm. Среднее значение в Альшаркии 59 ppm, оно ниже, чем в Хнейфисе, где среднее значение 101 ppm. Уран связан с апатитом, а его более высокие концентрации связаны с органическим веществом [M. Abbas, 1987].

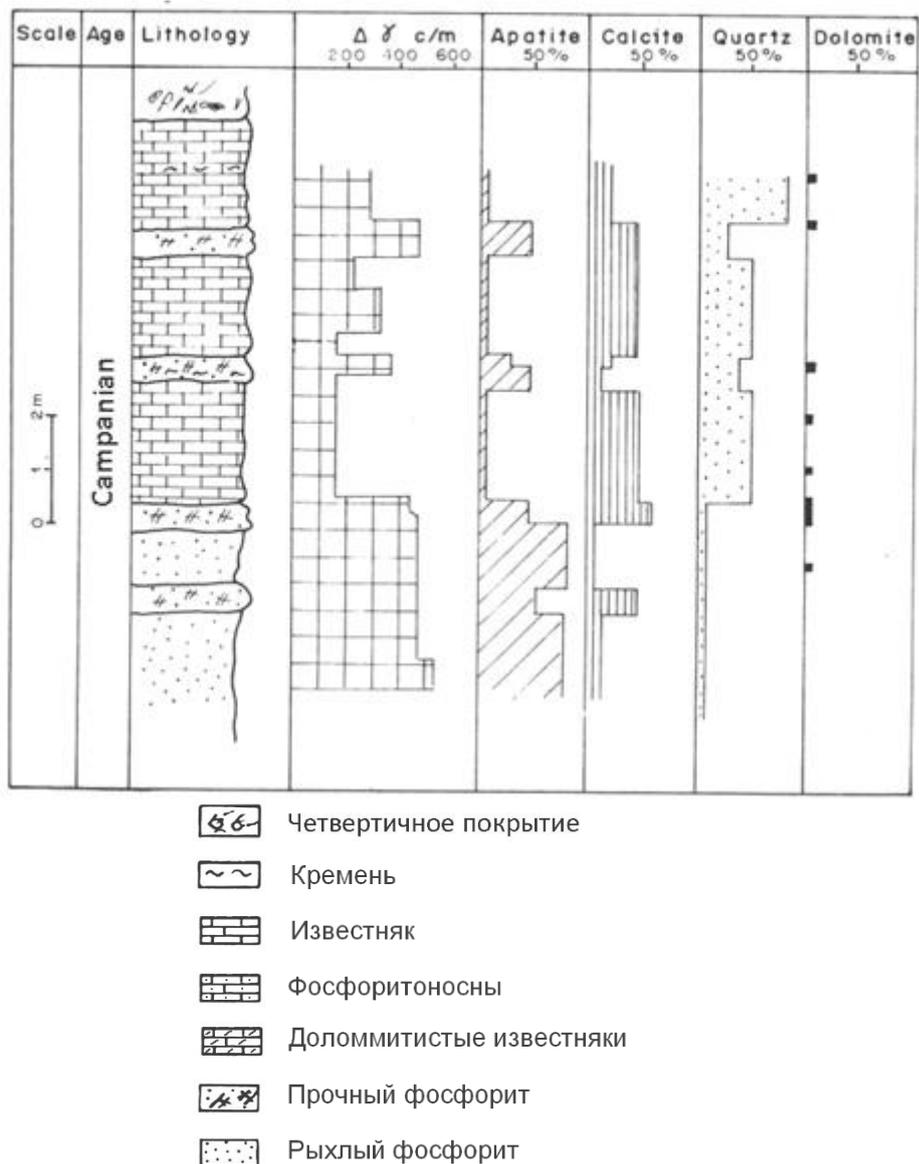
**Ключевые слова**

Фосфорит, уран, организмы, цепь пальмиры, сирия.

**Теория**

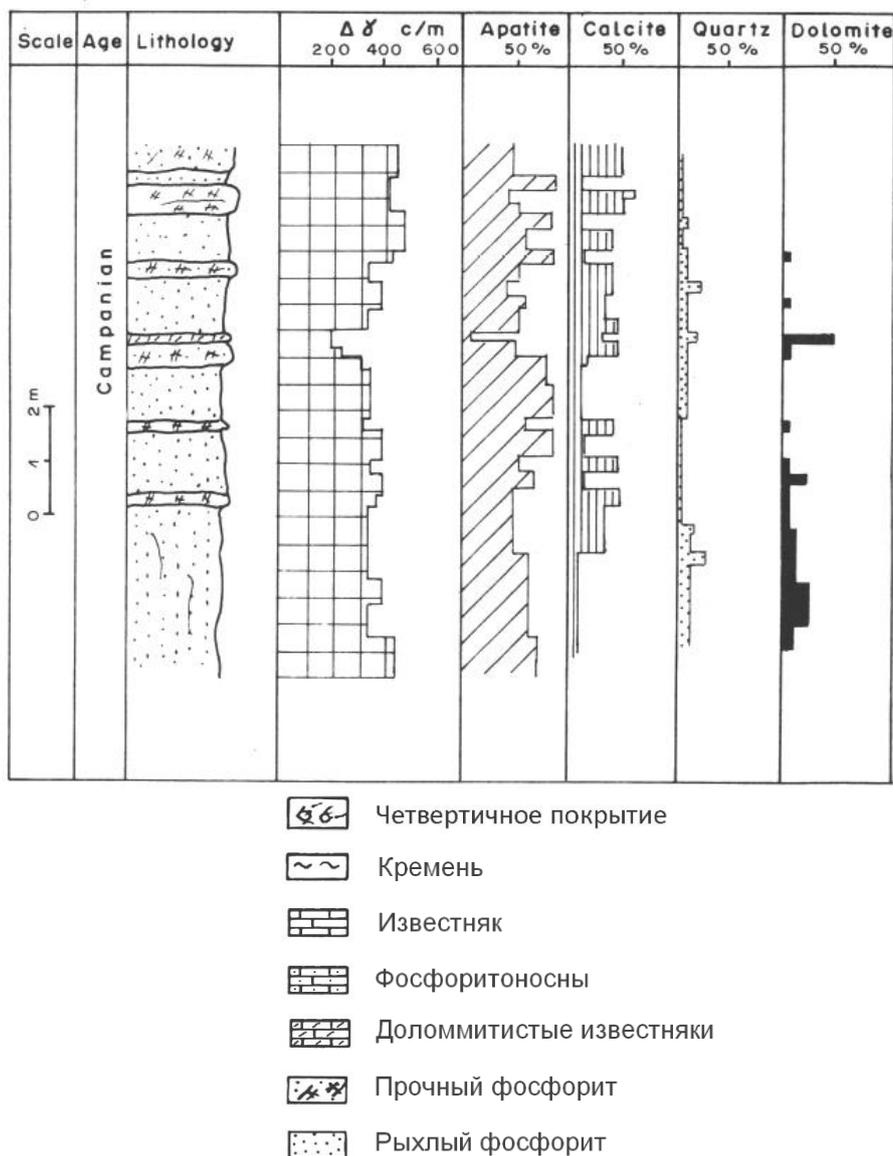
Самые масштабные скопления фосфоритов находятся на юге центральной части горного массива Пальмиры. Здесь они много лет добываются в двух карьерах Альшаркия и Хнейфи., Фосфаты накапливались в позднем кампана мелового периода.

*Месторождение Хнейфис* является одним из наиболее важных мест добычи фосфоритов в Сирии, особенно по их качеству. Оно является старейшим в истории добычи в Сирии. Доля пентоксида фосфора в руде Хнейфиса составляет 28-34%, Запасы относительно небольшое, всего 24 млн т. Рудные тела представлены двумя фосфоритовыми пластами, нижний из них относительно рыхлый, верхний – скальный (рис. 1).



**Рисунок 1.** Колонка месторождения Хнейфиса. [Abbas M., Prévôt L. and Lucas J. 1985].

Месторождение Альшаркия (Саваней) расположено в 30 км на СВ от Хнайфиса. Здесь действуют два карьера, различающиеся разрезами формации Саваней. Самый продуктивный имеет относительно простой разрез (рис. 2). Здесь также имеется два пласта состоит из двух фосфоритов. Следует отметить, что рыхлый нижний слой в южном карьере аналогичен нижнему пласту фосфоритов в районе Хнейфиса.



**Рисунок 2.** Колонка месторождения Альшаркии (Южный карьер). [Abbas M., Prévôt L. and Lucas J. 1985].

Рыхлый фосфорит неоднороден и состоит из различных фосфатных зерен в виде оолитов, пеллетоидов, литокластов, детрита костей и зубов рыб. Фосфатные компоненты, как правило, гранулированы с размерами зерен от 0,05 до 0,5 мм; встречаются зерна фосфата миллиметровые и редко сантиметровые.

Прочный каменистый фосфорит состоит из тех же самых фосфатных элементов, в основном сцементированных микрокристаллическим кварцем в Хнейфис. В Альшаркия цемент преимущественно карбонатный, включает микрокристаллический и мелкозернистый (спаррит) кальцит и микрокристаллический доломит. Иногда можно наблюдать большие хорошо сформированные ромбоэдры доломита и новообразованный кальцит.

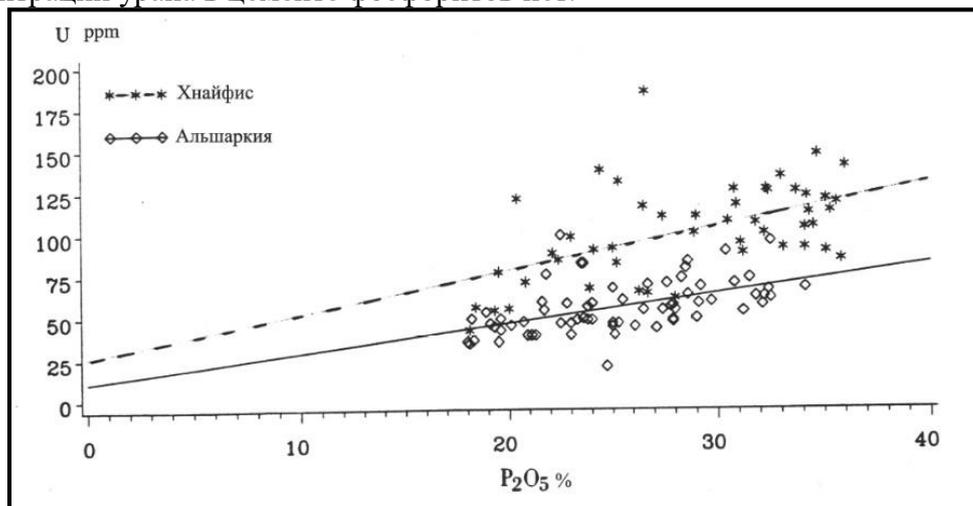
Карбонатные породы, разделяющие пласты фосфоритов, представляют собой микритовый известняк с большим количеством раковин форминифер и небольшим количеством микрокристаллического кварца. В Хнейфисе это микритовый доломит с

плохо сохранившимися ромбоэдрами. Связаны. В Альшаркии имеется примесь микрокристаллического кварца.

На основании появления микроскопических пелагических фораминифер *Globotruncana calcarata* и *Globotruncana elevata*, формация Саваней отнесена к верхнему кампану [M. Al Issa, 1972].

Считается, что фосфат откладывался во время сенонской трансгрессии, охватившей северную окраину Афро-Арабской платформы [Al Maleh and Mouty, 1988, Al Maleh, 1984-1987]. Следует отметить, что глубина моря постепенно и незначительно увеличивалась между периодом отложения нижнего и верхнего пластов, что указывает на относительно спокойные тектонические условия в этот период [Brew et al, 2001]. По международной систематике нижние пласты фосфоритов следует считать данхэмом, пакстоуном и грейнстоуном, верхние - пакстоуном.

Рентгенофазовый анализ 7 образцов фосфоритов из месторождения Альшаркия подтверждает присутствие апатита, кальцита, кварца и доломита. По рентгенофлуоресцентному анализу тех же образцов установлены высокие концентрации урана (от 30 до 350 ppm). В фосфоритах, где много пелетоидов, урана максимум. Полученные данные подтверждают, положительную связь содержания урана и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в фосфоритах Сирии, отмеченную ранее [Lucas. Abbas, 1989 и Георгиевский, 2016] (рис. 3). Концентраций урана в цементе фосфоритов нет.



**Рисунок. 3.** Содержание урана в сравнении с P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> фосфоритов, в которых апатит является доминирующим минералом, в Хнайфисе и Альшарки [Lucas. Abbas, 1989].

Наблюдения подтверждают связь урана и скоплениями органического вещества. В некоторых окатанных песчаных и гравийных зернах отмечены черновато-коричневые пигментированные участки с высокой отражательной способностью, которые всегда богаче ураном, чем неокрашенные части [Lucas. Abbas, 1989].

Большинство авторов сходятся во мнении, что основная часть этого пигмента, вероятно, является органической [Belayouni H., 1983]. Это органическое вещество обычно сохраняется только в фосфатных гранулах, в которых оно остается защищенным, в то время как осадок претерпевает постдиагенетические изменения. Следовательно, уран может иметь генетическую связь с органическим веществом.

## Библиография

1. A.Kh. Al Maleh and M Mouty. The sedimentary and paleogeographic evolution of the Palmyridean region during Cretaceous, In: Proceedings 3rd Jordan Geological Conference. pp.213-244 (1988).
2. A.Kh. Al Maleh. Les depots phosphates du Senonien en Syrie et les conditions paleogeographiques de leur. genese. In: 27em Intern. Geol. Congo Volume 11. p.92. Moscow (1984).
3. A.Kh. Al Maleh. The general characteristics of Cretaceous sedimentation in' the northern part of the Arabian Platform (the Syrian Platform). In: 8th IAS Regional Meeting of Sedimentology. p.34-35. Tunis (1987).
4. A.Kh. Al Maleh. The geology of the phosphatic deposits in Syria (Senonian and Palaeogene). In: 10th International Field Workshop and Symposium. pp.xx-xx, Tunis (1987).
5. Abbas M., Prévôt L. and Lucas J., Some petrological and mineralogical characters of upper cretaceous phosphorite in central palmyrides, Syria, Sciences Géologiques, bulletins et mémoires Année 1985 77 pp. 35-39.
6. Belayouni H. (1983) — Etude de la matière organique dans la série phosphatée du bassin de Gafsa-Metlaoui, Tunisie. Application à la compréhension des mécanismes de la phosphatogenèse. Thèse Sei., Univ. Orléans, 202 p.
7. Brew et al, 2001,(G. Brew , M. Barazangi, A. K. Al-Maleh, and T. Sawaf). Tectonic and Geologic Evolution of Syria, GeoArabia, Vol. 6, No. 4, 2001.
8. J. Lucas and M. Abbas. Uranium in Natural Phosphorites: the Syrian example. In: Sciences Géologiques. Bulletin, tome 42, n°3, 1989. P.227-228
9. M. Abbas. Geochimie de l'uranium des phosphorites des Palmyrides centrales, Syrie.These d'Etat, Institut de Geologie, Universite de Strasbourg, Strasbourg (1987).
10. M. Al Issa, The geological structure and the composition of phosphatic deposits in Palmyridean Basin. Ph.D . Thesis. Institute of Geological Research, University of Moscow, Moscow (1972) .
11. Mouty & Al Maleh, unpub. report, Ministry of Petroleum and Mineral Resources of Syria, 1983
12. Russian Technoexport Mission. The geological map of Syria. Scale 1:1200,000: Explanatory notes, Sheet: sheet (1-37 xiv) . (al - qaryatein). (Technoexport, U.S.S.R). Ministry of Industry - Syria (1966).
13. Георгиевский А. Ф., Афанитовый генетический тип промышленных фосфоритов: геологические особенности, типы руд, перспективные технологии обогащения и утилизации отходов (на примере окино-хубсугульского бассейна), диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, 2016.

*Петрогенез аргиллизитов в Центрально-Камчатской рудной зоне*  
*Микшин А. В.\* (КемГУ, artemmikshin@inbox.ru)*

## Аннотация

Процессы, связанные с метасоматизмом и метасоматическими процессами, являются актуальными и в настоящее время для научных исследований, потому что они в большинстве случаев приурочены к гидротермальным рудным процессам. В статье рассматриваются вопросы генезиса аргиллизитов в пределах рудной зоны, а также описываются другие метасоматические процессы, связанные с аргиллизитами в Центрально-Камчатской рудной зоне. В статье уделяется внимание полному циклу переработки начальных пород в процессе метаморфизма и миграции (привноса и выноса) гидротерм.

## Ключевые слова

Аргиллизация, аргиллизированные породы, метасоматическая зональность, метасоматиты, алунитизация, серицитизация, каолинизация.

## Теория

Центрально-Камчатская рудная зона, является областью молодого вулканизма. На всем протяжении этой зоны распространены различные интрузивные, вулканогенно-осадочные породы и эффузивы. Все они интенсивно изменены гидротермальными процессами, причем гидротермальные изменения четко контролируются тектоническими нарушениями, опережающими Центрально-Камчатский глубинный разлом. Вследствие отчетливого тектонического контроля гидротермально измененные породы имеют характер линейно вытянутых зон, как правило, несущих ту или иную рудную минерализацию.

Наряду с аргиллизированными породами, преимущественно свойственным образованиям верхнего структурного яруса, ассоциирующими с экструзивными проявлениями, достаточно широко распространены в среднем и нижнем структурных ярусах группы фаций, относимых к вторичным кварцитам, пропилитам и ортоклазовым метасоматитам [2].

В этой рудной зоне, выделено несколько типов метасоматических колоннок по всему простираю этой территории. Наиболее характерными из них являются следующие четыре: алнейский (I), чемпуринский (II), кадарский (III), озерновский (IV).

В пределах алнейского типа выделяется следующая метасоматическая зональность: 0. Андезиты (протолит); I. Зона хлоритизации, карбонатизации и эпидотизации; II. Зона серицитизации (гидрослюдизации) с самородной серой; III. Зона алунитизации с самородной серой; IV. Зона окремнения с самородной серой.

По этой метасоматической колонке видно, что данный тип зональности свойствен серным рудопроявлениям, залегающим в андезитах (протолитах).

Аргиллизиты чемпуринского типа имеют следующую зональность: 0. Андезиты и порфириды (протолиты) I. Зона хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации; II. Зона

серцитизации (гидрослюдизации) с пиритовым обогащением в тыльной ее части; III. Зона каолинизации (диккитизации); IV. Зона окремнения с сурьмяно-ртутной рудной минерализацией.

Химизм преобразования состоит в последовательном выносе оснований и щелочей с сохранением лишь глинозема, который выносится лишь в центральной зоне. Отмечается наличие зон калиевого обогащения, а также обогащения железом.

Аргиллизиты кадарского типа характеризуются следующим строением и составом: 0. Андезиты или хлорит-эпидотовые сланцы; I. Зона слабой хлоритизации, карбонатизации и оталькования; II. Зона монтмориллонитизации; III. Зона серцитизации (гидрослюдизации); IV. Зона окремнения.

Особенностью кадарского типа является четкое обогащение пиритом промежуточных зон и обогащение калием, а также кремнеземом внутренних. Наблюдается рассеянная минерализация: Си, Pb, Ag, Sb, As [4.].

Вертикальная зональность в Центрально-Камчатской рудной зоне приурочена главным образом к разрезам чемпуринского типа. Главной особенностью является последовательное выпадение с глубиной внутренних зон. С глубиной строение колонки упрощается, общая мощность измененных пород уменьшается. Оруденение наиболее интенсивно в приповерхностной части разреза, в участках наиболее полного развития колонки. Ртутное оруденение верхних горизонтов с глубиной сменяется мышьяково- и сурьмяно-ртутным.

Разрезы чемпуринского типа вверх по вертикали сменяются разрезами, в которых преобладают сначала алунитизация, а потом появляется самородная сера [1].

На основании этих данных выведена схема вертикальной зональности, в которой для наиболее глубоких горизонтов предусмотрен калиевый метасоматоз вплоть до стадии магматического замещения, а для наиболее приповерхностных окремнение, алунитизация и отложение серы. На больших глубинах происходит привнос  $\text{SiO}_2$ , и  $\text{K}_2\text{O}$  (щелочимые, высокотемпературные условия), на средних глубинах  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ , привноса калия также не происходит, напротив, он выносится.

Наконец, на малых глубинах растворы за счет окисления серы приобретают кислую реакцию, осуществляют интенсивный вынос щелочей и оснований. Наряду с изменением состава и состояния растворов, изменяется и их специализация: от медного, отчасти молибденового и полиметаллического оруденения через золото-серебряное до сурьмяно-ртутного и самородно-серного.

Образования аргиллизитов в рудной зоне характерно преимущественно по средним, основным породам и метаморфизованным [1].

Аргиллизация происходит в средне-и низкотемпературных условиях в интервале первой тысячи метров от дневной поверхности, состоит в последовательном замещении породообразующих минералов (полевых шпатов, слюд) глинистыми минералами (каолинитом, гидрослюдой, монтмориллонитом, хлоритом) под воздействием кислых растворов, начальная кислотность которых может быть весьма значительной (до  $\text{pH}=1$ ).

В зависимости от преобладания в составе аргиллизирующих растворов того или иного кислотного начала ( $\text{HF}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) есть основание выделять три

генетических типа аргиллизации: галоидную, сульфатную (сульфатарную) и гидрокарбонатную [2].

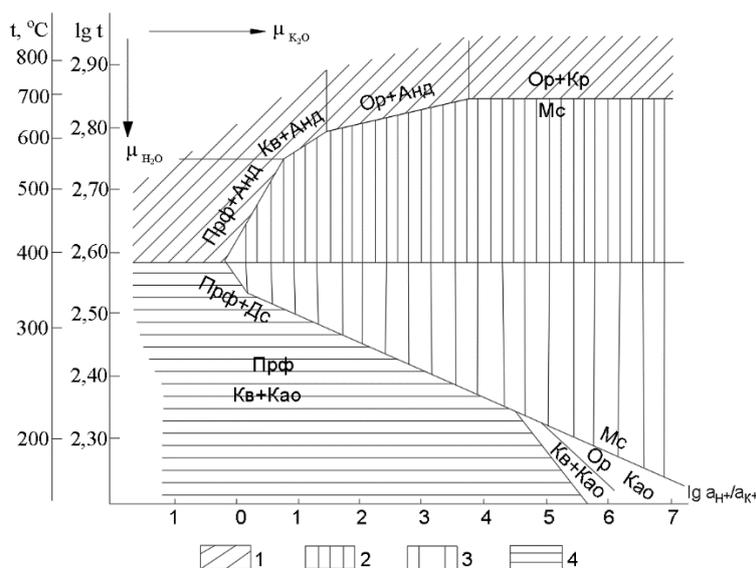
Галоидная аргиллизация преимущественно свойственна хрусталеносным и флюоритовым месторождениям; сульфатная свойственна для современного и молодого вулканизма (так называемая сульфатарная аргиллизация), а также телетермальным месторождениям золота, серебра.

Гидрокарбонатная аргиллизация, свойственно телетермальным месторождениям настурана, сурьмы, а также халцедон-карбонатным и безрудным жилам. По физико-химическим условиям гидротермальная гидрокарбонатная аргиллизация тесно примыкает к супергенной аргиллизации, широко распространенной к корам выветривания [3].

В лабораторных условиях аргиллизация воспроизводится, при температуре 285 °С и рН раствора (HCl, H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) равном 3,0 и повышающемся в ходе опытов до 7,0.

Согласно имеющимся экспериментальным данным, для системы H<sub>2</sub>O – K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, наблюдается определённая зависимость полей устойчивости тех или иных минеральных ассоциаций. Поля устойчивости двойных минеральных ассоциаций соответствуют метасоматитам различных формаций, в том числе и аргиллизитам. Поле аргиллизитов распространено ниже температуры 350 °С при малых значениях [4].

Поле устойчивости каолинита и кварц-каолиновой ассоциации перекрывается, в частности, с полем устойчивости пиррофиллита. Это не случайно, в условиях повешенных температур пиррофиллит, может сменять каолинит, особенно в метасоматитах, образующихся по основным породам. Диаграмма устойчивости главнейших минеральных ассоциаций метасоматитов (рис. 1) иллюстрирует соотношение различных метасоматических формаций: аргиллизитов, березитов, грейзенов, ортоклазовых метасоматитов.



**Рисунок 1.** Диаграмма устойчивости главнейших минеральных ассоциаций околорудных метасоматитов. Поля устойчивости минеральных ассоциаций: 1 – ортоклазовых метасоматитов; 2 – грейзенов; 3 – березитов; 4 – аргиллизитов.

Эта диаграмма позволяет дать объяснение многочисленным фактам нахождения каолинитовой ассоциации во вторичных кварцитах и редким случаям нахождения ее в березитах.

## **Выводы**

На основании выполненных исследований были описаны и установлены, процессы образования аргиллизитов разных генетических типов, проанализирована вертикальная метасоматическая зональность рудной зоны и построен график устойчивости главнейших минеральных ассоциаций околорудных метасоматитов.

## **Библиография**

1. Наумова О. А. Гидротермально измененные породы золото-серебряных месторождений Центральной и Южной Камчатки: автореф. дис. ... геол.-минер. наук / О. А. Наумова. – М., 1995. – С. 16–24.
2. Трухачев В. В. Гидротермально измененные породы Озерновского рудного поля (Центральная Камчатка) / В. В. Трухачев // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: геология. – 2008. – № 2. – С. 205–208.
3. Фролова Ю. В. Закономерности преобразования состава и свойств вулканогенных пород в гидротермально-магматических системах Курило-Камчатской островной дуге / Ю. В. Фролова, В. М. Ладыгин, С. Н. Рычагов. // Вестник Московского университета. Серия 4: геология. – 2011. – № 6. – С. 52–60.
4. Щербина В. В. Особенности химизма гидротермального изменения вмещающих пород / В. В. Щербина // Проблемы метасоматизма: Сб. науч. трудов по материалам II конференции по околорудному метасоматизму. – М.: Недра, 1970. – С. 21–25.

***Формирование стратегии управления бортовым содержанием на основе блочных моделей в K-MINE***

***Нестеренко Т.П.\* (Группа компаний K-MINE, geo@k-mine.com)***

**Аннотация**

Рассмотрены подходы к обоснованию оптимального бортового содержания полезных компонентов при использовании полигональных методов оценки и предельного содержания полезных компонентов в блоках 3D моделей месторождений с применением геоинформационной системы K-MINE.

**Ключевые слова**

Бортовое содержание, блочная модель, cut-off grade, K-MINE

**Теория**

Бортовое содержание (БС) – это главный параметр большинства горных проектов, он определяет объём потенциальных минеральных ресурсов.

При применении традиционных полигональных методов оценки БС представляет собой минимальное содержание полезного компонента в пробе, которое включается в подсчет запасов при оконтуривании продуктивного пласта в пересечении горной выработкой (в случае отсутствия четкого геологического контакта руд и вмещающих пород).

Для каждого варианта БС следует определять технико-экономические показатели разработки месторождения, на основании которых обосновывается его оптимальное значение. Уже на этом этапе происходит некоторое допущение в связи с тем, что запасы при повариантном (не менее трех вариантов) технико-экономическом обосновании часто подсчитывают укрупненным методом, без выделения подсчетных блоков. Соответственно, в конечном варианте геолого-экономической оценки (с учетом подсчета запасов и содержаний по подсчетным блокам) технико-экономические показатели могут немного отличаться от показателей выбранного оптимального варианта кондиций.

При незначительном изменении запасов по вариантам (менее 10%) бортовое содержание может определяться аналитически как содержание компонента, которое окупает прямые эксплуатационные затраты на добычу и переработку руд. Формулы при этом аналогичны расчету минимально-промышленного содержания в блоке, разница лишь в величине затрат по каждому блоку. Рекомендуются БС принимать в пределах от минимально-промышленного до содержания в хвостах переработки (для забалансовых руд), чтобы обеспечить рентабельность проекта в целом.

Методы определения бортового содержания предусматривают итеративный расчет и не всегда соответствуют действительности в связи с динамикой затрат горной компании и цен на товарную продукцию. Изменение содержания полезного компонента в добытой руде по различным периодам отработки месторождения при невыдержанности качественных характеристик в пространстве могут привести к убыточной деятельности предприятия в отдельные годы, несмотря на принцип безубыточности при расчете минимального промышленного содержания в блоке.

На практике выходит, что определение бортового содержания при оценке запасов и защите в ГКЗ, и при оптимизации стратегии компании и подсчете запасов и ресурсов в соответствии с международными кодексами отчетности – это две параллельные ветви аудита. Одним из важных вопросов является определение методики оконтуривания и соотношение между величиной бортового содержания и соответствующим ему уровнем cut-off grade. Разница между этими понятиями заключается в различных подходах к определению предельного минимального содержания полезных компонентов при оконтуривании и подсчете запасов.

С использованием блочных моделей месторождений на первое место выходит достоверность интерполяции содержаний. В традиционных методах интерполяция содержания определяется методом средневзвешенного по рудному пересечению, по площади и блоку. Или используют статистический метод при невозможности геометризации площадей на пересечениях.

При блочном моделировании в качестве процедур интер- и экстраполяции содержаний полезных компонентов применяют геостатистический анализ.

С точки зрения методов расчета бортового содержания различают [1]:

1. Экономическое или безубыточное БС, основанное на равенстве производственных затрат и дохода, полученное от реализации готовой продукции горнодобывающей компании. Этот классический подход обоснования БС с некоторыми вариациями используется большинством горных компаний.

2. Оценка БС Мортимера, учитывающая кроме экономических параметров (в т.ч. нормативной прибыли горной компании) характер распределения содержаний полезных компонентов.

3. Оптимальное БС Лейна, получаемое сравнением безубыточных и сбалансированных БС с учетом альтернативных издержек. Кроме финансовых и геологических параметров, используемых при анализе безубыточности и в оценке Мортимера, Лейн учитывает в своей теории третью составляющую горного процесса – возможность производственной системы управлять потоками трех видов материалов, а именно горной массы, руды и продукта [2,3].

4. Политика БС, получаемая в процессе оптимизации стратегии развития компании.

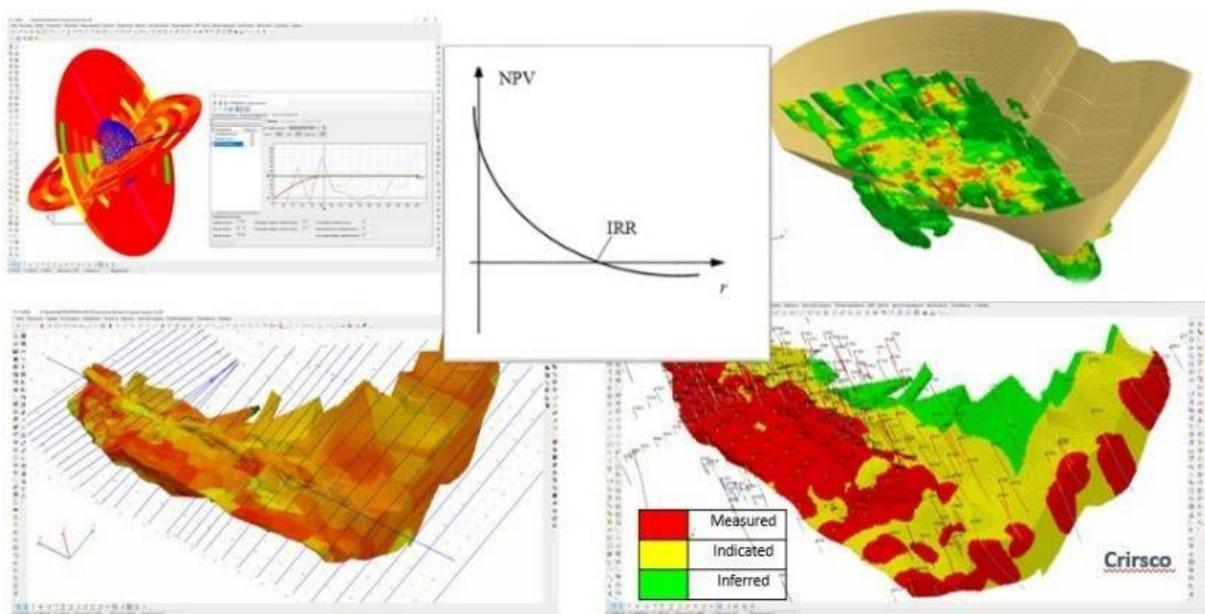
В настоящее время с помощью использования геоинформационной системы K-MINE становится возможной оптимизация стратегии горной компании, в которой выбираются основные параметры горных работ и переработки твердых полезных ископаемых: конечные пределы карьера, этапы его отработки, производительность добывающих и перерабатывающих стадий, схема и характеристики рудопотоков, отвалообразование и т.п.

Основная стадия на которой разрабатывается и постоянно поддерживается политика БС – это план на весь срок эксплуатации рудника - life of mine (LOM), который создается на начальной стадии производства, а пересматривается и переутверждается ежегодно. В этом плане определены основные этапы работы с БС, которые максимально соответствуют текущему состоянию минерально-сырьевой базы и технологическим

особенностям данного периода производства. Расчеты значений БС на этапах производства выполняются обычно итеративным методом или с помощью оптимизационного программного обеспечения K-MINE с использованием критерия максимума NPV в течение всего срока работы предприятия.

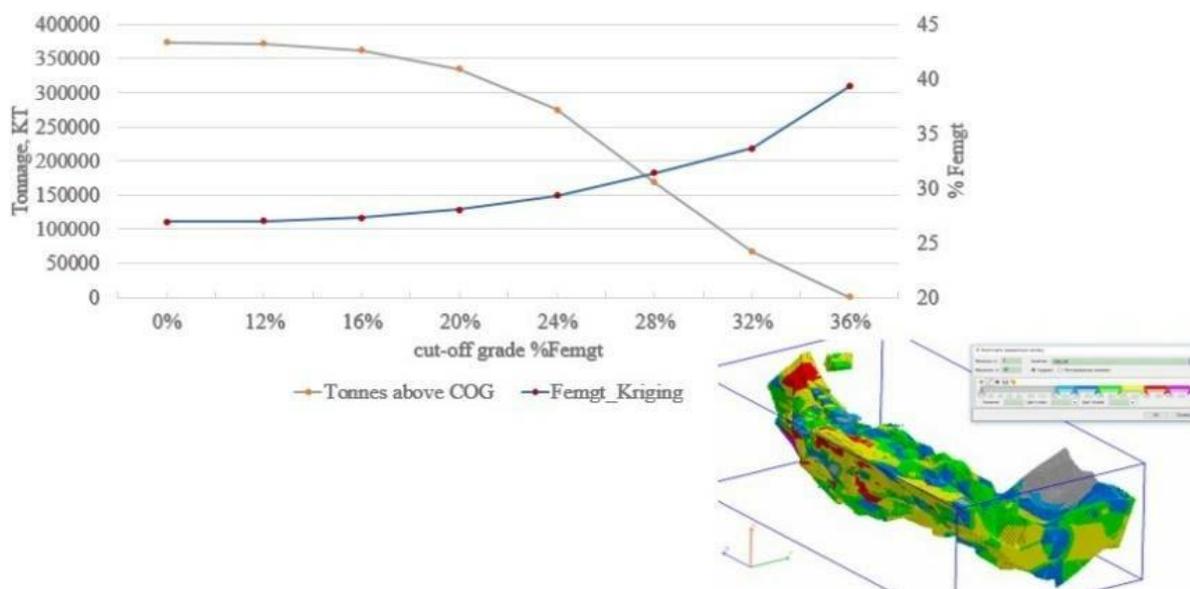
Многолетний опыт выполнения технико-экономических обоснований кондиций для различных видов твердых полезных ископаемых позволяет утверждать о высоком уровне эффективности применения K-MINE при определении оптимального варианта разработки месторождения. Специализированное программное обеспечение содержит набор модулей для выполнения всех этапов аудита месторождения и оптимизации проекта его разработки: от создания базы данных, 3D моделирования, геостатистических исследований до оптимизации конечных контуров разработки и др.

В K-MINE реализовано автоматическое построение на основе блочной модели месторождения кривой тоннажа-предельного содержания (рис. 1). Кривая отражает среднее содержание полезного компонента и количество руды выше указанного предела предельного содержания. Кривые тоннажа являются так называемым наглядным пособием для оценки потенциала эксплуатации месторождения по нескольким различным сценариям бортового содержания.



*Рисунок 1. Пример кривой тоннажа-предельного содержания в K-MINE*

Прямая связь математической модели месторождения с экономической моделью повышает эффективность управления запасами и ресурсами. При применении K-MINE исследователь имеет возможность установить локальные тренды и закономерности, имеющие значительное влияние на определение категорий ресурсов и запасов, а также общую оценку рентабельности проекта (рис. 2). Особенно важно это для перспективного планирования и проектирования разработки месторождения [4].



**Рисунок 2.** Пример критериев оценки рентабельности проекта на основе 3D моделей месторождений в K-MINE

Изменяя цель, ограничения, мощность и последовательность отработки исследователь каждый раз рассчитывает разные значения NPV проекта (Net Present Value), что позволяет получить его максимальное значение и повысить скорость и качество принятия управленческих решений.

## Выводы

В современных условиях недропользования 3D моделирование и технологии подсчета запасов месторождений в K-MINE позволяют создавать реалистичные геологические модели и существенно повышать точность и достоверность оценки запасов. 3-D моделирование способствует гармонизации различных систем классификаций запасов и ресурсов полезных ископаемых, позволяет ускорять процессы привлечения инвестиций на разработку или освоение месторождений.

## Библиография

1. Ю.Е. Капутин. Обоснование бортового содержания и оптимизация стратегии развития открытых горных работ. Санкт-Петербург. «Недра». 2017 г.
2. F. McQueen. 10 things you should know about Strategic Mine Planning for Open Pits. SRK website. January, 2017. <https://www.srk.com/en/publications/10-things-you-should-know-about-strategic-mine-planning-for-open-pits>.
3. Development of a computer-aided application using Lane`s algorithm to optimize cut-off grade. J.Githiria, C.Musingwini, J. Muriuki. The Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy. Volume 116. November 2016. p.1027-1035.
4. G. Poxleitner. Modifying Factors and Optimized Cut-Off Grade Determination. Global Business Reports. February, 2020. p. 46-47.

***Особенности метасоматических преобразований гипербазитов  
(Кузнецкий Алатану)  
Нехорошев Ю. В. \*(КемГУ, nekhoroshev99@mail.ru)***

**Аннотация**

Различные процессы, связанные с метасоматитами и их зональностью, являются актуальными для научных исследований, так как они приурочены к рудным процессам. В данной статье были рассмотрены процессы метасоматических изменений в гипербазитовых комплексах. Представлены парагенетические ассоциации, связанные с различными условиями метасоматических преобразований.

**Ключевые слова**

Метасоматизм, дунит, верлит, хромит, оливинизация, серпентинизация.

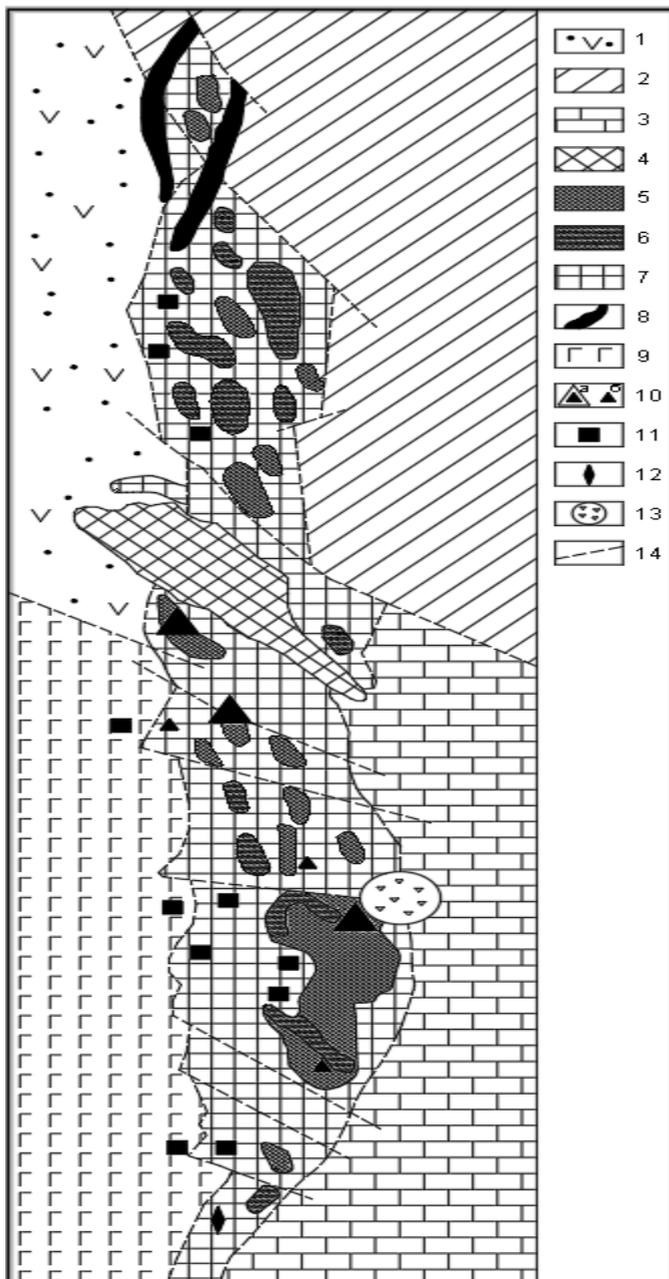
**Теория**

В настоящее время имеющиеся теоритические данные и геологические наблюдения свидетельствуют о том, что в гипербазитах метасоматические процессы протекают так же широко, как и в других группах пород. Этому способствуют: 1) Резкая полярность по отношению к другим породам, обуславливающая большую метасоматическую активность; 2) их близость к зонам глубинных разломов [4].

Рудопроявления и месторождения хромитов приурочены к метасоматическим дунитам и сопровождаются характерным околорудным изменением, а также изменением самой руды.

Наиболее полно изученные горные массивы Становой хребет, гора Бархатная. (рис. 1.). Массивы сложены гарцбургитами, в различной степени серпентинизированными, апоперидотитовыми серпентинитами, дунитами, полосчатым дунит-верлит-пироксенитовым комплексом, серпентинитами и серпентинитовыми сланцами, различными метасоматическими, рудными образованиями и взрывными брекчиями щелочно-базальтоидного типа. Верлиты и вебстериты участвуют в строении полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса, развитого лишь в восточном контакте массива. Дуниты и оливиниты в характеризуемом массиве развиты немногим меньше перидотитов и особенно широко в южной части массива.

В целом для всего массива они представлены шестью разновидностями. Это дуниты с реликтовой структурой перидотитов, равномернозернистые метасоматические дуниты, пегматоидные, пироксенизированные, интенсивно серпентинизированные тонкозернистые дуниты из полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса. Клинопироксениты, не образуют самостоятельных больших скоплений. Они встречаются в виде полос и линз мощностью до 30 м в полосчатом дунит-верлит-пироксенитовом комплексе и имеют постепенные переходы через верлиты к серпентинизированным дунитам [2].



**Рисунок 1.** Геологическое строение гипербазитового массива горы Бархатной. Условные обозначения: 1 – красноцветные эффузивные и осадочные породы; 2 – глинистые сланцы, кварциты, спилито-порфириды; 3 – известняки; 4 – тералиты, эссекситы; 5 – дуниты и гарцбургиты нерасчлененные; 6 – гарцбургиты; 7 – серпентиниты; 8 – кварц-брейнеритовые породы; 9 – габброиды; 10 – скопления хромита (а – в коренном залегании, б – в свалах); 11 – хризотил-асбест; 12 – талькиты; 13 – брекчии взрыва ультраосновного состава; 14 – дизъюнктивные нарушения.

Полосчатый дунит-верлит-пироксенитовый комплекс, развитый в восточном и северо-восточном контакте массива, сменяется полосчатыми метасоматическими клиноцоизит-амфиболовыми породами, различными порфиридами, габбро-диабазами, их туфами и туфосланцами.

Вслед за внедрением и становлением интрузии начинается самая ранняя первая фаза автометасоматических преобразований, вызывающая серпентинизацию и оливинизацию первой генерации. В результате этого в нижних горизонтах массивов образуются обширные поля равномернозернистых метасоматических дунитов, в верхних горизонтах постепенно переходящих в дуниты с реликтовой структурой перидотитов и в перидотиты. Благодаря этому создается картина вертикальной зональности [1]. Этот процесс сменяется второй автометасоматической фазой, проявившейся в образовании полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса и в кровле массива полосчатых клиноцоиозит-амфиболовых пород. Третья фаза – аллометасоматоза представлена форстеритизацией с образованием магнезит-форстеритовых, тальк-магнезит-форстеритовых и форстеритовых пород, создающим псевдоофитовую структуру [3].

## **Выводы**

Таким образом, многофазная метасоматическая оливинизация, протекающая пульсационно-прерывисто, в зависимости от изменения физико-химических условий кристаллизации способствует появлению вертикальной метасоматической зональности.

## **Библиография**

1. Банников О. Л. Баланс вещества при серпентинизации альпинотипных гипербазитов и некоторые общие проблемы генезиса серпентинитов // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Новосибирск, 1983. Вып. 2. С. 5–18.
2. Гончаренко А. И., Гертнер И. Ф., Краснова Т. С. Геодинамические условия формирования внутренней деформационной структуры офиолитов Бархатного массива (Кузнецкий Алатау) // Геодинамика Южной Сибири. Тез. докл. рабочего совещания. Томск, 1994. С.27–28.
3. Краснова Т. С. Структура ультрамафит-мафитовых парагенезов как отражение тектонических процессов в складчатых областях (на примере офиолитовой ассоциации Кузнецкого Алатау) // Матер. XXXVIII Тектонического совещ. "Тектоника земной юры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых". Т. I. М.: ГЕОС. 2005. С. 343–345.
4. Парначев В. П., Гертнер И. Ф., Краснова Т. С., Врублевский В.В., Войтенко Д.Н., Тишин П.А. Структурная эволюция ультрамафит-мафитовых ассоциаций как отражение тектонических процессов в складчатых областях // Докл. АН ВШ РФ. 2005. № 1(4). С. 102–112.

**Новый тип золото-серебряной минерализации в Олойской зоне, его минералого-геохимические характеристики и оценка промышленных перспектив**  
**Николаев Ю.Н.\* (МГУ им. М.В.Ломоносова, nikolaev@geol.msu.ru), Калько И.А. (МГУ им. М.В.Ломоносова, ildarkalko@yandex.ru), Власов Е.Ю. (МГУ им. М.В.Ломоносова, vl.home@mail.ru), Прокофьев В.Ю. (ИГЕМ РАН, vpr2004@rambler.ru)**

## Аннотация

На основании полевых и лабораторных исследований, обобщения поисковых геологических и геохимических данных определены характеристики и условия локализации нового типа золото-серебряного оруденения в Олойской зоне и оценены его промышленные перспективы. Изучен вещественный состав руд, определены температуры гомогенизации и концентрация солей в ГЖВ, разработаны минералого-геохимические критерии типизации золото-серебряных объектов нового типа. Высказаны предположения о 2-х этапах формирования золото-серебряного оруденения и его связи как с плутоногенными, так и с субвулканическими образованиями.

## Ключевые слова

Золото-серебряное оруденение, геохимические ассоциации, рудные минералы, флюидные включения.

## Теория

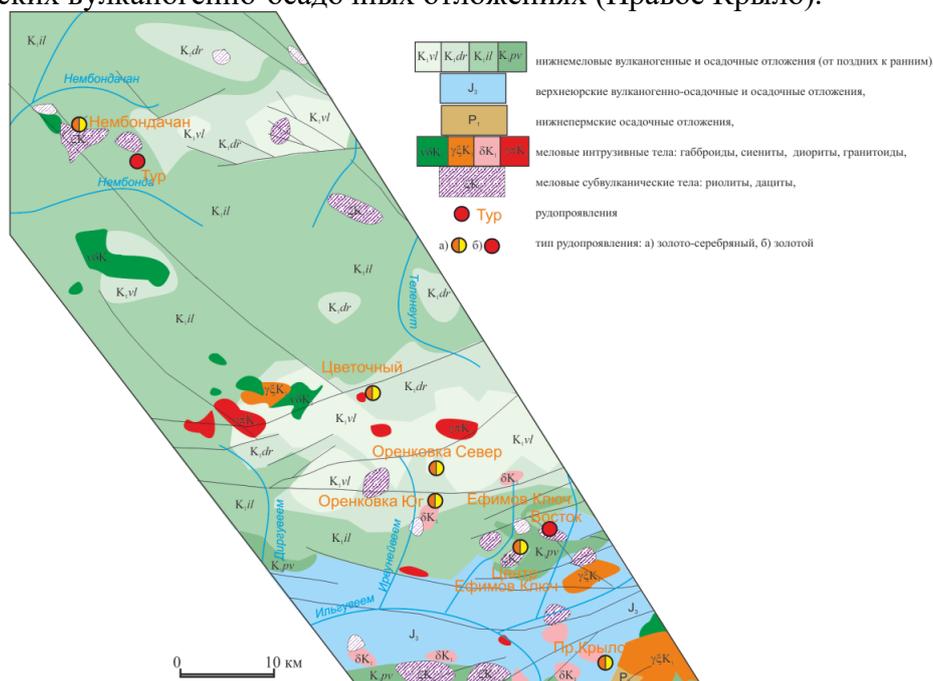
Основная добыча золота на Чукотке в настоящее время ведется из золото-серебряных месторождений с бананцевыми рудами (Купол, Двойное, Сентябрьское и др.), расположенных во внешней и перивулканической зонах ОЧВП. Многочисленные проявления и аномальные геохимические поля, в которых уже разведано или прогнозируется Au-Ag оруденение, известны или выявлены в последнее время в наложенных вулканических впадинах мезозой Олойской складчатой зоны.

Олойская складчатая зона представляет собой коллаж тектонических блоков, большая часть которых имеет островодужную природу [4]. Наиболее древние образования - вулканогенно-осадочные толщи девона (?), карбона и перми с суммарной мощностью 3,5-4 км. Большую часть площади Олойской зоны занимают смятые в складки терригенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенные комплексы триаса, юры и неокома. На смятые в складки толщи палеозоя и мезозоя с резким несогласием налегают терригенно-обломочные (угленосные) и вулканогенные породы апта – альба. Эти отложения выполняют наложенные впадины до сотен километров в поперечнике, распространенные на территории всей Олойской зоны. Мощность терригенных толщ достигает 3 км, вулканитов - 2-2,5 км. Высказано предположение о формировании вулканогенных впадин Олойской зоны в постколлизийной обстановке [3].

Нембондинская наложенная впадина в большинстве геологических построений рассматривалась как ответвление ОЧВП, протягивающееся на расстояние в 200 км и ширине 60 км вглубь складчатых структур Олойской зоны. В ее разрезе преобладают континентальные вулканогенные образования. Результаты U-Pb датирования [1] показывают, что значительная часть данной структуры сформирована в доальбское время и включает толщи от позднеюрских (не моложе 148 млн. лет) до аптских (123-119

млн. лет). Для верхних частей разреза получены изотопные даты, соответствующие сенманскому веку ( $95.8 \pm 0.5$  млн. лет). Новые данные геохронологии дают основания для исключения значительной части этой структуры из состава ОЧВП, и указывают на ее полихронное формирование.

Недавно завершившимися работами на площади Нембондинской впадины выявлены новые перспективные проявления золото-серебряной минерализации (рис. 1). В северо-западной части, на участках Тур и Нембондачан, развита золото-серебро-полиметаллическая и золото-убогосульфидная минерализация жильного и жильно-прожилкового типов [2]. В юго-восточной части выявлены новые перспективные проявления золото-серебряной минерализации в вулканитах диргувеевской свиты (Оренковка), субвулканических образованиях вилкинской толщи (Ефимов Ключ) и в верхнеюрских вулканогенно-осадочных отложениях (Правое Крыло).



**Рисунок 1.** Геологическое строение и золоторудные проявления Нембондинской впадины

На участке Пр. Крыло рудные тела представлены минерализованными зонами дробления протяженностью 200-800 м и мощностью 2-5 м с сульфидно-сульфосолевой минерализацией (до 20-30%). Рудные тела приурочены к тектоническому блоку осадочных пород размером 3х1 км, вмещающему шток диоритов олойского комплекса. В минерализованных зонах содержания золота - 0,5-25 г/т, серебра – 10-2500 г/т, отношение Au:Ag=1:5-1:30. Они содержат густую вкрапленность сульфидов, блеклых руд, сульфосолей серебра, минералов теллура, висмута и марганца. Самородное золото низкопробное (кюстелит), в зонах окисления - средней до высокой пробности, там же встречается самородное серебро и разнообразные гипергенные минералы. В карбонат-кварцевых жилах на периферии участка содержания золота - 0,1-4,2 г/т, серебра – 10-428 г/т, отношение Au:Ag = 1:100 и более, в них повсеместно встречается арсенопирит, сульфосоли серебра, акантит и гипергенные минералы марганца (табл. 1).

На участке Оренковка минерализованные зоны дробления в кислых вулканитах диргувеевской свиты приурочены к тектонической структуре меридионального простирания. В наиболее мощной (до 20 м) и протяженной (около 1000 м) северной минерализованной зоне содержания золота составляют 0,5-18,3 г/т, серебра 7-2766 г/т; в

южной зоне золота – от 0,5 до 36,6 г/т, серебра – до 8281 г/т. Пробность золота - 695. Отношение Au:Ag = 1:100-1:225. Сульфидно-сульфосольная минерализация сходна по составу с рудами участка Правое Крыло. Более высокая серебримость связана с большим количеством аргентотэтраидрита, замещенного гипергенным акантитом.

Таблица 1. Характеристики золото-серебряного оруденения юго-восточной части Нембондинской наложенной впадины

Участок	Содержания в рудах			Геохимическая ассоциация	Тип (минеральная ассоциация)
	Au г/т	Ag г/т	Au:Ag		
Еф. Ключ (восток)	7,4	11	1:2	As <sub>3333</sub> Au <sub>2469</sub> Sb <sub>234</sub> Se <sub>152</sub> Ag <sub>109</sub> Pb <sub>21</sub> Mo <sub>18</sub> S <sub>19</sub> Fe <sub>3</sub> Cu <sub>2</sub> Be <sub>2</sub>	Золото-сульфосольный (пирит, арсенопирит, галенит, миаргирит, диафорит, акантит)
Еф. Ключ (восток+центр)	2,4	427	1:175	Ag <sub>3884</sub> As <sub>1677</sub> Au <sub>813</sub> Sb <sub>402</sub> Pb <sub>85</sub> Mo <sub>3</sub> Cu <sub>2</sub> Zn <sub>2</sub> Cd <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	Серебро-золотой сульфосольный (арсенопирит, сфалерит, аргентотэтраидрит, андорит, миаргирит, фрейеслебениит, овихиит)
Оренковка (север)	10	1727	1:172	Te <sub>141805</sub> Ag <sub>15699</sub> Au <sub>3345</sub> Bi <sub>1300</sub> Pb <sub>6</sub> 63As <sub>459</sub> Cd <sub>100</sub> Sb <sub>51</sub> Zn <sub>25</sub> Cu <sub>16</sub> Mo <sub>7</sub> Ba <sub>5</sub> K <sub>3</sub> Be <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	Серебро-золотой сульфидно-сульфосольный (пирит, галенит, сфалерит, пирсеит, аргентотеннантит, акантит, ютенбогаардит, теллуриды висмута, золото (695-848),
Оренковка (юг)	15,5	1501	1:97	Ag <sub>13648</sub> Te <sub>5843</sub> Au <sub>5183</sub> Pb <sub>314</sub> Sb <sub>310</sub> Se <sub>213</sub> As <sub>131</sub> Cd <sub>84</sub> Zn <sub>30</sub> Cu <sub>23</sub> Mo <sub>19</sub> S <sub>11</sub> Ba <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> Bi <sub>2</sub> Be <sub>2</sub>	
Пр. Крыло (центр)	10,4	50	1:5	Au <sub>3474</sub> Pb <sub>693</sub> Ag <sub>451</sub> As <sub>301</sub> Cd <sub>109</sub> Zn <sub>94</sub> S <sub>52</sub> Sb <sub>23</sub> Cu <sub>19</sub> Mn <sub>8</sub> Fe <sub>6</sub> Co <sub>3</sub>	Золото-серебро-сульфидно-сульфосольный? (As-пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пираргирит, акантит, стефанит, самородное Ag, фаза Ag <sub>5</sub> S <sub>2</sub> с Au, электрум
Пр. Крыло (центр)	9,9	338	1:34	Au <sub>3291</sub> Ag <sub>3075</sub> As <sub>1469</sub> Pb <sub>1105</sub> Zn <sub>140</sub> Cd <sub>111</sub> Sb <sub>63</sub> S <sub>41</sub> Cu <sub>18</sub> Fe <sub>6</sub> Mn <sub>6</sub> Mo <sub>2</sub> Co <sub>2</sub>	
Пр. Крыло (север)	0,6	172	1:292	Sb <sub>3030</sub> As <sub>2063</sub> Ag <sub>1561</sub> Au <sub>196</sub> Pb <sub>80</sub> Cd <sub>15</sub> Zn <sub>9</sub> S <sub>5</sub> Mn <sub>3</sub> Mo <sub>2</sub> Te <sub>2</sub>	Серебро-золотой сульфосольный (арсенопирит, аргентотеннантит, пираргирит)

Рудное поле Ефимов Ключ представлено серией кварц-адуляровых жил протяженностью 30-150 м и мощностью 0,5-1,5 м, приуроченных к выходам субвулканических андезитов вилковского комплекса. Руды на юге участка Ефимов Ключ-восток золото-серебряные, содержания золота в жилах 2-11 г/т, серебра 5–100 г/т. Au:Ag = 1:1-1:15. В рудах в большом количестве присутствует арсенопирит, в незначительном – сульфосоли серебра и самородное золото. Более широкое распространение имеет серебро-золотой тип оруденения. В жилах этого типа содержания Au - 0,2-3,5 г/т, Ag – 100-6539 г/т. Главный минерал руд - арсенопирит, второстепенные - аргентотэтраидрит, серебро-свинцовые и серебряные сульфосоли.

В жильном кварце проявлений северо-западной части Нембондинской впадины фиксируются газовой-жидкие включения с разной температурой гомогенизации: 1) первичные включения с T<sub>гом</sub> 370-290°C и сингенетичные (?) им газовой включения в центральных частях кристаллов, 2) первичные газовой-жидкие включения с T<sub>гом</sub> 310-270°C в краевых частях кристаллов кварца, 3) псевдотричные включения с T<sub>гом</sub> 300-240, 4) и вторичные включения с T<sub>гом</sub> 220-130°C. В кварце с сульфидно-сульфосольной

золото-серебряной минерализацией проявления Правое Крыло выявлены первичные двухфазовые газово-жидкие флюидные включения, которые гомогенизируются в жидкость при температурах от 328 до 246°C, концентрация солей изменяется от 0.8 до 2.8 мас. %-экв. NaCl, плотность флюида составляет 0.67-0.83 г/см<sup>3</sup>.

Первичные и псевдотричные включения с  $T_{\text{гом}}$  (310-240°C), вероятно соответствуют составу флюидов, из которых осаждались сульфиды полиметаллов и блеклые руды, обнаруженные в образцах кварца проявлений Тур, Нембондачан и Правое Крыло. Самородное золото различной пробы и сульфосоли серебра, вероятно, кристаллизовались позже из низкотемпературных флюидов, обнаруженных во вторичных включениях проявлений Нембондинской впадины.

## **Выводы**

Результаты исследований свидетельствуют о различиях в минеральном и химическом составе руд золото-серебряных проявлений Нембондинского прогиба от других наложенных впадин Олойской зоны. Эти отличия проявляются в высокой сульфидности руд, широкой распространенности арсенопирита, теллуридов висмута, марганцевой минерализации. Основными формами золота являются кюстелит и электрум, широко развиты Ag и Pb-Ag сульфосоли и науманнит, которые указывают на эпitherмальный низкотемпературный характер проявлений. Прямыми определениями установлено, что гомогенизация первичных включений в кварце происходит при температурах близких к 300°C. Можно допустить, что рудообразование происходило в два этапа (стадии): сначала сформировалась среднетемпературная сульфидная минерализация, а затем, возможно с перерывом во времени, в эпitherмальный этап происходило отложение низкопробного золота и серебряных сульфосолей.

Прогнозная оценка новых золото-серебряных объектов сульфидно-сульфосольного типа (Правое Крыло, Оренковка, Ефимов Ключ) показывает, что суммарные ресурсы юго-восточной части Нембондинской впадины составляют не менее 50 т золота и 2-3 тыс. т серебра. Минерализованные зоны дробления протяженностью до 1000 м, мощностью до 20 м при размахе оруденения в 250 м могут обрабатываться комбинированным (открытым и подземным) способом.

## **Библиография**

1. Кара Т.В., Тихомиров П.Л., Демин А.Д. Новые сведения о возрасте магматических событий в Олойской складчатой зоне, Западная Чукотка (по результатам U-Pb датирования цирконов) // Доклады РАН. Сер. геол. 2019. Т. 489. № 2.
2. Николаев Ю.Н., Калько И.А., Бакшеев И.А., Аплеталин А.В., Власов Е.А., Хабибуллина Ю.Н., Джеджева Г.Т., Прокофьев В.Ю., Тихомиров П. Л. Золото-серебряная минерализация Олойской зоны и ее промышленные перспективы // Отечественная геология, №1, 2020, с. 66-79.
3. Тихомиров П. Л., Прокофьев В. Ю., Калько И. А. и др. Постколлизийный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии. // Геотектоника, 2017, № 2, С. 32–54.
4. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. and etc. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific. US Geol. Surv. Profess. paper. 2001. Vol. 1626. 122 p.

**Особенности геологического строения участка Нилю Гурудской угленосной площади**

**Исламова У.С. (ТашГТУ), Олимжонов С.У.\* (ТашГТУ, sardorolimjonov86@gmail.com)**

**Аннотация**

По данным геологической съёмки, проведенной на площади, в геологическом строении района принимают участие осадочные образования карбонового, триасового, юрского, мелового, палеогенового, неогенового и четвертичного возрастов.

**Ключевые слова**

Геологическая съёмка, вахшиварская свита, угленосная площадь, структура.

**Теория**

Горы Нилю-Гурудской, Хандизинской и Фангарт входящие в системы гор Сурхантау рассматривались как один их угленосных площадей Южного Узбекистана. Открытие проявлений и месторождений (Нилю, Гуруд, Панама, Хандиза и Фангарт, Хауз, Аксу) от 10-12 до 22-25 пластами угля ориентировали и связанные с ними исследования на постановку проведения предварительной и детальной оценки на участке Нилю Гурудской угленосной площади (рис. 1).

Первые сведения о геологическом строении района приводятся в работах исследований на уголь в районе от верхнего течения руч. Гуруд к югу в верховья руч. Шарасай, а затем по левому борту руч. Янгаклык [1].

Палеозойские отложения вахшиварской свиты нижнекарбонового возраста залегают в основании разреза. На них с размывом залегают отложения юры. Они находятся за пределами площади. Триасовые отложения развиты, ограниченно и эпизодически, в значительных понижениях размывтой поверхности палеозоя.

Юрские отложения имеют широкое распространение на площади. В юрской системе выделены 2 серии и 9 свит: санджарская, гурудская, дегибадамская, байсунская; в кугитангайской серии-зармасская, туполангская свиты. Комплекс флоры, обосновывающий возраст подразделений.

По структурно-тектоническому районированию относится к юго-западным отрогам Гиссарского хребта и расположен на СВ замыкании Сурхантауской антиклинали.

В районе развиты протерозойские, палеозойские отложения с широким проявлением интрузивной деятельности, полный комплекс мезокайнозойских осадков.

В формировании района выделяются три структурных этажа. Нижний структурный этаж - догерцинский, средний структурный этаж - герцинский и верхний структурный этаж - альпийский. Нижний структурный этаж развит в северной и южной частях площади. Он сложен комплексом протерозойских высокометаморфизованных пород, прорванных телами гранитоидов и метабазитов, претерпевших метаморфизм и складчатый процесс совместно с вмещающими толщами [2].

Складчатые процессы выразились в образовании преимущественно сундучных брахиформных антиклинальных структур, разделенных узкими напряженными синклиналиями. Типичными примерами могут служить Обинаурузская антиклиналь юго-западного простирания под углом 40-45°, а также Ходжахаркакская синклиналь.

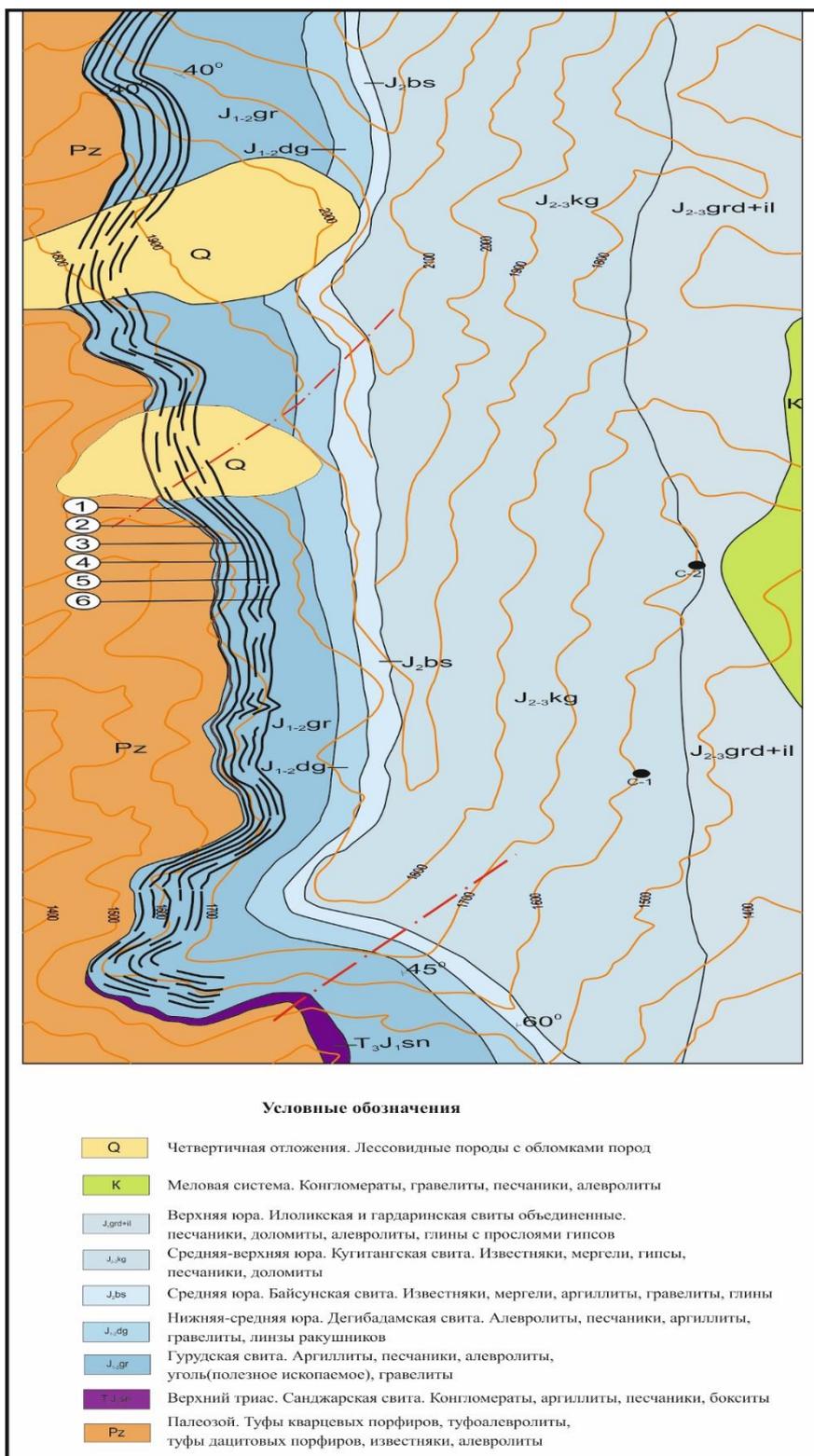


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта участка Нилу.

Эта структура занимает пространство от правого борта руч. Заучак до долины р. Хандиза. Юго-западное крыло Ходжахоркакской синклинали 1-является одновременно крылом Обинаурусской брахиантклинали. Осевая поверхность синклинали северо-западного направления. Залегание пород в северо-восточном крыле складки фиксируется в пределах 50-70°.

Разрывные нарушения нижнего структурного этажа диагностируются с большим трудом. Единственным достоверно установленным разрывным нарушением является субширотное нарушение типа сброса.

Герцинский структурный этаж сложен осадочно-вулканогенными породами нижнего и среднего карбона. Они развиты, начиная с юго-запада до северной рамки площади. Основными складчатыми структурами этажа в районе являются: Ходжахаркакская 2-ая синклиналь; структуры поперечной складчатости - Визийская впадина и Гурудская антиклиналь, осложненные разрывными нарушениями и процессами альпийской складчатости [3].

Гурудская угленосная площадь относится к верхнеамударьинскому бассейну. Угленосность приурочена к нижней и средней юре, (тоар-ааленский ярусы) к гурудской свите. Отложения тоар-аален-раннебайосского ярусов гурудского этапа залегают с размывом на раннеюрских угленосных или трансгрессивных на более древних образованиях палеозоя. Гурудский этап угленакопления характеризуется торфонакоплением в заболачивающихся дельтах, на периферии конусов выноса. Мощность угольных пластов достигает 0,6-2,3 м. С гурудским этапом связаны угольные месторождения и углепроявления Сурхантау, Байсунтау, Кугитанг и части Яккабагских гор.

Площадь расположено в крутопадающем восточном крыле Сурхантауской антиклинали и сложено угленосными континентальными осадками нижней юры. Разрез их представлен частым переслаиванием светло-серых аркозовых песчаников, серых и темно-серых алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов с пластами и линзами углей. Породы падают на восток под углом 40°-70° и осложнено серией мелких меридиональных сбросов и сбросо-сдвигов почти вертикального залегания.

По данным предыдущих исследователей в гурудской свите установлено до 25 пластов углей, из них рабочей мощностью обладают 6 пластов.

Угольные пласты ранее проведенными работами прослежены по простиранию. Установлена непрерывная протяженность до 4,0 км, с перерывами еще до 2,0 км.

На участке Гуруд вскрыто 22 угольных пластов, из них рабочей мощностью обладают 6 пластов. Мощность пластов достигает от 0,9 до 6,15 м, зольность 11,57-35,9%. Уголь полублестящий кларено-дюреновый. Строение пластов очень сложное не выдержанное, изменчивое. Из-за сложного строения они не будут представлять интерес для промышленности.

Заслуживающими внимания на уч. Нилю являются пласты №№1-6, остальные пласты маломощные, сложные и не выдержанные по строению по простиранию и по мощности (табл. 1).

Таблица 1 Показатели качества угля

№ п.п.	Показатели качества угля	Синонимика пластов					
		№1	№2	№3	№4	№5	№6
1	Массовая доля рабочей влаги, %-	7,03	4,88	5,37	7,37	6,90	9,78
2	Зольность, % -А горн. масс(уголь)	24,30/ 22,22	31,12/ 25,29	26,73/ 26,73	25,08/ 23,77	17,98/ 17,94	11,99/ 11,04
3	Выход летучих веществ, % - $V^{daf}$	30,30	27,07	30,30	32,27	26,04	30,06
4	Массовая доля общей серы, % - $S_t^d$	0,18	0,26	0,24	0,22	0,19	0,41
5	Содержание фосфора, % - $P^{dt}$	0,002	0,013	0,006	0,008	0,003	0,012
6	Высшая удельная теплота сгорания ккал/кг - $Q^{daf}$	6380	6730	6007	5926	5972	6850
7	Низшая удельная теплота сгорания ккал/кг - $Q_t^f$	4660	4680	3754	4223	4577	5920

На площади кроме угля были выявлены и, в разной мере изучены следующие полезные ископаемые: полиметаллическое месторождение Хандиза, золота-серебряно-полиметаллическое месторождение Чинарсай, угли Дегибадамского месторождения, проявления меди, свинца, цинка, серебра, золота, серы, фосфоритов и графита.

## Выводы

1. Учитывая слабую изученность условий локализации угольных пластов на Гурудской угленосной площади, поисковые признаки могут быть лишь намечены и должны уточняться при проведении геологоразведочных работ на объекте.

2. При изучении литологического и, в особенности, фациального состава угленосных отложений необходимо определить единого подхода и общепринятых методов исследований. Это тормозит выявление связей морфологии и генезиса пластов угля с их качеством, зависящих в известной мере от литологического состава, но в основном от фациальных условий образования угленосных отложений.

3. Прямым поисковым признакам необходимо отнести наличие пластов угля, многочисленные высыпки разрушенного угля на поверхности, наличие многочисленных горных выработок (открытые, подземные) кустарной добычи угля со стародавних времен, выходы на дневную поверхность угленосных горизонтов.

## Библиография

1. Рудные месторождения Узбекистана. Ташкент, 2001.
2. Ф.Я. Умаров. Анализ качественной характеристики угольной залежи. Уголь. № 1. С.34. 2002 г. Энерго и ресурсосбережения. 2005, № 3. С. 34-38.
3. В.Р. Рахимов, А.И. Клименко. Перспективы развития комплексного использования ресурсов угольных месторождений Узбекистана. Энерго и ресурсосбережения, Т. ТашГТУ, 2003, № 1-2, С. 136-148.

**Структурно - тектонические особенности гор Центрального и Южного Букантау  
(Узбекистан)**

**Омонов О.Г. \* (ГУ «Институт минеральных ресурсов», [tot.geo@mail.ru](mailto:tot.geo@mail.ru)),  
Абдуллаев Л.А. (ГУ «Институт минеральных ресурсов», [loch2930@mail.ru](mailto:loch2930@mail.ru))  
Госкомгеология РУз, Ташкент, Узбекистан**

**Аннотация**

В статье приводятся геолого-структурные позиции, рудоконтролирующие признаки и факторы размещения, форма рудных тел золото-вольфрамового оруденения гор Букантау. На основе геологических материалов рудных объектов Центрального и Южного Букантау были проанализированы факторы проявления золота, вольфрама, серебра и других металлов и изложены особенности поисковых работ на перспективных площадях.

**Ключевые слова**

Поиски месторождений и залежей, геологоразведочные работы, золото, вольфрам, серебро, медь, минерализованные зоны.

**Теория**

**Структурно - тектонические особенности.** Анализ строения шовной зоны Кокпатасского глубинного разлома показывает закономерную приуроченность к ней, на протяжении более 60 км, с определенным «шагом», расположенных антиформ - Бозтау, Кокпатас, Окжетпес. Этот шаг отвечает ундуляции шарнира брахиоформной складки, простирающейся вдоль, подрезающего ее западное крыло, Кокпатасского глубинного разлома. Длина шага 12-15 км и показывает наличие еще одной, нескрытой эрозией, брахиоформы в районе месторождения Саутбай [2].

Согласно мнению ряда исследователей, крупные ССЗ разломы выступали в Западном Узбекистане, как рудоконтролирующие структуры и их роль в размещении оруденения еще не доизучена. Подчеркнем, что более изучены рудолокализирующие структуры. Так, в пределах Кокпатасского рудного поля более 70% промышленных концентраций золота локализуется в зонах влияния субмеридиональных пологих надвигов в сочетании с блокирующими СЗ, СВ и субширотными нарушениями [3].

В размещении золотой минерализации отчетливо проявлена пространственная связь со структурой глубинного заложения - Кокпатасским глубинным разломом, который представлен серией сближенных нарушений с общим простиранием  $315^\circ$  и углами падения  $70-80^\circ$  к западу. На отдельных интервалах зона разлома маркируется телами гипербазитов и концентрацией, крупных дайковых полей диоритов и лампрофиров. Эта структура прослеживается от гор Окжетпес вдоль западного крыла Кокпатасской и Бозтауской антиклиналей в сторону гор Каскыртау, далее к северу ее признаки устанавливаются в восточной части Бокалинского массива по ступенчатому изгибу его в плане и резкому изменению простираний даек. В южном направлении Кокпатасский разлом по геофизическим данным и дешифрированию АФС прослежен до гор Сангрунтау [3]. Разлом имеет параллельные составляющие ветви, более четко фиксируемые в местах обнажения карбонатных образований нижнего карбона ( $C_1$ ).

Протяженность этой крупной геоструктуры выходит и за пределы Бозтау-Кокпатас-Окжетпеса, и её можно назвать Бозтау-Кокпатас-Окжетпес-Актауской. По мнению некоторых исследователей, вытянутый на 60 км. вдоль разлома пояс повышенного проявления золоторудной минерализации следует выделять как своеобразное природное явление – **тренд** (тренд - общее направление, тенденция) [2]. *Бозтау-Кокпатас-Окжетпесский тренд* представляет собой цепочку вытянутых вдоль глубинного разлома и его составляющих брахиформных карбонатных построек девон-карбонного возраста-структурно-тектонические эрозионные окна среди отложений протерозойской флишеидной формации, с контролируемой ими золоторудной минерализацией [3] (рис.1.). Потенциальная перспективность структурной позиции подтверждается уже многие десятилетия успешными результатами геологоразведочных работ в крупном Кокпатасском рудном поле и прилегающих территориях.

Важным и основным рудолокализирующим структурным элементом площади является Кокпатасский надвиг, по которому кремни, кварциты и метаморфизованные сланцы кокпатасской свиты (PR<sup>?</sup>к<sub>3.4</sub>) надвинуты на вулканогенно-осадочные образования бывшей карашахской свиты (теперь PRк<sub>1-2</sub>). На отдельных участках надвиг почти полностью срезает отложения карашахской свиты (скв.1973, уч.Восточный) и отложения кокпатасской свиты непосредственно налегают на известняки нижнего карбона (C<sub>1v</sub>). Плоскость надвига пологого падения (10-35°) сильно деформирована и имеет выход в форме тектонического «окна». Интенсивность проявления процессов минералообразования возрастает в тех геолого-структурных позициях, где по надвику на сланцы надвинуты горизонты плотных кремней-пород, способных создать более совершенный экран, а также на интервалах, где расстояния между рудоносным межформационным контактом (известняки+сланцы) и зоной надвига значительно сокращены.

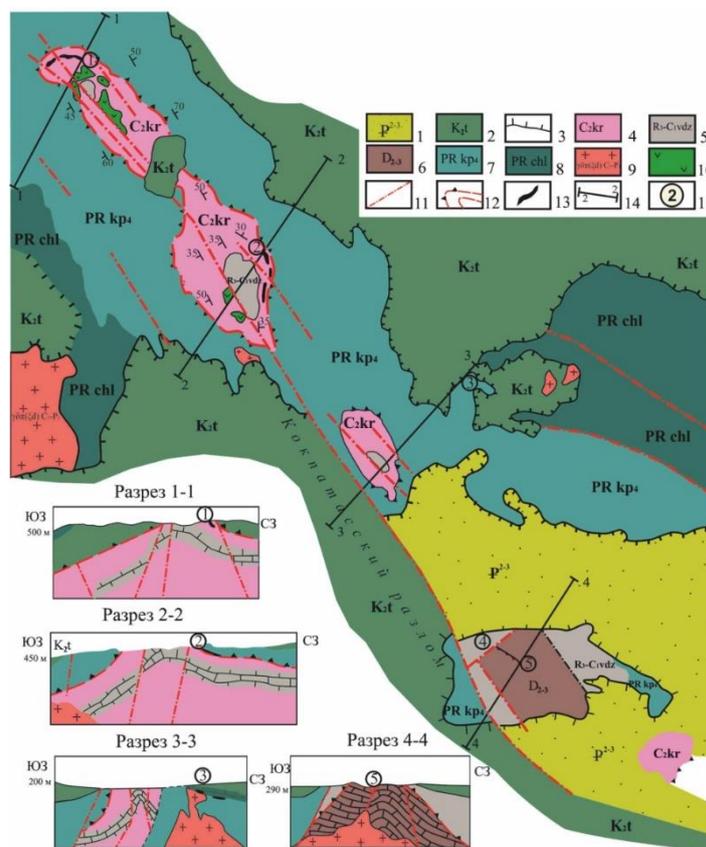
Следует учитывать и другие геолого-структурные особенности позиций, влияющие на формирование рудных участков: неблагоприятным признаком для формирования зон интенсивного минералообразования является значительная удаленность от плоскости надвига. Основываясь на изложенных закономерностях размещения оруденения и реальной степени изученности в Бозтау-Кокпатас-Окжетпесском тренде, предполагается, что вдоль зоны глубинного Кокпатасского разлома имеется еще одна подобная структура, благоприятная на формирование рудных участков: возможно обнаружение среди выходов пород нижних пачек кокпатасской (карашахской) свиты, вдоль рудовыводящей структуры – Кокпатасского глубинного разлома, новой неглубоко залегающей брахиформной карбонатной постройки. Подобные постройки, разбитые серией тектонических нарушений, оперяющих глубинные разломы, играли роль рудораспределяющей структуры и определяли позицию рудных полей. Предполагается наличие не вскрытой эрозией брахиформной карбонатной постройки в лежащем боку Кокпатасского глубинного разлома в 12-13км юго-восточнее Кокпатасской карбонатной постройки.

Выводы обоснованы структурным анализом, выявившем пространственное наложение двух критериев: предполагаемое положение шарнира "пропущенной" на геологических картах брахиформной карбонатной постройки и фрагментарно обнажающиеся над ней выходы пород карашахской свиты, имеющие закономерную овальную форму вокруг подобных структур.

На возможность вскрытия подобной позиции указывает и закономерная модуляция шарнира структуры (через каждые 12-15 км) вдоль ее простираения. По

данным геохимических съемок, позиция характеризуется повышенным фоном присутствия As, Au и Sb. Нам представилось целесообразной постановка на данной площади опережающих специализированных исследований с переинтерпретацией имеющихся материалов прошлых лет для подтверждения рудоносности и закономерностей ее проявления в намеченной структурной позиции.

Таким образом, предлагался к исследованию объект - площадь в пределах тектонического «эрозионного окна», ограниченного рудоконтролирующим Пологим тектоническим контактом в терригенно-кремнисто-карбонатной толще, облекающей брахиформную карбонатную постройку. Площадь исследования-потенциальное рудное поле. Оно расположено, как уже отмечалось, в 12 км ЮВ Кокпатасского рудного поля и 0,5 км западнее месторождения Саутбай и имеет общую площадь 70-75 км<sup>2</sup>.



**Рисунок 1.** Схематическая геолого-структурная карта гор Центральный Букантау (материалы Зонина В.И., Аристова А.С., Седельникова Л.В., Пирназарова М.М.) [1]. Условные обозначения: 1-глины, линзы алевролитов; 2-глины с прослоями песчаников; 3-выходы докембрийского фундамента; 4-туфовые образования, переслаивающиеся с песчаниками, сланцами (кырккудукская свита); 5-известняки (джускудукская свита); 6-доломиты, известняки (окжеттпесская свита); 7-микрокварциты, кремни, доломиты, метапесчаники (кокпатасская свита); 8-метапесчаники, сланцы кварц-серпичитовые, гравелиты, кремни (чолчаратауская свита); 9-гранодиориты и кварцевые монцодиориты; 10-серпентиниты, габбро-амфиболитовые; 11-разломы линейного типа; 12-надвиги, выявленные (а), предполагаемые (б); 13-позиции рудных тел; 14-линии разрезов; 15-месторождения: Джелсай(1), Кокпатас(2), Саутбай(3), Окжеттпес(4), Зона №2(5).

Внутри подобных построек, в верхних частях карбонатных пород, на их контакте с песчано-сланцевыми породами карашахской свиты, в отдельных благоприятных позициях развиты сурьмяное, далее, внутрь постройки - серебряное и, реже золото-сульфидное оруденение. Ожидаемая глубина рудных тел определяется мощностью четвертичных отложений, которые в подобных структурных позициях редко превышают 2-5 м. (Бозтау, 9-зона Окжетпеса и др.). Однако, подобный тип оруденения в Кокпатасском рудном поле не получил должного развития, хотя известны их проявления: рудные тела участков Центральный и Серебряный II, в Кокпатасском рудном поле (рис.2); на Бозтауской площади разведано мелкое месторождение Бозтау; наиболее развито в Окжетпесском рудном поле, где известно месторождение Барханное, рудная зона №9 и ведутся оценочные работы на золото в минерализованной зоне № 2, а всего известно 11 рудопроявлений золота в карбонатном ядре.

*Основными рудоконтролирующими факторами* (кроме карбонатного ядра), как и на эталоне - месторождение Кокпатас являются: 1) рудовмещающие вулканогенно-терригенные отложения карашахской свиты; 2) рудоконтролирующие - пологие тектонические контакты отложений карашахской свиты с кремнистыми и кремнисто-доломитовыми образованиями кокпатасской свиты; 3) наличие структурных волн в плоскости рудоконтролирующего контакта.

## **Выводы**

В размещении золоторудной минерализации Центрального Букантау отчетливо проявлена пространственная связь со структурой глубинного заложения - Кокпатасским глубинным разломом. Эта структура прослеживается от гор Окжетпес вдоль западного крыла Кокпатасской и Бозтауской антиклиналей. Бозтау-Кокпатас-Окжетпесский тренд представляет собой цепочку вытянутых вдоль глубинного разлома и его составляющих брахиоформных карбонатных построек-структурно-тектонические эрозийные окна среди отложений протерозойской флишовой формации, с контролируемой ими золоторудной минерализацией. Рудоконтролирующими являются пологие тектонические контакты отложений рудовмещающей карашахской и экранирующей кокпатасской свит. Меньшее развитие получили крутопадающие секущие рудолокализирующие структуры, имеющие, по- видимому, связь с зоной глубинного разлома.

Предполагается, что вдоль зоны глубинного Кокпатасского разлома имеется еще одна брахиоформная карбонатная постройка в 12-19 км ЮВ кокпатасской антиклинали. После проведенной нами геологической съемки масштаба 1:10000 и того же масштаба литогеохимической съемки по вторичным ореолам, представляется реальным выявление здесь нового рудного поля с золото-сульфидным оруденением кокпатасского типа.

Изучение региональных тектоногенных, магматогенных и локальных преобразований, свойственных горизонтальной зональности, возможно с применением методики разработанной Е.В.Плющевым. Региональные метасоматические формации (РМФ) он разделил на 3 этапа: вулканогенные, плутогенные и тектоногенные. Особое значение придается тектоногенному типу: «Характерной особенностью тектоногенных метасоматических формаций является регрессивная направленность процесса и единая упорядоченность, обусловленная щелочно-кислотной эволюцией гидротерм». В строении их выделяются полифациальные образования, в которых парагенезисы

различных стадий бывают совмещенные (например, вольфрамовая- и золоторудная Минерализация в Саутбайском рудном поле).

### **Библиография**

1. Пирназаров М.М., Пирназаров Маъмур, Мовланов Ж.Ж., Ражабов А.Р. Прогностно-поисковые модели и комплексы золотосодержащих вольфрамовых, серебряных и медных месторождений и проявлений Саутбай-Сарытауского рудного узла // *Geologiya va mineral resurslar*. - Ташкент, 2012. - № 6. - С. 30-39.
2. Седельников Л.В., Тусметов А.А. и др. Перспективы расширения минерально-сырьевой базы окисленных золотосодержащих руд в месторождениях гор Центрального и Южного Букантов // *«Горный вестник Узбекистана»*, №1, 2006. - С. 3-7.
3. Швецов А.Д. Геология и структурные особенности Кокпатасского рудного поля. Диссертация канд. г-м наук, Ташкент, 1972.

**Определение перспективности геохимических аномалий на Нежданинском рудном поле с учетом оценки глубины эрозионного среза**

**Панасенко Ю.М.\* (Российский университет дружбы народов, panasenko1997.97@mail.ru), Карелина Е.В. (Российский университет дружбы народов, elkarelina@mail.ru), Марков В.Е. (Российский университет дружбы народов, vemarkov@yandex.ru)**

**Аннотация**

Определение эрозионного среза на участках выделения геохимических аномалий является важным фактором для разбраковки аномалий по перспективности. Для крупных месторождений характеристики уровней эрозионного среза как правило установлены и при проведении поисковых работ на флангах должны учитываться.

На Нежданинском рудном поле в 2020 году были проведены геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния. По полученным по результатам работ данным были построены карты геохимических аномалий, в которых отразилась разница в типах оруденения. Площадь работ была условно поделена на южные и северные участки, разделенные рекой. Северные участки имеют на своей территории широкие геохимические аномалии, с преобладанием Cd и Ag, штуфные пробы как правило пустые; на юге напротив: аномалии имеют узкие контура, преобладают Cd, Pb, Zn, Sb, и заверены штуфами с высокими содержаниями полиметаллов и Au, Ag.

По итогам интерпретации геохимических данных были определены перспективные аномалии, неперспективные и неясных перспектив. Оценка проводилась с определением продуктивности аномалии и эрозионным срезом.

**Ключевые слова**

Золото, месторождение, эрозионный срез, геохимические поиски.

**Теория**

Определение эрозионного среза на участках выделения геохимических аномалий является важным фактором для разбраковки аномалий по перспективности. Для крупных месторождений характеристики уровней эрозионного среза как правило установлены и при проведении поисковых работ на флангах должны учитываться.

В 2020 году на Нежданинском золоторудном поле были проведены поисковые работы на флангах месторождения. Работы проводились методом геохимических поисков с одновременным ведением поисковых геологических маршрутов. По полученным по результатам работ данным были построены карты геохимических аномалий. В них отразилась разница в типах оруденения: на участках, расположенных к северу от реки (далее «северные участки»), оруденение, по большей части, связано с зонами дробления и минерализованными зонами, поэтому аномалий имеют широкий, площадной характер, а в штуфах с кварцевым жильным агрегатом на этих участках низкие содержания рудных элементов. К югу («южные участки») форма аномалий имеет узкие контуры из-за преобладания жильного типа оруденения, почти все аномалии заверены рудными образцами с максимальными содержаниями золота по сравнению со всеми остальными участкам поисковых работ (Рис. 1).

Таблица 1  
Рису. Состав АГХП по почвам и штуфам.

№ аномалии	Состав АГХП	среднее содержание элементов в штуфанных пробах, г/т	Au, г/т	Ag, г/т
1	56,8Au-9,6As-2,6S-2Cd-1,7Pb-1,7Sb	38,6As-36,2Zn-26,3Pb	0,03	0,5
2	51,9Au-15,7As-2,7Cd-2,2Sb-1,6Pb-1,6S			
3	149,7Au-27,3As-4,1Cd-3,9Ag-2,7S-2,5Sb-2,2Pb			
4	110,5Au-27,2As-7,2Ag-3,4Cd-3,3Sb-1,8Pb-1,7S	40,3Zn-12,5As	0	0,5
5	96,7Au-58,9As-8,6Cd-5,3Pb-4,9Sb-3,1Ag-2,3S-1,6Zn			
6	139,7Au-107,4As-11,7Sb-11,6Cd-6,8Pb-6,3S-3,4Ag	35,8As-33,3V-32,5Zn-13,7Pb	0,01	0,5
7	145,7Au-51,3Ag-34,5As-32,5Pb-13,7Sb-6,9Cd-3,2Cu-2,5S-2,2Zn	162,4As-146,8V-71,3Zn-35,9Pb	0,001	0,5
8	167,5Au-26,6As-3,6Cd-1,7Pb-1,7S-1,7Sb			
9	115,2Au-33,8As-4,3Cd-2,3S-1,8Ag			
10	73,3Au-22,3As-5,2Cd-3,8Sb-3,1Ag-2,4Pb-2S	198,7As-145Pb-96,1V-65Zn	0,06	1,2
11	186,1Au-55,8As-7,1Cd-5,5Sb-4,3Ag-3,6Pb-2,3S	86,4As-80,3V-59,3Zn	0,03	0,5
12	151Au-66,1As-8,6Cd-4,5Sb-3,9Pb-3Ag-2,7S-1,8V-1,7Zn			
13	85,4Au-9,9As-1,7Cd	32,2V-29,7Zn-23,2As-16Pb	0	0,5
14	129,3Au-33,8As-4,4Cd-2,5Ag-1,9Sb-1,7S			
15	80Au-44,9As-6,1Cd-2,9Pb-1,9S-1,9Sb-1,6Zn			
16	172,1Au-67,9As-28,8Pb-12,5Cd-10,3Ag-5Zn-4,5Sb-2,7Sn-2,3Cu	34376,9Pb-24872,4As-18753,2Zn-619,4Cu-277,4Cd-168,6Sb-142,3Ag	11,7	142,3
17	137,7Au-99,8As-13Cd-5,2Pb-4,8Sb-3,3S-2,3Zn-2,1Ag 128,7Au-99,8As-13Cd-5,2Pb-4,8Sb-3,3S-			
18	2,3Zn-2,1Ag-2,1Cu-2,1Cu	12696,6Pb-8661,3As-8233,2Zn-147,8Sb-140,1Cu-130,4Cd-55Ag	2,7	55
19	122,6As-61,9Au-18,2Cd-10,1Pb-9Sb-2,8Zn-2,5S-2,1Ag	15851,9Pb-10680,6As-6383,4Zn-1558,7Sb-111,9Cu-78,2Cd-49,5Ag	1,5	49,5

Для определения критериев соответствия между реальными рудными телами и их геохимическими аномалиями был пройден профиль через рудную зону, по которой были известны данные бороздового опробования. С учетом полученных данных был определен уровень содержаний Au для перспективных аномалий.[1]

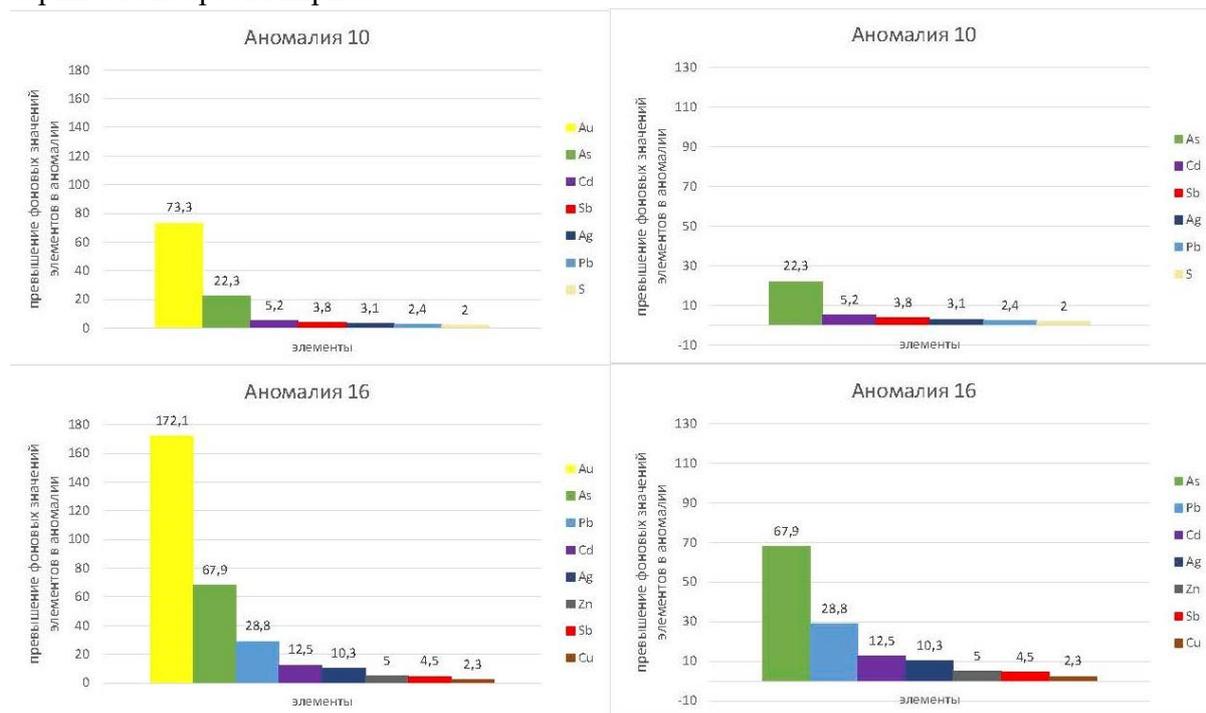
Как было отмечено выше, с севера на юг идет изменения типа оруденения. Это находит отражение в признаках относительной глубины эрозионного среза, определенных Силичевым [2,3].

**Глубокоэродированные** участки имеют следующие признаки: 1) преобладание массивных, массивно-гнездовых типов руд; 2) превалирующее развитие пирит-арсенопиритовой ассоциации рудных тел, возможное появление пирротина; 3) As-Co-Ni - геохимический профиль руд; 4) максимально полное развитие зональной колонки метасоматитов с монокварцевой фацией, примыкающей к рудному телу; 5) широкое развитие синметасоматической сульфидизации с четко выраженной внутренней подзоной развития арсенопирита; 6) минимальная интенсивность термолюминесценции кварца; 7) минимальная сернистость жильного арсенопирита при гнездовом характере распределения его в жилах.

Признаками **малоэродированных** участков являются: 1) преобладание прожилково-вкрапленных руд при линейно-штокверковом морфологическом типе оруденения; 2) существенное преобладание ассоциации сульфоантимонитов над ассоциацией ранних сульфидов; 3) Ag-Pb-Sb - геохимический профиль руд; 4) неполное развитие зональной колонки метасоматитов, отсутствие монокварцевой фации, примыкание к рудному телу карбонат-гидрослюдистой фации; 5) отсутствие или угнетённое развитие синметасоматической сульфидизации в виде арсенопирита длиннопризматического габитуса, присутствие пирита только кубических форм; 6) максимальная интенсивность термолюминесценции кварца; 7) присутствие жильного арсенопирита повышенной сернистости [4].

Если для аномалий севера, находящихся близко к месторождению, перспективность определяется по содержанию Au и элементов спутников, а также эталонному размаху оруденения в ближайших рудных зонах, то для южных участков вопрос возникает довольно серьезный. Никаких данных по прослеженным на глубину

рудным телам нет и, возможно, на таком удалении от месторождения меняется и глубина эрозионного среза. На южном участке были получены максимальные содержание Au, Ag и др. рудных элементов, рудные минералы представлены массивной и массивно-гнездовой минерализацией, что может указывать на глубокую эродированность данного участка. С другой стороны, идет увеличение содержаний с севера на юг Ag, Pb, Sb, Cd, Zn (Рис. 2), что может говорить о малой глубине эрозионного среза и перспективности участка. Вполне вероятно, что при заверке аномалий горно-буровыми работами на южном участке будут выделены рудные интервалы, однако перспективы их на глубину имеют неясный характер. Для более точного определения уровня эрозионного среза необходимо определить такие параметры как минеральный состав, форма минералов и сернистость арсенопирита.



**Рисунок 1.** Изменение элементного состава геохимических аномалий с севера на юг (чем больше номер аномалии, тем она южнее).

## Выводы

Учитывание при оценке перспективности геохимических аномалий признаков относительной глубины эрозионного среза позволяет с большей точностью интерпретировать данные полевых работ. Однако стандартные аналитические методы, применяемые при литогеохимии не всегда способны дать необходимую достоверность информации. При постановки поисковых задач на флангах крупных месторождений целесообразно проводить дополнительные минераграфические и минералогические исследования для уменьшения рисков недропользователя.

## Библиография

1. Гамянин Г.Н., Бортников Н.С., Алпатов В.В. Нежданинское золоторудное месторождение - уникальное месторождение Северо-Востока России. М.: ГЕОС, 2001.
2. Козлова М.А. Техничко-экономические расчеты по переоценке запасов, предназначенных для условий подземной разработки, в запасы для разработки

открытым способом и оперативный пересчет запасов золота и серебра месторождения Нежданинское по состоянию на 01.06.2017 г.: М.2018

3. Силичев М. К., Белозерцева Н.В. Отчет структурно-минералогической партии ою итогах структурных и минералого-геохимических исследований на южном фланге Нежданинского рудного поля за 1977-78 г.г.
4. Силичев М.К. Геологоструктурные особенности рудных месторождений в минерализованных зонах. В кн. Геология и полезные ископаемые Верхояно-Колымской складчатой системы. Изд. МИНГЕО РСФСР, Якутск, 1984.

**Закономерности размещения золоторудных объектов Зирабулак-Зиаэтинских гор  
(Южный Тянь-Шань, Узбекистан)**

**Садыкова Л.Р.** \* (Институт геологии и геофизики, [rang.tosh@rambler.ru](mailto:rang.tosh@rambler.ru)),  
**Марипова С.Т.** (Институт минеральных ресурсов, [maripova.s@inbox.ru](mailto:maripova.s@inbox.ru)),  
**Ахмедов К.А.** (Государственный комитет геологии, [axmedov\\_ka@mail.ru](mailto:axmedov_ka@mail.ru)),  
**Азамов Ф.Х.** (Институт геологии и геофизики, [azamov82@gmail.com](mailto:azamov82@gmail.com))

**Аннотация**

Представлены результаты статистического металлогенического анализа золоторудных объектов (месторождения, проявления, точки минерализации) Зирабулак-Зиаэтинского региона (Южный Тянь-Шань). Методами математического анализа выявлены основные рудоконтролирующие факторы, к которым приурочена золоторудная минерализация.

**Ключевые слова**

Золоторудные месторождения, статистическая металлогения, разломы, плотность объектов, геоинформатика

**Теория**

Геоморфологически Зирабулак-Зиаэтинские горы являются северо-западным продолжением Зеравшанского хребта и отделены от других горных сооружений: на севере - Зеравшанской впадиной (мощность мезо-кайнозойских отложений достигает 2 км); на юге - Джанской и Карнабской равнинами; на западе - Бухарской депрессией.

В геологическом строении Зирабулак-Зиаэтинских гор и прилегающих территорий участвуют осадочно-метаморфические образования протерозоя и палеозоя прорванные преимущественно гранитоидными интрузиями карбон-пермского возраста, а также осадочные породы мезозоя и кайнозоя [Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана, 2000]. Палеозойские образования в той или иной степени подвержены региональному и контактному метаморфизму. Кроме того в результате складчатых процессов, они значительно дислоцированы и осложнены разрывами. Палеозойские образования Зирабулак-Зиаэтинских гор относятся к двум структурно-формационным зонам Зеравшано-Алайской и Зеравшано-Туркестанской.

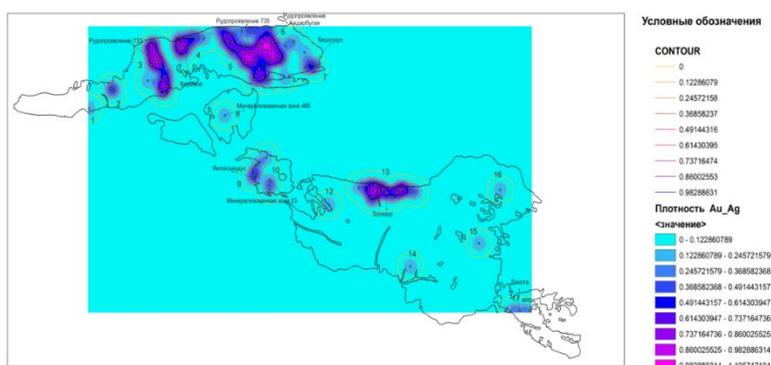
Крупномасштабные геолого-съёмочные работы в Зирабулак-Зиаэтинском горнорудном районе начинаются с 1941г., после открытия Ингичкинского вольфрамового месторождения, впоследствии в 50-х годах выявлено месторождение золота Каракутан [Шаякубов Т.Ш. и др., 1998].

Металлогенические исследования рудных районов ставятся для выявления закономерностей образования и размещения рудных месторождений на территории этих районов. Формулировка общих законов и принципов металлогении, были приведены в работах академика Ф.А. Усманова - «...для пространственного распределения рудных месторождений характерно их группирование (сгущивание) - площади с повышенной плотностью размещения месторождений выделяются среди площадей с меньшей плотностью их размещения или безрудных...» [Усманов Ф.А., 2002; Усманов Ф.А., 2005].

На практике это положение настолько хорошо известно, что нашло отражение в известном эмпирическом правиле «ищи месторождение рядом с месторождением». Этот закон фундаментальный и лежит в основе выделения металлогенических объектов. Металлогенические объекты самого низкого уровня – рудные поля – выделяются как площади пространственного группирования рудных месторождений с учетом геологического строения. Металлогенические объекты более высокого уровня выделяются как площади пространственного группирования металлогенических объектов более низкого уровня с учетом их размеров и геологической позиции [Марипова С.Т. и др., 2011].

Исходя из вышеизложенного целесообразно при региональном металлогеническом анализе, использовать методы математической статистики. Металлогенический анализ методами математической статистики, включает комплекс статистическо-вероятностных методов и совокупность самих статистических закономерностей. Он изучает связи между рудными месторождениями и другими геологическими объектами. Количество таких объектов, исследуемых в региональной металлогении, обычно исчисляются сотнями или тысячами, то есть представляет статистическую совокупность, а, следовательно, сами связи являются вероятностно-статистическими [Хошжанова К.К., Садыкова Л.Р., 2013]. Для выделения площадей концентрации рудных объектов применена методика, аналогичная той, которая используется при выделении аномалий геофизических и геохимических полей. С использованием этой методики на большом статистическом материале в среде ArcGIS построена схема плотности размещения рудных объектов Зирабулак-Зиаэтинского региона. На этой схеме формализованным способом выделены рудные районы и зоны.

На рисунке 1 приведена схема плотности размещения эндогенных золоторудных объектов (месторождений, рудопроявлений и точки минерализации) Зирабулак-Зиаэтинского региона. Схема построена по 154 объектам, где выделяются 5 крупных районов. На схеме отчетливо видно, что площади концентрации рудных объектов чередуется с районами со значительно меньшими их концентрациями в пределах всего региона в среднем приходится 4 рудных объекта на 100 км<sup>2</sup>. Площади, на которых плотность размещения объектов больше этой величины, на схеме выделены соответствующей цветовой палитре. Эти площади представляют металлогенические аномалии, соответствующие по размерам изометричной форме рудным районам.



**Рисунок 1.** Схема плотности размещения золоторудных объектов Зирабулак-Зиаэтинского горнорудного района.

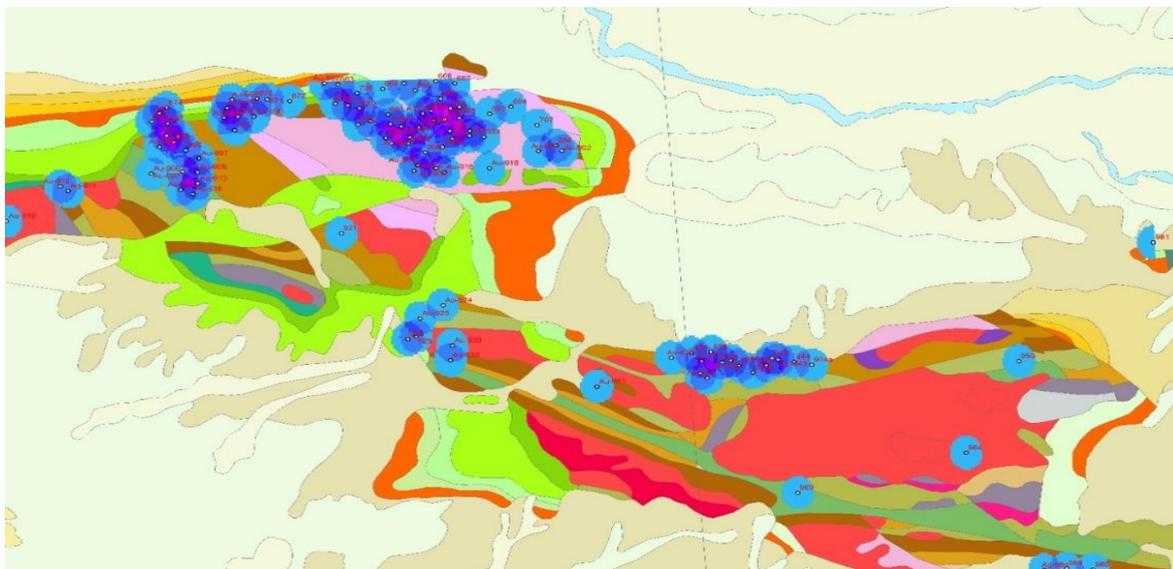
Ниже на рисунке 2 представлена цифровая геологическая карта масштаба 1:200000 созданная в программе ArcGIS с просчитанной плотностью золоторудных

объектов, для установления критериев значимости относительно геологическим образованиям.

Таким, образом в Зиаэтдинских горах большая часть золоторудных и золото-серебрянных объектов приурочены к протерозойским образованиям (катармайская свита) представленной кристаллическими сланцами, альбит-хлоритовые, альбит-хлорит-актинолитовые, альбит-амфиболовые, альбит-эпидот-амфиболовые, кварц-альбит-слюдистые, графитистые, углистые.

Важным структурным элементом рудного поля является зона разломов, представленная серией протяженных разрывных нарушений широтного и субширотного простирания, образующие две основные субпараллельные зоны дробления и окварцевания. К ним и приурочены практически все известные в рудном поле месторождения и рудопроявления золота. В восточной части рудоносной зоны локализуются наиболее значимые по масштабам месторождения Каракутан и Бешкудук. Золоторудные объекты также, тесно связаны с дайковыми образованиям, гранодиорит-порфиры каракутанского комплекса являющиеся самыми молодыми образованиями на которые наложено золотое оруденение.

В Зирабулакских горах золоторудная минерализация локализуется, в основном, среди известняков саппенской свиты нижнего-среднего девона, в сланцах алтыаульской свиты среднего-верхнего ордовика, в песчано-сланцевых отложениях силура, в гранитах Карнабского интрузивного массива. Алтыаульская свита представлена переслаивающимися сланцами (углисто-глинистыми, кварцево-серицито-углистыми), алевролитами, песчаниками, конгломератами с прослоями известняков и эффузивных пород.



**Рисунок 2.** Электронная геологическая карта Зирабулак - Зиаэтдинского региона с просчитанной плотностью по золоторудным объектам.

## Выводы

Используя обширный фактический материал и мощный математический аппарат, посредством ГИС-систем выявлены пространственные закономерности и оценены рудоконтролирующие факторы, которые могут быть полезны для дальнейшего прогнозирования территории на золотое оруденение.

Рудные районы локализованы в тех частях региона, которые характеризуются сложным геологическим строением, широким развитием вулканогенных комплексов. Площади между рудными районами в Зирабулак-Зиаэтинском регионе сравнительно с малочисленными объектами, совпадают с выходами крупных гранитоидных массивов и расположены в основном в разрывных нарушениях северо-западного и субширотного направления.

### **Библиография**

1. Марипова С.Т., Хошжанова К.К., Садыкова Л.Р., Жулиев М.К. Статистический анализ Чаткало-Кураминского региона по плотности размещения рудных объектов с использованием компьютерных технологий//Горный вестник Узбекистана. – Навои, 2011. -. №4. – С.10-13.
2. Стратифицированные и интрузивные образования Узбекистана/Ташкент:ГП НИИМР, 2000. - 541 с.
3. Усманов Ф.А. Статистическая металлогения: задачи, методы и законы. //Геология и минеральные ресурсы. -2005. -№ 2.
4. Усманов Ф.А. Математические методы в региональной геологии и металлогении/ Ташкент: ФАН, 2002. – 210 с.
5. Хошжанова К.К., Садыкова Л.Р. Пространственные связи рудных объектов благородных металлов с вулcano-тектоническими структурами в юго-западных отрогах Чаткальского хребта //Вестник Национального Университета Узбекистана. – Ташкент, 2013. – С.142-144.
6. Шаякубов Т.Ш. и др. Геология и полезные ископаемые Республики Узбекистан/ Ташкент: Университет, 1998. - С.534-618.

*Минералогия и геохимия рудных зон медно-порфирового месторождения  
Кальмакыр*

*Саипов Х.А.\* (Республика Узбекистан, г. Ташкент, Университет  
геологических наук, xatza-omad@mail.ru)*

**Аннотация**

В мировой геологической практике крупные рудные комплексные штокверковые месторождения являются основой минерально-сырьевой базы крупных горно-перерабатывающих предприятий цветной металлургии, поставщиков хозяйству страны благородных, цветных и редких металлов. В связи с этим вопросы совершенствования теории и практики оценки данных месторождений имеют особо важное государственное и международное значение.

**Ключевые слова**

Кальмакыр, медно-порфировое месторождения, рудная поля, штокверк.

**Теория**

В Узбекистане достигнуты значительные успехи по увлечению запасов крупных рудных штокверковых месторождений Алмалыкского рудного поля, что позволило получить по месторождениям Кальмакыр и Дальнее (Ёшлик 1) большой прирост запасов меди, молибдена, золота, серебра и редких металлов, а также увеличить производственную мощность Алмалыкского горно-металлургического комбината (АГМК) и начать строительство нового рудника на основе разработки месторождения Ёшлик 1.

По потенциальным промышленным запасам золота Алмалыкское рудное поле конкурирует с рудным полем Мурунтау, значительно уступая последнему по содержанию золота в руде, но превосходя его по комплексности состава руд и по масштабу их запасов, а также по благоприятности экономико-географических условий освоения месторождений. Расположенное в Алмалыкском рудном поле благородно-цветно-редкометалльное месторождение Кальмакыр разрабатывается интенсивно и высоко-экономично уже практически 70 лет. Оно обеспечено утвержденными запасами при достигнутой производственной мощности (более 30 млн.т), еще примерно на такой же срок. В 2017 г. начаты вскрышные работы на втором месторождении Алмалыкского рудного поля-месторождении Дальнее (Ёшлик 1). Так, возможность интенсификации разработки запасов месторождений Алмалыкского рудного поля открытым способом значительно возрастает и может быть увеличена по горной массе примерно в два или даже более раз. Медно-порфировое месторождения Алмалыка изучена в достаточно высокой степени благодаря многочисленным исследованиям Б.П.Наследова, А.В.Королева, С.Т.Бадалова, Е.Р.Бутьевой и других геологов.

*Минералогические особенности месторождений*

В описываемых месторождениях установлено около 150 минералов. Из этого количества промышленное значение пока имеют не более 10—15 минералов (халькопирит, борнит, пирит, молибденит, халькозин, золото, ковеллин, куприт, тенорит, хризоколла, азурит, малахит и кварц, возможно также использование галенита и

сфалерита,). Из этих минералов извлекаются или могут быть извлечены не только их ведущие химические элементы, но и большой комплекс редких элементов. Количественные содержания минералов в рудах колеблются в широких пределах. Наиболее распространённые рудные минералы – пирит, халькопирит и золото, менее распространены молибденит, сфалерит, галенит, пирротин и блёклые руды.

Детальным изучением минералогии и геохимии выявлен большой комплекс полезных компонентов руд и установлены формы их нахождения, что должно способствовать разработке более рациональных технологических схем использования руд. Так, если извлечение меди из окисленных руд зависит от формы ее нахождения (малахит, азурит или хризоколла и др.), то в сульфидных рудах большое влияние оказывает размерность выделений халькопирита и его сростания с другими, особенно нерудными, минералами. Установление свинца и цинка в медно-порфирированных рудах в виде галенита и сфалерита соответственно позволит извлекать их из коллективного сульфидного концентрата.

#### *Геохимические особенности*

В Алмалыкском рудном районе и особенно в Алмалыкском рудном поле широко проявлено комплексное штокверковое оруденение, содержащее медь, золото, серебро, молибден, цинк, свинец и другие элементы.

Распределение меди в породах и рудах месторождений, а также закономерности ее поведения во времени и пространстве в петрогенном и рудном процесса определяются многими факторами: тектоническим, структурным, литологическим, магматическим. Геохимическим и др. (Голованов, 1970; Серых, 1963 и др.). Результаты анализа валовых содержаний меди в породах района показали, что распределение ее в интрузивных и вулканогенно-осадочных породах различно.

В интрузивных породах каледонского комплекса содержания меди ниже средних и составляют 0,5-0,7 кларка, в герцинском - в пределах кларка или выше его. При изменениях пород в каледонском и герцинском комплексах содержания меди увеличивается. Так, в гранодиорит-порфирах калканатинского типа в неизменных разностях содержится 12г/т меди, т.е. примерно 0.5 кларка для этого типа пород. При метасоматических процессах содержание меди в гранодиорит-порфирах возрастает до 500г/т что равно 25кларкам. Такое резкое увеличение содержания объясняется прежде всего широко проявленным метаморфизмом этих пород и привнесом рудного вещества в герцинское время на этапе рудного процесса.

В герцинском комплексе повышенные содержания меди отмечаются в диоритах сиенитодиоритах и гранодиорит-порфирах. В диоритах содержание меди в первичных неизменных породах составляет 107 г/т, что в три раза превышает средние значения для этого типа пород. При изменении диоритов содержания меди еще более возрастают и составляют при средней степени изменения 898г/т или кларков, при сильной-2031 г/т (примерно 60 кларков).

По данным И.М. Голованова (1971), в андезитовых порфиритах D1 содержится 80г/т меди (среднее из 12 проб), в их пропилизированных разностях-до 200-300г/т, в гранит-порфирах (в кварцевых порфирах и туфах D12)-60-90 г/т, в андезидацитовых порфиритах D13-25г/т.

В Алмалыкском рудном районе с исключительным многообразием проявились постмагматические изменения пород. На месторождении Кальмакыр рудовмещающие породы подвергались интенсивным метасоматическим изменениям еще в до гидротермальную до рудной стадии. Эти изменения были связаны с процессами становления интрузии, региональным и контактовым метаморфизмом.

По мнению Б.А.Де, Рехарский и др., 1981 г.; Головин, Турсенбеков, 1980 г.; с учетом материалов предыдущих исследователей формирования главных рудоносных метасоматитов месторождения Кальмакыр и сопряженных с ними повremени и пространстве различных типов руд:

- 1) контактово-метасоматический скарновый (со скарново-магнетитовым и ранним полиметаллическим оруденением);
- 2) амфибол-биотитовый (с бедным халькопирит-магнетитовым оруденением);
- 3) полевошпат-кварцевый (с повышенными содержаниями молибдена);
- 4) кварц-серицитовый (основная стадия концентрации богатого прожилково-вкрапленного медного с золотом орудения);
- 5) березитовый (с наложенным поздним жильным полиметаллическим комплексом);
- 6) грейзеновый (богатое прожилковое молибденовое с вольфрамом оруденение на глубоких уровнях).

## **Выводы**

Площадь месторождения разбита на ряд блоков различных размеров и форм. Наибольшее влияние на распределение оруденения оказали характер внедрения и форма продуктивного порфирового интрузива. Порфировые штоки по комплексу петрографо-петрохимических характеристик относятся к средним породам субщелочного ряда натриево-калиевой специализации, соответствуют составу кварцевых монцонитов; завершают становление гомодромного магматического ряда габбро-диорит-монцонит (сиенодиорит)-кварцевый монцонит-порфир с унаследованностью петрохимических и геохимических особенностей от ранних членов ряда к поздним.

## **Библиография**

1. Бадалов С.Т. Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Алмалыкского рудного района. -Т; Наука, 1965.
2. Голованов И.М. Меднорудные формации Западного Тянь-Шаня. -Т.: Фан,1978.260с.
3. Турсенбеков А.Х., Головин А.Ф., Гай А.Г. Пространственное распределение рудообразующих элементов в медно-порфировом месторождении Кальмакыр (УзССР)//Зап.Узб.отд.ВМО.-Т.:Фан,1980.-Вып.33
4. Пирназаров М.М., Сулейманов М.О., Мирзаева Г.А. Рудно-эксплозивные сооружения Кураминской подзоны, условия размещения и рудность// Геология и минеральные ресурсы. -2005. -№2. с-45-48.

5. Пляскин И.И., Чунихин С.Г. Влияние факторов времени на эффективность разработки месторождений// Медно-порфировые месторождения Алмалыка. Ч.II. Перспективы комплексного освоения месторождений. Т.: Фан.1974-с.143-146
6. Чунихин С.Г., Джабаров Р.А. Особенности оценки крупных комплексных месторождений благородных, цветных и редких металлов Алмалыка (республика Узбекистан) Ташкент 2019 г.

*Характеристика первичных геохимических ореолов Джетского рудного узла  
(Восточные Саяны)*

*Сучков А.В.\* (ФГБУ «ВИМС», alexsandir@mail.ru), Трофимов А.П. (ФГБУ  
«ВИМС», trofap@mail.ru)*

**Аннотация**

Интерпретация первичных геохимических ореолов молибдена и элементов-спутников с помощью корреляционного и факторного анализов позволила установить геохимический рудно-формационные ряды, выделить рудогенные ассоциации элементов и построить латеральную геохимическую зональность для молибденового оруденения штокверкового типа рудопроявления Теплое 2 Джетского рудного узла.

**Ключевые слова**

Молибденовое рудопроявление, первичные ореолы, Джетский рудный узел, золото-молибден-порфировая формация

**Теория**

Джетский рудный узел находится в зоне влияния крупных батолитов щелочных гранитоидов буюдзюльского комплекса и гранитоидов беллыкского комплекса. Узел приурочен к группе сближенных штоков и дайковых тел, развитых среди сланцев лысанской и манской свит позднерифейского возраста. В рудном узле известны молибденовые рудопроявления: Джетское, Теплое 1, Теплое 2, Интрузивное, Восточное [Даценко, 2005, Карасева и др., 1998].

С целью изучения геохимического поля штокверкового молибденового оруденения на глубину, определения рудно-формационной принадлежности, выявления зональности строения, определения уровня эрозийного среза оруденения, оценки его вертикального размаха проведена интерпретация первичных (эндогенных) ореолов молибдена и элементов-спутников оруденения. Для анализа использована химико-аналитическая база данных поисковых скважин 1984–1988 гг. по Джетской площади, дополнительно включены химико-аналитические данные по поисковым скважинам, пройденным Минусинской ГРЭ в рамках работ по изучению Джетского рудного узла в 2015–2017 гг.

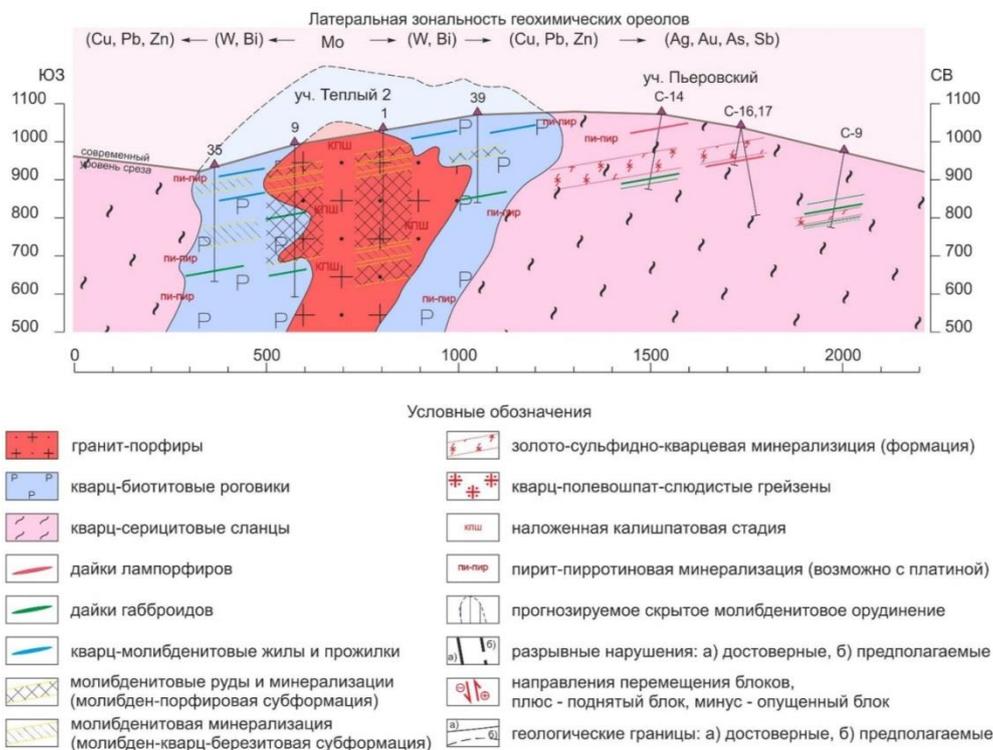
Рассчитанный для общей выборки геохимических и керновых проб пород поисковых скважин участка Теплый 2 с одноименным рудопроявлением молибдена (сеть скважин 200×100м) геохимический рудно-формационный ряд химических элементов имеет вид:  $Mo_{84,7(229)} Ag_{13,4(945)} Bi_{9,7(642)} W_{6,6(236)} Pb_{3,2(773)} Ba_{1,9(71)} As_{1,9(186)} Zn_{1,8(313)} Cr_{1,7(214)} Cu_{1,5(96)}$ . Индекс — коэффициенты концентрации элементов, нормированные на медианы выборки, в скобках — значения коэффициентов вариации в процентах. Первые члены ряда соответствуют проявлению молибденового оруденения. Для пород характерна высокая контрастность коэффициентов концентрации и вариации. Породам характерна комплексность состава элементов-индикаторов оруденения. Отношение содержания Mo к Cu 1,94. Геохимические параметры интенсивности ( $\sum K_k=126,4$ ) и дифференцированности ( $V_{ср}=401\%$ ) высокие. Значительный вклад в сумму коэффициентов концентрации вносит молибден (67%), что позволяет отнести

оруденение к молибденовой рудной формации [Покалов, 1992]. Корреляционно-парагенетический ряд элементов:  $Mo - Cu_{0,28} W_{0,18} Bi_{0,16} Co_{0,10} Sn_{0,10} Ag_{0,10}$ .

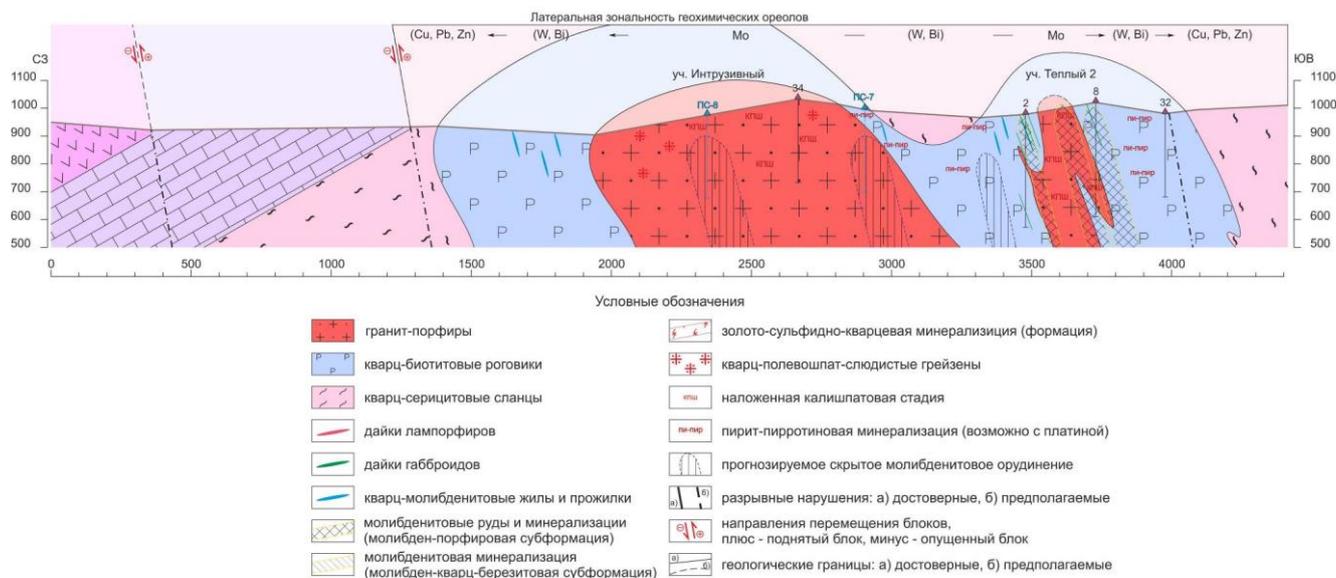
Факторным анализом выделяются рудогенные ассоциации  $PF5(+)$   $Mo_{0,67} Cu_{0,65} Ba_{0,53} W_{0,27} Sn_{0,18}$ ;  $PF3(+)$   $Co_{0,74} W_{0,67} Ni_{0,36} Cu_{0,24} Mo_{0,16}$ ;  $PF4(+)$   $Ag_{0,82} Bi_{0,81}$   $PF1(+)$   $Zn_{0,84} Pb_{0,78} Sn_{0,43} As_{0,32} Mn_{0,21}$ . Ассоциации элементов отражают пространственно-временные взаимоотношения.

По характеру распространения моноэлементных ореолов установлено, что основными элементами-индикаторами молибденового оруденения на участке, наряду с  $Mo$ , являются  $W$ ,  $Bi$ ,  $Ag$ ,  $As$ ,  $Cu$ ,  $Pb$ ,  $Zn$ . По выделенным ассоциациям элементов, характеризующим проявление различных типов рудной минерализации (молибденовой, полиметаллической, золоторудной), построены комплексные геохимические ореолы значений нормированных на медиану мультипликативных показателей  $Mo \times W \times Bi$ ,  $Pb \times Cu \times Zn$ . Ореолы 1-ой ассоциации ( $Mo \times W \times Bi$ ) соответствуют и оконтуривают штокверковое молибденовое оруденение. Ореолы 2-ой ассоциации ( $Cu \times Pb \times Zn$ ) пространственно разобщены с ореолами 1-ой ассоциации элементов, тяготея к надрудным и фронтальным частям оруденения. Комплексные мультипликативные ореолы характеризуют проявление зональности распределения элементов, тесно связанной с метасоматической зональностью вмещающих пород.

На основании полученных данных о геохимических особенностях участка с учетом рудоконтролирующих факторов и критериев прогнозирования золото-молибден-порфировой формации, а также выявленных рудных ассоциаций химических элементов была построена обобщенная геолого-геохимическая модель, показанная на рис. 1 и рис. 2.



**Рисунок 1.** Продольный срез геолого-геохимической модели золото-молибден-порфировой формации участка Теплый 2



**Рисунок 2.** Поперечный срез геолого-геохимической модели золото-молибден-порфиоровой формации участка Теплый 2

## Выводы

В результате анализа и интерпретации первичных геохимических ореолов участка Теплый 2 получены следующие выводы:

1. Проведена компьютерная обработка результатов ПКСА и спектрозолотометрии 3118 керновых проб с использованием пакета программ комплексной интерпретации геолого-геохимической информации «Gold Digger». Для подобранных выборок проб выполнены корреляционно-парагенетический и факторный анализы, построены рудно-формационные ряды элементов, выделены геохимические ассоциации элементов-индикаторов. Выявлены и охарактеризованы первичные моноэлементные и комплексные ореолы элементов-индикаторов оруденения, установлена их внутренняя структура и зональное строение.

2. Оруденение участка Теплый 2 относится к молибден-порфиоровой субформации плутогенного типа внутриинтрузивного класса и к молибден-кварц-березитовой околоинтрузивного класса в роговиках.

3. Относительно ядерной части молибденового штокверка по эпицентрам первичных ореолов ряд латеральной концентрической геохимической зональности имеет вид (север-юг, запад-восток): Mo – W – Bi – Cu – Sn – (Pb, Zn) – Ag – As – Au. Проявление зональности в распределении химических элементов в первичных ореолах тесно связано с метасоматической зональностью вмещающих пород.

4. По эпицентрам первичных ореолов вертикальный ряд геохимической зональности имеет вид (снизу вверх): (Mo, Cu, Bi, Ba) – (W, As, Co) – (Bi, Ag) – (Pb, Zn, Sn). Верхняя часть ряда (Pb, Zn, Sn) в центральной части месторождения эродирована.

5. Уровень среза оруденения — верхнерудный. Ожидаемый вертикальный размах для данного типа молибденового оруденения 600–1000 метров [Поиски..., 1984, Покалов, 1992, Рундквист, 1975].

## **Библиография**

1. Даденко В.М. О генетической связи молибденовых рудопоявлений Теплый ключ с буюдзульским монзонит-сиенитовым массивом. // Геология и минеральные ресурсы Центральной Сибири. Красноярск, КНИИГиМС, 2005. Выпуск 6. С. 211-216
2. Карасева Г.Г., Некос В.В., Куйбида С.В., Шведов Г.И. Молибден-порфировое месторождение Теплый Ключ 2 (Восточный Саян) // Руды и металлы. 1998. № 3. С. 33-41.
3. Поиски, разведка и оценка месторождений молибдена /М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минер. сырья. Под ред. В. Т. Покалова. М., Недра, 1984, 199 с.
4. Покалов В.Т. Рудно-магматические системы гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1992. 288с.
5. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: «Недра», 1975. 224 с.

***Стратиграфо-литологические факторы размещения золотого оруденения  
в Центральной части гор Букантау***

***Тангиров А.И. (ТашГТУ, a.i.tangirov@mail.ru)***

**Аннотация**

Ведущая роль в размещении золотого оруденения в горах Букантау принадлежит структурно-литологическим факторам. Для золоторудных и золотосеребряных проявлений прежде всего благоприятны песчано-сланцевые толщи флишеидной и олистостромовой формаций, затем, породы вулканогенно-доломито-кремнистой формации и далее-карбонатной формации (Окжетпесский тип).

**Ключевые слова**

Бозтау, Кокпатас, Окжетпес, месторождения, минерализация, антиклинал, надвиг, разлом.

**Теория**

В процессах локализации гидротермального оруденения, в т.ч. и золотого ведущая роль принадлежит стратиграфо-литологическим и структурным факторам. При этом последние проявляются на фоне первых [1].

Отдельные региональные факторы размещения золотого оруденения в горах Кокпатас исследованы Швецовым А.Д. (1972), Мирходжаевым Б.И. (1982), Юлдашевым О.А. (2004), Дулабовой Н.Ю. (2010).

В сводном разрезе складчатой системы гор Букантау, выделяются последовательно сменяющие друг друга формации слоистых толщ (снизу-вверх): вулканогенно-карбонатно-кремнистая, аспидная, флишеидная, карбонатная, олистостромовая, сероцветная и пестроцветная молассовая.

Непрерывность разреза подтверждается отсутствием «чуждых» формаций, нарушающих единый цикл осадконакопления, отсутствием следов значительных тектонических перерывов, последовательным возрастом формаций, с той или иной степенью надежности подтвержденного комплекса органических остатков (З.М.Абдуазимова, 2012).

Продуктивными стратиграфическими толщами являются углеродистые (черносланцевые) формации, включающие в себя кремнистые и аспидно-флишеидные формации.

Для золоторудных и золотосеребряных проявлений прежде всего благоприятны песчано-сланцевые толщи флишеидной и олистостромовой формаций, затем, породы вулканогенно-доломито-кремнистой формации и далее-карбонатной формации (Окжетпесский тип).

Изучение минерального состава руд и характера околорудных изменений позволяет, с одной стороны, более полно воссоздать условия локализации руд, с другой

- оценить представительность отдельных видов изменений в качестве критериев оценки оруденения. В результате проведенных исследований установлено достаточное разнообразие минерального состава руд и преимущественное размещение их в измененных породах, что характерно для большинства исследованных объектов. Отчетливо проявляется и пространственная приуроченность золотого оруденения к телам гидротермально измененных минерализованных пород [2].

Изменения рудовмещающих пород-результат различных процессов. Предрудные гидротермальные изменения рудовмещающих пород, происходили в результате эволюционного развития того же гидротермального процесса, в результате которого отлагалось и золотое оруденение. Предрудные метасоматиты генетически могут быть отнесены к широко развитой на многих золоторудных месторождениях формации лиственинов-березитов.

Метасоматические изменения алюмосиликатных пород на исследованных объектах выражаются в пиритизации, карбонатизации, серицитизации, хлоритизации, окварцевании. Выделяются две зоны изменений в сланцах: внешняя–пирит-карбонатная и внутренняя–серицит-карбонатная. Мощность внешней зоны достигает 50 м, внутренней–первых метров.

Характерной чертой околорудных изменений на описываемых площадях является то, что на общем фоне развития регионального метоморфизма на породы накладываются продукты процесса гидротермального метоморфизма и рудообразования.

Ведущими типами околорудного гидротермального изменения вмещающих пород на изученных месторождениях являются окварцование и, в меньшей мере карбонатизация, серицитизация [4]. Им сопутствуют хлоритизация, биотитизация, аргиллизация и др.

Окварцеванием и окремнением охвачены в той или иной степени все породы площади. Значительное развитие окварцования и окремнения отмечается в допродуктивном этапе гипогенного минералообразования.

Источником кремнезема были, главным образом, подстилающие породы алюмосиликатного состава. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в следующих благоприятных геолого-структурных позициях:

В золото-серебряных объектах (Серебряное I,II, Восточное, Окжетпесское рудное поле и др.) окварцованию подвергаются зачастую массивные известняки и другие приконтактовые породы, перекрытые сланцами [3]. Здесь можно установить все переходы – от слегка осветленных известняков до отдельных линз и кварцевых метасоматитов. Химизм процесса окварцования в подобных месторождениях показан на диаграмме (рис. 1), иллюстрирующей изменение химического состава вмещающих пород на межформационном и рудовмещающем контактах.

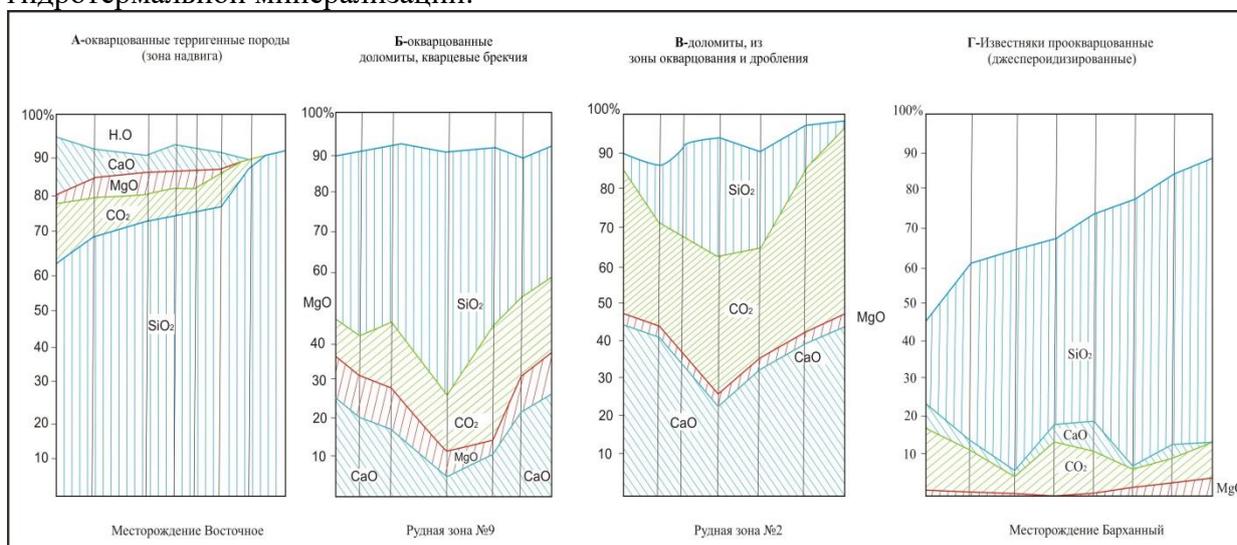
Основные рудовмещающие породы в пределах рассмотренных объектов относятся к группе существенно кварцевых и кварц-карбонатных метасоматитов, состав которых зависит, главным образом, от исходных литологических разностей пород. Исследования свидетельствуют, что повышенные содержания рудных компонентов устанавливаются в интенсивно окварцованных породах, кремнистых брекчиях и роговиках преимущественно в местах их осложнения секущими разломами.

Преимущественное развитие процессов окварцевания и ороговикования наблюдается практически везде среди песчано-сланцевых и кремнистых толщ площади и контролируется проявлениями разломов и поднадвигивых зон по всей структуре гор Букантау.

При рассмотрении роли стратиграфо-литологического контроля золотого оруденения, наряду с изучением стратиграфических и минералого-петрографических особенностей, важны данные исследования физико-механических свойств ведущих типов пород, слагающих месторождения. В данном случае представляют интерес свойства пород по отношению к деформациям (пластичность и хрупкость) и явлением гидротермального метаморфизма (эффективная пористость).

Данные исследования и систематизации изменчивости величин эффективной пористости рудовмещающих (неизмененных и слабоизмененных) окружающих пород приведены в рисунке 2. Как видно из этого рисунка, величина эффективной пористости сильно меняется – от 4.4% в слабоизмененных песчаниках до 1.1% в окварцованных их разностях. Сланцы, перекрывающие (экранирующие) рудоносную зону, характеризуются достаточно низкими значениями эффективной пористости – среднее 1.0%. Значения эффективной пористости для джускудукских известняков нижнего карбона возрастает в процессе их окварцевания от 0.34 до 1.5%.

Вслед за некоторыми исследователями [3] можно сделать вывод, что оруденелые разности рудовмещающих пород обычно характеризуются низкими значениями эффективной пористости в следствии «залечивания» последних продуктами гидротермальной минерализации.



**Рисунок 1.** Характер изменения вмещающих пород месторождений и рудопроявлений

Стратиграфический фактор выражен в том, что золоторудные залежи и рудопроявления сульфидно-вкрапленных руд приурочены в основном к отложениям карашахской свиты среднего карбона (C2b+m1 kr). Причем золотосульфидная минерализация в породах карашахской свиты распределена неравномерно. Почти 50% проявлений золота приурочены к породам третьей пачки (C2b+m1 kr3); около 40% - к породам второй пачки, а остальное приходится на породы других пачек.

Перечисленные особенности факторов контроля размещения золотого минерализации достаточно четко могут быть прослужены в процессе осуществления

полевой геологической документации. Главное обеспечение деятельности и качества первичных наблюдений.

Осложняющими факторам здесь являются широкие развитие на площади процессов гипергенеза: огипсования и ожелезнения. Первые обычно развиты в близповерхностных условиях и их влияние на достоверность геологических наблюдений могут быть устранены проведением точек наблюдений по расчисткам и траншеям.

Процессы ожелезнения в отличие от первых имеют более мощный вертикальный размах от 20-30 м до 50-70 м, а вдоль крупных разрывных нарушений и до 100-120 м. Наблюдаемые – результат наложения процессов окисления на таковые неоднократно проявившиеся корообразования в региона с конца мелового периода. Ожелезнение обычно сопровождают площади развития сульфидной минерализации с образованием лимонитов гетит-гидрогетитового ряда. Последние часто несут золоторудную минерализации до  $n$  г/т. Принадлежность их к оруденению можно оценить особенностями текстуры и структуры (тонкая яченность, сетчатость) и присутствием в ячейках по свежим изломам охр характерных оттенков.

## **Выводы**

Таким образом, ведущими критериями положительной оценки на золотоносность скрытых позиций в пределах Центральной части гор Букантау являются следующие:

1. Исходя из опыта разведки месторождений гор Букантау наиболее благоприятными толщами для рудолокализации являются меланжированные образования второй и, в особенности третьей пачек карашахской свиты в виду высокой пестроты состава и значительной их перемежаемости.

2. При благоприятном сочетании литологических и стратиграфических факторов высокие концентрации золотого оруденения могут формироваться в меланже карашахских толщ - среди интенсивно окварцованных пород и кремнисто-карбонатных брекчий, преимущественно в местах развития разноориентированных секущих крутопадающих разломов.

## **Библиография**

1. Исаходжаев Б.А., Тангиров А.И., Урунов Б.Н. Бозтау-Кокпатас - Окжетпесский тренд // Научно-практический журнал Геология и минеральные ресурсы – Т.; 2013. № 6. С. 23-30.
2. Шермухамедов Т.З., Исаходжаев Б.А. и др. «Околорудные изменения на месторождении Кокпатас» // В сб. «Вопросы петрографии и геологии Узбекистана», Т.; 1982. С.75-79.
3. Мирходжаев Б.И. «Геолого-структурные условия размещения сурьмяного оруденения Западного Узбекистана, геологические критерии оценки его перспектив». (Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук), - Т., 1983.
4. Щербань И.П., Цой Р.В. и др. «Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана». Москва-1990. 188 стр.

***Региональные особенности структур гор Букантау и размещения  
благороднометального оруденения (Центральные Кызылкумы)  
Тангиров А.И. (ТашГТУ, a.i.tangirov@mail.ru)***

### **Аннотация**

На основании всестороннего анализа и переинтерпретации имеющихся данных и собственных полевых наблюдений обосновывается возможность выделения в горах Букантау крупной региональной структуры, более диагональной по простиранию в отношении к общетяньшанским. Выявлены основные черты золотоносности и закономерности ее проявления в Бозтау-Кокпатас-Окжетпесском тренде (БКОТ).

### **Ключевые слова**

Минерализация, антиклинал, надвиг, разлом, тектоника.

### **Теория**

История изучения геологических особенностей и условий локализации эндогенного, в т.ч. золотого оруденения гор Букантау начинается с 30-х годов прошлого столетия.

Задачи дальнейшего развития и укрепления минерально-сырьевой базы, действующих в регионе добывающих предприятий обуславливают необходимость выработки и обоснования иных взглядов на рудоконтролирующие структуры преследующих цель выделения новых площадей перспективных на обнаружение месторождений благородных металлов, в первую очередь золота.

Структурную основу рассматриваемой площади представляет цепочка вытянутых более чем на 80 км вдоль глубинного разлома брахиформных карбонатных построек девон-карбонного возраста - структурно-тектонические эрозионные окна среди отложений протерозойской флишоидной формации, с контролируемой ими золоторудной минерализацией в Центральной части гор Букантау [3].

Известно, что Центральные Кызылкумы в т.ч. и сооружения гор Букантау представляют собой складчатую систему, сформированную в процессе многоциклического развития, протекавшего с позднего докембрия до перми [4].

Возможность существования в горах Букантау крупной региональной структуры, более диагональной по простиранию в отношении к общетяньшанским, подчеркивалась и ранее. Некоторые авторы представляли его как глубинный разлом с вытянутыми вдоль него брахиформными карбонатными постройками девон-каменноугольного возраста – структурно-тектонические эрозионные окна (Бозтау-Кокпатас-Окжетпес) среди отложений протерозойских кремнисто-карбонатных пород, с контролируемой ими благороднометальной минерализацией [2].

Автором статьи при изучении региональных закономерностей размещения эндогенного оруденения региона использованы возможности тренд-анализа, который в геологии используется для выявления региональной и локальной компоненты исследуемых характеристик.

Выделяемая региональная структура достаточно четко отмечается по следующим элементам:

- наличие протяженных разрывных нарушений и тектонических дислокаций различного порядка и вида, но главным образом в породах среднепалеозойского аккреционного комплекса;

- наличие вдоль этой зоны цепочек брахиформных карбонатных построек девон-карбонового возраста, представляющих собой структурно-тектонические эрозионные окна среди отложений протерозойской кокпатасской свиты и флиш-олистостромовой карашахской толщи;

- приуроченность к этой структуре значительного большинства известных здесь рудных объектов. Ширина тренда условно принята в пределах 6-8 км, при общей протяженности по простиранию более 70 км и может иметь продолжение далее на юго-восток. Так, в зоне данного тренда локализованы 70 из 86 известных в Южном Букантау месторождений и значимых рудопроявлений золота, серебра и сурьмы, что составляет более 80 % известных здесь коренных проявлений. Здесь же размещена карашахинская диатрема, несущая минерализацию алмазов. Особенности пространственного размещения месторождений в зоне БКОТ.

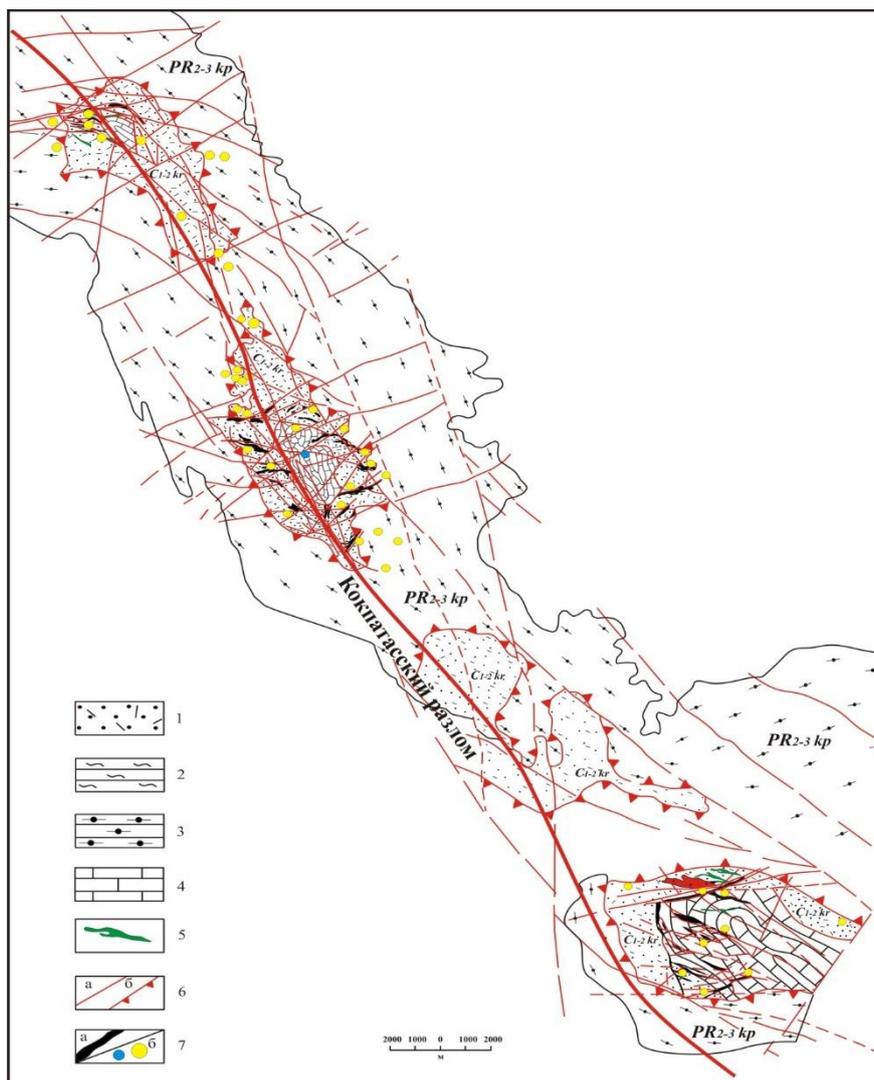
**Бозтауская, Кокпатасская и Окжетпесская** рудные поля представляют собой антиформы прослеживающиеся цепочкой в центральной части гор Букантау. Строение названных структур схожее между собой. В ядре обнажается карбонатная формация девона-карбона СВК Окжетпес. Крылья слагает вулканогенно-терригенная формация СВК Карашахо. Названные образования, находятся в автохтонном залегании и выходят на дневную поверхность из под кремнисто-карбонатно-терригенной формации СВК Кокпатас. Последний надвинут на два первых. В пределах ядер антиформных структур интенсивное развитие имеют дайковые образования (рис. 1).

Описанные структуры вытянуты в запад-северо-западном направлении и трассируют зону развития Кокпатасского глубинного разлома. Выделяя здесь Бозтау-Кокпатас-Окжетпесскую антиформу подчеркнем, что она вмещает наиболее крупные месторождения золота и серебра региона. Структурный облик этой диагональной зоны и прилегающих площадей характеризуется ее приуроченностью к зоне крупного надвига отложений кокпатасской (O<sub>1-2</sub>) свиты на карбонатные отложения девона и карбона, обнажающихся в ядре антиформ. В плане это - полоса метатерригенных и кремнистых интенсивно перемятых пород [1]. В ее составе выделяются сильно ожелезненные и окварцованные разности, представленные аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Зона надвига осложнена многочисленными разломами, имеет в плане неровную, извилистую форму, часто скрытой под наносами и осложненной многочисленными разрывными нарушениями продольной и ортогональной ориентировки, в связи, с чем отмечаются довольно крутые углы падения колеблющиеся от 50<sup>0</sup> до 80<sup>0</sup>.

Золоторудные месторождения и проявления Букантау относятся к четырем формациям: золото-сульфидной прожилково-вкрапленных руд, золото-(сульфидно)-

кварцевой, золото-серебряной и золото-скарновой. Месторождения золото-(сульфидно)-кварцевой формации могут быть разделены на две подформации: малосульфидных жильно-прожилковых зон и штокверков и убогосульфидных жил, линейных прожилковых зон и брекчий.

Все месторождения и проявления золота гор Букантау размещаются в пределах протяженных внутриблоковых зон смятия и дробления, обычно субсогласных с вмещающими толщами. Эти зоны, таким образом, играют роль рудоконтролирующих структур и могут быть сопоставимы с рудоподводящими разломами. Кроме смятия и дробления, для зон характерны мелкие штоки и дайки формации малых тел пестрого состава, образующие часто пояса и пучки, иногда отмечается повышенное количество кварцевых жил и прожилков.



**Рисунок 1. Схема структуры и рудоносности Центральной части гор Букантау:**  
1-карашахская свита ( $C_{1-2}kr$ ): алевролиты, сланцы, туфоалевролиты, туфобрекчии;  
2-копнатасская свита ( $PR_{2-3}kp$ ): микрокварциты, известняки, доломиты, сланцы, алевролиты, песчаники; 3-копнатасская свита ( $PR_{2-3}kp$ ): кремнистые породы; 4-джускудукская свита ( $C_{1v3dk}$ ): известняки; 5-букантауский гипербазит-габбро-плагиогранитовый комплекс ( $C_2$ ): базиты, гипербазиты; 6- разломы (а), надвиг (б); 7- рудные тела (а), рудные участки (б).

Роль рудоконтролирующих структур играют поперечные и диагональные разрывы и зоны разрывов разного порядка: от мелких, влияющих на локализацию рудных тел и столбов на месторождениях до региональных трансблоковых, вблизи и на пересечении которых с продольными зонами локализуются рудные поля.

## **Выводы**

Изучение фондовых материалов по результатам геолого-разведочных работ (глубинные поиски, разведка, доразведка, эксплуатационная разведка) и выборочные полевые наблюдения авторов позволяют высказать заключение о недооцененности глубоких горизонтов ряда эксплуатируемых месторождений центральной части гор Букантау, где в силу различных факторов оценка и генеральный подсчет запасов осуществлены до глубин 80-120 м. В результате, вне поля зрения остались данные десятков скважин вскрывших промышленные содержания золота на более глубоких горизонтах (200-250м местами до 350м). По большинству из которых глубины развития рудной минерализации не оконтурены.

Все вышеизложенное дает основание подчеркнуть, что ресурсный потенциал глубоких горизонтов и флангов золоторудных месторождений Кокпатасского рудного поля и в целом Центральной части гор Букантау далеко не исчерпаны и требуют дальнейших исследований. Дальнейшие исследования региона должны развиваться в увязке их с зоной проявления БКОТ и активизацией работ по оценке перспектив погребенных его частей

## **Библиография**

1. Глух А.К. Дистанционная основа гор Букантау. //Геология и минеральные ресурсы, №1, 2008. С.10-19.
2. Исаходжаев Б.А. и др. Геолого-структурные условия размещения сурьмяного оруденения в районе западного Узбекистана.- //Экспресс информация ВИЭМСа, М., вып.19,1981. С. 31-42.
3. Исаходжаев Б.А., Тангиров А.И., Урунов Б.Н. Бозтау-Кокпатас - Окжетпесский тренд // Научно-практический журнал Геология и минеральные ресурсы – Т.; 2013. № 6 С. 23-30.
4. Щербань И.П., Цой Р.В. и др. «Околорудные метасоматиты Западного Узбекистана». Москва-1990. 188 стр.

**Основные факторы контроля размещения золотого оруденения гор Букантау**  
**Урунов Б.Н. (Университет геологических наук, Ташкент, Узбекистан, e-mail:**  
***urunovbaxrom@mail.ru***),

### **Аннотация**

В тезисе на основании переинтерпретации имеющихся данных и авторских полевых наблюдений в горах Букантау выделяется крупная региональная структура, более диагональная по простиранию в сравнении с общетяньшаньским и контролирующая размещение около 80% проявлений золота.

### **Ключевые слова**

Центральные Кызылкумы, горы Букантау, оруденения, структура, золото.

### **Теория**

Определение главных факторов локализации рудных полезных ископаемых является необходимым условием повышения эффективности их прогнозирования и поисков. Одним из путей успешного выявления факторов локализации служит изучение региональных и локальных особенностей геологического строения территорий предопределяющих закономерности размещения месторождений.

Главными факторами размещения оруденения кроме структурных являются стратиграфические, литологические, магматические и др.

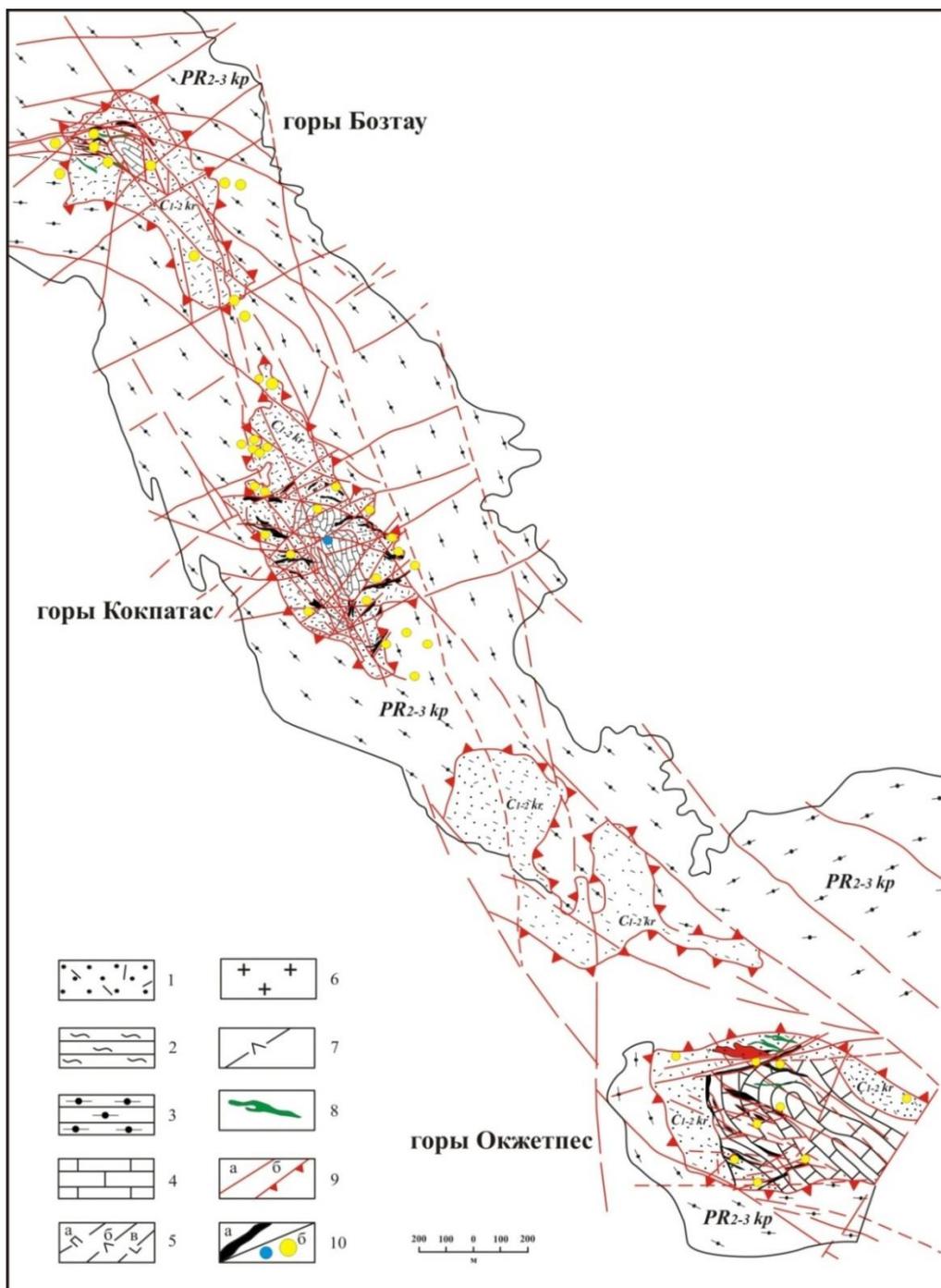
Для Букантау характерно взаимополняющая, роль региональных рудоконтролирующих разрывных тектонических структур и брахиоформных складок, во многом предопределяющих позиции рудных полей и месторождений [1].

Бозтауская, Кокпатаская и Окжетпесская антиформы прослеживаются цепочкой в центральной части гор Букантау. Строение названных структур схожее между собой и вытянуты в запад-северо-западном направлении и трассируют зону развития Кокпатасского глубинного разлома. Важную роль в локализации прожилково-вкрапленных, золотосульфидных руд, играют рудоэкранирующие поверхности, которыми являются обычно, также плоскости надвигов [2].

В структурном плане каждая из возвышенностей имеет довольно сложное строение. Основная складчатость СЗ ориентировки с простиранием главных осей по азимуту 2900-3000, представлена системой линейных сильно сжатых складок часто изоклиальной формы.

Из схематической карты рудоносности рассматриваемой территории (рис.1) достаточно отчетливо прослеживается взаимное благоприятное сочетание стратиграфо-литологических и геолого-структурных факторов контроля размещения золотого оруденения проявляющееся в следующих.

1. Основные выявленные месторождения (более 80%) пространственно приурочены к периферийным частям карбонатного ядра брахиоподнятий Бозтау, Кокпатас и Окжетпес.



**Рисунок 1** - Схема структуры и рудоносности зоны центральной части гор Букантау.

Условные обозначения к рис. 1

1- Карашахская свита ( $C_2$ ): песчаники, алевролиты, сланцы, туфоалевролиты, туфобрекчии; 2- кокпатасская свита ( $R_{2-3}$ ): микрокварциты, известняки, доломиты, сланцы, алевролиты, песчаники; 3 - кокпатасская свита ( $R_{2-3}$ ): кремнистые породы; 4 - джускудукская свита ( $C_1$ ): известняки; 5 - саутбайский габбро-сиенит-граносиенитовый комплекс ( $P_1$ ): спессарититы (а), диоритовые порфиры (б), керсантиты и вогезиты (в). Кокпатаасский кварцево-диорит-гранитовый комплекс ( $C_2$ ): 6 - кварцевые порфиры; 7 - гранодиориты, адамеллиты; 8 - букантауский гипербазит-габбро-плагиигранитовый комплекс ( $C_2$ ): базиты, гипербазиты; 9 - разломы (а), надвиг (б); 10 - рудные тела (а), рудные участки (б).

2. Все месторождения и проявления золота Букантау размещаются в пределах, протяженных внутриблоковых зон смятия и дробления. Последние обычно субсогласны

с вмещающими толщами в пределах объектов Кокпатасского рудного поля. В тоже время пределах Бозтауского и Окжетпесского поднятий наблюдается преимущественное развитие секущих, зачастую крутопадающих зон смятия и рудных тел. Эти зоны, играют роль рудоконтролирующих структур и могут быть сопоставимы с рудоподводящими разломами. Кроме смятия и дробления, для зон характерны мелкие штоки и дайки формации малых тел пестрого состава, образующие часто пояса и пучки, иногда отмечается повышенное количество кварцевых жил и прожилков.

3. Роль рудоконтролирующих структур играют поперечные и диагональные разрывы и зоны разрывов разного порядка: от мелких, влияющих на локализацию рудных тел и столбов на месторождениях, до региональных вблизи и на пересечении которых с продольными зонами локализуются крупные рудные зоны и месторождения.

4. Многочисленны разрывные нарушения, разбивающие основную складчатую структуру региона на серию различных по размерам и форме тектонических блоков. В ядре и приадачной частях антиформ развиты мелкие разрывные нарушения, характеризующиеся зонами дробления, метасоматического и жильно-прожилкового окварцевания, доломитизации и сульфидизации, часто несущие золоторудную минерализацию. Мощность подобных структур от 5-10 м до 25-30 м.

Основные рудовмещающие породы в пределах рассмотренных объектов относятся к группе существенно кварцевых и кварц-карбонатных метасоматитов, березитов состав которых зависит, главным образом, от исходных литологических разностей пород. Исследования свидетельствуют, что повышенные содержания рудных компонентов устанавливаются в интенсивно окварцованных породах, кремнистых брекчиях и роговиках преимущественно в местах их осложнения секущими разломами [1].

## **Выводы**

Стратиграфический фактор свидетельствует о том, что золоторудные залежи и рудопроявления сульфидно-вкрапленных руд кокпатасского типа приурочены в основном к отложениям карашахской свиты среднего карбона (C2b+m1 kr). Причем золотосульфидная минерализация в породах карашахской свиты распределена неравномерно. Около 50% разведанных запасов золота приурочено к породам третьей пачки (C2b+m1 kr3); около 40% - к породам второй пачки, а остальное приходится на породы первой пачки.

Литологический фактор проявился в приуроченности золотосульфидной минерализации к песчаникам, туфопесчаникам в породах первой и второй пачек. В отложениях третьей пачки золотосульфидная минерализация, в основном, приурочена к тонкополосчатым углисто-кварц-хлоритовым сланцам, которые локализуются в кровле и подошве пачки.

Магматический фактор проявился в широком развитии на площади штоко-и дайкообразных тел имеющегося здесь крупного интрузива кварцево-диоритового состава, с которым связывают парагенетическую связь золотого оруденения района. [4]. При благоприятном сочетании литологических и структурных факторов высокие концентрации золотого оруденения могут формироваться в интенсивно окварцованных породах и кремнисто-карбонатных брекчиях, преимущественно в местах развития разноориентированных секущих крутопадающих разломов (табл. 1).

*Таблица 1*

117

Основные факторы контроля размещения золотого оруденения гор Букантау

Региональные	Структурно-тектонические	<p>1. Месторождения и рудопроявления пространственно приурочены к периферийным частям карбонатного ядра брахиоподнятий Бозтау, Кокпатас и Окжетпес.</p> <p>2. Многочисленные разрывные нарушения, осложняющие основные складчатые структуры характеризуются зонами дробления, метасоматического и жильно-прожилкового окварцования, доломитизации и сульфидизации, часто несущие золоторудную минерализацию.</p> <p>3. Золотое оруденение пространственно связано:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- с основным структурным элементом площади – зоной главного Кокпатасского надвига;</li> <li>- со структурами северо-западного направления и зонами их влияния.</li> <li>- с зонами разломов северо-восточного простирания или клиньев которые они образуют со структурами субмеридионального и диагонального направлений.</li> </ul> <p>Наиболее благоприятными локальными структурными факторами являются:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>- зона пересечений разломов;</li> <li>- клиновидные структуры и участки разветвления разломов;</li> <li>- поднадвиговые позиции, осложненные разломами и др.</li> </ul>
	Стратиграфические	<p>Благоприятны для локализации золотого оруденения терригенно-карбонатные образования Карашакхой толщи. Локализуясь преимущественно среди образований карашакского СВК.</p> <p>В пределах Кокпатасского рудного поля около 50% разведанных запасов золота приурочено к породам третьей пачки (<math>C_2b+m_1 kr_3</math>), около 40% - к породам второй пачки (<math>C_2b+m_1 kr_2</math>).</p>
Локальные	Магматические	<p>Наличие крупных интрузивов гранитоидного состава и штоко-дайковых тел кварцево-диоритового состава, с которыми пространственно совпадают зоны золоторудной минерализации.</p>
	Литологические	<p>Тела минерализованных рудовмещающих пород характеризуются развитием окварцовании, карбонатизации и беритизации. При благоприятном сочетании литологических и структурных факторов высокие концентрации золотого оруденения могут формироваться в интенсивно окварцованных березитоподобных породах и кремнисто-карбонатных брекчиях, преимущественно в местах развития разноориентированных секущих крутопадающих разломов.</p>
	Минералогические	<p>Золотое оруденение отмечается в следующих ассоциациях:</p> <ol style="list-style-type: none"> <li>1. Прожилково-вкрапленное пирит-арсенопиритовые руды дисперсным сингенитичным с сульфидами золотом;</li> <li>2. Прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды с дисперсным и самородным золотом пылевидного класса в сульфидах;</li> <li>3. Вкрапленные кварц-пиритовые с дисперсным золотом;</li> <li>4. Золото-кварцево-прожилково-жильные руды. Наиболее продуктивны первые две типы.</li> </ol> <p>Золото тонкодисперсное. Пробность-600-900. Наиболее высокой пробностью отличаются золото в гетитах и гидрогетитах.</p>

## **Библиография**

1. Оранский Н.И. / Положение Бозтау-Окжетпесского грабена в региональных структурах Кызылкумов. / Узб. геол. журн. 1984, №4, стр.73-75.
2. Рахматуллаев Х.Р. О каледонской и герцинской эпохах золоторудной минерализации в Западном Узбекистане (на примере рудного поля Кокпатас) // итоги петрометаллогенических исследований. - Ташкент: Фан, 1972. - стр. 154-170.
3. Седельников Л.В. «Перспективы расширения минерально-сырьевой базы окисленных золотосодержащих руд месторождения гор Центрального и Южного Букантау». // Горный вестник Узбекистана, 2006, № 1, стр. 3-7.
4. Тангиров А.И., Исаходжаев Б.А. Прогнозно-поисковые критерии скрытого золотого оруденения месторождений Бозтау-Кокпатас-Окжетпесского тренда // Геология и минеральные ресурсы. Научно-практический журнал. – Т. : 2016, №3, стр. 23-29.

*Моделирование гидрогенных месторождений урана в ГГИС «Micromine»  
Халимов И.У.\* (Навоийский государственный горный институт,  
92nurkhan92@gmail.com), Авазов Р.Р. (Навоийский государственный горный  
институт, rustam\_avazov1989@bk.ru), Хамидов С.Б. (Навоийский государственный  
горный институт, sukhrobhamidov92@gmail.com), Каримов Н.М. (Навоийский  
государственный горный институт, 92nurkhan92@gmail.com), Одилова О.С.  
(Навоийский государственный горный институт, odilova596@gmail.com)*

## **Аннотация**

Современные цифровые технологии все больше интегрируются во все сферы деятельности генерируя комфортные условия труда и продуктивности человеческого нахождения. Прогрессирующая горная отрасль, требующая инновационных подходов в решениях актуальных вопросов добычи полезных ископаемых, отталкивается от качественных и количественных данных полученные в ходе геологической разведки. Подсчет запасов подчиняется одному тезису – строгому учету недр, рациональному и комплексному использованию их в народном хозяйстве.

Подсчет запасов и моделирование гидрогенных месторождений, разбуренных геологоразведочных и большим числом эксплуатационных скважин, остается одним из наиболее трудоемких процессов в технологии скважинного выщелачивания полиэлементных руд, нуждающимся в автоматизации, и является инновационной почвой для цифрового моделирования таких типов месторождения.

## **Ключевые слова**

многоярусное строение, ГГИС – горно-геологическая информационная система, 3D моделирование, рудный интервал, геологоразведочные работы.

## **Теория**

Уран является уникальным полезным ископаемым из-за разнообразия геологических обстановок его природных концентраций. Достаточно крупные месторождения с относительно высоким содержанием урана в рудах, рассматриваемые в настоящее время в качестве возможных промышленных источников этого металла, остаются достаточно редкими природными образованиями, встречающимися в специфических геологических условиях<sup>[2]</sup>.

Подсчет запасов осуществляется на каждой стадии разведки и разработки месторождения и является заключительным этапом проведения геологоразведочных работ. В результате подсчета запасов и изучения месторождения в пределах изучаемого участка или всего месторождения устанавливают: форму залежей, геологические и горнотехнические условия залегания для правильного выбора вскрытия и системы разработки месторождения, весовое или объемное количество полезного ископаемого в недрах, а также качество полезного ископаемого, оценивают степень изученности месторождения, надежности результатов подсчета запасов для решения вопроса о промышленном назначении запасов<sup>[5]</sup>.

Промышленные запасы урана (99%) сосредоточены в залежах, расположенных на глубине более 80 м. Наличие восьми рудовмещающих водоносных горизонтов

определило многоярусное строение месторождения, а инфильтрационные процессы определили своеобразную морфологию рудных тел, основу которой составляет так называемый ролл различных модификаций с двумя основными морфологическими элементами: мешковой частью и крылом. Различные комбинации этих двух элементов обуславливают морфологическое разнообразие рудных тел, встречаемых на месторождении (как и на всех других месторождениях этого генетического типа) [4].

Сегодня в практике подсчета запасов месторождений полезных ископаемых стали появляться инструменты автоматизации данного процесса в специализированных программах по обработке геолого-маркшейдерской информации.

Главное преимущество современных методов компьютерного моделирования по сравнению с традиционными методами ручного подсчета запасов состоит в том, что они позволяют количественно оценить пространственную изменчивость границ рудных тел и содержаний в них металлов.

ГГИС «MICROMINE» является комплексным решением для 3D-моделирования месторождений, предлагающим средства оценки месторождений, проектирования, оптимизации и планирования горных работ. Система предоставляет пользователям всесторонний обзор проекта, благодаря чему можно сосредоточиться на более тщательном изучении перспективных участков, увеличивая шансы на успех [6].

Автоматизация процесса расчета рудных интервалов и запасов приводит к значительному увеличению скорости обработки данных. Встроенные алгоритмы приложения позволяют за очень короткие отрезки времени и при условии подготовленных и выверенных данных рассчитать и обработать многочисленные варианты подсчета рудного горизонта и количества запасов на основе вводимых переменных данных.

Расчет рудных интервалов, согласно кондициям, нужно применять тот алгоритм, который максимально полно учитывает все условия. В ГГИС «MICROMINE» таким алгоритмом является применение Строгих правил с включенной опцией «Запретить смежные рудные интервалы». На практике возникает многовариантность «увязки» и оконтуривания рудных тел по выделяемым рудным интервалам (рис. 1).

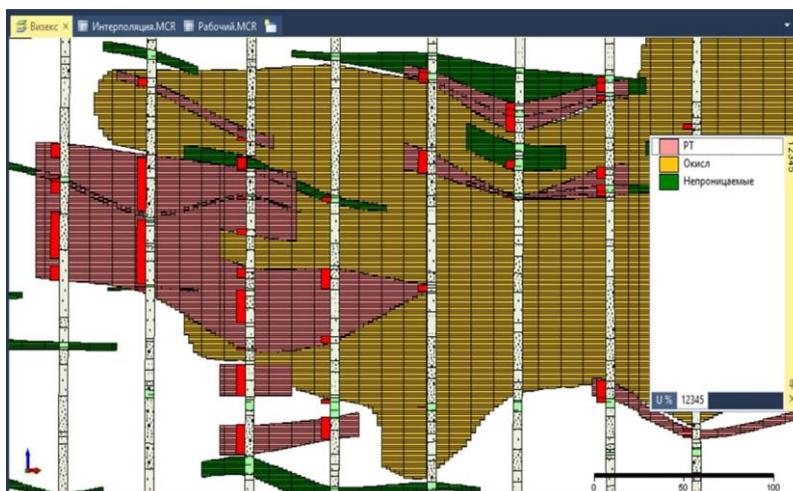


Рисунок 1. Блочная зарисовка каркаса

Для расчета и выделения рудных интервалов пластово-инфильтрационных месторождений (рис. 2) на стадии подсчета запасов обычно применяются следующие параметры кондиций:

- бортовое содержание полезного компонента;
- минимальная мощность рудного тела;
- максимально допустимая мощность прослоев пустых пород или некондиционных руд, включаемых в контур рудного тела;
- минимальный метропроцент (метрограмм), рассчитываемый как произведение; применяется в случаях, когда рудный интервал меньшей длины, чем оговорено кондициями, но он характеризуется высоким содержанием полезного компонента;
- минимальное содержание в краевой выработке, применяется достаточно редко, обычно в случаях оконтуривания рудных тел с четкими геологическими границами и закономерным снижением содержания полезных компонентов к краевым частям <sup>[1]</sup>;

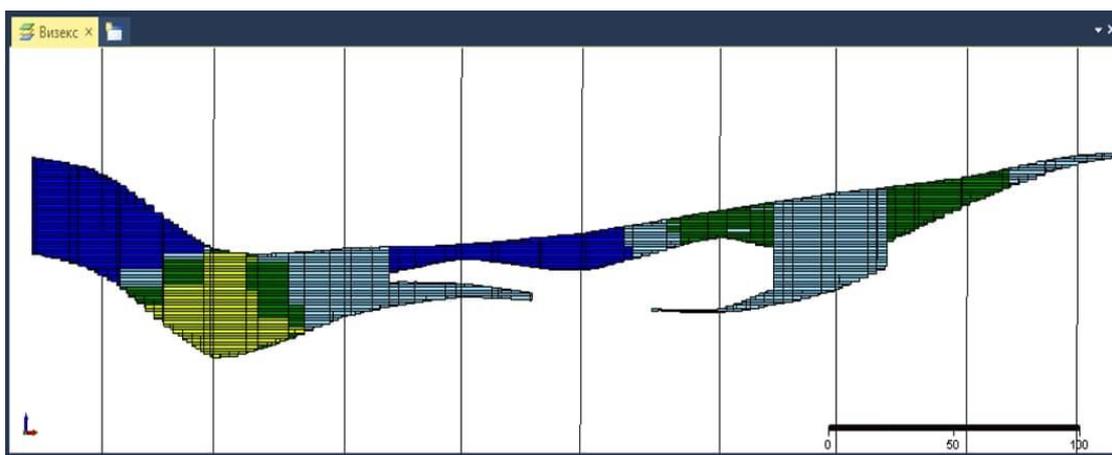


Рисунок 2. Оконтуривание по мощности месторождения

Также технология построения детальной цифровой геологической модели Кызылкумской провинции, как:

- создание общей «архитектуры» разреза;
- интегрированная интерпретация данных ГИС для получения структурного каркаса модели;
- оценка точности построения структурного каркаса <sup>[3]</sup>;

Еще по оценкам запаса полезного ископаемого:

- подсчет запасов полезного ископаемого на основе трехмерных моделей;
- построение карт подсчетных параметров и подсчетных планов;
- подсчет запасов по послойным (попластовым) сеткам;

- планирование скважин;
- корреляции пластов по скважинным данным;
- осреднение скважинных данных на сетку.

## **Выводы**

В заключение следует отметить, что:

- ГГИС «MICROMINE» – современный профессиональный инструмент для задач геологического моделирования и подсчета запасов полезных ископаемых. При подсчете запасов в современных условиях развития технологии компьютерного трехмерного моделирования необходимо применять и строить цифровые трехмерные региональные геологические модели для прогноза рудоносности на основе анализа результатов комплексных геофизических исследований.

- Возможность внесения изменений и дополнительной корреляции ГГИС «MICROMINE» занимает намного меньше времени за счет специализированных функциональных возможностей ПО.

- ГГИС «MICROMINE» представляет возможность интегрированного планировщика, способный создавать оптимизированный календарный план с помощью настраиваемых шаблонов, скриптов и сценариев, построенных на основе объективных ограничений.

- генетический тип месторождений Кызылкумского урана представляется широким спектром геологической, морфологической и химической обстановкой. Условия оконтуривания, построение разреза и подсчета запаса металла требует современные подходы в решении качественных работ по моделированию месторождения как графического, так и цифрового. В последнем аспекте ГГИС «MICROMINE» - оптимальное решение данного вопроса.

## **Библиография**

1. ОПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ ИНТЕРВАЛОВ ПРИ ПОДСЧЕТЕ ЗАПАСОВ В ПРОГРАММЕ MICROMINE. – Осипов В.Л. Москва «Горные науки и технология. 2 том», 2018. 23 стр.
2. ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ. –Шумилин М.В., Викентьев И.А. Москва «Недра», 1982. 18 стр.
3. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ 3D МОДЕЛИРОВАНИЕ. – Закревский К.Е. Москва «ИПЦ Маска», 2009. 9 стр.
4. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ГЕОТЕХНОЛОГИИ ОСВОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА И ЗОЛОТА В КЫЗЫЛКУМСКОМ РЕГИОНЕ. – Толстов Е.А., Толстов Д.Е. Москва «ГЕОИНФОРМЦЕНТР», 2002. 17 стр.
5. ПОДСЧЕТ ЗАПАСОВ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ – Замотин В.Б., Кошкина Л.Б., Лысков И.А. Пермь «Пермь», 2012. 4 стр.
6. <https://www.micromine.ru/micromine-mining-software/>

**Геологическое строение и характеристики золотых руд района Тра Бонг – Тра Ми,  
Центральный Вьетнам  
Чан В.Т\* (МГРИ, tiendcb@gmail.com)**

**Аннотация**

В статье представлены главные геологические структуры района Тра Бонг-Тра Ми в центре Вьетнама, и характеристики золоторудной минерализации.

**Ключевые слова**

Тра Бонг – Тра Ми, золото, геологическое строение.

**Теория**

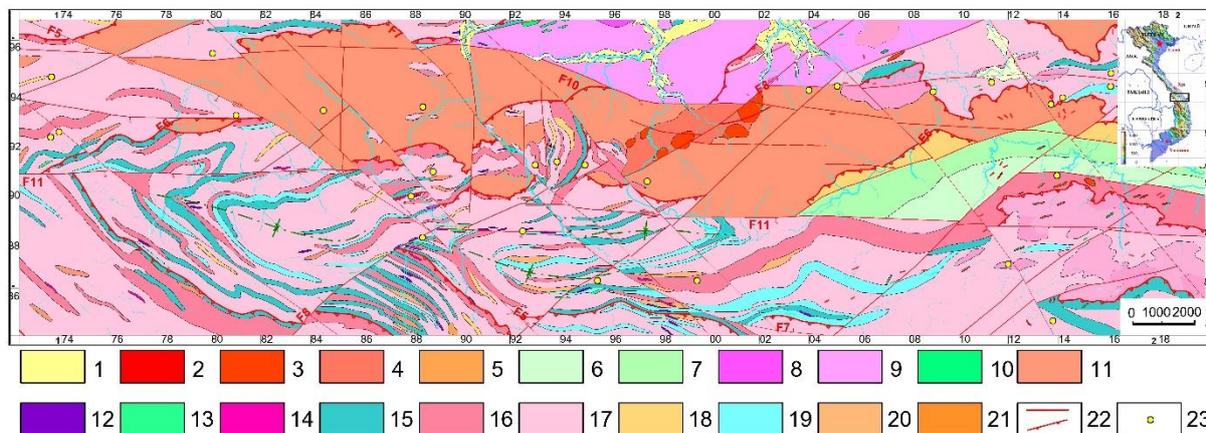
Район исследования Тра Бонг-Тра Ми площадью 665 км<sup>2</sup>, расположен в 80 км к югу от Дананг в высокогорной местности, протянувшейся с северо-запада на юго-восток, на высотах 250 - 700 м. К настоящему времени изучение территории в отношении полезных ископаемых было сосредоточено на месторождениях углей, урана и золота. Вопросы геологического строения месторождений и металлогения золота рассмотрены в работах До Хай Зунг (1990) и Нгуен Нгуен Минь (1995), Нгуен Суан Бао (2000), Тран Чонг Хоа (2005). Итоги поисково-разведочных работ нашли отражение в ряде отчетов (Ле Ван Хай, 1997; Во Куанг Бинь, 2001; Ле Ван Дуонг, 2001) и др.

В геологическом строении континентальной части района Тра Бонг -Тра Ми принимают участие метаморфические, осадочные, и магматические образования от раннего протерозоя до неогена и четвертичного возраста (рис.1). В районе распространены протерозойско-кембрийские метаморфические породы комплекса Хамдык (PR-*Єkd*), Палеозойские гранитоидные интрузивные образования комплекса Чулай (G/*Є* *1cl*), Ордовико-силурийские гранитоидные интрузивные образования комплекса Трабонг (GbDi-GDi-G/*O<sub>3</sub>-S<sub>1tb</sub>*), Палеозойские осадочные породы формации Авьонг (*Є-Oav*), палеозойские осадочные породы формации Суойкат (*O-Ssc*), Мезозойские гранитоидные породы комплекса Сонзунг (*T<sub>2</sub>Sd*), Мезозойские гранитоидные породы комплекса Бана (*Kbn*) [7].

Протерозой-кембрийские породы комплекса Хамдык слагают большие массивы и распространены по всей исследуемой территории [7]. В комплексе Хамдык выделяются 9 групп: метаультрамафиты (*uPRkd*); габбро-амфиболиты (*gbPRkd*); плагиогранито-гнейсы (*pGPRkd*); амфиболиты (*aPRkd*); плагиогнейсо-амфиболиты (*pgPRkd*); биотитовые гнейсы, плагиогнейсы (*gPRεkd*); биотитовые кварцевые сланцы (*fPRkd*); метакarbonатные породы и метаскарны (*caPRkd*); гранулиты (*grPRkd*), чарнокиты (*ChPRkd*).

Комплекс Хамдык интродуцированы гранитоидными телами комплекса Чулай. Триасовые комплексов Трабонг (GbDi-GDi-G/*O<sub>3</sub>-S<sub>1tb</sub>*) и Бана (*Kbn*) интродуцируют и обрамляют метаморфические породы комплекса Хамдык (*PRkd*). Комплекс Чулай пересекается дайками комплекса Бана, с которыми сопряжены грейзенизация и березитизация. На юге комплекс Хамдык ограничен широтными и диагональными региональным разломами.

Рассматриваемый район находится в зоне раннепалеозойской коллизии плит между массивами Контум и Чыонгсон Индокитайского блока. Тектоническая активность в этом районе была весьма интенсивной с образованием серии разломов по направлениям СЗ-ЮВ (сброс F2 и взброс F8), ЮВ-СЗ (сброс F11, сброс F5 и надвиг F6) (Рис. 1).



**Рисунок 1.** Геологическая карта района Тра Бонг – Тра Ми масштаба 1: 50 000 (по Тай Куанг 2004). 1– голоцен – плейстоцен(Q): речные отложения; 2- комплекс МангКсим (mx): граносиениты, граносиенит порфиры, сиениты; 3-4 - комплекс Ба На( Kbn): биотитовые граниты, аплит граниты ; 5 - комплекс Сонзунг (T<sub>2sd</sub>): биотитовые граниты; 6- формация А Вуонг (C-Oav); 7- формация Суой Кат (O-Ssc); 8 - 10 – комплекс Тра Бонг (GbDi-GDi-G/O<sub>3</sub>-S<sub>1tb</sub>): Фаза 1: габбро-амфиболиты, габбродиориты, диориты, гнейсы, фаза 2: тоналитовые гнейсы, гранодиоритовые гнейсы, фаза 3: плагиогранитовые гнейсы; 11 – комплекс чулай (G/C<sub>1cl</sub>); 12-21 -протерозойский комплекс Хамдык (PR-Ckđ) 12 -метаультрамафический (uPRkđ); 13-габброамфиболиты (gbPRkđ); 14 - плагиогранитовые гнейсы (pGPRkđ); 15-амфиболиты (aPRkđ); 16- плагиогнейсы, амфиболиты (pgPRkđ); 17- биотитовые гнейсы (gPRkđ); 18 - биотитовые кварцевые сланцы (nfPRkđ); 19 - метакarbonатные породы и метаскарны (caPRkđ); 20 - гранулиты (grPRkđ), 21 - чарнокиты (ChPRkđ); 22 – рудопроявления золота; 23 – разломы и их номера.

Особенностью района Тра Бон -Тра Ми является повсеместное распространение проявлений золоторудной минерализации. Большая часть рудопроявлений находится в метаморфических породах комплекса Хамдык, меньшая - локализована в интрузивных образованиях комплексов Чулай и Бана. Коренные проявления золота имеют сходный минеральный состав и морфологию. Первичные рудные минералы включают: пирит, галенит, халькопирит и электрум, меньше распространены арсеннопирит, гематит, борнит и сфалерит (табл. 1). Вторичные минералы представлены лимонитом, гетитом и ковеллином. Жильные минералы – кварц и полевой шпат. В рудных жилах сумма сульфидов составляет 3-5% [3].

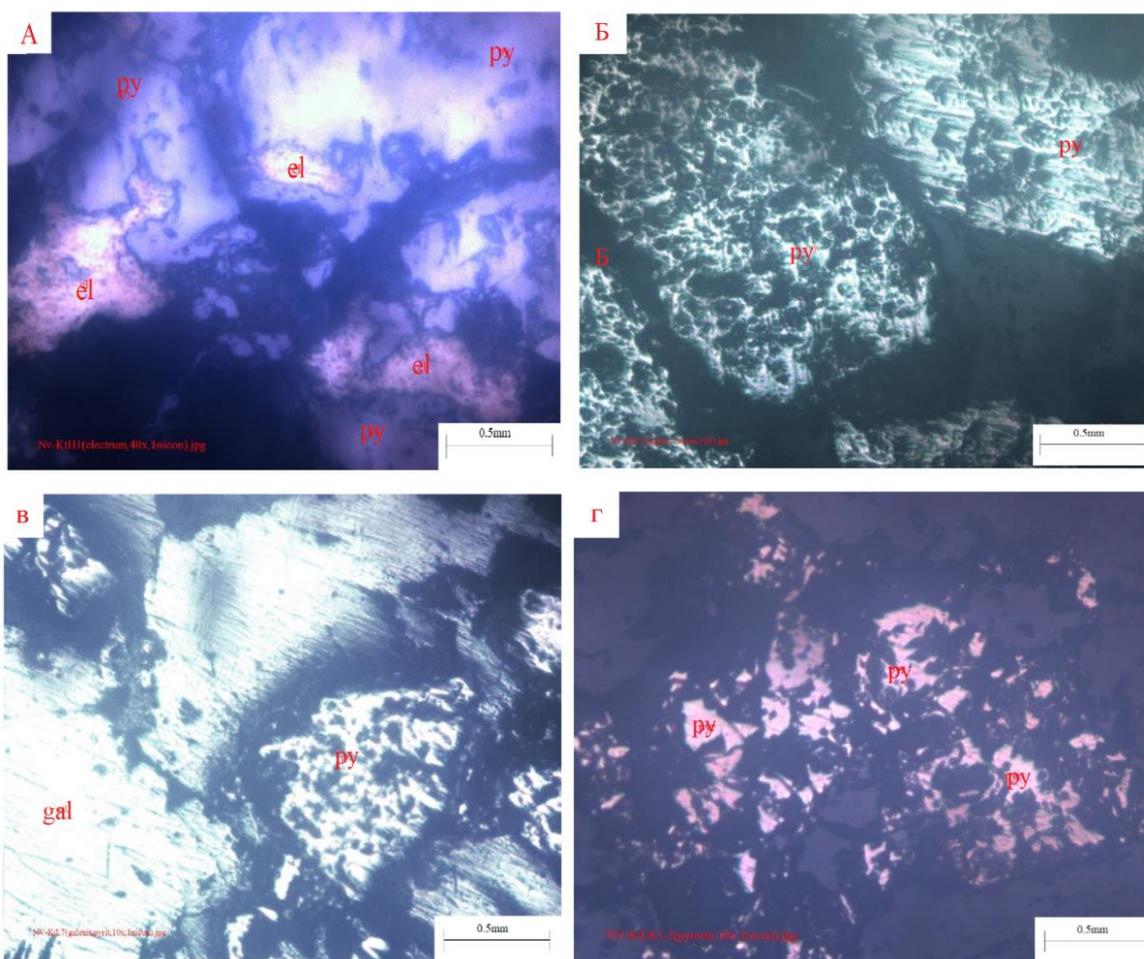
Электрум является основным рудным минералом. Он неравномерно распределен в рудоносных жилах и в метаморфических породах около жил (рис. 2а). Электрум обычно слагает с пиритом автоаллотриоморфно-зернистую структуру, размеры его выделений от 0,02 до ≈ 0,2 мм.

Пирит наиболее распространенный минерал но имеет е распределен неравномерно. Пирит гранулированный, обычно размерами от 0,02 до 0,5 мм, полуполиморфный, с редким и неравномерным рисунком вкраплений (рис. 2б).

Пирротин встречается редко в виде мелких частиц размерами 0,01–0,4 мм. Кристаллы пирротина имеют форму мелких неправильных частиц, угловатых и с выпуклыми границами, на их поверхности много трещин (рис. 2в). Он сильно магнитен.

Халькопирит мелко гранулированный, полуполиморфный, рассеянный в массе жильных минералов, размеры от 0,01 до 0,03 мм. Халькопирит имеет желтый цвет под поляризованным микроскопом отраженного света.

Галенит обычно распределен неравномерно в виде не правильных изометричных или удлинненных частиц (рис 2г). Размер кристаллов галенита колеблется в пределах 0,05-1,5 мм.



**Рисунок 2.** а - электрум в образце NV-KtH1 (40х,1 николю); б - ребристый пирит выполняет прожилки образец NV-KtL12 (10х,1 николю); в - пирротин в образце NB-KmJK1-2 (10х,1 николю); г - галенит в образце NV-KtL7 (10х,1 николю). py - пирит; el: электрум; gal - галенит.

## **Выводы**

На исследуемой территории большая часть золоторудных проявлений находится в метаморфических породах комплекса Хам Дык, остальная часть - в гранитах комплексов Чулай и Бана. Судя по минеральному составу, они относятся к малосульфидной золото-кварцевой формации в березитах.

Сложное геологическое строение района и условия рудоконтроля требуют дальнейшего изучения.

## **Библиография**

1. Дао Динь Тхук., Хюинь Чунг (редактор). Геология Вьетнама, том II - Магматические образования, Департамент геологии Вьетнама. Издательство науки и техники. Ханой, 1995.
2. Динь Куанг Санг. Петрографические характеристики и изотопный U - Pb возраст циркона раннесилурийских гранитных формаций в районе Чу Лай - Хам Дук (Куанг Нам), Журнал развития науки и технологий, 2017 (6), с. 258–272.
3. Ле Ван Хай. Поиск золота в Нуос Вин, Тра Джианг, Тра Ну, Тра Кот Т. Н. Бонг Миеу, Куанг Нам - Дананг (Куанг Нам). Архивы геологии. Ханой, 1997.
4. Ле Дык Фук. Характеристики петрографии, минералогии гранитных пород Ва На. Журнал развития науки и технологий, 2009.12 (7): 58-71.
5. Нгуен Ван Транг и др. Карта геологии и полезных ископаемых Вьетнама 1: 200 000 листов Куанг Нгаи, Департамент геологии и полезных ископаемых Вьетнама. 1997
6. Нгуен Чунг Минь. Определение возраста формаций Ба На, соответствующих тектонической фазе Индосини, методом U-Pb, Journal of Geology, 2005. 287 стр. 20-25.
7. Тай Куанг и др. Отчет о геологическом картировании и разведке полезных ископаемых группы Тра Ми - Так По, масштаб 1: 50 000, Геологический архив. Ханой, 2014.

**«Оценка эффективности использования рентгенорадиометрической сепарации для обогащения руды на месторождении «Кекура»»**

**Эттынеут Георгий Константинович (Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, [ettuneyt@list.ru](mailto:ettuneyt@list.ru))**

**Аннотация:**

В статье рассмотрены основные методы оценки содержания полезных компонентов, приведено описание метода рентгенорадиометрической сепарации и его основные плюсы. По результатам проведения испытания на месторождении «Кекура» сделаны выводы об эффективности метода рентгенорадиометрической сепарации.

**Ключевые слова:**

Рентгено-радиометрическая сепарация (РРС), золоторудное месторождение, информационные методы обогащения, метод по-кусковой сепарации

**Теория**

Поскольку перерабатывать традиционными методами бедные руды накопленные в забалансовых отвалах убыточно из-за высокой себестоимости, то на сегодняшний день, для их вовлечения в рентабельную переработку начинают всё больше применяться информационные методы обогащения. Одной из основных сложностей переработки бедных руд является неравномерное распределение полезного компонента, что приводит к значительным потерям балансовых запасов и снижению качества товарной руды.

Повысить рентабельность переработки бедных руд и снизить экологическую нагрузку предприятий на окружающую среду возможно за счет увеличения содержания полезного компонента и стабилизации кондиции руды, поступающей на глубокую переработку. Это может быть достигнуто путем внедрения на предприятии низкочрезатной технологии предварительного обогащения руды разработанной на базе информационных методов обогащения, с использованием оптических, ядерно-физических и других методов прямого измерения содержания полезного компонента или минеральной матрицы - носителя этого компонента.

Наиболее перспективными методами, показавшие высокую технологическую эффективность при сепарации золотосодержащих руд, являются методы основанные на применении рентгеновского и лазерного высокочастотного излучения, это методы:

Рентгеновской абсорбции (трансмиссионный) метод;

Рентгеновской флуоресценции (рентгенорадиометрический) метод;

Лазерно-оптический метод

Данные методы позволяют качественно идентифицировать золотонесущую минеральную матрицу куска:

по разности в атомной (удельной) плотности,

по содержанию элементов-спутников золота (As, Cu, Bi, и т. д.),

по обнаружению кварца.

В последние годы проводилась оценка эффективности метода РРС. для золоторудного месторождения «Кекура».

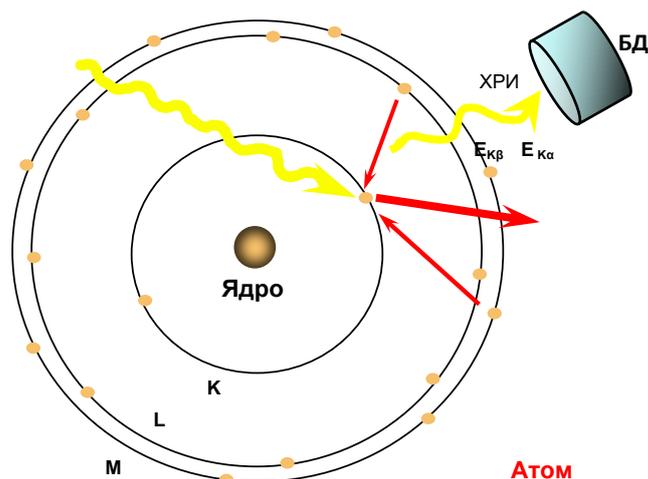
Рентген-флуоресцентный (рентгенорадиометрический) метод, известный в системе международной классификации как X-Ray Fluorescent (XRF). Метод основан на регистрации энергии характеристического рентгеновского излучения (ХРИ) элементов в пробе.

Сущность XRF-метода заключается в измерении скорости счета в откалиброванных энергетических каналах исследуемых элементов, в спектре характеристического рентгеновского излучения, возникающего в результате облучения поверхностного слоя куска руды первичным электромагнитным (гамма-излучением) излучением.

Принцип работы метода основан на фотоэлектрическом эффекте. При облучении вещества потоком гамма-квантов, возникает ответное излучение рентгеновская флуоресценция атомов (фотоэффект). Под воздействием первичного рентгеновского излучения в пробе возникает вторичное (флуоресцентное) рентгеновское излучение, которое далее разлагается спектрометром на характеристические составляющие [3]. Каждый химический элемент имеет свою индивидуальную систему характеристических пиков (спектральных линий), что даёт возможность осуществлять качественный и количественный анализы элементного состава различных материалов.

Основной особенностью данного метода является то, что регистрируемый эффект позволяет измерить содержание химических элементов на поверхности куска. По результатам качественной оценки заданного порогового значения измеренного разделительного признака производится разделение кусков на концентрат и хвосты. Следующая особенность данного метода заключается в том, что он не требует особой подготовки материала к сепарации (промывки, очистки и т.д.). На эффективность метода РРС в условиях промышленной эксплуатации не влияет влажность материала, его цвет, текстура, примеси, грязь, пыль и т. п., поскольку реакция фотоэффекта происходит на более плотной поверхности самого куска. А в связи с тем, что месторождение находится на удаленной территории, данный метод наиболее эффективный.

На рисунке 1 представлен принцип возникновения реакции фотоэлектрического эффекта.



**Рисунок.1** Реакция фотоэлектрического эффекта [2]

Месторождение расположено в Чукотском автономном округе, приблизительно в 120 км к югу от районного центра г. Билибино.

По генетической классификации месторождение относится к плутоногенному полиформационному типу[1]. Золото преимущественно свободное, в руде содержится лишь незначительное количество сульфидов арсенопирита (As) и пирита. Их количество в пробах, отобранных для проведения сепарации, находится на уровне 1% для каждого минерала.

Структуры руды: идиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, кристаллобластовая и распада твердых растворов. Текстура - вкрапленная и прожилково-вкрапленная. Рудные минералы, наблюдаемые в исследуемой пробе: пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда и акцессорный рутил. Главными в количественном отношении являются пирит и арсенопирит, остальные сульфиды в единичных зернах.

Исходя из особенностей золоторудного месторождения «Кекура» были выполнены расчеты средневзвешенного содержания химических элементов и было выявлено что фракция «кварц» обогащена по содержанию мышьяка в 2,85 раз и по содержанию серы в 2,64 раза. В ней содержится 90,7 % всего мышьяка и 84,0 % серы. При этом, фракция «кварц» обеднена по содержанию Fe. Из полученных данных можно сделать вывод, что золото в кусковой руде месторождения «Кекура» связано в первую очередь с арсенопиритом. Для анализа тесноты геохимической связи Au с элементом спутником As и отношением вида As/Fe построен график корреляционной зависимости (рис.2)

По результатам выполненных расчётов, задача РРС для данного месторождения может быть сведена к выделению кварц-содержащих кусков обогащенных мышьяком и обеднённых железом.

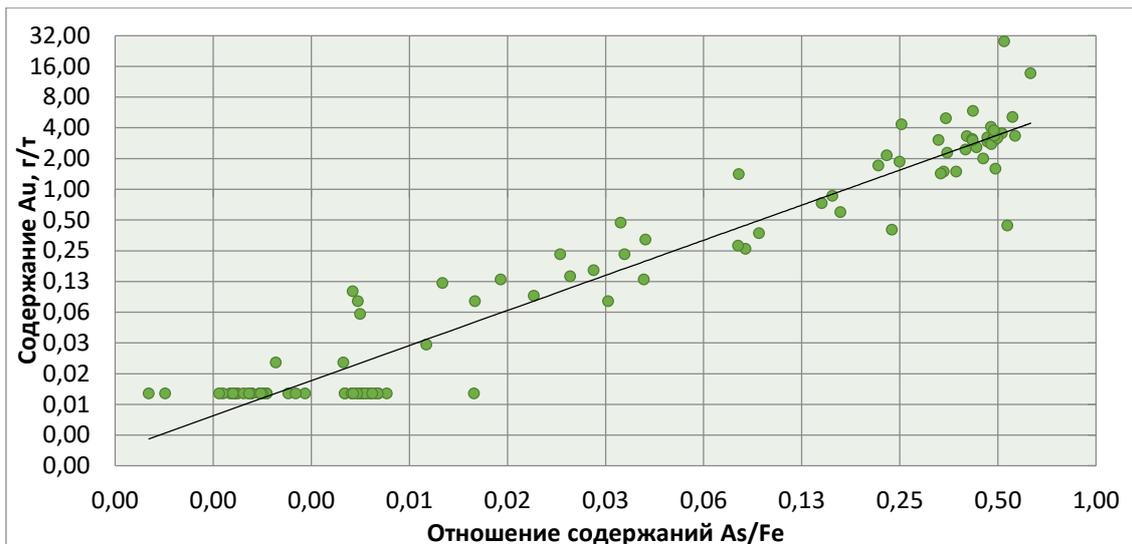


Рисунок.2 График зависимости Au и отношения вида As/Fe

При проведении испытания метода РРС на месторождения «Кекура» так же была проведена оценка влияния комплекса отрицательных факторов (поверхностное загрязнение кусков, одностороннее измерение, малая экспозиция измерения при свободном падения куска) при промышленной эксплуатации на эффективность метода.

Было выявлено, что представленный комплекс снижает эффективность селекции не существенно: показатель эффективности разделительного признака (Э) снизился незначительно с 0,96-0,99 до 0,94-0,96.

Одной из возможных схем использования РРС на месторождении «Кекура» представлена на рис.3.



Рисунок.3 Предполагаемая технологическая схема обогащения руды методом РРС

## **Выводы**

По данным испытаний метод РРС показал свою эффективность содержание полезного компонента при использовании данного метода увеличилось в 2 раза, выявленный комплекс негативных факторов (поверхностное загрязнение кусков, одностороннее измерение, малая экспозиция измерения при свободном падении куска) на результаты проведения испытаний не оказал.

## **Библиография:**

1. Нагорная Е.В. «Создание минералого-геохимической модели полиформационных золоторудных месторождений на примере месторождения Кекура, Западная Чукотка», 2020 г.
2. Нерущенко Е.В. «Лабораторные испытания проб золотосодержащей руды месторождения «Кекура» рентген-флуоресцентным (XRF) методом по-кусовой сепарации. Оценка перспективности применения рентген-трансмиссионного (XRT), фотометрического ФМС и лазерно-оптического (ЛО) методов сепарации» 2021 г
3. Федоров Ю.О. «Пособие по рентгенометрической сепарации» 2006 г

## СЕКЦИЯ «МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ»

### *Кинетика генерации водорода при взаимодействии алюминиево-цинковых сплавов с водным раствором гидроксида натрия*

*Бадаев Ф.З.\* (Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, badaevfz@mgri.ru)*

#### **Аннотация**

Приведены экспериментальные данные по кинетике генерации водорода при взаимодействии алюминиево-цинковых сплавов Al-Zn6 и Al-Zn12 с водным раствором гидроксида натрия.

Установлено, что зависимость начальной скорости реакции от концентрации гидроксида натрия имеет максимум около  $C_{\text{NaOH}} = 6$  моль/л. Скорость реакции взаимодействия с ним сплавов Al-Zn6 и Al-Zn12 больше, чем скорость реакции взаимодействия алюминия с раствором гидроксида натрия при температуре 25 °С. Изучена температурная зависимость скорости реакции. Сделана оценка эффективной энергии активации.

#### **Ключевые слова**

Химическая кинетика, алюминий, цинк, алюминиевые сплавы, получение водорода

#### **Теория**

В последнее время заметно возрос интерес исследователей к изучению взаимодействия алюминия и его сплавов с водой и водными растворами гидроксидов щелочных металлов. Во-первых, это связано с перспективой использования этого процесса в водородной энергетике. Алюминий и сплавы на его основе рассматриваются как эффективные водород-генерирующие материалы для создания автономных экологически чистых энергетических установок, которые могут использоваться в местах, лишенных централизованного энергоснабжения [1].

Другим технологическим направлением исследования реакции алюминия и его сплавов с водой и водными растворами щелочей является получение различных форм высокодисперсных гидроксидов и оксидов алюминия [5]. К ним относятся бемит, гибсит, байерит, диаспор, модификации оксида алюминия, которые могут быть востребованы в промышленности для получения высокопрочных керамических материалов, теплозащитных покрытий, носителей для катализаторов, материалов медицинского назначения.

В связи с этим изучение реакции различных алюминиевых сплавов с растворами щелочей имеет важное прикладное значение. Сведения о характере взаимодействия алюминиевых сплавов с раствором щелочи представляет интерес, так как, изменяя состав сплавов и раствора щелочи, можно управлять процессом генерации водорода.

В работах [2, 3, 4] изучалась кинетика взаимодействия некоторых алюминиевых сплавов с водным раствором гидроксида натрия.

Настоящая работа посвящена исследованию кинетических особенностей реакции взаимодействия алюминиево-цинковых сплавов Al-Zn6 и Al-Zn12 с водным раствором гидроксида натрия в широком диапазоне концентраций.

Для проведения реакции использовали растворы гидроксида натрия NaOH, которые готовили из соответствующего реактива марки «ч.д.а.» путем растворения навески кристаллического вещества в дистиллированной воде.

Кинетику реакции алюминия и алюминиевых сплавов с водным раствором NaOH изучали волюмометрическим методом по объему выделяющегося водорода. Молярная концентрация водных растворов NaOH составляла  $C_{\text{NaOH}} = 2-10$  моль/л, молярное отношение алюминия и гидроксида натрия составляло 1:2.

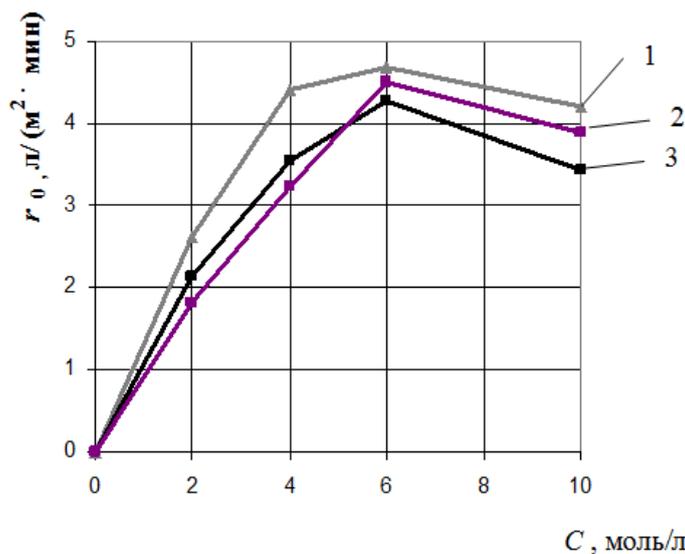
Во всех экспериментах использовали компактные образцы технического алюминия и сплавов Al-Zn6 (массовая доля цинка  $\omega_{\text{Zn}} \approx 6\%$ ) и Al-Zn12 ( $\omega_{\text{Zn}} \approx 12\%$ ). Чистота технического алюминия составляла 99,4% (масс.). Образцы представляли собой пластины с площадью поверхности  $S = 7-10$  см<sup>2</sup> толщиной  $h = 1,5-2$  мм.

Образец сплава помещали в предварительно термостатированный стеклянный реактор, содержащий 30 мл водного раствора гидроксида натрия, соединенный с термостатированной волюмометрической системой.

Для оценки энергии активации реакции  $E_a$  проведено изучение реакции при температурах 20, 35, 50 °C ( $C_{\text{NaOH}} = 4$  моль/л).

Исследование зависимости начальной скорости реакции от концентрации гидроксида натрия провели для сплавов Al-Zn6, Al-Zn12 и для алюминия в диапазоне молярных концентраций  $C_{\text{NaOH}} = 2-10$  моль/л. На рис. 1 представлена зависимость начальной скорости реакции от молярной концентрации раствора NaOH. Установлено, что зависимости имеют максимум около концентрации  $C_{\text{NaOH}} = 6$  моль/л.

Для алюминия начальные скорости меньше, чем для сплава Al-Zn6. Уменьшение начальной скорости реакции после максимума некоторые исследователи связывают с образованием на поверхности твердых алюминатов или продуктов их гидролиза. По нашему мнению, уменьшение начальной скорости реакции после максимума может быть также связано с уменьшением термодинамической активности воды, которая участвует в процессах гидратации катионов и анионов.

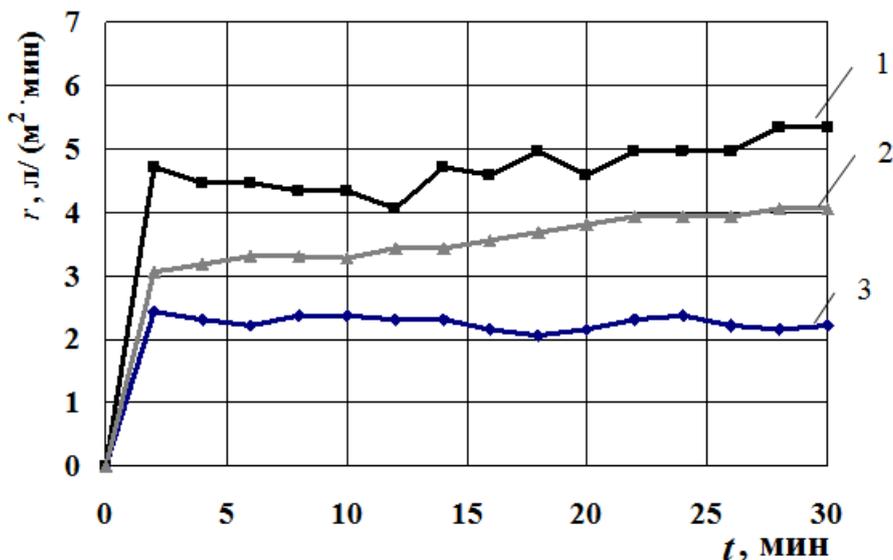


**Рисунок 1.** Зависимость начальной скорости реакции  $r_0$  для сплавов Al-Zn6 (1), Al-Zn12 (2) и алюминия (3) от концентрации гидроксида натрия ( $T = 25\text{ }^\circ\text{C}$ )

Из полученных результатов следует, что в технологическом процессе получения водорода и высокодисперсных порошков можно использовать растворы с концентрацией гидроксида натрия до 6 моль/л, поскольку при более высоких концентрациях NaOH скорость реакции уменьшается.

На рис. 2 представлены графики зависимости скорости процесса от времени протекания реакции при молярной концентрации гидроксида натрия  $C_{\text{NaOH}} = 4$  моль/л.

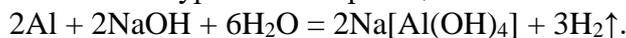
В реакции алюминия с водным раствором гидроксида натрия через 2 – 4 мин после начала реакции скорость реакции  $r$  становится максимальной и приобретает некоторое постоянное значение, которое сохраняется в течение 40 – 50 мин. Для алюминия максимальная скорость составляет  $\approx 2,4$  л/(м<sup>2</sup>·мин).



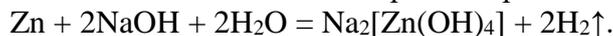
**Рисунок 2.** Зависимость скорости реакции  $r$  от времени  $t$  при температуре  $25\text{ }^\circ\text{C}$  ( $C_{\text{NaOH}} = 4$  моль/л): 1 – сплав Al-Zn6; 2 – сплав Al-Zn12; 3 – Al

Для сплава Al-Zn6 максимальная скорость реакции  $r$  составляла приблизительно 5,1 л/(м<sup>2</sup>·мин). Для сплава Al-Zn12 максимальная скорость реакции  $r$  составляла приблизительно 4,1 л/(м<sup>2</sup>·мин).

Взаимодействие алюминия с раствором NaOH является сложным гетерогенным процессом, который описывается уравнением реакции:



Известно, что цинк при нагревании также реагирует с концентрированными водными растворами щелочей с выделением водорода по реакции:



При комнатной температуре активность цинка в реакции с растворами щелочей не очень высокая.

Увеличение скорости выделения водорода может быть связано с особенностями структуры алюминиево-цинковых сплавов (например, с уменьшением размеров зерна кристаллитов), а также с участием цинка в реакции с гидроксидом натрия.

Для оценки зависимости начальной скорости реакции алюминиево-цинковых сплавов с раствором NaOH от температуры были получены кинетические кривые для сплавов Al-Zn6, Al-Zn12 и алюминия при температурах 20, 35, 50 °С (CNaOH = 4 моль/л).

Установлено, что эффективная энергия активации для реакции алюминия с водным раствором гидроксида натрия составляет  $E_a \approx 57 \pm 6$  кДж/моль, а для сплава

$$\text{Al-Zn6} - E_a \approx 70 \pm 7 \text{ кДж/моль}, \text{ Al-Zn12} - E_a \approx 61 \pm 6 \text{ кДж/моль}.$$

Полученные значения эффективной энергии активации свидетельствуют о том, реакции алюминия и изученных алюминиевых сплавов с раствором гидроксида натрия протекают в кинетическом режиме.

## Выводы

1. Экспериментально изучены кинетические особенности реакции сплавов Al-Zn6 и Al-Zn12 с водным раствором гидроксида натрия в диапазоне концентраций CNaOH = 2–10 моль/л. Установлено, что максимальная скорость выделения водорода для сплавов Al-Zn6 и Al-Zn12 существенно больше, чем для алюминия.

2. Для сплавов Al-Zn6, Al-Zn12 и алюминия исследована зависимость начальной скорости реакции от концентрации гидроксида натрия в водном растворе. Установлено, что она имеет максимум при концентрациях гидроксида натрия около 6 моль/л.

3. Изучена зависимость начальной скорости изученных реакций от температуры. Проведена оценка эффективной энергии активации.

4. Результаты проведенного исследования могут быть использованы при проектировании автономных генераторов водорода, а также при разработке технологии получения порошковых материалов на основе оксида алюминия из отходов машиностроительных производств.

## **Библиография**

1. Генерация водорода при взаимодействии порошков металлов и сплавов системы алюминий–магний с водой, кислотным и щелочным растворами / А.Ю. Баймаков, С.Ю. Петрович, В.А. Липин, А.Л. Шахмин, Е.А.Еремин // Научно-технические ведомости Санкт-Петербургского политехнического университета. 2013. № 2 (171). С. 151-157.
2. Кинетика взаимодействия алюминиево-титановых сплавов с водным раствором гидроксида натрия / Ф.З. Бадаев, А.Х. Хайри, Н.А. Касатова // Научные технологии в машиностроении. 2014. №1 (31). С. 3-7.
3. Кинетические особенности взаимодействия алюминиево-медных сплавов с водными растворами гидроксида натрия / Ф.З. Бадаев, А.Х. Хайри, Р.А. Новоселов, В.П. Тарасовский // Машиностроение и инженерное образование. 2015. №2 (43). С. 34-39.
4. Определение кинетических параметров взаимодействия алюминиево-магниевых сплавов с водным раствором гидроксида натрия / Ф.З. Бадаев, В.В. Рыбальченко, А.Х. Хайри, Н.А. Касатова, А.И. Айрих // Машиностроение и инженерное образование. 2013. №1 (34). С. 17-20.
5. Preparation of aluminum oxide ceramic precursors by dispersion of aluminum alloy D16 / Badaev F.Z., Tarasovskii V.P., Novoselov R.A., Khairi A.K., Reznichenko A.V.// Refractories and Industrial Ceramics. 2015. Т. 56. № 1. С. 11-13.

*Исследование минерального состава бокситов Чадобецкого поднятия Западной Сибири методом синхронного термического анализа*

*Боева Н.М. \*, Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Макарова М.А. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, boeva@igem.ru), Мельников Ф. П. (ФГБОУВО "Национальный исследовательский университет "МЭИ", filimon.mel@bk.ru), Жегалло Е.А., (Палеонтологический институт РАН)*

**Аннотация**

Показаны возможности метода термического анализа при диагностике гипергенных минералов в бокситах, их кристалломорфологических особенностей в зависимости от положения в профиле коры выветривания. Для бокситов выявлено несколько характерных типов термических кривых, связанных с различиями в минеральном составе, а также с кристалломорфологическими особенностями отдельных минералов. С помощью рассматриваемого метода установлена эволюция структурно-морфологических особенностей различных минералов в процессе формирования коры выветривания Чадобецкого поднятия Западной Сибири.

**Ключевые слова**

Бокситы, гиббсит, каолинит, синхронный термический анализ

**Источники финансирования**

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802

**Теория**

Чадобецкое поднятие расположено в юго-западной части древней Сибирской платформы на междуречьи Ангары и Подкаменной Тунгуски. Куполовидное поднятие представляет собой брахиантиклинальную структуру, осложненную двумя выступами-ядрами: северным, или Териновским, и южным, или Чуктуконским. Они сложены докембрийскими отложениями, вмещающими штоки, дайки, силлы щелочных ультрабазитов, кимберлитовых трубок и карбонатитовых тел, рассматриваемых как единый Чадобецкий комплекс щелочных ультраосновных пород. На Чуктуконском куполе сосредоточены наиболее крупные штокообразные тела карбонатитов. На Сибирской платформе расположены уникальные месторождения бокситов (Центральное и Чуктукон), включающие продукты переотложения алюмосиликатных пород и карбонатитов с высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов.

Формирование любых кор выветривания всегда сопровождается частичной синхронной денудацией и переотложением продуктов выветривания с последовательным отложением слоёв слоистых силикатов, бокситовых глин и осадочных бокситов. Зональность латеритных кор выветривания является результатом инфильтрационного метасоматоза и различных физико-химических условий в различных частях профиля [1, 2]. В конечных продуктах латеритного выветривания алюмосиликатных пород обычно остаются Al, Fe, Ti и в некоторых обстановках Si. Нами

впервые были обнаружены промышленные концентрации редких земель в бокситах на Чадобецком подняттии.

Для изучения минерального состава пород, парагенетических ассоциаций в зависимости от положения породы в профиле коры выветривания, а также кристалломорфологических особенностей минералов, был использован метод синхронного термического анализа. Этот метод хорошо согласуется с проведенными рентгенофлуоресцентным и электронно-микроскопическими анализами.

ТГ, ДТГ и ДСК кривые были использованы для того, чтобы наблюдать за реакциями, происходящими во время термической обработки образцов бокситов.

Во всех изученных образцах 1-6 (образцы были отобраны снизу вверх по разрезу) на кривых ДСК фиксируются эндотермические эффекты, свойственные гиббситу, гетиту и каолиниту (табл. 1). Образец 1. Эндотермический эффект, связанный с дегидроксилизацией гетита находится в интервале 200-400оС. Осложнение правого плеча эффекта с максимумом при 324.2оС объясняется присутствием в пробе двух генераций гетита. В пробе присутствует небольшое количество гиббсита, его дегидроксилизация происходит при температуре около 262оС. Количественно оценить содержание гиббсита в пробе представляется затруднительным, так как пики, связанные с дегидроксилизацией гиббсита и гетита накладываются друг на друга. Только по данным химического анализа (табл. 2) и термогравиметрической кривой можно определить соотношение этих минералов в породе. Таким образом, содержание гетита в породе составляет 26%, оставшаяся потеря массы в этом интервале приходится на гиббсит – 0,79%, что соответствует 0.2 % гиббсита в общей массе породы. В температурном интервале 400-600оС с максимумом при температуре 528.5оС происходит дегидроксилизация каолинита. В составе каолинита содержится 13,9% H<sub>2</sub>O, что позволяет по потере массы при нагревании по ТГ кривым рассчитать содержание этого минерала в породе [3-6]. Кварц фиксируется по фазовому переходу α-β при температуре 564.3оС. Это хорошо сочетается с данными химического анализа (табл.1). Каолинит на кривых ДСК также диагностируется по экзотермическому эффекту с максимумом при температуре 992оС.

Таблица 1.

Samples/эффекты	Термические характеристики минералов					
	1	2	3	4	5	6
T <sub>max</sub> образования бемита, °С		260.4	259.9	258.1	258.9	258.1
Потеря массы при образовании бемита		0,4	0,78	0.95	1.35	1.82
Потеря массы при дегидроксилизации гиббсита и гетита, %	3.43	19.09	18.52	17.97	21.71	22.33
T <sub>max</sub> дегидроксилизации бемита и каолинита, °С	528.1	485.5	521.1	515	515.1	517.3
Потеря массы при дегидроксилизации бемита и каолинита, %	3.82	2.11 (1.27 – бемит)	1.69 - бемит	1.93 - бемит	2.46 - бемит	2.58 - бемит

Таблица 2.  
Химический состав бокситов.

Samples/mass %	1	1a	2	3	4	5	6
Na <sub>2</sub> O	0.07		0,07	0,13	0,06	0,05	0,11
MgO	0.26		0,15	0,33	0,15	0,07	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.92	38,06	29,92	32,69	33,84	46,42	48,48
SiO <sub>2</sub>	36.98	0,66	1,7	1,77	1,78	1,53	1,8
K <sub>2</sub> O	0.02		0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CaO	0.08	8,34	0,06	0,06	0,06	0,03	0,05
TiO <sub>2</sub>	2.68		6,26	1,36	7,97	2,57	3,17
MnO	0.604		0,338	0,077	0,163	0,085	0,101
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.57		36.95	39,97	32,64	21,02	17,61
FeO	0.2		0.55	0.69	0.45	0.55	0.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.76	32,28	0,52	0,46	0,49	0,51	0,39
S	2.11		0,04	0,02	0,07	0,03	0,03
LOI	9.39	18,00	22,15	21,38	21,36	25,92	26,72

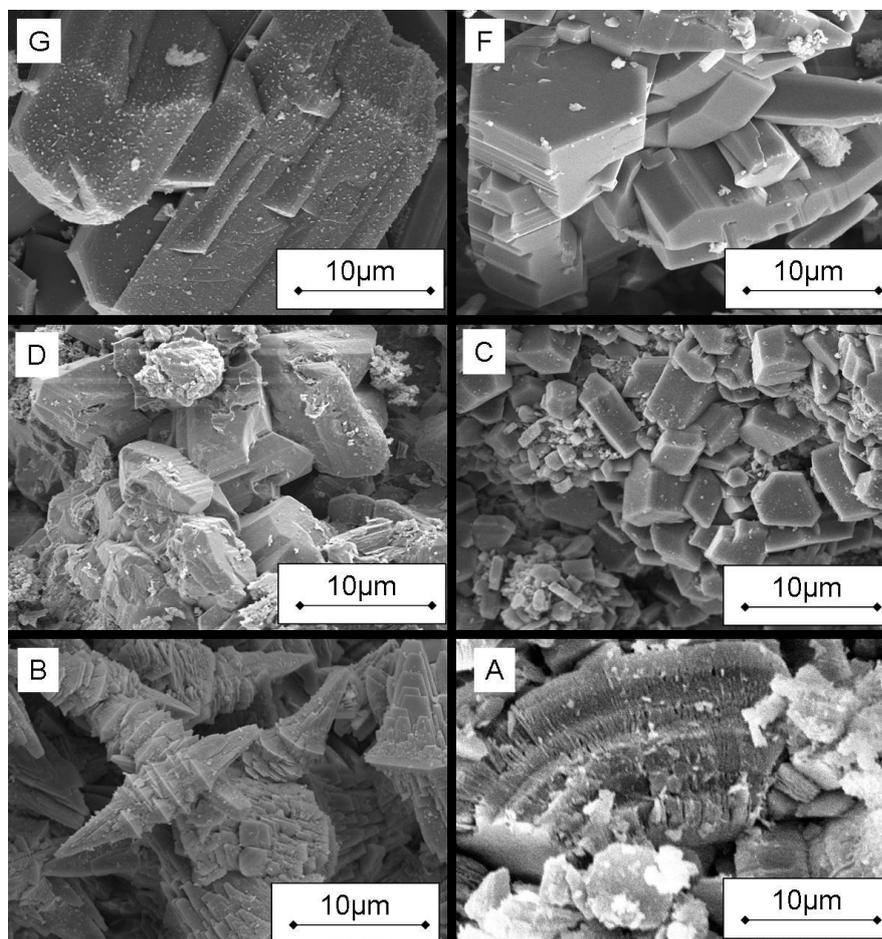


Рисунок 1. Электронномикроскопические снимки образцов: А – каолинит из нижней части разреза, В – крандаллит, С-Г – гиббсит. СЭМ.

Образец 2. На кривой ДСК наблюдается один ярко выраженный эндоэффект, связанный с дегидроксилизацией гиббсита и гетита. Их превращение происходит в одном температурном интервале от 250 до 400оС. Учитывая содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в пробе 35.95 масс.%, на гетит в этом интервале приходится 4 % потери массы, т.е. гетита в пробе – 39 %. Соответственно, на гиббсит – 15.09 %. Таким образом, содержание гиббсита в боксите –

43.5 %. *Образец 3.* Учитывая содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пробе 39.97 масс.%, на гетит в этом интервале приходится 4.5 % потери массы, т.е. гетита в пробе – 44 %. Соответственно, на гиббсит – 14.02 %. Таким образом, содержание гиббсита в породе – 40.5 %. *Образец 4.* Учитывая содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пробе 32.64 масс.%, на гетит в этом интервале приходится 3.7 % потери массы, т.е. гетита в пробе – 36 %. Соответственно, на гиббсит – 14.02. Таким образом, содержание гиббсита в породе – 41 %. *Образец 5.* Учитывая содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пробе 21.02 масс.%, на гетит в этом интервале приходится 2.3 % потери массы, т.е. гетита в пробе – 23 %. Соответственно, на гиббсит – 19.3. Таким образом, содержание гиббсита в породе – 55,5 %. *Образец 6.* Учитывая содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в пробе 17.63 масс.%, на гетит в этом интервале приходится 2 % потери массы, т.е. гетита в пробе – 19.8 %. Соответственно, на гиббсит – 20.3. Таким образом, содержание гиббсита в породе – 58,5 %. Экзотермический эффект в интервале температур 950-1200°C отвечает за фазовый переход  $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$  в  $\alpha\text{-Al}_2\text{O}_3$  (корунд).

## Выводы

Как было отмечено выше, образование промежуточного продукта при нагревании связано с размером кристаллов гиббсита. В образцах снизу вверх на термогравиметрических кривых увеличивается количество бемита, образованного при нагревании образцов, а также увеличивается потеря массы, связанная с дегидроксилизацией вновь образованного бемита (табл. 1). В нижней части разреза наблюдается мелкозернистый гиббсит, выше по разрезу кристаллы гиббсита становятся больше. Это объясняется тем, что породы ближе к поверхности становятся более пористыми, появляется свободное пространство для роста кристаллов. Данные наблюдения хорошо согласуются с электронно-микроскопическим изучением бокситов.

## Библиография

1. Mamedov V. I., Shipilova E. S., Boeva N. M., Slukin A. D., Makarova M. A., Vnuchkov D. A. and Bortnikov N. S. Ferriplantites in the Bauxite-Bearing Lateritic Weathering Crust (Futa Jallon-Mandingo Province, Africa): The Key Factors for Iron Accumulation // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 490. №. 1. P. 8–12
2. Mamedov V. I., Chausov A. A., Okonov E. A., Makarova M. A. and Boeva N. M. The World's Largest Fouta Djallon–Mandingo Bauxite Province (West Africa): Part I. Background // *Geology of Ore Deposits*. 2020. V. 56. №. 2. P. 163–176.
3. Bortnikov N.S., Novikov V.M., Boeva N.M., Zhuklistov A.P., Zhegallo E.A., Soboleva S.V. Biogenic Nanomagnetite in the Lebedinskii Deposit: Evidence of Biochemical Processes in the Origin of Banded Iron Formation of KMA // *Doklady Earth Sciences*. 2017. V. 477. Part.1. P. 1316–1319.
4. Slukin A. D., Boeva N. M., Zhegallo E. A., Bortnikov N. S. Biogenic Dissolution of Quartz during Formation of Laterite Bauxites (According to the Results of Electron Microscopic Study) // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 486. №. 1. P. 541–544.
5. Bortnikov N. S., Boeva N. M., Soboleva S. V., Bocharnikova Yu. I. Organic Complexes in the Montmorillonite Interlayer Space: A Unique Feature of Sakhalin Island Bentonite // *Doklady Earth Sciences*. 2019. V. 486. №. 1. P. 558–561.
6. Mamedov V. I., Makarova M.A., Boeva N.M., Slukin A.D., Shipilova E.S. and Bortnikov N.S. The Main Processes and Stages in the Formation of the Unique Sangaredi Deposit of Bauxites (West Africa) // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 492. P. 1. P 291–296.

**Эволюция источников рудных компонентов по данным о распределении редкоземельных элементов в полиметаллических жилах**  
**Борисов М.В. \* (МГУ, borisov@geol.msu.ru, m1v2borisov@yandex.ru), Бычков Д.А. (МГУ, dmibychkov@gmail.com), Пчелинцева Н.Ф. (МГУ, pchelnf@mail.ru)**

### Аннотация

Получены новые данные по распределению РЗЭ в пробах по полному разрезу через рудное тело Цагарсар (11 проб, шаг 5 см, штольня 49, месторождение Джими, Северная Осетия). Можно предположить, что комбинированный источник рудных компонентов, за счет которого формируется рудное тело, значительно эволюционирует во времени. В комбинированном источнике, вероятно, преобладают амфиболиты (PR<sub>3</sub>-PZ<sub>1</sub>). На начальных этапах формирования рудоносных растворов из амфиболитов предпочтительно выщелачиваются тяжелые РЗЭ. Возможно, что со временем доля кислых пород в источнике (граниты – PZ<sub>3</sub> или кристаллические сланцы - PR<sub>3</sub>-PZ<sub>1</sub>) увеличивается.

### Ключевые слова

Редкоземельные элементы, Джимидонское месторождение, Pb-Zn руды

### Источники финансирования

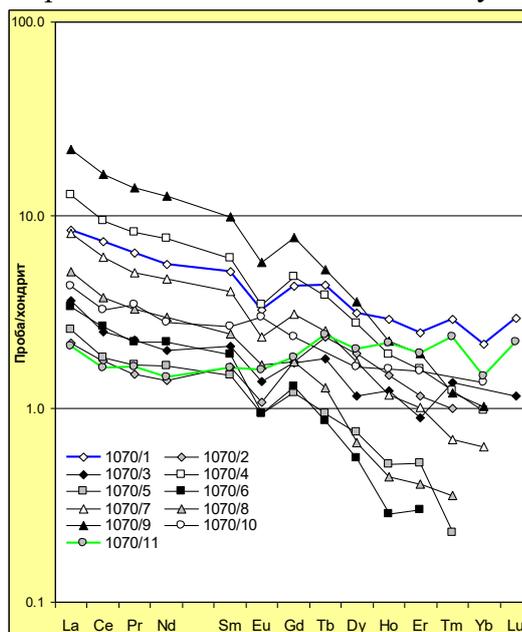
Работа выполнялась при финансовой поддержке РФФИ (грант №20-05-00098).

### Теория

Работа направлена на реконструкцию условий жильного гидротермального рудообразования. Главная задача - установление источников компонентов флюидов, которые формируют месторождения. Породы, вмещающие жильные тела многих гидротермальных объектов, могут быть основным источником рудных компонентов [1, 5-7]. Изучение закономерностей распределения рудных, сопутствующих и редкоземельных элементов (РЗЭ) в жилах и вмещающих породах позволяет определить источники вещества и их эволюцию в процессе рудообразования. Геохимические данные необходимы для создания генетической модели формирования месторождения, на основе которой разрабатываются и исследуются термодинамические модели процессов рудообразования. Эталонные объекты в наших исследованиях - жильные Pb-Zn месторождения Садонского района (Северная Осетия), по которым накоплена представительная база данных (2000 проб, сотни образцов и др.). Рудообразование на месторождениях района происходило в J<sub>2</sub>, а вероятным источником рудных компонентов являлись граниты (PZ<sub>3</sub>), которые вмещают наиболее продуктивную часть рудных жил основных месторождений (Садон, Архон, Згид и др.). Такой вывод сделан по изотопному составу свинца в галенитах руд и в калиевых полевых шпатах вмещающих пород района [5]. Аналогичный вывод получен нами при исследовании закономерностей распределения рудных элементов в первичных ореолах и по данным термодинамического моделирования [1, 3]. При моделировании граниты рассматривались как основной рудогенерирующий субстрат. В работе представлены новые данные о закономерностях распределения РЗЭ в жилах Джимидонского месторождения (далее Джими). Уникальной особенностью Джими является то, что главной рудовмещающей средой являются метаморфические породы буронской свиты

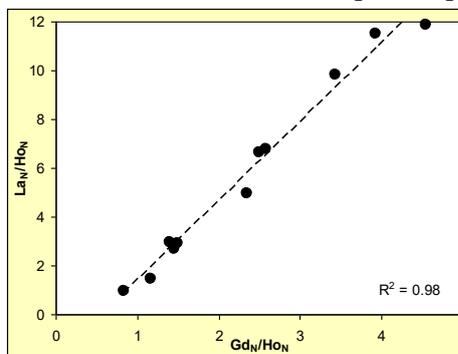
(PR3–PZ1). Мощный блок этих пород надвинут на палеозойские граниты, контактируя с ними по серии пологих тектонических нарушений. Наши данные по PЗЭ в рудных жилах Джими [4] показали, что источником рудных компонентов могут быть, как граниты (PZ3), так и кристаллические сланцы (PR3–PZ1). Установлено, что источники рудного вещества были комбинированными и включали породы субстрата в различных пропорциях, а их соотношение можно установить по особенностям спектров PЗЭ в рудных жилах. Однако исследовались отдельные пробы из 12 разрезов по рудным телам, а в настоящей работе представлены данные по полному сечению жилы Цагарсар, что позволило получить новую информацию об эволюции процессов рудообразования.

Месторождение Джими расположено в восточной части Садоно-Унальского рудного поля. Горными выработками жилы, мощностью до нескольких метров, вскрыты по падению и простираению более чем на 500 м. Руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пирротинном, арсенопиритом. Жильные минералы - кварц, карбонаты, хлорит. Анализы на PЗЭ выполнены на кафедре геохимии МГУ методом ИСП-МС (Element 2). Содержания рудных элементов определены рентгенофлюоресцентным методом (Niton XL3t 900). Ранее по жилам рудной зоны Цагарсар на горизонте шт. 49 были получены данные по PЗЭ для одного разреза (7 проб) и дополнительно по 7 пробам из нескольких разрезов [4]. В работе представлены данные по полному разрезу по рудному телу Цагарсар (штрек 29, ПК11) – мощность жилы 55 см, шаг - 5 см, пробы №1070/1-1070/11. Содержания рудных компонентов и PЗЭ составляют: Zn - 30.2 (6.5-41.9%), Fe - 8.7 (2.9-13.3%), Pb - 10 (3.4-21.4%), Cu - 0.7 (0.1-2%), PЗЭ 9.7 (3.7-28.3 г/т). В скобках приведены минимальные и максимальные содержания по интервалам опробования. Распределение металлов по разрезу неравномерное. Максимальные содержания Zn приурочены к пробам 1070/2-/3 и 1070/10, а Pb к пробе 1070/6. Отметим, что в приконтактных пробах (1070/1 и 1070/11) происходит резкое падение содержаний Zn и других металлов из-за увеличения отложения жильного кварца. Нормированные на хондрит спектры PЗЭ рудных проб представлены на рис. 1. В целом для 9 проб спектры достаточно близки. Резко отличаются приконтактные пробы 1070/10 и /11: в пробе 1070/11 рост доли тяжелых PЗЭ (встречено впервые), а в пробе 1070/10 – наличие максимума по Eu.



**Рисунок 1.** Нормированные на хондрит содержания PЗЭ в рудных пробах по разрезу через рудное тело Цагарсар.

Все пробы разреза можно разделить на несколько типов или групп. *Первый тип* – 9 проб (№1070/1- 1070/9). Во всех этих пробах отмечен минимум по европию разной интенсивности ( $Eu/Eu^*=0.6-0.7$  и только в пробе /8= $0.82$ ). Чаще всего наличие европиевого минимума свидетельствует о комбинированном источнике мобилизации рудных компонентов [4]. В этом источнике, вероятно, преобладают докембрийские амфиболиты ( $Eu/Eu^*=1-1.6$ ) при меньшей доле кристаллических сланцев кислого состава ( $Eu/Eu^*=0.52$ ) или палеозойских гранитов ( $Eu/Eu^*=0.3$ ). Участие последних должно приводить и к росту  $La/Nd$  и  $La/Yb$  отношений в рудных пробах. В этих породах  $La/Nd=2-2.1$  и  $La/Yb=10-21$ , а в амфиболитах до 1.5 и менее 4 соответственно (здесь и далее используются отношения нормированных на хондрит содержаний). Характерной чертой кислых пород являются и высокие значения  $Gd/No$  отношений: 2.1-3.5 у кристаллических сланцев и гранитов; а у амфиболитов менее 1.2. Из 9 проб первого типа в 5 содержания  $Yb$  оказались ниже пределов обнаружения. Поэтому далее для проб разреза будем использовать  $La/No$  отношение, которое изменяется от 1.5 до 11.9. Однако в пробе 1070/9  $Yb$  определен и отношение  $La/Yb=21$  ( $La/No=9.8$ ). Подтверждением предполагаемого комбинированного характера источника рудных компонентов являются данные представленные на рис. 2. Хорошо видно, что эти отношение увеличиваются синхронно (но не последовательно по пробам разреза).



**Рисунок 2.** Корреляция отношений  $La/No$  и  $Gd/No$  в рудных пробах по рудному телу Цагарсар.

*Второй тип* – одна проба 1070/10, в которой фиксируется максимум по  $Eu$  равный 1.2 и низкое значение  $La/Yb=3.2$ . Максимум по  $Eu/Eu^*$  характерен для амфиболитов и, вероятно, именно они являются источником лантаноидов в веществе данной пробы. Нужно отметить, что в околожильных породах максимум по европию отсутствует ( $Eu/Eu^*=0.8-0.95$ ) и достаточно высокие значения  $La/Yb=8.7-11.8$ .

*Третий тип* – проявлен только в пробе 1070/11. В этой пробе  $La/No=0.96$ . Такое значение для рудных проб, как и для вмещающих пород, отмечено впервые. Увеличение доли тяжелых РЗЭ может происходить, когда на начальных этапах взаимодействия безрудного гидротермального раствора с породами источника предпочтительно выщелачиваются тяжелые лантаноиды. Подобный эффект был установлен нами ранее для жилы Гацировская (В.Згид), локализованной в палеозойских гранитах [2]. Для всех 11 проб разреза четких корреляций характеристик РЗЭ и содержаний  $Zn$  не установлено. Однако следует обратить внимание на пробу 1070/6, где определено максимальное содержание свинца. В этой пробе минимальное значение  $Eu/Eu^*=0.6$  и максимальное  $La/No=11.9$ .

## **Выводы**

Можно предположить, что комбинированный источник рудных компонентов, за счет которого формируется рудное тело Цагарсар, значительно эволюционирует во времени. В комбинированном источнике, вероятно, преобладали амфиболиты. Это подтверждают данные по РЗЭ в пробах второго и третьего типа, а также относительно низкие значения  $Eu/Eu^*$  в пробах первого типа. На начальных этапах формирования рудоносных растворов из амфиболитов предпочтительно выщелачиваются тяжелые РЗЭ. Иначе трудно объяснить рост  $La/Yb$  ( $La/No$ ) и  $Gd/No$  в рудных пробах. Вероятно, что со временем доля кислых пород в источнике (граниты или кристаллические сланцы) увеличивается.

## **Библиография**

1. Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
2. Борисов М.В., Бычков Д.А., Пчелинцева Н.Ф., Ивлева Е.А., Фракционирование редкоземельных элементов в процессах гидротермального рудообразования // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2018. №4. С. 59-64.
3. Борисов М.В., Бычков Д.А., Шваров Ю.В. Геохимические структуры полиметаллических жил выполнения и параметры гидротермального рудообразования // Геохимия. 2006. №11. С. 1218-1239.
4. Борисов М.В., Волкова М.М., Бычков Д.А. Оценка источника вещества полиметаллических жил Джимидонского месторождения (Северная Осетия, Россия) на основе распределения редкоземельных элементов в рудах и вмещающих породах// Геохимия. 2016. №4. С. 371-388.
5. Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Грачева Т.В. и др. Применение свинцово-изотопного метода исследования для решения вопросов о генезисе свинцовых месторождений Северо-Кавказской рудной провинции // Геохимия. 1975. №8. С. 1156-1163.
6. Чугаев А.В., Знаменский С.Е. Свинцово-изотопные характеристики месторождения золота Миндяк (Ю.Урал): К вопросу об источниках металлов // Геология рудных месторождений. 2018. № 1. С. 57–67.
7. Чугаев А.В., Плотинская О.Ю., Чернышев И.В. и др. Возраст и источники вещества золоторудного месторождения Кедровское (Республика Бурятия, Северное Забайкалье): геохронологические и изотопно-геохимические ограничения // Геология рудных месторождений. 2017. № 4. С. 281–297.

*Исследование перекристаллизации основного карбоната меди в растворе гидроокиси аммония*

*Бубликова Т.М.\* (ИЭМ РАН, [tmb@iem.ac.ru](mailto:tmb@iem.ac.ru)),  
Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, [balvlad@iem.ac.ru](mailto:balvlad@iem.ac.ru)), Михайлова П.С. (МГУ им. М.В.  
Ломоносова, [mihaylowa.pol@yandex.ru](mailto:mihaylowa.pol@yandex.ru)), Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН, [setkova@iem.ac.ru](mailto:setkova@iem.ac.ru)),  
Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, [alex@iem.ac.ru](mailto:alex@iem.ac.ru))*

**Аннотация**

Методом перекристаллизации основного карбоната меди в растворах гидроокиси аммония получены синтетические аналоги малахита и тенорита. Теоретически рассчитано количественное соотношение полученных фаз; методом растровой электронной микроскопии определены форма и строение слагающих их агрегатов.

**Ключевые слова**

Основной карбонат меди, малахит, тенорит, медно-аммиачные растворы, кристаллизация, растровая электронная микроскопия

**Источники финансирования**

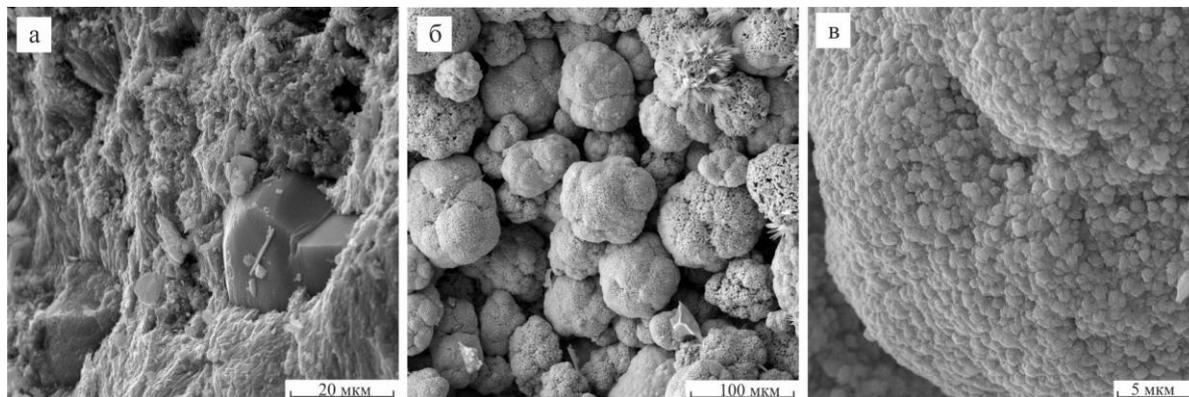
Работа выполнена в ИЭМ РАН, тема НИР АААА-А18-118020590150-6.

**Теория и эксперимент**

С целью определения оптимальных параметров метода получения синтетического малахита изучен процесс перекристаллизации основного карбоната меди в водных медно-аммиачных растворах. Опыты проводили в кристаллизаторах рециркуляционного типа объемом 0.8 л (Бубликова и др., 2000; Бубликова и др., 2018, Balitsky et al., 1987). В качестве шихты использовали химический реактив  $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$  квалификации «хч», в качестве кристаллизационного раствора – водный раствор аммиака 2.0 m  $\text{NH}_4\text{OH}$ . Температуру в зоне растворения шихты поддерживали на уровне  $45 \pm 5$  °С, в зоне кристаллизации  $70 \pm 10$  °С. Продолжительность опытов (20 суток) была принята на основании наших предшествующих исследований, показавших, что для достижения равновесия твердой фазы с раствором она должна составлять не менее 10 дней. Соответственно на 12 – 15 день от начала эксперимента отбирали пробы раствора и анализировали их на общее содержание меди с использованием атомно-абсорбционного спектрофотометра «Квант–АТ». Идентификацию синтезированных фаз проводили на основе порошковых рентгенограмм, снятых на дифрактометре Bruker D8-advance. Морфологию и особенности строения изучали с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) INCA Energy 450 с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA x-sight.

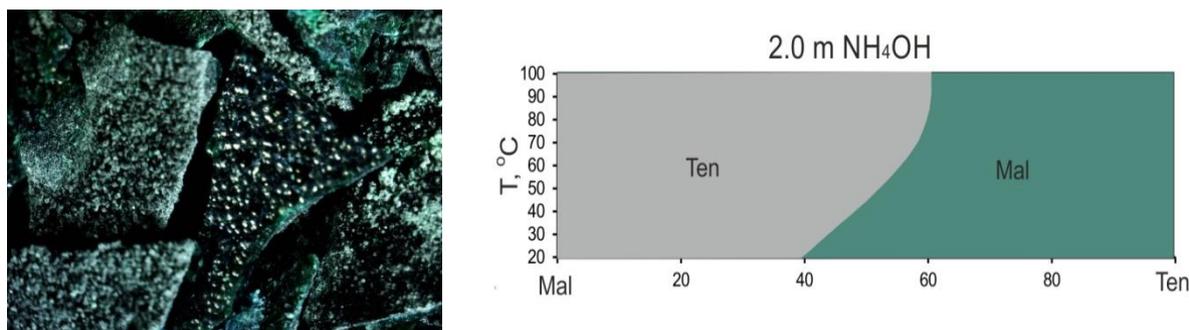
В результате проведенных экспериментов на дне кристаллизатора получен плотный нарост, неоднородный по составу. Результаты рентгенофазового анализа показали, что нарост представлен кристаллическими фазами малахита  $[\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2]$  (рис. 1 а; 2 а) и тенорита (CuO) (рис. 1 б, в; 2 а). Агрегаты малахита и тенорита плотно сросшиеся, практически неразделимы. Синтезированный малахит имеет ярко-зеленую окраску, частично с бирюзовым оттенком. Как видно из рис. 1а, малахит представлен агрегатами волокнистой структуры. На боковом сколе слоя определяются кристаллы

малахита призматического габитуса толщиной 15 – 25 мкм. Большая часть тенорита образовалась в придонном слое нароста и визуально представляет собой россыпь округлых (20 – 100 мкм) образований черного цвета на малахите (см. рис. 1 б). Образования состоят из микросфер диаметром порядка 1 – 2 мкм (рис. 1 в). Кристаллы пластинчатого облика, слагающие сферы, имеют близкие размеры по двум осям (200 – 500 нм) и существенно меньше по третьей оси (20 – 50 нм).



**Рисунок 1.** РЭМ – изображения синтезированных фаз: а – тонковолокнистый малахит; б – нарост тенорита на малахите; в – микросферы тенорита.

Теоретически растворимость малахита в 2.0 m NH<sub>4</sub>OH рассчитывали с использованием программного комплекса HCh (Shvarov, 1999; Bublikova et al., 2020) в интервале температур 20 – 100 °С. Общее содержание меди в равновесном с твердыми фазами раствором в условиях опыта при температуре 75 °С составило 0.27 моль/л, что хорошо согласуется с расчетными данными Wang (Xi Wang et al., 2009): 0.28 моль/л Cu. В процессе эксперимента были отобраны пробы раствора и проанализированы на общее содержание меди. Результаты анализа раствора показали, что общее содержание меди в растворе составляет  $0.41 \pm 0.02$  моль/л, что выше рассчитанной величины. Таким образом, кристаллизация малахита и тенорита происходила из пересыщенного раствора.



**Рисунок 2.** а – малахит и тенорит, полученные в процессе перекристаллизации основного карбоната меди в 2.0 m NH<sub>4</sub>OH (x5); б – количественное соотношение фаз тенорита (Ten) и малахита (Mal) в равновесном растворе, образующихся при растворении основного карбоната меди в 2.0 m NH<sub>4</sub>OH, в зависимости от температуры.

С помощью программного комплекса были определены также количественные соотношения твердых фаз в равновесном растворе при растворении основного карбоната меди в 2.0 m NH<sub>4</sub>OH. Теоретические расчеты показывают, что растворение основного карбоната меди в растворах аммиака происходит инконгруэнтно, с образованием тенорита (см. рис. 2 а). Количественное соотношение фаз малахита и тенорита, находящихся в равновесии с раствором, изменяется в зависимости от температуры кристаллизации. Как видно из рис. 2 б, в процессе растворения основного карбоната меди

в 2.0 м NH<sub>4</sub>OH повышение температуры от 20 до 100 °С приводит к уменьшению массовой доли малахита и, соответственно, увеличению количества тенорита.

## **Выводы**

Таким образом, в процессе перекристаллизации основного карбоната меди в сильнощелочном растворе (2.0 м NH<sub>4</sub>OH) происходит кристаллизация двух фаз: малахита и тенорита. Количественные соотношения фаз изменяются в зависимости от температуры. Полученный синтетический аналог малахита имеет типичное для природного минерала строение. Тенорит представлен сфероподобными агрегатами, состоящими из микро- и нанокристаллов.

## **Благодарности**

Авторы выражают благодарность к.х.н. Редькину А.Ф. и к.х.н. Плясунову А.В. за консультации при подготовке базы термодинамических данных твердых фаз и частиц раствора.

## **Библиография**

1. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Ханин Д.А., Некрасов А.Н., Сеткова Т.В. Особенности внутреннего строения синтетического аналога малахита // Вестник МГУ. Серия 4. Геология. 2018. № 6. С. 74 – 81.
2. Бубликова Т.М., Балицкий В.С., Тимохина И.В. Синтез и основные свойства ювелирно-поделочного малахита. Синтез минералов. Т. 1. Александров, ВНИИСИМС. 2000. 662 с.
3. Balitsky V.S., Bublikova T.M., Sorokina S.L. Balitskaya L.V., Shteinberg A.S. Man-made jewelry malachite // Gems and Gemology. 1987. Vol. 23. P. 152–157.
4. Bublikova T.M., Setkova T.V., Balitsky V.S. Theoretical study of the solubility of basic copper carbonates in ammonium chloride systems // Experiment in GeoSciences. 2020. 26(1). P. 91–93.
5. Shvarov Yu.V., Bastrakov E. HCh: a Software Package for Geochemical Equilibrium Modeling: User's Guide (AGSO RECORD 1999/y). Canberra: Austr. Geol. Surv. Organisation; Dept. Industry, Science and Resources. 1999. 57 p.
6. Xi. Wang, Qiyuan Chen, Huiping Hu, Zhoulun Yin, Zhongliang Xiao // Hydrometallurgy. 2009. N 99. P. 231–237

**Юстировка системы термобарометров порообразующие минералы – базитовый расплав на материале закалочных экспериментов**

**Бычков Д.А.\* (МГУ, dmibychkov@gmail.com),**

**Гнучев Я.Ю. (МГУ, gnuchevyakov@mail.ru), Контев-Дворников Е.В. (МГУ, ekoptevmail@gmail.com), Романова Е.С. (МГУ, katrin.s.romanova@gmail.com)**

**Аннотация**

Завершена разработка системы термобарометров - композитометров, описывающих равновесные минералы - расплав в безводных силикатных системах в широком диапазоне температур, давлений и составов расплава от коматиитов до дацитов. Термобарометры-композитометры разработаны как для силикатных фаз (оливин, плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, пижонит), так и для рудных минералов (магнетит, хромшпинель, ильменит). Кроме того, выводится уравнение, описывающее сульфидно-силикатную ликвидацию.

Вместе с тем, хорошее воспроизводство составов фаз и температур ликвидуса каждым композитометром по-отдельности не гарантирует высокого качества их общей работы. Проведена проверка алгоритма программы CryMinal и полученной системы термобарометров-композитометров путём их совместной работы при моделировании равновесной кристаллизации на материале нескольких экспериментальных серий с разным порядком появления фаз на ликвидусе. Результаты проверки демонстрируют хорошее соответствие экспериментальных и расчетных данных.

**Ключевые слова**

Термобарометр, верификация, силикатный расплав, равновесие

**Теория**

Главной целью нашего исследования является реконструкция процессов образования крупных расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов. Кроме того, исследование процессов формирования расслоенных интрузивов способно пролить свет на проблему магматической эволюции.

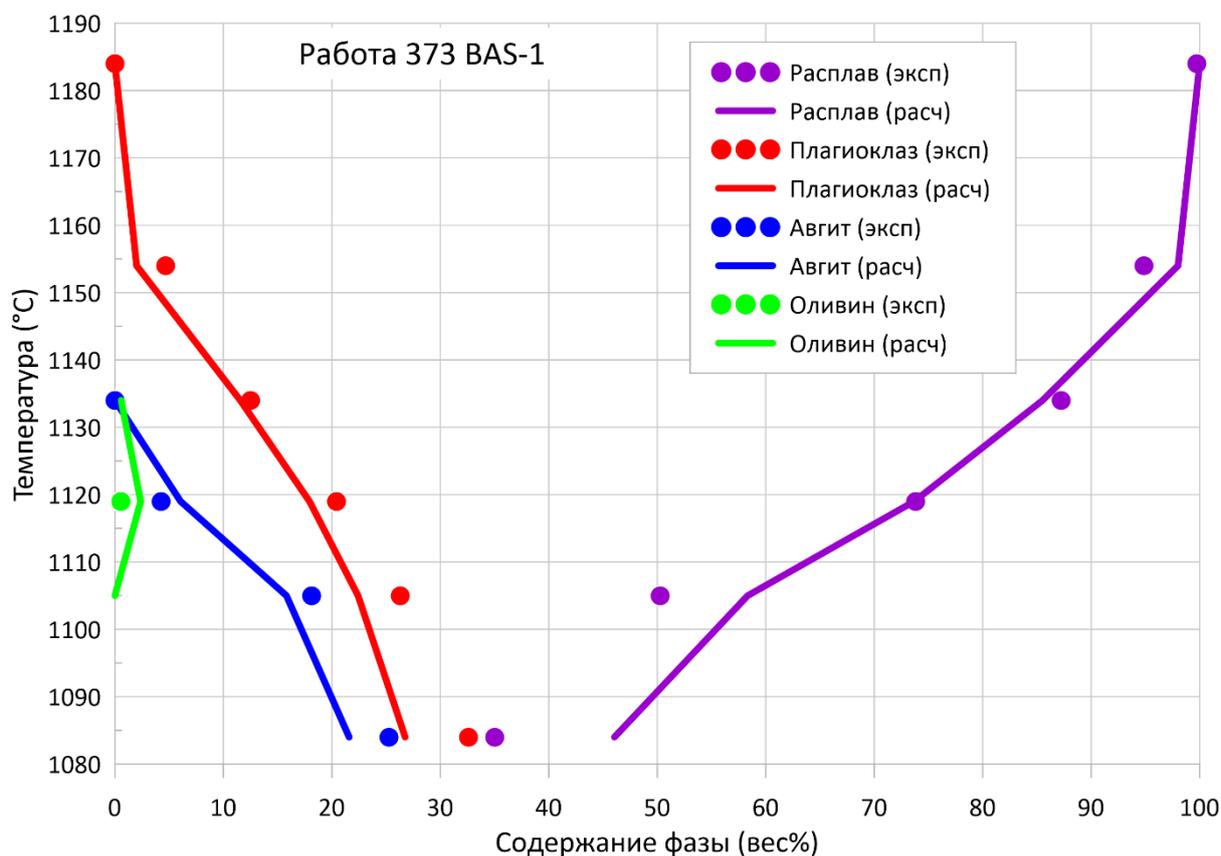
В последние десятилетия существенная часть усилий нашей научной группы была направлена на вывод термобарометров-композитометров для описания равновесия между минералами и расплавом в сухих базит-гипербазитовых системах в широком диапазоне составов расплава, температуры, давления и летучести кислорода. К настоящему времени эту работу можно считать в первом приближении законченной, так как нами разработаны термобарометры-композитометры как для силикатных минералов: оливина, плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена, пижонита, так и рудных минералов: магнетита, ильменита и хромшпинелидов. Кроме того, разработан термобарометр, позволяющий определить температуру и содержание в расплаве сульфидной серы при отделении от него сульфидной жидкости.

Все разработанные термобарометры-композитометры удовлетворительно воспроизводят как состав минералов, равновесных с силикатным расплавом так и температуру равновесия. Однако качество моделирования равновесия определяется не

столько работой каждого термобарометра-комполитометра в отдельности, сколько общей работой всего комплекса термобарометров-комполитометров как единого целого.

Верификация работы системы термобарометров-комполитометров проводилась на материале серий закалочных экспериментов с единым стартовым составом системы, выполненных при различных температурах и летучестях кислорода. В качестве интегральной характеристики, характеризующей отклонение расчётных результатов от экспериментальных, мы выбрали сумму квадратов отклонений концентраций компонентов расплава между расчетом и экспериментом.

Результаты первых расчетов оказались не вполне удовлетворительными. При этом из опыта предыдущих расчётов мы знали, что относительно небольшие отклонения в летучести кислорода (в пределах одной логарифмической единицы) могут приводить к заметному изменению фазового состава. Исходя из этого мы решили в расчётах зафиксировать валовый состав системы, температуру и давление эксперимента в соответствии с опубликованными авторами, а летучесть кислорода использовать в качестве подгоночного параметра.

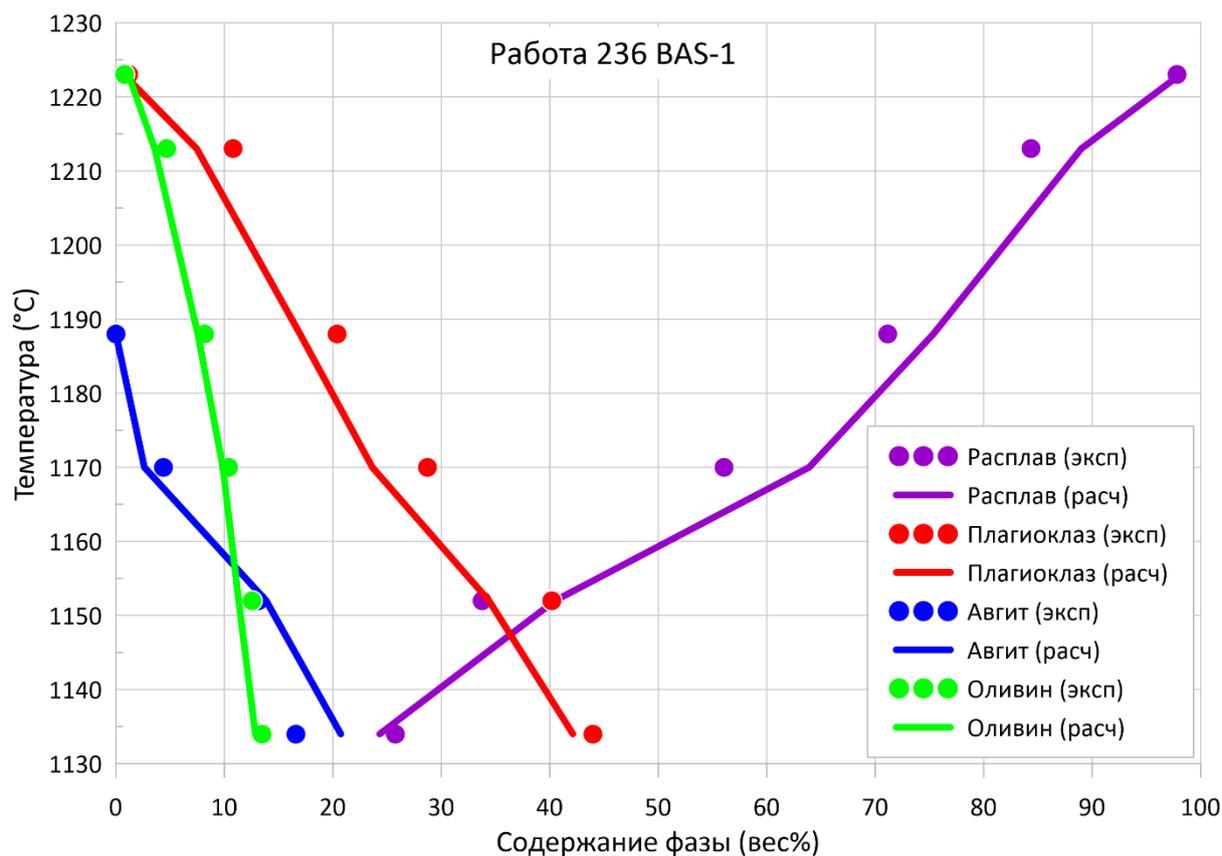


**Рисунок 1.** Экспериментальные (маркеры) и расчётные (линии) содержания фаз в экспериментальной серии со стартовым составом 373 BAS-1.

Для демонстрации полученных результатов были выбраны две серии закалочных экспериментов из базы данных INFOREX (Арискин и др., 1997) (все номера экспериментов, названия стартовых составов и номера публикаций приводятся с соответствующими номерами из базы данных INFOREX) 373 публикация (Scoates J. S. et al., 2006) с номерами экспериментов с 1 по 7 и стартовым составом BAS-1, 236 публикация (Tuff, 2005), с номерами экспериментов с 1 по 6 и стартовым составом BAS-1. По результатам расчётов в программе CryMinal для каждого стартового состава и

определённой температуры был построен график зависимости суммы квадратов отклонений состава расплава от экспериментального в зависимости от летучести кислорода. Оптимальной считалась та летучесть кислорода, при которой отклонение состава расплава было минимальным. При этом следует заметить, что минимизировались отклонения состава расплава, а пропорции кристаллизации фаз воспроизвелись без дополнительных усилий авторов.

В результате применения этого подхода для обеих работ мы видим (Рис. 1, 2), что температуры появления фаз на ликвидусе и пропорции их кристаллизации в целом воспроизводятся удовлетворительно, однако количество плагиоклаза систематически занижается.



**Рисунок 2.** Экспериментальные (маркеры) и расчётные (линии) содержания фаз в экспериментальной серии со стартовым составом 236 BAS-1.

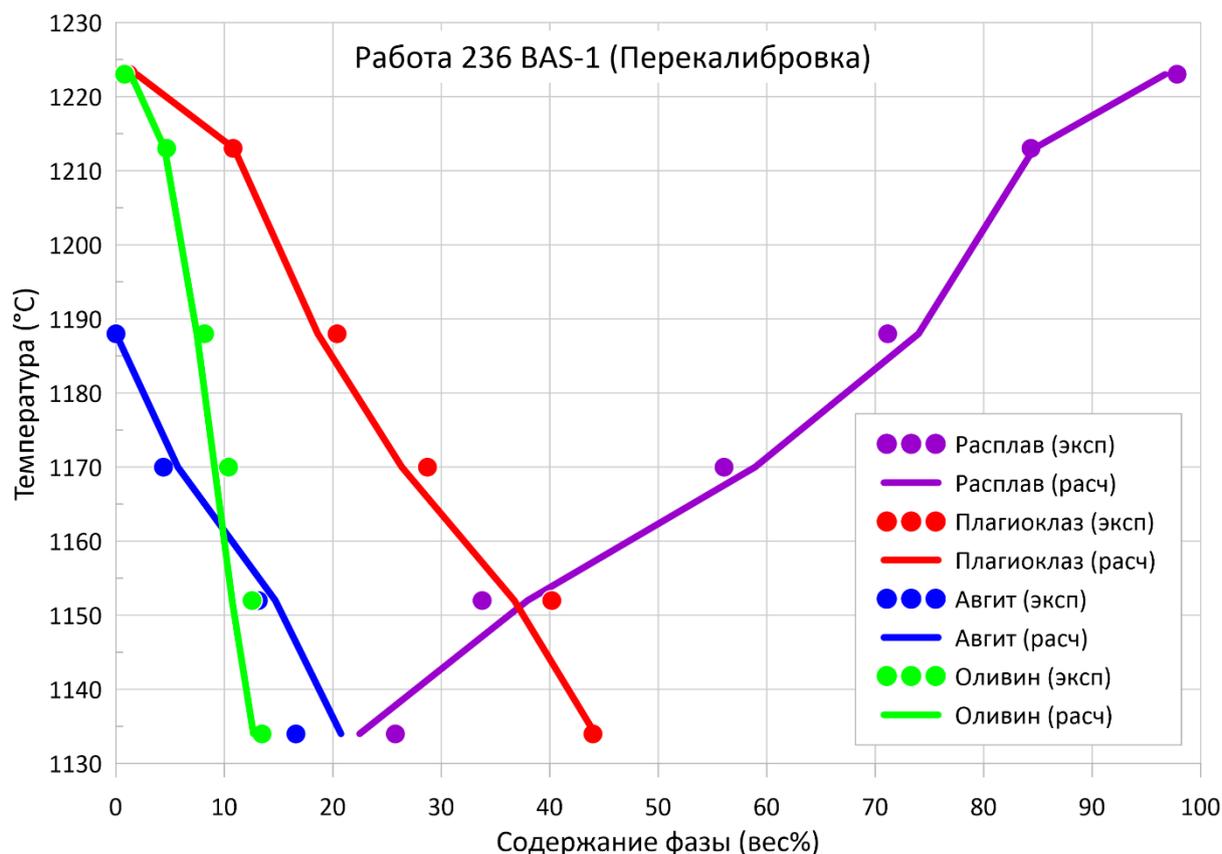
Была проведена перекалибровка плагиоклазового композитометра с более жестким контролем равновесности включаемых в обрабатываемую выборку экспериментов. В результате удалось добиться улучшения в согласовании экспериментальных и расчетных данных (Рис. 3).

В ходе расчётов были выявлен ряд недочетов в работе программы CryMinal, которые устранялись по мере обнаружения.

## Выводы

В целом, комплекс термобарометров-композитометров для силикатных минералов показал свою удовлетворительную работоспособность. Расчетная

последовательность кристаллизации совпадает с заявленной в экспериментах. Тем не менее, нами был выявлен ряд неточностей, устранение причин которых послужило усовершенствованию алгоритма и системы композитометров.



**Рисунок 3.** Экспериментальные (маркеры) и расчётные (линии) содержания фаз в экспериментальной серии со стартовым составом 236 BAS-1 после перекалибровки плагиноклазового композитометра.

## Благодарности

Авторы искренне благодарны коллективу, создавшему и непрерывно пополняющему систему ИНФОРЭКС за их самоотверженный труд.

## Библиография

1. Арискин А.А., Мешалкин С.С., Альмеев Р.Р., Бармина Г.С., Николаев Г.С. Информационно-поисковая система ИНФОРЭКС: анализ и обработка экспериментальных данных по фазовым равновесиям изверженных пород. Петрология. – 1997 Т.5. № 1. с.32-41.
2. Scoates J. S. et al. Experimental constraints on the origin and evolution of mildly alkalic basalts from the Kerguelen Archipelago, Southeast Indian Ocean //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 2006. – Т. 151. – №. 5. – С. 582-599.
3. Tuff J., Takahashi E., Gibson S.A. Experimental constraints on the role of garnet pyroxenite in the genesis of high-Fe mantle plume derived melts // J. Petrol., 2005, V. 46, N 10, P. 2023-2058.

**Значение регенерационного роста в морфологической типизации алмаза**  
**Васильев Е. А.\* (Санкт-Петербургский горный университет,**  
**vasilev\_ea@pers.spmi.ru),**

### Аннотация

Изучение ростовой зональности в кристаллах алмаза показывает многоэтапность и длительность роста каждого кристалла. Для объяснения богатства морфологии алмаза необходимо изучать не только форму, но и анатомию кристаллов, которая служит во многих случаях ключом к пониманию как формы, так и закономерностей роста кристаллов. В работе рассматривается этап регенерационного роста кристаллов алмаза, как промежуточный между этапами нормального и тангенциального роста.

### Ключевые слова

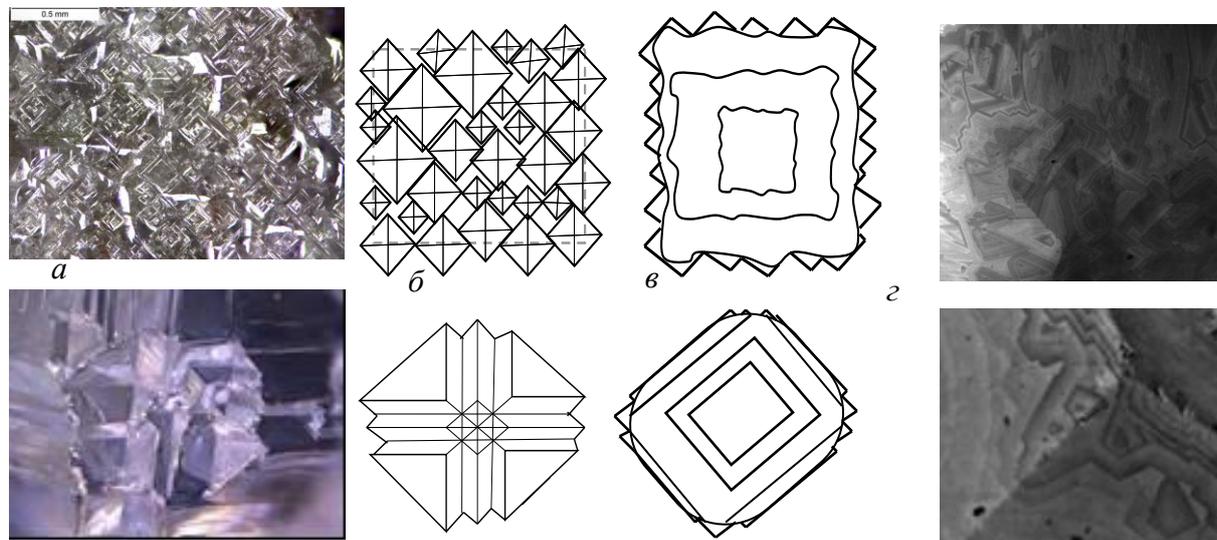
Алмаз; морфология; ИК-спектроскопия; месторождение

### Теория

Богатство морфологии кристаллов алмаза детально описано А.Е. Ферсманом и Гольдшмидтом (Ферсман, 1955), однако до сих пор некоторые вопросы ограничения кристаллов остаются дискуссионными. Для объяснения морфологии кристаллов необходимо изучать их анатомию, так как многие эффекты связаны с поликристаллическим строением изучаемых образцов. Однако и в случае монокристаллов, только после изучения анатомии, можно понять природу морфологических особенностей. Разнообразие форм кристаллов алмаза в природе есть следствие изменения условий их роста и последующего растворения. В.В. Бескрованов (2000) по результатам изучения октаэдрических кристаллов разработал схему эволюции морфологии на всех стадиях онтогенеза алмаза. Дальнейшие исследования кристаллов из разных объектов выявили некоторые особенности анатомии и термической истории кристаллов, которые не могут найти объяснение в этой схеме. Так, рост кубических кристаллов соответствует ранним стадиям кристаллогенеза, однако в них всегда очень низкая степень агрегации азотных дефектов, что соответствует низкотемпературному (или короткому) отжигу в естественных условиях. Во внутренних зонах октаэдрических кристаллов отмечаются области с характерной для кубоидов зональностью. В представляемом докладе на основании изучения морфологии и анатомии кристаллов показана важность этапа регенерационного переограничения как одной из причин морфологического разнообразия кристаллов алмаза.

Интересна многолетняя дискуссия о форме роста кристаллов алмаза, о природе додекаэдров «уральского» типа (Орлов, 1963). Парадокс этой дискуссии заключается в верности позиций обеих сторон: ростовая зональность и соответственно ростовые поверхности алмаза часто действительно криволинейные, но только в исключительных случаях они определяют форму образовавшихся индивидов. Наблюдаемые криволинейные поверхности есть результат растворения. Однако реальные кристаллы растут не только гранями  $\{111\}$ , но и субпараллельными  $\{100\}$  поверхностями которые проявляются в КЛ зональности (Рис. 1). В алмазе традиционно выделяется два механизма роста – нормальный рост поверхностей кубоида и тангенциальный рост граней октаэдра (Sunagawa, 1990). В соответствии с доминирующим механизмом роста, в объеме октаэдрических кристаллов зональные неоднородности имеют вид плоско-параллельных

слоев. В кристаллах, сложенных пирамидами  $\langle 100 \rangle$ , зональные неоднородности имеют волнистый, в пределе – концентрический вид. В соответствии с характером зональности КЛ в кристаллах четко разделяются и идентифицируются пирамиды  $\langle 100 \rangle$  и  $\langle 111 \rangle$ .

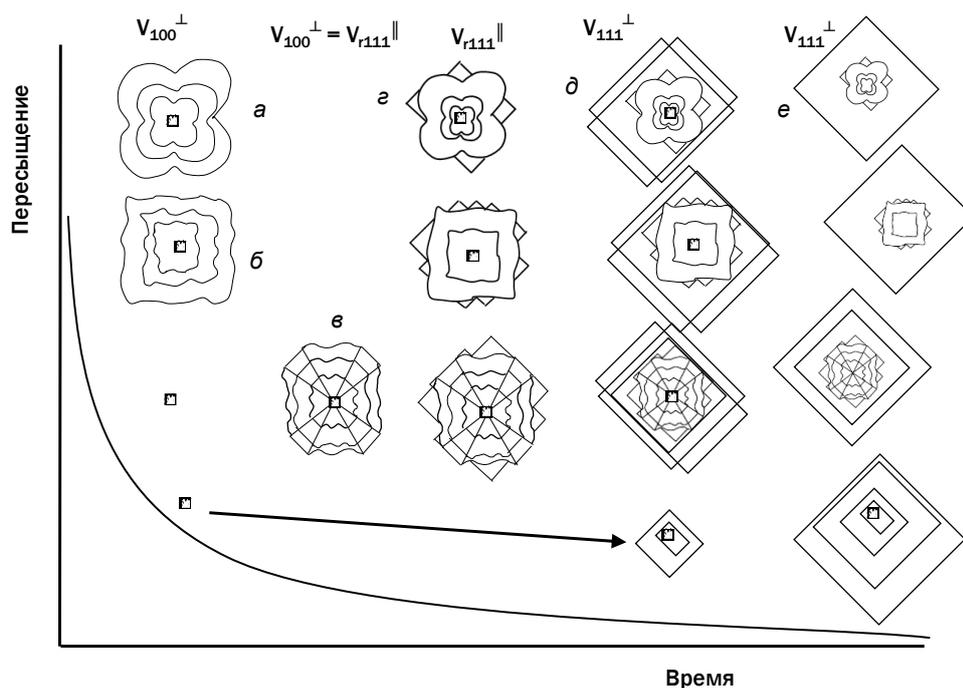


**Рисунок 4.** Фотография (а), схема рельефа (б) и зональности (в) кристаллов алмаза кубического габитуса (верхний ряд) и октаэдрического (нижний) на стадии регенерационного переогранения; з) фрагменты КЛ изображения зон регенерационного роста на поверхности растворенных кристаллов.

При исследовании кристаллов кубического и смешанного габитуса из россыпей Урала было установлено (Клепиков и др., 2019,) что на всех индивидах выявляются внешние зоны, сложенные мелкоступенчатыми слоями  $\{111\}$ . Такие ступени образуются при тангенциальном росте от существующих поверхностей – регенерационном росте. Иногда понятие «регенерации» интерпретируется как восстановление разрушенного или растворенного кристалла. В рассматриваемом случае это особый механизм роста, в котором поверхности  $\{111\}$  растут только тангенциально. Нормальная компонента обусловлена имеющимися поверхностями, от которых начинают развиваться площадки  $\{111\}$ . Анатомия кристаллов с зонами регенерационного переогранения показана во многих работах (Смирнова, 1995; Миронов, 2001; Zedgenizov et al., 2006). Этап регенерационного роста приводит к переогранию кристаллов кубического габитуса в октаэдры с отрицательными ребрами. Такие кристаллы могут описываться как «антискелетный октаэдр» (Mironov, 2019); относительная площадь грани определяется как зависящая от соотношения скоростей нормальной и тангенциальной компонент. Морфология таких кристаллов может соответствовать антискелетному октаэдру, но обусловлена она регенерационным переогранием кристаллов, и грани  $\{111\}$  по нормали в этом случае не растут. По диапазону пересыщения регенерационный рост занимает промежуточное положение между тангенциальным и нормальным. Ключевой особенностью регенерационного роста является отсутствие стадии зарождения грани – двумерного зародышеобразования в случае тангенциального роста. Регенерационный рост соответствует началу формирования плоскогранного полиэдра, и прекращается после формирования выпуклого полиэдра. При начале регенерационного переогранения кубоиды покрываются ступеньками  $\{111\}$ , формирующими квадратные углубления (Рис. 1 а-в). На кубоидах и сильно растворенных кристаллах эти скульптуры обычно принимаются за фигуры травления. На поверхности растворенных кристаллов зоны регенерационного переогранения визуализируются катодоллюминесценцией, по

характерным «редутовидным» неоднородностям (Рис. 1 з) . Ростовая природа такого рельефа четко диагностируется на срезах кристаллов – в пластинках.

В соответствии с доминирующими этапами кристаллогенеза, следующих из закономерностей анатомии исследованных кристаллов, можно выделить несколько этапов роста алмаза. Эти этапы отличаются доминирующим механизмом роста кристалла, соответственно типом зональности и набором примесей (Рис. 1). Эти этапы в целом согласуются со схемой В.В. Бескрованова, но дополняются этапом регенерационного переогранения. Самый быстрый рост – перпендикулярный поверхности (скорость по нормали  $V_{100}^{\perp}$ ), образуются поверхности субпараллельные  $\{100\}$ . Так как пересыщение самое высокое, скорость роста самая большая, то этот этап самый короткий. Только на нем кристаллы могут зарождаться. Следующий этап – это регенерационный рост граней  $\{111\}$  – тангенциальное нарастание со скоростью  $V_{111}^{\parallel}$  без этапа двумерного зародышеобразования. Скорость такого роста по нормали  $V_{111}^{\perp}$  гораздо ниже нормального ( $V_{111}^{\perp} \ll V_{100}^{\perp}$ ), но при снижении пересыщения они могут быть равны ( $V_{111}^{\perp} = V_{100}^{\perp}$ ) в этом случае вырастают кристаллы смешанного габитуса. При дальнейшем снижении пересыщения нормальный рост прекращается ( $V_{100}^{\perp}=0$ ) но происходит регенерационное переогранение за счет тангенциального роста. Этот этап дольше чем первый, но степень агрегации азота по ростовым зонам в таких кристаллах не изменяется.



**Рисунок 5.** Эволюция морфологии и анатомии кристаллов на одном цикле кристаллогенеза при изменении доминирующего механизма роста: а) – нормальный механизм, концентрическая зональность; б) – нормальный механизм, волнистая зональность; в) совместный рост по нормальному и тангенциальному механизму; г) регенерационное переогранение; д, е) тангенциальный рост. Зарождение кристаллов возможно только на стадии а, б. Показаны компоненты скорости роста, определяющие форму кристалла.

При дальнейшем снижении пересыщения и прекращении переогранения скорость роста лимитируется двумерным зародышеобразованием или дислокационным ростом. Образование новых кристаллов на этом этапе не происходит. Этот этап самый

длительный, нормальная компонента скорости роста ( $V_{111\perp}$ ) на порядки меньше чем  $V_{r111\perp}$ . Так как рост на этом этапе самый длительный, успевает протекать трансформация  $A \rightarrow B1$ . Исходя из анализа внутреннего строения кристаллов и общих моделей кинетики кристаллизации, можно утверждать что компоненты скорости  $V_{100\perp} \gg V_{r111\perp} \gg V_{111\perp}$  отличаются на порядки, при условиях соответствующих реализации каждого механизма. При продолжении тангенциального регенерационного роста кристалл постепенно переогранивается в октаэдр, схема этого процесса показана в работе (Zedgenizov et.al., 2006). На последнем этапе алмазообразования, по-видимому при движении флюидонасыщенного кимберлитового расплава, на фоне резкого роста пересыщения по углероду происходил быстрый рост оболочки по нормальному механизму, с регенерационным заполнением отрицательных форм растущей поверхности. Этот этап В.В. Бескрованов выделил как регрессионный, но с позиций доминирующего механизма роста он соответствует этапам I-II следующего цикла кристаллогенеза. Новые кристаллы на этом этапе не возникают. Кристаллы с оболочкой редки, что может объясняться локальностью флюидного потока, в котором растет оболочка.

## Выводы

Морфология кристалла алмаза зависит от продолжительности этапов роста по нормальному, регенерационному и тангенциальному механизмам. При растворении кристаллов их поверхность может усложняться, так как на ростовой рельеф накладываются скульптуры травления. Высокая скорость регенерационного роста приводит к тому, что все кристаллы кубического или смешанного габитуса, выросшие на начальных этапах кристаллогенеза прошли ростовое переограничение.

## Библиография

1. Бескрованов, В. В. Онтогенез алмаза / Новосибирск, 2000. – 264 с.
2. Клепиков И. В., Васильев Е. А., Антонов А.В. Особенности дефектно-примесного состава кристаллов алмаза с пирамидами роста  $\langle 100 \rangle$  из россыпей Красновишерского района // Записки РМО. 2019. N 5. С. 59–73.
3. Миронов, В. П. Эволюция формы природного алмаза в процессе роста / Алмазы– М. : ЭС-ТЭ пресс, 2001. – 97 с.
4. Смирнова, Е. П. Внутреннее строение и распределение изотопов углерода в природных алмазах с включениями ультраосновного и эклогитового парагенезисов / автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук: 04.00.02 М., – 1995. – 27 с.
5. Ферсман, А. Е. Кристаллография алмаза / Л. : Издательство АН СССР, 1955. – 566 с.
6. Mironov, V. P. Pyramids  $\langle 001 \rangle$  and  $\langle 011 \rangle$  in natural diamond // AIP Conference Proceedings. – 2019. – V. 2069. – 040006.
7. Zedgenizov D. A. B. Harte, V. S. Shatsky et al. Directional chemical variations in diamonds showing octahedral following cuboid growth // Contrib. Mineral. Petrol.. – 2006. – V. 151. – P. 45—57.

***Вариации составов титанистых гранатов как маркер магматических и постмагматических процессов на примере гранатов из лампрофиров Турий мыс и Кандалакши (Россия).***

***Возняк А.А.\*(ИГЕМ РАН, Москва, [vozniak@mail.ru](mailto:vozniak@mail.ru)), Носова А.А. (ИГЕМ РАН, [nosova@igem.ru](mailto:nosova@igem.ru)), Пересяцкая Е.В.(ИГЕМ РАН,[peresetskaya@gmail.com](mailto:peresetskaya@gmail.com))***

**Аннотация**

Были изучены высоко-Ti гранаты из щелочных и ультраосновных даек Кандалакши и Турьего мыса (Россия). Были сделаны выводы о влиянии процессов ликвации, фракционной кристаллизации и постмагматических метасоматических процессов на составы и геохимию гранатов.

**Ключевые слова**

Лампрофиры, гранаты, геохимия минералов

**Источники финансирования**

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФ № 19-17-00024.

**Теория**

Высоко-Ti гранаты на настоящий момент являются перспективным минералом для определения возраста многих щелочных массивов как концентраторы U и Th (см. Salnikova et.al.,2019), а также для определения особенностей развития расплава, таких как смешение, контаминация или ликвация (Chen et.al.,2016).

В данной работе мы попытаемся рассмотреть возможные факторы влияния на состав и геохимию гранатов из двух дайковых комплексов лампрофиров Кольского полуострова, Россия: Кандалакши и Турий мыс. Составы гранатов изучались с помощью электронно-микронного метода, геохимия гранатов с помощью SIMS.

Лампрофиры Кандалакши и Турьего мыса относятся к ультрамафическим (айликисты, дамтьерниты, альноиты) и к щелочным (мончикиты), также в дайках Турьего мыса встречаются нефелиниты, которые близки по составу к мончикитам, но обеднены летучими.

Нами были выделены 5 групп минералов, которые отличаются по составу и геохимии.

Высоко-Zr центр Эта генерация встречается в центральных зонах гранатов в турьяитах и карбонатитах и содержит значительную долю кимцеитового (до 11, 5 вес% ZrO<sub>2</sub>) и моримотоит-шорломитовых миналов (до 14 вес% TiO<sub>2</sub>). Спектры REE этих гранатов отличает редкое для гранатов обогащение по HREE (La/Yb: 0.05-0.12), а также низкие концентрации Nb (262-283 ppm) и высокие концентрации Y (2660-4030 ppm).

Высоко-Ti центр Центральные зоны крупных порфировидных (до 500 мкм) кристаллов граната в мончикитах с выраженным обогащением Ti, но без значительного обогащения Zr (до 19 вес% TiO<sub>2</sub>, до 1 вес% ZrO<sub>2</sub>). Для них характерны слабонаклонные

спектры редких земель (La/Yb – 1.4-4.3). Помимо этого, гранаты имеют средние концентрации Y (205-1142 ppm) и более высокие, по сравнению с Zr зонами, содержания Nb (1073-11813 ppm).

Умеренно Ti каймы обрастают как высоко-Ti, так и высоко Ti-Zr центры. Для этих кайм характерны горбовидные спектры (см. рис.1а, La/Yb: 1,5-8), большее содержание железа и меньшее содержание Ti и Zr, по сравнению с центральными зонами (до 15 вес% TiO<sub>2</sub>), при этом для них характерны более низкие концентрации Y и Nb (68-277 ppm Y, 269-567 ppm Nb в гранатах из Турьего мыса, и 2221-7070 ppm Nb в гранатах из карбонатита Кандалакаши)

Низко-Ti зоны встречаются в виде самых поздних кайм, нарастающих на средне-Ti каймы, а также в виде гранатов, которые образуются в результате замещения мелилита в ольноите. Для подобных гранатов характерны низкие концентрации Ti по сравнению с гранатами других генераций (до 8 вес% TiO<sub>2</sub>), а также очень низкие содержания REE (см. рис. 1), Y (30-37 ppm) и Nb (90-276 ppm).

Гранаты основной массы обычно мелкие (до 50 мкм), растут вместе с кальцитом, имеют самые низкие концентрации Ti среди всех генераций (0.5-2 вес% TiO<sub>2</sub>), а также самым высоким содержанием Al (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5.1-6.2 вес%, тогда как в других гранатах максимальная концентрация Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> достигает 2.5 вес%) Они имеют резконаклонную форму спектра (La/Yb: 40-211) с обеднением в области HREE (рис. 1б).

Нами были выделены три фактора, которые могли привести к формированию такого разнообразия составов гранатов: 1) ликвация проторасплава на силикатный и карбонатный расплав (Tappe et al.,2006) 2) фракционная кристаллизация 3) влияние карбонатного и водно-фтористого флюида

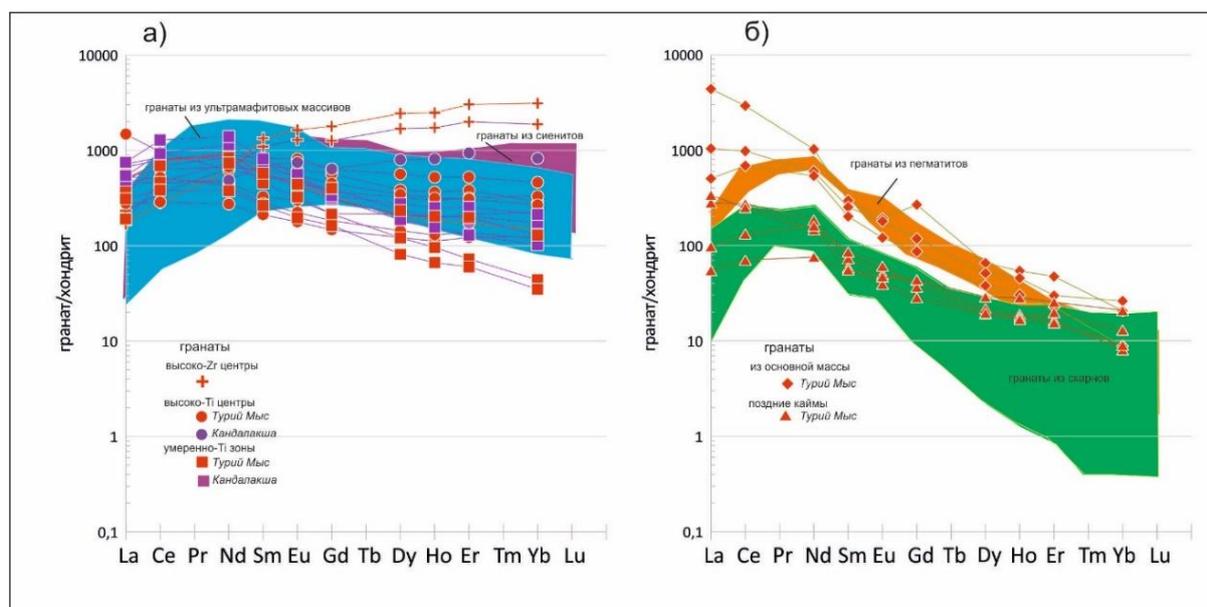
**Ликвация.** Ликвация есть процесс разделения единого, в нашем случае карбонатно-силикатного расплава на два разных расплава. Коэффициенты распределения гранат/расплав, в случае кристаллизации из насыщенного карбонатом силикатного расплава, предполагают обогащение граната HREE, Y, Zr, Ti и обеднение Nb и Sr (Sweeney et.al.,1992). Вероятно, что высоко-Zr гранаты, имеющие подобные геохимические характеристики сформировались из раннего карбонатно-силикатного расплава, тогда как менее насыщенные Zr и HREE высоко-Ti гранаты сформировались уже после этого процесса.

**Фракционная кристаллизация.** Фракционная кристаллизация граната и сопутствующих минералов играет важное значение в формировании редкоземельного профиля гранатов. В щелочных породах он имеет довольно устойчивую форму с максимумом на MREE (см. рис.1а). Многими исследователями (напр. Marks et al.,2008) предполагается, что именно кристаллизация граната приводит к постепенному уменьшению концентрации HREE в более поздних гранатах. Вероятно, именно эту картину мы встречаем высоко-Ti центрах, которые в ходе фракционной кристаллизации постепенно переходят в средне-Ti каймы. Ход фракционной кристаллизации можно увидеть на графике Nb-Zr (рис.2)

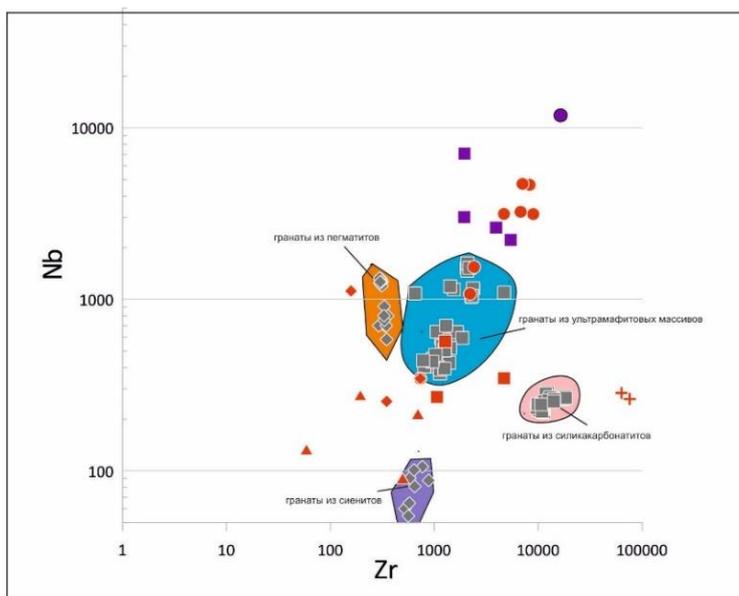
**Флюидное воздействие.** В наиболее поздних стадиях расплава мы видим появление чрезвычайно обедненных и эволюционировавших расплавов, которые обогащены поздними флюидными фазами, в том числе и карбонатными. Вероятно, именно из такой флюидно-магматической системы и произошли гранаты основной

массы, которые часто ассоциируют с эгирином и карбонатом. Следует обратить внимание на сходство спектров REE низко-Ti зон (рис.1б) со спектрами пегматитов (Salnikova et al.,2019)

Как видно из петрографического положения низко-Ti гранатов, они формируются на наиболее поздних стадиях развития породы. Вероятно, образовывались флюиды, в которых HFSE были более мобильны, что вместе с кристаллизацией титаномagnetита приводило к обеднению граната титаном. Характерно, что на многие низко-Ti гранаты нарастают фтористые гидрогранаты, а в основной массе появляется флюорит. Интересно, что спектры гранатов (рис.1б) совпадают со спектрами Ti-гранатов, формирующихся в скарнах (Wang et al.,2019).



**Рисунок 1.** Спектры распределения редкоземельных элементов, нормализованных на хондрит. а) Спектры высоко-Ti, высоко-Zr и умеренно-Ti зон. Характерно их пересечение со спектрами гранатов из сиенитов и из ультрамафитовых массивов, что подчеркивает их магматическую природу. б) спектры низко-Ti гранатов (поздние каймы) и гранатов основной массы в сравнении с гранатами из пегматитов и скарнов. Их близкое сходство может указывать на позднемагматическую и метасоматическую природу этих гранатов. Данные из спектров сравнения приведены по Wang et al.,2019; Salnikova et al.,2019; Marks et al.,2008



**Рисунок 2.** Диаграмма в координатах Zr-Nb (ppm). На графике видно особенное поведение высоко-Zr гранатов, близких к полю гранатов из силикокарбонатитов. Также виден ход фракционной кристаллизации с постепенным обеднением по Zr и Nb. Данные в полях представлены из статей Salnikova et al., 2019; Chen et al., 2016; Marks et al. 2008. Условные обозначения приведены в рис. 1

## Выводы

Высоко-Zr гранаты формируются из карбонатно-силикатного расплава, что приводит к обеднению их Nb и обогащению их по Zr, Y, HREE. Низко-Zr гранаты начинают нарастать на высоко-Zr уже после ликвации.

Высоко и умеренно-Ti гранаты сформировались в ходе фракционной кристаллизации, в ходе которой происходило постепенное обеднение Ti и HREE.

Гранаты основной массы сформировались на позднемагматической стадии, что выразилось на значительном обеднении их по HREE и Ti, и обогащении их  $Al_2O_3$ .

Низко-Ti каймы сформировались на постмагматической стадии, в ходе воздействия водно-фтористого флюида, что выразилось в низком содержании REE и HFSE.

## Библиография

1. Chen W. et al. Mineral chemistry of melanite from calcitic ijolite, the Oka carbonatite complex, Canada: Implications for multi-pulse magma mixing //Journal of Earth Science. – 2016. – Т. 27. – №. 4. – С. 599-610.
2. Marks M. A. W. et al. The alkaline-peralkaline Tamazeght complex, High Atlas Mountains, Morocco: mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source //Journal of Petrology. – 2008. – Т. 49. – №. 6. – С. 1097-1131.
3. Müntener O., Hermann J. Titanian andradite in a metapyroxenite layer from the Malenco ultramafics (Italy): implications for Ti-mobility and low oxygen fugacity //Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1994. – Т. 116. – №. 1. – С. 156-168.

4. Salnikova E. B. et al. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks //Lithos. – 2019. – Т. 338. – С. 141-154.
5. Sweeney R. J., Green D. H., Sie S. H. Trace and minor element partitioning between garnet and amphibole and carbonatitic melt //Earth and Planetary Science Letters. – 1992. – Т. 113. – №. 1-2. – С. 1-14.
6. Tappe S. et al. Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton //Journal of Petrology. – 2006. – Т. 47. – №. 7. – С. 1261-1315.
7. Wang M. et al. In-situ major and trace element chemistry of melanite from Tieshan Fe–Cu skarn deposit, Hubei Province, Eastern China: Implications for hydrothermal fluid evolution //Ore Geology Reviews. – 2019. – Т. 111. – С. 102996.

*Геохимические особенности пород Таушанского интрузива (горы Кульджуктау) Джуманиязов Д.И.\* (Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Госкомгеологии РУз, e-mail: denisbey@list.ru), соавтор Каримова Ф.Б. (Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева Госкомгеологии РУз, e-mail: karimova.ingeo@mail.ru), соавтор Кушиев А.А. (АО «Уранредметгеология» Госкомгеологии РУз), соавтор Ачилов А.Р. (АО «Уранредметгеология» Госкомгеологии РУз)*

## **Аннотация**

В статье приводятся некоторые геохимические особенности пород северо-восточной части гор Кульджуктау, интрузив Таушан. В описательных материалах приведены результаты масс-спектрометрических анализов, показывающих исследуемый район перспективным для обнаружения зон концентрации рудной минерализации, включая золоторудную.

Содержания основных и попутных компонентов в составе руд и рудовмещающих пород установлены рентгеноспектральным, ISP-массспектрометрическим, спектрозолометрическим и др. анализами.

## **Ключевые слова**

Листвениты, березиты, гравелиты, метаморфизованные терригенные, осадочные образования, дайковый комплекс, лиственит-березитовая формация

## **Теория**

В геологическом строении участка Таушан принимают участие метаморфизованные терригенные, осадочные образования и прорывающие их магматические тела. А также отмечаются вулканогенные образования преимущественно основного состава. Среди терригенных пород основную часть составляют глинистые песчаные образования за счет регионального метаморфизма расслоенные и рассланцованные.

Интрузивные породы обследованных участков представлены габброидами, долеритами, гранодиоритами и аплитами. Имеются гранитоидные изменённые разности и пегматиты, а также крупно-, средне- и мелкозернистые разности биотит-роговообманковых гранодиоритов, биотитовых и мусковитизированных гранитов. В окружности магматических тел наблюдаются концентрически-зональные участки ороговикования и последующей пропилитизации. В результате пликативных и дизъюнктивных нарушений эти породы смяты в складки и пересечены как регматическими так и поздними разломами. В створе разломов породы раздроблены, превращены в милониты и филониты [1-2, 7].

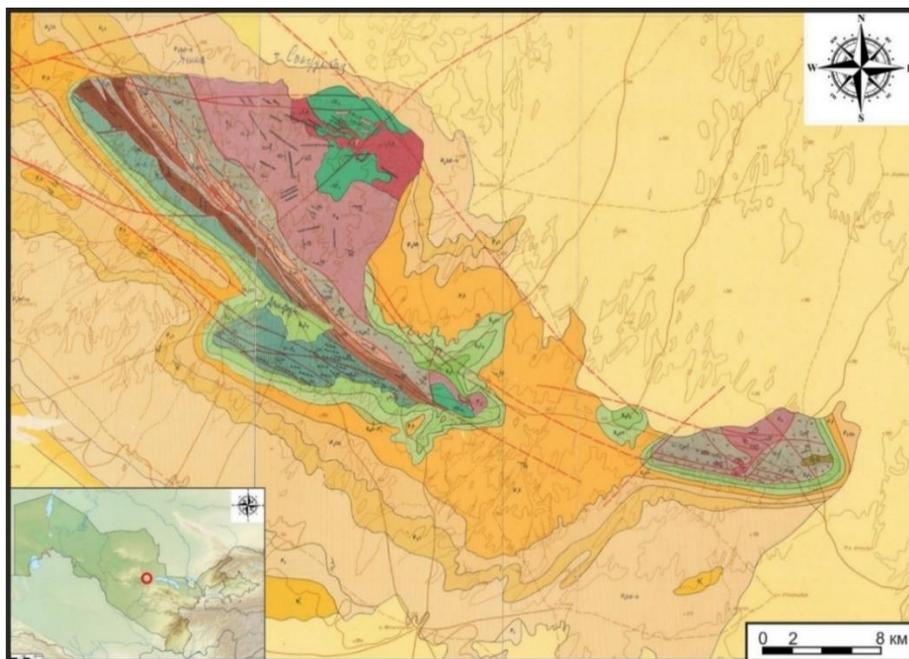
По характеру стратиграфического разреза, размещению и набору геологических формаций, возрасту складчатости и специфике проявления магматизма палеозойские образования гор Кульджуктау относятся к Зарафшано-Алайской структурно-формационной, расположенной в южной части Южно-Тяньшаньской складчатой системы.

Складчатые и разрывные структуры района сформированы герцинским и альпийским тектогенезом и определяются, в основном положением в области, где на протяжении длительной геологической истории происходили активные тектонические движения (рисунок 1).

Магматические породы в этом районе имеют большое распространение и характеризуются значительным разнообразием. Судя по минералогическому и вещественному составам, геологическим особенностям и возрасту, они могут быть объединены в следующие комплексы:

1. верхнесилурийский вулканогенный;
2. габбро-диоритовый (условно С2);
3. гранитоидных интрузивов (условно С3-Р).

Практически повсеместно в районе распространены образования дайкового комплекса позднепермского возраста, которые прорывают все палеозойские породы. Дайки сложены спессартитами, микродиоритами, диоритовыми порфиритами, гранит-порфирами и др. жильными разностями основного и среднего состава, мощностью от 0,5-1 м до 5-10 м, протяженностью от метров до десятков-сотен метров и первых километров [3-5].



*Рисунок 1. Схематическая геологическая карта горы Кульджуктау*

Наибольший интерес представляют породы основного состава и кварцевые жилы, несущие в себе рудную минерализацию. В основном отобранные горные породы имеют окисленный характер, но, тем не менее, по результатам масс-спектрометрического анализа удалось уловить неплохие результаты по содержанию редких, редкоземельных и благородных элементов.

Рудовмещающими породами являются терригенно-осадочные отложения таушанской свиты – алевролиты, песчаники, гравелиты (олистостромы) и магматические изверженные породы основного состава. Метасоматические изменения привели к преобразованию и перекристаллизации осадочных пород и образованию сланцев различного состава: углисто-глинистых, слюдисто-кварцевых, филлитовидных и

углисто-кремнистых. К более поздним гидротермально-метасоматическим процессам относятся окварцевание, серицитизация, карбонатизация, хлоритизация и менее широко проявленные альбитизация, калишпатизация, пиритизация и др. Весь комплекс изменений привел к образованию лиственит-березитовой формации. На листвениты и березиты наложилась аргиллитизация, в результате чего образовались кварц-серицит-каолиновые метасоматиты. Отмечаются участки грейзенизации с включениями граната, турмалина, касситерита, висмутина и др. [5-6].

Максимальное развитие получили кварцевые, серицит-кварцевые, кварц-полевошпат-серицитовые и серицит-карбонат-кварцевые метасоматиты. Спорадически встречаются кварц-карбонатные с углеродистым веществом обогащенные пиритом породы (кальцит до 15-25%, доломит до 40%).

Золото связано со следующими минеральными ассоциациями: 1 – золото-кварцевой, 2 – золото-редкометалльно-кварцевой, 3 – золото-арсенопирит-пирит-кварцевой, 4 – золото-полисульфидно-карбонат-кварцевой. Наличие нескольких стадий минералообразования и совмещение продуктивных минеральных ассоциаций в результате телескопирования привели к появлению богатых золоторудных скоплений.

Установлены прямые высокие корреляционные связи между содержаниями золота, вольфрама, мышьяка, сурьмы, которые соответствуют парагенетическим минеральным ассоциациям (ПМА), т.е., связь Au-W характеризует наличие золото-редкометалльно-кварцевой ПМА, Au-As характеризует золото-арсенопирит-пирит-кварцевую, Au-Sb характерно для золото-полисульфидно-карбонат-кварцевой ПМА (таблица 1).

Таблица 1  
Коэффициент корреляции рудогенных элементов в рудовмещающих породах и рудах  
Таушанского интрузива (количество проб 59,  $k=0,25$ )

Элемент	Au	Ag	As	W	Bi	Se	Te	Sn	Sb	Mo	V	Co	Ni	Cu	Zn
Au	1,00														
Ag	-0,04	1,00													
As	<b>0,59</b>	-0,10	1,00					0,25							
W	<b>0,78</b>	-0,11	<b>0,45</b>	1,00											
Bi	-0,04	-0,03	-0,02	-0,01	1,00										
Se	-0,05	0,24	-0,03	-0,16	0,20	1,00									
Te	0,02	-0,02	0,18	0,05	0,32	<b>0,45</b>	1,00								
Sn	-0,06	-0,11	-0,13	-0,03	<b>0,83</b>	0,19	0,19	1,00							
Sb	<b>0,42</b>	-0,13	<b>0,46</b>	<b>0,47</b>	-0,04	-0,16	0,27	-0,13	1,00						
Mo	0,12	-0,01	0,01	0,02	0,00	<b>0,36</b>	0,17	-0,06	-0,11	1,00					
V	0,05	-0,16	-0,08	-0,01	-0,16	-0,17	0,07	-0,17	0,08	-0,22	1,00				
Co	0,06	-0,17	-0,04	-0,04	-0,02	-0,05	0,14	-0,09	0,02	-0,02	<b>0,80</b>	1,00			
Ni	0,02	-0,12	-0,08	-0,04	-0,11	-0,20	-0,15	-0,08	-0,01	-0,04	0,33	<b>0,42</b>	1,00		
Cu	0,01	-0,08	-0,22	-0,04	<b>0,55</b>	<b>0,39</b>	0,21	<b>0,61</b>	-0,15	0,08	0,30	0,29	0,11	1,00	
Zn	-0,01	-0,15	-0,10	-0,08	0,00	0,09	0,12	0,10	-0,02	0,18	<b>0,48</b>	<b>0,55</b>	0,10	0,28	1,00
Pb	0,03	-0,19	-0,02	0,00	<b>0,60</b>	0,15	<b>0,41</b>	<b>0,74</b>	0,20	0,02	0,12	0,10	-0,11	<b>0,56</b>	<b>0,37</b>
Ti	-0,04	-0,21	-0,23	-0,17	-0,15	-0,39	-0,14	-0,04	-0,20	-0,26	<b>0,94</b>	<b>0,72</b>	0,18	0,26	<b>0,45</b>
U	0,07	-0,09	0,18	<b>0,47</b>	-0,01	-0,12	0,17	-0,05	0,26	<b>0,28</b>	0,04	0,02	-0,09	-0,03	0,27

Согласно приведенным данным, в отобранных породах выражено наличие сквозных элементов, имеющих превышающие кларки содержания в некоторых типах пород. Это Ba, W, Mo, Re, Zr, Ag, Au, Cd, As, Se, Te, Sb, Bi, и U. Большинство из них являются рудообразующими и индикаторными для золото-мышьяковой, золото-

теллуровой и золотосеребряной формаций, а также золото-пиритового, золото-полисульфидного и золото-теллурового минеральных типов месторождений.

Золото является основным ценным компонентом в руде. Содержание элемента составляет до 15 г/т в рудах. Основная часть промышленных содержаний кварца установлена в серицит-полевошпат-кварцевых, кварцевых, серицит-карбонат-кварцевых метасоматитах.

## **Выводы**

Основными ценными компонентами являются золото. Кроме того, в оруденелых метасоматитах, рудах отмечаются повышенные содержания сопутствующих элементов, таких как серебро, вольфрам, висмут, селен, теллур.

Мышьяк и вольфрам являются основным индикатором золотого оруденения на участке. Установлена четкая прямая зависимость между содержаниями мышьяка, вольфрама и золота, которая обусловлена наличием золото-пирит-арсенопиритовой, золото-редкометалльной ПМА в руде.

## **Библиография**

1. Абдуллаев Х.М., Хамрабаев И.Х., Шарафиев М.Ш. К вопросу о графитизации в горах Кульджуктау, Записки Узб. отд. ВМО, вып. 4, 1953.
2. Айсанов Я.Б. К истории геологического развития Кульджуктау в палеозое. "Узб. гаол. ж.", № 1, 1969.
3. Джуманиязов Д.И., Каримова Ф.Б., Джурабаев А.Б. Геохимические особенности пород рудопроявления Кыркчирта горы Кульджуктау // Материалы Республиканской научной конференции «Актуальные проблемы геологического образования в Республике и перспективы развития наук о Земле». -Ташкент. 2020, - Стр. 59-62.
4. Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. и др. Минералого-петрографические исследования на Таушанской перспективной площади в горах Кульджуктау // IX Международная научная конференция молодых ученых «Молодые - Наукам о Земле». -Москва. Россия, 2020, -Стр. 188-192
5. Мамарозиков У.Д., Норматов У.А., Хамраев А.Х. Диабаз-лампрофировая формация Кульджуктау (Центральные Кызылкумы): геолого-петрографические особенности, минералогия и геохимическая специализация // Геология и минеральные ресурсы. - 2014. -№ 5. - С. 13-27.
6. Мусаев А.М., Каримова Ф.Б., Джуманиязов Д.И. Геохимические особенности пород Актостинского интрузива (горы Кульджуктау) // I Молодёжная научно-образовательная конференция ЦНИГРИ «Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче». -Москва, Россия. 2020, - Стр. 142-145.
7. Хамрабаев И.Х. Магматизм и постмагматические процессы в Западном Узбекистане / Акад. наук Узб. ССР. Ин-т геологии. - Ташкент: Изд-во Акад. наук УзССР, 1958. - 471 с.

**Историография минералогических исследований острова Мадагаскар.  
Зайцева О.В.\* (МГРИ, [zaytcevaov@mgri.ru](mailto:zaytcevaov@mgri.ru)), Должанская Т.Ю. (МГРИ,  
[dolzhanskaiti@mgri.ru](mailto:dolzhanskaiti@mgri.ru))**

### Аннотация

Работа посвящена периодам геологического и минералогического изучения острова, открытию на Мадагаскаре новых минералов. Отмечаются высокие качественные характеристики традиционных и новых разновидностей камнесамоцветного сырья. В работе анализируются и обобщаются данные, опубликованные более чем в 120 открытых отечественных и зарубежных источниках с начала XX века по настоящее время.

### Ключевые слова

Минералогия, геммология, новые минералы, остров Мадагаскар, type localite

### Теория

Открытый в 1500 году португальцем Диого Диашем (Diogo Dias) остров Мадагаскар у Юго-Восточного берега Африки до сих пор остается фрагментарно изученным. Не только удаленность, а чаще геополитические факторы не позволяют комплексно подойти к исследованию геологического строения и минерального состава недр региона, сделать прогнозы о составе, качестве и запасах полезных ископаемых Мадагаскара.

Следует отметить, что наиболее обширные и значимые работы принадлежат французским ученым и относятся к периоду с 1895 г. по 1960 г., когда остров находился под протекторатом Франции.

Научные сведения о морфологии рудных тел, слагающих минералах и их составе начинают появляться в начале XX века. Выдающийся французский минералог и петрограф Альфред Лакруа (Alfred François Antoine Lacroix) на основании практического изучения региона сделал вывод, что пегматитовые жилы острова имеют микроклиновый состав и редкометальную специализацию. В своей 3-томной монографии «Минералогия Мадагаскара» [4] А. Лакруа подробно описывает многообразие диагностированных минералов, их свойства, парагенетические ассоциации и месторождения. Анализ полученных данных позволяет сделать ему вывод о двух стадиях пегматитового процесса (калиевом и натриевом). В результате проведенных минералогических и петрографических исследований А. Лакруа определяет 4 новых минерала:

1. Грандидьерит/Grandidierite  $MgAl_3O_2(BO_3)(SiO_4)$  (1902 г.) - боросиликат, аксессуарный минерал из глиноземистых борсодержащих пород, подвергшихся термическому и региональному метаморфизму в условиях низкого давления; встречается в аплитах, пегматитах, гнейсах, ксенолитах. Прозрачные образцы являются дорогостоящим камнесамоцветным сырьем.

2. Битиит/Bityite  $CaLiAl_2(Si_2BeAl)O_{10}(OH)_2$  (1908 г.) - минерал группы слюд поздней стадии редкометальных (Li-Cs-Ta) гранитных пегматитов/LCT granite pegmatite.

3. Манандонит/Manandonite  $\text{Li}_2\text{Al}_4(\text{Si}_2\text{AlB})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$  (1912 г.) – минерал каолинит-серпентиновой группы редкометалльных пегматитов в метадоломитах.

4. Бетафит/Betafite  $(\text{Ca},\text{Na},\text{U})_2(\text{Ti},\text{Nb},\text{Ta})_2\text{O}_6\text{Z}(\text{OH})$  (1912 г.) - см. п.22.

Значительные результаты в изучении геологической обстановки Мадагаскара были получены в период с 1930 г. по 1960 г., когда геологической службой Мадагаскара руководил Г. Бесайри (H. Besairie). В 1926 году началось масштабное геокартирование региона, в результате которого были выявлены залежи значимых полезных ископаемых от угля до драгоценных камней. После окончания второй мировой войны на Мадагаскаре активно проводилась разведка нефти и урана, и в середине 50-х годов Мадагаскар даже экспортировал несколько сотен тонн урановой руды. К этому времени активных и системных исследований относятся находки новых радиоактивных и редкометалльных минералов.

5. Хибонит/Hibonite  $\text{CaAl}_{12}\text{O}_{19}$  (1956 г.) – сложный оксид Се и Са из группы магнетоплюмбита. Минерал амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма, встречается в метаморфизированных известняках, пироксенитах, гнейсах, гранулитах.

6. Бехиерит/Behierite  $\text{Ta}(\text{VO}_4)$  (1960 г.) – минерал редкометалльных гранитных пегматитов, залегающих в мраморе.

7. Петшекит/Petscheckite  $\text{U}_4+\text{Fe}_2+\text{Nb}_2\text{O}_8$  (1975 г.) – метамиктный минерал редкометалльных гранитных пегматитов берилл-колумбитового подтипа.

8. Лиандратит/Liandratite  $\text{U}_6+\text{Nb}_2\text{O}_8$  (1975 г.) – минерал, образующий метамиктную корочку вокруг петшекита из редкометалльных гранитных пегматитов берилл-колумбитового подтипа.

В 1972 году Мадагаскар претерпел еще один переворот и обрел уже фактическую независимость от Франции. С этого момента геологические изыскания резко сократились, а имеющиеся материалы стали недоступными. Разрозненные, в основном перенесенные из ранних источников, сведения изредка встречаются в работах советских, позже российских, и зарубежных геологов. С началом 1990-ых годов малагасийские компании постепенно начинают сотрудничество с зарубежными компаниями. Нечасто появляются исследовательские работы по минералогии эндемичных минералов острова, как новых видов, так и разновидностей. Появление современных методов кристаллохимического анализа позволило в последние два десятилетия открыть и утвердить в статусе новых еще 11 минералов.

9. Скъявинатоит/Schiavinitoite  $\text{Nb}(\text{VO}_4)$  (1999 г.) - ниобиевый аналог бехиерита. Встречается в виде отдельных участков в бипирамидальных кристаллах обогащенного Nb бехиерита.

10. Лондонит/Londonit  $\text{CsBe}_4\text{Al}_4(\text{B}_{11}\text{Be})\text{O}_{28}$  (2001 г.) - минерал класса боратов, цезиевый аналог родицита из редкометалльных гранитных пегматитов.

11. Пеццоттаит/Pezzottaite  $\text{CsLiBe}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$  (2003 г.) - силикат группы берилла, цезиевый аналог, драгоценный камень. Минерал поздних стадий развития миароловых пустот в гранитных пегматитах [5].

12. Калий-фторпаргасит/Potassic-fluoro-pargasite  $KCa_2(Mg_4Al)(Si_6Al_2)O_{22}F_2$  (2012 г.) - минерал группы паргасита из супергруппы амфиболов, образующийся при метасоматическом замещения диопсида в скарнах.

12. Фтор-лиддикоатит/Fluor-liddicoatite  $Ca(Li_2Al)Al_6(Si_6O_{18})(VO_3)_3(OH)_3F$  (2013 г.) – минерал группы турмалина из редкометальных пегматитов [6].

13. Вранаит/Vránaite  $Al_{16}B_4Si_4O_{38}$  (2015 г.) – продукт распада сподумена в пегматитах эльбаитового подтипа.

14. Цезиокенопироклор/Cesiokenopyrochlore  $\square Nb_2(O,OH)_6Cs_{1-x}$  (2016 г.) - минерал супергруппы пироклора редкометальных пегматитов, единственный известный минерал, в котором Cs и Nb совместно являются основными элементами.

15. Гидрокенопироклор/Hydrokenopyrochlore  $(\square, Sb^{3+}, Na)_2Nb_2O_6 \cdot H_2O$  (2017 г.) – минерал супергруппы пироклора редкометальных пегматитов в метадоломитах.

16. Ласниерит/Lasnierite  $(Ca, Sr)(Mg, Fe^{2+})_2Al(PO_4)_3$  (2018 г.) – фосфат в лазулитсодержащих голубых кварцитах.

17. Лавренттомазит/Laurentthomasite  $Mg_2K(Be_2Al)Si_{12}O_{30}$  (2019 г.) – магнезиальный аналог миларита, в кварц-сиенитовых пегматитах.

18. Ниобохфеттетжернит/Nioboheftetjernite  $ScNbO_4$  (2020 г.) – минерал NYF (Nb>Ta-Y-F) пегматита, залегающего в амфиболитовом гнейсе.

Еще 4 минерала находятся в статусе неопределенных, но с впервые зарегистрированным местонахождением на Мадагаскаре:

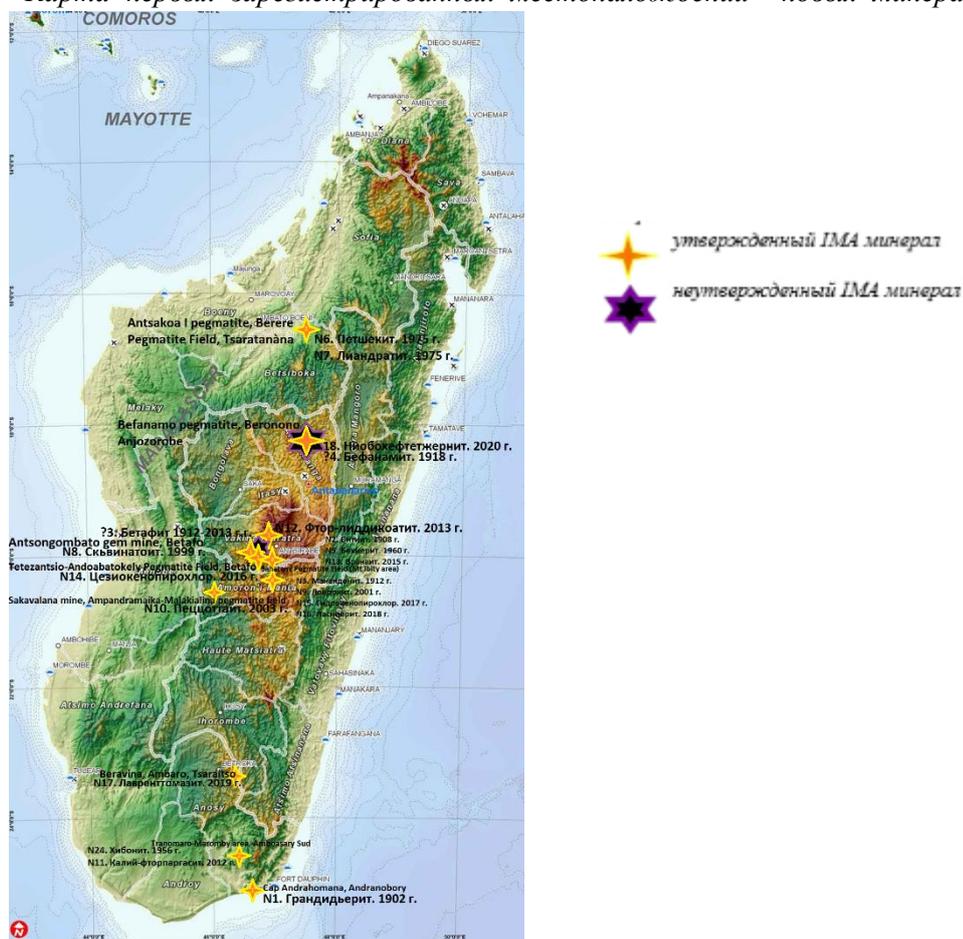
1. Амбатоаринит/Ambatoarinite  $Sr_5(Ce, La, Dy)_{10}(CO_3)_{17}O_3 ?$  (1915 г.) – включения в целестине в кальцитовых и кварцевых прожилках в метаморфизованном известняке.

2. Фарацихит/Faratsihite (1993 г.) - смесь железосодержащего каолинита плюс гетита и 10-15% нонтронита.

3. Бетафит/Betafite  $(Ca, Na, U)_2(Ti, Nb, Ta)_2O_6Z(OH)$  (1912 г.) - номенклатура была окончательно пересмотрена в 2013 году. Причина - многие представители "бетафитовой группы", особенно крупные кристаллы из Мадагаскара находились в сростании с рутилом и редкими минералами, богатыми титаном. Химические анализы показали ошибочное высокое содержание титана из-за включений. Минерал исключен, как вид, но название «бетафитовая группа» сохранили, как историческое, в супергруппе пироклора. Хогарт (1977) заявил, что группа бетафитов имеет  $2Ti \geq (Nb + Ta)$ , однако формулы большинства бетафитов не совсем соответствуют пироклорам, и это различие задерживает их классификацию.

4. Бифанамит/Vefanamite  $Sc_2Si_2O_7$  (1918 г.) - химический анализ показал, что это тортвейтит с более высоким содержанием Sc и Z, и более низким содержанием Y. Лакруа считал его разновидностью тортвейтита и назвал его бифанамитом.

**Рисунок 1.** Карта первых зарегистрированных местонахождений новых минералов на



Мадагаскаре.

Таким образом, на Мадагаскаре сегодня зарегистрировано действительных минералов - 385, первых зарегистрированных местонахождений нового минерала или разновидности - 18 (рис. 1), первых зарегистрированных местонахождений неутвержденного/неопределенного минерала - 4.

В список эксплуатируемых и пригодных для эксплуатации минеральных ресурсов входят 1) абразивы, 2) хром, 3) бериллий, 4) кобальт, 5) колумбит-танталит, 6) медь, 7) драгоценные камни, 8) золото, 9) графит, 10) ильменит, 11) железо, 12) каолин, 13) свинец, 14) марганец, 15) мрамор, 16) слюда, 17) коллекционное сырье, 18) никель, 19) ниобий (колумбий), 20) платина и металлы платиновой группы, 21) кварц, 22) редкие земли, 23) серебро, 24) тальк, 25) торий, 26) уран.

Доступность и открытость острова остается ограниченной по сегодняшний день. Но все чаще на мировом рынке появляются высококачественные драгоценные и ювелирные камни групп корунда, берилла, турмалина, кварца и многих других. Несмотря на то, что добыча ювелирных камней ведется в основном старателями, использующими примитивные механизированные средства, сегодня Мадагаскар является источником половины всех добываемых сапфиров в мире. Многочисленные виды камнесамоцветного сырья имеют отличные характеристики: большой размер

кристаллов и объем чистых зон; яркость и тональность окраски; характер минеральных включений. Описаны типоморфные особенности ювелирного скаполита, прозрачного ортоклаза, демантоида, тсаворита и топазолита, изумруда, ювелирного аммонита [2].

Подписанный в 2018 году Меморандум о взаимопонимании в области геологического изучения, оценки состояния минеральных ресурсов, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых на Мадагаскаре между АО «Зарубежгеология» и Министерством горнодобывающей и нефтяной промышленности Республики Мадагаскар определяет приоритетным направлением сотрудничества поиск и оценку месторождений твердых полезных ископаемых и углеводородного сырья с подсчетом ресурсов и запасов, при этом, правительство Мадагаскара не обещает России приоритетную позицию в вопросе разработки месторождений, в частности урановых.

### **Выводы**

Несмотря на недостаточность информации, все авторы отмечают два важных для региона аспекта: во-первых, это наличие редкометальной и радиоактивной специализации, и, во-вторых, высокое качество и особые типоморфные особенности традиционного и нетрадиционного ювелирного сырья. Исторические аспекты международных отношений республики Мадагаскар, качественно выделяют Россию в сравнении с некоторыми странами Европы и другими господствующими странами. Сотрудничество России и Мадагаскара в рамках поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых является перспективным и взаимовыгодным.

### **Библиография**

1. Евсеев А.А. Атлас мира для минералога. М., 2004 г.
2. Петроченков Д.А. Месторождения ювелирных аммонитов Мотировала, Мадагаскар. Горный информационно-аналитический бюллетень. 2018, №7. С.160-168.
3. Besairie H. Geologie de Madagascar Ann. Geol. Madagasca.1971, vol. 35, 463 p
4. Lacroix, A. Mineralogie de Madagascar, Tome I - III. Geologie-Mineralogie descriptive. A.Challamel (Editeur), Paris. 1922 – 1923.
5. Laurs B. M., Simmons W. B., Rossman G. R., Quinn E. P., McLures S. F., Peretti A., Armbruster T., Hawthorne F. C., Falster A. U., Gunter D., Cooper M. A., Grobety B. Pezzottaite from Ambatovita, Madagascar: a new gem mineral. - Gems and Gemology, 2003, 39: 284-301.
6. Lussier A. J., Abdu Y., Hawthorne F. C., Michaelis V. K., Aguiar P. M., Kroeker S. Переменного состава, зональный лиддиокатит из Анджанабонины, центральный Мадагаскар. I. Кристаллохимия и структура методом ЯМР-спектроскопии SREF и <sup>11</sup>B и <sup>27</sup>Al MAS Канадский Минералог., 2011: 49 63-88.
7. <https://www.mindat.org/> (дата обращения: 25.02.2021)

***Комплексные исследования люминесцирующих вулканогенных прослоев  
баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна  
Кондрашова Е.С.\* (НИ Томский Политехнический Университет,  
АО «ТомскНИПИнефть»), deevael@yandex.ru***

### **Аннотация**

Изучение отложений баженовской свиты в центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского осадочного бассейна выявило наличие прослоев с аномальным ярким свечением в ультрафиолетовом свете мощностью от 2 мм до 45 см. По особенностям строения и вещественному составу проведена типизация горизонтов – выделены глинистый и кремнистый тип. Исследование прослоев глинистого типа показало, что они сложены в основном глинистыми минералами с примесью обломочного алевритового материала. Основными глинистыми минералами в них являются каолинит и смешаннослойные образования ряда иллит-сметтит. К кремнистому типу отнесены прослои с преимущественно кремнистым (кварцевым) составом. Проведенные исследования вещественного состава, особенностей строения и текстурно-структурных признаков, а также минералого-геохимических особенностей люминесцирующих прослоев позволили определить природу их образования как вулканогенную-пепловую и отнести породы к глинистым туффитам и туфосилицитам.

### **Ключевые слова**

Западная Сибирь, баженовская свита, петрография, геохимия, вулканогенный материал.

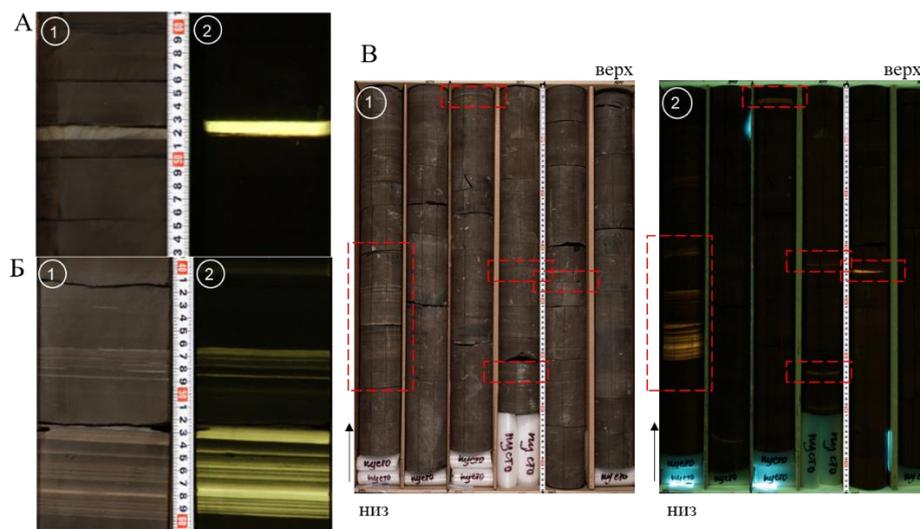
### **Источники финансирования**

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90008.

### **Теория**

В центральной и юго-восточной части Западно-Сибирского бассейна (площадь исследования охватывает около 500 км с запада на восток и около 400 км с севера на юг) в отложениях баженовской свиты были обнаружены прослои, обладающие характерной особенностью – аномальным ярким люминесцирующим свечением в ультрафиолетовом свете (УФ). Изучаемые прослои были отмечены в 63 скважинах на 12 площадях (месторождениях) в центральной части бассейна - Широтное Приобье (Ханты-Мансийский автономный округ) и в 41 скважине на 30 площадях (месторождениях) в юго-восточной части бассейна (Томская область).

Выявленные люминесцирующие прослои по комплексу признаков (цвет, мощность, текстура) разделены на две группы. I группа представляет собой прослои мощностью 0,2-1,5 см (рис. 1, А). II группа - ритмичное переслаивание с суммарной мощностью 5-45 см, состоящее из тонких люминесцирующих слоев и слоев без свечения, обогащенных органическим веществом (рис. 1, Б). В пределах разреза одной скважины нередко отмечается одновременное нахождение прослоев разных групп (рис. 1, В). При этом единичные маломощные прослои I группы всегда находятся выше по разрезу, чем прослои II группы. Расстояние между группами составляет 1,5-10 м.

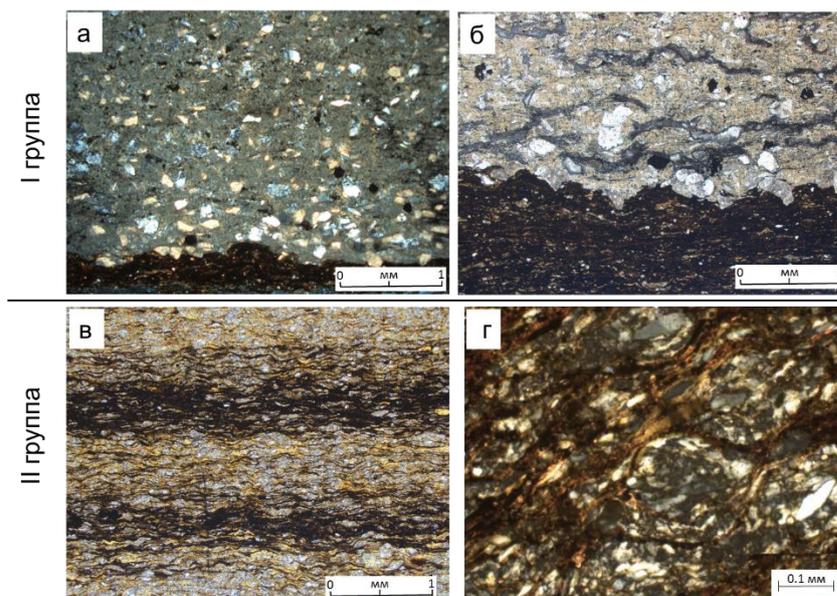


**Рисунок 1.** Аномально люминесцирующие прослои в отложениях баженовской свиты. А – прослои I группы, Б – прослои II группы. В - Распределение аномально люминесцирующих прослоев в разрезе скважины, вскрывающей баженовскую свиту в интервале глубин 2384,3 м-2380,2 м. Фотографии керна в дневном (1) и УФ (2) свете.

При выполнении исследований применялся комплекс методов изучения минерального и элементного состава: петрографический анализ (изучение шлифов), рентгенофазовый анализ (РФА), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) и атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ИСП-АС).

Изучение минерального состава, структурно-текстурных признаков и других особенностей люминесцирующих прослоев, а также их контакта с вмещающими породами проводилось для каждой группы. Прослои I группы представлены глинистыми породами (аргиллитами). Основную массу пород составляет глинистый материал, в который погружены обломочные зерна кварца, полевых шпатов угловатой, вытянутой формы, обломки слюд и включения пирита. Распределение зерен неравномерное, сортировка отсутствует (рис. 2, а). Граница контакта люминесцирующих прослоев и с выше- и нижележащими породами всегда четкая, неровная. Отчетливо наблюдается «врезание» крупных угловатых обломочных зерен в обогащенные органическим веществом (ОВ) вмещающие породы (рис. 2, б). Также отмечается градиционное распределение зерен по удалению от контакта.

Для прослоев группы II характерно тонкое ритмичное чередование тонких (до 1 – 2 мм) параллельных горизонтальных слоев серых, коричнево-серых люминесцирующих пород и темно-серых до черных глинисто-кремнистых пород (вмещающие) (рис. 2, в). Люминесцирующие породы, представлены алевролитами кварцевыми разнозернистыми с глинисто-гидроалюминатым цементом и радиоляритами. Алевролиты кварцевые тонко-мелкозернистые до алевроаргиллитов с лепидобластовой и линзовидной микротекстурой, обусловленной послойным распределением тонких волнистых чешуй глинистых включений, облекающих остроугольные вытянутые, овальные, уплощенные ориентированные зерна кварца, реже полевые шпаты (ПШ) и кремневые обломки пород (рис. 2, г). Радиоляриты состоят из линзовидных скоплений остатков радиолярий округлой, овальной формы. Наблюдается перекристаллизация реликтов радиолярий.



**Рисунок 2.** Микрофотографии пород изучаемых прослоев: I группа: а – структура породы, обломочные зерна кварца, ПШ, обломки пород в глинисто-гидрослюдистой основной массе, с анализатором, б – граница прослоя и баженовитов, врезание обломочных зерен в подстилающие породы; с анализатором; II группа: в – переслаивание люминесцирующих слоев алевролитов (светлое) и слоев с повышенным содержанием ОВ (темное), без анализатора, г – линзовидная микротекстура, с анализатором.

По результатам рентгенофазового анализа определен минеральный состав каждой группы прослоев и проведена типизация пород (таблица 1). Полученные данные РФА подтверждают данные петрографического анализа. По результатам изучения вещественного состава, выделенные прослои отнесены к глинистому и кремнистому типу. По преобладающей минеральной фазе породы глинистого типа дополнительно разделены на 2 подтипа: подтип А – преобладающий минерал каолинит, подтип Б – основная фаза - смешаннослойные минералы (ССМ).

Таблица 1.

Минеральный состав образцов люминесцирующих прослоев баженовской свиты, %.

Группа	Тип прослоев		Каолинит	ССМ*	Иллит	Кварц	ПШ**	Карбонатные минералы	Пирит	Барит
I	Глинистый	подтип А	60-80	10-30	1-2	1,5-6	1-5	1-2	3-5	1-5
		подтип Б	3-20	60-80	1-3	1-5	2-10	0-1	3-5	1-5
II	Кремнистый		1-2	-	1-2	70-90	1-7	1-3	1,5-6	-

Примечание: ССМ\* - смешаннослойные минералы, ПШ\*\* - полевые шпаты

Особенности строения, вещественный состав и структурно-текстурные признаки позволили выявить признаки присутствия пирокластического материала и определить природу образования выделенных прослоев как вулканогенную-пепловую.

Согласно проведенным исследованиям химического состава прослоев выявлены особенности, также указывающие на вулканогенную природу их формирования [1, 3]. Отмечено аномально высокое содержание тория в породах. Диапазон концентраций тория в исследуемых породах составляет 44,7-77,3 г/т, при среднем содержании в

породах баженовской свиты 6 г/т. Наиболее вероятным источником поступления тория в исследуемые породы может служить вулканогенный пепел риолитового или щелочно-риолитового состава. Выделенные торий-содержащие горизонты имеют незначительные мощности, но при этом простираются на сотни километров и могут являться следствием обширного пеплопада в верхнеюрское время. По выявленным геохимическим особенностям (значение титанового модуля, положение проб на классификационной диаграмме Дж. А. Винчестера и Р.А. Флойда, по распределению редкоземельных элементов) породы обеих групп имеют риодацитовый состав, при этом прослой глинистого типа тяготеют к кислым по составу породам (риолитам), а прослой кремнистого типа – к средним (андезитам) [1].

Природа люминесценции исследуемых прослоев на данном этапе изучения уточняется. Предполагается, что свечение связано с преобразованным органическим веществом и/или его компонентами [1, 3].

## **Выводы**

Проведенные комплексные исследования вещественного состава, особенностей строения и текстурно-структурных признаков, а также минералого-геохимических особенностей люминесцирующих прослоев позволили определить природу их образования как вулканогенную-пепловую. В результате проведенных исследований выявлены 2 типа вулканогенных горизонтов, которые отличаются друг от друга по минеральному, петрографическому и химическому составу, каждый из которых обособлен в разрезе и соответствует своему вулканическому событию позднеюрского времени. Породы отнесены к глинистым туффидам и туфосилицитам. Детальное изучение выделенных вулканогенных горизонтов позволяет оценить возможность их использования в качестве реперных горизонтов для уточнения палеогеографических реконструкций свиты и решения задач литостратиграфической корреляции ввиду их площадного регионального распространения. Подобные люминесцирующие вулканогенные прослой в отложениях свиты в Среднем Приобье (западнее и северо-западнее от исследуемой в настоящей работе территории) отмечены в работах И.В. Панченко и соавторов [2].

## **Библиография**

1. Кондрашова Е.С. Минералогия, геохимия и природа свечения люминесцирующих прослоев баженовской свиты Западно-Сибирского осадочного бассейна // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2020. – Т. 331. – № 8. – С.123–135.
2. Панченко И.В., Соболев И.Д., Рогов М.А., Латышев А.В. Вулканические туфы и туффиты в пограничных отложениях юры и мела (волжский-рязанский ярусы) Западной Сибири // Литология и полезные ископаемые. – 2021. – № 2. – С. 1–40.
3. Shaldybin M.V., Wilson M.J., Wilson L., Lopushnyak Yu.M., Brydson R., Krupskaya V.V., Kondrashova (Deeva) E.S., Glotov A.V., Goncharov I.V., Samoilenko V.V., Arbuzov S.I., Bether O.V., Browen L., White D., Dorofeeva N.V. The nature, origin and significance of luminescent layers in the Bazhenov Shale Formation of West Siberia, Russia // Marine and Petroleum Geology. 2019, – vol.100. – pp. 358-375.

**Время и глубина формирования ассоциаций эклогитов и гранатовых клинопироксенитов из ксенолитов в кимберлитах трубки им. В. Гриба. Лебедева Н.М.\* (ИГЕМ РАН, [namil@mail.ru](mailto:namil@mail.ru)), Носова А.А. (ИГЕМ РАН, [nosova@igem.ru](mailto:nosova@igem.ru)), Сазонова Л.В. (ИГЕМ РАН, [sazonovalv52@mail.ru](mailto:sazonovalv52@mail.ru))**

## Аннотация

Была изучена коллекция из 21 ксенолита эклогитов и гранатовых клинопироксенитов из кимберлитовой трубки им. В. Гриба, расположенной в Архангельской алмазоносной провинции. Ксенолиты имеют широкую вариацию состава, включая низко-Mg# и высоко-Mg# высоко-Ca эклогиты и низко-Mg# низко-Ca эклогиты. Большинство изученных эклогитов и гранатовых клинопироксенитов находились в равновесии при давлении 3-4 ГПа. Эклогиты имеют палеопротерозойские и архейские модельные возрасты. Гранатовые клинопироксениты дают модельные возрасты в диапазоне 0.45-1.2 млрд лет.

## Ключевые слова

Кимберлиты, Rb-Sr, Sm-Nd модельный возраст, эклогиты

## Источники финансирования

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90037.

## Теория

Нами была изучена коллекция ксенолитов эклогитов и гранатовых клинопироксенитов из кимберлитов трубки Гриба в Архангельской алмазоносной провинции. В эклогитах первичная минеральная ассоциация представлена клинопироксеном, гранатом, небольшим количеством рутила, иногда встречаются Fe-Ni-сульфиды (<1%). Размер зерен изменяется от 3 до 10 мм. Первичный клинопироксен практически всегда в той или иной степени замещается более поздним клинопироксеном. Исключения составляют небольшие идиоморфные призматические зерна клинопироксена, которые включены в крупные кристаллы граната, бронирующие их от воздействия матасоматоза. Эклогиты характеризуются метасоматическими преобразованиями, проявленными в виде модалного метасоматоза с появлением новых фаз – карбоната, флогопита, амфибола, серпентина, Mg-Fe-Al шпинели, который проявлен интенсивным развитием сети прожилков, гнезд, линз, а также кайм и зон замещения по краям зерен и вдоль тонких прожилков внутри зерен. «Скрытый» метасоматоз проявился в виде развития тех же минеральных фаз, что и в исходной породе, но существенно отличающихся по составу – граната (каймы Grt2) и клинопироксена (губчатый Crx2 и перекристаллизованный Crx3). Характерно появление в гранате «расплавных карманов», свидетельствующих о частичном плавлении эклогитов.

В гранатовых клинопироксенитах первичный гранат имеет изометричные, округленные, полигональные очертания, иногда зерна граната уплощены и имеют одинаковую ориентировку длинных осей зерен. Исходные зерна клинопироксена имеют полигонально-изометричные очертания, размером от первых мм до 10 мм. В гранатовых

клинопироксенитах интенсивность проявления метасоматоза гораздо слабее, чем в эклогитах. Вдоль карбонат-флогопитовых прожилков и отходящих от них тонких трещин и по межзерновым контактам, происходит крайне незначительное изменение первичных граната и в большей степени клинопироксена. Первичные гранаты имеют тонкую флогопитовую, с редким карбонатом, кайму и та же ассоциация распространяется внутрь граната по тонким трещинкам. Изменений с нарастанием новообразованного концентрически-зонального граната и расплавных карманов не наблюдается. Для  $\text{Crx1}$  характерно появление губчатых агрегатов  $\text{Crx2}$ , развитых в виде тонких зонк вдоль трещин и прожилков. Доля  $\text{Crx2}$  по отношению к  $\text{Crx1}$  значительно меньше, чем в эклогитах.

Изучение состава минералов проводилось в Лаборатории локальных методов исследования вещества на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова на растровом электронном микроскопе (РЭМ) Jeol JSM-6480LV с энергодисперсионным анализатором INCAEnergy350. Содержания редкоземельных элементов (РЗЭ) и малых элементов определены методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (Ярославль). Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав пород и минералов изучался в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии в ИГЕМ РАН.

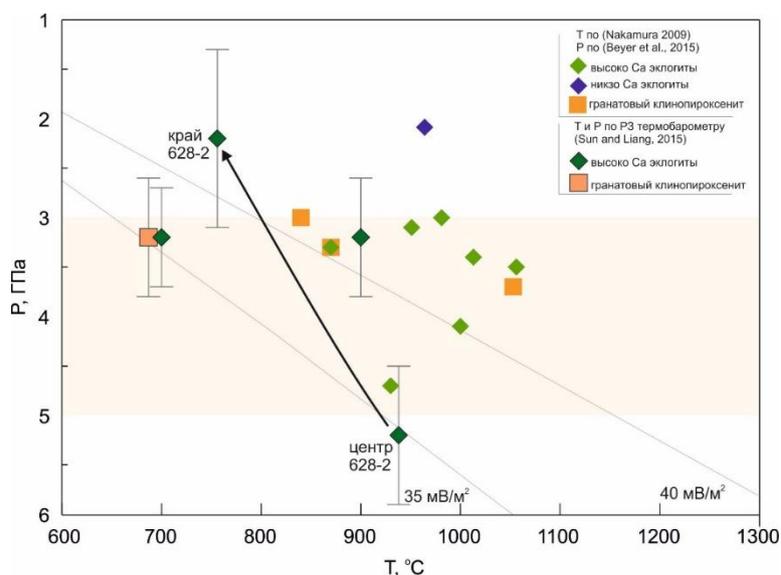
Согласно классификации эклогитовых гранатов на группы А, В, С по (Coleman et al., 1965), большая часть первичных гранатов  $\text{Grt1}$  эклогитов относятся к группе В, и только гранат одного образца принадлежит к группе А и один к группе С.  $\text{Grt1}$  гранатовых клинопироксенитов ожидаемо оказались в группе А, где отчетливо разделяются на две подгруппы – с большей и меньшей долей пиропового компонента и разделяются на высоко-Са с менее высокой  $\text{Mg\#}$  и низко-Са с более высокой  $\text{Mg\#}$ . Последние характеризуются повышенными содержаниями  $\text{Gr2O3}$ , достигающими 0.6 мас.%, причем на диаграмме СаО- $\text{Cr2O3}$  они лежат на «лерцолитовом тренде», что может указывать на их сосуществование с ортопироксеном, даже если этот минерал не наблюдается (Aulbach et al., 2020).  $\text{Crx1}$  в одном образце эклогита, принадлежит к группе С, что согласуется с тем, что этот эклогит содержит гранаты  $\text{Grt1}$  группы С по классификации (Coleman et al., 1965). Прочие эклогиты с гранатами группы В содержат  $\text{Crx1}$ , отвечающие группе В, эти клинопироксены характеризуются высокими содержаниями Na при умеренных значениях  $\text{Mg\#}$ .  $\text{Crx1}$  из гранатовых клинопироксенитов имеют составы с низкими содержаниями Na при высоких значениях  $\text{Mg\#}$ , причем клинопироксены из образцов с низко-Са гранатами имеют более высокую  $\text{Mg\#}$ .  $\text{Grt2}$  всегда имеют составы, более магнезиальные и с меньшим содержанием Са, чем первичные гранаты, которые они замещают, но более высокое содержание  $\text{TiO2}$ . Губчатый  $\text{Crx2}$  по сравнению с первичным в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах отличается уменьшением концентраций  $\text{Na2O}$ , и некоторым увеличением содержаний Ti и Cr, при этом значение  $\text{Mg\#}$  либо не изменяется, либо возрастает.

Для валовых проб гранатовых клинопироксенитов низко и высоко-Са эклогитов ( $n=3$ ) значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t=376$  находятся в очень узком диапазоне 0.70504–0.70529, а  $\epsilon\text{Nd}$  варьирует очень сильно от -2.6 до +7.1, вне зависимости от типа (содержания Са в минералах). В гранатах из клинопироксенитов ( $n=2$ ) значение  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  близки между собой 0.70515–0.70649, а значения  $\epsilon\text{Nd}$  близки к хондритовому (-0.3–0.5). В клинопироксенах ( $n=2$ ) значения  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$  в среднем составляет 0.7048, и  $\epsilon\text{Nd}$  показывает узкий диапазон (-0.4–+0.6). Изученные клинопироксены и гранаты из гранатовых клинопироксенитов по Sr-Nd характеристикам пересекаются со значениями,

полученными для кимберлитов трубки им. В. Гриба и с клинопироксенами из гранатовых перидотитов (Lebedeva et al., 2020).

Температуры равновесия были рассчитаны для 14 пар клинопироксен-гранат используя распределение Mg-Fe по термометру (Nakamura, 2009) (i) с давлением полученным по эклогитовому барометру (Beyer et al. 2015). Также для трех образцов эклогита и одного гранатового клинопироксенита были рассчитаны T и P по редкоземельному термобарометру (Sun, Liang, 2015). Давление рассчитанное по (Beyer et al. 2015) составляет 3-5 ГПа и диапазон температур для эклогитов и гранатовых клинопироксенитов - 840-1166°C (рис.1) и лежат в очень высоко-температурной области, выше геотермы 40 мВ/м<sup>2</sup>. Таким образом ксенолиты эклогита и гранатового клинопироксенита происходят из большого интервале литосферы, на глубинах 90-150 км. Образец низко-Са эклогита показывает давление 2.1 ГПа при температуре больше 1000°C, что отличает его от других изученных ксенолитов.

В одном из эклогитов (обр. 628-2) температура и давление были рассчитаны для центральных и краевых частей зерен. Мы можем предполагать, что краевые части зерен были сформированы после захвата ксенолита эклогита и полученное для них значение давления соответствует глубине частичного переуравновешивания первичных минералов с кимберлитовым расплавом (рис.1)



**Рисунок.1.** *PT параметры минеральных равновесий в эклогитах и гранатовых клинопироксенитах. Температура и давление рассчитаны по (i) редкоземельному геотермобарометру (Sun and Liang, 2015) и (ii) температура получена по Mg-Fe распределению (Nakamura, 2009) и давление по (Beyer et al., 2015). Две кратонные кондуктивные геотермы по (Hasterok and Chapman, 2011)*

## Выводы

Термобарометрия первичных ассоциаций эклогитов предполагает, что они были сосредоточены в большом интервале литосферы, на глубинах 90-150 км. Гранатовые клинопироксениты находились в более узком диапазоне глубин 90-110 км. Наблюдаемый диапазон глубин соответствует тому, что зафиксирован для большинства ксенолитов гранатовых перидотитов из трубки им. В. Гриба. Наши данные фиксируют превышение температур эклогитов над кратонными геотермами 35-37 мВ/м<sup>2</sup>, типичными для Архангельской провинции (например, Shchukina et al., 2019). Вероятно,

на этой глубине происходило частичное плавление эклогитов, и расплав в дальнейшем метасоматизировал вмещающие перидотиты наравне с кимберлитовым расплавом.

Изотопный анализ высоко-Са эклогитов дает сильно обогащенные значения изотопного состава неодима ( $\epsilon\text{Nd}=-27$ ). Ранее изученные (Samsonov et al., 2009) средне и нижнекоровые ксенолиты из трубки им. В. Гриба имеют близкие значения изотопного состава неодима, рассчитанные на возраст кимберлита. Модельный Nd возраст ксенолитов составляет 2.2 и 3.4 млрд лет. В литосферной мантии региона зафиксированы два основных субдукционных события: архейская (~2.8 млрд лет) и палеопротерозойская (~1.9 млрд лет) субдукции (Samsonov et al., 2009).

Модельный Nd возраст образцов гранатовых клинопироксенитов значительно моложе, чем возрасты эклогитов. Они дают широкий диапазон временных интервалов: один из образцов по модельному возрасту близок ко времени внедрения кимберлита, два других дают более древние значения: 0.9 и 1.2 млрд. Последний соотносится с предполагаемым масштабным эпизодом мантийного метасоматоза в литосфере Архангельской провинции (Lebedeva et al., 2020). Минеральная Sm-Nd изохрона для гранатовых клинопироксенитов дает возраст, близкий к возрасту трубки им. В. Гриба.

Метасоматические ассоциации в эклогитах сформированы после захвата кимберлитовым расплавом на глубине порядка 60 км. Это подтверждается термобарометрическими расчетами и присутствием во вторичной ассоциации паргасита, который стабилен при давлении менее 3 ГПа (Niida, Green, 1999).

## Библиография

1. Aulbach, S., Viljoen, K.S., Gerdes, A., 2020. Diamondiferous and barren eclogites and pyroxenites from the western Kaapvaal craton record subduction processes and mantle metasomatism, respectively. *Lithos* 368–369
2. Beyer, C., Frost, D.J., Miyajima, N., 2015. Experimental calibration of a garnet–clinopyroxene geobarometer for mantle eclogites. *Contrib. to Mineral. Petrol.* 169.
3. Coleman R.G., Lee D.E., Beatty L.B., Brannock W.W., 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 483–508.
4. Hasterok, D., Chapman, D.S., 2011. Heat production and geotherms for the continental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 307, 59–70.
5. Lebedeva, N.M., Nosova, A.A., Kargin, A. V., Larionova, Y.O., Sazonova, L. V., Tikhomirova, Y.S., 2020. Sr Nd O isotopic evidence of variable sources of mantle metasomatism in the subcratonic lithospheric mantle beneath the Grib kimberlite, northwestern Russia. *Lithos* 376–377, 105779.
6. Nakamura, D., 2009. A new formulation of garnet-clinopyroxene geothermometer based on accumulation and statistical analysis of a large experimental data set. *J. Metamorph. Geol.* 27, 495–508.
7. Sun, C., Liang, Y., 2015. A REE-in-garnet-clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites. *Chem. Geol.* 393–394, 79–92.
8. Shchukina, E. V., Agashev, A.M., Soloshenko, N.G., Streletskaya, M. V., Zedgenizov, D.A., 2019. Origin of V. Grib pipe eclogites (Arkhangelsk region, NW Russia): geochemistry, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes and relation to regional Precambrian tectonics. *Mineral. Petrol.*

***Особенности проявления "изоморфизма" в минералах месторождения рубина  
Снежное, Центральный Памир***

***Литвиненко Д.А\*(ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе,  
dariaenglish@yandex.ru), Литвиненко А.К. (ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго  
Орджоникидзе,akl1954@yandex.ru )***

**Аннотация**

При изучении химического состава минералов, составляющих рубиноносные залежи месторождения Снежное, было установлено повсеместное проявление изоморфизма. Для плагиоклаза и скаполита он относится к полному, совершенному, а для остальных, включая акцессорные – к неполному, несовершенному. Чем разнообразнее и сложнее в химическом отношении было представлено протовещество рубиноносных залежей (более 33 химических элементов), тем более интенсивно проявился изоморфизм, который способствовал усложнению состава минералов. Породообразующих минералов на месторождении 5: плагиоклаз, скаполит, мусковит, флогопит и маргарит; второстепенных 6: графит, корундофиллит, сфен, рутил, пирит, турмалин и акцессорных 13: ильменит, ильменорутит, пирротин, магнетит, халькопирит, торит, дизакзит, ксенотим, монацит, циркон, апатит, карбонат REE. доломит.

**Ключевые слова**

Центральный Памир, месторождение рубина Снежное, изоморфизм, породообразующие, второстепенные, акцессорные минералы, рубиноносная залежь.

**Теория**

Месторождение Снежное является единственным промышленным месторождением рубина на территории бывшего СССР. Оно расположено на востоке республики Таджикистан и обладает многими типоморфными признаками, характерными для широко известных в Центральной и Юго-Восточной Азии месторождений (Джегдаллек, Хунза, Таплиджунг, Лук Ен, Могок и др.), на которых добываются самые большие количества самого качественного кристаллосырья. Эти месторождения относятся к рубин-карбонатной формации (Литвиненко, 2004) или к типу рубин в мраморах (Россовский и др., 1982). На Снежном с 80-х по 90-е годы прошлого века были проведены широкомасштабные геологические работы: поисково-оценочные, разведочные и тематические. В настоящее время оно обрабатывается с поверхности и подземным способом.

Минералогической особенностью месторождения является ассоциация водосодержащих минералов (ленточных силикатов) с безводными (каркасными силикатами), отсутствие кварца, разнообразие морфологических форм и размеров кристаллов, а также изоморфные включения редких элементов во всех минералах рассматриваемого месторождения.

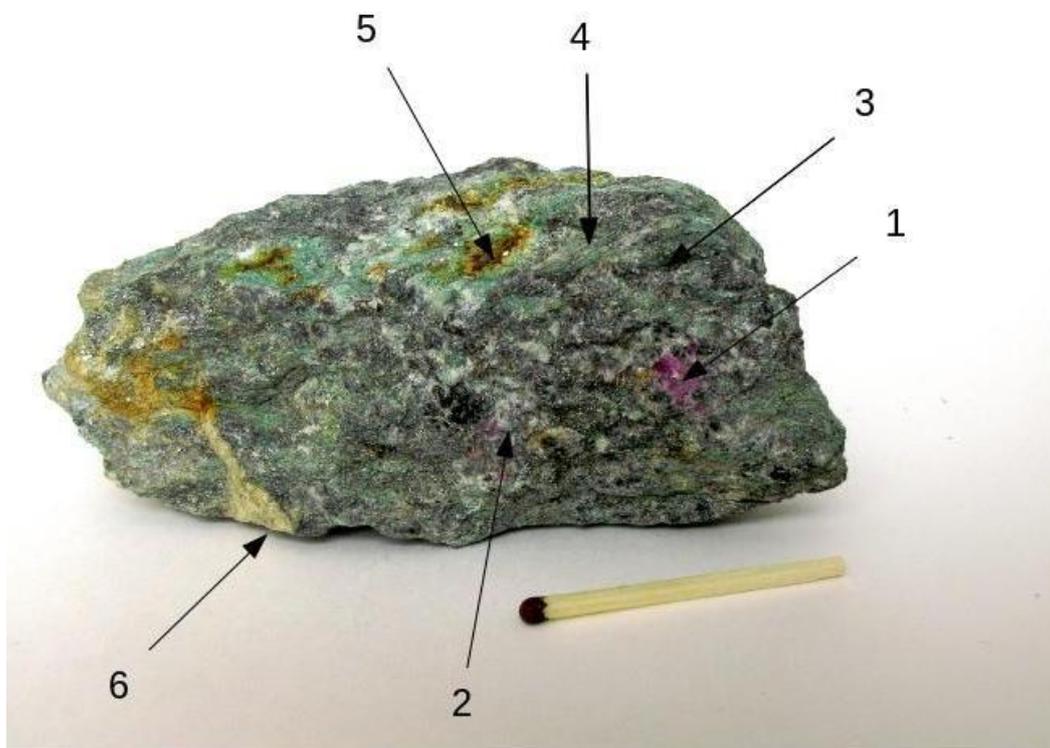
Целью представленного исследования является исследование повсеместного проявления изоморфизма в составе минералов рассматриваемого месторождения.  
Методы исследования.

Основу исследований составил морфологический и парагенетический анализ. Минеральный состав определялся методом рентгенофазового анализа на приборе ДРОН-3М,

аналитик А.В.Фёдоров, МГРИ им. Серго Орджоникидзе. Химический состав минералов исследовался методом микрорентгеноспектрального анализа на приборе "Самеса" SX 100 в режиме съёмки 15 kV, 30 nA, аналитик Н.Н. Кононкова, ГЕОХИ РАН.

## Результаты

На месторождении Снежное выделяется три группы минералов. Их полные химические анализы приведены (Литвиненко, 2020). Некоторые вопросы петрогенезиса изучены (Litvinenko et al., 2020). Геммологические особенности самоцвета рассмотрены (Sorokina, et al., 2015).



**Рисунок 1.** Фрагмент рубиноносной залежи с порти всеми главными минералами: 1–рубин, 2–плагиоклаз, 3 –скаполит, 4–мушквит, 5–пирит с "двориком" окисления, 6–секущая жилка позднего скаполита.

### Главные минералы

Мушквит. Его породообразующее значение в рубиноносных породах было занижено из-за трудностями диагностики на фоне безжелезистого флогопита. "Чистого" мушквита на месторождении нет. Минерал всегда содержит сотые доли процента хрома и ванадия. Кристаллохимическая формула мушквита:  
 $(K_{0.82}Na_{0.06}Ti_{0.03})_{0.91}Al_2[(Al_{0.67}Mg_{0.31}Cr_{0.003}V_{0.008})_{0.99}(Si_{2.98}Fe_{0.02})_3O_{10}](F_{0.1}Cl_{0.004}S_{0.001}(OH)_{1.89})_2$ .

Хромсодержащий мушквит и фуксит встречаются в форме мелко-среднечешуйчатого агрегата или отдельных чешуек, размером 1–3 мм. Их визуальная диагностика представляет сложность, т.к. даже небольшая примесь хрома (десятые доли

%) сразу окрашивает мусковит в ярко зелёный цвет. Для них характерны высокие и повышенные содержания  $TiO_2$  до 4.78,  $MgO$  до 5.5,  $Na_2O$  до 2.07,  $Cr_2O_3$  до 2.5,  $V_2O_3$  до 0.89, F от 0.03 до 0.89 мас.%. Кристаллохимическая формула фуксита:  $(K_{0.88}Na_{0.07}Fe_{0.05})_1Al_2[(Al_{0.8}Fe_{0.07}Cr_{0.13})_1(Si_{3.08})_3O_{10}](OH)_2$ .

Маргарит. Нашими исследованиями установлена его породообразующая роль в рубиноносных залежах (Литвиненко и др., 2015). Для него характерны  $Na_2O$  от 1.24 до 4.37,  $Cr_2O_3$  до 1.27,  $V_2O_3$  до 0.1, F до 0.32 мас.%. Кристаллохимическая формула самого богатого кальцием маргарита:  $(Ca_{0.79}Na_{0.15}K_{0.04}Mg_{0.02})Al_2[(Al_{1.87}Cr_{0.02}Si_{0.09}Ti_{0.01}Fe_{0.01})_2Si_2O_{10}](F_{0.02}(OH)_{1.98})_2$  и самого бедного им:  $(Ca_{0.33}Na_{0.55}K_{0.09}Mg_{0.03})Al_2[(Al_{1.93}Cr_{0.07}Fe_{0.01})_2(Si_{1.97}Fe_{0.03})_2O_{10}](F_{0.02}(OH)_{1.98})_2$

Флогопит наблюдается в форме хорошо сформированных чешуйчатых кристаллов от 2–5 до 10 мм в поперечнике, яркого светло-коричневого цвета. В нём установлены, в мас.%  $TiO_2$  1.42,  $FeO$  5.6,  $Na_2O$  0.96, F 1.87,  $Cr_2O_3$  0.24,  $V_2O_3$  0.19.

Нами установлена хромовая разновидность флогопита, содержащая  $Cr_2O_3$  до 3,20 мас.%. Его железистость сильно меняется от 1 до 14%. Кристаллохимическая формула с самым высоким содержанием хрома:  $K_{1.01}(Mg_{1.97}Fe_{0.16}Ti_{0.02}Cr_{0.18}V_{0.09}Al_{0.58})_3[(Si_{2.7}Al_{0.3})_3AlO_{10}](F_{0.21}(OH)_{1.79})_2$ .

Плагиоклаз образует белые или черные (из-за обилия включений) призматические кристаллы размером до 10 мм. В нём установлены, в мас.%:  $TiO_2$  до 0.28,  $FeO$  0.06,  $K_2O$  до 0.25,  $Cr_2O_3$  0.09,  $V_2O_3$  0.07. Кристаллохимическая формула альбита (№ 6):  $(Na_{0.93}Ca_{0.06}K_{0.01})_1[Al(Si_{2.94}Al_{0.6}Ti_{0.002}V_{0.002})_3O_8]$ , а андезина (№ 41):  $(Na_{0.6}Ca_{0.4})_1[(Al_{0.97}Ca_{0.1})_{0.98}(Si_{2.56}Al_{0.46})_3O_8]$ .

Скаполит. Содержание мейонита в составе скаполита варьирует от 23 до 74%, Cl – от 0.01 до 2.29, S – до 0.5, F – 0.25,  $K_2O$  – от 0.02 до 0.86,  $Cr_2O_3$  от 0.03 до 0.09,  $V_2O_3$  от 0.02 до 0.18 мас.%. Кристаллохимическая формула скаполита (№ 28):  $(Na_{1.84}Ca_{1.12}K_{1.76})_{4.72}[(Al_{14.49}Ca_{0.50}Cr_{0.01})_5(Si_{6.46}Na_{0.53}Fe_{0.005}Mn_{0.008})_7O_{24}](Cl_{0.62}S_{0.003}(CO_2)_{0.38})$ , а скаполита (№ 74):  $(Na_{1.07}Ca_{2.75}K_{0.04})_{3.86}[(Al_{15.78}Ca_{0.51}Cr_{0.005}Mg_{0.005})_6(Si_{5.94}Na_{0.04}Fe_{0.014}Ti_{0.006})_6O_{24}](Cl_{0.02}(CO_2)_{0.98})$ .

Рубин является самым крупным по размеру минералом длиной до 23 и шириной –10 см. При исследовании окраски рубинов нами было установлено, что содержание  $Cr_2O_3$  в пределах шлифа из розового рубина меняется от 0.24 до 0.00 мас.%. В красных зернах его содержание достигало 1.5 мас.% при средних значениях 0.3–0.6 (Литвиненко, 2020).

Кроме того, в нём установлены  $FeO$  до 0.41,  $V_2O_3$  до 0.13, F до 0.43 мас.%. В составе тёмно-розового до красного рубина практически постоянно присутствуют (в мас.%) от 0.01 до 0.17  $TiO_2$ , 0.03–0.19  $FeO$ , 0.01–0.06  $NiO$ , до 0.02  $CoO$ , 0.01–0.04  $MgO$ , 0.0–0.041  $CaO$ , 0.01  $K_2O$ , 0.01–0.04  $Na_2O$ , 0.01–0.55  $Cr_2O_3$ , 0.01–0.07  $V_2O_3$ , 0.01–0.16 F до 0.17  $P_2O_5$ .

#### Второстепенные минералы

Сфен образует две группы зёрен. Первая – «конвертообразные», крупные до 3 мм, мутные порфириобласты жёлтого цвета, иногда равномерно рассеянные по массе, которые замещены полупрозрачными вытянутыми кристаллами рутила. В отдельных шлифах их количество достигает 25–30%. Незамещенных кристаллов сфена не наблюдалось. Часто встречаются псевдоморфозы рутила по сфену. Вторая группа – это микроскопические окатанные кристаллы внутри породообразующих минералов. В сфене была установлена изоморфная примесь  $Al_2O_3$  до 9,8,  $Cr_2O_3$  до 0,2,  $V_2O_3$  до 0,78 и высокие содержания F до 4,63 мас.%. В сотых долях процента присутствуют FeO, MgO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O.

Рутил является сложным по генезису аксессуаром. Установлены две группы рутила: ранний – сингенетичный с рубином, слюдами и др. и поздний – связанный с распадом сфена. Для раннего характерны две формы габитуса. Первая представлена хорошо сформированными призмами (иногда ярко красного цвета), ограниченными с двух сторон пирамидами, и вторая – полуокатанными зёрнами, размером от микроскопических до 3 мм длины. Рутил содержит большое количество изоморфных примесей, в десятых долях %:  $Al_2O_3$ , CaO, FeO, F,  $Cr_2O_3$ ; в сотых долях –  $SiO_2$ , MnO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, NiO. В существенных количествах в нём выявлены:  $V_2O_3$  3, CaO 1.1.  $Cr_2O_3$  0.88 мас.%.

Турмалин часто наблюдается в шлифах в виде мелких изометричных зерен и редко в штуфах, где он представлен длиннопризматическими кристаллами светло-коричневого цвета, длиной до 0.5 см. Его химической особенностью являются примеси  $Cr_2O_3$  в количестве до 0.75 и  $V_2O_3$  до 0.58 мас.%.

#### Аксессуарные минералы

- 1) Ильменит: 54 TiO<sub>2</sub>, 30 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 4 SiO<sub>2</sub>, 3 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 2CaO, 0.9 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Сумма – 93.9.
- 2) Ильменорутил: 80 TiO<sub>2</sub>, 16 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1 SiO<sub>2</sub>, 1.3 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.27 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, от 1.18 до 1.3 V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.48 MnO. Сумма – 100.55.
- 3) Апатит отмечен в кальците и рубине: 6.5 F, 0.15–1.1 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.9 – 1.6 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- 4) Пирит часто формирует кристаллы кубической формы. Очень редко его обособления достигают более 1 см в поперечнике. В микрокристаллах установлены: 1.54 NiO, 0.11 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.03 V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.1 CaO, 0.06 Na<sub>2</sub>O, 0.05 MgO, 0.04 SiO<sub>2</sub>, 0.04 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- 5) Пирротин: 2 NiO, 0.75 MgO, 0.09 MnO, 0.4 CaO, 0.04 SiO<sub>2</sub>, 0.02 K<sub>2</sub>O, 0.02 Na<sub>2</sub>O, 0.01 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- 6). Магнетит: 7.75 SiO<sub>2</sub>, 6.18 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.82 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.86 CaO, 0.5 TiO<sub>2</sub>.
- 7). Халькопирит (2 определения).
- 8). Торит.
- 9). Диззакизит (Ce-минерал из группы алланита, Sorokina, et al., 2015).
- 10). Карбонат REE (преобладает Ce).

11). Доломит: 0.6 FeO, 0.07Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.05 V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.25 F, 0,05 MnO, 0.03NiO, 0.02 SiO<sub>2</sub>, 0.01 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 0.02 Na<sub>2</sub>O.

12). Ксенотим 36.5 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 40.3 Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3.4 Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3.4 Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 1.4 Sm<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

13). Монацит 28.2 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 40.7 Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 19.0 La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 6.6 Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

14). Циркон содержит до 2 мас.% HfO<sub>2</sub>.

## **Выводы**

1. Химические элементы, составляющие минералы месторождения Снежное отражают химический состав рубиноносных залежей.

2. Изоморфные примеси в составе минералов демонстрируют спектр многочисленных и разнообразных элементов, рассеянных в рассматриваемом месторождении.

## **Библиография**

1. Литвиненко А.К. Нуристан-Южнопамирская провинция докембрийских самоцветов // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 4. С. 305 – 312.
2. Литвиненко А.К., Насреддинов З.З., Сорокина Е.С. Маргарит – порообразующий минерал месторождения Снежное // Известия вузов. Геология и разведка. 2015. № 4. С. 22 – 26
3. Литвиненко А.К. Геология месторождения рубина Снежное, Центральный Памир. М.: Горная книга. 2020. 103 с.
4. Россковский Л.Н., Коноваленко С.И., Ананьев С.А. Условия образования рубина в мраморах.// Геология рудных месторождений. 1982. № 2. С. 57 – 66.
5. Litvinenko A.K., Sorokins E., Hager T., Kostitsyn Y., et al. Petrogenesis of the Snezhnoe ruby deposit, Central Pamir. Minerals. 2020. V.10. 24 May. pp. 478–500.
6. Sorokina E.S., Litvinenko A.K., Hofmeister W., Ruber and Sapphires from Snezhnoe, Tajikistan. Gem & Gemmology. 2015. V. 51. pp. 160–175.

***Элементы- примеси в минералах гидротермальных жил. «Прямая» и «обратная» зональность***

***Локтионов А.Д.\* (РГГРУ-МГРИ, shuralaktik@yandex.ru), Максимова И.В. (РГГРУ-МГРИ, imaximova.irina@yandex.ru)***

**Аннотация**

Элементы примеси помогают выявлять и локализовать такие полезные ископаемые, для которых иные методы локального прогноза нерентабельны. Во многом это касается редких рассеянных элементов, которые практически не образуют собственных минералов.

Однако есть ещё несколько очень важных аспектов, в которых не малую роль играет метод по изучению элементов примесей. Во-первых, выявление типоморфных особенностей в ассоциациях минералов, для корреляции месторождений с подобным набором минералов и элементов примесей в них. Во-вторых, определение уровня пересечения рудного тела, с дальнейшим прогнозированием рентабельности его разработки.

В данной работе мы будем пользоваться данными, собранными методом натурного описания стенок горной выработки. Материалы получены несколько десятков лет назад, когда месторождение ещё действовало, однако эти данные ничуть не устарели. Это ещё одно доказательство того, насколько важно грамотное описание объекта и сохранение каменного материала, чтобы даже через десятилетия его можно было использовать для дальнейшего исследования и создания современных моделей гидротермальных систем.

Файл тезисов должен быть назван по фамилии автора, а если авторов несколько – по фамилии первого (например, Иванов и др.doc)

**Ключевые слова**

Гидротермальные жилы, геохимическая и минералогическая зональности

**Теория**

Для начала пару слов стоит сказать о самом месторождении. Открытое в 1958 году Арсеньевское месторождение, оказалось достаточно продуктивным, в течении семи лет вели подсчёты и разведку, а уже в 1972ом передали в эксплуатацию Хрустальненскому ГОКу. Запасы месторождения превышали 100 тыс. тонн. Почти вся эта масса была сконцентрирована в жильных телах, крупнейшей по запасом считается жила Южная. Среди них отчетливо выделяются жилы основной — субмеридиональной, и дополнительной — субширотной серий. Вскрытие ПГВ происходит до глубины 400м (Х горизонт), и скважинами до 800м.

По основным геохимическим и геологическим параметрам можно дать краткую типизацию основных рудных жил Арсеньевского месторождения. По генетической формации жилы касситерит-сульфидные. Руда силикатного типа сложена турмалином, хлоритом, кварцем, касситеритом, местами повышенным количеством сульфидов

железа, меди. Руды вкрапленные, полосчатые, брекчиевидные, среднезернистые; содержание Sn от 0,3 до 1-2%; легкообогатимые, извлечение 75-80%.

Цель нашего исследования – выявить закономерности пространственного распределения минералов и элементов примесей в них. Формирование минералов или их ассоциаций зависит от большого числа факторов, к которым можно отнести температуру, давление, химические растворы и флюидные потоки, перемещающиеся по толще горных пород. Комплексное воздействие этих агентов на минеральное вещество и определяет его генезис. По сути, можно по нескольким минералам сложить полноценную картину формирования всей толщи. За счёт анализа обстановок выделили несколько типов минералов: нижне, средне и верхнегоризонтные. Большое количество исследований, позволило выявить минеральную зональность. Далее встал вопрос о геохимической зональности.

Анализ геохимического состава жилы «Южная», показал строгую вертикальную зональность рудообразующих элементов, которая отлично коррелируется с минералогическим распределением. Однако изучение распространения элементов примесей в нескольких пробах показало «обратную» зональность.

Большинством учёных принято считать, что элементы примеси подчиняются законам общей геохимической зональности. То есть, если у нас есть химический элемент, который является минералообразующим и его минерал считается приуроченным к нижним горизонтам, то доля этого элемента как примеси будет максимальна на нижних горизонтах. Такой вывод выглядит очень логичным и удобным, однако не совсем корректен, а в некоторых случаях полностью противоречит полученным нами результатам.

В данной работе доказывается, что рассеивание элементов примесей гораздо сложнее того, что принято на данный момент. Для доказательства нами были взяты 4 основных минерала (сфалерит, галенит, арсенопирит и касситерит), они выбраны по нескольким критериям. Ориентируясь на минералогическую зональность (табл.1), можно заметить, что максимумы распространения минералов приурочены к разным горизонтам, что позволит полноценно исследовать обратную зональность. Во-вторых, эти минералы содержат практически весь спектр основных элементов месторождения на каждом из горизонтов.

В таблице 1 показана минералогическая зональность сфалерита, галенита, арсенопирита и касситерита. Минералы расположены по горизонтам, к которому они приурочены от верхних к нижним (если смотреть слева на право).

Таблица 1.

Минералогическая зональность жилы Южная.

	сфалерит	галенит	арсенопирит	касситерит
горизонт II	23,1	2,2	5	0,07
горизонт IV	12	1,6	6,9	0,62
горизонт VI	10,1	1,3	9,6	1,57
горизонт VIII	1,2	0,6	3,3	3,7
горизонт X	0,8	0,6	7,1	7,05

Общая геохимическая зональность представлена следующим рядом (снизу вверх): Sn, Bi, Ti, W, Cr, V, As, Mn, Co, In, Cu, Pb, Cd, Zn, Ag. Таблица 2 демонстрирует зональность элементов, которые образуют собственные минералы на данном месторождении при этом являются примесями в остальных минералах. Продолжим рассматривать образцы из таблицы 1. Следовательно минералообразующими в них будут: олово, мышьяк, свинец и цинк. Теперь детально разберём один из минералов и связанные с ним зональности.

Благодаря таблице 1 и предыдущему опыту знаем, что касситерит – минерал, приуроченный к нижним горизонтам. В касситерите, естественно, рассмотрим олово (Sn), главный элемент. Пользуясь общепринятой закономерностью зонального распределения элементов примесей, должна получиться вот такая картина: максимальная доля олова в касситерите и как основного элемента, и как примеси будет максимальна на нижних горизонтах.

Таблица 2.

Зональность элементов в основных минералах в жиле Южная

		Sn	As	Pb	Zn
<b>СФАЛЕРИТ</b>	Горизонт II	■	■	■	■
	Горизонт IV	■	■	■	■
	Горизонт VI	■	■	■	■
	Горизонт VIII	■	■	■	■
	Горизонт X	■	■	■	■
<b>ГАЛЕНИТ</b>	Горизонт II	■	■	■	■
	Горизонт IV	■	■	■	■
	Горизонт VI	■	■	■	■
	Горизонт VIII	■	■	■	■
	Горизонт X	■	■	■	■
<b>АРСЕНОПИРИТ</b>	Горизонт II	■	■	■	■
	Горизонт IV	■	■	■	■
	Горизонт VI	■	■	■	■
	Горизонт VIII	■	■	■	■
	Горизонт X	■	■	■	■
<b>КАССИТЕРИТ</b>	Горизонт II	■	■	■	■
	Горизонт IV	■	■	■	■
	Горизонт VI	■	■	■	■
	Горизонт VIII	■	■	■	■
	Горизонт X	■	■	■	■

## **Выводы**

Исходя из вышесказанного, отметим, что зональность элементов-примесей качественно отличается от геохимической зональности в рудных жилах и является контрастной. Проследив распределение четырех основных минералов, выявили поведение значимых химических элементов, а также элементов-примесей. Предыдущие исследования давали упрощенные выводы о зависимости геохимической и минералогической зональности, в действительности не всегда эта зависимость прямо пропорциональна. Понимание зависимости геохимической и минералогической зональности может изменить порядок прогнозирования и разработки полезных ископаемых.

## **Библиография**

1. Максимова И.В. Зональность эндогенных ореолов оловорудных образований и локальный прогноз оруденения на месторождении в Приморье. – Изв. Вузов. Геол. и разв., 1984, №11.
2. Максимова И.В., Пискорский Н.П. Особенности пространственного распределения элементов-индикаторов в оловорудных жилах и околожилных метасоматитах. – Изв. Вузов. Геол. и разв., 1984, №2.
3. Никулин Н.Н. Микроэлементы в касситеритах – индикаторы оценки оловорудных объектов. – В кн.: Минералогические критерии оценки рудоносности. Л., Наука, 1981.
4. [http://www.kscnet.ru/journal/kraesc/article/viewFile/591/pdf\\_1](http://www.kscnet.ru/journal/kraesc/article/viewFile/591/pdf_1) - статья об Арсеньевском месторождении.
5. <http://www.mining-enc.ru/o/olovyannye-rudy/> - промышленные типы месторождений

**Особенности бёмитовых бокситов бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка)**

**Мамедов В.И. (МГУ имени М.В. Ломоносова, frolikovam@gmail.com),  
Макарова М.А.\* (ИГЕМ РАН, frolikovam@gmail.co), Боева Н.М. (ИГЕМ РАН,  
boevanatalia1966@gmail.com), Шупилова Е.С. (ИГЕМ РАН,  
lenusik.shipilva@rambler.ru)**

**Аннотация**

На территории провинции Фута Джалон-Мандинго выделен особый класс бокситов, отличающийся от *in situ* экстракачеством и повышенным содержанием бёмита. Показана пространственная и генетическая связь этих бокситов с осадочно-латеритными бокситами, образованными по водно-осадочным отложениям серии Сангареди, но имеющими лучшую сохранность, благодаря чему впервые были использованы как возрастной репер при картировании средне-позднемиоценовой выровненной поверхности. Выявлено влияние остаточных бёмитовых бокситов на более высокое качество бокситов провинции Фута Джалон-Мандинго.

**Ключевые слова**

Латеритные коры выветривания, бокситы, бёмит, средне-позднемиоценовая поверхность

**Источники финансирования**

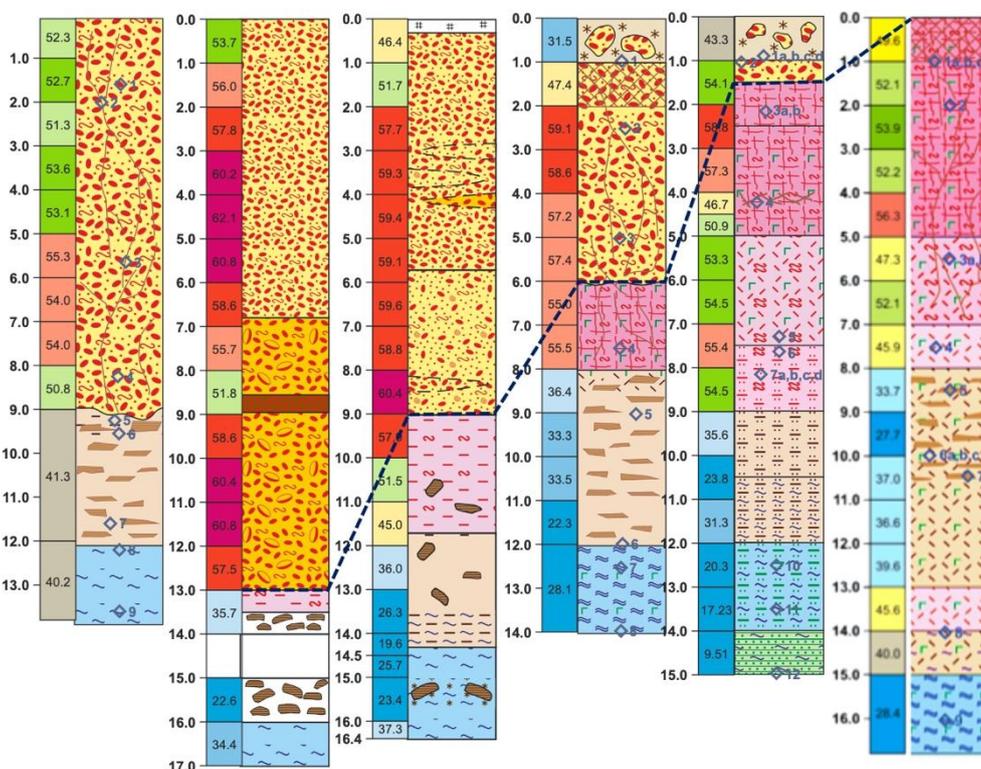
Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН, проекта РФФИ № 19-05-00519, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

**Теория**

В процессе поисково-разведочных работ на северо-западе провинции Фута Джалон-Мандинго (ФДМ) были выявлены особенные, с повышенным содержанием бёмита, бокситы по коренным породам ложа серии Сангареди. Эти бокситы узнаются, прежде всего, по светлой окраске, гелеморфным и оолитовым структурам. Образование таких бокситов происходит под слоем светлых маложелезистых осадочно-латеритных бокситов по обеленным коренным породам за счет перераспределения вещества в профиле выветривания.

В классических *in situ* латеритных корках выветривания повышенного содержания бёмита и наличия гелеморфных и оолитовых бокситов не фиксировалось. Они связаны только с латеритизацией обеленных отложений серии Сангареди или с совместно латеритизированными подстилающими породами. Если сохранившаяся мощность осадочно-латеритных бокситов, образованных по среднемиоценовым отложениям серии Сангареди, практически полностью совпадает с зоной аэрации и инфильтрации, то ниже этих бокситов обычно залегают железистые латериты, характерные для зоны колебания зеркала грунтовых вод (рис. 1). По мере уменьшения мощности осадочно-латеритных бокситов и освобождения от них зоны аэрации и инфильтрации, под ними появляются бокситы по коренным породам. И, наконец, если осадочно-латеритные бокситы полностью срезаны, то эти своеобразные светлые гелеморфные или гелефицированные,

высокоглиноземистые, с повышенным содержанием бёмита, бокситы по коренному субстрату, залегают прямо у поверхности – под почвой. Тогда как в классическом латеритном профиле в самом верху, на поверхности, обычно залегают железистые латериты кирасы или железистые бокситы, которые ниже становятся более высокоглиноземистыми и в самом низу сменяются железистыми латеритами. Такая геохимическая зональность относится к прямой, характерной для классических латеритных разрезов. Ни в одной части рудного горизонта бёмита практически нет. Если в классических латеритных бокситах качество полезного ископаемого ухудшается с глубиной, то в этих - наоборот - чем ближе они расположены к дневной поверхности, тем являются более высококачественными. Таким образом, в разрезе наблюдается обратная зональность. Привнос глинозема происходит сверху, с фронтом просачивающихся поровых растворов, которые насыщены растворенными соединениями алюминия (Макарова и др., 2019). Осаждение гелей алюминия из пересыщенных поровых растворов приводит к пропитке и замещению каолиновых глин криптокристаллическим глиноземистым веществом, с заметной ролью моногидратных (бёмитовых) форм.



**Рисунок 1.** Серия разрезов по скважинам с уменьшающейся мощностью осадочно-латеритных бокситов и появлением под ними бёмитовых бокситов.

В таблице 1 приведены данные химического состава обеленных коренных пород (белых каолиновых глин) и типичных бёмитовых бокситов. Для них характерно очень высокое качество и, также как для осадочно-латеритных бокситов, повышенное (20%) содержание моногидрата алюминия ( $Al_2O_3_{\text{моно}}$  - бёмита), в отличие от классических латеритных бокситов, в которых  $Al_2O_3_{\text{моно}}$ , как правило, редко превышает 2-2.5% и большая часть которого обязана алюмогетиту, а не бёмиту. Видно, что бёмитовые бокситы ближе к осадочно-латеритным, что помимо пространственной связи свидетельствует об их генетической связи. Различия проявляются только в структурах материнского субстрата.

Таблица 1.

Содержание породообразующих компонентов в различных литолого-генетических типах бокситов.

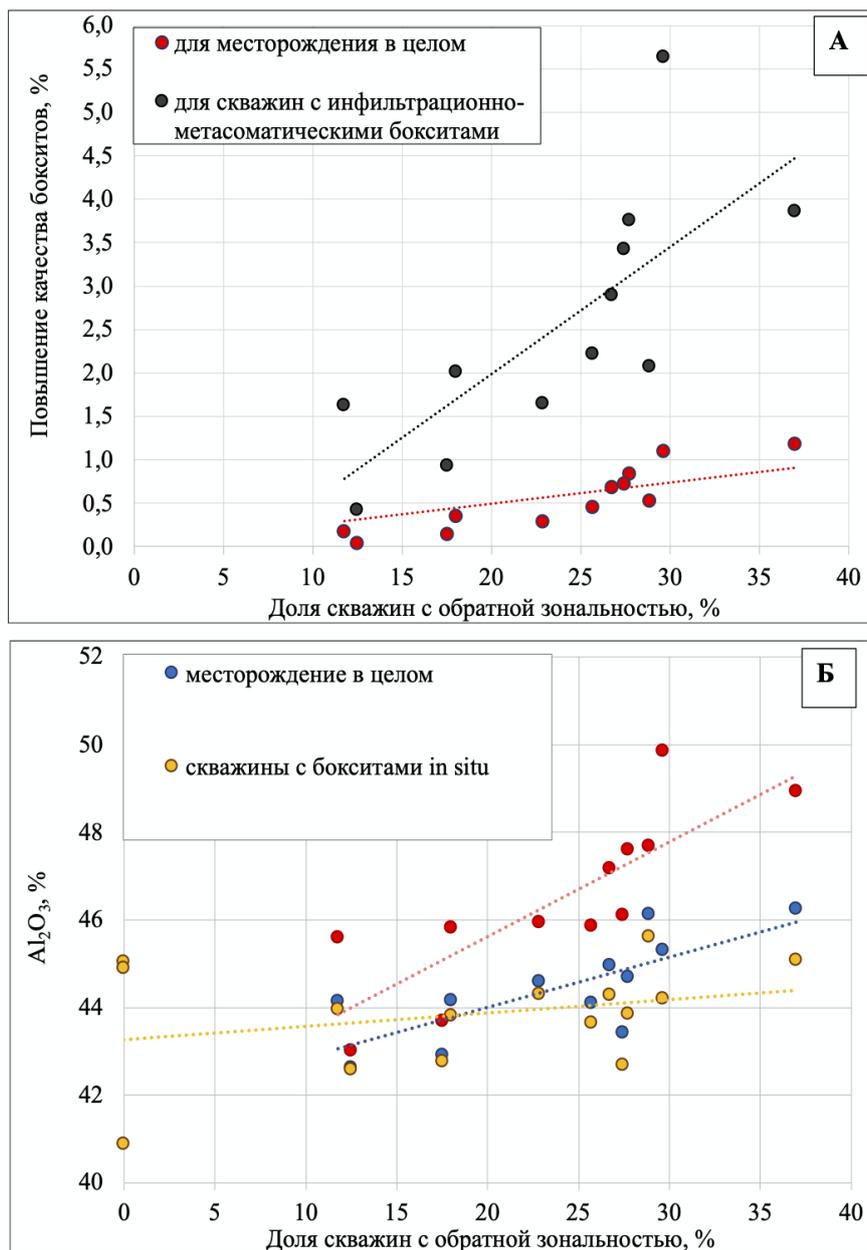
литолого-генетические типы	содержание в исходной породе, %				содержание в боксите, %			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> моно	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> моно
классические <i>in situ</i>	59.48	16.63	8.32	-	0.92	42.53	27.69	1.89
осадочно-латеритные бокситы								
по галечникам	43.54	37.37	3.22	0.2	0.68	64.90	2.65	18.25
по гравийникам	42.06	35.87	5.14	0.2	0.74	62.14	4.31	14.11
по пескам	41.02	38.84	3.7	2.17	0.89	62.75	2.78	11.16
по глинам	43.5	38.57	1.64	0.25	0.80	63.49	2.89	17.67
бёмитовые бокситы								
слабо-гелефицированные	50.1	30.9	4.7	н.о.	1.68	52.7	12.58	2.55
сильно-гелефицированные					0.75	55.07	8.44	8.67
гелеморфные					1.59	61.53	4.14	12.17
оолитовые					0.72	64.22	2.79	19.35

В процессе поисково-разведочных работ на месторождениях провинции Фута Джалон-Мандинго выяснилось, что влияние процессов, связанных с эволюцией отложений серии Сангареди очень широко. Пересечения с обратной геохимической зональностью встречаются почти на всех месторождениях провинции. При этом, чем глубже прошел эрозионно-денудационный врез, тем меньше остается пересечений с обратной зональностью. Чем больше сохранилось таких точек с обратной зональностью, тем больше разница в средних содержаниях глинозема между скважинами с прямой и обратной зональностью (рис. 2).

Проведенные расчеты и сопоставления впервые позволили объяснить причины повышенного качества бокситов на многих месторождениях провинции ФДМ. Благодаря этому среднее содержание глинозема в целом по провинции превышает 45% при среднем содержании кремнезема 2,3%, что удовлетворяют требованиям промышленности химико-металлургического передела на глинозем, без предварительного их обогащения. Рудные блоки бёмитовых гелеморфных и гелефицированных бокситов представляют собою высококачественное сырье экспортного качества. Из-за повышенного содержания бёмита металлургический передел таких бокситов должен осуществляется по высокотемпературной схеме (235°C и выше).

## Выводы

Таким образом, на территории провинции ФДМ выделен особый класс бокситов, отличающийся от *in situ* экстракачеством и повышенным содержанием бёмита. Эти бокситы пространственно и генетически связаны с осадочно-латеритными бокситами, образованными по водно-осадочным отложениям серии Сангареди, но имеющими лучшую сохранность, благодаря чему впервые были использованы как возрастной репер при картировании средне-позднемиоценовой выровненной поверхности - Главной бокситоносной поверхности провинции ФДМ. Осадочно-латеритные и бёмитовые бокситы к настоящему времени большей частью уничтожены эрозионно-денудационными процессами, но их остаточная сохранность в целом повлияла на более высокое качество бокситов ФДМ.



**Рисунок 2.** Влияние бёмитовых гелеморфных бокситов на общее качество руд на месторождениях: А – повышение  $Al_2O_3$  в бокситах (по сравнению с insitu) в зависимости от количества скважин с обратной зональностью; Б – зависимость качества бокситов от количества скважин с обратной зональностью.

## Библиография

1. Макарова М.А., Мамедов В.И., Алехин Ю.В., Шпилова Е.С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика) // Доклады Академии Наук, серия Геохимия. 2019. Т. 489. № 1. С. 60–64.
2. Мамедов В.И., Зайцев В.А., Макарова М.А., Пашков В.С. Новый взгляд на геоморфологическое развитие рельефа Западной Африки // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 1–7.

**Особенности минерального и химического состава пород дунит-гарцбургитового комплекса массива Итмурунды (Северо-Балхашская офиолитовая зона, Центральный Казахстан)**

**Милюкова А.Г.\* (Геологический институт РАН, [flerkken@gmail.com](mailto:flerkken@gmail.com)),  
Скобленко (Пилицына) А.В. (Геологический институт РАН, [an.pilitsyna@gmail.com](mailto:an.pilitsyna@gmail.com))**

**Аннотация**

В данной работе в пределах Северо-Балхашской зоны описана часть офиолитового разреза, в строении которой участвуют дуниты и гарцбургиты, представляющие крупный блок в серпентинитовом меланже в пределах массива Итмурунды. Изучен химический состав породообразующих минералов, валовый химический состав и концентрации редких и рассеянных элементов, включая редкоземельные. На основании петролого-геохимических особенностей пород и минералов выявлено, что дуниты и гарцбургиты Итмурундинского массива являются изохимично серпентинизированными реститами, образованными в результате высоких степеней частичного плавления деплетированного мантийного источника в надсубдукционных обстановках.

**Ключевые слова**

Шпинелевые перидотиты, рестит, офиолиты, надсубдукционные зоны

**Источники финансирования**

РНФ № 19-1700101

**Теория**

В строении покровно-складчатых сооружений Центрально-Азиатского орогенного пояса участвуют фрагменты океанической коры и верхней мантии, входящие в состав офиолитовых разрезов, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках. Наиболее полные фрагменты разрезов океанической литосферы в пределах западного сегмента Центрально-Азиатского пояса известны в Джалаир-Найманской, Бошекульской, Майкаин-Кызылтаской, Тектурмасской и Северо-Балхашской офиолитовых зонах [3]. Северо-Балхашская офиолитовая зона расположена в Центральном Казахстане и протягивается в субширотном направлении на 250 км при ширине от 5 до 15 км. В ее строении участвует серпентинитовый меланж, в составе которого присутствуют блоки ультрамафитов, хромититов, габбро и плагиогранитов, эклогитов и глаукофановых сланцев, а также пластины, сложенные фрагментами кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов, олистостромовыми и кремнисто-туфогенными толщами [3]. Нижние части офиолитового разреза представлены пространственно разобщенными фрагментами реститового и полосчатого комплексов, которые слагают массивы Итмурунды и Архарсу, являющиеся крупными блоками в серпентинитовом меланже в юго-западной части Северо-Балхашской зоны. К породам реститового комплекса массива Итмурунды относятся в различной степени серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, являвшиеся основными объектами исследований.

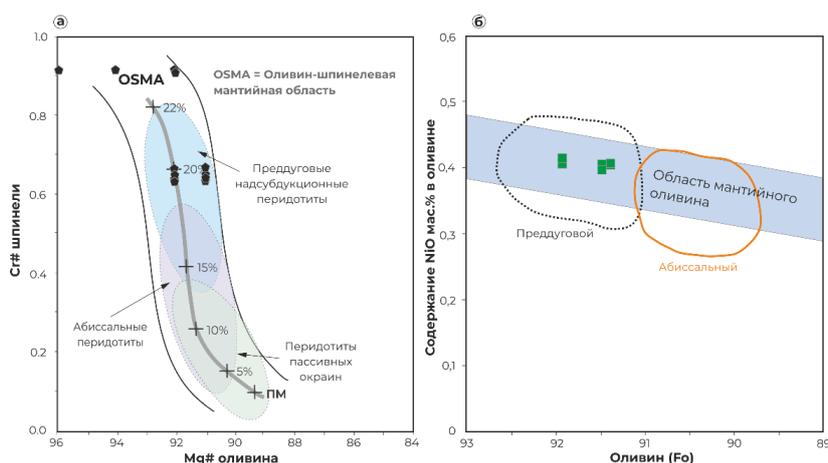
Для изучения были выбраны четыре образца наименее серпентинизированных ультрамафитов пород, для которых характерна массивная текстура и среднезернистая гипидиоморфнозернистая структура. Гарцбургиты состоят из оливина (72-89%), ортопироксена (10-26%) и клинопироксена (до 3%). Вторичными минералами являются серпентин и амфибол (тремолит), аксессуарными – хромшпинелиды (1-2%). Дуниты состоят из оливина (98%) и аксессуарных хромшпинелидов (2%).

Оливин в обеих разностях представлен субидиоморфными, немного удлиненными зернами размером до 2 мм. Зерна разбиты сетью микротрещин, по которым развивается петельчатый серпентин. В центральной части прожилков отмечаются мелкие зерна магнетита, образующие цепочки. Зерна оливина обладают однородным слабоволнистым угасанием. Оливин характеризуется высокой магнезиальностью ( $Mg\# = 91-95$ ) и демонстрирует высокие концентрации NiO (до 0,2-0,4 мас.%), низкие содержания  $Cr_2O_3$  (до 0,01 мас.%) и CaO (до 0,01 мас.%). На диаграмме зависимости концентрации никеля от магнезиальности точки анализов оливинов попадают в область составов мантийных оливинов (рис.16). Ортопироксен встречается в виде бесцветных таблитчатых и призматических кристаллов размером до 2 мм. Внутри некоторых зерен развиты тонкие ламели моноклинного пироксена шириной ~1-2 мкм. В большинстве случаев зерна ортопироксена частично или полностью замещены серпентином. Ромбический пироксен соответствует высокомагнезиальной разновидности – энстатиту ( $(En_{89-91}Fs_{7-8})$ ) – с содержанием  $Al_2O_3$  в диапазоне 1,1-1,2 мас.%. При этом магнезиальность ортопироксена ( $Mg\# = 92-92$ ) сопоставима с магнезиальностью находящегося с ним в ассоциации оливина. Моноклинный пироксен формирует бесцветные мелкие зерна неправильной формы размером до 0,4 мм, а также присутствует в виде ламелей внутри ортопироксена. По химическому составу клинопироксен соответствует диопсиду ( $En_{2.4-2.5}Fs_{49-49.4}Wo_{49-49.4}$ ;  $Mg\# = 95-97$ ;  $Al_2O_3 = 0,8-1,0$  мас.%;  $Cr_2O_3 = 0,5-0,8$  мас.%). Хромшпинелид в обеих разновидностях представлен гипидиоморфными либо ксеноморфными зернами от темно-красного до буро-коричневого цвета размером до 0,5 мм. Также встречаются тонкие выделения хромшпинелида-магнетита на границе оливина и ортопироксена. Шпинель имеет различный состав, но в пределах одного зерна содержание основных компонентов меняется незначительно ( $Cr\# = 63-96$ ,  $Mg\# = 20-27$ ), и соответствует хромиту и алюмохромиту. В некоторых зернах шпинели отмечается химическая зональность, выраженная в увеличении хромистости, железистости и уменьшении магнезиальности от центральной части к краевой. Для таких зерен характерно присутствие магнетитовых кайм. Содержания хрома и железа в шпинели обнаруживают прямую корреляцию, что характерно для шпинелей в мантийных реститовых перидотитах [7].

Шпинелевые гарцбургиты и дуниты характеризуются низкими содержаниями  $SiO_2$  (35,81-40,44 мас.%),  $Al_2O_3$  (0,33-0,86 мас.%), CaO (0,51-0,86 мас.%),  $TiO_2$  (<0,01 мас.%) и щелочей ( $\Sigma(Na_2O + K_2O) = 0,08 - 0,28$  мас.%). Породы отличаются высокой магнезиальностью ( $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)*100 = 83,6-86,7$ ) и высокими концентрациями никеля ( $Ni = 2033-2327$  ppm) и хрома ( $Cr = 2051-817$  ppm). Исследуемые породы характеризуются отношениями  $FeO/SiO_2$  (0,173–0,197) и  $CaO/Al_2O_3$  (0,85–1,55), что соответствует параметрам, выведенным для изохимически серпентинизированных мантийных реститовых перидотитов ( $FeO/SiO_2 = (0,170-0,202)$ ;  $Cr_2O_3/SiO_2 = (0,0065-0,0119)$ ;  $CaO/Al_2O_3 \leq 2,0$  [1]). Породы демонстрируют значительные вариации значений потерь при прокаливании (п.п.п. ~ 8,4-12,5), что может указывать на различную степень серпентинизации. Ни один из основных элементов не коррелирует со значениями п.п.п., то есть серпентинизация, по-видимому, не оказывает существенного влияния на их

содержания в породах. Исходя из полученных данных по химическому и минеральному составам, изучаемые дуниты и гарцбургиты близки к реститовым мантийным комплексам океанической литосферы [4].

Перидотиты и дуниты обеднены всеми РЗЭ ( $\Sigma\text{РЗЭ} = 0,26-0,61 \text{ ppm}$ ), а часть значений находится ниже предела обнаружения. На диаграмме, нормализованной к составу примитивной мантии, заметно незначительное обогащение пород крупноионными литофильными элементами при низких содержаниях высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов. Для пород характерны умеренные положительные аномалии по Mo, Pb, Sr и отрицательные аномалии Rb и Ti. За исключением некоторых элементов химический состав гарцбургитов и дунитов в основном соотносится с составом деплетированной мантии (DMM) [9]. Следует отметить, что значительное влияние на химический состав мантийных пород оказывают наложенные процессы. Так, для изучаемых дунитов и гарцбургитов отмечается несоответствие между магнезиальностью пород и магнезиальностью входящего в их состав оливина. Это, по-видимому, связано с неизбежными потерями части магния при серпентинизации, однако изучаемые ультрамафические разности характеризуются высокими концентрациями MgO, что позволяет делать выводы о магматической эволюции пород и восстанавливать условия их формирования.



**Рисунок 1.** Вариационная диаграмма Mg# в оливине - Cr# в шпинели для перидотитов массива Итмуруды. Линиями показаны область сосуществования оливина и хромистой шпинели (OSMA) и тренд частичного плавления [2], ПМ - состав примитивной мантии; Вариационная диаграмма содержаний NiO (мас.%) в оливине – Fo в оливине [6].

Химические составы пород нижних частей офиолитов и слагающих их минералов могут отражать степень истощения пород, сформированных в процессе частичного плавления мантийного вещества. Такие параметры состава минералов, как хромистость шпинели и магнезиальность оливина могут быть использованы для определения степени деплетированности мантийных перидотитов [5]. Шпинели в мантийных перидотитах являются хорошими петрогенетическими индикаторами, так как в меньшей степени подвержены вторичным изменениям. Хромистость шпинели может быть использована для определения условий образования мантийных перидотитов и оценки степени частичного плавления мантийного субстрата, которая рассчитывается по формуле:  $F=10 \times \ln(\text{Cr}\#)+24$  [5]. Согласно проведенным расчетам, степень частичного плавления для изучаемых дунитов и гарцбургитов составляет ~19-20%. Зависимость между значениями хромистости шпинели и форстеритовым компонентом в оливине показывает, что исследуемые образцы попадают в область сосуществования оливина и шпинели (OSMA, рис 1а.) [2]. Так же, как и хромистость шпинели, содержание никеля в

оливин является петрогенетическим индикатором, а наибольшие концентрации никеля содержатся в высокомагнезиальном первичном оливине. По соотношению магнезиальности оливина и содержанию никеля изучаемые дуниты и гарцбургиты близки к мантийным реститовым ультрамафитам [7]. Кроме того, высокое содержание хрома в шпинели наряду с высоким содержанием форстерита в оливине из ультрамафитов, обогащенность крупно-ионными литофильными элементами и отрицательные Nb аномалии, проявленные в породах полосчатого комплекса в пределах массива Архарсу в более высоких частях разреза, могут свидетельствовать о надсубдукционном происхождении дунитов и гарцбургитов Итмурундинского массива.

## Выводы

По химическому и минеральному составам и по большинству эмпирических петрохимических показателей дуниты и гарцбургиты массива Итмурунды отвечают составам реститовых перидотитов, образованных в результате плавления деплетированного мантийного источника в надсубдукционных обстановках.

## Библиография

1. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ РАН, 2003. 381 с.
2. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 191-204
3. Degtyarev K.E., Luchitskaya M.V., Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Yakubchuk A.S. Early Paleozoic suprasubduction complexes of the North Balkhash ophiolite zone (Central Kazakhstan): Geochronology, geochemistry and implications for tectonic evolution of the Junggar-Balkhash Ocean.
4. Bodinier J-L, Godard M. Orogenic, Ophiolitic, and Abyssal Peridotites. Treatise on Geochemistry. 2. 103-170., 2003
5. Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // Nature. - 2001. - V. 410. - P. 677-681.
6. Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125 // Proceeding of the ocean drilling program, scientific results / P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking et al. 1992. V. 125. P. 445-485.
7. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich Arc-Basin system, South Atlantic // Contribs Mineral. and Petrol. 2000. V. 139. P. 36-53
8. Takahashi E. Origin of basaltic magmas-implications from peridotite melting experiments and an olivine fractionation model. Bullet. Volcanolog. Soc. Japan 30, 17-40, 1986.
9. Workman, R., Hart, S.R. Major and trace element composition of depleted mantle. Earth Planet. Sci. Lett. 6. 1-49, 2004

*Минералогия золоторудного месторождения Широ́тный в горах Чакылкаля́н  
(Ю́жный Тянь-Шань)*

*Мирусманов М.А. (Ташкентский государственный технический университет,  
mmirusmanov@mail.ru)*

### **Аннотация**

На месторождении Широ́тный по минералогическому составу, содержанию основного и попутного компонентов, минералогическим формам нахождения золота выделено четыре природных типа руд. Главными рудными минералами являются самородное золото, пирит, шеелит, арсенопирит, халькопирит, гетит, гидрогетит, углеродистое вещество. По результатам рациональных анализов выявлены количественные соотношения 5 форм нахождения золота. Наибольшее распространение имеют 2 типа: высокопробное цианируемое золото; золото тонковкрапленное в сульфидах.

### **Ключевые слова**

Природный тип руды, минералогические формы золота, рациональный анализ, цианируемое золото, золото тонковкрапленное в сульфидах.

### **Теория**

Месторождение Широ́тный с золото-вольфрамовым оруденением расположено в южной части Кызылтурукского рудного поля. В структурном отношении этот район относится к Зарафшана-Алайской структурно-формационной зоне Южного Тянь-Шаня [1]. В геологическом строении месторождения Широ́тный участвуют отложения ордовика, девона и карбона.

Рудовмещающими на рудопроявлении являются кремнистые сланцы девона. В пределах тектонических зон они интенсивно рассланцованы, перемяты и дезинтегрированы. Зоны межпластовых срывов, развитые, как правило, на контактах кремнистых и карбонатных пород, с четкими поверхностями скольжения, характеризуются образованием по карбонатным породам тектонических брекчий с кварцевым цементом, а по кремнистым сланцам – зон хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов.

Основные рудоконтролирующие структуры на месторождении Широ́тный – продольные разрывы длительного развития и оперяющие по отношению к ним зоны сколовых трещин северо-западного и северо-восточного простирания. Ведущей рудолокализирующей структурой служит широтный разрыв (надвиг).

Оруденение рудного поля отнесено предыдущими исследователями к кварц-сульфидно-золоторудной формации [2, 3, 5]. Однако, В.Д.Цой и др. [4] месторождение Широ́тный считают нетрадиционным апокарбонатным типом.

В результате исследования минералого-геохимических особенностей, геолого-структурных условий локализации золотого оруденения и по совокупности главных свойств руд (минеральный состав, содержание основного и попутных компонентов,

форма нахождения золота) на месторождении Широ́тный на сегодняшний день можно выделить четыре природных типа.

*Первый природный тип* представляет окисленные золотые и золото-вольфрамовые руды в сланцах и известняках, развитых в зоне Широ́тного надвига в субсогласных зонах дробления и брекчирования на контакте известняков и кремнистых сланцев, где наблюдаются окварцевание, серицитизация, карбонатизация и лимонитизация пород. Новообразованные жильные минералы представлены кварцем, серицитом, кальцитом и анкеритом. Их количественные соотношения меняются в широких пределах. При этом существенная часть первичных сульфидов окислена.

*Второй природный тип* представлен первичной золото-вольфрамовой рудой в углисто-кремнистых сланцах и известняках. Эти руды также развиты в зоне Широ́тного надвига в субсогласных зонах дробления и брекчирования на контакте вышеуказанных пород, где наблюдается их окварцевание, серицитизация, карбонатизация и сульфидизация. Новообразованные жильные минералы представлены кварцем, серицитом, кальцитом, анкеритом, пиритом, шеелитом, турмалином. Их количественные соотношения меняются в широких пределах. При этом существенная часть первичных сульфидов не окислена.

*Третий природный тип руд* представлен первичными золотыми рудами в окварцованных, брекчированных и сульфидизированных кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых и углисто-сланцисто-кремнистых сланцах. Отличительной чертой третьего типа от второго является, с одной стороны, отсутствие в составе новообразованных минералов шеелита и турмалина, а с другой, повышение роли арсенопирита и углеродистого вещества.

*Четвертый природный тип руд* характеризуется более низкими содержаниями основного полезного компонента в окварцованных, брекчированных и сульфидизированных кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых и углисто-сланцисто-кремнистых сланцах с различной примесью карбонатного материала. От других типов руд отличается увеличением в составе роли карбонатов и почти отсутствием таких минералов, как шеелит и турмалин.

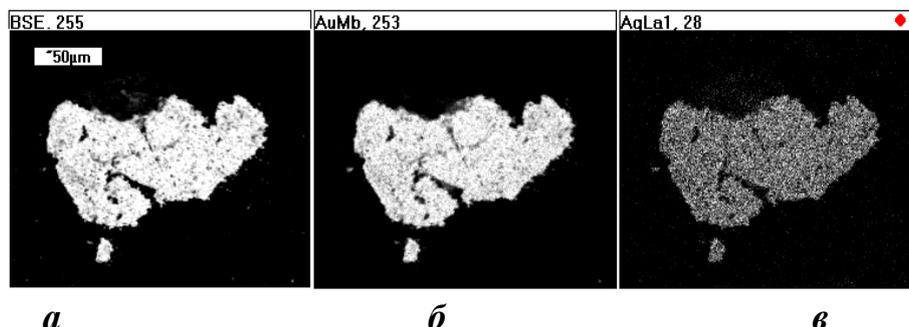
Главными рудными минералами являются самородное золото, пирит, шеелит, марказит, арсенопирит, гётит и гидрогётит, а также углеродистое вещество. Остальные рудные минералы встречаются реже. Пирит составляет более 90% рудных минералов. В окисленных рудах гидроокислы железа (более 90%) чаще всего имеют форму псевдоморфоз по пириту. Нерудные минералы – кварц, кальцит, серицит и анкерит. Среди изменений в породах первое место занимает окварцевание, развитое во всех четырех типах руд. Кальцитизация также наблюдается во всех четырех типах руд, но в меньшем количестве.

*Самородное золото* – главный промышленно ценный компонент в изученных рудах. Представлено в основном самородной формой, а в меньшей степени – в виде субдисперсной примеси в сульфидах и других минералах. Как правило, образует тончайшие обособленные включения, иногда собранные в мелкие, «облачные скопления». В соответствии с размерами золото относится в основном к тонкодисперсному (0,005-0,01мм) и пылевидному (0,01-0,05мм), и реже, к очень мелкому (0,05-0,1мм) и мелкому (0,1-0,5мм). Для уточнения минеральных форм нахождения золота в рудах были выполнены анализы на золото. В результате выявлены

количественные соотношения 5 форм нахождения золота по характеру связи их с рудными компонентами. Золото в рудах I типа на 85,8-90,8% состоит из свободно цианируемого. От 0,5 до 3,9% – это ассоциированное с оксидами и гидроксидами железа и марганца (цианируемое после соляно-кислотной обработки). В рудах II типа свободно цианируемого золота от 3,6 до 79,7%, а тонковкрапленного в сульфидах (цианируемого после азотно-кислотной обработки) – от 9,6 до 64,7%. В рудах III типа свободно цианируемое золото составляет от 20,9 до 42,6%, а тонковкрапленное в сульфидах – от 51,8 до 71,7%. В рудах IV типа свободно цианируемого золота от 46,9 до 60,4%; цианируемое после щелочной обработки – до 8,8%; цианируемое после соляно-кислотной обработки – от 12,5 до 17,7%; тонковкрапленное в сульфидах – от 21,9 до 22,2%. Золото тонковкрапленное в кислото-нерастворимых минералах во всех типах руд от 0,05 до 9,0%.

При минераграфических исследованиях золото обнаруживается не часто, в среднем до 3-5 золотинок на аншлиф. Судя по цвету в отраженном свете, наблюдались золотинокки с высокой пробностью (густо-желтые). В окисленных рудах золото отмечается в основном в гидроокислах железа в виде скоплений нескольких золотинок величиной 0,00п-0,03 мм. Форма зерен неправильная, близкая к изометричной, комковатая. Иногда на границах выделений гидроокислов железа или на стыке двух зерен-псевдоморфоз золото образует более или менее изометричные, иногда проволочковидные, но чаще тонкие, слегка вытянутые, выделения размером до 0,1 мм. В первичных рудах тонкие пылевидные (0,01-0,05мм) золотинокки губчатой формы встречаются в кальците, в углисто-глинистой массе или в кварце. Основная масса самородного золота выделена из тяжелой и электромагнитной фракций в процессе минералогического исследования гравиконцентратов проб-протолок. Золотинокки желтого или темно-желтого цвета, чаще имеют интерстициальную, комковидную, чешуйчатую и удлиненную формы, поверхность их почти всегда пористая или ямчатая, большинство золотинок свободные от сростков, но некоторые находятся в сростании с кварцем или покрыты плёнкой гидроокислов железа. Микрозондовые исследования позволили определить пробность золотинок и исследовать их внутреннюю микроструктуру.

Как видно из рис. 1, самородное золото представлено мелко агрегированными зернами однородного строения с высокой пробностью от 947 до 970. Единственно значимая примесь в золоте – серебро (от 3,19 до 4,59%).



**Рисунок. 1.** Высокопробное золото из зоны интенсивного дробления, окварцевания и лимонитизации (в брикете). Проба ПП-2-4. **а)** изображение в отраженных электронах; **б)** растровая картина распределения золота; **в)** растровая картина распределения серебра.

## Выводы

Минеральный состав руд месторождения Широ́тный характеризуется небольшим набором слагающих их минералов. Главными рудными минералами являются самородное золото, пирит, арсенопирит, шеелит, марказит, гётит и гидрогётит, а также углеродистое вещество. Из нерудных главные кварц, кальцит, серицит и анкерит.

На месторождении выделяются четыре природных типа руд: 1) окисленные золотые и золото-вольфрамовые руды в окварцованных, брекчированных и лимонитизированных сланцах и известняках; 2) первичные золото-вольфрамовые руды в окварцованных, брекчированных и сульфидизированных углисто-кремнистых сланцах и известняках; 3) первичные золотые руды в окварцованных, брекчированных и сульфидизированных кремнистых, углисто-глинисто-кремнистых и углисто-слюдисто-кремнистых сланцах; 4) окварцованные, брекчированные и сульфидизированные кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые и углисто-слюдисто-кремнистые сланцы с различной примесью карбонатного материала и низкими содержаниями золота.

На месторождении пять минералогических разновидностей золота: 1) весьма высокопробное (947-970) самородное, в т. ч. гипергенное (цианируемое) – от 20,9 до 90,8%; 2) тонковкрапленное в сульфидах (цианируемое после азотно-кислотной обработки): пирите, арсенопирите, галените, халькопирите (от 4,1 до 71,7%); 3) ассоциированное с оксидами и гидрооксидами железа и марганца (цианируемое после соляно-кислотной обработки) – от 3,5 до 22,7%; 4) тонковкрапленное в кварце, алюмосиликатах и других кислото-нерастворимых минералах – от 1,2 до 9,0%; 5) ассоциированное с минералами и химическими соединениями сурьмы, мышьяка и свинца (кроме арсенопирита, галенита и соединений пентавалентной сурьмы), (цианируемое после щелочной обработки), иногда выявляется рациональным анализом в рудах до 4,3-8,8% от общего золота.

## Библиография

1. Баймухамедов Х.Н., Терлецкий О.Г., Закиров Т.З. Особенности геологии и металлогении Южного Узбекистана // Узб. геол. журн. - 1982. - №5. С. 25-31.
2. Мирусманов М.А. Природные типы руд месторождения Широ́тный // Вестник ТашГТУ. -2015. - №3. С.272- 277.
3. Рахматуллаев Х.Р., Терлецкий О.Г., Абдурахманов А.А., Мирусманов М.А., Казакбаева С.М. Семейство рудных формаций герцинской тектоно-магматической активизации территории Узбекистана (Западный Тянь-Шань) // Руды и металлы. - 1996. - №5. - С.50-56.
4. Цой В.Д., Королева И.В., Мундузова М.А., Захидов А.Р. Нетрадиционный апокарбонатный тип золотого оруденения Узбекистана. Т.: ГП «НИИМР», 2011. - 174с.
5. Mirusmanov M.A. Geologic-genetic model of complex gold-wolfram ore body of Chakilalyan mountains northern bank. European Applied Sciences. -2015, March, (3), p. 6-8.

*Радиоизотопный гамма-альбедный способ исследования квазибинарных сред*  
**Пак Д.Ю.\* (Карагандинский технический университет, pak\_kargtu@mail.ru),**  
**Тебаева А.Ю. (Карагандинский технический университет,**  
**anara.tebaeva@gmail.com), Пак Ю.Н. (Карагандинский технический университет,**  
**pak\_gos@mail.ru)**

## Аннотация

Получено аналитическое выражение для оценки чувствительности радиоизотопного гамма-альбедного метода анализа квазибинарных сред. Исследованы закономерности изменения чувствительности в зависимости от энергии применяемого гамма-излучения и состава квазибинарной среды. Предложена модель для оптимизации параметров метода с точки зрения минимизации погрешности анализа.

## Ключевые слова

Радиоизотопный гамма-альбедный анализ, квазибинарная среда, чувствительность, погрешность.

## Теория

Ядерно-физические методы нашли применение в практике инструментального анализа различных квазибинарных сред [1-3]. Наибольшую популярность среди них получил гамма-альбедный способ, благодаря простоте аппаратного оформления и возможности неdestructивного анализа сред квазибинарного состава.

Важнейшей метрологической характеристикой любого инструментального метода, в том числе и гамма-альбедного является чувствительность  $S$ , характеризующая относительное  $dN/N$  приращение измеряемой интенсивности рассеянного гамма-излучения  $N$  при единичном изменении контролируемого параметра  $dm$ :

$$S = dN / N \cdot dm \quad (1)$$

При теоретическом обосновании гамма-альбедного метода наиболее распространена модель точечного монохроматического источника гамма-излучения и изотропного детектора, расположенных на конечном расстоянии и удаленных от поверхности полубесконечного рассеивателя на расстоянии  $h$  [2].

Такая модель представляет собой идеализацию гамма-альбедного способа в условиях естественного залегания и лабораторного анализа материалов. Аналитическое выражение для описания величины альbedo гамма-излучения получено в приближении однократного взаимодействия для нулевого зонда [4]:

$$N = kN_0 \sigma [h^2 (\mu_0 + \mu_s)]^{-1}, \quad (2)$$

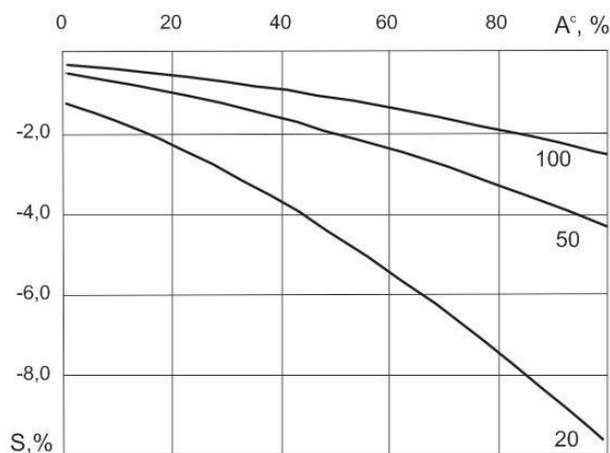
где  $N_0$  – плотность потока первичного гамма-излучения;

$k$  – постоянный множитель, зависящий от геометрических констант;

$\sigma$  – массовый коэффициент рассеяния первичного излучения средой;

$\mu_0, \mu_s$  – массовый коэффициент ослабления соответственно первичного и рассеянного излучений средой.

Во всем исследованном диапазоне энергий первичного гамма-излучения чувствительность гамма-альбедного метода к зольности имеет отрицательное значение, свидетельствующее о том, что с увеличением зольности величина альбедо гамма-излучения уменьшается. Градиент изменения величины чувствительности  $S$  при фиксированной дисперсии зольности угля заметно выше в низкоэнергетическом интервале (рисунок).



Шифр кривых – энергия первичного излучения, кэВ

**Рисунок 1.** Зависимость относительной чувствительности от зольности угля

## Выводы

Оптимизацию параметров гамма-альбедного анализа квазибинарных сред в условиях действия возмущающих факторов, следует осуществлять исходя из максимальной чувствительности к определяемому параметру  $S$  и минимальной чувствительности к мешающему параметру  $S_m$  с учетом его дисперсии  $D_i$  согласно

$$\sqrt{\left(\frac{S_m}{S}\right)} \cdot D_i = \min.$$

Таким образом, удовлетворительная сходимость теоретических и экспериментальных данных позволяет рекомендовать предложенную модель для априорной оценки чувствительности и минимизации погрешности анализа.

## Библиография

1. Ю.Н. Пак, Д.Ю. Пак. Ядерные технологии в геофизических исследованиях. Издательство КарГТУ, Учебник, 346с, 2016.
2. Пак Ю., Пак Д., Ахметов М. и др. Оптимизация параметров исследования квазибинарных сред радиоизотопным гамма-альбедным способом. Журнал «Кокс и химия», Москва, №11, 2019, С.46-49.
3. Старчик Л.П., Пак Ю.Н. Ядерно-физические методы контроля качества твердого топлива. М. : Недра, 1985. - 224 с.
4. Pak Yu.N., Pak D.Yu. High-Speed Radioisotopic Quality Monitoring of Coal of Variable Composition // Coke and Chemistry. – 2011. – Vol. 54, № 4. – P. 108-113.

*Минералы плазмы астроблем*  
*Портнов А.М. (РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, a.m.portnov@mail.ru)*

**Аннотация**

Показано, что кроме высокобарических минералов астроблем (алмаз, лосдейлит, коэсит, стишовит), в охлажденной плазме возникают стабильный маггемит, тороидальное золото и, возможно, сплавы платиноидов и торианит россыпей, окружающих Попигайскую астроблему.

**Ключевые слова**

Ореолы Попигайской астроблемы, стабильный маггемит, благородные металлы.

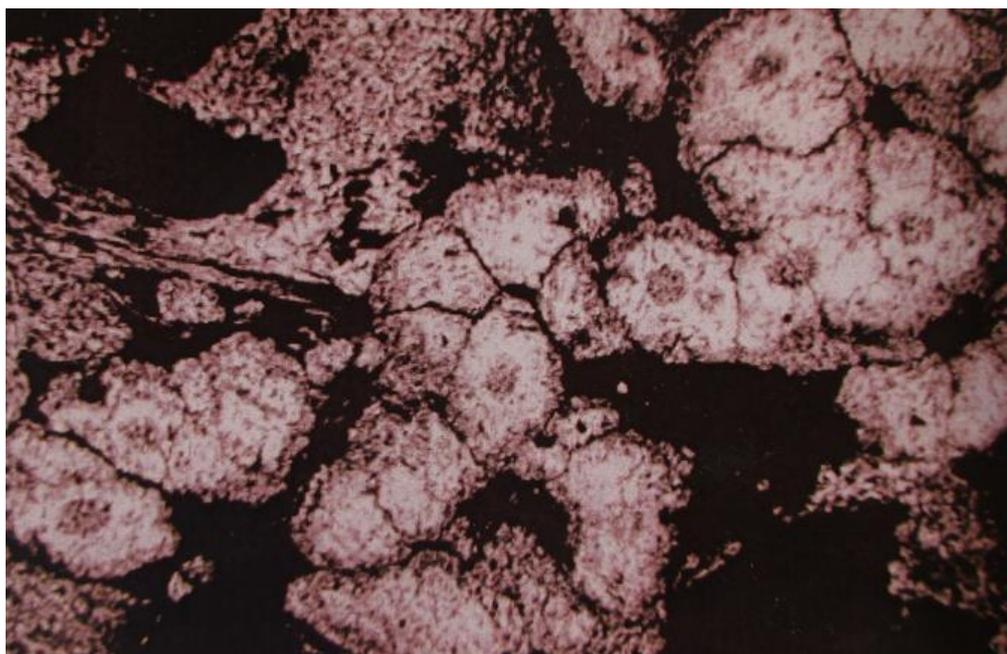
**Теория**

Список минералов астроблем ограничивается стишовитом, коэситом, лонсдейлитом, алмазом, т.е. высокобарическими минералами. Опыты в условиях солнечной плазмы ( $T > 50000\text{K}$ ) и на заводском производстве при переработке электротехнического вторичного сырья с примесью благородных металлов показали, что ионизированные элементы выделяются при охлаждении в интервале  $1950 - 1500\text{ K}$  в форме тугоплавких оксидов и тугоплавких сплавов благородных (неокисляющихся) металлов платиновой группы и золота. К тугоплавким оксидам относятся оксид тория торианит  $\text{ThO}_2$ , церианит  $\text{CeO}_2$ , корунд, рутил, шпинель, ильменит (1, 2).

В ореолах Попигайской астроблемы железо выпадает в виде магнитного стабильного маггемита с составом гематита и структурой шпинели. Минерал встречен нами в речных песках Вилюя, Ботубуи, Мархи, т.е. в ореолах Попигайской астроблемы (рис. 1). В отличие от маггемита, возникающего при окислении магнетита, оксидное железо стабильного маггемита, видимо, связано с диссоциацией в плазме силикатов железа типа пироксенов, амфиболов и др. Минерал имеет  $a_0 = 0,832\text{ нм}$ , не переходит в гематит при нагревании. Стабильный маггемит содержит характерные примеси: до  $80\text{ г/т}$  Th (6-7 кларков),  $0,3\%$  REE,  $0,8\text{ г/т}$  Au,  $187\text{Os}/186\text{Os} = 4,866$  (типа Чиксулубской астроблемы) до  $0,2\text{ г/т}$  суммы платиноидов, в т.ч. иридия в 200 раз выше кларка (2), что позволяет отнести Попигайскую астроблему к числу «Иридиевых аномалий», включая Чиксулубскую и др. (4). Микроструктура маггемита оказалась состоящей из мелких «комков», в центре которых находились реликты лимонита размером  $0,01\text{ мм}$ , словно гидроксидная пыль взрыва кратковременно прокаливалась снаружи (рис. 2).

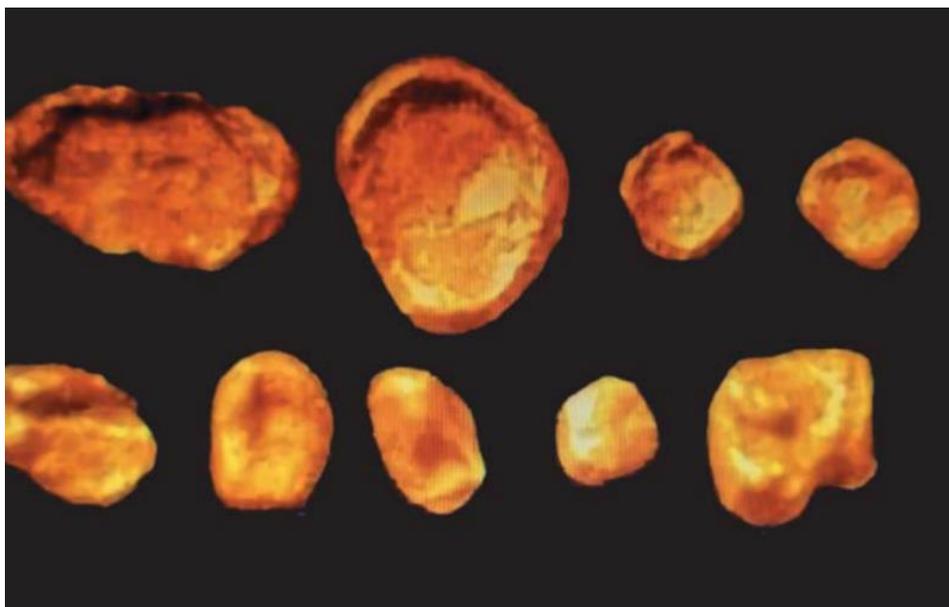


*Рисунок 1. Стабильный маггемит, р. Вилюй. Нат. вел*



*Рисунок 2. Микрокомковатая структура стабильного маггемита (светлый) с реликтовым лимонитом (темное в центрах) размером 0,01 мм. Микрозонд*

В 60-х г.г. прошлого века С.В.Яблокова, геолог Центрального научно-исследовательского горно-разведочного ин-та цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ) изучала шлихи золотоносных россыпей водораздела рек Лены и Анабара. Она обратила внимание на постоянное присутствие в россыпях мелких золотинок странной формы (рис. 3). Вместо обычных пластинчатых форм здесь преобладали сфероиды, баранки, блюдца, ракушки, пустотелые шарики. Под электронным микроскопом в пустотах иногда виднелись острые ребра микроскопических октаэдров золота, словно они выросли из газовой фазы. Золотинки снаружи были как бы оплавлены. Яблокова затруднялась объяснить происхождение необычных зерен.



*Рисунок 3. Тороидальное золото. Водораздел р.р.Лены и Анабара, размер до 0,3 мм; по С.В.Яблоковой (1971)*

Поэтому она корректно назвала их по округленной форме «тороидальным золотом» (5).

Позже изучение россыпного золота на Северо-Востоке Сибири провела доктор г-м-н З.С.Никифорова. Она тоже обратила внимание на необычные формы золотинок и объяснила их эрозионным и окатывающим действием ветра (5). В.Е.Филиппов и С.Н.Никифорова провели эксперименты, когда плоские золотинок в закрытой камере подолгу кружились в воздушном потоке вместе с песком. При этом золотинок истирались и становились похожими на тороидальное золото. Авторы назвали это золото «эоловым» в честь древнегреческого царя Эола, повелителя ветров (6).

Формы выветривания и выдувания обычно проявляются на макрообъектах. По нашему мнению, абразивное воздействие ветра с песком не создаст многообразия форм тороидальных золотинок. Но они очень похожи на формы зерен металлов, порождаемые плазмотронами. Определенный режим работы позволяет получать сферические формы размером до 1 мм (процесс «сфероидизации»). В работе Никифоровой приводятся данные о мельчайших включениях высокотемпературных минералов в тороидальном золоте. В их числе корунд (конденсация из плазмы при 1742 0К), ильменит, гематит (вероятно.это маггемит), оксиды редкоземельных элементов. В нижнем течении Вилюя Никифоровой описана золото-платиновая формация золота, где суммарное содержание платины и палладия в золоте , достигает 1,5 кг/т, а никеля 6 г/т. Порпецит, «гнилое золото» с 11% Pd был описан в штате Гойяс, Бразилия, недалеко от астроблемы Арагуяна, крупнейшей в Ю.Америке. Такие сплавы часто возникают при переработке

электронного вторсырья. Особенно сильно сходство с набором природных сплавов платиноидов, установленных к востоку и северо-востоку от Попигайской астроблемы д. г-м-н Округиным А.В. с коллегами (7). Здесь в сплавах, найденных в верховьях рек Анабар, Маят, Хара-Мас представлен весь набор элементов платины, включая наиболее тугоплавкий сплав осмирид, а также очень тугоплавкий каплевидный ксеноморфный торианит. Наши подсчеты показывают, что в плазме Попигайской астроблемы может раствориться и сконденсироваться более 3000 тонн только золота при содержании Au - 20 мг/т. Для Pt -в десятки раз выше.

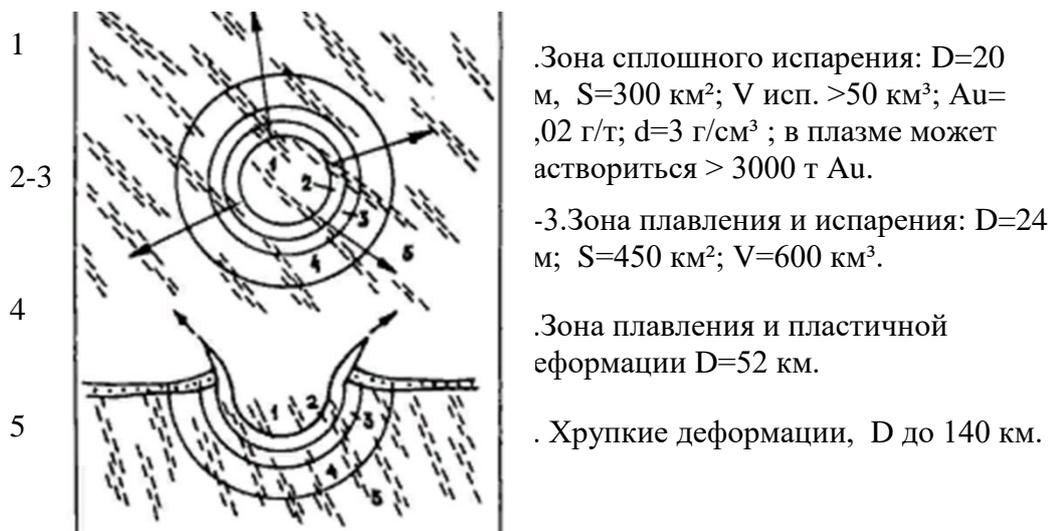


Рисунок 4. Схема мишени Попигайской астроблемы, по данным В.М.Масайтиса (8).



Рисунок 5. Находки тороидального золота (6) коррелируют с крупными астроблемами: Вредефорт, Попигай, Садбери, Арагуайна, Карская, Северо-Аляскинская и др.

## Выводы

Плазма крупных астроблем растворяет и способствует концентрации в россыпях многих тысяч тонн золота и платиноидов. 2. Стабильный маггемит и тороидальное

золото формируют ореолы астроблем. 3. Целесообразно использовать исторически более ранний термин **ТОРОИДАЛЬНОЕ ЗОЛОТО** вместо «эоловое золото».

### **Библиография**

1. Войткевич Г.В. Химическая эволюция солнечной системы. М., Наука, 1979. С.173.
2. Цветков Ю.В., Самохин А.В., Алексеев Н.В. и др. Получение порошков в плазменных реакторах на базе электродугового плазмотрона. Ин-т металлургии и материаловедения им. А.А.Байкова. М., ИМЕТ РАН, 2012.
3. Портнов А.М. Маггемит, рожденный в огне Попигайской астроблемы. Природа, 2019, №4, с.40-45.
4. Савельева О.Л., Савельев Д.П. Происхождение аномалий иридия и других элементов платиновой группы на разных стратиграфических уровнях. Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле, 2016, №4, вып. 32. С.74-87.
5. Яблокова С.В. О новой морфологической разновидности золота и ее происхождении. ДАН СССР, 1972; 205 (4), с.936-939.
6. Никифорова С.Н. Типоморфизм россыпного золота как показатель генезиса россыпей и коренных источников (Восток Сибирской платформы). Новосибирск. Докторская дисс. 2014. С.250.
7. Округин А.В., Земнухов А.Л., Иванов П.О. Минералы редких и радиоактивных элементов в комплексных золото-платина-алмазоносных россыпях бассейна р.Анабар на С-В Сибирской платформы. Наука и образование, 2014, №1. С. 67-74.
8. Масайтис В.Л., Мещак В.Л., Райхлин А.И. и др. Импациты Попигайской астроблемы. ВСЕГЕИ, СПб.1998, С.178.

**Оценка изменений гуминовых кислот в процессе гидропиролиза**  
**Русакова М.-А.\* (МГУ имени М.В.Ломоносова, greenkrok@yandex.ru), Дроздова О.Ю.**  
**(МГУ имени М.В.Ломоносова, drozdova@geol.msu.ru), Лапицкий С.А. (МГУ имени**  
**М.В.Ломоносова, lapitsky@geol.msu.ru)**

**Аннотация**

Были получены экспериментальные данные по термической деструкции щелочных растворов гуминовых кислот (ГК). Проведенные эксперименты показали, что в процессе гидропиролиза около 40%, 60% и 80% ГК подвергается деградации, при 150°C, 200°C и 250°C, соответственно. По изменению показателя E450/E600 получено, что при термообработке увеличивается степень конденсированности ГК, с одновременным снижением количества функциональных групп. Энергия активации распада ГК в проведенных экспериментах составила 81 кДж/моль.

**Ключевые слова**

Гуминовые кислоты, нагревание, спектрофотометрия, гидропиролиз, деградация.

**Источники финансирования**

Исследование выполнено при поддержке РФФ проект № 19-77-00017.

**Теория**

Гуминовые вещества (ГВ) представляют собой высокотрансформированную фракцию природного органического вещества с гетерогенной структурой, с высоким количеством функциональных групп [4, 9]. Для них характерна высокая биохимическая и термодинамическая устойчивость, что обуславливает их определяющую роль в миграции элементов в экосистемах. Одно из свойств ГВ - биологическая активность, которая связана с совокупностью различных механизмов и обуславливается их свойствами: наличием разнообразных функциональных групп, коллоидными свойствами и сложным строением [2, 5]. Гуминовые вещества отличаются между собой по свойствам в зависимости не только от исходного сырья и выщелачивающего реагента, но и от способа их извлечения [3].

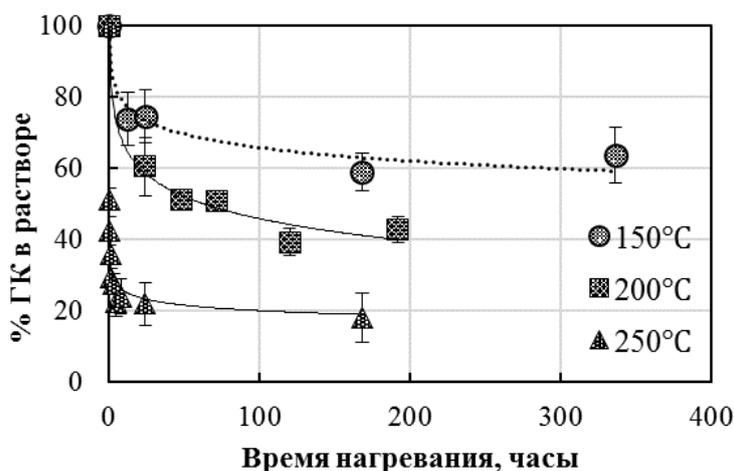
Целью работы было исследование процесса гидропиролиза щелочных растворов гуминовых кислот (ГК) и оценка их термической устойчивости. В экспериментах использовали коммерческий препарат гумата калия из леонардита («Powhumus», производства «Humintech GmbH», Германия). Характеристики данного препарата приведены в таблице 1.

Таблица 1.  
Элементный состав исследуемого гумата калия [6]

Зола, %	С	Н	N	О	Mw, кДа	Содержание функциональных групп (ммоль(-)/100 г ГК)	
						Карбоксильные	Фенольные
26,8	51,5	4,2	1,5	42,8	16	260	236

В экспериментах раствор ГК с концентрацией 1 г/л помещали в автоклавы, которые выдерживали в течении 14 дней при различных температурах 150°C, 200°C и 250°C. В определенные интервалы времени часть из автоклавов доставали, после открывания растворы отбирали в полипропиленовые пробирки. Для оценки трансформации ГК определяли его содержание в растворах до и после нагревания по реакции комплексообразования с красителем Толуидиновый синий [8]. Оптическую плотность растворов измеряли на спектрофотометре Portlab 511 UV/Vis. В качестве критерия оценки изменения молекулярной структуры ГК использовали отношение оптических плотностей, полученных при длине волны 450 и 600 нм (E450/E600).

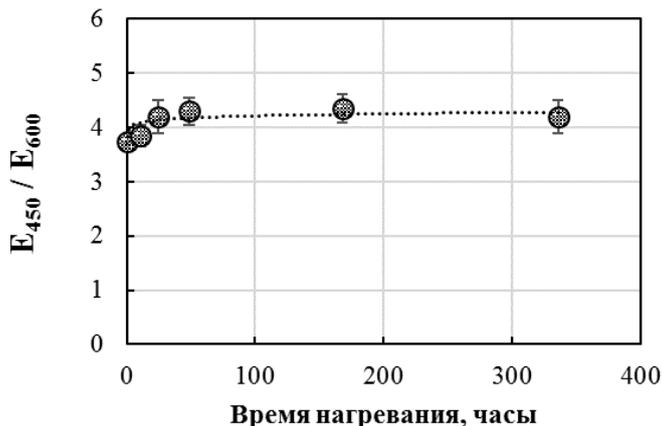
По результатам проведенных кинетических экспериментов было получено, что реакция разложения ГК протекает активно в первые несколько часов (Рисунок 1), затем динамика снижается и к 7-ому дню стабилизируется. Общая степень деградация ГК в процессе гидропиролиза составила около 40% при 150°C, 60% при 200°C и 80% при 250°C.



**Рисунок 1.** Изменение содержания ГК в ходе экспериментов

В ходе экспериментов происходило выделение газа и образование осадка. Это согласуется с данными полученными Г.М.Варшал с соавторами [1] в экспериментах с фульвокислотами при нагревании (200 и 250°C). Таким образом, при термической трансформации ГК в растворе происходят два параллельных процесса: деструкция (до неорганических соединений, в том числе CO<sub>2</sub>) и конденсация (до образования осадка с частичным декарбонизацией).

На основании показателя E450/E600 можно судить о степени конденсированности молекул ГК. Полученное повышение этого показателя в ходе экспериментов при 150°C от 3,7 до 4,2 (Рисунок 2) свидетельствует об увеличении количества атомов углерода ароматической части молекул ГК при одновременном снижении количества алифатической части, т.е. функциональных групп. Многие свойства ГВ (такие как физиологическая активность, комплексообразование металлов и т.д.) зависят от их молекулярных параметров и связаны с количеством функциональных групп.



**Рисунок 2.** Изменение показателя  $E_{450}/E_{600}$  в ходе экспериментов при  $150^{\circ}\text{C}$

По полученным экспериментальным данным получено, была рассчитана энергия активации процесса деградации ГК при гидропиролизе, которая составила 81 кДж/моль. Это значение энергии активации соответствует удалению летучих веществ при окисления углеродистых структур в гуминовом веществе [7].

Было обнаружено, что исследуемый препарат ГК имеет достаточно стабильную структуру и разлагается при высокой температуре (более 50% разлагалось только при  $250^{\circ}\text{C}$ ). Стабильность гуминового вещества является важным свойством, обеспечивающим плодородие почв.

## Библиография

1. Варшал Г.М., Велюханова Т.К., Баранова Н. Н. Геохимия. 1984. №2. С. 279 – 283.
2. Демин В.В., Завгородняя Ю.А., Терентьев В.А. Природа биологического действия гуминовых веществ. Роль почв в биосфере: Тр. Ин-та экологического почвоведения МГУ им. М.В.Ломоносова. 2005. Вып. 6. С.78–86.
3. Михеев В.А., Москаленко Т.В., Данилов О.С. Фотометрический анализ молекулярной структуры гуминовых кислот, выделенных разными способами из торфа. Труды V Всероссийской конференции «Гуминовые вещества в биосфере» - СПб. 2010. Ч. 1. С. 161–166.
4. Орлов Д. С. Свойства и функции гуминовых веществ. В сб.: Гуминовые вещества в биосфере.- М.: Наука, 1993. С. 16-27.
5. Попов А. И. Гуминовые вещества: свойства, строение, образование. Под ред. Е. И. Ермакова. — СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та. 2004. 248 с.
6. Семенов А.А. Влияние гуминовых кислот на устойчивость растений и микроорганизмов к воздействию тяжелых металлов. Автореф. канд. дисс. М., 2009.
7. Kara, Adigüzel, Atmaca, Çelik, Naktiyok. Characterization and kinetics analysis of the thermal decomposition of the humic substance from hazelnut husk. Turk J Chem. 2020. 44. P. 1483-1494.
8. Sheng G.-P., Zhang M.-L., Yu H.-Q. A rapid quantitative method for humic substances determination in natural waters. Anal. Chim. Acta., 2007. V. 592, I. 2, P. 162 – 167.

*Литолого-геохимическая характеристика верхнедевонских отложений чагинской свиты юго-восточной части Нюрольской мегавпадины (Томская область)  
Старцев И. Д. (Национальный исследовательский Томский государственный университет, [aylist@yandex.ru](mailto:aylist@yandex.ru))*

## **Аннотация**

Данная статья содержит результаты исследования палеозойских верхнедевонских пород чагинской свиты скважины А в пределах Нюрольской мегавпадины.

Микроскопическое изучение в шлифах позволило определить минеральный состав и строение пород, а также выделить несколько петротипов осадочных горных пород. Геохимическое исследование посредством масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой позволило оценить литолого-геохимический состав отложений и сделать некоторые выводы об особенностях и условиях накопления осадков.

## **Ключевые слова**

Нюрольская мегавпадина, чагинская свита, силициты, радиолярии, осадконакопление

## **Теория**

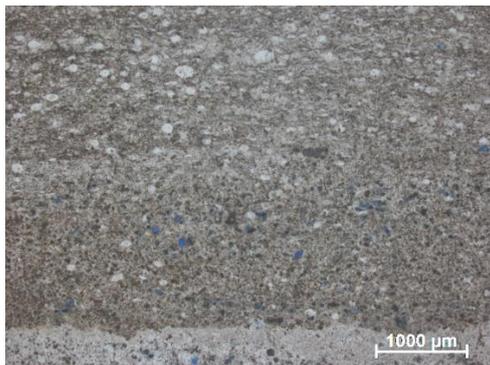
Нюрольская мегавпадина, расположенная на юго-востоке Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна, является объектом для поиска залежей нефти и газа как в мезозойских отложениях, так и в палеозойских толщах. В частности, на данной территории залежи нефти и газа открыты на Арчинском, Урманском, Герасимовском, Калиновом, Северо-Калиновом, Тамбаевском, Останинском, Северо-Останинском и других месторождениях [2].

Исследуемые отложения на данной территории имеют стратиграфическую принадлежность к девонской системе, а именно – к верхней подсвите чагинской свиты. Согласно опубликованным данным, в целом породы представлены кремнями, радиоляритами, чередующимися с кремнеаргиллитами, кремнеизвестняками, окремненными аргиллитами. Иногда отмечается присутствие прослоек органогенно-биокластических известняков. Породы участками битуминозные, доломитизированные [3].

Объектами исследования являлись породы скважины А, расположенной в Томской области в пределах Нюрольской мегавпадины.

В результате микроскопического изучения были выделены петротипы пород в разрезе скважины А, которые представлены радиоляриевыми силицитами, в том числе и слабоглинистыми, а также кремнисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми породами с тонко-микрзернистой, псевдообломочной, органогенно-обломочной структурами.

Силициты сложены, в основном, кремнистой массой, в которой в большом количестве расположены обломки раковин радиолярий овальной формы размерами от 0,05 до 0,25 мм (рисунок 1). Иногда встречаются породы с опаловым составом, в котором часть органогенных обломков частично или полностью растворена (рисунок 2).



**Рисунок 1.** Силицит микрозернистый радиоляриевый. Николи ||



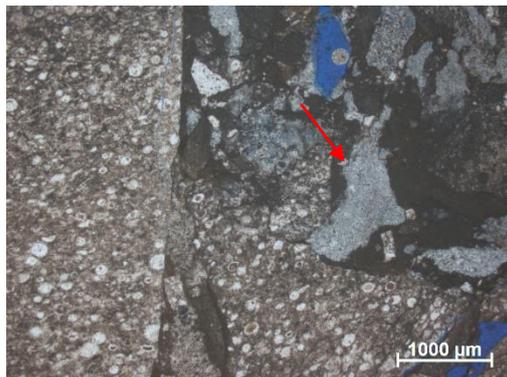
**Рисунок 2.** Силицит опоковидный микрозернистый. Редкие обломки органогенного детрита. Николи ||

Основная масса слабглинистых силицитов кремнистая, пелитоморфно-микрозернистая с включениями участков микропористого каолинита линзовидной формы (рисунок 3).



**Рисунок 3.** Слабглинистый силицит пелитоморфно-микрозернистый. Участок линзовидной формы, выполненный каолинитом. Николи ||

В глинисто-кремнистых брекчированных породах преобладает псевдообломочная, микрозернистая структура, в которых по минеральному составу и структурно-текстурным признакам было выделено три типа обломков, имеющие преимущественно прямоугольную угловатую форму размерами от 1 до 20 мм. Первый тип обломков занимает ~ 40 % площади шлифа и представлен органогенно-детритовым силицитом халцедонового состава, где органогенный материал сложен перекристаллизованными обломками раковин радиолярий размерами от 0,04 мм до 0,4 мм (рис. 4). Второй тип обломков представлен силицитом с кремнистой массой, которая включает в себя раскристаллизованные фрагменты остатков радиолярий и единичные изометричные обломки кварца размером до 0,5 мм (рисунок 4). Третий тип представлен глино-силицитом, в котором иллит, занимающий примерно 20 % в шлифе, расположен в кремнистой массе (рисунок 5).

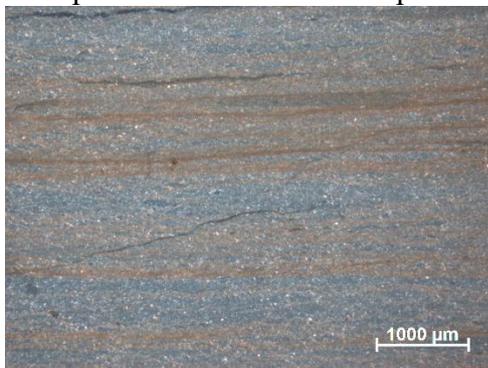


**Рисунок 4.** Обломок силицита органично-детритового халцедонового состава. Обломок опоквидного силицита. Николи //



**Рисунок 5.** Иллит. Николи //

В кремнисто-глинистых породах преобладают субпараллельно ориентированные тонкие слойки гидрослюды светло-бурого цвета толщиной до 0,2 мм (рисунок 6). Основная масса представлена изотропным опаловым материалом.



**Рисунок 6.** Кремнисто-глинистая порода с субпараллельно ориентированными слойками буроватой гидрослюды. Николи +

Стоит отметить, что во всех типах пород присутствует органическое вещество бурого и темно-бурого цвета. В одних случаях оно проявляется в виде пятен и прослоев в других – в виде мелких вкраплений и примазок. Кроме того, для каждого петротипов характерны терригенные включения зерен кварца алевритовой размерности и рудных минералов. Все породы трещиноватые. Поровое пространство в шлифах составляет около 5%.

Для оценки литолого-геохимического состава пород скважины А были использованы результаты атомно-эмиссионного анализа ICP-MS, который позволяет получить нужные данные для проведения реконструкции фациальных условий осадконакопления. Полученные результаты нормировались по средним содержаниям редкоземельных элементов (РЗЭ) североамериканского сланца (NASC) [5]. Для скважины А был построен график, на которых изображен тренд распределения редкоземельных элементов в данных породах (рисунок 7).

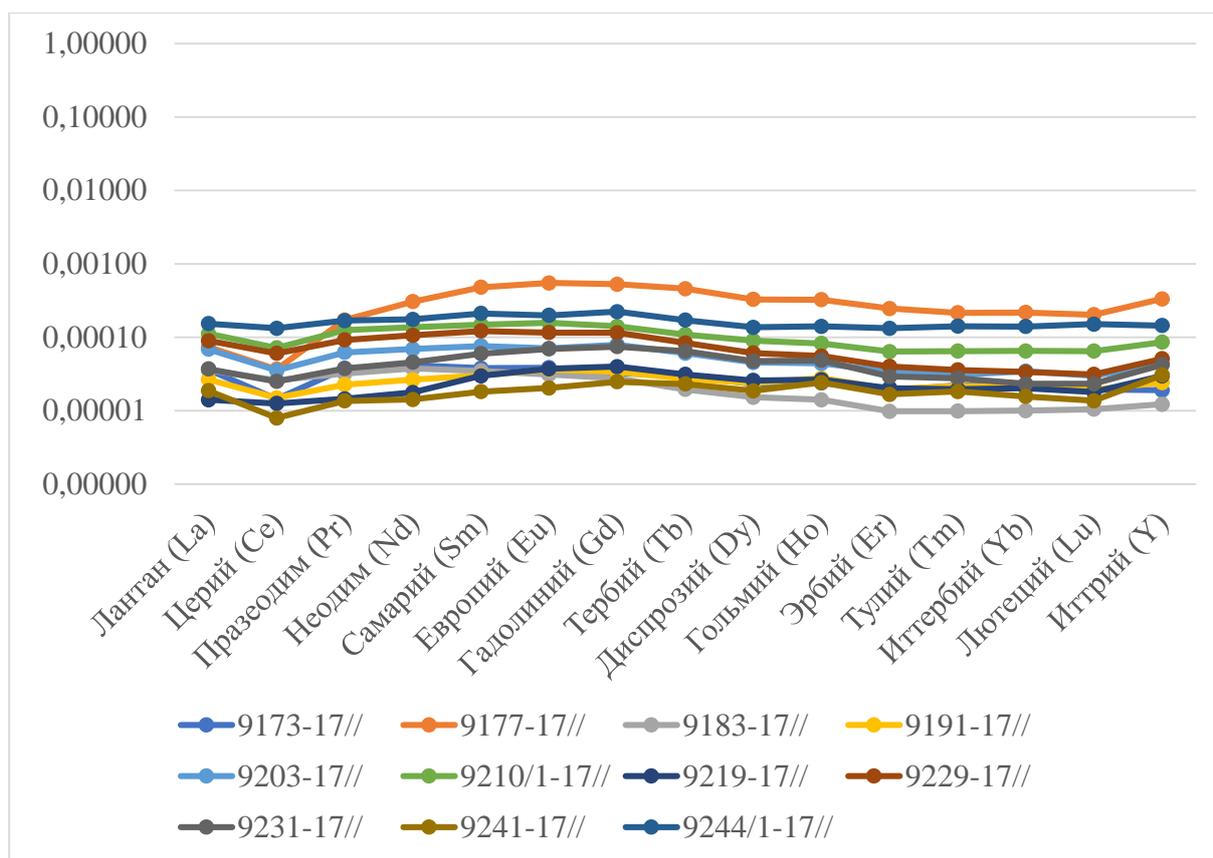


Рисунок 7. График распределения нормированных редкоземельных элементов по североамериканскому сланцу (NASC) в породах скв. А

График показывает, что породы скважины А характеризуются очень низкими показателями редкоземельных элементов с постепенным повышением содержаний группы легких (La, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd) и понижением тяжелых лантаноидов (Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Суммарное содержание редкоземельных элементов и иттрия в исследуемых породах составляет 0,01 г/т и 0,0008 г/т соответственно. Из полученной информации можно сделать вывод, что изучаемые породы содержат примеси терригенного материала, так как с ростом примеси бескарбонатного вещества наблюдается увеличение содержаний группы легких лантаноидов, а более чистые хемогенные породы содержат меньшее количество редкоземельных элементов, и в их составе увеличивается доля тяжелых лантаноидов, отражая усиленное влияние морской воды в качестве источника редкоземельных элементов.

Для реконструкции фациальных особенностей осадконакопления были рассчитаны геохимические показатели: Sr/Ba, Ce/Ce\*, Ce/Y. Результаты расчётов были вынесены в отдельную таблицу (таблица 1).

Таблица 1.

Глубина, м	Средние значения отношений элементов-примесей пород скв. А					
	2884,67	2886,07	2887,88	2891,51	2895,13	2897,4
№ обр	9173-17//	9177-17//	9183-17//	9191-17//	9203-17//	9210/1-17
Sr/Ba (г/т)	0,78	0,78	0,77	0,56	0,71	1,29
Ce/Y (г/т)	1,96	0,28	5,48	1,6	2,12	2,16
Ce/Ce* (г/т)	0,00001	0,00004	0,00003	0,00001	0,00004	0,00007

Продолжение таблицы 1

Глубина, м	2902,43	2904,81	2906,71	2910,4	2911,1
№ обр	9219-17//	9229-17//	9231-17//	9241-17//	9244/1-17//
Sr/Ba (г/т)	0,59	1,37	1,1	0,78	0,78
Ce/Y (г/т)	1,09	3,07	1,54	0,68	2,38
Ce/Ce* (г/т)	0,00001	0,00006	0,00002	0,00001	0,00013

Использование отношения Sr/Ba как индикатора палеосолености основано на том, что при интенсивном химическом выветривании Ba и Sr мигрируют до попадания в морские водоемы совместно. В прибрежных водах Ba быстро связывается с SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> и выпадает в осадок. Стронций не осаждается в прибрежной части бассейна и мигрирует в более удаленные части бассейна. Его осаждение начинается лишь при концентрации солей в морской воде ~ 15 ‰, т. е. в лагунных обстановках [5]. По соотношению Sr/Ba в осадках одного возраста можно проследить переход от пресноводных отложений (<1) к морским (>1).

Интерпретируя полученные результаты, можно сделать вывод, что формирование большей части пород скважины А, чьи показатели в среднем равны 0,7, происходило на небольших глубинах ближе к поверхности морского бассейна с пониженной соленостью. Остальная часть пород (обр. № 9210/1-17, 9229-17//, 9231-17//), чьи показатели отношения Sr/Ba превышают 1, формировалась в условиях морского бассейна с повышенной соленостью.

Результаты по Sr/Ba подтверждаются цериевой аномалией Ce/Ce\*. Церий подвергается окислению. В результате этого процесса он переходит в растворимую форму. Это ведет к тому, что в морской соленой воде проявляется отрицательная цериевая аномалия и значение отношения становится меньше 1 [4]. Дефицит Ce, выраженный отчетливой отрицательной аномалией (~0,00004 г/т), свидетельствует о насыщенной кислородом морской воды.

Отношение Ce/Y является индикатором палеоклимата и позволяет выявить гумидную или аридную обстановку. В аридных обстановках дифференциация РЗЭ отсутствует, тогда как в процессе гумидного седиментогенеза наблюдается значительная дифференциация содержания и состава РЗЭ [1]. В качестве порогового значения принимается величина отношения Ce/Y, равная 3. Исходя из этого, большая часть пород скважины А с величиной <3 формировалась в аридном климате.

## Выводы

Таким образом, по выделенным петротипам данные породы относятся к отложениям верхней подсвиты чагинской свиты. Обобщая полученные результаты масс-спектрометрии, можно утверждать, что образование пород происходило в аридном климате в морских условиях при нормальной и повышенной солености.

## Библиография

1. Габова К.В., Кравченко Г.Г. Геохимия элементов-примесей верхнеюрских отложений Казанской группы месторождений. Вестник ПНИПУ. Геология. Нефтегазовое дело. Том №19, 2016 г., с. 105-113
2. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 163 с.

3. Конторович В. А. Сейсмогеологические критерии нефтегазоносности зоны контакта палеозойских и мезозойских отложений Западной Сибири // Геология и геофизика, 2007, т. 48, № 5, с. 538–547
4. Летникова Е.Ф. Геохимические типы карбонатных отложений южного обрамления Сибирской платформы. Автореферат. - Новосибирск, 2008, 319 с.
5. Маслов А. В. Осадочные породы: методы изучения и интерпретации полученных данных. Учебное пособие. / А. В. Маслов. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2005. – 289 с.

*Новые проявления чёрного корунда в сиенитовых пегматитах Ильменских гор  
(Юж. Урал)*

*Стрельников М.В.\* (МГРИ, [sva240319600@yandex.ru](mailto:sva240319600@yandex.ru)), Должанская Т.Ю. (МГРИ, [dolzanskaiati@mgri.ru](mailto:dolzanskaiati@mgri.ru)), Бессонов П.Ю. (МГРИ, [pavelbessonoff@gmail.com](mailto:pavelbessonoff@gmail.com))*

**Аннотация**

В работе рассмотрены особенности геологии Вишневогорско-Ильменогорского комплекса, связанные с образованием сиенитовых пегматитовых жил. Приведено минералогическое описание корундово-полевошпатовых образцов, отобранных авторской командой в 2020 г. на вскрытой годом ранее жиле сиенитовых пегматитов. Сделаны выводы о возможности художественной обработки корундового сырья из обследованной копи.

**Ключевые слова**

Вишневогорско-Ильменогорский комплекс, минералогия сиенитовый пегматит, корунд.

**Теория**

Вишневогорско-Ильменогорский щелочной комплекс Южного Урала всемирно известен широким набором щелочных пород, фенитов, карбонатитов и пегматитов, залегающих в докембрийских метаморфических породах и обрамленных массивами ультрабазитов. В возрастном отношении комплекс представлен образованиями большого возрастного диапазона от архея до триаса включительно [6].

Ильменогорский субкомплекс распространён в южной части антиклинальной вмещающей структуры и имеет в плане форму падающей капли, повёрнутой к юго-юго-западу. Протяженность тела около 18 км, ширина выходов до 4 - 5 км. В центральной и северной частях структуры описываемый комплекс представлен несколькими сильно вытянутыми с северо-северо-востока на юго-юго-запад зональными участками, протяжённостью от 4 до 18 км, ширина их выходов не превышает 1 км. Плоскость контакта всего массива косо и последовательно пересекает селянкинскую свиту архея, ильменогорскую и еланчиковскую толщи нижнего протерозоя. Массив сложен биотитовыми миаскитами и сиенитами, корундовыми и нефелин-полевошпатовыми пегматитами, карбонатитами и пр. По всему протяженному контакту массива развита полоса фенитов фации эндоконтактов. В целом, последние данные по возрасту Ильменогорского щелочного массива дают цифры ордовика – раннего силура (485-443 млн. лет) [3, 5].

Ильменогорский массив обрамлен целой серией жил пегматитов разного возраста и состава. Более подробнее остановимся на сиенитовых пегматитах, в связи с тем, что наше внимание в данной работе сосредоточено исключительно на особенностях их аксессуарной минералогии. Сиенитовые пегматиты имеют несложный полевошпатовый состав, присутствует биотит и мусковит. К югу и востоку от основного массива в них отмечается ильменит, циркон, самарскит, эшинит, монацит, а к северу – ещё и корунд. Именно ильменские полевошпатовые пегматиты известны своими уникальными крупными кристаллами «расщеплённого» синего корунда, образцы которого можно встретить в витринах многих музеев мира. Жилы сиенитовых пегматитов по времени

внедрения сопряжены с щелочными интрузиями. Сиенитовые пегматиты расположены сближенными кустами или неравномерными полями в эндоконтактовых фенитовых зонах вокруг щелочного массива. Большая часть залегает близ пологого южного и восточного контактов, в меньшей степени сиенитовые жилы распространены по северо-западному и северному контактам (рис. 1) [7]. Именно «северо-западные» и «северные» пегматитовые тела наименее распространены. Это делает наши исследования, сделанные в 2020 г. вблизи копи №299 (на окраине ж/м Машгородок).

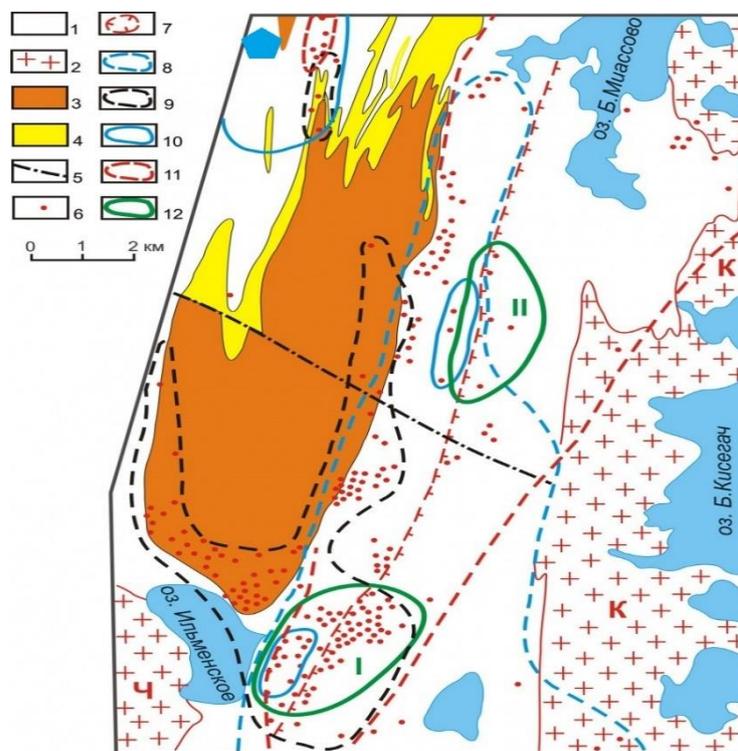


Схема геологического строения Ильменских гор и основные районы развития пегматитов (по В.И. Поповой, 1980, с дополнениями)

1 - метаморфические породы (гнейсы, амфиболиты, сланцы, кварциты и др.); 2 - гранитоиды; массивы: Ч - Чашковский, К - Кисегачский; 3, 4 - породы Ильменогорского массива: 3 - нефелиновые сиениты (миаскиты), 4 - сиениты; 5 - тектонические нарушения; 6 - копи; 7-12 - районы развития пегматитов: 7 - древних (домиаскитовых) гранитных; 8 - полевошпатовых (сиенитовых); 9 - миаскитовых; 10 - корундово-полевошпатовых; 11 - молодых (послемиаскитовых) гранитных; 12 - гранитных амазонитовых; поля: I - южной части Ильменских гор, II - "Косой горы"

**Рисунок 1.** Схема геологического строения Ильменских гор и основные районы развития пегматитов (по В.И. Поповой, 1980, с дополнениями). Голубыми сплошными линиями обозначены зоны распространения корундово-полевошпатовых пегматитов.

Изученная нами корундсодержащая жила входит в серию сближенных пегматитовых тел 298, 299, 300 и др. Все они имеют идентичный набор главных минералов, отличаясь в большей части кристалломорфологией и цветовой «палитрой» отдельных аксессуарных минералов.

Копь №298 (корундовая копь Т. П. Нишанбаева) заложена в 1976 г. на жиле корундово-полевошпатового пегматита, содержащего колумбит, мусковит, самарскит, циркон и др. минералы. В ней имеется большое количество крупных таблитчатых и пластинчатых кристаллов корунда. Необычные сростки голубых и серых кристаллов корунда — «розы» широко известны специалистам и коллекционерам [4].

Копь №299 заложена в 1974 г. на месте корундово-полевошпатовой пегматитовой жилы, содержащей колумбит, самарскит, биотит и др. минералы. Для данной жилы характерно наличие синих, голубых и серых плоских зональных индивидов, корундовых

«роз» и расщеплённых кристаллов до 17 см в длину. Отличительной чертой данного пегматитового тела являются зеленовато-серые корунды, не характерные для прочих жил данного района [2].

Копь №300 «Юбилейная» заложена в 1970 г. на дайкообразном теле корундово-биотитовых сиенитов, содержащих также мусковит, колумбит и др. Корунд – серо-голубой или серый, кристаллы от коротко- длиннопризматических, размером до 4 см. Отличительной чертой данной копи является наличие в центральной части полевошпатовых «очков», в которых содержится описанный ранее корунд. Это свидетельствует о том, что данный корунд образовался в результате метасоматических процессов [7].

В 2019 г. при проходке противопожарной траншеи обнаружили новую пегматитовую жилу. В 2020 г. она была расчищена клубом юных геологов под руководством С. В. Колисниченко и обследована авторами. Визуально отмечается общая неоднородность породы, слагающей жилу: выделяются обособленные скопления мусковита, биотита, корунда, размеры зёрен практически всех минералов сильно варьируют от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Она сложена преимущественно гигантозернистым микроклином, а также мелко- и тонкочешуйчатым биотитом. Одной из отличительных черт данной копи является обилие мусковита в породе, он образует как отдельные «листочки», так и хорошо сформированные кристаллы до 2 см. Стоит отметить, что в изучаемой «безымянной» копи колумбит встречается гораздо реже, чем в известных пегматитах данного района. Здесь он образует отдельные плохо сформированные кристаллы размером до 2 мм. Главным аксессуарным минералом описываемой жилы является корунд. Он образует умеренно расщеплённые по [0001] гексагональные «бочковидные» и призматические кристаллы, характерные для данного минерала, однако нехарактерные для аксессуарного корунда местных сиенитовых пегматитов. Размер кристаллов варьирует от 4х3х3 мм до 60х25х30 мм. Наиболее важной отличительной чертой описываемого корунда является его цветовая вариативность. Большая часть кристаллов имеет чёрно-серую и насыщенную чёрную окраску, однако также встречаются серо-зелёные и серо-голубые кристаллы. Около 50% всех отобранных образцов при детальном осмотре оказались полихромны. Особый интерес представляют чёрные корунды, имеющие зональные «пятна» синей окраски как на поверхности, так и внутри кристалла. Также довольно часто встречаются образцы, в которых «насыщенный» чёрный цвет постепенно сменяется зелёным, серо-зелёным и серым. Гораздо реже в породе можно обнаружить светло-серые или светло-голубые плоские кристаллы корунда, именуемые «алмазным шпатом». Важно также отметить ещё одну особенность изучаемой пегматитовой жилы, подчёркивающую её отличия от соседствующих тел – около 30% всех отобранных кристаллов имеют очень хорошую сохранность, насыщенный цвет и очень мало внутренних трещин.

## **Выводы**

Таким образом, обнаруженная коллегами из клуба юных геологов под руководством С.В. Колисниченко и исследованная нами жила сиенитовых пегматитов отличается от уже описанных ранее тел гораздо меньшим содержанием колумбита, обилием мусковита, а также нехарактерной для этого района кристалломорфологией аксессуарного корунда (в том числе отсутствием знаменитых расщеплённых корундовых «роз») и его уникальной полихромной цветовой палитрой. Важной особенностью новой копи является и довольно большой процент хорошо сохранённых кристаллов, имеющих

при этом хороший насыщенный цвет, что располагает к художественной обработке данных корундов. Наличие отчётливых зон роста и умеренная трещиноватость при должной обработке могут обеспечить изделию характерные корундовые решётки и даже хорошо выраженный астеризм. Также стоит отметить, что описанные корунды имеют потенциал для термической ювелирной обработки, которая способна обогатить их и без того широкую цветовую гамму. Описанное пегматитовая жила действительно является крайне необычной с точки зрения аксессуарной минералогии Ильменогорского субкомплекса и расширяет «коллекцию самоцветов» Урала, требуя дальнейшей разработки и тщательного изучения.

### **Благодарности**

Авторская команда выражает огромную благодарность Сергею Васильевичу Колисниченко, а также членам его клуба юных геологов Егору Лаврентьеву и Кириллу Лексину за возможность посетить и изучить этот уникальный геологический объект.

### **Библиография**

1. Жданов В.Ф., Поляков В.О., Нишанбаев Т.П. Минералогия корундового пегматита копи 298 Ильменского заповедника//Материалы к минералогии Южного Урала. Св.. УНЦ АН СССР, 1978. С.92-97. (Тр. Ильменского заповедника, вып. 21).
2. Колисниченко С.В. Минералы Южного Урала. Минералы Челябинской области. Энциклопедия Уральского камня / С.В. Колисниченко, В.А. Попов, С.Г. Епанчинцев, А.М. Кузнецов. – Челябинск: изд-во «Санарка», 2017. – 416 с.: 415 цв. ил.
3. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург: Геолком, 1997. 274 с.
4. Левицкий В.И. Минералы и месторождения России и стран ближнего зарубежья, М.: 2021.
5. Недосекова И.Л. Возраст и источники вещества Ильмено-Вишневогорского щелочного комплекса (Урал, Россия): геохимические и изотопные Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf данные. Литосфера. 2012;(5):77-95.
6. Объяснительная записка к листу Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200 000, N-41-VII (Южно-Уральская серия), 2015.
7. Попов В.А., Попова В.И. Минералогия пегматитов Ильменских гор // Минералогический альманах. 2006. Т. 9. 152 с.
8. Рассомахин М.А. и др. Минералого-геохимические особенности корундового миаскит-пегматита копи №210 (Ильменские горы, Южный Урал).//Минералогия. УрО РАН. Вып.6, 2020.
9. Роненсон Б.М., Утенков В. А., Иванов Б. Н. Геологическое строение и история формирования щелочного комплекса Ильменских гор. Т. 1-4. Фонды ИГЗ, 1980.

***Особенности распределения рения в урановых месторождениях Центральных  
Кызылкумов Узбекистана***

***Тошбатиоров Ж. Н.\* (Навоийский государственный горный институт), Курбанов  
М.А. (Навоийский государственный горный институт), Халимов И.У. (Навоийский  
государственный горный институт), Утаев С.М. (Навоийский государственный  
горный институт)***

**Аннотация**

Сверхмалая распространенность рения в природе определяет трудности его извлечения и масштабы производства. Рений находится в вершине пирамиды распространенности элементов. Он является рассеянным элементом, не образует собственных минералов, а изоморфно входит в некоторые сульфидные минералы других элементов. Его содержание земной коре примерно в 5 раз меньше, чем золото и платина, в 1000-3000 раз меньше, чем вольфрама и молибдена. Кларк рения составляет примерно 0,0007 г/т.

**Ключевые слова**

Уран, рений, перренат аммония, молибденитовые руды, содержание

**Теория**

Потребность в рении и его соединениях за последние годы имеет стабильный характер, что отражается в динамике цен на мировом рынке. Цена на металлический рений находится в пределах 1200-1900 долл/кг, а на перренат аммония с 620 до 700 долл/кг. В основном, это объясняется спросом на платино-рениевые катализаторы с добавкой 0,2-0,6% рения, которые используются при производстве безсвинцовистого высокооктанового бензина, где срок службы катализаторов составляет около 5-ти лет.

Рений является одним из наименее распространенных элементов земной коры, Кларк его составляет около  $7,0 \times 10^{-5}\%$ . В природе рений находится преимущественно в рассеянном состоянии. Самостоятельных минералов рения не обнаружено, кроме тонкодисперсного джезказганита, открытого в 70-е годы прошлого века. В силу чрезвычайной близости геохимических свойств рения и молибдена, рений является частым спутником молибдена, образуя существенные концентрации в гипогенных молибденовых месторождениях различных генетических типов. Форма нахождения рения в рудах эпигенетических месторождений различна. В условиях незначительной концентрации молибдена, рений встречается в виде самостоятельного комплексного медно-рениевого сульфида и возможно в виде оксида  $Re_2O_7$  [1].

На основании выполненных в 90-х годах геологоразведочных работах по выявлению месторождений урана Кызылкумского региона, удалось установить, что распределение рения, как и урана, подчиняется общей геохимической зональности [2].

Для каждого элемента, содержащегося в кислородных пластовых водах и способных осажаться в результате восстановления, существует свой особый пространственно разобщенный (местами совмещенный) геохимический барьер. Кроме урана и селена на восстановительном барьере происходит осаждение меди, цинка, свинца и других металлов. Эти представления подтвердились проведенными

геологоразведочными работами [3]. Рениеворудные тела, отрисованные по борту, как это видно на разрезах исследуемой залежи и карте рудоносности практически повторяют контуры уранового оруденения (рис. 1).

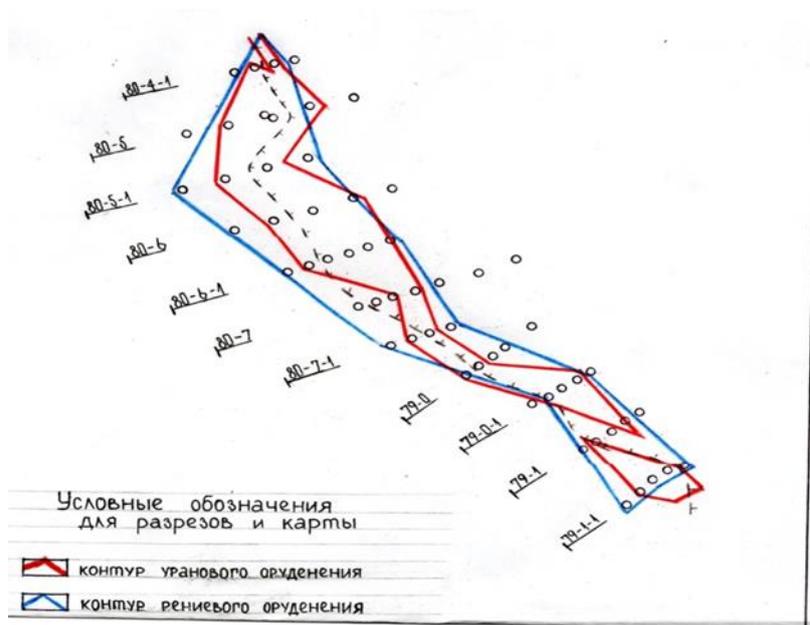


Рисунок 1. Карта размещения уранового оруденения.

Однако, рениевое оруденение как по вертикали, так и по горизонтали несколько дальше смещается в сторону сероцветных неизменных пород. Это может объясняться более высокой способностью рения к окислению и миграции, чем урана [4]. Наиболее далеко за головную часть ролла (иногда до 100-200м) рениевое оруденение распространяется на ряде месторождений Кызылкумов. Но самые высокие содержания рения обычно приурочены к урановорудным телам (табл. 1-2).

Таблица 1.

Содержание рения по геохимическим зонам (в г/т)

Геохимическая зона	Урановая руда	Ореол рассеяния урана	Зона окисления	Неизменные породы
Коньяк-Сантон	0,26	0,23	0,16	0,16
Компан	0,35	0,26	0,18	0,16

Распределение содержаний рения в целом по рудоносному горизонту приведено в табл. 2.

Из таблицы видно, что для геохимических зон палеогена в Коньяк-Сантона характерно более или менее равномерное распределение содержания рения. Практически к классу содержаний 0,1-0,3 г/т приурочены 87-91% всех изученных зон. Для месторождения, расположенного в Компане характерен значительный разброс содержаний: 0,1-0,2 г/т – 27%; 0,2-0,3 г/т – 18%; 0,5-0,6 г/т – 10%. Здесь же отмечены максимально высокие для района содержания 5-10 г/т.

Несмотря на низкий порядок содержаний рения в рудах (табл.1) и в целом по горизонту (табл.2), они все же значительно превышают его кларк в осадочных породах (0,001 г/т).

Таблица 2.

Характеристика содержаний рения в продуктивном горизонте месторождений (г/т).

Геохимическая зона	Средн, г/т	Классы содержаний, г/т		
		0,1 - 0,2	0,2 – 0,3	0,5 – 0,6
Полеоген	0,148	77%	14%	-
Коньяк-Сантон	0,177	73,8%	14%	-
Компан	0,555	27%	18%	10%

Как видно из приведенных данных табл 2, наблюдается тенденция роста среднего содержания рения с северной части Центральных Кызылкумов – 0,148–0,26 г/т на юг– 0,55– 0,77г/т.

Такая закономерность роста содержаний рения в настоящее время не нашла объяснений и требуется более детальное ее изучение. Можно только предполагать, что это связано с некоторым увеличением содержания органического углерода и сульфидов в рудоносных горизонтах в направлении с севера на юг [5].

Крупные урановые месторождения Сырдарьинской депрессии (Казахстан) характеризуются минимальной рениеносностью по сравнению с другими провинциями. Средние содержания рения в рудах этих месторождений 0,1г г/т (в единичных случаях 1-2 г/т). Рудоносные горизонты этих месторождений характеризуются самым низким содержанием сульфидов и органики [6].

Таким образом, подводя итог исследования по этому направлению нужно отметить, что, несмотря на то, что в процессе эпигенетических изменений происходит накопление рения в породах совместно с ураном и его содержание в них превышает кларк на 2-3 порядка, все же содержание рения достаточно низкое (0,1-1,0 г/т), и поэтому, его извлечение при ПВ рентабельно только в комплексе с ураном и другими сопутствующими ценными компонентами, т.е. самостоятельного значения рениевое оруденение не имеет.

## Библиография

1. Кременецкий А.А. Бельское Re-Mo-U месторождение: минералого- геохимические особенности, условия формирования, технология извлечения рения / А.А. Кременецкий, Н.В. Лунева, И.М. Куликова // Разведка и охрана недр. 2011. – №6. – С. 33-41.
2. Туресебеков А.Х., Шарипов Х.Т., Исоков М.У., Василевский Б.Б., Аллаберганова Г.М., Садиков Х.С. Рений в рудоносных горючих сланцах палеогена Узбекистана. // Материалы VI - Международной научно-технической конференции на тему «Современные техника и технологии горно-металлургической отрасли и пути их развития». – Навои, 14-16 мая 2013 г. – С. 64.
3. Петухов О.Ф. Формы нахождения токсичных элементов в технологических растворах подземного выщелачивания // Горный вестник Узбекистана.- 2005.- №5.- С. 88-89. Трач Г.Н. Ресурсный потенциал рения на территории России / Г.Н. Трач, С.М. Бескин // Разведка и охрана недр. – 2011. – №6. – С. 26-33

4. Серебрякова М.Б. Опыт применения физико-химических методов для экспериментального определения форм нахождения металлов в подземных водах // Геохимия.- 1964.- №9.- С.926-935.
5. Толстов Е.А., Толстов Д.Е. Физико-химические геотехнологии освоения месторождений урана и золота в Кызылкумском регионе. – М.: Геоинформцентр. – 2002. – С. 13 - 16.
6. Кременецкий А.А. Бельское Re-Mo-U месторождение: минералого- геохимические особенности, условия формирования, технология извлечения рения / А.А. Кременецкий, Н.В. Лунева, И.М. Куликова // Разведка и охрана недр. 2011. – №6. – С. 33-41.

**Особенности распределения рения в урановых месторождениях Центральных  
Кызылкумов Узбекистана**

**Тошбатилов Ж. Н.\* (Навоийский государственный горный институт),  
Курбанов М.А. (Навоийский государственный горный институт), Халимов И.У.  
(Навоийский государственный горный институт), Утаев С.М. (Навоийский  
государственный горный институт)**

**Аннотация**

Сверхмалая распространенность рения в природе определяет трудности его извлечения и масштабы производства. Рений находится в вершине пирамиды распространенности элементов. Он является рассеянным элементом, не образует собственных минералов, а изоморфно входит в некоторые сульфидные минералы других элементов. Его содержание земной коре примерно в 5 раз меньше, чем золото и платина, в 1000-3000 раз меньше, чем вольфрама и молибдена. Кларк рения составляет примерно 0,0007 г/т.

**Ключевые слова**

Уран, рений, перренат аммония, молибденитовые руды, содержание

**Теория**

Потребность в рении и его соединениях за последние годы имеет стабильный характер, что отражается в динамике цен на мировом рынке. Цена на металлический рений находится в пределах 1200-1900 долл/кг, а на перренат аммония с 620 до 700 долл/кг. В основном, это объясняется спросом на платино-рениевые катализаторы с добавкой 0,2-0,6% рения, которые используются при производстве безсвинцовистого высокооктанового бензина, где срок службы катализаторов составляет около 5-ти лет.

Рений является одним из наименее распространенных элементов земной коры, Кларк его составляет около  $7,0 \times 10^{-5}\%$ . В природе рений находится преимущественно в рассеянном состоянии. Самостоятельных минералов рения не обнаружено, кроме тонкодисперсного джезказганита, открытого в 70-е годы прошлого века. В силу чрезвычайной близости геохимических свойств рения и молибдена, рений является частым спутником молибдена, образуя существенные концентрации в гипогенных молибденовых месторождениях различных генетических типов. Форма нахождения рения в рудах эпигенетических месторождений различна. В условиях незначительной концентрации молибдена, рений встречается в виде самостоятельного комплексного медно-рениевого сульфида и возможно в виде оксида  $Re_2O_7$  [1].

На основании выполненных в 90-х годах геологоразведочных работах по выявлению месторождений урана Кызылкумского региона, удалось установить, что распределение рения, как и урана, подчиняется общей геохимической зональности [2].

Для каждого элемента, содержащегося в кислородных пластовых водах и способных осаждаться в результате восстановления, существует свой особый пространственно разобщенный (местами совмещенный) геохимический барьер. Кроме урана и селена на восстановительном барьере происходит осаждение меди, цинка, свинца и других металлов. Эти представления подтвердились проведенными

геологоразведочными работами [3]. Рениеворудные тела, отрисованные по борту, как это видно на разрезах исследуемой залежи и карте рудоносности практически повторяют контуры уранового оруденения (рис. 1).

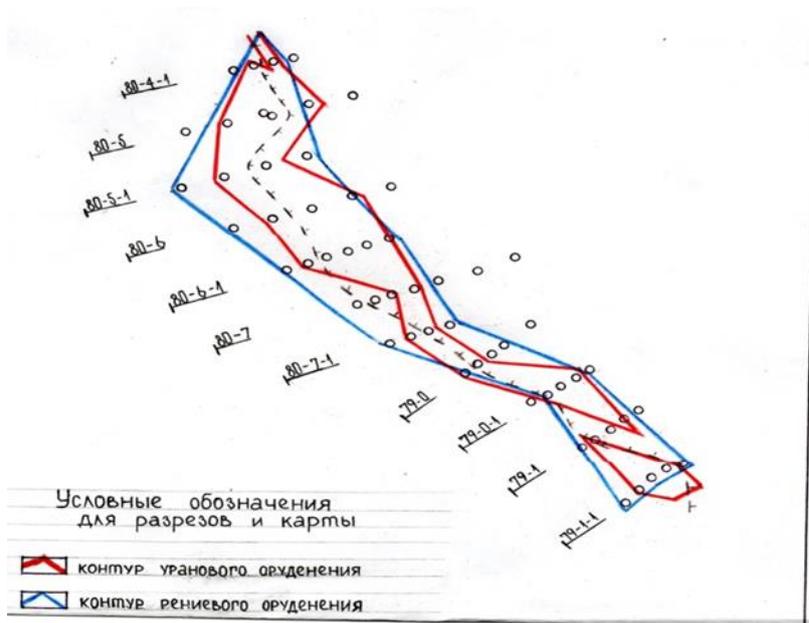


Рисунок 1. Карта размещения уранового оруденения.

Однако, рениевое оруденение как по вертикали, так и по горизонтали несколько дальше смещается в сторону сероцветных неизменных пород. Это может объясняться более высокой способностью рения к окислению и миграции, чем урана [4]. Наиболее далеко за головную часть ролла (иногда до 100-200м) рениевое оруденение распространяется на ряде месторождений Кызылкумов. Но самые высокие содержания рения обычно приурочены к урановорудным телам (табл. 1-2).

Таблица 1.

Содержание рения по геохимическим зонам (в г/т)

Геохимическая зона	Урановая руда	Ореол рассеяния урана	Зона окисления	Неизменные породы
Коньяк-Сантон	0,26	0,23	0,16	0,16
Компан	0,35	0,26	0,18	0,16

Распределение содержаний рения в целом по рудоносному горизонту приведено в табл. 2.

Из таблицы видно, что для геохимических зон палеогена в Коньяк-Сантона характерно более или менее равномерное распределение содержания рения. Практически к классу содержаний 0,1-0,3 г/т приурочены 87-91% всех изученных зон. Для месторождения, расположенного в Компане характерен значительный разброс содержаний: 0,1-0,2 г/т – 27%; 0,2-0,3 г/т – 18%; 0,5-0,6 г/т – 10%. Здесь же отмечены максимально высокие для района содержания 5-10 г/т.

Несмотря на низкий порядок содержаний рения в рудах (табл.1) и в целом по горизонту (табл.2), они все же значительно превышают его кларк в осадочных породах (0,001 г/т).

Таблица 2.

Характеристика содержаний рения в продуктивном горизонте месторождений (г/т).

Геохимическая зона	Средн, г/т	Классы содержаний, г/т		
		0,1 - 0,2	0,2 – 0,3	0,5 – 0,6
Полеоген	0,148	77%	14%	-
Коньяк-Сантон	0,177	73,8%	14%	-
Компан	0,555	27%	18%	10%

Как видно из приведенных данных табл 2, наблюдается тенденция роста среднего содержания рения с северной части Центральных Кызылкумов – 0,148–0,26 г/т на юг– 0,55– 0,77г/т.

Такая закономерность роста содержаний рения в настоящее время не нашла объяснений и требуется более детальное ее изучение. Можно только предполагать, что это связано с некоторым увеличением содержания органического углерода и сульфидов в рудоносных горизонтах в направлении с севера на юг [5].

Крупные урановые месторождения Сырдарьинской депрессии (Казахстан) характеризуются минимальной рениеносностью по сравнению с другими провинциями. Средние содержания рения в рудах этих месторождений 0,1г г/т (в единичных случаях 1-2 г/т). Рудоносные горизонты этих месторождений характеризуются самым низким содержанием сульфидов и органики [6].

Таким образом, подводя итог исследования по этому направлению нужно отметить, что, несмотря на то, что в процессе эпигенетических изменений происходит накопление рения в породах совместно с ураном и его содержание в них превышает кларк на 2-3 порядка, все же содержание рения достаточно низкое (0,1-1,0 г/т), и поэтому, его извлечение при ПВ рентабельно только в комплексе с ураном и другими сопутствующими ценными компонентами, т.е. самостоятельного значения рениевое оруденение не имеет.

## Библиография

1. Кременецкий А.А. Бельское Re-Mo-U месторождение: минералого- геохимические особенности, условия формирования, технология извлечения рения / А.А. Кременецкий, Н.В. Лунева, И.М. Куликова // Разведка и охрана недр. 2011. – №6. – С. 33-41.
2. Туресебеков А.Х., Шарипов Х.Т., Исоков М.У., Василевский Б.Б., Аллаберганова Г.М., Садиков Х.С. Рений в рудоносных горючих сланцах палеогена Узбекистана. // Материалы VI - Международной научно-технической конференции на тему «Современные техника и технологии горно-металлургической отрасли и пути их развития». – Навои, 14-16 мая 2013 г. – С. 64.
3. Петухов О.Ф. Формы нахождения токсичных элементов в технологических растворах подземного выщелачивания // Горный вестник Узбекистана.- 2005.- №5.- С. 88-89. Трач Г.Н. Ресурсный потенциал рения на территории России / Г.Н. Трач, С.М. Бескин // Разведка и охрана недр. – 2011. – №6. – С. 26-33

4. Серебрякова М.Б. Опыт применения физико-химических методов для экспериментального определения форм нахождения металлов в подземных водах // Геохимия.- 1964.- №9.- С.926-935.
5. Толстов Е.А., Толстов Д.Е. Физико-химические геотехнологии освоения месторождений урана и золота в Кызылкумском регионе. – М.: Геоинформцентр. – 2002. – С. 13 - 16.
6. Кременецкий А.А. Бельское Re-Mo-U месторождение: минералого- геохимические особенности, условия формирования, технология извлечения рения / А.А. Кременецкий, Н.В. Лунева, И.М. Куликова // Разведка и охрана недр. 2011. – №6. – С. 33-41.

***Геохимические признаки глубинности формирования эклогит-глаукофансланцевых комплексов***

***Федькин В.В.\* (ИЭМ РАН, vfedkin@iem.ac.ru)***

**Аннотация**

Детальное изучение петрохимического и геохимического состава коровых эклогитов и сопряженных с ними глаукофансланцевых пород показало существенные различия в спектрах породообразующих, редких и редкоземельных элементов. Изучены составы пород из эклогит-глаукофансланцевых комплексов контрастных по физико-химическим условиям их формирования: Атбашинского (Южный Тянь-Шань) и Максютковского (Южный Урал). Показано, что геохимические различия изученных образцов являются эффективным индикатором глубинности их образования и могут быть также использованы для определения состава протолита и принадлежности комплексов к определенным геодинамическим фрагментам земной коры.

**Ключевые слова**

Эклогитовый метаморфизм, P-T условия образования, глаукофансланцевый комплекс.

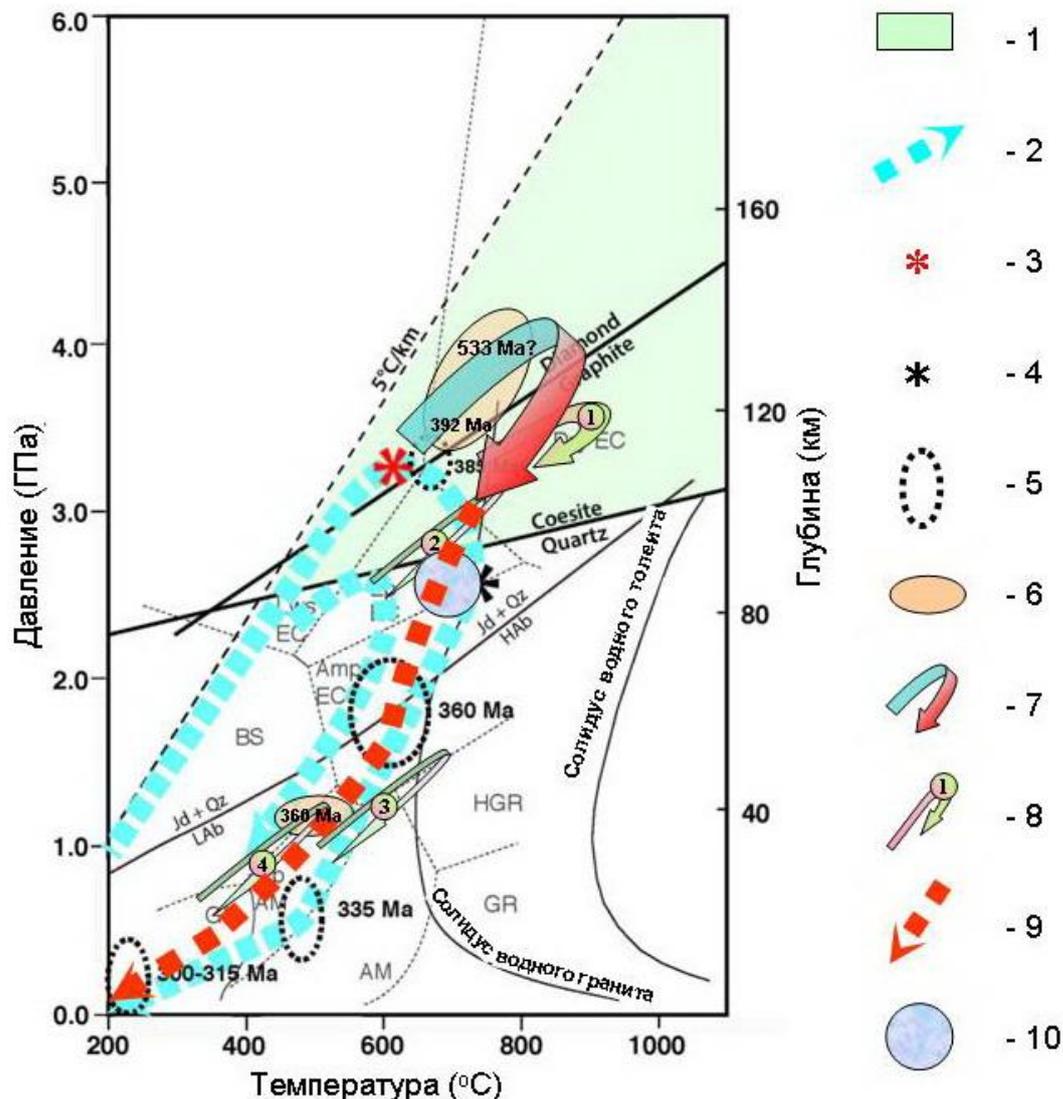
**Источники финансирования**

Работа выполнена при поддержке Российского фонда РФФИ (гранты 05-05-64561, 05-07-90318) и Программы Фулбрайт Института Международного образования (гранты 2011 и 2015 гг.).

**Теория**

Максютковский и Атбашинский эклогит-глаукофансланцевые комплексы входят в систему внутриконтинентального Урало-Тяньшаньского герцинского складчатого пояса и связаны с его различными ветвями – внешней и внутренней, соответственно. С другой стороны, контрастные условия их образования (особенно по давлению) позволяют оценить геохимические критерии глубинности эклогитового метаморфизма в одной структурно-тектонической зоне.

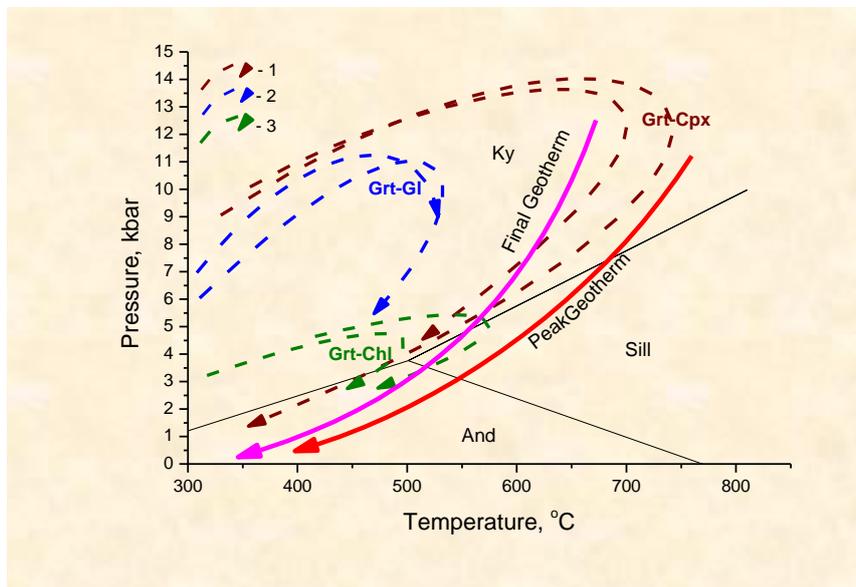
Максютковский комплекс расположен в зоне Главного Уральского Разлома и трассирует зону сочленения Восточно-Европейской платформы и Магнитогорской островной дуги. Параметры эклогитового метаморфизма по минералогическим признакам (псевдоморфозы кварца по коэситу, микровключения алмаза в гранате, графитовые кубоиды по алмазу), соответствуют области устойчивости алмаза и коэсита и на раннем этапе развития комплекса могли достигать  $T=650-700^{\circ}\text{C}$  и  $P=2.7-3.2$  ГПа (Рисунок 1.). Возраст основного этапа эклогитового метаморфизма оценивается как позднепалеозойский - 375-390 млн. лет. Однако некоторые исследователи отмечают более ранний, раннепалеозойский этап формирования комплекса -  $533\pm 4.6$  млн. лет, и видят в этом его двухэтапное развитие [1, 4].



**Рисунок. 1.** Физико-химические условия формирования Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса [6]. 1 – область сверхвысокого давления (UHP), 2 – субдукционный P-T тренд, 3 – максимальное давление на стадии субдукции, 4 – максимальная температура на стадии эксгумации, 5 – область ретроградного метаморфизма по [5], 6 - P-T параметры образования ультрамафитовых включений в Jd-Grns [1], 7 – переходная P-T область от режима субдукции к режиму эксгумации, 8 - четыре эпизода эволюции комплекса на стадии эксгумации, 9 – P-T тренд эксгумации комплекса, 10 – параметры *Perple\_X* моделирования минеральных равновесий.

Атбашинский эклогит-глаукофансланцевый комплекс приурочен к важнейшей тектонической границе между южным и северным Тянь-Шанем. Возраст метаморфизма эклогит-глаукофановых пород комплекса определен как 320-360 млн. лет [2], хотя имеются и более древние датировки - 520-550 и даже 1100 млн. лет. Последовательный переход от эклогитов к Grt-Gln породам, кварцитосланцам и хлоритовым диафторитам выстраивает типичный для областей внутриконтинентальных шовных структур тренд изменения P-T условий метаморфизма типа “clockwise” с низким (~10 град./км) геотермальным градиентом на начальном этапе развития и максимальными параметрами до T=650-700°C при P=1.4-1.5 ГПа (Рисунок 2). Минимальные P-T условия минералообразования в породах Атбашинского комплекса зафиксированы на уровне

низов зеленосланцевой фации в виде регрессивных P-T трендов от  $T=550-570^{\circ}\text{C}$  и  $P=0.3-0.5$  ГПа до  $T=350-400^{\circ}\text{C}$  при  $P=0.05-0.2$  ГПа. Прогрессивная направленность метаморфических процессов, зафиксированная в зональности граната. Ретроградная трансформация горных пород проходила на фоне интенсивного кислотного выщелачивания и магнезиального метасоматоза.



**Рисунок 2.** Физико-химические условия формирования эклогит-глаукофансланцевого комплекса Атбашу [3]. Стрелками показаны P-T тренды образования минеральных ассоциаций: 1 – Grt-Cpx, 2 – Grt-Gln, 3 – Grt-Chl.

Геохимическое изучение состава пород Атбашинского и Максютковского эклогит-глаукофансланцевых комплексов проведено по всему спектру породообразующих, редких и редкоземельных элементов. Дискриминационные диаграммы по главным породообразующим компонентам не дают четкого ответа о принадлежности протолита эклогитовых пород к тому или иному типу океанических базальтов. Химические составы эклогитов из будин Максютковского комплекса указывают на близость их протолита скорее к MORB-базальтам, чем к базальтам островодужных серий. Составы же эклогитов Атбашинского комплекса больше тяготеют к толеитовым или известково-щелочным базальтам островных дуг.

Данные по редким и рассеянным элементам, нормированные к хондриту C1, также показывают близкие спектры для пород обоих комплексов. Но, наиболее близкое соответствие составов по этим элементам наблюдается по отношению к E-MORB базальтам для Максютовских эклогитов и к базальтам нижней коры (Lower Crust) для Атбашинских пород. На диаграмме Максютовского комплекса отчетливо выражена положительная аномалия церия - до 5.5 ед., что обычно не является характерным признаком MORB-базальтов, а, скорее всего, характеризует структуру океанского жёлоба. Эта особенность сохраняется во всех группах пород Максютовского комплекса. В эклогитах Атбашинского комплекса содержание редких элементов заметно ниже, чем в Максютовских, но в глаукофановых и слюдястых сланцах эта разница постепенно исчезает, и спектры практически повторяют друг друга.

Содержание РЗЭ в эклогитах Максютовского комплекса на порядок выше, чем в Атбашинских эклогитах, что свидетельствует в пользу их более глубинного происхождения. В Атбашинском комплексе в процессе ретроградных изменений породы обогащаются легкими РЗЭ, и на графиках их распределения появляется Eu минимум.

Предварительные данные по составу РЗЭ в гранатах и омфацитах из эклогитов двух комплексов показывают их более высокое (в 2-3 раза) содержание в минералах Максютковского комплекса и тенденцию к накоплению тяжелых РЗЭ в гранате, особенно в краевых частях зерен. Распределение РЗЭ в породообразующих минералах традиционно: гранат обогащен тяжелыми РЗЭ, в то время как в клинопироксене распределение тяжелых и легких РЗЭ симметрично и остается на одном уровне. В краевых частях растущих зерен граната происходит накопление тяжелых РЗЭ.

## **Выводы**

Геохимические различия состава пород эклогит-глаукофансланцевых комплексов по породообразующим, редким и редкоземельным элементам являются эффективным индикатором глубинности их образования и могут быть также использованы для определения состава протолита и принадлежности комплексов к определенным геодинамическим фрагментам земной коры.

Более глубинный Максютковский эклогит-глаукофансланцевый комплекс формировался в рифтогенной зоне на границе Восточно-Европейского палеоконтинента и палеоокеана восточного склона Урала. Состав протолита комплекса соответствуют промежуточному типу толеитовым базальтов между E-MORB базальтами и базальтами островных дуг. Атбашинский периконтинентальный комплекс по составу слагающих его пород соответствует толеитовым или известково-щелочным базальтам островных дуг и имеет, скорее всего, метаморфогенное происхождение на относительно небольшой глубине (30-35 км).

## **Библиография**

1. Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. УНРМ эклогит Максютковского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН, 2015, 461 (3), с. 316-321.
2. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. // Новосибирск: «Наука» СО, 1974. 430 с.
3. Федькин В.В. Минералогическая геотермобарометрия в развивающихся метаморфических системах. // В сб. «Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий» М.: «Наука». 2004. 2, с. 172-187.
4. Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма максютковского комплекса, Южный Урал // Докл. АН 1997, Т. 352, № 6. С. 285-288.
5. Beane, R.J., and Leech, M.L. The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later. // in Convergent Margin Terranes and Associated Regions: A Tribute to W.G. Ernst: Geological Society of America Special Paper, Cloos, M., Carlson, W.D., Gilbert, M.C., Liou, J.G., and Sorensen, S.S., eds., no. 419, 2007, p. 153-169
6. Fedkin V.V. Four Studies of the Thermal Evolution of the Eclogites from the Maksyutov Complex (southern Urals). // Russian Geology and Geophysics Special Issue "Problems of Magmatic and Metamorphic Petrology, Geodynamic, and Diamond Genesis". 2020. Vol.61. No.5-6. P.543-558.

***Аномальные распределения P3Э и значений #Fe в вертикальном разрезе  
Луккулайсваарского массива, Северная Карелия***

***Цховребова А.Р.\* (ГЕОХИ РАН, tsann3@gmail.com), Бычков Д.А. (МГУ,  
dmibychkov@gmail.com), Контев-Дворников Е.В. (МГУ, ekoptevmail@gmail.com)***

**Аннотация**

Луккулайсваарский массив (Сев. Карелия) демонстрирует аномальное поведение традиционных критериев магматической эволюции #Fe и содержаний P3Э, в отличие от «нормальных» расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов, демонстрирующих монотонный рост этих параметров в вертикальных разрезах. Главной загадкой Луккулайсваарского интрузива является не столько нарушение монотонности этих переменных, сколько наличие участков в вертикальном разрезе с обратными трендами этих параметров. Эта особенность геохимии интрузива не находит объяснения в рамках простых схем внутрикамерной дифференциации.

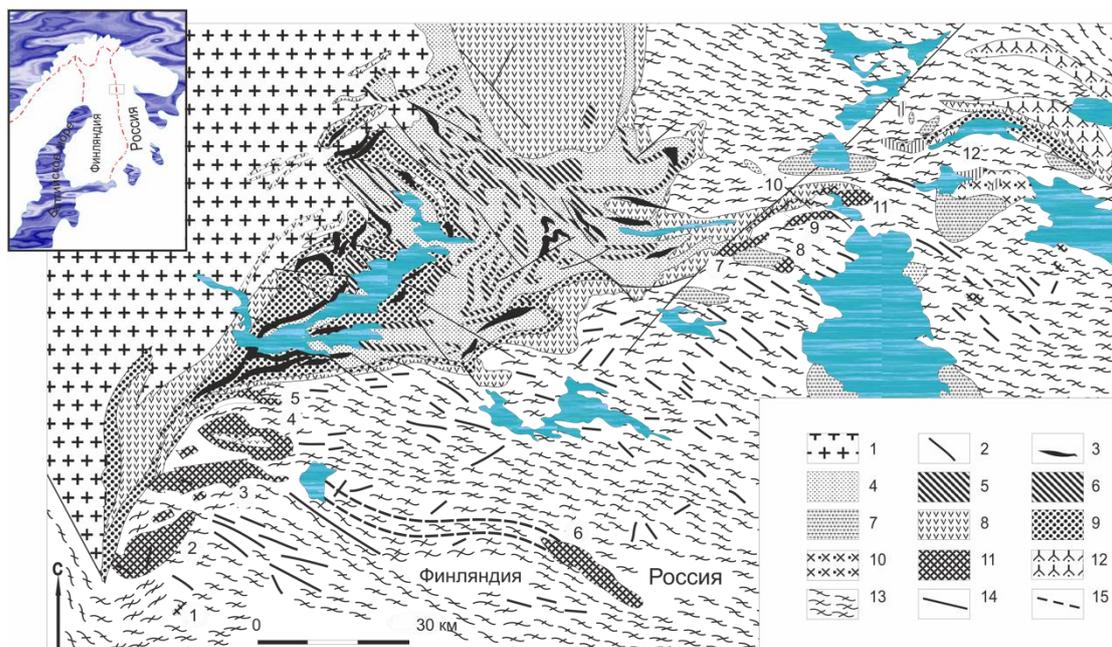
**Ключевые слова**

Расслоенный интрузив, геохимия, аномальное распределение

**Теория**

Дифференцированные мафит-ультрамафитовые интрузивы, помимо их экономического значения как источников важных типов ресурсов (Cu, Ni, Cr, Ti, ЭПГ), привлекают внимание исследователей в качестве объектов для проверки петрогенетических гипотез и численных моделей магматической эволюции. В соответствии с законами кристаллизации в силикатных системах, по мере фракционирования в продуктах кристаллизации содержание Fe увеличивается относительно Mg, а типично некогерентные P3Э накапливаются в остаточных расплавах, в связи с чем распределения значений #Fe ( $\#Fe = Fe/(Fe+Mg)$ ) как параметра, практически не зависящего от соотношения мафических и фельзических минералов в породе, и содержания P3Э в породах вертикальных разрезов интрузивов традиционно используются в качестве феноменологических критериев степени фракционирования материнских магм. Порядок смены кумулятивных парагенезисов в вертикальных разрезах интрузивов, совпадающий с порядком кристаллизации материнских магм, свидетельствует о заполнении интрузивных камер снизу вверх. В этом же направлении в типичных случаях монотонно увеличиваются значения #Fe и содержания P3Э. Луккулайсваарский интрузив демонстрирует аномальный характер распределения этих параметров.

Массив Луккулайсваара (рис.1) находится в Северной Карелии на северо-восточном берегу оз. Ципринга, входит в Олангскую группу расслоенных перидотит-габбро-норитовых комплексов. Интрузив прорывает граниты с возрастом  $2702 \pm 84$  млн.лет (U-Pb, Левченков и др., 1990) и перекрыт метаморфизованными в условиях фации зеленых сланцев базальными конгломератами и вулканитами с возрастом  $2432 \pm 22$  млн. лет (U-Pb). Возраст самого массива равен  $2442 \pm 1$  млн. лет ((Turchenko et al., 1991; Amelin, Semenov, 1996; Семёнов и др. 1997). Мощность интрузива не превышает 4.6 км.



**Рисунок 1.** Геологическая карта области развития северо-карельских расслоенных интрузивов. Составлена (Turchenko, 1992) по материалам финских геологов (Geological Map..., 1987; Mafic dyke rocks..., 1986; Alapieti, 1982) и государственных геологических карт СССР м-ба 1:200000 с использованием данных геофизических съемок. 1 – посторогенные граниты (1.7-1.8 млрд. лет). 2. Дайки габбро-диабазов (>1.9 млрд. лет). Ятулийская группа (1.9-2.2 млрд. лет): 3 – силлы лейкодиабазов, 4 – кварциты, филлиты, сланцы, доломиты, 5 – основные вулканы, 6 – серпентиниты, 7 – монцодиориты, граниты. Сумийско-сариолийская группа (2.2-2.5 млрд. лет): 8 – основные и кислые вулканы, 9 – кварциты, кварц-полевошпатовые гнейсы, 10 – диориты, 11 – расслоенные интрузивы (2.34-2.45 млрд. лет). Архейский фундамент: 12 – гнейсы и амфиболиты – зеленокаменные пояса (2.6-2.7 млрд. лет), 13 – гранито-тоналито-гнейсы. 14. Разломы. 15. Не выходящее на поверхность продолжение массива Наранкаваара. Интрузивы: 1 – Pirivaara, 2 – Syote, 3 – Porttivaara, 4 – Kuusijarvi, 5 – Kaukua, 6 – Narankavaara, 7 – Кометтаваара, 8 – Кивакка, 9 – Ципринга, 10 – Нюдамолакша, 11 – Луккулайсваара, 12 – Кундозерский.

Породы в массиве существенно аутометасоматически изменены из-за наличия значительной концентрации флюидных компонентов в исходной магме, что отличает его от близрасположенного интрузива Кивакка, который является типичным представителем расслоенных комплексов и сложен свежими, практически неизменными породами. С петрографической точки зрения массивы Кивакка и Луккулайсваара являются производными близких по валовому составу магм, кристаллизующихся по пути: оливиниты – бронзититы – нориты – габбро-нориты – габбро-нориты с пижонитом (Коптев-Дворников и др., 2001; Семенов и др., 1997). Массивы имеют сходное внутреннее строение: в разрезе расслоенной толщи сменяют друг друга оливиновые, бронзит-оливиновые, бронзит-плагиоклазовые и бронзит-плагиоклаз-авгитовые кумулаты. Это позволяет произвести корректное сопоставление геохимических параметров, с целью выявления особенностей Луккулайсваарского массива.

Распределение некогерентных элементов в дифференцированных комплексах как правило описывается Рэлеевским распределением. Построив графики распределения РЗЭ, в частности Се (рис.2) как наиболее распространенного представителя данной группы элементов по высоте разрезов, видим в Кивакке ожидаемую, достаточно монотонную тенденцию накопления Се. Колебания на относительной высоте от 0.2 до 0.5 связаны с ритмическим переслаиванием норитов и габроноритов и не превышают первых единиц г/т. В Луккулайсвааре картина заметно отличается: есть три заметных и пока необъяснимых тренда уменьшения содержаний Се по высоте массива, и в пределах каждого концентрации варьируются на десятки мкг/г.

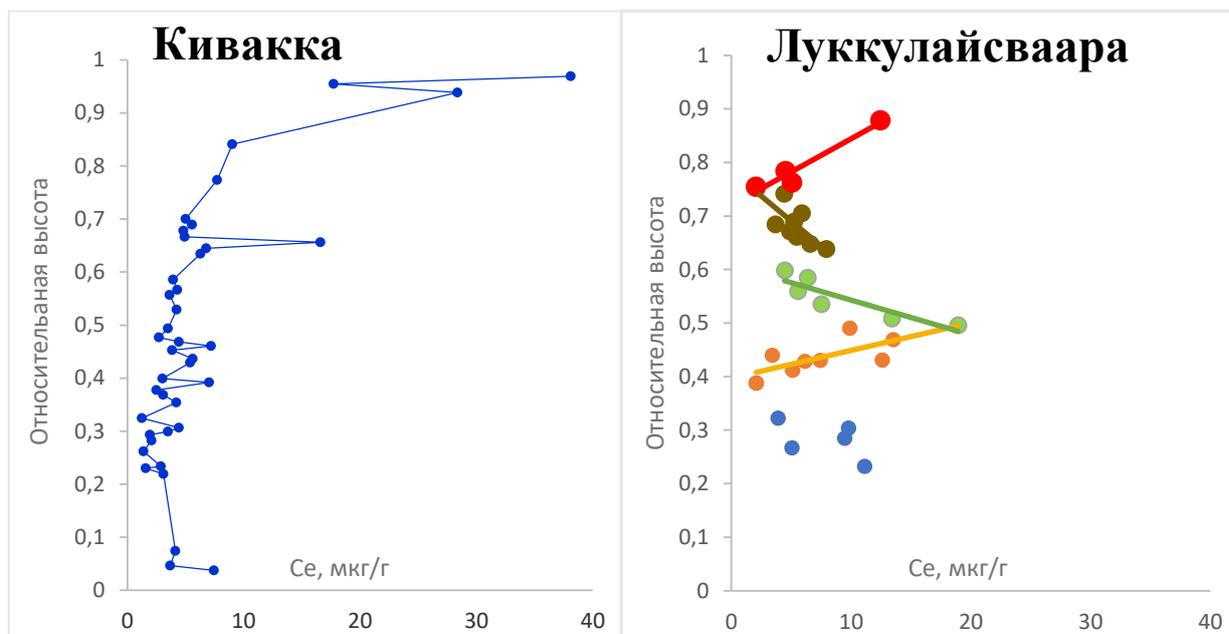


Рисунок 2. Распределение Се в вертикальных разрезах массивов

В Кивакке отчетливо виден единый тренд увеличения коэффициента железистости #Fe вверх по разрезу (рис. 3). В разрезе Луккулайсваары ожидаемого тренда накопления нет, скорее наблюдаются четыре участка, половина из которых имеет обратный наклон.

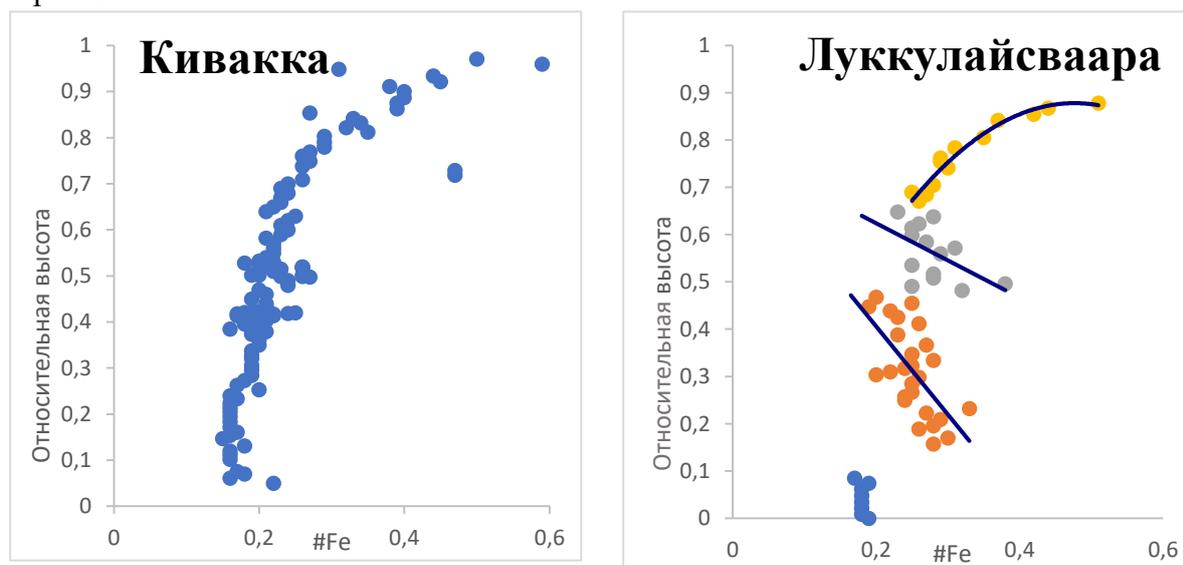


Рисунок 3. Изменение значений коэффициента железистости (#Fe) пород

Также можно отметить, что в Кивакке согласованное поведение распределения РЗЭ и коэффициента железистости, а в Луккулайсвааре наблюдается нехарактерное изменение, как концентраций РЗЭ, так и железистости, но и между собой их тренды не везде коррелируют.

## **Выводы**

С точки зрения последовательного и непрерывного фракционирования в закрытой камере сложно объяснить полученные обратные тренды и в рамках концепций закрытых моделей данные аномалии не находят объяснения. Это демонстрирует, что Луккулайсваарский интрузив заслуживает более пристального внимания геохимиков и петрологов.

## **Благодарности**

Авторы благодарят Нину Фёдоровну Пчелинцеву за предоставленный каменный материал и обсуждение полученных результатов.

## **Библиография**

1. Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Пчелинцева Н.Ф., Хворов Д.М. Распределение кумулятивных парагенезисов, породообразующих и второстепенных элементов в вертикальном разрезе Киваккского интрузива (Олангская группа интрузивов, Северная Карелия). // Петрология, 2001, т.9., №1
2. Левченков О.А., Амелин Ю.В., Буйко А.К., Семенов В.С., Турченко С.И. Изотопный возраст сумийско-сариолийского вулканоплутонического комплекса северной Карелии. Тезисы Докладов. Архейская и раннепротерозойская стратиграфия СССР. Уфа, 1990, с.22-23.
3. Семёнов В.С., Беяцкий Б.В., Кольцов А.Б., Котов Н.В., Яковлева О.А., Рудашевский Н.С., Пчелинцева Н.Ф. Метасоматиты расслоенного комплекса Луккулайсваара и связанная с ними платинометальная минерализация (Олангская группа интрузий, Северная Карелия) // Петрология, 1997, т.5, №2.
4. Amelin Yu.V., Semenov V.S. Nd and Sr isotope geochemistry of the mafic layered intrusions in the Eastern Baltic shield: implications for the sources and contamination of Paleoproterozoic continental mafic magmas. // Contrib. Miner. Petrol. 1996, v.124, pp. 255-272
5. Turchenko, S. I., Semenov, V.S., Amelin, Yu. V., Levchenkov, O. A., Neymark, L. A., Buiko, A. K., Koptev-Dvornikov E.V., The early Proterozoic riftogenic belt of Northern Karelia and Associated Cu-Ni, PGE and Cu-Au mineralizations// Geol. Foren. Stockholm Forhund. 1991. 113, pp 70-72.

**Исследование латеритного профиля коры выветривания бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго методом термического анализа**  
**Шипилова Е.С.\*, Макарова М.А. (Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, [lenusik.shipilva@rambler.ru](mailto:lenusik.shipilva@rambler.ru))**

**Аннотация**

Методом синхронного термического анализа были изучены породы из латеритного профиля коры выветривания бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго. Выявлены закономерности распределения минералов в зональном профиле коры выветривания. Термический анализ является эффективным при диагностике и изучении эволюции минералообразования в бокситоносных латеритных породах. Полученные результаты хорошо согласуются с рентгенофлуоресцентным методом анализа и сканирующей электронной микроскопией.

**Ключевые слова**

Боксит, ферриплантит, гетит, гематит, гиббсит, каолинит

**Источники финансирования**

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта Российской Федерацией в лице Минобрнауки России № 075-15-2020-802

**Теория**

Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (ФДМ) расположена в Западной Африке. Профиль коры выветривания имеет зональное строение. В нижней части профиля глинистый горизонт сложен полиминеральными глинами, выше по разрезу залегают каолиновые глины и еще выше, через железистую разновидность, они переходят в горизонт железистых латеритов. В верхней части железистые латериты переходят в железистые бокситы, которые плавно переходят в белые, низкокремнистые бокситы. В бокситовом горизонте присутствуют обломки пород нижележащего железистого горизонта, что свидетельствует о развитии процессов выветривания. Выше горизонта белых бокситов расположена железистая кираса.

В провинции ФДМ горизонт железистых латеритов выявлен повсеместно, что подтверждается его наличием почти во всех скважинах разных месторождений (было проанализировано около 500 скважин по 6 различным районам) (Шипилова и др., 2020). Мощность железистых латеритов варьируется от 0,6 до 9 метров, в среднем составляет 3,6 метра. Максимальное содержание железа фиксируется для средних частей разрезов железистых латеритов, так как зеркало грунтовых вод при колебании верх и низ наибольшую часть времени находится в средней части зоны колебания уровня грунтовых вод. Соответственно, именно в этой части окислительный геохимический барьер срабатывает наиболее интенсивно. В пределах этой зоны снизу-вверх породы почти полностью теряют кремнезём, также в верхней части горизонта железистых латеритов увеличивается содержание глинозема, что отражает степень латеритизации и привноса в эту зону наряду с железом – алюминия.

Химический состав железистых латеритов приведен в таблице 1. Как видно из этих данных содержание железа ( $Fe_2O_3$ ) в отдельных разрезах каждого из рассмотренных районов колеблется в достаточно широких пределах от 20-30 % до 60-75%. Усредненные его значения по районам – от 37,6 до 47,6% и в среднем по всем районам – 42,6%. Средние содержания глинозема – 29,6% и это практически на 10% ниже его бортового содержания для бокситов, а содержание кремнезема в среднем всего в 3 раза больше чем в бокситах провинции. Значения  $SiO_2$  изменяются в широких пределах, которые представлены в таблице.

Таблица 1.

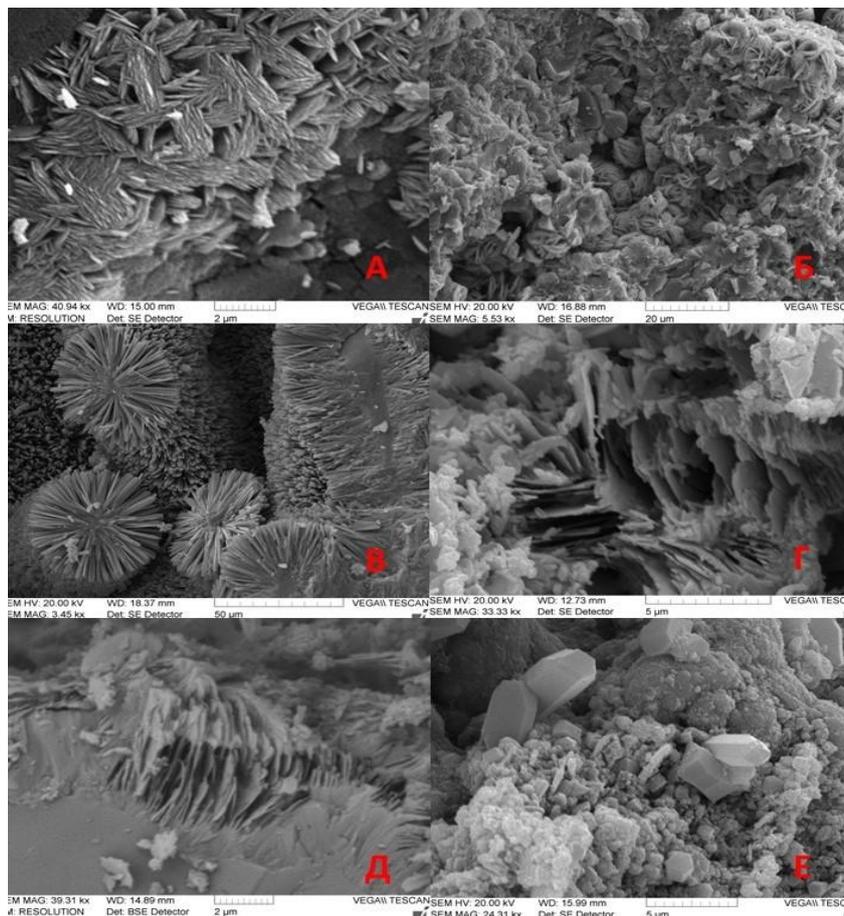
Химический состав латеритов железистого горизонта.

Район	мин. $Fe_2O_3$	макс. $Fe_2O_3$	сред. $Fe_2O_3$	мин. $Al_2O_3$	макс. $Al_2O_3$	сред. $Al_2O_3$	мин. $SiO_2$	макс. $SiO_2$	сред. $SiO_2$
ТЕЛЕМЕЛЕ	20,2	74,9	<b>42,1</b>	8,6	39,9	<b>30,6</b>	0,7	28	<b>6,2</b>
ХАЛКО	-	71,9	<b>45,3</b>	-	-	<b>30,1</b>	-	-	<b>3,4</b>
КОГОН-ТОМИНЕ	22	68,3	<b>42,6</b>	12,3	39,6	<b>29,9</b>	0,6	34,8	<b>6,9</b>
ГАК	30,8	68,8	<b>47,6</b>	14	39,7	<b>27</b>	0,7	19,8	<b>6,3</b>
КАРДОЗ	27,6	47,2	<b>37,6</b>	24,4	39,6	<b>33,1</b>	1,2	19,6	<b>8</b>
БОКЕ	32,5	60,6	<b>42,5</b>	15,8	35,4	<b>27</b>	0,6	29,6	<b>12,5</b>
<b>Итог</b>	<b>26,6</b>	<b>65,3</b>	<b>42,9</b>	<b>15</b>	<b>38,8</b>	<b>29,6</b>	<b>0,7</b>	<b>26,4</b>	<b>7,2</b>

В конце двадцатого века российские геологи, которые много лет занимались поисково-оценочными работами в различных районах провинции ФДМ, обратили внимание на крепкие, высокожелезистые породы, которые выделялись из общей, немного рыхлой массы железистых латеритов. Эти породы были названы ферриплантитами (Mamedov et al., 2020). В данное название заложено два важных момента – оксидная трехвалентная форма нахождения железа, а также их плитообразная морфология. Образуются ферриплантиты внутри железистого горизонта профиля коры выветривания. Ферриплантиты, как правило, имеют уплощенную форму линз и плит, мощностью от первых мм до 0,5-0,7 метров, залегающих, в основном, субгоризонтально. Ферриплантиты являются продуктом инфильтрационно-метасоматических процессов в латеритной коре выветривания. Ферриплантиты встречаются выше по разрезу в бокситовом горизонте (Внучков и др., 2020). Их формирование связано с окислительным геохимическим барьером, расположенным в пределах зеркала грунтовых вод в профиле коры выветривания. Из поровых растворов, насыщенных растворенными соединениями железа, при их встрече с грунтовыми водами, которые не успели потерять кислород, происходит окисление и выделение железа в трехвалентной форме. При этом плиты и жилы ферриплантитов образовались по различному субстрату и, соответственно, в той или иной степени унаследовали структурно-текстурные признаки субстрата. Ферриплантиты по внешнему облику делятся на две группы: табачно-охристые и сургучно-красные (Mamedov et al., 2020). Они отличаются друг от друга не только по цвету, но и по минеральному составу.

Главной минералогической особенностью ферриплантитов является явное преобладание в их составе минералов оксидов и гидрооксидов железа ( $Fe^{3+}$ ). Табачно-охристые разновидности отличаются преобладанием в своем составе гидроксида железа – гетита (рис. 1 В), тогда как в сургучно-красных ферриплантитах преобладает оксид железа – гематит (рис. А, Б). Но эти породы не являются мономинеральными, так как в табачно-охристых ферриплантитах наряду с гетитом присутствует от 1 до 40 % гематита, а напротив, в сургучно-красных разновидностях на гетит приходится от 0 до 46 %. В небольшом количестве во всех проанализированных образцах ферриплантитов

присутствует каолинит (рис. Г, Д), гиббсит (рис. Е) и редко бемит, а также рутил и анатаз. Кварц сохраняется в единичных случаях. В отличие от бокситового горизонта, особенно в верхней части, где каолинит почти отсутствует, в ферриплантитах он сохраняется даже в самой верхней части профиля коры выветривания. Содержания гиббсита отличаются в табачно-охристых и сургучно-красных ферриплантитах. В табачно-охристых ферриплантитах, в среднем, значения варьируются от 9 до 12 %, но в редких случаях достигают чуть больше 30 %. В сургучно-красных ферриплантитах значения гиббсита немного выше, чем в другой разновидности, в среднем около 16 %.



**Рисунок 1.** Электронномикроскопические снимки образцов: А, Б – гематит, В – гётит, Г, Д – каолинит, Е – гиббсит. СЭМ.

Для дополнительного изучения латеритного профиля выветривания, в частности ферриплантитов, был использован синхронный термический анализ (СТА), который был выполнен на приборе STA 449 F1 Jupiter "Netzsch". Съемка проходила со скоростью 10 о./мин в атмосфере Ag в закрытых корундовых тиглях. На примере месторождения Тиапикуре, которое расположено в Западной Гвинеи, Методом СТА подробно был проанализирован профиль коры выветривания. В образце из нижней части профиля коры выветривания на кривой дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК) дегидроксилизация каолинита наблюдается в интервале температур 400–600 °С с пиком при температуре 550,5 оС (Voeva, 2016). Экзотермический эффект с максимумом 1002,5 °С подтверждает присутствие каолинит в образце. На кривой ДСК образца из железистого горизонта фиксируется раздвоенный эндотермический эффект, связанный с дегидроксилизацией гиббсита и гетита в интервале температур 200–400 °С с максимумами 296,4 и 338,6 °С. В образце из бокситового горизонта на кривой ДСК

сложный эндотермический эффект с максимумом 320 °С и потерей массы 26,29% отвечает за обезвоживание гиббсита (рис.2)

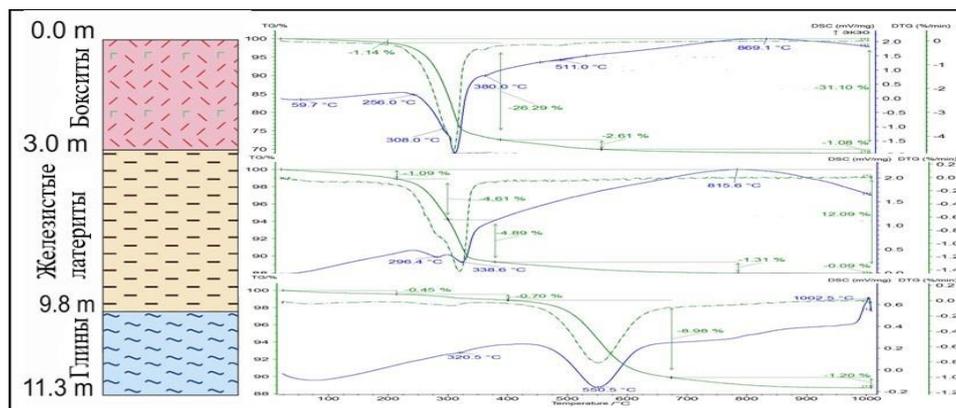


Рисунок 2. Профиль коры выветривания и термические кривые горных пород.

## Выводы

Таким образом, метод синхронного термического анализа является эффективным методом диагностики и изучения эволюции минералообразования в бокситоносных латеритных породах коры выветривания. Полученные в ходе исследования результаты хорошо согласуются с рентгенофлуоресцентным методом анализа и сканирующей электронной микроскопией.

## Библиография

1. Внучков Д.А., Шипилова Е.С., Макарова М.А. Распространенность и морфология ферриплантитов в бокситоносных латеритных покровах провинции Фута Джалон-Мандинго // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов - от прогноза к добыче. Сборник тезисов докладов I Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ (19-21 февраля 2020г). — М.: М., 2020. — С. 64–68. ISBN 978-5-85657-029-7.
2. Шипилова Е.С., Макарова М.А., Внучков Д.А., Мамедов В.И. Железистый горизонт – индикатор условий образования бокситоносной латеритной коры выветривания // Всероссийская молодежная геологическая конференция памяти В.А. Глебовицкого, Санкт-Петербург, 27-29 марта 2020. Сборник тезисов докладов всероссийской молодежной геологической конференции памяти В.А. Глебовицкого. — Изд-во ВВМ СПб., 2020. — С. 210–213. ISBN 978-5-9651-0915.
3. Boeva N.M., Bulletin of the Voronezh State University, 2016, 3, 27-29 p.
4. Mamedov V. I., Makarova M.A., Boeva N.M., Slukin A.D., Shipilova E.S. and Bortnikov N.S. The Main Processes and Stages in the Formation of the Unique Sangaredi Deposit of Bauxites (West Africa) // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 492. P. 1. P 291–296.
5. Mamedov V. I., Shipilova E. S., Boeva N. M., Slukin A. D., Makarova M. A., Vnuchkov D. A. and Bortnikov N. S. Ferriplantites in the Bauxite-Bearing Lateritic Weathering Crust (Futa Jallon-Mandingo Province, Africa): The Key Factors for Iron Accumulation // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 490. №. 1. P. 8–12.

*Петрографическая характеристика гранитоидов месторождения урана  
Столбовое и особенности магматической кристаллизации (Восточные Саяны,  
Иркутская область)*

*Яценко Д.О. \* (МГРИ-РГГРУ, corund98@gmail.com), Утенков В.А. (МГРИ-РГГРУ,  
vutenk@yandex.ru), Карманов Е.Н. (ВИМС, karmanov.geo95@gmail.com)*

### Аннотация

Гранитоиды нижнепротерозойского возраста слагают горст СЗ простирания (20 x 40 км), ограниченный разломами. Выделяются две фазы внедрения. Расплав ранних гранитоидов затвердевает последовательно с отводом тепла, накоплением воды и образованием монцоструктур. В гранитоидах поздней фазы фтор усиливает фракционирование расплава с повторным появлением кварца внутри плагиоклаза на ранней стадии кристаллизации.

### Ключевые слова

Инконгруэнтная реакция, фракционная кристаллизация, деанортитизация, фторидно-солевой расплав, контракция

### Теория

Урановая низкотемпературная минерализация приурочена к системе мелких трещин контракции в своде гранитоидов месторождения Столбовое (Восточные Саяны). Случай тесной связи уранового оруденения с гранитами достаточно редкий. Аналогом может служить месторождение "Феникс" в Канаде. Гранитоиды массива имеют две фазы внедрения и различаются количественным и качественным соотношением главных породообразующих минералов, в число которых входят кварц (Кв), плагиоклаз разного состава (Пл0-40), калиевый полевой шпат (КПШ, К-На ПШ).

Гранитоиды первой фазы внедрения преобладают и занимают осевую часть массива. Внешне это однородные среднезернистые светло-серые породы, не имеющие контрастных текстур. В них примерно поровну содержатся кварц, плагиоклаз № ~40, КПШ, а также биотит (до 5%), магнетит, апатит, циркон. Особенность гранитов состоит в последовательной фракционной кристаллизации на фоне снижения температуры от 750-800 до 700°C. При этом раннее выделение кварца в паре с плагиоклазом прерывается инконгруэнтной реакцией  $Kв + Пл + расплав = КПШ$  с образованием монцонитовой структуры. Затем кварц вновь выделяется из расплава, но уже в паре с калиевым полевым шпатом (Кв + КПШ) (рис. 1). Показательно разное поведение полевых шпатов. Если плагиоклаз сохраняет состав и не раскисляется, то КПШ сначала содержит примесь Na (К-На ПШ с пертитами распада), но в конце становится безнатриевым. Это соответствует исходно низкому давлению воды (~2 кбар) с его нарастанием вплоть до 5 кбар при завершении кристаллизации КПШ. В конце появляется альбит-калишпатовое равновесие в форме краевых пламенивидных пертитов со структурой быстрого ("нормального") роста (рис. 2). Такая форма пертитов характерна для венгерского массива монцогранитов с крупным КПШ и большим накоплением воды в расплаве [4]. В отличие от постмагматических пертитов распада краевые пламенивидные пертиты относятся к позднемагматической стадии кристаллизации (~700°). При автотасоматозе плагиоклаз замещается серицитом, а биотит хлоритом. Иногда к хлориту присоединяется

крупный фенгит в паре с каймами альбита по плагиоклазу (без кварца). Кальцит, пирит отсутствуют. Кислотность поздних изменений, возможно, связана с хлором.

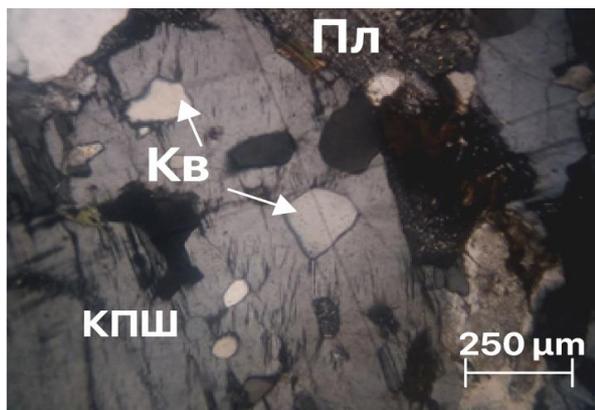


Рисунок 1. Включения кварца в КПШ



Рисунок 2. Краевые пламеневидные пертиты альбита в КПШ

Гранитоиды второй фазы внедрения неоднородны и представлены двумя перемежающимися контрастными разновидностями с нечёткими, иногда постепенными переходами. Меньший объём имеют серые мелкопятнистые породы, а больший – розовые и чуть более крупнозернистые разности.

Серые породы второй фазы внедрения нельзя называть гранитами из-за большого количества цветных минералов и переменного количества КПШ. Наиболее однородные разности можно условно квалифицировать как кварцевые диориты. Щелочной (К-Na) полевой шпат встречается крайне неравномерно, обозначая начало перехода к смежным розовым породам. Преобладает (60%) кислый плагиоклаз с реликтами Пл40, замешённого серицитом (Сер). В паре с ним присутствует кварц (20%), зёрна которого достигают 2-х мм. Много биотита (15%), образующего кучки, внутри которых есть реликты клинопироксена. Здесь же скапливаются апатит, магнетит, ильменит, циркон. Иногда в меланократовых участках есть роговая обманка и сфен.



Рисунок 3. Кайма кислого плагиоклаза вокруг более основного центра с серицитом



Рисунок 4. Включения кварца в кислом плагиоклазе (Пл<sub>20</sub>)

Наиболее информативными являются плагиоклаз и кварц. Именно они обозначают тенденцию в изменении химического состава расплава при кристаллизации. Находящийся между зёрнами крупного кварца таблитчатый плагиоклаз почти всюду

раскисляется от № ~40 до № ~20 сначала на периферии (рис. 3), а затем и целиком, но с сохранением первичной формы и объема зёрен. Характерно, что в кислом плагиоклазе появляются мелкие округлые включения нового кварца (рис. 4). Это весьма существенный момент, так как обычно в гранитоидах при раскислении плагиоклаза кремнезём расходуется и кварц не появляется. В данной породе Si остаётся, а выносятся Ca и Al. Реакция рассчитана на сохранение первичного объема плагиоклаза, когда в нём при раскислении появляются вросстки кварца:



В конечном продукте этой реакции объем кварца составляет ~20%. Принципиально сохранение кремнезёма в твёрдой фазе и перевод Al в расплав и затем во флюид. Форма выноса Al дана условно. Его удаление очевидно, так как при сохранении Al в составе плагиоклаза неизбежно расширение (увеличение объема), чего здесь нет.

Розовые породы второй фазы внедрения по минеральному составу гораздо ближе к гранитам, так как в них примерно поровну содержатся кварц, КПШ и альбитизированный плагиоклаз, а доля псевдоморфоз хлорита по биотиту <1%. Магматическую структуру подчёркивают таблитчатые формы зёрен полевых шпатов. Кроме того, есть даже отчётливая коррозия плагиоклаза калиевым полевым шпатом (рис. 5). Следовательно, первичный состав плагиоклаза значительно отличался от альбита и, скорее всего, представлял андезин. Интенсивная коррозия плагиоклаза калишпатом как элемент монзонитовой структуры указывает на высокое давление воды на стадии образования КПШ и молекулярный способ её растворения в расплаве ( $\gg 1,5$  кбар) [2]. Такие полевошпатовые отношения характерны для гранитов с нарастанием водонасыщенности расплава. В то же время это замещение является последним и высокотемпературным структурным элементом магматической кристаллизации. Далее расплав затвердевает из-за потери воды и идёт избирательная метасоматическая альбитизация плагиоклаза. Реакция представляет натрий-кремниевый метасоматоз с выносом Ca во флюид:



Она обусловлена высокой химической активностью Na во флюиде, куда он вместе с Si был переведен при инконгруэнтной кристаллизации КПШ. Реакция рассчитана на баланс Al, при котором неизбежно изменение объема. Расчёт показывает, что мольный объем твёрдых фаз в этой реакции существенно возрастает:  $\Delta V = +39,88$  см<sup>3</sup>/моль. Это приводит к тому, что таблицы плагиоклаза, превращаясь в альбит, расширяются и сначала испытывают пластические деформации, а затем хрупкие (рис. 6).

Очевиден диффузионный способ этого избирательного замещения при застойном растворе. Щелочная активность флюида показывает, что кислотные компоненты были удалены при дифференциации расплава и отделении гранитной составляющей.

Пространственное разделение серых и розовых продуктов кристаллизации на второй стадии внедрения расплава происходит при крутых контактах и имеет вид усиления кристаллизационной дифференциации. Серые разновидности отличаются накоплением кремнезёма в виде вростков кварца в раскисленном плагиоклазе из-за выноса алюминия и кальция. Если удаление кальция – это вполне обычным явление, то потеря алюминия требует объяснения. Скорее всего, она связана с присутствием в

расплаве фтора, который имеется в химических анализах пород 2-й фазы внедрения и подтверждается присутствием флюорита в поздних ассоциациях. Известно, что фтор вместе с Al и щелочами образует весьма подвижный фторидно-солевым расплаве типа  $(K, Na)3AlF_6$ , отделяющийся от силикатного расплава, который обогащается Si. Такое влияние фтора обосновано многочисленными экспериментами, произведенными в МГУ. Они показали, что во фторидных соединениях переносится не только Al, но и редкие литофильные элементы, а также уран [1]. Разделение расплавов объясняется во многих работах несмесимостью в присутствии фтора. В гранитоидах второй стадии внедрения это выражается в контрасте между серыми и розовыми гранитоидами. Полагая, что температура их кристаллизации была высокой и примерно одинаковой, причиной можно считать различие в вязкости. Налицо перенос воды (и фтора) в расплав серых гранитоидов (гранодиоритов или кварцевых диоритов), что уменьшает его вязкость. Параллельное осушение гранитного расплава увеличивает его вязкость. Эта разница приводит к пространственному разделению двух пород. Несомненным фактором локализации вторичных изменений является контракция – уменьшение объема при кристаллизации, которое приводит к образованию трещин и охлаждению флюида при их расширении. Они же служат причиной переноса растворов и рудной минерализации в смежную область гранитов, относящихся к ранней фазе внедрения. Отложению урана (коффинит, настуран) предшествует его перенос. Ввиду фторидности гранитоидов второй фазы внедрения, можно предположить, что перенос урана по аналогии со Стрельцовским месторождением происходил в форме  $UF_2O_2$  [3].

## **Выводы**

Ранние граниты затвердевают с отводом тепла, а поздние – при высокой температуре из-за потери воды. Алюминий удаляется с фтором из расплава второй фазы внедрения, усиливая дифференциацию гранитоидов. Трещины контракции охлаждают и удаляют флюид с рудными компонентами.

## **Библиография**

1. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование). М.: ГЕОС, 2005. 188с.
2. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
3. Шатков Г.А. Стрельцовский тип урановых месторождений // Региональная геология и месторождения, № 63, 2015. С. 85–95.
4. Utenkov V.A. Petrology of the Mórágy Granite (SW Hungary) based on the Bátaapáti (Üveghuta) boreholes // Annual Report of the Geological Institute of Hungary. Évi Jelentése 2000-2001. Budapest, 2003. P. 153–188.

СЕКЦИЯ «ГЕММОЛОГИЯ И ХУДОЖЕСТВЕННАЯ ОБРАБОТКА МАТЕРИАЛОВ»

*Изучение внутренних особенностей природных и синтетических alexandритов  
Александрова А.Е. \* (Российский государственный геологоразведочный университет  
имени Серго Орджоникидзе, nastasya.aleksandrova.98@bk.ru), Романова Е.И.  
(Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго  
Орджоникидзе, romanovaei@mgi.ru)*

**Аннотация**

Александрит – это драгоценная, наиболее дорогая разновидность хризоберилла. Химический состав  $Al_2BeO_4$ , а основная примесь, отвечающая за окраску кристалла, – хром. Уникальное свойство alexandrita изменять цвет от сине-зеленого при дневном свете до красно-фиолетового и малинового при искусственном освещении обусловлено особым положением ионов хрома в составе кристаллической решетки. Этот эффект назван «alexandritовым эффектом».

Природные alexandritы имеют очень высокую стоимость, в связи с чем было разработано несколько методов синтеза этого минерала в лабораторных условиях, а также имитаций. Диагностика природных и искусственно выращенных alexandритов имеет важное значение для их оценки. Было исследовано и описано 9 образцов из коллекции кафедры Минералогии и геммологии МГРИ, из них 4 природных и 5 искусственно выращенных. Фотографии сделаны через микроскоп МБС-10 с цифровой камерой.

**Ключевые слова**

Александрит, хризоберилл, «alexandritовый эффект», драгоценные камни

**Теория**

Александрит – это драгоценная, наиболее дорогая разновидность хризоберилла. Химическая формула хризоберилла  $BeAl_2O_4$ . Хризоберилл является довольно твердым минералом – 8,5 по шкале Мооса. Он обладает хорошей прозрачностью и красивым стеклянным блеском, показатель преломления 1,744-1,758, оптически двуосный, двупреломление 0,007-0,011, плотность 3,73 г/см<sup>3</sup> [3]. Устойчивая окраска хризоберилла обусловлена примесями хрома и трехвалентного железа. Чаще всего кристаллы минерала имеют трещины и различные включения. Хризоберилл устойчив к воздействию кислот и не разбивается от удара [1]. Облагораживание хризоберилла производится в основном для улучшения цвета и повышения чистоты различными способами: промасливание, облучение, термообработка. Стоимость alexandrita варьируется от 5000 до 37 000 USD за карат. При этом, цена alexandrita зависит от их цвета, чистоты и веса. Не смотря на высокую стоимость драгоценного камня, спрос на него не падает, из-за его уникальных свойств.

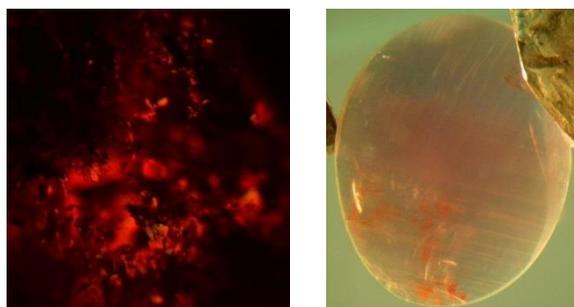
Способность alexandrita изменять окраску в зависимости от характера освещения – «alexandritовый эффект» – следствие строго определенного положения полос в спектре поглощения. Спектр поглощения alexandrita характеризуется двумя окнами пропускания – в зеленой и красной областях. Зависимость окраски alexandrita от падающего на него света связана с природой источника света. Спектр дневного

(солнечного) света имеет максимум интенсивности в зеленой области; «окно» в зеленой области спектра (между полосами поглощения  $\sim 415$  нм и  $\sim 500$  нм) александрита пропускает эти зеленые лучи, и минерал кажется зеленым. В спектре искусственного освещения максимум интенсивности приходится на более длинноволновое излучение. Но в спектре александрита есть и «окно», соответствующее длинам волн более 600 нм, оно и пропускает красные лучи, из-за чего окраска меняется с зеленой на красную [1].

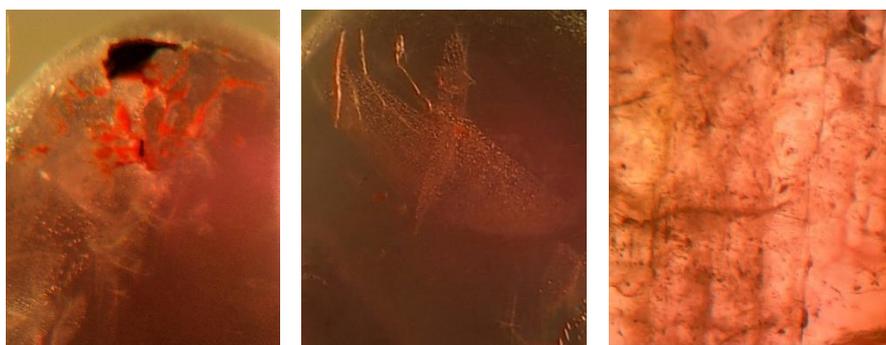
Хризоберилл относится к очень редким камням. Он образуется в гранитных пегматитах, слюдяных сланцах и аллювиальных отложениях. Крупные месторождения александритовой разновидности хризоберилла находятся в районе Изумрудных копей на Среднем Урале, в Ильменских горах, а также на Каменно-Павловском прииске в Челябинской области. Изредка удавалось находить хризоберилл в Карелии и Финляндии. Самые же значимые месторождения этого удивительного камня в наши дни находятся в Африке, Бразилии, на Мадагаскаре, в Австралии и на Шри-Ланке. В небольших количествах хризоберилл находят в некоторых штатах США.

Наиболее предпочтительными видами огранки александрита ранее считались полная ступенчатая и полная смешанная со скошенными углами. В последнее время максимальной цветовой игры камня и наиболее яркого проявления «александритового эффекта» достигают, задавая при огранке углы наклона между шипом и основанием по специально разработанным ТУ бриллиантовых огранок («маркиз», «овал» и др.), цимофан шлифуют кабошоном, что выявляет и усиливает эффект кошачьего глаза [2].

В природных александритах включения разнообразны. В них присутствуют как минеральные: биотит, флюорит, кварц, апатит, рутил (рис. 1), так и двухфазные газожидкие включения (рис. 2). Также для природного александрита характерна прямолинейная цветовая зональность в различных направлениях, параллельно природным граням кристалла (рис. 1, 2).



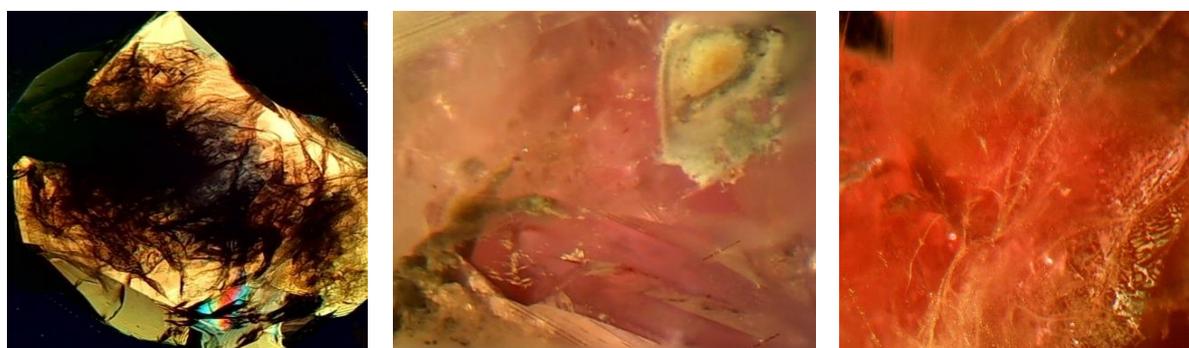
**Рисунок 1.** Минеральные включения и прямолинейная зональность в природном александрите.



**Рисунок 2.** Трещины с ожелезнением и вуали газожидких включений в природном александрите.

Флюсовый метод синтеза. В большинстве технологий синтеза в начале, растворитель ( $\text{PbO-PbF}_2$ ,  $\text{Li}_2\text{MoO}_4$ ,  $\text{V}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MoO}_3$ , и  $\text{V}_2\text{O}_5$ ) и питающие вещества ( $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{BeO} +$  окрашивающие добавки) нагреваются до температуры выше точки плавления флюса и эта температура выдерживается в течение достаточного времени для растворения питающих оксидов во флюсе. Затем расплав медленно охлаждается с постоянной скоростью до затвердевания флюса. Александрит растёт как на кристаллах затравках, так и спонтанно. После чего выросшие кристаллы извлекаются из тигля при растворении флюса в кислоте [1].

При тщательном микроскопическом исследовании флюсовых александритов можно обнаружить остаточные включения флюса характерных форм (рис. 3) или частицы платины. Большинство образцов российских флюсовых синтетических александритов являются сдвойникованными кристаллами, при исследовании в поляризованном свете их границы становятся явно заметными – особенно при вращении поляризационного фильтра. В ограненных образцах не проявлялось четкой цветовой зональности.



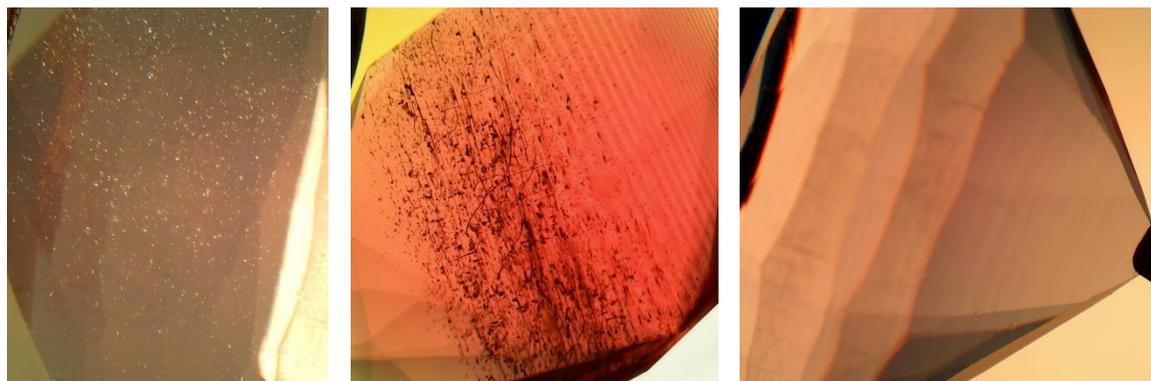
**Рисунок 3.** Включения флюса и интерференционная окраска на двойниковых швах в александритах, выращенных флюсовым методом.

Метод Чохральского и горизонтальной направленной кристаллизации. Эти методы позволяют получать наиболее крупные кристаллы очень высокого качества. Метод Чохральского – вытягивание кристалла из расплава, является технически и технологически сложным. Стабилизация геометрии растущего кристалла требует постоянного контроля прироста его массы. Это делается при помощи специальных весовых систем, автоматически измеряющих либо прирост массы растущего кристалла, либо убыль расплава из тигля. Кроме того, выращивание тугоплавких оксидных соединений требует использования дорогого и дефицитного иридия в качестве тигельного материала [1].

Метод высокотемпературной ГНК, являющийся разновидностью метода Бриджмена-Стокбаргера, был разработан в ИКАН АН СССР под руководством член-корр. Багдасарова Х.С. для получения крупных кристаллов лейкосапфира. Молибденовый лист толщиной 0,2-0,5 мм выгибается таким образом, что из него получается контейнер, имеющий форму лодочки. В него помещается шихта, соответствующая химическому составу выращиваемого кристалла. В носовую часть предварительно вкладывается затравка. Загруженная лодочка устанавливается на молибденовую платформу ростовой камеры установки и перемещается в нагревательную зону. После тщательной откачки воздуха, установка или остается под вакуумом, или заполняется инертным газом. В результате установления в ростовой камере за счет вольфрамового нагревателя необходимой температуры шихта и частично затравочный кристалл расплавляются. После того, как температура ростовой системы

стабилизируется, включается механизм протяжки, и лодочка с заданной скоростью выдвигается из зоны нагревателя. Расплав, охлаждаясь в носовой части до температуры фазового перехода, начинает кристаллизоваться на затравку. При этом растущий кристалл наследует её кристаллографическую ориентировку.

Внутренними диагностическими особенностями alexandritов, выращенных методами Чохральского и ГНК, являются: мелкие включения платины или молибдена, попадающие в расплав из контейнера с расплавом, газовые пузыри, остающиеся от неполной проплавки шихты и криволинейная ростовая зональность, появляющаяся от неравномерного распределения элементов примесей.



*Рисунок 4. Мелкие включения платины, искажённые газовые пузыри и криволинейная ростовая зональность в alexandритах, выращенных методом Чохральского.*

## Выводы

По литературным данным была установлена природа окраски alexandрита и суть уникального «alexandритового эффекта». Проведенными микроскопическими исследованиями были изучены внутренние особенности природных образцов и выращенных различным методом, которые помогли в идентификации минерала. Драгоценный камень, такой как alexandрит, по своим декоративным и технологическим характеристикам используется по сей день, в качестве вставок в ювелирных изделиях. Стоимость ограненных вставок из синтетического аналога alexandрита составляет от 50 до 200 долларов за карат

## Библиография

1. Винник Д. А., Попов П. А., Арчугов С. А., Михайлов Г. Г. Теплопроводность легированных хромом монокристаллов alexandрита // Докл. РАН. — 2009. — Т. 428, № 4. — С. 469—470.
2. Козлов, Юрий Сергеевич. Александрит. — М.: «Наука», 2003. — 74 с. — ISBN 5-02-002718-2. Архивная копия от 16 декабря 2014 на Wayback Machine.
3. Стоун, Джаспер. Всё о драгоценных камнях. — СПб.: «Кристалл», 2006. — 176 с. — ISBN 5-306-00346-X.

*Применение аддитивных технологий в изготовлении подставки для моделирования колец*  
**Брусов А.А. (МГРИ им. С.Орджоникидзе, г.Москва, brusovaa@mgri.ru)**

### Аннотация

Создание 3d модели подставки для моделирования колец из воска и последующая ее печать на 3d принтере. Сравнение с похожими приспособлениями для моделирования.

### Ключевые слова

аддитивные технологии, 3d моделирование, 3d печать, 3d принтер, пластик

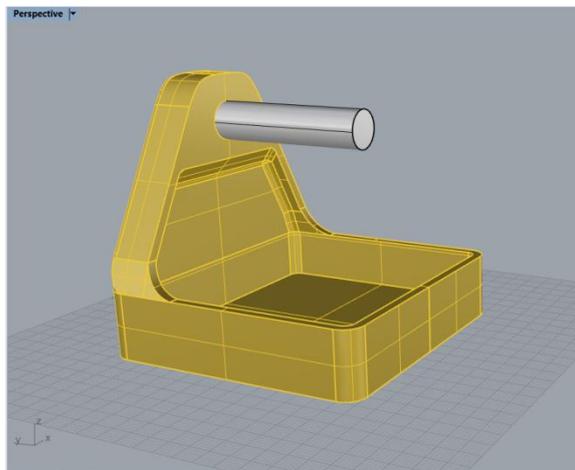
### Теория

Сложно представить современный мир без технологий 3d печати. Во многих сферах производства, дизайна дело не обходится без печати прототипов, так и готовой для использования продукции. Метод основан на послойном «выращивании» будущего изделия.

Основные методы аддитивного производства: экструзионный, проволочный, порошковый, струйный, ламинирование, полимеризация.

В ювелирном деле при производстве ювелирных изделий используются методы струйной, полимерной и порошковой печати 3d моделей. Также возможно печатать детали инструментов и станков для ювелирного производства методом экструзионной печати. Рассмотрим технологию экструзионной печати на примере создания подставки для моделирования колец из воска. Это приспособление создано для удобства моделирования колец, повышает продуктивность работы. Лучше всего для создания геометрии подходят программ на основе NURBS - моделирования. Для создания 3d моделей используем программу Rhinoceros (пробная версия программы).

Для начала посмотрим аналогичные приспособления, представленные в магазинах ювелирного инструмента. В большинстве случаев это размерный ригель на подставке или вертикальный держатель с выходящим из него горизонтальным профилем круглого сечения со сменными цилиндрами под разные размеры колец. Материал изготовления – алюминий, сталь. Удобнее второй вариант со сменными насадками, его и возьмем за основу. Напечатанные аналогичные детали из пластика не потеряют своей функциональности, так как на деталь не будет оказываться никакой технологической нагрузки. Для функциональности в нижней части добавим отделение для хранения восковых заготовок.



**Рисунок 1.** 3d модель подставки для моделирования колец

Перед моделированием учтем, что простые элементы изделия – можно изготовить из металлических труб и проката нужного профиля (круг, квадрат, прямоугольник). Алюминиевый прокат показан на 3d модели серым цветом, пластиковая часть оранжевым.

Для создания подобных моделей требуется начальный уровень знания 3d программ. В процессе моделирования используются следующие команды.

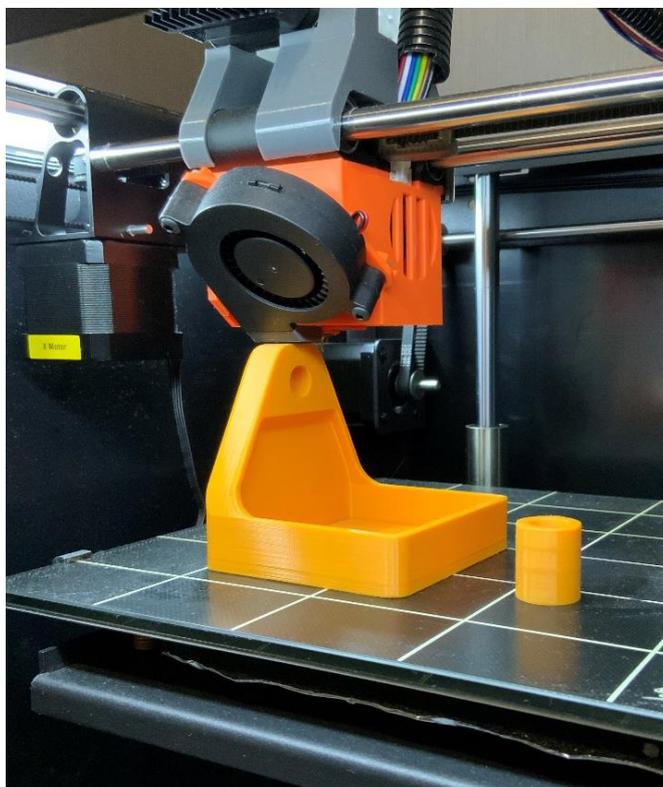
Для создания кривых: Line Segments, Interpolate Points, Fillet Curves, Circle, Join, Trim.

Для создания поверхностей: Extrude Curve, Sweep 2 Rail, Boolean: Difference, Fillet Edge, Split.

Процесс моделирования занимает не более часа при учете заранее продуманной конструкции деталей.

Далее необходимо подготовить файл под печать. Печать будем производить на 3d принтер Flyingbear ghost 5. Выбираем материал для печати. Детали не подверженные нагрузке можно печатать pla пластиком. Требующие прочности abs или pet-g. Наша модель не несет повышенных нагрузок, печатать ее можно любым видом пластика. В наличии есть pet-g оранжевого цвета, он отлично подойдет для выполнения поставленной задачи.

В слайсере создается G-код с учетом параметров данной модели 3d принтера и свойств пластика: диаметр сопла 0.4 мм, температура сопла – 230°C, температура стола – 80°C, скорость вентилятора – 30% в высота слоя 0.2, заполнение 15%, периметры – 3, сплошные слои низа и верха – 5, скорость печати 40 мм/с. Максимальный расход пластика – 10 мм<sup>3</sup>/с.



*Рисунок 2. Напечатанные на столе 3d принтера детали подставки для моделирования колец*

На первых слоях печати важно следить за процессом, чтобы проконтролировать правильность настроек печати и избежать возможного брака. Печать основной детали занимает около 8 часов. При повышении скорости печати уменьшится время, но ухудшится качество. Возможные дефекты: искажения, пустоты в заполнении внешних периметров. А для рабочего инструмента важно хорошее качество поверхности. После окончания печати 3d принтер выключается, ждем остывания рабочей зоны и аккуратно отрываем модель от стола.

Для этапа сборки понадобится круглый алюминиевый прокат диаметром 10 мм, от него отрезаем заготовку 50 мм и помещаем ее в заготовленное отверстие согласно чертежу модели. Если деталь не входит, необходимо немного расточить посадочное отверстие до состояния плотной фиксации. Так же для надежной фиксации можно нанести крестообразные риски на алюминиевую деталь в зоне фиксации.

Следующий этап - создание 3d моделей цилиндров различных диаметров (16, 16.5, 17, 17.5, 18, 18.5, 19, 19.5, 20 мм) и их дальнейшая печать. В дальнейшем на подходящий диаметр цилиндра будет крепиться восковая модель кольца.

### **Выводы**

В итоге получилось удобное и функциональное приспособление для моделирования колец с отделением для хранения восковых заготовок и размерных цилиндров для фиксации восков.

Себестоимостью проекта в пределах 150 рублей. Аналоги стоят от 2000 до 9 000 руб.

Основные плюсы в создании собственных прототипов оборудования с использованием 3d печати - моделирование деталей нужных размеров, различные доработки, повышающие удобство и функциональность. Возможность сделать пустотелую, облегченную деталь. Создание собственного уникального дизайна.



*Рисунок 3. Напечатанная подставка для моделирования колец в процессе использования*

### **Библиография**

1. Тарасова Татьяна Васильевна, «Аддитивное производство» учебное пособие, Москва, Инфра-М, 2019.
2. Згонников Артем, «Аддитивные технологии в производстве» Москва, CADmaster №1(86) 2017.
3. Лоуренс Калленберг, «Моделирование из воска для ювелиров и скульпторов», Омск, Дедал-Пресс. 2004.
4. Эрхард Бреполь, «Теория и практика ювелирного дела», Санкт-Петербург, Соло, 2000.

*Химический состав берилла и природа цвета его ювелирных разновидностей  
Завезион А.О.\* (МГРИ-РГГРУ имени Серго Орджоникидзе, azavezion@mail.ru)*

### Аннотация

В данной статье приведены основные особенности химического состава берилла и их влияние на физические свойства минерала. Рассматриваются разновидности берилла, представленные на рынке ювелирных вставок, природа и особенности их окраски.

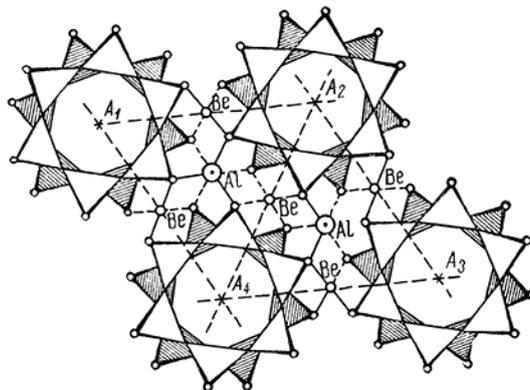
### Ключевые слова

Берилл, химический состав, примесь, хромофор, природа окраски

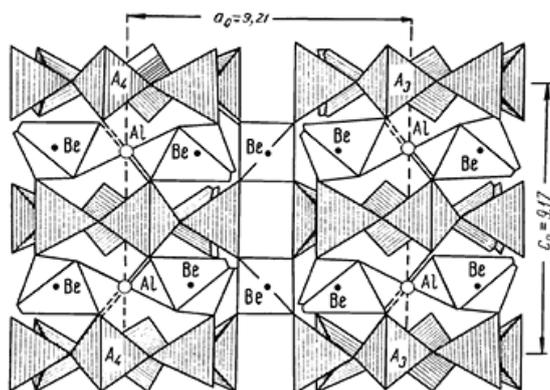
### Теория

В земной коре, из числа бериллийсодержащих минералов, берилл является наиболее распространенным. Как основная руда на бериллий он имеет очень большое значение, однако, особый интерес представляют его прозрачные цветные разновидности, широко используемые для изготовления ювелирных вставок. Общий химический состав и структура на данный момент изучены на множестве образцов берилла. Однако, множество вопросов, касающихся его тонкого состава, до сих пор остаются открытыми.

Говоря о химическом составе берилла нельзя не коснуться вопроса его структуры, т. к. она во многом определяет характер примесей в данном минерале. Кристаллическая структура берилла характеризуется комплексными радикалами  $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$ , т.е. содержат изолированные группы тетраэдров  $\text{SiO}_4$ , связанных в кольца. Ионы  $\text{Al}$  и  $\text{Be}$  располагаются между кольцевыми радикалами (Рисунок 1), однако не на одном уровне с ними, а между слоями колец. Кристаллическая постройка связана как боковыми, так и вертикальными связями (Рисунок 2). Ионы  $\text{Be}^{2+}$  тесно связывают кольцевые радикалы в общий прочный остов. Примечательно, что в каждом звене располагающиеся друг под другом кольца радикалов внутри имеют большие свободные пустоты. Именно в этих пустотах располагаются присутствующие в бериллах крупные по размерам ионы, такие как  $\text{Na}^{1+}$ ,  $\text{K}^{1+}$  и  $\text{Cs}^{1+}$ , а также  $\text{H}_2\text{O}$ .



**Рисунок 1.** Проекция кристаллической структуры берилла на плоскость (0001). Обозначения: 1)  $\text{Al}$  – ион алюминия 2)  $\text{Be}$  – ион бериллия 3)  $\text{A}_1, \text{A}_2, \text{A}_3, \text{A}_4$  – кольцевые радикалы.



**Рисунок 2.** Вертикальная проекция кристаллической структуры берилла. Обозначения: 1) Al – ион алюминия 2) Be – ион бериллия 3) A1, A2, A3, A4 – кольцевые радикалы.

В основной состав берилла входит оксид бериллия (BeO) в количестве 14,1 %, оксид алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в количестве 19,0 % и оксид кремния (SiO<sub>2</sub>) — 66,9 %. К наиболее интересным и часто встречающимся примесям в данном минерале можно отнести H<sub>2</sub>O (0,3-2,7%), щелочи (до 7%), а также небольшие количества (до 1,5%) FeO, MgO, CaO, MnO, а также Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Mn<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Примеси существенно влияют на некоторые физические свойства берилла, из которых одними из самых значимых, с точки зрения геммологии, являются цвет минерала, его плотность, а также показатели преломления.

Вода присутствует практически во всех бериллах. Исключение составляют редкие красные бериллы из штата Юта (США), встречающиеся только в топазовых риолитах, а также лабораторные бериллы, синтезированные методом раствора в расплаве. В щелочных разновидностях берилла содержание воды обычно колеблется в пределах 0,8—2,8%, чаще же всего составляет около 2,0—2,3%. В бериллах из гидротермально-пневматолитовых месторождений и в ранних, высокотемпературных, бедных щелочами разновидностях из пегматитов ее содержание колеблется в диапазоне 0,5—1,3%, составляя в среднем около 1 %, но в некоторых редких случаях доходя и до 2,4%. Было установлено, что вода не входит в структуру берилла в виде OH-группы. Она заполняет вертикальные полые каналы, столь характерные для структуры берилла. Сравнивая содержащие и не содержащие воду образцы в рамках одной разновидности берилла, изумруда, можно отметить, что последние (изумруды, полученные раствор-расплавным методом) отличаются меньшим удельным весом и заниженными показателями преломления, что значительно облегчает их диагностику.

Примесные щелочи могут присутствовать в количестве до 7 %. Они представлены оксидом натрия (Na<sub>2</sub>O), оксидом калия (K<sub>2</sub>O), оксидом лития (Li<sub>2</sub>O), иногда оксидами рубидия (Rb<sub>2</sub>O) и цезия (Cs<sub>2</sub>O). При этом, в пегматитовых бериллах содержание щелочей значительно выше, нежели в гидротермальных. Количество и состав щелочей меняется по мере эволюции пегматитового процесса. Бериллы более ранней стадии формирования содержат лишь небольшое количество Na<sub>2</sub>O, а поздние содержат свыше 3% суммы Na<sub>2</sub>O, Li<sub>2</sub>O и Cs<sub>2</sub>O. При этом, K<sub>2</sub>O и Rb<sub>2</sub>O присутствуют в незначительных количествах, либо отсутствуют вовсе. Физические свойства бериллов, в частности удельный вес, и показатели преломления закономерно повышаются с увеличением содержания щелочей. Параллельно с возрастанием содержания щелочей падает количество бериллия и обычно несколько увеличивается количество воды. Щелочи в берилле, по-видимому, располагаются в каналах и можно предположить, что появление

в бериллах только некоторых щелочей объясняется размерами полых каналов в структуре берилла. Отдельно стоит сказать о Cs. Его повышенное (до 3%) содержание в яркоокрашенных крупных кристаллах воробьевита, делает последние непригодными для изготовления ювелирных вставок из-за радиационного фона, превышающего допустимую норму.

В гораздо меньшем количестве в бериллах встречаются другие примеси, однако они представляют, пожалуй, самый большой интерес, т.к. они могут менять одно из главных свойств берилла, если рассматривать его как сырье для производства ювелирных вставок, – цвет. В зависимости от окраски различают следующие разновидности берилла, которые используются для изготовления ювелирных вставок: травяно-зеленый – изумруд; голубой, иногда с зеленоватым оттенком – аквамарин; сапфирово-синий – берилл-машише; розовый – воробьевит (морганит); землянично-красный – красный берилл (биксбит); желтый, золотистый – гелиодор. Однако природа цвета берилла может быть различной: окраска может меняться как из-за хромофорных примесей, так и из-за дефектов кристаллической решетки, вызванных различными факторами.

К главным хромофорам природного берилла относятся: железо ( $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ ), хром (Cr), марганец ( $Mn^{2+}$  и  $Mn^{3+}$ ). Помимо них при синтезировании берилла в лабораторных условиях для получения определенной окраски вводят и некоторые другие элементы, например медь (Cu) и ванадий (V), последний, однако, встречается и в природных изумрудах Колумбии. Примечательно то, что приблизительно одинаковую окраску с незначительными оттеночными нюансами могут давать разные элементы. Так зеленая окраска, свойственная самой ценной разновидности берилла, изумруду, может быть вызвана примесями хрома (Cr), ванадия (V) и ионов двух- и трехвалентного железа ( $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ ). Это вызывает определенный терминологический конфликт: на данный момент отсутствует определенность в вопросе того, какие бериллы могут называться изумрудами. Так некоторые геммологические институты ориентируются на окраску, т. е. при диагностике опираются на некий стандарт цвета, в то время как другие настаивают на доминантности состава и относят к изумрудам только хромсодержащую разновидность берилла. Зелёная окраска считается стабильной вне зависимости от хромофора.

Окраска желтых, голубых и желто-зеленых разновидностей предположительно обусловлена количественными соотношениями  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ , которые замещают Al. При этом, по Боровику, повышенное содержание Sc увеличивает интенсивность окраски аквамарина, а незначительное присутствие урана (U) придаёт гелиодору золотистый оттенок. Голубая окраска является термоустойчивой, желтая же нестабильна при высоких температурах и исчезает при нагревании до 400 оС при этом кристаллы становятся бесцветными или голубоватыми.

По поводу природы окраски розового воробьевита пока нет единого мнения, так Д. Л. Вудом и К. Нассау связывают её с присутствием ионов  $Mn^{2+}$ , а С. В. Грум-Гржимайло, В. Г. Фекличевым, А. Н. Платоновым и др. – с  $Mn^{3+}$ ,  $Li^{+}$  и  $Cs^{+}$ . Интенсивность окраски воробьевита усиливается при прокаливании до 400-500 оС. Гамма воробьевита и красного берилла схожа, но характерной особенностью последнего является уникальный красный оттенок, обусловленный, видимо, примесью ионов  $Mn^{3+}$  в купе с меньшим, по сравнению с воробьевитом, содержанием цезия и лития.

Характерная неустойчивая кобальтово-синяя окраска берилла-машише вызвана не хромофорными ионами какого-то металла, а ионами  $\text{NO}_3^-$ . Под воздействием природной радиации возникают так называемые «дырочные центры окраски». Они не являются устойчивыми и под действием света преобразуются в более энергетически стабильную структуру из-за чего на солнце такие бериллы быстро выцветают до совершенной бесцветности. Однако их окраску можно вернуть, если подвергнуть кристалл облучению нейтронами или другой проникающей радиацией. Любопытно, что некоторые гелиодоры и благородные бериллы приобретают неустойчивую синюю окраску под гамма-облучением, сохраняя свой исходный цвет в замаскированном виде. То же присуще некоторым бесцветным бериллам, гошенитам. Эта искусственная окраска может быть вызвана, как характерным для берилла-машише  $\text{NO}_3^-$ , так и ионом  $\text{CO}_3^{2-}$ .

## **Выводы**

Изучение тонкого химического состава берилла помимо научного может представлять и сугубо прикладной интерес, т.к. некоторые его характерные особенности значительно облегчают диагностику этого минерала, как в сырье, так и в виде ювелирных вставок. Кроме того, оно открывает большие возможности в сфере получения синтетического берилла с заданными свойствами. Исследование природы цвета, в перспективе, способствует разработке методов стабилизации неустойчивых окрасок и созданию новых методов облагораживания минералов.

## **Библиография**

1. Афанасьева А.С. Благородные разновидности берилла Шерловой горы: природа окраски и условия образования. М.: Экономическая литература, 2008. С.146.
2. Иванова Л.А., Медведев В.Я. Природа окраски и методы облагораживания минералов: учеб. пособие. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2013. С. 216.
3. Хоменко В.М., Вишневецкий О.А., Гнелицька З.Т., Каменчук В.К. Кристалохімія берилів Волинського родовища за даними рентгеноспектрального мікроаналізу, оптичної та інфрачервоної спектроскопії // Мінерал. журн. — 2007. — 29, № 3. — С. 70—80.
4. Andersson L.O. The position of  $\text{H}^+$ ,  $\text{Li}^+$  and  $\text{Na}^+$  impurities in beryl. // *Physics and Chemistry of Minerals*. 2006. Vol. 33, No. 6, pp. 403–416
5. Wood D.L., Nassau K. 34. The characterization of beryl and emerald by visible and infrared absorption spectroscopy // *Amer. Miner.* — 1968. — 53. — P. 777—800.

*Изумруд Замбии (Южная Африка)*

*Зырянова Л.А.\* (Национальный исследовательский Томский государственный университет, luiza@ggf.tsu.ru), Зайцева А.А. (Национальный исследовательский Томский государственный университет, dekanat@ggf.tsu.ru)*

**Аннотация**

В работе приведены геммологические характеристики изумруда Замбии, полученные при исследовании образцов из коллекции Минералогического музея им. И.К. Баженова ТГУ.

По результатам рентгеноструктурных, микронзондовых исследований рассчитаны параметры элементарной ячейки и кристаллохимические формулы изумруда и минералов включений в нем. Определены оптические константы и плотность изумруда. Полученные характеристики могут использоваться при идентификации изумруда Замбии в сырье и огранке.

**Ключевые слова**

Изумруд, Замбия, геммология, минералогический музей.

**Теория**

В последние десятилетия Замбия становится одним из основных поставщиков на мировой ювелирный рынок изумрудного сырья. Изумруды Замбии добываются карьерным способом, в основном из метаморфической сланцевой толщи, включающей также турмалиновые жилы [1, 5].

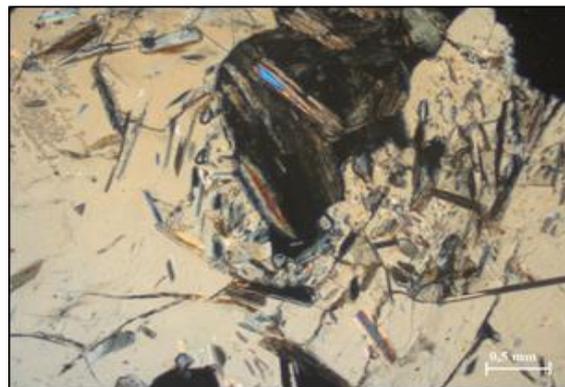
Поскольку стоимость изумруда в огранке заметно отличается в зависимости от страны-происхождения, то идентификация при геммологической экспертизе источника сырья и ювелирных вставок становится обязательной. Основными характеристиками, позволяющими диагностировать изумруды разных месторождений, являются детали их химического состава и характерные минеральные включения. С этой целью проведены исследования изумруда Замбии в штучных образцах и в ювелирных вставках из коллекции Минералогического музея им. И.К. Баженова Томского государственного университета.



**Рисунок 1.** Образец замбийского изумруда с включениями флогопита. Размер 5х3,5см.

Аналитик Агапова Е. Д. Оптические константы и плотность изумруда определены в ювелирных вставках с использованием стандартного геммологического оборудования по стандартным методикам. Все анализы выполнены в Центре коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» Томского государственного университета.

Изумруд исследованных образцов соответствует средне-зеленому цвету. Образцы



**Рисунок 2.** Включения флогопита в изумруде Замбии. Шлиф: а) при одном николе; б) в скрещенных николях.

неправильной формы, представляющие фрагменты крупных кристаллов с включениями слюды (рис. 1). По результатам рентгеноструктурного анализа основными линиями рентгенограммы замбийского изумруда являются линии с соответствующими межплоскостными расстояниями 3,2611(10) – 2,8745(9) – 1,2710(7) – 1,2130(6). Рассчитанные по порошковой рентгенограмме параметры гексагональной элементарной ячейки:  $a = 9,2343 \text{ \AA}$ ,  $c = 9,1800 \text{ \AA}$ .

При исследовании образцов в шлифах в проходящем свете в качестве включений в изумруде установлены флогопит (рис. 2) и хлорит (микроскоп Leica DM750P с фотоприставкой Leica MC120 HD).

Структурные особенности берилла [2] предполагают вхождение в его состав в качестве изоморфных примесей различных катионов. Обобщённую химическую формулу берилла предложено представлять следующим образом [3]:

$A_2B_3-0,5n [Z_6 O_{18}] R_n \cdot nH_2O$ , где

A = Al и октаэдрически координированные катионы Fe<sup>3+</sup>, Cr, Sc, в небольших количествах Mn, Mg, Li; B = Be, Li; Z = Si и в тетраэдрической позиции Si немного Al, Ti; R = Na, K, Rb, Cs, Ca.

Учитывая возможные изоморфные замещения в структуре берилла, по результатам рентгеноспектрального микроанализа рассчитаны кристаллохимические формулы замбийского изумруда и минералов-включений в нем.

Химический состав изумруда устойчивый и соответствует кристаллохимической формуле

$(Al_{1,60} Mg_{0,27} Fe_{0,04} Cr_{0,02})_{1,93} Be_{2,87} [Si_{6,01} O_{18,00}] Na_{0,26} \cdot 0,26H_2O$

По результатам атомно-эмиссионного спектрального анализа в изумруде Замбии обнаружено присутствие V до 0,08 мас. %, при содержании Cr 0,15-0,33 мас. %, что для V согласуется, а для Cr несколько превышает ранее приведенные официальные данные для V 0,001-0,110 мас. %, для Cr 0,034-0,183 мас. % [6].

Кристаллохимические формулы флогопита включений, исходя из идеализированной формулы  $KMg_3 [Al Si_3 O_{10}] (OH, F)_2$ :

$(K_{0,87} Na_{0,05})_{0,92} (Mg_{2,12} Fe_{0,48} Al_{0,29} Cr_{0,03})_{2,92} [Al_{1,00} (Si_{3,00} Ti_{0,03})_{3,03} O_{10,00}] (OH, F)_{2,00}$

$K_{0,87} (Mg_{2,17} Mn_{0,01} Fe_{0,47} Al_{0,23} Cr_{0,03})_{2,91} [Al_{1,00} (Si_{3,00} Ti_{0,03})_{3,03} O_{10,00}] (OH, F)_{2,00}$

$K_{0,87} (Mg_{2,12} Fe_{0,46} Al_{0,25} Cr_{0,03})_{2,86} [Al_{1,00} (Si_{3,00} Ti_{0,02})_{3,02} O_{10,00}] (OH, F)_{2,00}$

Кристаллохимические формулы хлорита, исходя из идеализированной формулы пеннина  $(Mg, Fe)_5 Al [Al Si_3 O_{10}] [OH]_8$ :

$(Mg_{3,92} Fe_{0,80} Al_{0,24} Cr_{0,04} Mn_{0,02} Ca_{0,02})_{5,04} Al_{1,04} [Al_{1,00} Si_{3,00} O_{10,00}] (OH)_{8,00}$

$(Mg_{3,60} Fe_{0,81} Al_{0,40} Cr_{0,05} Mn_{0,03} Ca_{0,03} Na_{0,03})_{4,95} Al_{1,00} [Al_{1,00} Si_{3,00} O_{10,00}] (OH)_{8,00}$

$(Mg_{3,24} Fe_{0,73} Si_{0,68} Al_{0,20} Ca_{0,06} Cr_{0,04} Na_{0,03} Mn_{0,02})_{5,00} Al_{1,00} [Al_{1,00} Si_{3,00} O_{10,00}] (OH)_{8,00}$

$(Mg_{3,74} Fe_{0,74} Si_{0,22} Al_{0,14} Cr_{0,07} Na_{0,04} Ca_{0,03} Mn_{0,02})_{5,00} Al_{1,00} [Al_{1,00} Si_{3,00} O_{10,00}] (OH)_{8,00}$

Оптические константы получены для ювелирных вставок изумруда Замбии с использованием стандартного геммологического оборудования по стандартным методикам [4]. Показатели преломления:  $n_o = 1,589$ ;  $n_e = 1,580$ ; двупреломление составляет 0,009. В изумруде присутствует сильный дихроизм при отсутствии люминесценции в УФ-365 нм («Ультрамаг-К1ПМ»).

Плотность, определенная гидростатическим методом, равна 2,75 г/см<sup>3</sup>.

### **Выводы**

Таким образом, в качестве включений в изумруде Замбии установлены флогопит и хлорит (пеннин). Геммологические характеристики в целом согласуются с ранее полученными [1]. Уточнено возможное содержание Cr, которое может достигать 0,33 мас.%. Полученные характеристики могут использоваться при идентификации изумруда Замбии в сырье и огранке.

### **Библиография**

1. Андерсон Б. Определение драгоценных камней: Пер. с англ. Москва, Мир камня 1996. 281 с.
2. Бакакин В.В., Рылов Г.М., Белов Н.В. О корреляции химического состава и параметров элементарной ячейки бериллов. //Докл. АН СССР, 1967, т. 173, С. 1404-1407.
3. Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983, с. 461
4. Зырянова Л. А., Баева А. А. Идентификация ювелирных камней. Диагностическое оборудование: Учебное пособие. Томск: ООО РИА «Троян», 2010. 160 с.
5. Рональд Рингзруд. Изумруд. Исследование пристрастного знатока. Издательство «Ювелирный дом KLUEV», 2009. 412 с.
6. Gemstones. ООО Типография «PrintHouse», 2007, №2. С. 94.

**Секториальное строение агрегатов демантоида Полдневского месторождения  
(Средний Урал)**

**Карасева Е.С.\* (Институт геологии и геохимии УрО РАН**

**lizavetakarasyova@outlook.com), Кисин А.Ю. (Институт геологии и геохимии УрО  
РАН, Уральский государственный горный университет, kissin@igg.uran.ru)**

**Аннотация**

Изучено строение округлых агрегатов демантоида Полдневского месторождения на Урале. Установлено, что они образовались в условиях декомпрессии и формировались синхронно с раскрытием трещин и их жильным выполнением. Сначала возникали многочисленные сближенные центры кристаллизации, обогащенные титаном, рост которых проходил в условиях геометрического отбора, по радианам, определяя форму агрегата. Ювелирный интерес обычно представляют отдельные, наиболее крупные зерна демантоида. Схожие формы образования имеют некоторые зерна и агрегаты кальцита и, возможно, магнетита.

**Ключевые слова**

Демантоид, драгоценные камни, секториальный рост, Урал

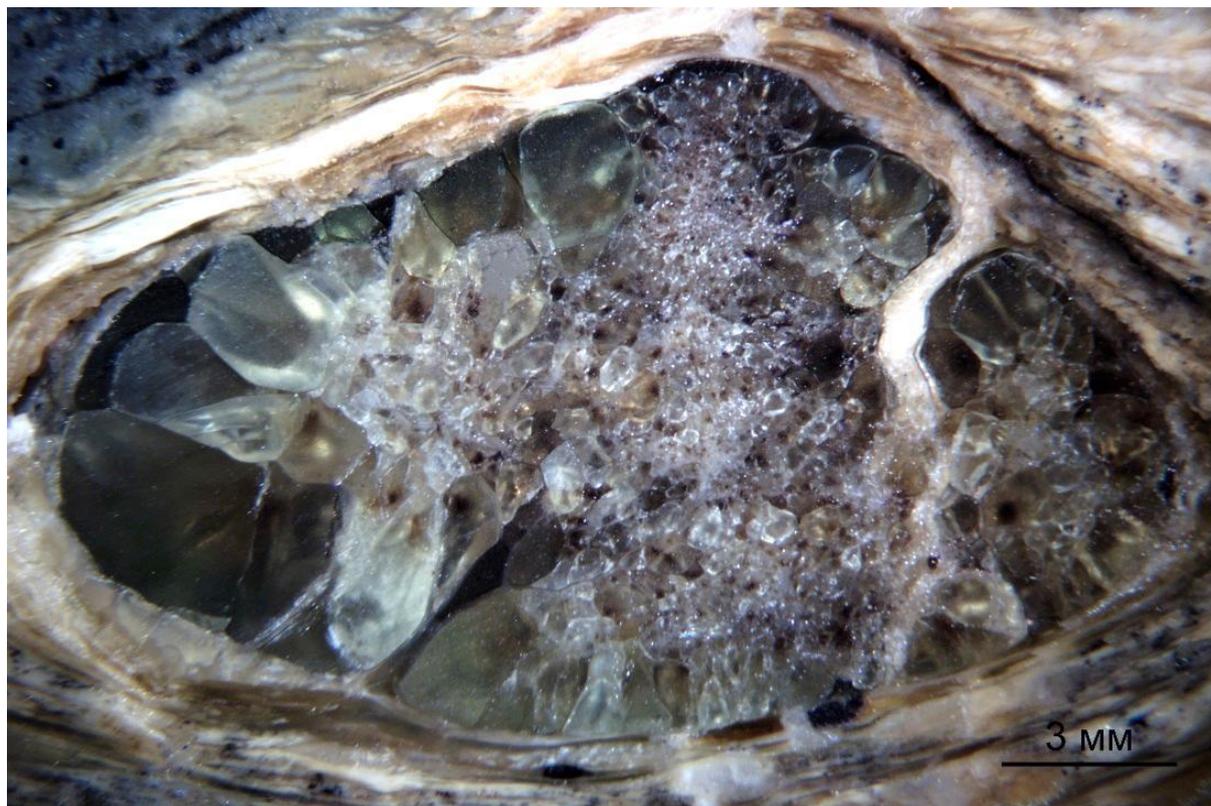
**Теория**

Демантоид – ювелирная, самая дорогостоящая разновидность граната-андрадита -  $\text{Ca}_3\text{Fe}_2(\text{SiO}_4)_3$ . Цвет от желто-зеленого до зеленого. Известно два типа первичных месторождений демантоида: уральский (в ультрабазитах) и намибийский (в скарнах). Признаками демантоида уральского типа считаются включения типа «конский хвост», который легко обнаруживается в ограненных камнях. Другим признаком можно назвать форму выделений демантоида в материнских породах: намибийские представлены хорошо оформленными кристаллами, а типичные уральские камни – агрегатами округлой формы, размером до нескольких сантиметров в поперечнике (рисунок 1). В докладе обсуждаются особенности строения таких агрегатов и возможные механизмы их образования.

На Полдневском месторождении демантоид ювелирного качества встречен только в серпентинизированных дунитах. Минерализованные зоны с демантоидом представлены жильными минералами серпентина (клинохризотилом, лизардитом), карбонатами (кальцитом, доломитом, пироаурином), магнетитом. Демантоид обычно представлен агрегатами округлой формы, вытянутыми согласно удлинению волокон клинохризотила.

В строении агрегатов демантоида отмечаются следующие особенности. Как правило, наблюдается несколько центров кристаллизации, которые легко устанавливаются по темно-коричневой окраске, за счет повышенного содержания титана [1]. В центральной части агрегата зерна демантоида преимущественно мелкие, а от центра к периферии размеры зерен увеличиваются и имеют конусовидную форму. В этом же направлении меняется и окраска зерен демантоида от коричневой к желто-зеленой, зеленой. Наиболее крупные индивиды могут быть пригодны для огранки. В результате исследований оптическими методами и методом сканирующей электронной микроскопии установлено, что границы зерен имеют индукционные поверхности,

которые указывают на геометрический отбор. Межзерновое пространство в агрегате обычно выполнено серпентином и/или карбонатом.

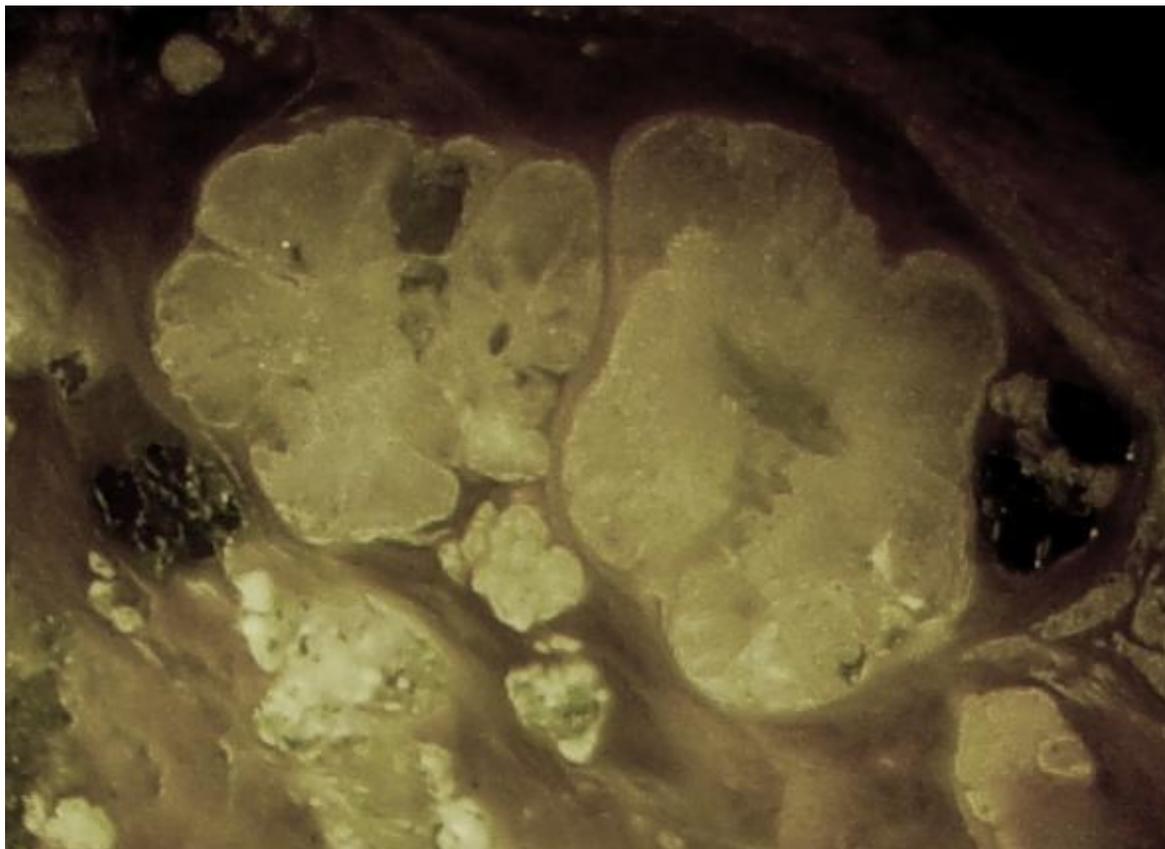


*Рисунок 1. Агрегат демантоида в жильной зоне Полдневского месторождения. Поперечный срез.*

Жильные серпентины и карбонаты, содержащие агрегаты демантоида, обычно не деформированы. На границе серпентина и демантоида иногда наблюдаются щелевидные полости, выполненные шестоватым карбонатом, который ориентирован перпендикулярно к поверхности агрегата, что свидетельствует о наличии растягивающих напряжений. Ориентировка волокон клинохризотила так же указывает на его образование в условиях растяжения. Признаков деформации агрегатов демантоида не наблюдается. Все эти признаки указывают на образование демантоида в условиях декомпрессии.

Признаки индукционных поверхностей показывают и включения типа «конский хвост», расходящиеся от центральной части зерна по радианам. На это указывает грубая штриховка, ориентированная перпендикулярно волосовидным включениям, наблюдаемая в некоторых случаях [3]. Особенно отчетливо это видно в плотных шторках таких включений.

В жильных зонах с демантоидовой минерализацией обнаружены агрегаты кальцита овальной формы, обволакиваемые серпентином. Внутри агрегата, так же наблюдается секториальный рост, а межзерновое пространство заполнено серпентином (рисунок 2). Минералы не деформированы, что позволяет делать вывод об их образовании в условиях декомпрессии и тектонического покоя.



*Рисунок 2. Секториальные агрегаты кальцита (светлое) в жильном серпентине; размер агрегатов до 3 мм*

Предполагается, что минерализованные зоны образуются при декомпрессии массива. В результате, появляются трещины растяжения и заполняются различным жильным материалом. Агрегаты зерен демантоида и карбоната вытянуты согласно направлению главного растягивающего напряжения, вдоль волокнистого серпентина и перемежающегося с ним шестоватого карбоната.

Ранее, на основании анализа геологических признаков развивалась идея, что образования демантоида Полдневского месторождения протекало в условиях декомпрессии [2].

## **Выводы**

По результатам изучения округлых агрегатов демантоида Полдневского месторождения на Урале установлено, что они формировались в условиях декомпрессии, синхронно с раскрытием трещин и их жильным минеральным серпентин-карбонатным выполнением. Сближенные центры кристаллизации андрагита обогащены титаном, что облегчает их обнаружение в агрегате. В условиях геометрического отбора рост их обеспечивался только по радианам, что определило форму агрегатов. Ювелирный интерес обычно представляют отдельные, наиболее крупные зерна демантоида. Схожие формы образования имеют некоторые зерна и агрегаты кальцита и, возможно, магнетита.

## **Финансирование**

*Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГГ УрО РАН (гос. регистрации № АААА-А18-118052590028-9).*

## **Библиография**

1. Карасева Е.С., Кисин А.Ю. Типоморфизм демантоида Полдневского месторождения (Урал) // Мат-лы XI Всеросс. молод. Науч. конф. «Минералы: строение, свойства, методы исследования». Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2020. С. 116.
2. Кисин А.Ю., Мурзин В.В., Карасева Е.С., Огородников В.Н., Поленов Ю.А., Селезнев С.Г., Озорнин Д.А. Проблемы структурного контроля демантоидовой минерализации на Полдневском месторождении // Известия УГГУ. 2020. № 2. С. 64-73.
3. Кисин А.Ю., Мурзин В.В. Включения типа «конский хвост» в уральских демантоидах // Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок. Мат-лы Всеросс. науч. конф. XVI Чт-я пам. акад. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2015. С. 43-47.

*Генетические связи иконописных работ с применением эмалей конца XIX– начала XX веков с работами современных мастеров*

*Литвиненко Д.А. (ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе, [dariaenglish@yandex.ru](mailto:dariaenglish@yandex.ru))*

## **Аннотация**

Проходившая с 9.09.20 по 14.02.21 года в Московском Кремле выставка «Карл Фаберже и Фёдор Рюкерт. Шедевры русской эмали» дала возможность молодёжи познакомиться с техническими достижениями эмальеров России конца XIX– начала XX веков. Она была представлена многочисленными ювелирно-художественных экспонатов из различных коллекций. Экспозиция включала разнообразные предметы (пасхальные яйца, посуда, портсигары, шкатулки, иконы и др.), выполненные из драгоценных металлов, украшенные различными видами эмалей и драгоценных камней. Организаторы сумели показать преемственность традиций мастеров-ювелиров Русского Средневековья мастерами конца XIX– начала XX веков.

Современные работы мастеров-ювелиров Российской Федерации представляют важный компонент духовной и религиозной культуры. В данном исследовании представлена попытка провести сравнительный анализ современных иконографических работ с иконами, представленными на выставке в Кремле.

## **Ключевые слова**

Московский Кремль, выставка, русская эмаль, иконы, Карл Фаберже, Фёдор Рюкерт, мастерская "Хризолит".

## **Теория**

Крайне сложно выбрать лучшую работу великих мастеров, представленных на недавно прошедшей выставке в Кремле «Карл Фаберже и Фёдор Рюкерт. Шедевры русской эмали» (<https://www.kreml.ru/media-data/blog00004/ekskursiya-po-vystavke-karl-faberzhe-i-fedor-ryukert-shedevry-russkoy-emali-chast-1/>). Все работы уникальны, эстетически привлекательны и технически интересны. Можно провести некоторые параллели между экспонатами выставки и современными работами эмальерных мастеров. На ней демонстрировались ковши в русском стиле, шкатулки, а также другие сувенирные предметы, которые как в конце XIX- начале XX веков, так и в настоящее время изготавливаются мастерами-ювелирами и имеют большую популярность среди ценителей эмалевой техники и коллекционеров. Отдельное место среди представленных экспонатов занимают, «предметы домашней святости», как называет их куратор выставки Т. Н. Мунтян: оклады икон и лампы, изготовленные в технике эмали. Т.Н. Мунтян является известным специалистом русского ювелирного искусства (Журавлёва и др., 2004).

Одним из уникальных экспонатов христианской религиозной культуры является оклад иконы «Введение Богоматери во Храм» (1899–1908 гг.), выполненный Ф. И. Рюкертом (рис.1). Известно, что в XX веке следы иконы теряются, но в 2018 году она была приобретена на аукционе Сотбис российским коллекционером Александром Дадвани. По открытой информации аукционного дома, икона оценивалась в 70000–90000 фунтов стерлингов, окончательная цена её составила 346000 фунтов стерлингов

(<https://www.sothebys.com/en/auctions/ecatalogue/2018/russian-works-of-art-faberg-icons-118116/lot.510.html>). На наш взгляд невозможно найти какую-либо работу, хотя бы отдалённо воспроизводящую всё разнообразие эмалевых техник, использованных Ф. И. Рюкертом для создания этого оклада (эмаль по скани, живопись по эмали, кроющая полупрозрачная эмаль по рельефу, эмалевый приём «сюр-пайон»). Особо привлекает оформление нарядов святых, выполненных в технике эмали, которая создаёт реалистичный эффект ткани. Нужно отметить, что одежды Богоматери (рис.1) украшены небольшими бриллиантами (форма огранки роза).

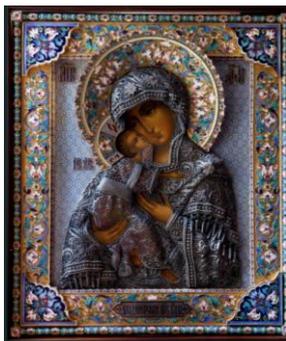
Традиции старо-русского стиля и различных техник эмали применяются и в современности. Одной из известнейших декоративно-художественных школ в России, использующих эмаль, является школа мастеров из Ростова Великого, представленная фабрикой «Ростовская финифть» (основана в 1918 году) и мастерской «Хризолит» (основана в 1999 году).

В каталоге работ мастерской «Хризолит» (<https://chrysolit.ru/>) мы можем видеть иконы, оклады которых выполнены в похожей технике, что и оклад иконы Ф. И. Рюкерта. В своих тонких работах, современные мастера применяют технику горячей перегородчатой эмали и миниатюрной росписи по ней (рис. 2,3,4,5). Кроме того, применяются и другие ювелирные техники, такие как дифовка (разновидность чеканки), гравировка, резьба по серебру, выпилровка и др. С ювелирными работами этих стилей можно познакомиться в монографии В.Ю. Волдаевой (Волдаева, 2016).

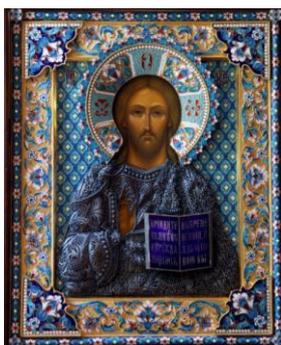
Что объединяет работы мастерской «Хризолит» и работу Ф. И. Рюкерта? Прежде всего русский стиль XIX века, приверженность которому в описании своих работ подчёркивают современные мастера. Соответственно, можно провести параллели в украшении окладов витиеватым цветочно-растительным орнаментом иногда с применением вставок из драгоценных камней (алмазы, сапфиры, изумруды, гранаты). Кроме того, современные мастера подчёркивают, что они используют тот же способ крепления оклада, который был придуман и широко использован мастерами XIX века (Дом Фаберже, фабрика П. А. Овчинникова и др.).



**Рисунок 1.** Икона «Введение Богоматери во Храм». Оклад изготовлен в мастерской Ф.И. Рюкерта (предположительно (1899–1908 гг.). Размер иконы 32х28 см. Фотография из аукционного каталога Сотбис.



*Рисунок 2. Икона «Образ Богородицы Владимирская» (2018 год, частная коллекция)*



*Рисунок 3. Икона «Господь Вседержитель» (2017 год, частная коллекция)*



*Рисунок 4. Икона «Архангел Гавриил» (2017 год, частная коллекция)*



*Рисунок 5. Икона «Образ Богородицы Казанская» (2006 год, частная коллекция)*

Этот способ крепления оклада предполагает соединение его частей и закрепление единым целым на иконе, что позволяет не повреждать живописные образы. Ещё одним

уникальным приёмом, который использован в окладе Ф.И. Рюкерта и некоторых окладах мастерской «Хризолит», является техника «сюр-пайон». Современные мастера называют её прозрачной рубиновой эмалью, которая кладётся особым образом на прокат золота 999 пробы. Это позволяет создавать яркий и таинственный эффект свечения и блеска подобного высокосортному природному рубину.

Произведения искусства признанных мастеров, обладающих собственным стилем и техникой уникальны и узнаваемы. Рассматривая работы Ф. И. Рюкерта зритель способен уловить их характерную манеру исполнения. В современных каталогах (<https://chrysolit.ru/>) можно увидеть работы, очень напоминающие музейные экспонаты. Это является крупным достижением современных мастеров.

Техника эмали способствует долговечности декоративно-художественных изделий. Может быть и поэтому традиции русских мастеров конца XIX - начала XX веков продолжают жить в музеях, храмах и коллекциях, несмотря на исторические трудности прошлого столетия, выпавшие на долю нашей страны.

## **Выводы**

Современное мастерство российских эмалиров базируется на декоративно-художественных и ювелирных работах мастеров, творивших в прошедшие века и создавших всемирно признанные творения. Они являются источником познания и вдохновения для начинающих и работающих в этой технике мастеров.

## **Библиография**

1. Волдаева В.Ю. Ювелирный дом Сазиковых. М.: Интербук-бизнес. 2016. 208 с.
2. Журавлёва В.Л., Костина И.Д., Мунтян Т.Н. Искусство русских ювелиров. М.: Художник и книга. 2004. 174 с.
3. <https://www.kreml.ru/media-data/blog00004/ekskursiya-po-vystavke-karl-fabertzhe-i-fedor-ryukert-shedevry-russkoy-emali-chast-1/>
4. <https://www.sothebys.com/en/auctions/ecatalogue/2018/russian-works-of-art-faberg-icons-118116/lot.510.html>
5. <https://chrysolit.ru/>.

***Проблемы декорирования тканей фацетированными вставками природного геологического и синтетического происхождения***

***Миронова Н.В.\* (российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), n3308780@yandex.ru), Кирсанова Е.А. (российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), oimgudt@yandex.ru)***

**Аннотация**

В данной статье рассмотрены проблемы использования декоративных вставок фацетированной и округлой огранки из твердых материалов природного и синтетического происхождения в текстильной промышленности.

Текстильные изделия для торжественных случаев очень часто декорируются дополнительными элементами не текстильного происхождения, однако существует ряд проблем введения и крепления декоративных элементов таких как стразы, пайетки, бусины и прочие подобные вставки. Декоративные элементы теряют светоотражающие свойства за счет особенностей крепления через отверстия или при помощи клея, что сильно понижает эстетическое восприятие всего изделия.

**Ключевые слова**

Огранка, вставка, текстиль, декоративные элементы.

**Теория**

В текстильной промышленности используется множество материалов для декоративной отделки текстильных полотен или готовых изделий, однако в современной промышленности не замечено использование минералов как синтетического, так и природного происхождения за исключением стекла. Существуют материалы схожие по свойствам, но отличающиеся условиями эксплуатации и долговечностью. Опираясь на эти знания можно не допускать ошибок при выборе декоративных элементов и общего ассортимента [1].

Для потребителей часто важным условием приобретения нового изделия являются его эстетические качества. Их определяет цветовое решение ткани, фактура поверхности материала, орнаментальные мотивы. В дизайне костюма понятие «фактура» выступает как одно из действенных средств для достижения эстетической выразительности художественной формы проявляющейся в декорировании поверхности модели текстильными и не текстильными элементами [5]. При проектировании новых видов отделки зачастую обращаются к архаичным технологиям как методам генерирования новых идей, а также используя приемы ассоциации, метафоры и аналогии [4].

Был проведен анализ ассортимента жестких декоративных элементов, которые используются в текстильной промышленности. В современной текстильной промышленности существует множество материалов, применяющихся для декоративной отделки текстильных изделий, однако большинство материалов оказываются недолговечными или же в процессе эксплуатации или неправильного ухода изменяют свои свойства. Не стоит забывать о том, что материал не текстильных элементов должен соответствовать параметрам эксплуатации изделия [8]. Так, например, для декорирования торжественной одежды можно применять материалы, которые менее

устойчивы к сопротивлению упругой или пластической деформации, в то время как для декорирования тканей повседневной одежды следует использовать более стойкие материалы к механическому износу [3]. А также надо учитывать соответствует ли декоративная отделка технике безопасности. Например, не рекомендуется использовать элементы из стекла при декорировании детской одежды. В производстве тканей широко распространено декорирование жесткими светоотражающими элементами, чаще всего они выполнены из пластика или стекла [2, 6].

Декоративные элементы закрепляются на текстильных материалах с использованием клея или пришиваются через отверстия в самих элементах. Чтобы декоративный элемент хорошо закрепился на ткани при помощи клея он должен иметь большую плоскую поверхность, на которую наносится клей [1]. Но при подобных формах элементы не будут проявлять эффект полного внутреннего отражения, т.к. для этого они должны обладать выпуклыми поверхностями по всему своему объёму. Все материалы обладают светоотражающей и светопреломляющей способностью. Свет, падающий на внутренние плоскости материала, ведет себя не так, как свет, проникающий в сам материал. Он либо выходит наружу, либо отражается внутрь. Если свет падает на поверхность в пределах конуса критического угла, он покидает камень (рис. 1). Свет, падающий на поверхность и находящийся вне пределов этого конуса, полностью отражается внутри материала. При переходе световых лучей из оптически более плотной среды в оптически менее плотную наблюдается явление полного внутреннего отражения [7]. Существует только один метод крепления фасетированных декоративных вставок который не нарушает целостность твердого материала декоративной вставки и позволяет использовать объемные декоративные элементы — это стразы в тонких металлических кастах с лапками [1]. Такие элементы пришиваются по одному или лентой, но у данных декоративных элементов есть один существенный недостаток: не прочное крепление фасетированных вставок, за счет которого происходит утеря и порча самого текстильного полотна.



**Рисунок 1.** Зависимость формы конуса от распространения света внутри твердых материалов.

Твердое вещество не выпускает наружу лучи с углами падения, равными или превышающими некоторое значение  $\alpha_0$  - все такие лучи целиком отражаются назад в воду. Угол  $\alpha_0$  называется предельным углом полного отражения. Для крепления объемных элементов используют нити и пришивают их через отверстия в самом элементе. Но важно учитывать, что любые отверстия и включения внутри кристаллического материала уменьшают распространения света по закону полного внутреннего отражения [7]. Чтобы решить эту проблему надо понять, как надежно закрепить элементы на материале.

Был проведен анализ требований к вставкам в текстильное полотно. Анализ показал, что наиболее качественного крепления в полотне можно добиться, используя вставки диаметром от 5 мм до 12 мм. Формы вставок с резкими углами могут плохо закрепляться в материале, чтобы избежать не прочного крепления. Для первых образцов отобраны вставки овальной и круглой формы.

## **Выводы**

Декоративные стразы, пайетки и бусины зачастую крепятся при помощи клея или пришивным методом, но данная технология не совершенна. Нити не могут прочно удержать декоративные вставки, в процессе эксплуатации ткань и нити крепления вставок деформируются, растягиваются и рвутся, что приводит к потере. Чтобы решить данную проблему следует найти новый способ крепления декоративных вставок к текстильным изделиям.

## **Библиография**

1. Кирсанова Е.А., Звягинцев С. В. Дизайн отделки швейных изделий. ИИЦ МГУДТ. 2008–192с.
2. Кирюхин С. М., Соловьев А.Н. Контроль и управление качеством текстильных материалов. Издательство "Легкая индустрия", 1977г. – 312с.
3. Кирюхин С. М., Шустов Ю. С. Текстильное материаловедение. – М.: КолосС, 2011. — 360 с.: ил.
4. Петрова Е. И. Дизайн экспериментальной моды [Электронный ресурс]: учебное пособие / Петрова Е. И. – СПб.: СПбГУПТД, 2016. – 80 с
5. Петрова Е. И. Дизайн-проектирование. Дизайн экспериментальной моды [Электронный ресурс]: учебное пособие / Петрова Е. И. – СПб.: СПбГУТД, 2015. –68 с
6. Сафронова И. Н. Современные приемы декорирования в дизайне костюма [Электронный ресурс]: методические указания / Сост. Сафронова И. Н., АксеноваШабловская Л. В. – СПб.: СПбГУПТД, 2017. – 32 с
7. Синкенес Дж. Драгоценные камни. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней, МИР. – Москва. –1989 г. – 423 с.
8. Соловьев А.Н., Кирюхин С.М. Оценка и прогнозирование качества текстильных материалов. – М.: Легкая и пищевая промышленность, 1984. – 215с

***Особенности отбора минерального сырья для создания декоративной отделки торжественного костюма***

***Миронова Н.В.\* (российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), n3308780@yandex.ru), Кирсанова Е.А. (российский государственный университет им. А.Н. Косыгина (технологии. дизайн. искусство), oimgudt@yandex.ru), Петроченков Д.А. (МГРИ, p-d-a@mail.ru)***

**Аннотация**

Декорирование одежды торжественного назначения обусловлено тщательным выбором декоративных материалов, особенно если это касается такого специфического материала как минеральное сырье. Многие минералы имеют физические свойства и особенности внутренней структуры, из-за которых их нельзя использовать в декоративной отделке одежды.

Выбор материалов во многом зависит от условий эксплуатации. Декоративные элементы одежды подвержены трению, ударам, а также влиянию погоды при носке. Ухода за одеждой так же может влиять минеральное сырье. Чистящие средства могут изменять внешний вид и физические свойства декоративных вставок.

**Ключевые слова**

Сырье, минералы, одежда, декоративная отделка, качество.

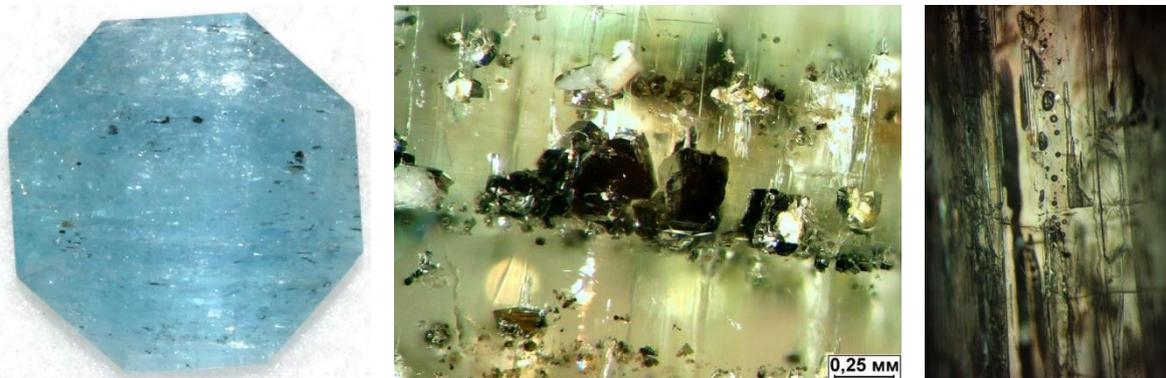
**Теория**

В настоящее время в текстильной промышленности широко используются различные декоративные элементы. В данной работе рассматриваются объемные светоотражающие декоративные вставки такие как стразы, кабошоны и бусины. Современную одежду декорируют стеклянными и пластиковыми вставками, эти материалы легкодоступны и дешевы, но не обладают благородством [1]. Костюмы для торжественных мероприятий выпускают небольшими партиями т.к. это вещи специфического назначения поэтому для производства одной коллекции потребуется значительно меньше материалов по сравнению если бы декорировали одежду широкого потребления для повседневной носки. Помимо всего прочего выпуск праздничной парадной одежды декорированной минеральными вставками экономически целесообразно т.к. данные изделия будут конкурентноспособны на рынке.

Исторически сложилось так, что изначально использовались в декоративном ткачестве и вышивке элементы природного органического и геологического происхождения образовавшиеся в ходе эндогенных и экзогенных процессов в земной коре. Как правило драгоценные вставки использовались для создания предметов культа и религиозного назначения, а также вещей аристократии [4]. Очевидно, что спрос на вещи подобного рода был мал из-за немногочисленности людей, принадлежащих к вышеперечисленным сословиям. Так же надо отметить, что и горнодобывающая промышленность тоже не была на таком высоком уровне как сейчас, поэтому можно считать, что внедрение подобной декоративной отделки в производство целесообразно.

Наименее распространено декорирование минералами и породами природного происхождения. Элементы из минералов и горных пород наименее подвержены эрозии

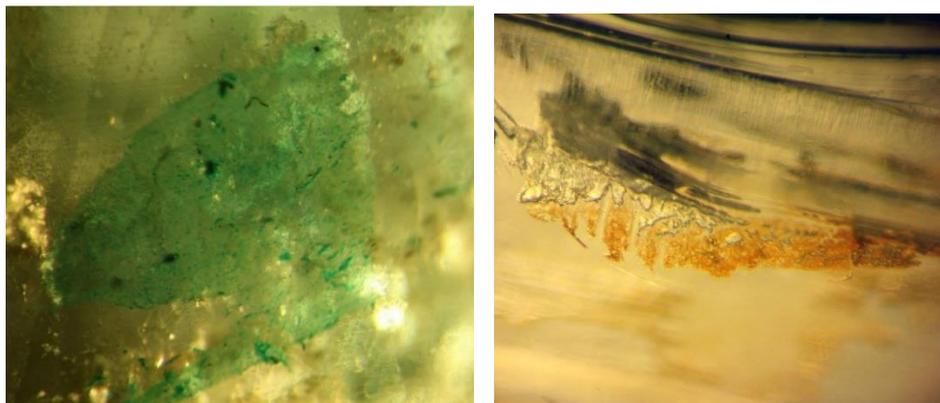
химическими веществами и механическому изнашиванию по сравнению с прочими декоративными материалами, однако по сравнению с пластиковыми элементами они не надежны в креплении к ткани, т.к. острые края травмируют и разрушают крепление [2]. В отличие от элементов из пластика кристаллические вещества менее ударопрочные и при образовании сколов и острых краев могут стать травмоопасными, вследствие этой особенности не стоит прибегать к машинной стирке изделий. При выборе материала сырья стоит задуматься о его качестве, которое может сильно повлиять на все текстильное изделие [3]. Несмотря на то что вставки прочно закреплены на текстильном материале, одежда находится в постоянном движении и контакте с другими материалами и окружающей средой, что может привести к порче и утере части декоративной отделки. Трещиноватый и с внутренними напряжениями материал будет с большей вероятностью подвержен механическому разрушению, что крайне нежелательно. Обилие больших внутренних включений (рис. 1) тоже может быть причиной разрушения декоративных вставок [5].



**Рисунок 1.** Обилие включений и трещин в берилле. Фотографии предоставлена Петроченковым Д.А.

Химическое воздействие на жесткие декоративные вставки так же играет роль. Контакт с чистящими химическими веществами и кожным жиром может повлиять на прозрачность материала, фактуру поверхности и цвет. В некоторых бытовых чистящих средствах содержатся слабые кислоты, которые растворяют некоторые минералы и породы карбонатного и фосфатного состава, например жемчуг, коралл, перламутр, мрамор, малахит, лазурит и др. Янтарь и копал растворяются в органических растворителях, таких как спирт, ацетон. Различный цвет и блеск можно придать благодаря поверхностному покрытию, которое может со временем стереться и разрушиться от трения и воздействия химических веществ. Сырье, пропитанное красителями и маслами может не только со временем потерять свой цвет и прозрачность, но и испортить окружающий текстиль (рис. 2). Агрессивные химические вещества могут проникнуть в трещины и поверхностный слой материала и вымыть облагораживающее вещество [5, 6].

Для декоративной отделки текстиля следует использовать сырье ярких цветов, средней чистоты, без включений и трещин, угрожающих целостности материала с отсутствием пропитывающих и красящих веществ.



*Рисунок 2. Трещины, заполненные красителем. Фотографии предоставлены Петроченковым Д. А.*

Создавая изделие не обязательно обшивать его полностью, подобная декоративная отделка не всегда выглядит гармонично и красиво, можно украсить только композиционный центр изделия. При проектировании изделия не следует забывать о весе, который добавляет декоративная отделка [2].

В зависимости от дизайна одежды и композиции следует выбирать цвет минералов и пород, используемых в отделке одежды. Наиболее броско и красиво выглядит прозрачное минеральное сырье. Грамотно обработанные facetsированной огранкой камни, обладают хорошим блеском за счет полного внутреннего отражения света. Сырье с мелкими включениями и незначительными несовершенствами относится к другой ценовой категории, но на таких масштабных изделиях как одежда оно не будет разительно отличаться от сырья высшего качества [6]. Цветовая гамма минералов очень разнообразна. Похожей цветовой гаммой могут обладать сразу несколько видов минералов и пород, поэтому производитель будет иметь выбор при закупке декоративных минеральных вставок. Некоторые минералы имеют ярко выраженную цветовую зональность, в то время как в производстве ювелирных украшений равномерная окраска ювелирных вставок играет важную роль в восприятии изделия, в производстве одежды зональные вставки не будут сильно выделяться на общем фоне текстиля. Зональную окраску минералов можно грамотно обыграть в дизайне костюма.

Широко распространены и доступны такие минералы как кварц, гранат, аквамарин, полевые шпаты, обсидиан и прочие. Группа кварца имеет множество разновидностей ювелирного качества: горный хрусталь, розовый кварц, аметист, дымчатый кварц, цитрин и прочие. Рассмотрим две самые распространённые группы минералов в ювелирной промышленности: кварц и гранат. Кварц имеет твердость по шкале Мооса 7, стеклянный блеск, химическую устойчивость. Минерал прекрасно подходит для применения в текстильной промышленности. Группа граната имеет разновидности: пироп, альмандин, спессартин, гроссуляр, андрадит, уваровит. Гранаты обладают широким спектром цветов, вызванными разными химическими элементами, образующими кристаллическую решетку минерала. Гранаты имеют твердость по шкале Мооса 6,5-7,5, стеклянный блеск, хорошую химическую устойчивость [5].

Среди поделочных камней следует обратить внимание на такие яркие и красивые минералы как бирюза, малахит, лазурит, родонит, янтарь и прочие. Многие поделочные минералы и породы обладают средней твердостью, что делает их менее износостойкими. Блеск достаточно сильный у большинства поделочных камней, но у одних и тех же

минералов он может отличаться за счет структуры и качества обработки поверхности. Из непрозрачного поделочного сырья изготавливаются кабошоны и бусины. Поделочные непрозрачные камни имеют свои особенности облагораживания в отличие от ограночного материала [5]. Сырье, которое обладает плохим качеством материала за счет включений, трещин и слабой окраски как правило облагораживают проклеивающими, пропитывающими и красящими веществами. Взаимодействуя со слабыми кислотами в чистящих веществах облагораживающие растворы растворяются и вымываются из структуры минералов. Важно учитывать, что некоторые минералы и породы карбонатного и фосфатного состава растворяются в слабых кислотах, которые присутствуют в чистящих веществах. Янтарь и копал растворяются в спирте и ацетоне [6].

Наименее распространено декорирование минералами и породами природного происхождения. Их свойства схожи с свойствами стекол, но в производстве изделий класса люкс или штучных изделий на заказ может пользоваться популярностью. Очень важно на этапе производства декоративных элементов использовать сырье ограночного качества без облагораживания пропитывающими веществами.

## **Выводы**

Выбор материалов очень важен при проектировании изделия, т.к. важно создать качественную вещь, у которой будет долгий срок эксплуатации. Поведение материалов можно спрогнозировать из имеющихся знаний, на основе предыдущего опыта и путем проведения эксперимента, поэтому очень важно подойти со всей ответственностью к этой части работы.

Минеральное сырье сильно удорожает продукцию, но сделает ее конкурентноспособной на рынке и выделит на фоне аналогичного товара в этой нише.

## **Благодарности**

Спасибо Петроченкову Дмитрию Александровичу за предоставленные фото.

## **Библиография**

1. Белгородский В. С., Кирсанова Е. А., Мишаков В. Ю. Инновации в материалах легкой промышленности: учебное пособие – М.: РГУ им. А. Н. Косыгина, 2017. – 170с.
2. Кирсанова Е.А., Звягинцев С. В. Дизайн отделки швейных изделий. ИИЦ МГУДТ. 2008–192с.
3. Кирюхин С. М., Соловьев А.Н. Контроль и управление качеством текстильных материалов. Издательство "Легкая индустрия", 1977г. – 312с.
4. Кирюхин С. М., Шустов Ю. С. Текстильное материаловедение. – М.: КолосС, 2011. — 360 с.: ил.
5. Синкенкес Дж. Драгоценные камни. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней, МИР. – Москва. –1989 г. – 423 с.
6. Сухарева Е.А. Методы облагораживания ювелирных камней / Сухарева Е.А. Егорова У.Ф.//Научный вестник Московского государственного горного университета. – 2010. – № 8. – С. 68–72.

*Геология месторождений бирюзы Кураминского хребта  
(Срединный Тянь-Шань, Узбекистан)*

*Нуртаев Д.Б.\* (Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева,  
nurtayevd@gmail.com) Садыкова Л.Р. (Институт геологии и геофизики им. Х.М.  
Абдуллаева, rang.tosh@rambler.ru) Аъзамов Ф.Х. (Институт геологии и геофизики  
им. Х.М. Абдуллаева, rang.tosh@rambler.ru)*

**Аннотация**

Бирюза в Кураминских горах добывалась с древних времен. За последние десятилетия бирюзовая минерализация Узбекистана была широко изучена. В тексте тезиса приводятся последние данные по месторождениям Кураминского хребта (на примере месторождений Унгурликан и Бирюзакан) на основе проведенных нами работ.

Приведена информация по геологической структуре, минеральным особенностям, а также результаты нейтронно-активационного анализа. Оба месторождения принадлежат одному геолого-промышленному типу, имеют схожее строение и отражают особенности, характерные для месторождений и проявлений бирюзы данного района.

**Ключевые слова**

Бирюза, месторождения, бирюзоносные зоны, геология

**Теория**

Проявления и месторождения бирюзы в Узбекистане были известны и эксплуатировались с глубокой древности, о чем свидетельствуют многочисленные заброшенные древние выработки. За последние десятилетия были обследованы старые выработки, а также установлено более широкое распространение бирюзовой минерализации, геологические условия ее залегания и формы выделения [1, 3]. Ниже будет рассмотрено месторасположение, геологическое строение месторождений бирюзы, исследованных нами, в северной части Кураминского хребта.

Месторождение Унгурликан находится по правому борту сухого безымянного притока р. Обджасай. В геологическом строении месторождения принимают участие андезидациты и дациты С2ак, интрузивные породы – гранит-порфиры С3, гранодиорит-порфиры С3-Р1, дайки гранодиорит-порфиров Р1. Гидротермальные изменения пород, преимущественно эффузивных, сопровождалась пиритизацией, окварцеванием, серицитизацией и наложенными на них гипергенными изменениями в виде каолинизации, ярозитизации и лимонитизации.

На месторождении выделено четыре бирюзоносных зоны северо-восточного простирания (аз. простирания 20-35°, угол падения 80-85°; длина 100-250 м, мощность 15-60м) и участок Унгурлисай; зоны сложены интенсивно окварцованными, серицитизированными и лимонитизированными андезидацитами и гранодиорит-порфирами. На разрезе, составленном по стенкам дорожного вреза установлено, что в висячем боку бирюзоносной зоны развиты интенсивно окварцованные породы с частыми вкрапленниками окисленного пирита, пустотами выщелачивания сульфидов, рис.1. Помимо окисленного пирита в этих же образцах повсеместно встречается ярозит

– прожилки мощностью до 1 мм, скопления на плоскостях трещин. Бирюзоносная зона характеризуется лимонитизацией пород, развитием глинистых минералов по сети микротрещин. Бирюза концентрируется в дробленых породах, образует сростки мелких (2х3 мм) желваков ярко-синего цвета, неправильных прожилков, встречающихся в отвалах штольни (Рисунок 1).

По Т.И. Менчинской [3], месторождение бирюзы Унгурликан по составу вмещающих магматических пород риолит-дацитовый формации относится к кураминскому геолого-промышленному типу; на Унгурликане зоны нарушениями к которым приурочены бирюзоносные зоны, как и на других месторождениях кураминского типа – Бирюзакан, Шаугаз, выделяются по осветлению и в различной степени окисленностью пород.

М.И. Моисеева и др. [4] приводят два химических анализа бирюзы из Унгурликана. Первый представлен жилкой синевато-голубой бирюзы в выветренных порфиритах (обр. 3956) и содержит (%):  $Al_2O_3$  -35,55,  $Fe_2O_3$ -2,90,  $CuO$ -9,38,  $P_2O_5$ -32,89,  $H_2O$ +18,88,  $SiO_2$ -0,00,  $MgO$ -0,00,  $CaO$ -0,00; в другом (обр. 3915) - жилка зеленовато-бурого цвета – смесь бирюзы с ярозитом и халцедоном -  $Al_2O_3$  -23,42,  $Fe_2O_3$ -9,60,  $CuO$ -4,00,  $P_2O_5$ -24,55,  $H_2O$ +19,46,  $SiO_2$ -2,60,  $CaO$ -4,00,  $K_2O$ -2,24,  $Na_2O$ -0,17,  $SO_3$ -10,92. Авторы относят бирюзу к типичному гипергенному минералу, отмечая, что в Унгурликане и Шаугазе бирюза выполняет в гидрослюдистом выветренном агрегате короткие прожилки, желваки (отдельные достигают 200г., Унгурликан) и вкрапленность, ассоциирует с галлуазитом, ярозитом, алунитом, опалом, хризоколлой, иногда образует совместно с ярозитом плотные жилки коричневатого-зеленого цвета.



**Рисунок 1.** Включения и прожилки бирюзы в ожелезненной (окисленной, а, б) и окварцованной (в) породе

Нейтронно-активационным анализом (НА) проб, отобранных на штольневом врезе с абс. отм. 1082 м (Рисунок 1) из коренных вмещающих пород, повсеместно установлены повышенные концентрации золота (Таблица 1). Ю.К. Смолин [5] на месторождении Актурпак отмечал развитие в бирюзе самородного золота по микротрещинам. В бирюзе из Унгурликана содержания золота составляют от 0,05 до 0,36 г/т. Исходя из вышеизложенного нами представляется вероятность нахождения золоторудной минерализации на более глубоких горизонтах бирюзовых месторождений Кураминского региона.

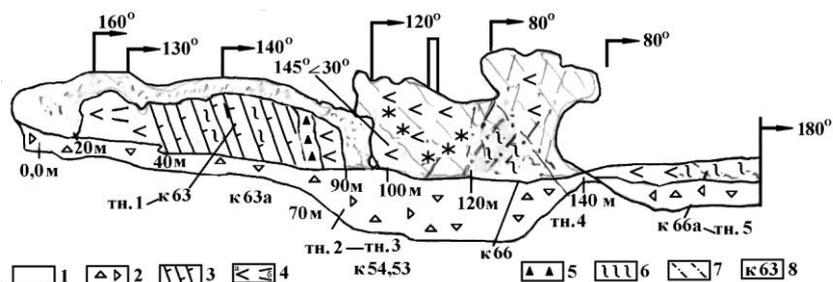
Таблица 1.  
Содержания элементов в горных породах и минералах (месторождение Унгурликан)  
(г/т, инструментальный нейтронно-активационный анализ, ИЯФ АН РУ)

Эл-нт	Номера проб													
	K844 9 <sup>x</sup>	K844 9-1	K845 0 <sup>x</sup>	K845 1	K845 2	K845 3	к845 3-1	K845 3-2	K845 4	K845 4-1	K845 0-1	K845 0-2	к845 0-3	
<b>La</b>	28,85	48,1	38,5 5	26,5	29,3	19,6	9,04	79,0	33,0	6,99	9,21	1,02	47,7	
<b>Ce</b>	42,21	56,1	47,4	41,6	47,1	33,9	15,9	124	56,5	10,7	15,1	-	100	
<b>Nd</b>	-	-	7,3	-	-	16,5	-	43,6	18,3	-	-	-	65,0	
<b>Sm</b>	1,72	1,39	2,72	1,88	1,96	2,97	3,79	4,6	3,3	0,69	0,81	0,07	11,1	
<b>Eu</b>	0,79	0,51	0,93	4,37	2,97	1,03	1,82	1,21	2,33	8,6	0,38	-	4,16	
<b>Tb</b>	0,28	-	0,38	0,25	0,21	0,65	1,02	0,46	0,47	0,10	0,16	-	1,06	
<b>Yb</b>	1,33	-	1,15	1,2	1,1	2,39	4,25	1,64	1,59	0,27	0,33	-	1,44	
<b>Lu</b>	0,16	-	0,22	0,13	0,16	0,28	0,49	0,17	0,21	0,04	-	-	0,15	
<b>Au</b>	0,099	1,17	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,06	0,02	0,05	0,36	0,11	
<b>As</b>	6,23	93,4	2,4	8,85	22,7	3,11	18,8	-	39,5	215	164	5,99	33,5	
<b>Cu</b>	29,7	348	11,3 5	80,0	154	599	1300	571	133	9,09	3250 0	4250 0	1100 0	
<b>Mo</b>	22,1	71,5	12,3	34,6	38,9	11,1	8,69	4,52	30,5	-	11,5	-	15,7	
<b>Zn</b>	24,2	123	25	3010	36,7	35,6	33,1	32,6	61,6	16,5	109	108	174	
<b>Ba</b>	2030	2740	1755	8820	290	95,7	65,3	-	1710	-	932	1060	1750	

Примечание:х– среднее из двух анализов. Породы в коренном залегании: K8449- вторичный кварцит с включениями окисленных сульфидов (до 0,1x0,1 мм), к8449-1 – концентрат ярозита (90%), вторичный кварцит (10%), к8450- вторичный кварцит с примесью ярозита, к8451- вторичный кварцит, примесь барита (?), к8452- вторичный кварцит с включениями окисленных сульфидов, к8453- окисленная глинисто-слюдистая порода с прожилками оксидов железа, к8453-1 – вторичный кварцит с оксидами железа, к8453-2 – глинистые выделения зеленого цвета в кремнистой породе, к8454- вторичный кварцит с включениями окисленных сульфидов. Минералы и породы из отвалов: к8454-1 –кормисто-карбонатная светло-серая микрозернистая порода, к8450-1 – бирюза окисленная бледно-голубого цвета, к8450-2 – бирюза голубого цвета в виде мелких (2-3 мм) крепких желваков, к8450-3 – бирюза (20%) цементированная окисленной темно-коричневой породой (80%)

Месторождение Бирюзакан находится на южных склонах Кураминского хребта на высоте 1400-1450 м. Месторождение находится в зоне контакта эффузивных (дацитовые, андезидацитовые порфириды) и эффузивно-осадочных образований С1-2; материнскими породами бирюзоносных кварцитов являются кварцевые порфиры находящиеся в зоне Бирюзового разлома; окварцованные, серицитизированные и пропицитизированные вторичные кварциты слагают площадь месторождения.

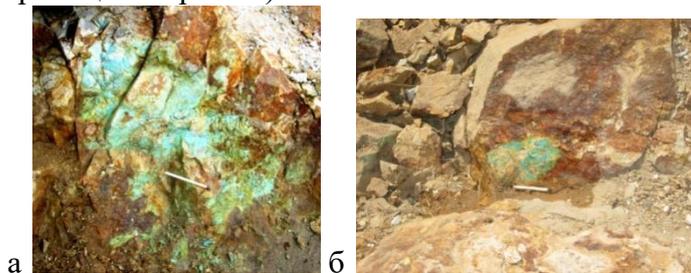
На Рисунке 2 показан схематический геологический разрез, построенный на протяжении 200 м по горизонтали вреза, вскрывающего одно из рудных тел на площади месторождения Бирюзакан. Описание разреза приводится поинтервально.



**Рисунок 2.** Схематический геологический разрез, отражающий геологическое строение проявления бирюзы на месторождении Бирюзакан. Составил А.А. Колдаев, Д.Б. Нуртаев

Обозначения. 1- супеси, суглинки, обомки вторичных кварцитов перекрывающие разрез, 2- породы отвала, 3-карбонаты D<sub>3</sub> с прослоями глинистых образований, 4-вторичные кварциты: а-неизмененные, б-выщелоченные, 5-интенсивно окисленные зоны дробления в карбонатах, 6-аргиллизиты, 7-тектонические нарушения. 8-места отбора образцов и их номера

Интервал: 0,0-10 м. Закрытая часть вреза; 10-40м. Вторичные кварциты; 40-70м. Выходы плитчатых карбонатных пород, мелкозернистых, серого цвета с прослоями глинистых образований (аз. падения карбонатов 145°, угол 50°); 70-71,5м. Зона дробления и расположения замеров падения кварцитов 130°, угол 45°. Карбонаты и вторичные кварциты имеют близкие азимуты и углы падения. В восточном направлении вторичные кварциты незначительно выполаживаются и переходят в бирюзоносную зону (Рисунок 3). Восточнее этой зоны в интервале 120-140м проходит зона дробления, смятия по вторичным кварцитам. Породы по трещинам различных направлений в различной степени окислены, окрашены в буро-коричневые цвета. В инт. 140-180 м вскрыты в различной степени измененные кварциты переходящие в зоны светлых глинизированных (типа аргиллизированных) пород. По нашему мнению, зона с бирюзовой минерализацией локализуется в зоне надвига, развитого на контакте карбонатных отложений и вторичных кварцитов (инт. зоны, ориентировочно, 93-130-140 м). В лежачем боку зоны надвига вторичные кварциты сохраняют свою сплошность (блоковое сложение), а в висячем (инт. 120-140 м) представляют собой зону дробления, смятия (восточная граница с бирюзой).



**Рисунок 3.** Корки (а) и включения бирюзы (б) в обломках вторичных кварцитов бирюзоносной зоны (см. рис.4 б) (месторождение бирюзы Бирюзакан)

## Выводы

Сравнивая месторождение Унгурликан и месторождение Бирюзакан, отражающие положение бирюзоносных зон, можно видеть их сходство, а именно, развитие окисленных пород в кровле рудных зон и, главное, бирюзоносные зоны на этих месторождениях имеют северо-восточное простирание: на Унгурликане 20-35°, угол падения 89-85°, мощность 15-60 м; на Бирюзакане простирание бирюзоносных штоков северо-восточное (аз. 50-70°), с крутым (под углом 75-80°) падением на юго-восток, глубина развития бирюзоносных зон 50 м, т.е. рудные бирюзоносные тела этих месторождений, удаленных между собой на расстоянии порядка 20-30 км, имеют очень

близкие характеристики. Следовательно, и другие месторождения бирюзы (Шаугаз, Ургаз), расположенные между ними, также будут иметь общее строение рудных тел.

### **Библиография**

1. Киевленко Е.Я., Сенкевич Н.Н., Гаврилов А.П. Бирюза. В кн. Геология месторождений драгоценных камней. М.: Недра. 1974. С. 229-248.
2. Колдаев А.А., Соатов Н.Т., Нуртаев Д.Б., Мухамеджанова Д.В. Золото. Марганец, вольфрам и редкоземельные элементы в зонах окисления // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент. № 4, 2018. С. 28-36.
3. Менчинская Т.И. Бирюза. М.: Недра. 1989. 192 с.
4. Моисеева М.И., Баскаков М.П., Сухова Н.Г., Клявин В.Х. Бирюза. Минералы Узбекистана. Том II. Фан. Ташкент. 1975. С. 319-327.
5. Смолин Ю.К. Об ассоциации бирюзы и золота на месторождении Актурпак (Алмалыкский район) // Узб. Геол. ж. 1970, №3. С. 79-80.

***Аммолит – новый вид ювелирного сырья. Классификация***  
***Петроченков Д.А.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, p-d-a@mail.ru)***

### **Аннотация**

Аммолит – торговое название иризирующего ископаемого перламутрового слоя раковины аммонитов. Аммолит в настоящее время широко используется для изготовления интерьерных и ювелирных изделий. Иризация аммолита связана с сохранившимися пластинчатыми арагонитовыми слоями стенок раковины. Цвет иризации аммолита определяется размером микрокристаллов арагонита или другими минералами их заместившими. Кабошоны из аммолита по качеству разделены на две группы и три сорта. Классификация позволяет провести стандартизацию ювелирно-подделочного сырья.

### **Ключевые слова**

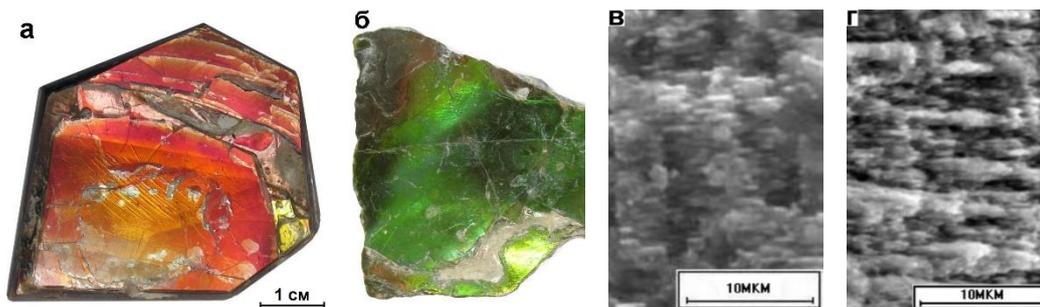
Аммонит, аммолит, арагонит, ювелирные камни.

### **Теория**

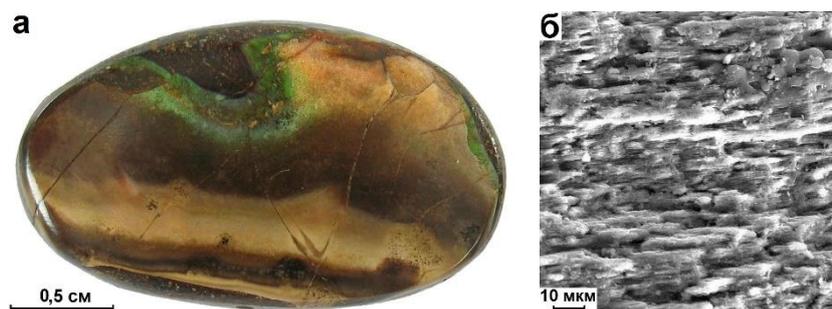
Аммолит – торговое название иризирующего ископаемого перламутрового слоя раковин аммонитов, входит в биоминеральную группу ювелирных камней. Использование перламутрового слоя раковин аммонитов в качестве ювелирного материала начинается с 1962 г. в Канаде. В 1981 г. в словаре СИВЮ Комиссия по цветным камням признала аммолит в качестве драгоценного камня «коммерческая разновидность арагонита». С 1983 г. началась карьерная разработка месторождения Кармос и на мировой рынок стал поступать высококачественный материал в значительных объёмах [4, 5].

Аммолит, аналогичный по качеству канадскому, известен на севере Красноярского края [3]. Аммониты с ярким иризирующим перламутром собираются в Ярославской области, но по технологическим характеристикам они пригодны для изготовления кабошонов в крайне ограниченном количестве [2]. Аммониты с темно-красной иризацией перламутрового слоя, пригодные для изготовления кабошонов аммолита – аммолит огненный, собираются в Ульяновской области [1]. В небольшом количестве аммолит огненный поступает на мировой рынок из Мадагаскара (месторождение Модировала).

Иризация аммолита Канады, Мадагаскара, севера Красноярского края, Ульяновской области связана с сохранившимися пластинчатыми арагонитовыми слоями раковин. Проведёнными исследованиями установлено, что цвет иризации аммолита определяется структурой арагонитовых слоёв и размером микрокристаллов арагонита (рис. 1). Иризация красного цвета характерна для микрокристаллов шириной 2-3 мкм и толщиной 0,6-0,8 мкм; зелёного – шириной 2,5 мкм, при толщине 0,25 мкм; с фиолетовой иризацией ширина кристаллов увеличивается до 5 мкм, а толщина уменьшается до 0,15-0,2 мкм [1, 3, 4]. Аммолит Ярославской области состоит из гидроксипатита и кальцита с включениями пирита, гётита, алюмосиликатов. Иризация аммолита связана с пластинчатыми образованиями гидроксипатита шириной 3-4 мкм и толщиной 0,3-0,8 мкм, унаследовавшими структуру арагонитовых слоёв (рис. 2).

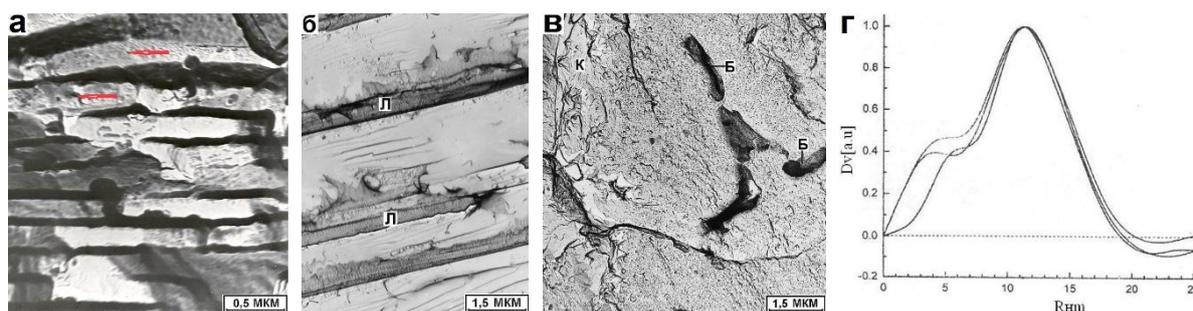


**Рисунок 1.** Фрагменты аммолита Канады с красной (а) и зелёной (б) иризацией; структура арагонитовых пластинчатых слоёв с красной (в) и зелёной (з) иризацией, РЭМ.



**Рисунок 2.** Кабошон аммолита Ярославской области (а); структура перламутрового слоя, выполненного гидроксиапатитом, с зелёной иризацией (б), РЭМ.

В аммолите со слабо проявленной иризацией наблюдается распад и перекристаллизация микрокристаллов арагонита. Структура распада связана с образованием плотно уложенных глобул арагонита радиусом 4-20 нм (рис. 3 а, г). В других случаях структура распада выражена ламелями выпавших фаз, содержащих слабо раскристаллизованный кальцит и аморфное вещество (рис. 3 б). На разрушенных участках арагонитовых микрокристаллов формируются кристаллы кальцита и гидроксиапатита. Процесс перекристаллизации может происходить с участием бактерий (рис. 3 в).



**Рисунок 3.** Структура монокристаллов арагонита и микроблоков с глобулярным строением (указаны стрелками) (а); ламели распада (Л) на пластинчатом арагонитовом слое (б); образование кристаллов кальцита (К) с участием бактерий (Б) на пластинчатом арагонитовом слое (в); объёмно-взвешанное распределение радиусов глобул в микроблоках арагонита (г). а-в – ПЭМ, г – SAXS.

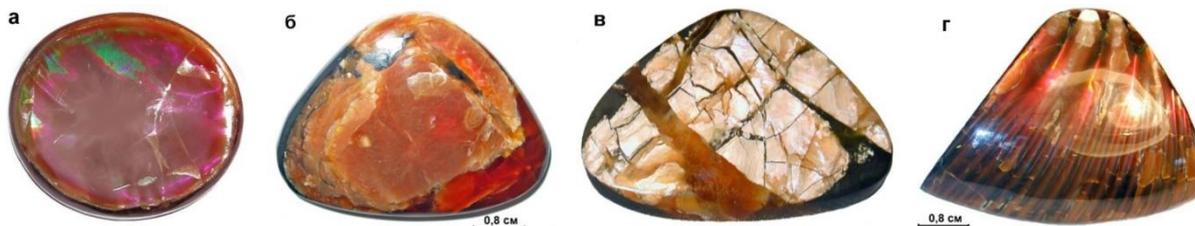
В настоящее время с аммолитом изготавливают широкий ассортимент интерьерных и ювелирных изделий. Высоко ценятся аммониты с иризирующим перламутровым слоем, являющиеся прекрасным украшением в интерьере. В качестве интерьерных образцов используются также их фрагменты. Ископаемый перламутр,

пригодный для изготовления кабошонов аммолита, наиболее редко встречающаяся и дорогостоящая часть аммонита. Для уменьшения потерь кабошоны изготавливают нестандартных размеров с плоским верхом, часто в виде дуплета, триплета, иногда сохраняют форму раковины.

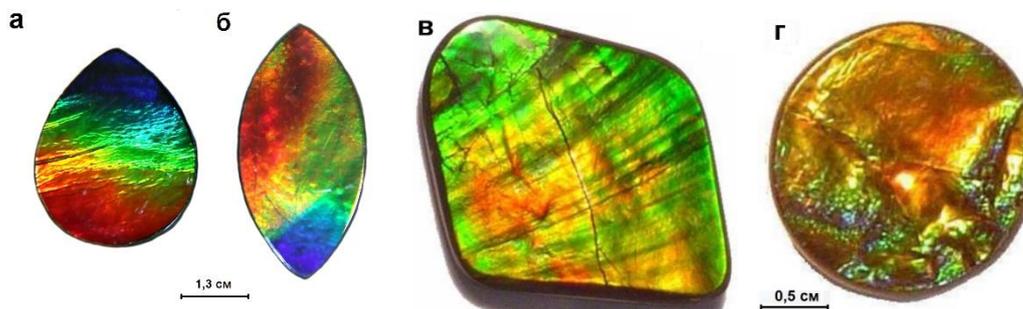
Триплет состоит из тонкого слоя аммолита, прикреплённого к подложке из глинистого сланца и покрытого колпачком из синтетической шпинели или кварца. В дуплете колпачок не используется. Изготавливают также наборные кабошоны из мелких фрагментов аммолита, что позволяет максимально использовать добытый материал. В качестве клея используют эпоксидную смолу, которой аммолит пропитывают под давлением.

Основными потребителями изделий с аммолитом являются США, Канада, Япония. В последние годы аммолит приобретает популярность в Китае, поскольку сочетание цветов в нём является символичным и благоприятным, согласно древней китайской системе Фэн-шуй [4, 5].

Анализ большого объёма кабошонов из аммолита позволяет предложить классификацию для определения сортности изделий. Кабошоны из аммолита можно разделить на две самостоятельные группы: аммолит огненный, обладающий тёмно-красной иризацией и составляющий основной объём продукции Ульяновской области (рис. 4) и аммолит, обладающий многоцветной иризацией, представленный аммонитами Канады, Красноярского края и крайне редко аммонитами Ульяновской и Ярославской областей (рис. 5).



**Рисунок 4.** Кабошоны аммолита огненного различных сортов: а – первый; б – второй; в, г – третий.



**Рисунок 5.** Кабошоны из канадского аммолита различных сортов: а, б – первый; в – второй; г – третий.

Каждая группа, исходя из площади проявления цвета, интенсивности ирисации и рисунка, разделяется на три сорта. Аммолит огненный. Высший (1) – ирисация яркая при различных положениях, без явных тёмных участков, охватывает всю площадь кабошона (рис. 4 а). Средний (2) – ирисация яркая при различных положениях,

без явных тёмных участков, охватывает основную площадь кабошона, залеченные трещины узкие и эстетически соответствуют естественным узорам (рис. 4 б). Низкий (3) – яркая иризация проявлена только при вращении кабошона в отдельных пространственных положениях, поверхность кабошона разбита серией трещин, образующих мозаичную, брекчиевую или блочную текстуру (рис. 4 в); фрагменты раковин с яркой иризацией, но сложные для закрепления в изделиях (рис. 4 г). К этому сорту относится основной объём кабошонов.

Группа аммолита с многоцветной иризацией также разделена на три сорта. Высший (1) – отчётливо проявляется три цвета: зелёный, красный, жёлтый или оранжевый (кабошоны с голубой и фиолетовой иризацией крайне редки и наиболее ценны). Цвета яркие, не зависят от положения, залеченные трещины узкие, эстетически соответствуют естественным узорам (рис. 5 а, б). Средний (2) – проявлены два отчётливых цвета с небольшими тёмными участками, яркость цвета зависит от положения, трещины могут незначительно уменьшать красоту камня (рис. 5 в). Низкий (3) – проявлены два цвета: обычно зелёный и жёлтый, их яркость сильно зависит от положения, трещины не образуют естественного узора (рис. 5 г). Цена кабошона определяется группой, сортом и массой в граммах или площадью поверхности.

## **Выводы**

Из аммолита изготавливают все виды ювелирных изделий. Иризация аммолита в широком спектре цветовых оттенков эффектна, а редкость материала подчёркивает его индивидуальность. Предложенная классификация позволяет провести стандартизацию ювелирного сырья из аммолита.

В России находятся объекты с высокими декоративными и технологическими характеристиками аммолита. Сбор аммолита в России проводится в береговых обрывах и руслах рек без использования горных выработок, что не требует капитальных вложений, не нарушает экологию. Аммолит сопровождается и другими видами ювелирно-поделочного сырья, может являться высоколиквидным камнесамоцветным материалом, источником валютных поступлений.

## **Библиография**

1. Петроченков, Д.А. Структурные особенности ювелирного перламутра готеривских аммонитов Ульяновской области / Д.А. Петроченков // Записки Российского минералогического общества. – 2018. – № 4. – С. 107-113.
2. Петроченков, Д.А. Минеральный состав и геммологические характеристики интерьерно-ювелирных аммонитов Ярославской области / Д.А. Петроченков // Вестник института геологии Коми НЦ УрО РАН. – 2019. – № 2. – С. 22-28.
3. Петроченков, Д.А. Верхнемеловые коллекционно-поделочные аммониты севера Красноярского края / Д.А. Петроченков, В.А. Радько, Е.Ю. Барабошкин // Отечественная геология. – 2019. – № 5. С. 76-84.
4. Mychaluk, K. Ammolite: Iridescent fossilized ammonite from Southern Alberta, Canada / K. Mychaluk, A. Zevinson, H. Russelle // Gems & Gemology. – 2001. – Spring. – V. XXXVII. – P. 4-25.
5. Mychaluk, K. Update on Ammolite production from Southern Alberta, Canada / K. Mychaluk // Gems & Gemology. – 2009. – V.45. – № 3. – P. 192-196.

*Минеральный состав и геммологические характеристики аммонитов  
месторождения Толиара, Мадагаскар*

*Петроченков Д.А.\* (Российский государственный геологоразведочный университет  
имени Серго Орджоникидзе, p-d-a@mail.ru)*

### Аннотация

Декоративные аммониты месторождения Толиара (Мадагаскар) связаны с оксфордским и кимериджским ярусами верхней юры. Аммониты состоят преимущественно из кальцита (44-85 %). Установлены арагонит, кварц, гематит, гидрослюда, плагиоклаз, анатаз, каолинит, гипс. В раковинах аммонитов частично сохраняются исходные арагонитовые слои. Неразрушенные камеры выполнены кальцитом. Кальцит образует последовательные по времени слои, существенно отличающиеся по содержанию элементов-примесей. Аммониты месторождения используются в качестве интерьерных образцов.

### Ключевые слова

Аммонит, кальцит, арагонит, Мадагаскар.

### Теория

Аммониты Мадагаскара широко представлены на мировом рынке и добываются в западной части острова [1, 2]. Месторождение аммонитов Толиара расположено в его юго-западной части, недалеко от одноименного районного центра. Характерной особенностью аммонитов являются их большие размеры, достигающие 1 м в диаметре, что позволяет использовать их в интерьере и ландшафтном дизайне. В качестве ювелирно-поделочного материала аммониты в силу низких декоративных и технологических характеристик используются в крайне ограниченных объёмах.

Аммониты коммерческого качества (рис. 1 а, б) связаны с оксфордским и кимериджским ярусами верхней юры. Отложения включают известняки, мергели, песчаники с прослоями глин. Мощность отложений 40-100 м. Аммониты представлены родами: *Divisosphinctes*, *Discosphinctes*, *Toramelliceras*, *Aspidoceras*, *Arisphinctes* и др. [3, 4]. Наряду с аммонитами в небольшом количестве присутствуют наутилусы (рис. 1 в). Аммониты расположены в мергеле и добываются небольшими карьерами. Мощность продуктивного горизонта около 1 м.



**Рисунок 1.** Аммонит (а), продольные полированные спилы аммонита (б) и наутилуса (в) месторождения Толиара.

Комплекс исследований аммонитов проведён на кафедре Минералогии и геммологии МГРИ, в ФГБУ «ВИМС». Он включал определение микротвёрдости, плотности, люминесценции, количественное определение минерального и химического состава, оптико-петрографические и электронно-зондовые исследования.

Основным минералом аммонитов месторождения является кальцит – от 44 до 63 мас. %. Стенки и перегородки раковин частично сохраняют исходный арагонитовый состав (1-6 мас. %). Неразрушенные газовые камеры выполнены преимущественно кальцитом – 85 мас. %, арагонитом – 15 мас. %, присутствует гематит. Жилые и разрушенные газовые камеры раковин выполнены мергелем, состоящим, мас. %: кальцит – 56, арагонит – 3, кварц – 15, гидрослюда – 13, гётит – 12, апатит – 1. Из элементов-примесей фиксируются повышенные содержания, мас. %: Sr – до 0,427, Cr – до 0,015, V – до 0,034, Zn – до 0,024, Ba – до 0,031.

Внешний перламутровый слой аммонитов плохо сохраняется. Сохранившийся тонкий слой имеет серовато-белую, серовато-коричневую и серую окраску (рис. 1 а). Перегородки и стенки раковин легко выкрашиваются при обработке аммонита. Люминесценция перламутрового слоя не проявлена. Люминесцируют перегородки и стенки раковин в тёмно-голубых и тёмно-оранжевых тонах. Микротвёрдость стенок и перегородок: от 258 до 407 кг/мм<sup>2</sup>. Последняя цифра указывает на присутствие гётита.

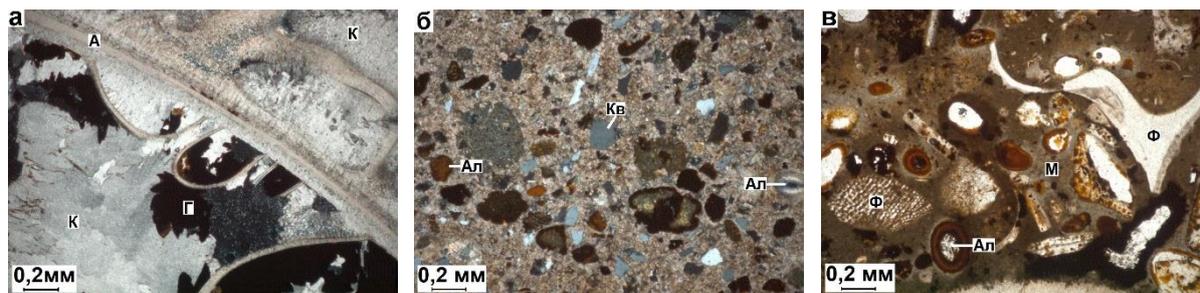
Большинство камер выполнены мергелем (рис. 1 б, в). Мергель серовато-коричневого, серовато-оранжевого и тёмно-оранжевого цвета, пористый. Для мергеля характерно большое количество включений минерализованных раковин фоссилий, а также кварца, которые легко выкрашиваются при обработке образца. Люминесценция не проявлена. Плотность – 2,1-2,4 г/см<sup>3</sup>. Микротвёрдость 108-166 кг/мм<sup>2</sup>, что является крайне низкой, отражая рыхлость материала.

Камеры выполнены кальцитом серого, белого цвета, реже бесцветным. Кальцит преимущественно просвечивающий, иногда полупрозрачный до прозрачного. Вдоль стенок и перегородок раковины вместе с кальцитом развиваются гётит, апатит, которые придают ему оранжевый и коричневый цвет и делают его непрозрачным. Текстура камер блочно-мозаичная, иногда зонально-концентрическая. Люминесценция кальцита не проявлена. Микротвёрдость кальцита – 242 кг/мм<sup>2</sup>, что существенно выше, чем у мергеля. Плотность, в среднем, 2,7 г/см<sup>3</sup>.

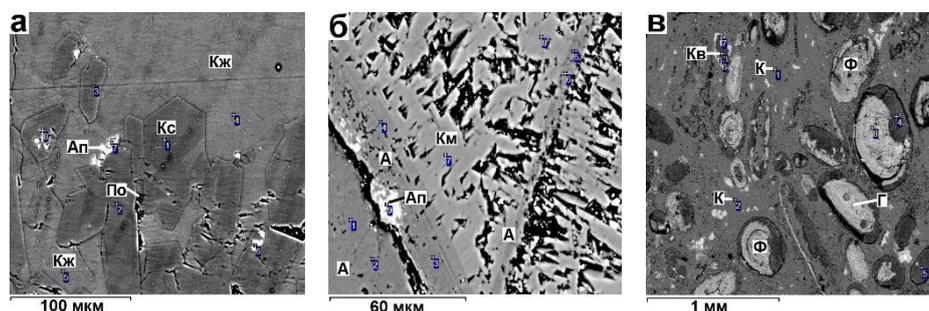
Стенки и перегородки раковин преимущественно сохранили исходный арагонитовый состав (рис. 2 а, 3 б). В других фрагментах арагонит в значительной степени разрушен с образованием большого количества пор и включений апатита, кальцита, присутствует гётит (рис. 3 б). В арагоните из элементов-примесей фиксируются содержание, мас. %: Na – до 0,39 и Sr – до 0,43. Кристаллы кальцита внедряются в перегородки и стенки, иногда полностью их пересекают.

Наиболее часто на перегородки и стенки раковин нарастает мелкозернистый призматический кальцит первой генерации. Кристаллы плотно сросшиеся, имеют близкую ориентировку, их размер не превышает 0,1 мм. Они образуют тонкий слой, ширина которого определяется длиной кристалла (рис. 2 а).

На слой мелкозернистых кристаллов нарастает кальцит второй генерации, призматической сильно удлинённой формы. Длина кристаллов по длинной оси 0,1-0,2 мм до 0,8 мм при ширине на порядок меньше.



**Рисунок 2.** Прозрачные шлифы фрагментов аммонитов, включающие стенки и перегородки (А); камеры, выполненные кальцитом (К) (а) и мергелем (М) (б, в). Николи X. Г – гётит, Ап – апатит, Ал – алюмосиликат, Кв – кварц, Ф – минерализованные раковины фоссилий.



**Рисунок 3.** Камеры аммонита, выполненные стронций содержащим кальцитом (Кс), кальцитом с повышенными содержаниями железа (Кж) (а) и магния (Км) (б); мергелем (в). Микрозонд, ОРЭ. А – перегородки и стенки, выполненные арагонитом, Ап – апатит, Г – гётит, К – кальцит, Кв – кварц, Ф – минерализованные раковины фоссилий, По – поры.

Наблюдаются агрегаты сноповидной формы с веерным угасанием. Ширина слоя, образованного кальцитом второй генерации, определяется размером кристаллов (рис. 2 а). Небольшие по размеру камеры выполнены этим кальцитом полностью.

Центральные части камер выполнены разнозернистым кальцитом третьей генерации. Кристаллы полностью заполняют пространство между кристаллами второй генерации, не замещая их. Форма кристаллов слабоудлинённая, иногда изометричная, размер кристаллов достигает 2 мм. Для кальцита характерно плотное срастание кристаллов и преимущественно, различная их ориентировка. Наблюдаются блоки с близкой ориентировкой кристаллов. Количество пор невелико. Минеральные включения в центральных частях камеры не наблюдается (рис. 2 а).

В кальците, выполняющем камеры, установлены включения апатита, гётита, гипса. Апатит развивается фрагментарно вдоль стенок и перегородок раковины, замещает кальцит первой и второй генерации. Апатит развивается и внутри кристаллов по порам и трещинкам (рис. 3 а, б). Крупные выделения апатита чёрного цвета.

В небольшом количестве присутствует гётит, который фрагментарно развивается вдоль перегородок и стенок раковины, иногда замещает арагонит. Размер выделений до 1,5 мм по удлинению вдоль перегородок и стенок, при ширине до 0,5 мм. Выделения имеют зубчатый контур (рис. 2 а). На гётит нарастает кальцит третьей генерации. Гётит, имеющий дисперсный размер кристаллов, образует псевдоморфозы по пириту. Пирит развивался на первых стадиях заполнения раковины, примыкая непосредственно к перегородкам и стенкам. В дальнейшем он был полностью замещен гётитом – более

устойчивым минералом в окислительных условиях. В ряде камер аммонита фиксируются повышенные содержания S – до 0,73 мас. %, связанные с включениями гипса. Апатит, гётит и гипс образовались позже кальцита.

Выделяются слои кальцита с различным содержанием элементов-примесей. В непрозрачном светло-жёлтом кальците (рис. 3 а) фиксируются содержания, в среднем, мас. %: высокие Sr – 0,84, при низких Mg – 0,01, Mn – 0,02, Fe – 0,02, при повышенных Ca – 38,40. В отдельных спектрах фиксируется Na – до 0,14 мас. %. В полупрозрачном коричневом кальците фиксируются содержания, в среднем, мас. %: высокие Fe – 2,75, низкие Sr – 0,03, Mg – 0,22, Mn – 0,06 при более низких Ca – 35,76. В отдельных спектрах фиксируются Na – до 0,20 мас. %. В ряде камер в кальците (рис. 3 б), фиксируются содержания, в среднем, мас. %: Mg – 0,86, Fe – 0,23, Sr – 0,06, Na – 0,12, Ca – 36,28 и O – 16,17 при отсутствии Mn, что отличает его от вышеописанного кальцита. Таким образом, наблюдается последовательное по времени выполнение камер раковины кальцитом, существенно отличающимся по химическому составу. Содержание элементов-примесей определяет цвет кальцита.

Ряд камер, выполненных оранжевым мергелем с большим количеством включений минерализованных раковин фоссилий, другие – мергелем красновато-коричневого цвета, более однородного по текстуре (рис. 2 б, в). Кальцит и апатит входят в состав цемента, имеют дисперсный размер выделений. Гётит выполняет раковины фоссилий и образует мелкую – 10-150 мкм вкраплённость в цементе. Кварц размером 0,1-1,2 мм, как округлой, так и остроугольной формы. Алюмосиликаты размером до 0,2 мм, в значительной степени замещены апатитом, гётитом и кальцитом (рис. 3 в). Содержание дисперсного гётита определяет оранжевый и красновато-коричневый цвет мергеля.

## **Выводы**

Проведёнными исследованиями установлен минеральный и химический состав аммонитов месторождения Толиара, включая микровключения и элементы-примеси, что позволяет идентифицировать объект. По декоративным и технологическим характеристикам аммониты могут использоваться также в качестве вставок в ювелирные изделия.

## **Библиография**

1. Петроченков, Д.А. Месторождение ювелирных аммонитов Модировала, Мадагаскар / Д.А. Петроченков // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2018. – № 7. – С. 160-168, 177, 178
2. Петроченков, Д.А. Аммониты и септарии месторождения Ататао, Мадагаскар. Методы добычи, геммологические характеристики / Д.А. Петроченков // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2019. – № 3. – С. 142-150, 162, 163.
3. Collignon, M. Atlas des fossiles caracteristiques de Madagascar / M. Collignon – Fascicle V (Kimmeridgien). Service Geologique. Tananarive, pl. XCVI-CXXXIII. – 1959. – 137 p.
4. Grulke, W. Heteromorph: The Rarest Fossil Ammonites: Nature at its Most Bizarre / W. Grulke – 2014. – 224 p.

*Артефакты термообработки в облагороженных сапфирах месторождения  
Кедровое*

*Савина Е. И.\* (Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова,  
Геологический факультет, Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана РАН,  
elizabetha.sawina@yandex.ru), Ахметшин Э. А. (Российский химико-технологический  
университет имени Д. И. Менделеева, кафедра химии и технологии кристаллов,  
4966945@mail.ru), Плечов П. Ю. (Московский государственный университет имени  
М. В. Ломоносова, Геологический факультет, Минералогический музей им. А. Е.  
Ферсмана РАН, pplechov@gmail.com)*

**Аннотация**

Одной из важнейших задач геммологии является выявление различных типов облагораживания, так как это существенно влияет на стоимость камня. Термообработка в сапфире часто оставляет в камне характерные «следы», называемые артефактами облагораживания. Они могут быть выражены в различном виде и чаще всего являются маркерами сильного и/или продолжительного нагревания. Оптико-спектральные исследования термообработанных сапфиров месторождения Кедровое позволили выявить следующие наследственные признаки термообработки: стрессовые ореолы вокруг включений, растворение игл рутила, размытие цветовой зональности, «залечивание» трещин, а также широкая полоса поглощения в диапазоне 870-890 нм, связанная с центром окраски окраски  $Fe^{2+}$ - $Fe^{3+}$ . Изредка на поверхности сапфира могут появляться необычные формы, также являющиеся признаком нагревания свыше 1500 °С – «атолловые структуры». Наблюдение выявленных признаков позволяет утверждать, что исследуемые в геммологической практике сапфиры были подвергнуты термообработке без каких-либо дополнительных воздействий.

**Ключевые слова**

Сапфир, термообработка, артефакты, Кедровое месторождение

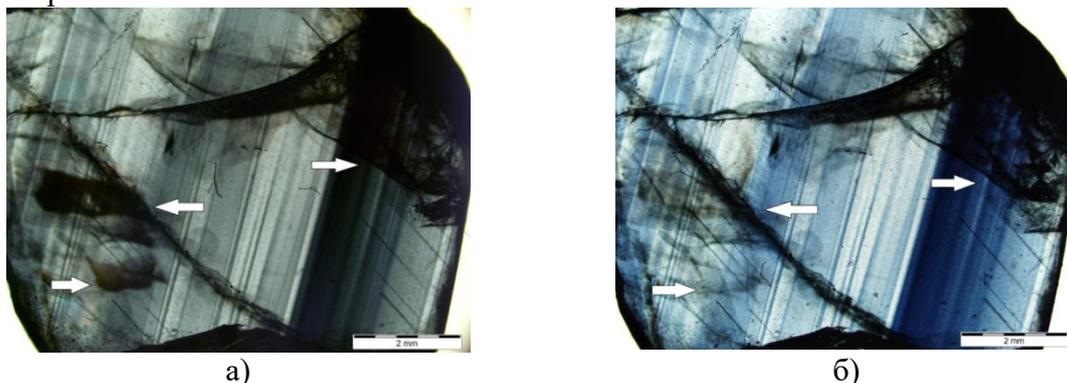
**Теория**

На сегодняшний день на территории РФ известно мало месторождений и проявлений сапфиров. С этой позиции одним из самых перспективных объектов является комплексная россыпь месторождения Кедрового (Незаметного), которая располагается в пределах Красноармейского района Приморского края в 4 км восточнее от с. Вострцево в бассейне р. Кедровки. Комплексное циркон-сапфир-золотоносное (с W) Незаметнинское месторождение обладает ресурсами корундов, по различным оценкам, от 976 до 1795 кг (в пересчете к условно приведенным запасам категории С2), с прогнозом значительного прироста запасов (Ляшенко, 2004). Здесь, кроме золота, обнаружены сапфиры как синие, так и фантазийно окрашенные - сапфиры “fancy”. Однако отношение количества качественных сапфиров к общему количеству очень мало, поэтому для улучшения цветовых характеристик ювелирного корунда данного месторождения применялся метод облагораживания – термообработка.

Термообработка проходила в 2 этапа: в окислительной и в восстановительной среде. Каждая стадия длилась в течение часа при одинаковой температуре – 1600 °С (Ахметшин, Бгашева, 2009). Окислительная стадия термообработки осуществлялась на воздухе, восстановительная – в закрытом контейнере с добавлением восстановительных агентов на

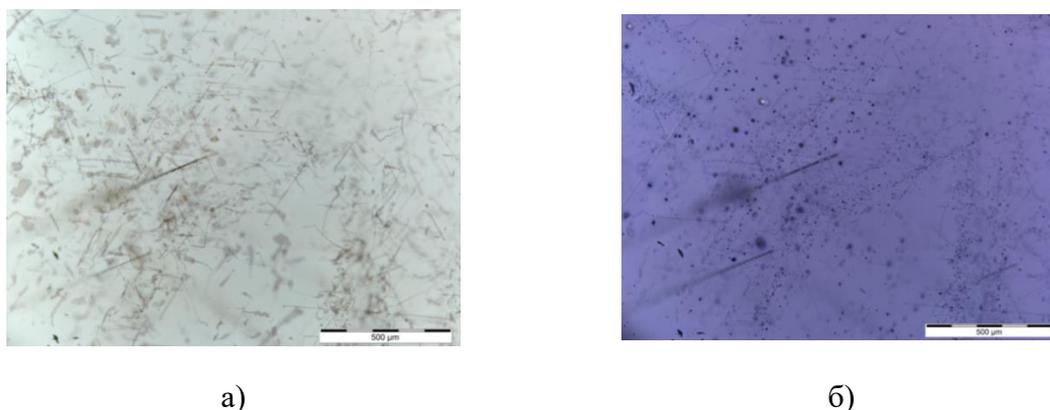
основе углерода. Для создания рабочей температуры использовалась электропечь «СНОЛ 12/16»; напряжение – 220 В, мощность – 8 кВт (Ахметшин, Бгашева, 2010).

На рисунке 1 представлено изменение окраски синего сапфира и артефакты облагораживания. Фото (а) – до облагораживания, фото (б) – после облагораживания. Выявляются следующие артефакты: размытие границ зональности, визуальное уменьшение видимости трещин. Оттенок цвета сильно сместился в сторону синего, так как образовались оптически активные центры окраски  $Fe^{2+}-Ti^{4+}$ . Также проявлено уменьшение резкости границ зональности и осветление оттенка цвета в результате термообработки.



**Рисунок 1.** Изменение окраски синего сапфира после термообработки с частичным залечиванием трещин и размытием зональности (а – до облагораживания, б – после облагораживания)

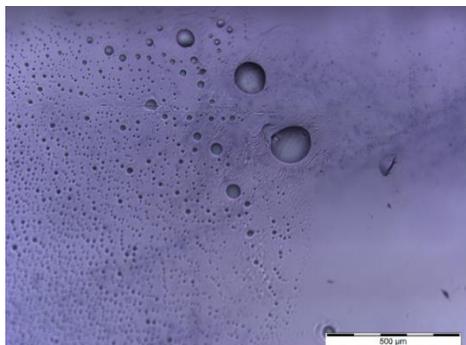
В корунде присутствуют включения рутила, необратимо растворяющиеся в процессе термообработки и образующие примесь  $Ti^{4+}$ , которая связывается с  $Fe^{2+}$  в восстановительной среде и образует так называемые «хромофорные ассоциаты». Внутри этой пары происходит интервалентный перенос заряда. Такое превращение смещает оттенок окраски в диапазон синей окраски. Так, например, светло-фиолетовый сапфир с видимой зональностью проявил более насыщенный и глубокий оттенок фиолетового после термообработки (рисунок 2). Растворенные иглы рутила остаются в виде трассеров – отдельных изолированных фрагментов либо точек, образующихся на месте включений рутила.



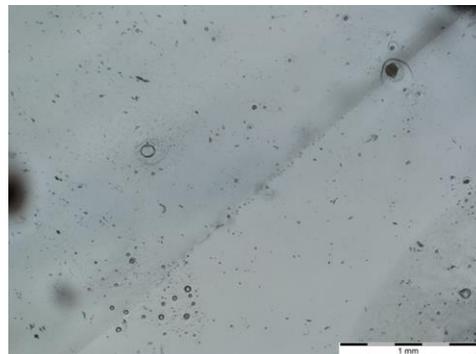
**Рисунок 2.** Изменение окраски фиолетового сапфира с частичным растворением рутиловых игл и образованием трассеров (а – до облагораживания, б – после облагораживания)

«Атолловые структуры», представленные на рисунке 3(а), менее распространены, но они фиксируют сильное нагревание сапфира и ярко отражают происходившие с ним

изменения. На рисунке 3(б) присутствуют стрессовые ореолы вокруг включений, которые так же являются распространенным артефактом облагораживания. На рисунке 4 представлена трещина, которая после термообработки успешно залечилась и стала менее визуально заметна.

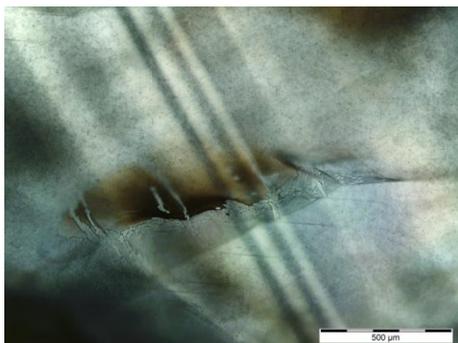


а)

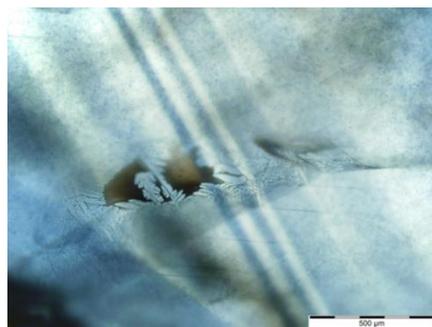


б)

**Рисунок 3.** Артефакты, проявленные в сапфирах, которые подвергались термической обработке – а) «атолловые структуры»; б) стрессовые ореолы вокруг включений, образовавшиеся после облагораживания



а)



б)

**Рисунок 4.** Залеченная трещина до (а) и после (б) термообработки

На рисунке 5 представлен спектр поглощения сапфира на всех стадиях термообработки. Своеобразным артефактом может служить широкая полоса  $Fe^{2+}$ - $Fe^{3+}$  (870-890 нм). Она практически не проявлена в сапфирах, не подвергавшихся термообработке (Hughes, Perkins, 2019).

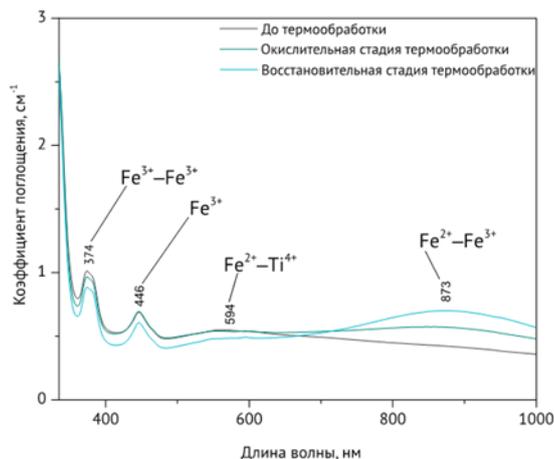


Рисунок 5. Спектр поглощения сапфира на всех стадиях термообработки

## Выводы

Сапфиры месторождения Кедровое успешно подвергаются облагораживанию методом термообработки – заметно улучшаются цветовые характеристики, прозрачность, часть трещин частично либо полностью «закрываются».

Были выявлены следующие артефакты термообработки: фрагментация игл рутила и образование на их месте трассеров; стрессовые ореолы вокруг различных включений; «атолловые структуры»; в отдельных трещинах отмечается частичное, либо полное «залечивание» и вследствие этого увеличение общей прозрачности сапфира.

## Библиография

1. Ахметшин Э.А., Бгашева Т.В. Изучение влияния времени воздействия рабочих температур на облагораживание цветных сапфиров при термообработке // Горный информационно-аналитический бюллетень (научно-технический журнал). - Издательство Московского государственного горного университета. – 2009.- № 1. - С. 274-280.
2. Ахметшин Э.А., Бгашева Т.В. Влияние рабочей температуры и времени выдержки на облагораживание цветных сапфиров при восстановительной термообработке (на примере желто-зеленых сапфиров). // Научный вестник Московского государственного горного университета. - Издательство Московского государственного горного университета. - 2010. - № 9. – С. 9-15.
3. Ляшенко Е.А. Минерально-сырьевая база цветных камней России // Разведка и охрана недр. - 2004. - №1. - С. 20-22.
4. Hughes E. B., Perkins R. Madagascar sapphire: Low-temperature heat treatment experiments //Gems & Gemology. – 2019. – Т. 55. – №. 2. – С. 184-197.

**Метод аналитической сканирующей электронной микроскопии (АСЭМ) в  
прикладных исследованиях предметов  
декоративно-прикладного искусства из драгоценных металлов**  
**Смирнов А.А. (Российский государственный геологоразведочный университет  
имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), [smirnov.a@mail.ru](mailto:smirnov.a@mail.ru))**

### **Аннотация**

Метод аналитической сканирующей электронной микроскопии широко применяется для исследования материалов в различных отраслях, и позволяет изучать объекты при очень больших увеличениях и контрасте, что недоступно оптическим микроскопам, а также получать данные о качественном и количественном составе исследуемого образца. Анализ информационных источников показывает, что метод АСЭМ применяется для исследования ювелирных изделий, предметов декоративно-прикладного искусства, антиквариата и технологий художественной обработки материалов достаточно бессистемно и эпизодически, хотя возможности метода делают его незаменимым при проведении комплексной экспертизы и определении подлинности предметов декоративно-прикладного искусства.

### **Ключевые слова**

Экспертиза, электронная микроскопия, ювелирные изделия, антиквариат, драгоценные металлы, ювелирные камни, пробирные клейма.

### **Теория**

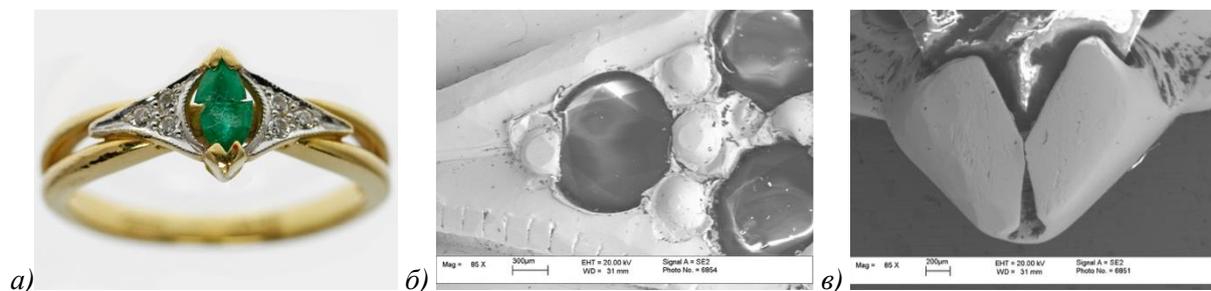
Сканирующий (растровый) электронный микроскоп (СЭМ) - предназначен для получения изображения поверхности объекта с высоким (до 0,4 нанометра) пространственным разрешением, а также информации о составе, строении и некоторых других свойствах приповерхностных слоёв исследуемого объекта. Примеры исследования объектов, были произведены на Химическом факультете МГУ, с помощью микроскопа с термополевой эмиссией Supra 50VP Carl Zeiss (Германия), с QBSD детектором обратно отраженных электронов, с энергодисперсионным детектором производства компании Oxford Inc. (Англия). Обработка рентгеновских спектров осуществлялась с использованием программного пакета INKA, в автоматическом режиме.

Пример исследования №1. Разрушающее исследование изделия – браслет с подвесками (рис 1а), с целью получения данных о его качественном и количественном составе. Для получения данных о качественном и количественном составе изделия методом энергодисперсионного анализа, а также измерение толщины покрытий в режиме исследования обратно отраженных электронов, из образца были изготовлены шлифы в электропроводящей матрице (рис 1б), которые затем помещались в электронный микроскоп и закреплялись к столику углеродным проводящим скотчем. По результатам проведенных исследований было установлено, что изделие и его части, выполнены из ювелирного сплава на основе серебра, который соответствует 925-й метрической пробе. На элементах ювелирного изделия присутствуют гальванические покрытия из родия (Rh), меди (Cu) и золота (Au), толщиной менее 1-го микрона (рис 1в).



**Рисунок 1.** а - объект исследования - браслет с подвесками; б - шлифы в электропроводящей матрице; в - измерение толщины гальванического покрытия в микронах.

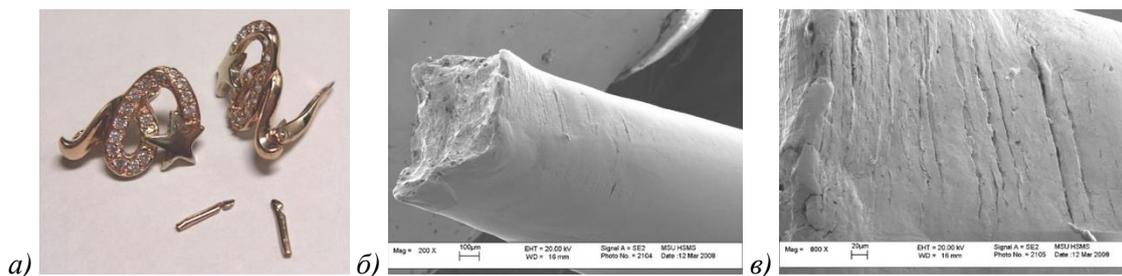
Пример исследования №2. Исследование причины повреждения центральной ювелирной вставки в изделии (рис 2а) – производственная причина или эксплуатационная. С целью установления причин повреждения центральной ювелирной вставки, изделие было исследовано с помощью СЭМ в режиме вторичных и обратно отраженных электронов. В результате было установлено, что область объекта экспертизы (рис 2б), подвергалась многократному механическому воздействию имеющему ударный характер, в результате которого, на поверхности объекта исследования (в том числе на элементах крепления центральной ювелирной вставки (рис 2в)), образовались характерные для ударного воздействия следы деформации металла – ударные плоскости, отличающиеся от следов естественной эксплуатации, которые, как правило, имеют более бессистемный характер. Краевые части центральной ювелирной вставки (рундист) лежат в одной плоскости со следами механического воздействия в виде ударных плоскостей на поверхности изделия, в связи с чем можно сделать вывод - повреждение центральной ювелирной вставки обусловлено причинами эксплуатационного характера. Воздействие такого рода не допустимо в соответствии с действующими отраслевыми стандартами.



**Рисунок 2.** а - объект исследования - кольцо с изумрудом и бриллиантами; б - следы внешнего механического воздействия в виде ударных плоскостей на элементах изделия; в – следы внешнего механического воздействия в виде ударных плоскостей на элементах крепления центральной ювелирной вставки.

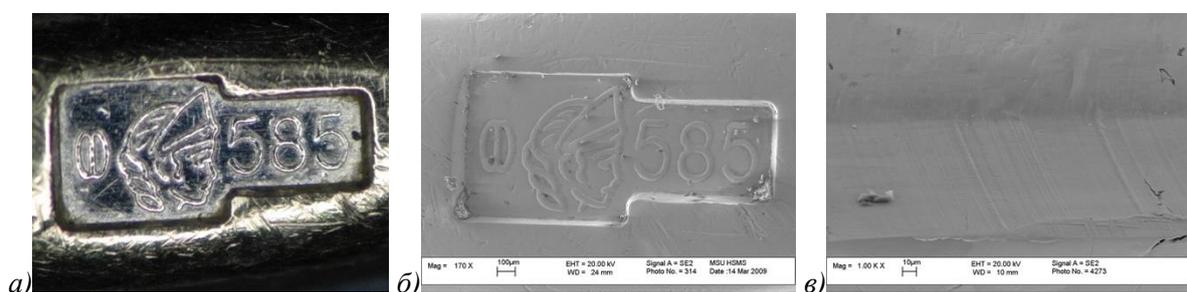
Пример исследования №3. Определить причины поломки ювелирного изделия (серьги) - штифты (крючки) замковых элементов сломаны (рис 3а). Для выяснения причин возникновения данного повреждения было проведено исследование поверхностей штифтов с помощью СЭМ в режиме вторичных электронов (рис 3б), на штифтах обнаружены повреждения в виде микротрещин сжатия и растяжения (рис 3в), характерные для многократной деформации (изгиба) элемента изделия, в результате которых жесткость ювелирного сплава в месте перегиба начинает резко возрастать, вследствие чего элемент изделия ломается. Такого рода воздействие на элементы

ювелирного изделия, имеет умышленный характер, и не допустимо в соответствии с действующими отраслевыми стандартами.

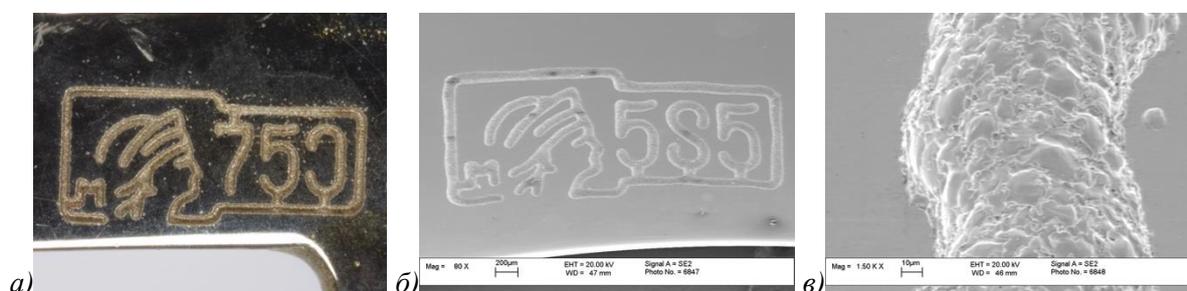


**Рисунок 3.** а - объект исследования - серьги; б - оконечность штифта со следами пластических деформаций; в – микротрещины сжатия и растяжения.

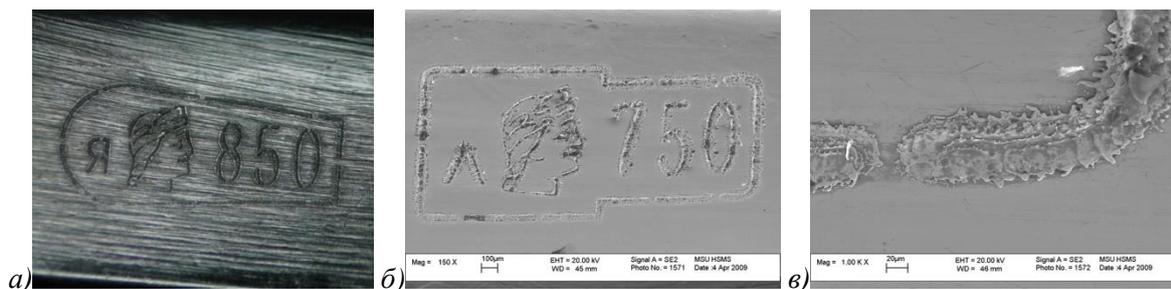
Пример исследования №4. Диагностика методов клеймения ювелирных изделий. С помощью сканирующего электронного микроскопа в режиме вторичных и обратно отраженных электронов, можно безошибочно определять методы простановки отписков пробирных клейм на поверхности ювелирных изделий (рис 4а, 5а, 6а). Данный метод также является основным при диагностике оригинальности государственных и иных пробирных клейм. При нанесении пробирных клейм на микроуровне в металле остаются следы характерные для того или иного метода клеймения - микро царапины при клеймении механическим (ударным) методом (рис 4б, 4в), следы многочисленных электрических разрядов при клеймении электроискровым методом (рис 5б, 5в) и импульсное плавление металла при клеймении лазерным методом (рис 6б, 6в).



**Рисунок 4.** Пробирное клеймо, нанесенное механическим (ударным) методом: а – изображение получено с помощью оптического микроскопа, б – изображение получено с помощью сканирующего электронного микроскопа; в - микро царапины характерные для данного метода клеймения.



**Рисунок 5.** Пробирное клеймо, нанесенное электроискровым методом: а – изображение получено с помощью оптического микроскопа, б – изображение получено с помощью сканирующего электронного микроскопа; в - следы многочисленных электрических разрядов характерные для данного метода клеймения.



**Рисунок 6.** Пробирное клеймо, нанесенное лазерным методом: а – изображение получено с помощью оптического микроскопа, б – изображение получено с помощью сканирующего электронного микроскопа; в - следы импульсного плавления металла характерные для данного метода клеймения.

## Выводы

Метод АСЭМ позволяет комплексно исследовать предметы декоративно-прикладного искусства и технологии художественной обработки материалов, выявлять подделки, определять причины возникновения дефектов, диагностировать следы искусственного старения. Большой объем практически проведенных экспертных работ и актуальность проблематики, дает основание считать, что дальнейшая систематизация материалов может привести к построению методики в области исследования предметов декоративно-прикладного искусства, антиквариата и музейных ценностей методом АСЭМ.

## Благодарности

Автор благодарит к. х. н. Алексея Викторовича Гаршева за оказанное содействие в проведении измерений и регистрации данных и д. г.-м. н. Сергея Васильевича Титкова за оказанные научные консультации по методу аналитической сканирующей электронной микроскопии.

## Библиография

1. Гаранин В.К. Электронно-зондовые методы изучения минералов / В. К. Гаранин, Г. П. Кудрявцева, Т. В. Посухова, Н. Е. Сергеева; МГУ им. М. В. Ломоносова, Геол. фак. - М.: Изд-во МГУ, 1987.
2. Гоулдстейн Дж. Растровая электронная микроскопия и рентгеновский микроанализ: В 2-х кн. / [Гоулдстейн Дж., Ньюбери Д., Эчлин П. и др.]; пер. с англ. Р. С. Гвоздовер, Л. Ф. Комоловой. - М.: Мир, 1984.
3. Ньюбури Д.Е. Основы аналитической электронной микроскопии / [Ньюбури Д. Е., Каули Дж. М., Вильямс Д. Б. и др.]; под ред. Дж. Дж. Грена и др.; Пер. с англ. под ред. М. П. Усикова. - М.: Металлургия, 1990.
4. Смирнов А.А. Архив заключений по технологической и товароведческой экспертизе: [неопубликованные документы]. – Москва, 2003 – 2020.
5. Уильямс Д. Греческое золото [Текст]: ювелирное искусство классической эпохи V-IV века до н. э.: [каталог выставки] / Дайфри Уильямс, Джек Огден; Британский музей, Музей Метрополитен, Государственный Эрмитаж. - Санкт-Петербург: Славия, 1995.

*Минералогические особенности ювелирного клиногумита с месторождения  
Кухилал, Юго-Западный Памир*

*Тимофеева М.В. (МГРИ, zeleniupand.3@yandex.ru)*

## **Аннотация**

Исследованы некоторые минералогические особенности ювелирного клиногумита (размеры, формы кристаллов, окраска, химический состав, минеральные ассоциации) с месторождения Кухилал. Определена возможная природа окраски кристаллов, связанная с замещением ионов магния титаном в кристаллической решетке минерала.

## **Ключевые слова**

Месторождение Кухилал, ювелирный клиногумит, минералогические особенности, природа окраски

## **Теория**

Кухилал, что в переводе с персидского означает «Рубиновая гора», это историческое месторождение на Юго-Западном Памире (Республика Таджикистан). Оно расположено на западном склоне Ишкашимского хребта, на правом борту долины реки Пяндж, которая является верхним течением великой среднеазиатской реки Аму-Дарья (Литвиненко, 2012). Месторождение интересно тем, что помимо благородной шпинели там встречается клиногумит высокого ювелирного качества. На месторождении Кухилал выделяется два морфологических типа клиногумитовой минерализации: вкрапленный и блоковый (Колесникова, 1980). Первый тип имеет более широкое распространение. Размер отдельных выделений клиногумита во вкрапленном типе колеблется от долей миллиметра до 3–5 см. Наиболее часто наблюдаемые размеры порядка 2–3 см. Следует отметить, что чем крупнее выделения минерала, тем он более трещиноват. В этом случае кондиционное ограночное сырьё составляет незначительную часть. Кристаллы клиногумита сравнительно редки и в большинстве своем не обладают кристаллографическими формами. Наиболее часто кристаллы шпинели и ценные кристаллы ювелирного качества клиногумита, как её постоянного спутника, встречаются в гнездообразных скоплениях эллипсоидной или неправильной формы мелоподобной белой, мягкой, жирной на ощупь породы (рис.1). Она по терминологии известного персидского учёного Ал-Бируни получила название “магал” (Бируни, 1963). В его составе определены тальк, антигорит, лизардит, манассеит, Mg-хлорит (Колесникова, 1980). Размеры достигают 1 м в поперечнике. В их массе заключены наиболее ценные зерна шпинели и клиногумита. Магалы предохранили самоцветы от деформаций и значительно облегчают их извлечение из породы.



*Рисунок 1. Клиногумит и шпинель в магале*

Форма кристаллов клиногумита изометричная, реже несколько удлинённая. Редкие правильно образованные кристаллы разнообразны и характеризуются большим числом граней. Они представляют собой комбинацию призм, дипирамид и пинакоидов.

Кристаллы титанклиногумита, описанные на месторождении Кухилал (Колесникова, 1980) имеют псевдотетраэдрическую форму. В шлифах, в клиногумите наблюдаются простые и полисинтетические двойники. Цвет клиногумита светло-желтый, медово-желтый, оранжевый, коричнево-жёлтый. Обычно минерал непрозрачен. Однако встречаются и прозрачные разновидности, которые названы благородным клиногумитом (рис. 2). Полупрозрачные и прозрачные клиногумиты чаще обнаруживаются в шпинель-форстеритовых жилах, локализованных в тремолит-энстатитовых породах (Колесникова, 1980).



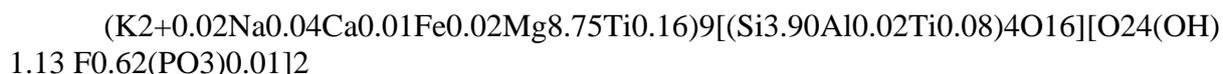
**Рисунок 2.** Клиногумиты различных цветовых оттенков (предпродажная сортировка)

Химический состав клиногумита с месторождения Кухилал в целом соответствует описанному ранее составу клиногумитов. Подробное описание химического состава клиногумитов приведено (Дир и др., 1966), с которыми можно сравнить клиногумиты Кухилала исследованные Николаевым и Эльназаровым в 2014г (таблица 1).

*Таблица 1.  
Химический состав Клиногумита с месторождения Кухилал в мас. %*

Компоненты	Номер анализа	
	1	2
SiO <sub>2</sub>	37.88	37.15
TiO <sub>2</sub>	3.01	1.82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.21	2.03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	2.95
FeO	0.18	0.0
MnO	0.0	0.0
MgO	57.14	51.60
CaO	0.07	0.97
K <sub>2</sub> O	0.20	0.0
Na <sub>2</sub> O	0.20	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	–
H <sub>2</sub> O	0.0	2.94
п.п.п	0.76	–
Сумма	100.96	99.48

Кристаллохимическая формула клиногумита (Киселев, Буданов, 1980):



Но все же присутствуют некоторые различия, на которые стоит обратить внимание (Николаев, Эльнозаров, 2014). По их данным в клиногумите с месторождения Кухилал значительно ниже содержание FeO (у У.Д. Дира с соавторами процент содержания этого оксида в минерале составляет 3.41-5.04 массового %, а в исследуемых образцах с Кухилала этот процент составляет от 0 до 0.18%). Также было выделено повышенное содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в кухилальском клиногумите. Особо следует отметить и наличие значительного количества титана в клиногумите (1.82-3.01 мас. %). По данным С. А. Ананьева в оранжевом клиногумите из месторождения Кухилал концентрация TiO<sub>2</sub> ещё выше – 3.35 мас. %. На месторождении Т. А. Колесниковой (1980) была описана особая титановая разновидность клиногумита с содержанием Ti и (OH) группы. По её данным, при недостатке в системе F и переизбытке (OH) оказался возможным гетеровалентный изоморфизм Mg на Ti на замещение четырехвалентным титаном двухвалентного магния так же указывал и Ю. К. Воробьев, он так же допускал, что при этом одновременно происходит компенсационное замещение части (F, OH) на O<sub>2</sub>. Содержание FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в клиногумите невысокие – в среднем 1.56%. Химическим анализом в клиногумите Кухилала марганец не был обнаружен, однако его содержание в минерале определили атомно-адсорбационным методом в количестве 0.040%. кроме того, этим методом в минерале установлены примеси железа (0.127%), свинца (0.011%), цинка (0.006%), никеля (0.002%) и меди (0.001%). В клиногумите спектроскопически выявлены также Na и K в десятых, Mn, Nb, V в сотых и Zr, Sn, Cu, Ge в тысячных долях процента.

## Выводы

Генезис яркой медово-желтой окраски кухилальского клиногумита обусловлен, по-видимому, изоморфным замещением в его структуре магния титаном.

## Благодарности

Хотелось бы от всего сердца поблагодарить доктора геолого-минералогических наук Литвиненко Андрея Кимовича за помощь в написании, техническом редактировании и непрерывном наставничестве, которое вдохновило на написание данной работы.

## Библиография

1. Бируни А.Р. Собрание сведений для познания драгоценностей. Л.: Изд-во АН СССР. 1963. 518 с.
2. Дир, У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы - М.: Мир, 1966-Т. 5 - 406 с.
3. Киселёв В.И., Буданов В.И. Месторождения докембрийской магнезиально-скарновой формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Дониш. 1986. 222 с.
4. Колесникова Т.А. «Благородная шпинель, клиногумит и манассеит месторождения Кухилал (Памир) // Драгоценные и цветные камни». 1980. 181-199с.

5. Литвиненко А.К. Минералогия драгоценных камней. Нуристан-Южнопамирской провинции. Берлин: Palmarium Academic Publishing. 2012. 290 с.
6. Николаев А.Г., Эльназаров С.А «Природа окраски и колориметрические параметры ювелирных камней месторождения Кухилал (Юго-Западный Памир)». Учебные записки Казанского университета. 2014. Т. 156 Кн. 3. 109-121с.
7. Никольская Л.В., Руденко С.С., Заморянская М.В., Щукарева А.В. «О природе окраски ювелирных клиногумитов Кухилала (ЮЗ Памир) // Зап. Всерос. Минералогического общества». 1999. 93-98с.
8. Платонов А.Н. «Природа окраски минералов». – Киев: Наукова думка. 1976. 264 с.
9. Файзиева А.Р., Эльназаров С. А. Минералогические особенности и генезис кухилалского месторождения благородной шпинели (Юго-Западный Памир). Душанбе: Дониш. 2016. 135 с.

*Циферблаты наручных часов в стиле флорентийской мозаики – технологические особенности изготовления и материалы*

*Фофанова Е.О.\* (МГРИ, ffkate1997@gmail.com), Петроченков Д.А. (МГРИ, p-d-a@mail.ru)*

## Аннотация

Техника флорентийской мозаики уже неоднократно использовалась при изготовлении каминных либо настенных часов, но случаев использования каменных вставок в качестве циферблата наручных часов очень мало. Причина этого является достаточно трудоёмкий процесс создания флорентийской мозаики такого размера.

В докладе представлена история появления флорентийской мозаики, изучен вопрос выбора материалов для создания вставок из ювелирно-поделочных материалов, а также рассмотрены фирмы, которые используют данную технологию в своих коллекциях изделий.

## Ключевые слова

Флорентийская мозаика, наручные часы, поделочные камни, гидроабразивная резка камня, лазерная резка камня.

## Теория

**История появления флорентийской мозаики.** Флорентийская, или мозаика из твердых камней (Pietre Dure), сформировалась как самостоятельное художественное явление к началу XVII века. Истоки этого вида искусства восходят к античной традиции работы с разными видами мрамора. Главным нововведением, принесенным эпохой Ренессанса в технику каменной мозаики, стали фигуративные изображения и применение минералов, твердость которых превышала твердость мрамора [3].

**Технология создания флорентийской мозаики.** При разработке эскиза мозаичного панно прежде всего учитываются декоративные возможности и цвет имеющихся в наличии камней. Чем разнообразнее окраска и природный рисунок, тем богаче палитра мозаичиста. Всевозможные наплывы, цветные пятна, полосы, точки, завитки, штрихи и прожилки помогают усилить выразительность каменного панно [1].

Создание мозаики начинается с эскиза в натуральную величину и подбора камней. В настоящий момент для резки мелких деталей из камня чаще всего используются две принципиально отличные технологии обработки каменных заготовок — гидроабразивная и лазерная резки материалов. Для станка подготавливаются пластины камня нужной толщины с помощью распиловочного станка, после устанавливается в станок на стол для раскроя. Далее в специальной программе создается эскиз каждой детали и размещается по предметному полю. После загрузки эскиза в программу станка, режущая головка выполняет раскрой и резку пластины материала. После этого этапа мастер приступает к сборке изображения. Все детали состыковываются, и панно собирается полностью вручную. Ориентируясь на эскиз, на подложку постепенно наклеивают деталь за деталью, применяя эпоксидные смолы. Они органично соединяются с камнем, имеют высокую прочность, легко окрашиваются в любой цвет и

хорошо полируются. Готовую мозаику шлифуют и полируют до получения зеркального блеска. Далее в заготовке просверливается отверстие для стрелок, и циферблат готов [4].

Данная техника для создания миниатюрной флорентийской мозаики в виде вставок в качестве циферблата наручных часов применяются компаниями «Русские самоцветы» и «Намфлэг».

**Компания «Русские самоцветы».** Мастера «Русских самоцветов» воплотили историческую технику флорентийской мозаики в тонкой работе, оформив мозаичные циферблаты наручных часов. Часы с флорентийской мозаикой — стильный и изысканный аксессуар, который подчеркнет художественный вкус потребителя. Это одна из самых сложных мозаичных техник, ведь для каждой картины важно подобрать камни, так подходящие друг к другу по форме, фактуре и цвету, чтобы с первого взгляда сложно было понять, что это мозаика [7].

**Компания «Намфлэг».** Современные технологии прецизионной обработки камня сделали возможным использовать наборные мозаики в качестве циферблатов в наручных часах. Внушительную коллекцию таких моделей создали дизайнеры швейцарской компании «Намфлэг» [2].

На сайте также представлены фото сборки циферблатов (рисунок 1) с использованием нефритового «трафарета», на деталях которых видно оплавленные тёмные края, по которому понятно, что мастера используют лазерную резку камня.



**Рисунок 1.** Сборка циферблата для наручных часов «Волна Фудзи» [6]

Мозаичным вставкам в ювелирных украшениях традиционно отводится роль центра декоративной композиции, который нуждается в лаконичном обрамлении. Работа ювелира в данном случае напоминает подбор и изготовление подходящей рамы для живописного произведения. Небольшой размер мозаичных вставок для костюмных украшений сужает творческие возможности мастера-камнереза: необходимо использовать самоцветы контрастных цветов, избегать детализации и тонких тональных переходов [2].

**Материалы для создания флорентийской мозаики.** При подборе материала для создания циферблатов часов в технике флорентийской мозаики необходимо учитывать некоторые факторы:

- Материал должен быть непрозрачным либо полупрозрачным,
- Структура камня должна быть однородной либо спутанно-волокнистой,
- Минерал должен обладать несовершенной спайностью,
- Материал не должен быть хрупким.

Под данные параметры подходят материалы, которые используют компании «Русские самоцветы» и «Намфлэг», а так же мастерская флорентийской мозаики «Девятов и Ко».

«Русские самоцветы» используют камни для изготовления мозаичных вставок, такие как мрамор, серпентинит (змеевик), магнезит, бирюза, виолан, лазурит, родонит, нефрит, песчаник и чароит

«Намфлэг» используют такие же камни, как предыдущая мастерская, а так же и некоторые более интересные образцы: перламутр, малахит, коралл, кахолонг, родусит, оникс, ксонотлит, жадеит и яшма.

Так же в данной работе упоминалась компания «Девятов и Ко», мастерская этой фирмы использует все вышеперечисленные камни для своих мозаичных работ, а так же родохрозит, диопсид, агат, бычий/соколиный/тигровый глаз, дюмортьерит, кварцит и кремень.

Материалы из списков (суммарно 26 материалов) используют в качестве элементов флорентийской мозаики вышеперечисленные компании. Минералы и горные породы соответствуют критериям выше и идеально подходят для создания миниатюрных мозаичных панно.

## **Выводы**

Флорентийская мозаика – долгий и трудоёмкий процесс, однако данная техника прекрасна своей индивидуальностью подбора камня и огромным разнообразием вариаций картин.

Предпосылками мозаичного изображения как предмета искусства является чувство цвета. Цвета выбираемых материалов подбираются таким образом, чтобы создавать гармоничную и эстетически привлекательную композицию, а также не тускнеют от времени.

Сфера использования флорентийской мозаики разнообразна, данную технику используют в мебели, интерьере и украшениях. Циферблаты наручных часов редко делают с использованием этой техники, так как необходима большая точность. В настоящее время появилась возможность автоматизированного производства деталей мозаичных панно, что обуславливает актуальность данной работы.

## Библиография

1. Демидов А.В., Жукова Л.Т., Ерцев В.П. Флорентийская мозаика: учебное пособие для студентов высших учебных заведений, обучающихся по направлению подготовки 530500 "Декоративно-прикладное искусство и народные промыслы", специальностям 052300 "Декоративно-прикладное искусство", 052500 "Искусство интерьера" – Федеральное агентство по образованию Российской Федерации, Гос. образовательное учреждение высш. проф. образования "Санкт-Петербургский гос. ун-т технологии и дизайна". – Санкт-Петербург: СПГУТД, 2010. – 90 с.
2. Прыгов В.И., Беляков А.Ю. Искусство флорентийской мозаики в постсоветской России // Природа. – 03/2020.
3. Прыгов В.И., Беляков А.Ю. Истоки, развитие и расцвет флорентийской мозаики в Западной Европе // Природа. – 12/2019.
4. Федоров Г.В. Когда оживает камень. – М.: АСТ-ПРЕСС, 1999. – 144 с.
5. Шуман В. Мир камня: В 2 т [Текст] / В. Шуман; пер. с нем. Т. Б. Здорик и Л. Г. Фельдмана; под ред. и с предисл. Е. Я. Киевленко. – Москва: Мир, 1986.
6. Волна Фудзи // Namfleg: watches&jewelry. URL: <https://namfleg.ru/collections/stonedials/products/fuji-wave-2> (дата обращения: 02.12.2020)
7. Часы наручные // Русские самоцветы. URL: [https://market.russam.ru/products/chasy/chasy\\_naruchnye/?order%5Bpriority%5D=1&insert\\_stone%5B%5D=2391](https://market.russam.ru/products/chasy/chasy_naruchnye/?order%5Bpriority%5D=1&insert_stone%5B%5D=2391) (дата обращения: 25.11.2020)

*Макродефекты в синтетических ювелирных материалах как способ имитации природных камней на примере минералов группы берилла*  
Давыдов С. С. (НИТУ МИСус, [bestston@yandex.ru](mailto:bestston@yandex.ru)), Хрипкова Е. А.\* (НИТУ МИСус, [hripkova\\_liza@inbox.ru](mailto:hripkova_liza@inbox.ru))

### Аннотация

Потребительский интерес направлен, в первую очередь, на природные камни и на предельно похожие на них материалы, поэтому в продаже появились синтетические камни с искусственно созданными трещинами, аналогичными по виду природным дефектам. Но информация о происхождении камня может скрываться продавцом, и тогда облик камня способствует введению в заблуждение покупателя.

### Ключевые слова

Природные макродефекты, искусственные макродефекты, имитации природных камней, ювелирные материалы.

### Теория

В настоящее время для любого ювелирного камня существуют имитирующие материалы, а для большинства самых популярных камней созданы синтетические аналоги. Синтетические бриллианты, монокристаллические кварцы, некоторые гранаты возможно отличить от природных только с помощью спектрального анализа или более сложных методов, недоступных обычному потребителю. И список полноценных синтетических аналогов увеличивается. Для группы берилла самой популярной синтетической разновидностью всегда были изумруды, но сейчас синтезируются также аквамарины, воробьевиты и кристаллы с цветом, имитирующим турмалин параиба, неотличимые от природного как визуально, так и с помощью базовых приборов [2].

Для отличия изумруда от его имитаций в 1934 году Андерсоном и Пэйном был создан фильтр Челси, который по-прежнему используется в диагностике. Изумруд - один из немногих камней, пропускающих большую красную область спектра и поглощающих желто-зеленую за счет наличия хрома в его составе, большинство разновидностей камня под фильтром выглядят красными или розовыми, в то время как имитации изумруда остаются зелеными [1]. Однако при появлении на рынке синтетических изумрудов, геммологи снова столкнулись с проблемой определения природных камней. Если в случае с имитациями вид изумруда под фильтром Челси имел ярко выраженное отличие, то некоторые виды синтетического продукта, также содержащего хром, выглядят красными при проверке. (рисунок 1).



**Рисунок 1.** Синтетический изумруд, при просмотре через фильтр Челси.

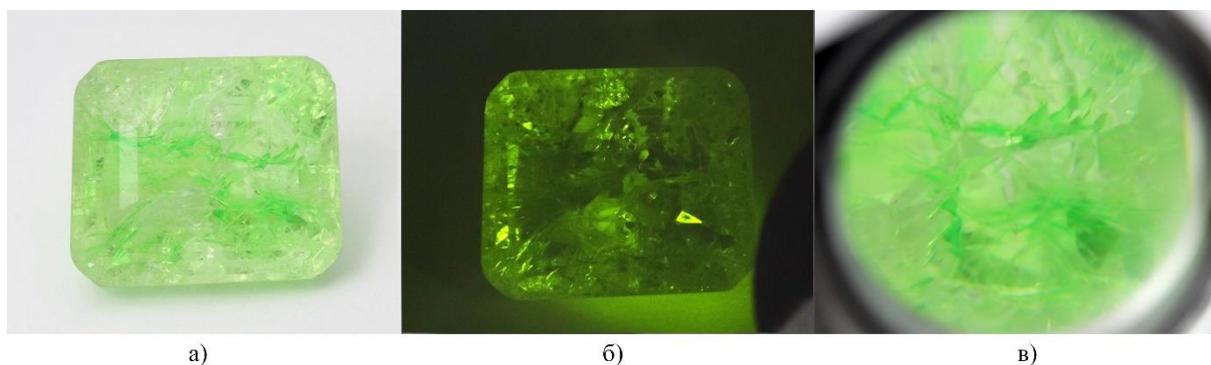
При наблюдении под фильтром Челси нескольких разновидностей синтетических изумрудов, выращенных гидротермальным методом и имеющих аналогичные природным камням физические свойства и химический состав (рисунок 2) можно видеть следующую картину: изумруд стандартного вида под фильтром имеет насыщенный красный цвет; несколько отличается вид изумруда байрон [3], также являющегося красным, однако имеющего более темный оттенок; у колумбийского изумруда не было замечено изменений в цвете.



**Рисунок 2.** Гидротермальные изумруды: а) байрон; б) колумбийский; в) стандартный темный.

На данный момент известно о существовании природных изумрудов, сохраняющих зеленый цвет при наблюдении через фильтр (южноафриканские [5] и индийские).

На рынке можно встретить имитации таких камней из кварца с прокраской по трещинам, созданным температурными перепадами (рисунок 3а). И, хотя цвет под фильтром Челси соответствует природному камню (рисунок 3б), такую имитацию возможно идентифицировать с помощью других базовых приборов. В данном случае достаточно воспользоваться десятикратной лупой, под которой заметно скопление окрашивающего вещества в трещинах (рисунок 3в). Однако отобранный гидротермальный изумруд “Колумбийский” с искусственно созданными дефектами, схожими с трещинами, образованными в естественных условиях, может выдаваться за природный камень, поскольку в данном случае использование фильтра и визуального осмотра приведет к неверному выводу о происхождении камня.



**Рисунок 3.** Имитация замбийского изумруда из бесцветного кварца с прокраской по трещинам: а) при освещении белым светом лампы; б) под фильтром Челси; в) при увеличении с помощью 10-кратной лупы.

Неоднозначность результатов, полученных в данной работе, показывает лишь один из примеров создания имитаций. Помимо имитаций природных камней, на сегодняшний день также развиваются методы имитации синтетических камней, например, синтетических рубинов. Один из способов производства таких рубинов - спекание крошки из камня в совокупности со стеклозаполнением. Подобные камни имеют практически все свойства синтетического рубина, который они имитируют, поэтому для определения искусственно выращенных камней также требуется полноценный анализ.

Таким образом, данных, полученных с использованием стандартных геммологических приборов, в настоящее время уже недостаточно для диагностики изумруда, поэтому возникает необходимость проведения более глубокого и, соответственно, дорогостоящего исследования.

## Выводы

С каждым годом разрабатываются новые и совершенствуются применяемые на практике методы создания имитаций ювелирных камней, а также способы наведения макродефектов, по виду соответствующих природным, и различных включений [4]. Такая тенденция открывает новые возможности по расширению целевой аудитории вследствие низкой стоимости синтетических камней, практически идентичных природным. Тем не менее при сокрытии недобросовестным продавцом информации о

происхождении ювелирного материала и ввиду сложности и нецелесообразности полноценной геммологической экспертизы, потребителю такое приобретение может стоить больших сумм при фактически небольшой стоимости. В связи с этим появляется необходимость в принципиально новых и вместе с тем простых способах диагностики ювелирных камней.

### **Библиография**

1. Андерсон Б. У. Определение драгоценных камней. - М.: Мир, 1983 г. - 458 с.
2. Давыдов С. С., Слепцова В. Н. Имитации турмалина параиба из природных и синтетических материалов / Материалы девятой научной конференции: сб. науч. тр. - Томск, 2019. - С. 58-62
3. Kane R. E., Liddicoat R. T., Jr. The Biron Hydrothermal Synthetic Emerald. *Gems & Gemology*, Fall 1985, Vol. 21, No. 3
4. Renfro N., Weldon R. Manufactured Inclusions in Gem Materials. *Gems & Gemology*, Fall 2020, Vol. 56, No. 3
5. Zwaan J. C. et al. Emeralds from the Kafubu area, Zambia. *Gems & Gemology*, Summer 2005, Vol. 41, No. 2, pp. 116–148.

*Об искусстве резьбы по нефриту и яшме в Китае  
Чжу Шуань\* (МГРИ, 835619649@qq.com)*

**Аннотация**

История китайских мастеров резьбы по нефриту имеет древние корни. Хотя во многих странах мира есть схожие технологии, но только в Китае, где на протяжении тысячелетий существовала историческая и культурная традиция резьбы по камню, и в настоящее время сохраняется унаследованная потомками "восточная драгоценность" обработки нефрита, которая характеризуется художественной глубиной в прямом и переносном смысле.

**Ключевые слова**

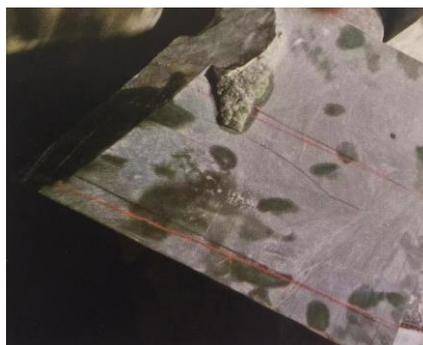
Китай, нефрит, яшма, резьба, камень

**Теория**

Примеры воспроизведения древней технологии изготовления браслета из яшмы:



*Рисунок 1. Подбор материала.*



*Рисунок 2. Раскрой материала для браслета*



*Рисунок 3. Установка центрального положения, обозначение наружного и внутреннего колец браслета циркулем*



*Рисунок 4. Подбор подходящего режущего инструмента*



**Рисунок 5.** Необходимо измерить диаметр наружного кольца браслета линейкой



**Рисунок 6.** Затем найти центральную точку, установить радиус внутреннего кольца браслета



**Рисунок 7.** С помощью таких инструментов, как циркуль и эксцентрик нарисовать внутренний круг



**Рисунок 8.** Высверлить центральную часть



**Рисунок 9.** Сгладить внешние края заготовки браслета



**Рисунок 10.** Ошлифовать внутренний и внешний углы



**Рисунок 11.** Проверить размеры отшлифованной заготовки браслета



**Рисунок 12.** Нанести рисунок в виде шнура



**Рисунок 13.** Наметьте рисунок резцами различных типов



**Рисунок 14.** Углубить рельефную часть рисунка



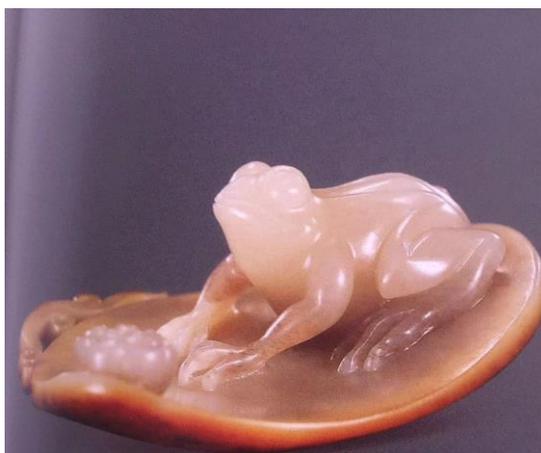
**Рисунок 15.** Разделить две части браслета



**Рисунок 16.** Отполировать



Размер : 7.1\*3.0 \* 1.6 см, 46 г  
Автор: Гэ Хун, Цзянсу



Размер : 5.4 \*4.2 \* 2.3 см, 34 г  
Автор: Ван Цзиньчжун



Размер : 5.5\*4.0 \* 1.5 см, 30 г  
Автор: Ли Цзянь, Чжэцзян

**Рисунок 17.** Примеры резных изделий из нефрита:

**Месторождение коллекционного пироксена и турмалина Пиджон  
(Республика Таджикистан, Центральный Памир)  
Шамси-заде А.\* (Воронежский государственный технический университет,  
nei2ve5tno@yandex.ru), Гадиятов В.Г. (Воронежский государственный  
технический университет, gadiatovvg@mail.ru)**

### Аннотация

Месторождение Пиджон относится к контактово-метасоматическому типу. Коллекционный пироксен представлен диопсидом, залегающим в жилах, сложенных гигантокристаллическим альбит-пироксеновым материалом. Пироксен образует сростки крупных кристаллов и отдельные монокристаллы, достигающие до 10-15 см в поперечном сечении и длиной до 20-25 см.

Турмалин (шерл) находится в массиве габбро-амфиболитов, залегающих в мраморах. Шерл образует мономинеральные агрегаты, а также встречается в виде хорошо образованных кристаллов размером до 10 см в длину и до 1 см в поперечнике. Размер основной масса кристаллов составляет первые сантиметры по длинной оси.

### Ключевые слова

Пироксен, турмалин, коллекционный, контактово-метасоматический

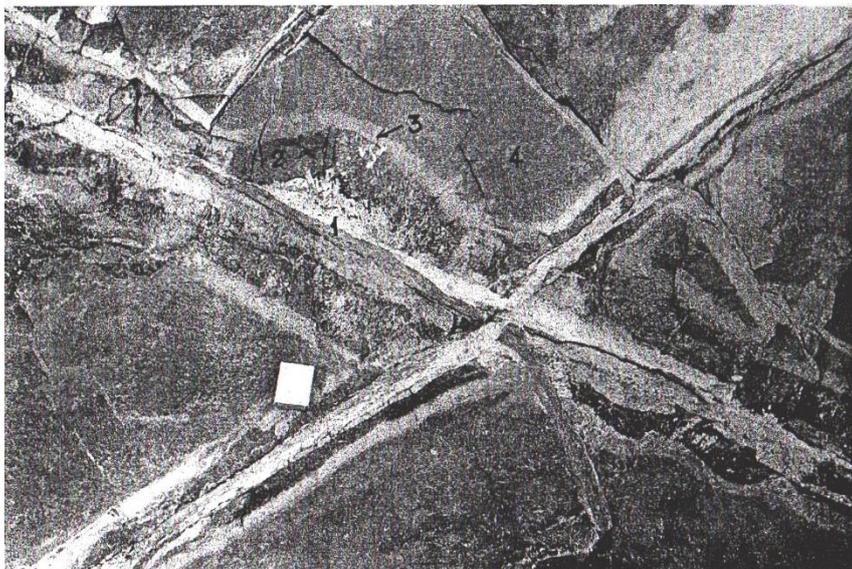
### Теория

На разных участках месторождения Пиджон открыты и изучены коллекционные пироксен и турмалин. Месторождение Пиджон находится в Ванчском районе Республики Таджикистан, на левом борту р. Язгулем. Расположено в западной части Рушанско-Пшартского разлома. В геологическом строении месторождения Пиджон принимают участие метаморфические породы шипадской серии нижнего протерозоя (Расчленение..., 1976), представленные кристаллическими сланцами, пироксеновыми гнейсами и окварцованными пегматоидными микроклин-альбитовыми гранитами. Граниты прорывают габбро-амфиболиты зайчского комплекса. Общее простирание пород месторождения северо-восточное, согласное с расположением основных складчатых и разрывных структур района. Залегание субвертикальное с крутым падением на северо-запад и юго-восток.

Коллекционный пироксен. Проявление коллекционного пироксена находится в СЗ-й части месторождения, в верховье руч. Пиджон. Вмещающими породами являются кристаллические сланцы и пироксеновые гнейсы. Кристаллические сланцы – средне-мелкозернистые породы серого, темно-серого цвета. Структура породы лепидогранобластовая, гетеробластовая. Текстура полосчатая. Минеральный состав кристаллосланцев следующий (в %): кварц – 25-35; калиевый полевой шпат до 25; плагиоклаз – 20-25; биотит – 10-40; мусковит – 1-5; гематит - до 15. Акцессорные – гранат, турмалин, апатит, циркон и др. Пироксеновые гнейсы представляют собой мелкозернистые породы темно-зеленого цвета. Структура гетеробластовая с элементами нематобластовой. Текстура полосчатая ориентированная. Минеральный состав (в %): моноклинный пироксен – 40; плагиоклаз (альбит) – 30; кварц – 30; сфен и апатит – до 1%; вторичные – кальцит, амфибол. Пироксеновые гнейсы рассечены густой сетью минерализованных трещин альбитового, альбит-пироксенового и реже

мономинерального пироксенового составов. Мощность жил варьирует от первых сантиметров до 0,5 м, протяженность доходит до десятков метров.

В минерализованных трещинах (жилах) проявлена продольная метасоматическая зональность, в которой по направлению движения растворов мономинеральная альбитовая зона постепенно сменяется альбит-пироксеновой, а на фронте замещения мономинеральной пироксеновой зоной. Вдоль минерализованных трещин в пироксеновых гнейсах наблюдается отчетливо выраженная поперечная метасоматическая зональность. Трещинная полость в таких жилах выполнена мономинеральным альбитом или альбит-пироксеновым парагенезисом, а со стороны гнейсов с жильным материалом граничит зона перекристаллизованного мономинерального пироксена, которая сменяется зоной измененных светло-зеленых гнейсов (рис.1).



**Рисунок 1.** Инфильтрационная метасоматическая зональность в пироксеновых гнейсах вдоль тектонических трещин, выполненных альбитом: 1 – альбитовая жила; 2 – пироксеновая метасоматическая зона; 3 – зона альбитизированных гнейсов; 4 – пироксеновый гнейс неизменённый

Жилы сложены гигантокристаллическим альбит-пироксеновым материалом. Пироксен образует сростки крупных кристаллов и отдельные монокристаллы, достигающие до 10-15 см в поперечном сечении длиной до 20-25 см. Кристаллы и сростки пироксена сцементированы неравномернотзернистым альбитом. Альбит выполняет преимущественно роль цементирующего материала среди которого встречаются редкие полости с кристаллами альбита.

По данным рентгеноструктурного анализа, пироксен месторождения Пиджон представлен диопсидом, относящимся к диопсид-геденбергитовому изоморфному ряду. В составе диопсида установлено аномально высокое содержание кальция (> 30%), чем он значительно отличается от диопсида (хромдиопсида) из других месторождений (Гадиятов, 2011; Гадиятов и др., 2014). По мнению авторов, это, по-видимому, связано не с изоморфизмом, а с микро неоднородностью диопсида.

Часто в альбит-пироксеновых жилах встречаются локальные скопления крупных кристаллов светло-зеленого прозрачного апатита, который диагностируется как фторапатит. Апатит, так же как пироксен, отличается высоким идиоморфизмом.

Максимальные размеры отдельных кристаллов достигают 1,5 – 2 см в поперечном сечении. В апатите обнаружены единичные включения кварца.

Значительно реже в альбит-пироксеновых жилах встречается сфен и скаполит. Мелкие прозрачные кристаллы сфена оливково-зеленого цвета образуют небольшие скопления и единичные клиновидные кристаллы. Скаполит является новообразованным минералом метасоматического происхождения. По данным рентгеноструктурного анализа скаполит диагностируется как дипир (существенно натровый скаполит, являющийся промежуточным членом изоморфного ряда мариалит – мейонит). Однако по данным пересчета химического анализа, содержание в нем мейонитового компонента ниже 20 %, что соответствует мариалиту.

Помимо перечисленных минералов в альбит-пироксеновых жилах в незначительном количестве встречаются турмалин, эпидот, эденит, тремолит и кальцит. Турмалин и эпидот по отношению к вмещающим их жилам, являются сингенетическими. Так как это акцессорные минералы, то существенной роли в составе альбит-пироксеновых жил они не играют.

Эденит замещает пироксен и совместно тремолитом относятся к более поздним минералам, являясь продуктами наложенных метасоматических процессов. Игольчатые кристаллы эденита хорошо видны на гранях крупных кристаллов пироксена. В образованиях шипадской серии эденит распространен довольно широко.

Кальцит, ассоциируя с минералами различных генераций и парагенезисов, является сквозным минералом. В виде микровключений он присутствует в кристаллах пироксена и альбита, отмечается в парагенезисе с эденитом. В жильных породах кальцит наиболее тесно связан с альбитом. В структуре альбита он располагается между гипидиоморфными таблитчатыми кристаллами, а также образует отдельные самостоятельные зерна размером до 2 мм и их скопления. На месторождении также широко распространен эпигенетический кальцит. В виде корочек и пластинчатых кристаллов, он сплошным слоем покрывает стенки пострудных тектонических трещин и цементирует микротрещины в кристаллах пироксена.

Кристаллы альбита распространены в жилах реже кристаллов пироксена. Выделяются две генерации альбита: ранний и поздний. Ранняя генерация представлена крупными светло-серыми кристаллами призматического облика и сростками кристаллов грубозернистого сложения с шероховатой поверхностью на гранях. Монокристаллы и их сростки практически не отличаются от жильных массивных кристаллически-зернистых альбититов. Состоят из смеси твердых растворов альбита и кальцита. Поздняя генерация альбита представлена белыми идиоморфными, вытянутыми по длинной оси кристаллами тонкозернистого строения с ровными хорошо выраженными поверхностями граней. В большинстве случаев в них развиты микровключения анортита, кварца, кальцита, и гидрослюды. По химическому составу альбит отличается высоким содержанием оксида кальция, не характерными для альбита. По альбиту этой генерации образуется скаполит.

Граниты характеризуемого месторождения представляют собой полнокристаллические среднезернистые интрузивные породы с массивной текстурой. Состоящие из (в %): кварца – 30, плагиоклаза – 33, калишпата – 35, биотита – 1. Из акцессорных минералов содержатся циркон, сфен, апатит и магнетит. На контакте с гранитами развиты лейкократовые гнейсы мощностью 50-70 м, представляющие собой однородную белую или светло-серую мелкозернистую, слабо полосчатую породу

гнейсовидного облика. Структура породы гранобластовая, текстура полосчатая, ориентированная. Лейкократовые гнейсы сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и альбитом, слагающими породу примерно в равных соотношениях. В виде второстепенных минералов (до 1%) в породе содержатся кальцит, биотит, мусковит, циркон, апатит, рутил.

Таким образом, постмагматические жильные образования распространены только в пироксеновых гнейсах. Их минералогический состав практически не отличается от состава вмещающих пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Вместе с тем наблюдается ряд существенных признаков, указывающих на генетическую природу жильных образований. К ним относятся: инфильтрационная метасоматическая зональность, крупно- и гигантокристаллическое строение жильных альбит-пироксеновых образований; наличие в жильных образованиях скаполита, которого нет в составе пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Перечисленные признаки указывают на метасоматическую природу жильных образований месторождения Пиджон. В совокупности с пространственной приуроченностью альбит-пироксеновых жил к контактово-метаморфизованным породам они свидетельствуют о генетической принадлежности месторождения Пиджон к контактово-метасоматическому типу месторождений.

Коллекционный турмалин. Проявление коллекционного турмалина находится в ЮВ-й части месторождения Пиджон, в верховье одноименного ручья, в 1 км от проявления коллекционного пироксена. Среди карбонатных пород шипадской серии, представленных мраморами, залегает массив габбро-амфиболитов зайчского комплекса, в которых локализуются жильные образования разных возрастных генераций. Общее северо-восточное простирание пород совпадает с расположением складчатых и разрывных структур района. Залегание мраморов субвертикальное с падением на северо-запад.

Габбро-амфиболиты представляют собой плотную мелко-среднезернистую породу темно-зеленого цвета. Текстура массивная, структура лепидогранобластовая, гломеровая. Характеризуется неравномерным распределением удлиненных кристаллов светло-зеленого амфибола. Состав породы следующий (в %) : плагиоклаз – 35-45; амфибол – 10-45; моноклинный пироксен 0-10; скаполит - 0-10.

Вмещающие карбонатные породы, приведенные ниже, по химическому составу (в масс. %), относятся к магнезиально-известковым мраморам (SiO<sub>2</sub> -17,20; TiO<sub>2</sub> – 0,05; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,43; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,08; FeO – 0,97; MnO – 0,01; MgO – 4,14; CaO – 41,3; K<sub>2</sub>O – 0,33; Na<sub>2</sub>O – 0,25; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,01; S – 0,1; CO<sub>2</sub> – 32,56; H<sub>2</sub>O – 0,2; П.п.п – 34,64; сумма – 99,51). На контакте с габбро-амфиболитами они не изменены. Локальное образование скарнов отмечено на контакте с биотит-микроклиновыми пегматитами, которые являются производными субщелочных микроклин-альбитовых гранитов, залегающих в виде жил.

На проявлении установлены постмагматические и гидротермальные кварц-карбонатные жильные породы. По времени образования постмагматические породы являются более ранними. Они представлены тонкими жилами мономинерального альбитового либо альбит-пироксенового, а также мономинерального пироксенового составов. Пространственное положение жильных тел контролируется небольшими по размеру и не выдержанными по простиранию первичными трещинами. Мощность жил обычно не превышает 2-3 см и редко достигает 5 см. В экзоконтакте жил габбро-амфиболиты альбитизированы. Ширина зоны альбитизированных пород не превышает

1,5 см. На границе с зоной альбитизации в габбро-амфиболитах развит биотит. В альбит-пироксеновых жилах встречается пирит и сфен. Пирит слабо окислен, и ассоциирует с пироксеном. Пироксен представлен агрегатом плотно сросшихся кристаллов размером до 2 см в длину.

Гидротермальные кварц-карбонатные жильные образования являются более поздними, наложенными на постмагматические. По минеральному составу они близки к кварц-карбонатным жилам одноименного месторождения горного хрусталя, расположенного на водоразделе рек Пиджон-Шауддара, в 2-х км на запад. Их мощность колеблется от первых сантиметров до 0,6 м. Сложены крупнокристаллическим кальцитом с обособленными линзами массивного кварца. Линзы кварца достигают 1-1,2 м в длину и 0,2 в поперечнике. Кварц-карбонатные жилы контролируются трещинами субширотного простирания с падением на север и на юг. Контакты жил с вмещающими габбро-амфиболитами резкие, не несущие ярко выраженных метасоматических преобразований, но в местах скопления кварц-карбонатных жил габбро-амфиболиты осветлены.

Судя по взаимоотношению жильных и вмещающих пород, кварц-карбонатные жилы были сформированы на раннем этапе гидротермальной деятельности и относятся к типу жил трещинного выполнения. В жилах по трещинам интенсивно развиты гидроокислы железа. Форма кристаллов кальцита пластинчатая, ромбоэдрическая. По плоскости спайности в нем развиты крупные пластины гематита стально-серого цвета. В парагенезисе с кальцитом содержится (находится) кварц и турмалин.

Турмалин представлен шерлом. Шерл образует мономинеральные агрегаты, а также встречается в виде хорошо образованных кристаллов размером до 10 см в длину и до 1 см в поперечнике. Размер основной масса кристаллов составляет первые сантиметры по длинной оси. Кристаллы шерла по трещинам ожелезнены. Агрегаты сложены плотно сросшимися крупными кристаллами турмалина (шерла) размером до 3-5 см с секущими трещинами, несущими следы ожелезнения. Максимальное количество шерла сосредоточено в кальците, в кварце турмалин встречается редко.

## **Выводы**

На месторождении Пиджон открыты и изучены коллекционные пироксен и турмалин. По генезису месторождение относится к контактово-метасоматическому типу. Во вмещающих минерализованных трещинах проявлена продольная метасоматическая зональность, в которой по направлению движения растворов мономинеральная альбитовая зона постепенно сменяется альбит-пироксеновой, а на фронте замещения мономинеральной пироксеновой.

Коллекционный пироксен представлен диопсидом, залегающим в жилах, сложенных гигантокристаллическим альбит-пироксеновым материалом. Пироксен образует сростки крупных кристаллов и отдельные монокристаллы, достигающие до 10-15 см в поперечном сечении и длиной до 20-25 см. Турмалин (шерл) находится в массиве габбро-амфиболитов, залегающих в мраморах. Шерл образует мономинеральные агрегаты, а также встречается в виде хорошо образованных кристаллов размером до 10 см в длину и до 1 см в поперечнике. Размер основной масса кристаллов составляет первые сантиметры по длинной оси.

## **Библиография**

1. Гадиятов В.Г. Хромдиопсид месторождения Инагли / Материалы V науч. конф. «Геммология». – Томск 17-19 ноября 2011. – С. 16-19.
2. Гадиятов В.Г., Дмитриев Д.А., Боброва Е.М. Воронежская антеклиза – новая камнесамоцветная область на минерагенической карте России / Инновации в современной геологической науке и практике. Материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Старооскольский филиал ФГБОУ ВПО МГРИ-РГГРУ. – Старый Оскол: Изд. РОСА, 2014. – С. 22-28.
3. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана / Баратов, Р.Б. (под ред.). – Дониш, Душанбе, 1976.
4. Шамси-заде А. Отчет о результатах поисковых работ на цветные камни в западной части Язгуленского хребта. – Душанбе, 1994. – 197 с.