

**МИНОБРНАУКИ РОССИИ**  
**Российский государственный геологоразведочный университет**  
**имени Серго Орджоникидзе**  
**(МГРИ)**



# **ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ**

## **ТОМ II**

**X Международной научной конференции**  
**молодых ученых**  
**«Молодые - Наукам о Земле»**

---

*International Scientific Conference of Young Researchers*  
*«The Young - for the Earth Sciences»*

**31 марта - 1 апреля 2022 г. | 31 March - 1 April 2022**

**Москва | Moscow**

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

Молодые – Наукам о Земле : в 7 т. Материалы X Международной научной конференции молодых ученых «Молодые - Наукам о Земле» – М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДочный УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2022.

Т. 2 : Развитие новых идей и тенденций в науках о Земле: геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых, минералогия, геохимия и петрография / ред. коллегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. - М. : Издательство РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДочный УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2022. – 287 с.

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

© РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГОРАЗВЕДочный УНИВЕРСИТЕТ ИМЕНИ СЕРГО ОРДЖОНИКИДЗЕ, 2022

---

*X Международная научная конференция молодых ученых  
"Молодые - Наукам о Земле"*

*г. Москва*

*31 марта 2022 г. – 1 апреля 2022 г.*



**СОДЕРЖАНИЕ**

**СЕКЦИЯ «ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА ТВЁРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,  
МИНЕРАЛОГИЯ»**

**1. Типоморфизм слюды фоскоритов массива Томтор как отражение генезиса**

Баранов Л.Н.\* (НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), BaranovLN@alrosa.ru), Толстов А.В. (НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), TolstovAV@alrosa.ru).....3

**2. Опыт применения радиогеохимического метода при выявлении скрытых урановых оруденений гидrogenного типа**

Гончар Н.М.\* (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО», nikita.gonchar.19\_97@mail.ru), Урунбаев О. Ш. (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»), Турсунметов Р. А. (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»), Каюмова Д. Т. (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО», dildora.kayumova.87@mail.ru).....15

**3. Разработка нейросетевого подхода к выделению линеаментов на примере Юго-Восточного Забайкалья**

Гришков Г.А.\* (ИГЕМ РАН, г. Москва, gorgulini@yandex.ru), Нафигин И.О. (ИГЕМ РАН, г. Москва, nafigin@igem.ru), Устинов С.А. (ИГЕМ РАН, г. Москва, ustinov@igem.ru), Петров В.А. (ИГЕМ РАН, г. Москва, vlad243@igem.ru).....20

**4. Вопросы генезиса Au-Cu минерализации в районе Кон Ра, центральный Вьетнам**

До М.Ф.\* (МГРИ, Вьетнамский геофизический отдел, г. Ханой, Вьетнам, dominhphuong.dkt@gmail.com), Фан Т.Х. (МГРИ, Горно-геологический университет, г. Ханой, Вьетнам, phanthihong@humg.edu.vn), Игнатов П.А. (МГРИ, petrignatov@gmail.com).....24

**5. Природа дефицита пластового давления в Непско-Ботубинской антеклизе**

Дохунаев П.Н.\* (ФГАОУ ВО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, Pavel041106@mail.ru), Сивцев А.И. (ФГАОУ ВО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, ai.sivtsev@s-vfu.ru), Карпова М.И. (ФГАОУ ВО Северо-Восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова, mi.karpova@s-vfu.ru).....29

**6. Сравнение характеристик фотолюминесценции кальцита из его прожилков и друз на примере Сюльдюкарского кимберлитового поля и поискового участка Улахан-Курунг-Юрях**

Еременко Р.У.\* (МГРИ eremenko-ruslan@mail.ru), Мишин И.А. (МГРИ, me420u@mail.ru), Климец П.В. (МГРИ, pklimzz77@gmail.com), Томаровская М.А. (МГРИ, kaiusmarcius@gmail.com).....35

**7. Геохимические особенности стратиформного вольфрамового оруденения Чакылкалянского мегаблока (на примере месторождения Ходжадык, Южный Узбекистан)**

Жураев М.Н. (Ташкентский государственный технический университет, j.mexroj@yandex.ru), Жумагулов А.Б.\* (Ташкентский государственный технический университет, aydos\_770@mail.ru), Мухаммадиев Б.У. (Национальный Университет Узбекистана, svatic123@gmail.com) .....40



**8. Геологическое строение и особенности минерального состава цеолитсодержащего трепела Хотынецкого месторождения (Орловская обл.)**

Карелина Н.Д.\* (ИГЕМ РАН, karelina-98@list.ru), Морозов И.А. (ИГЕМ РАН, ivan.morozov@yandex.ru), Карелина Е.В. (РУДН, elkarelina@mail.ru), Белоусов П.Е. (ИГЕМ РАН, belousov.peter@list.ru).....46

**9. Диагностика ураноносных гидротермально-метасоматических образований с применением VIS-NIR-SWIR спектроскопии на флангах месторождения Столбовое (Восточное Присаянье)**

Карманов Е.Н.\* (karmanov@vims-geo.ru), Леденева Н.В. (ledeneva@vims-geo.ru), Рассулов В.А. (все ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского», Москва, Россия, rassulov@vims-geo.ru).....51

**10. Урановая геология и безуглеродная энергетика**

Карманов Е.Н.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), karmanoven@mgri.ru), Верчеба А.А. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), verchebaaa@mgri.ru), Алешин А.П. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), aleshinap@mgri.ru).....56

**11. Геохимические методы поисков в Ыгыаттинском алмазоносном районе Западной Якутии**

Кириллина А.В.\* (Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), KirillinaAV@alrosa.ru), Мальцев М.В. (Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), MaltcevMV@alrosa.ru), Бережнев И.И. (Вилуйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), BerezhnevII@alrosa.ru).....61

**12. Условия образования кварц-диксит-киноварного оруденения за счет деятельности метаново-водных растворов в Селезневском угленосном районе Донбасса**

Крисак О.С.\* (Донецкий национальный технический университет, Донецк, Донецкая Народная Республика krisakoleg@gmail.com) .....65

**13. Особенности геологического строения золотоносной россыпи Тарлау (Южный Урал)**

Махиня Е.И.\* (РУДН, 1032172627@rudn.ru).....70

**14. Исследование магнитной восприимчивости твердых минералов с целью предложения методики поисков месторождения алмазов, приуроченных к кимберлитовым трубкам**

Осипян Е.А.\* (Северо Кавказский федеральный университет, ervandik777@yandex.ru).....75

**15. Литолого-фациальная характеристика отложений верхнего палеозоя в пределах Сюльдюкарского кимберлитового поля (СКП) (восточный борт Тунгусской синеклизы)**

Остапенко Д.В. (НАЦ ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), OstapenkoDV@alrosa.ru).....78

**16. Возможности применения ядерно-геофизического метода для оценки калорийности углей**

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).....83

**17. Перспективы выявления экзогенно-эпигенетических месторождений урана в мезозойской Бадинской впадине (Забайкальский край)**



Прохоров Д.А. (ФГБУ «ВИМС»), prokhorov@vims-geo.ru).....88

18. Литолого-фациальный и геохимический анализ стратиграфических единиц в пределах Южно-Сахалинской нефтегазовой области на основе бассейнового моделирования

Русинович В.В.(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,  
rusv\_pro@mail.ru).....91

19. Палеотектонический анализ Макаровской синклинали зоны Южно-Сахалинской нефтегазоносной области на основе бассейнового моделирования

Русинович Л.Э\* (Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,  
larisarusinovich@gmail.com).....95

20. Ассоциация углеродистого растительного вещества и урановой минерализации в пределах Витимо-Каренгского и Витимского урановорудного районов

Сашенко А.В.\* (ФГБУ «ВИМС»), sashchenko@vims-geo.ru).....100

21. Характеристика стадийности и зональности рудообразования в пределах Джетского рудного узла (Восточный Саян)

Сучков А.В.\* (ФГБУ «ВИМС»), alexsander@mail.ru).....105

22. Физико-геологическая модель кимберлитовых тел в пределах лицензионной площади месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова

Телятьев О.И.\* (МГРИ, olegsidorenko01235@gmail.com), Новиков П.В. (МГРИ,  
novikovpv@mgri.ru).....109

23. Формирование литологических залежей в средне-верхнеюрских отложениях центральной части впадины Фукан (бассейн Джунгария)

Ян Хоуцян\* (МГУ имени М.В. Ломоносова, yanghouqiang@qq.com), Соболева Е.В. (МГУ имени М.В. Ломоносова, phitan@yandex.ru).....114

24. Акцессорные платиноиды из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (республика Тыва)

Юричев А.Н.\* (Томский государственный университет, juratur@sibmail.com), Гоголев В.А. (Томский государственный университет, juratur@sibmail.com).....118

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

25. Особенности химического состава и строения минералов группы лампрофиллита и кристаллохимические принципы их систематики

Аксенов С.М.\* (ФИЦ КНЦ РАН, aks.crys@gmail.com), Чуканов Н.В. (ИПХФ РАН,  
nikchukanov@yandex.ru), Расцветаева Р.К. (ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН,  
rast.crys@gmail.com).....123

26. Определение биомаркерных параметров битумоидов методом тандемной масс-спектрометрии на примере отложений доманикового типа Тимано-Печорской НГП

Алферова А.А.\* (Филиал «Апрелевское отделение «ВНИГНИ», a.alferoва@vignni.ru).....128



- 27. Новые красноизлучающие люминофоры Ba6Lu5B9O27:Eu3+ с высокой степенью чистоты цвета**
- Бирюков Я.П.\* (Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, y.p.biryukov@gmail.com), Бубнова Р.С. (Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, rimma\_bubnova@mail.ru), Поволоцкий А.В. (Институт химии СПбГУ, arov@inbox.ru), Колесников И.Е. (Институт химии СПбГУ, ilya\_kolesnikov@mail.ru).....133
- 28. Специфика изменения оливина в фумаролах окислительного типа**
- Булах М.О.\* (Геологический факультет МГУ, aregon27@mail.ru), Кошлякова Н.Н. (Геологический факультет МГУ).....137
- 29. Амфиболитовые и гранитоидные включения в породах апикальной части Сыростанского массива (Южный Урал)**
- Георгиевский А.А.\* (РГГРУ-МГРИ, ge.geo2015@gmail.com), Махиня Е.И. (РУДН, 1032172627@rudn.ru).....142
- 30. Первая находка минерала Лейтонита K2Ca2Cu(SO4)4·2H2O на вулкане Толбачик, Камчатка, Россия**
- Демина С. В.\* (Санкт-Петербургский государственный университет; Институт химии силикатов, demina.sofiya@bk.ru), Шаблинский А. П. (Институт химии силикатов, shablinskii.andrey@mail.ru), Филатов С. К. (Санкт-Петербургский государственный университет, s.filatov@spbu.ru) Вергасова Лидия Павловна (Институт вулканологии и сейсмологии, vlp@kscnet.ru), Москалева Светлана Васильевна (Институт вулканологии и сейсмологии, svemos@rambler.ru).....147
- 31. Результаты геохимического изучения керна новой параметрической скважины Заозёрная, 1 (Западная Сибирь)**
- Кравченко Е.М.\* (Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ», e.kravchenko@vniigni.ru), Можегова С.В. (Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ», mozhegova@vniigni.ru).....152
- 32. Особенности химического состава сапфира с месторождения Стаж 2, Юго-Западный 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).....157
- 33. О минералах цинка в рудоносных осадках гидротермального узла Победа (СХ)**
- Люткевич А.Д.\* (ФГБУН Геологический Институт РАН, nastya.lyutkevich@mail.ru), Габлина И.Ф. (ФГБУН Геологический Институт РАН, igabl@rambler.ru), Дара О.М. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова, olgadara@mail.ru).....162
- 34. Редкометалльная составляющая бокситов месторождения Центральное (Сибирская платформа)**
- Макарова М.А.\* (ИГЕМ РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова, frolikovam@gmail.com), Боева Н.М. (ИГЕМ РАН, boeva@igem.ru), Слукин А.Д. (ИГЕМ РАН, slukin@igem.ru), Шипилова Е.С. (ИГЕМ РАН, lenusik.shipilva@rambler.ru), Лопухин М.А. (ФБУ «ГКЗ», lopuxin\_max@mail.ru).....167
- 35. Особенности осадконакопления и реконструкция питающих провинций на примере Ветреного пояса**



Межеловская С.В.\* \*(Геологический институт РАН, (mezhelsofya@gmail.com), Межеловский А.Д.(Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, (geosop@yandex.ru)).....171

**36. Вещественные особенности ультракалиевых пород участка Калюмный Сыннырского массива (Северное Прибайкалье)**

Милаушкин М.В. (АК «АЛРОСА» (ПАО), ИГМ СО РАН, milaushkin1997@mail.ru).....176

**37. Медведевит,  $KMn_2+V_2O_6Cl \cdot 2H_2O$ , новый минерал с вулкана Толбачик, полуостров Камчатка, Россия**

Шаблинский А.П.\* (Институт химии силикатов РАН, shablinskii.andrey@mail.ru), Авдонцева М.С. (Санкт-Петербургский государственный университет, m.avdontceva@spbu.ru), Вергасова Л.П. (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, vlp@kscnet.ru), Филатов С.К. (Санкт-Петербургский государственный университет, filatov.stanislav@gmail.com), Авдонцева Е.Ю. (Санкт-Петербургский государственный университет, evgenia.avd@gmail.com), Поволоцкий А.В. (Санкт-Петербургский государственный университет, arov@inbox.ru), Москалева С.В. (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, svemos@ Rambler.ru), Каргопольцев А.А. (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, kar-kuz@yandex.ru), Бритвин С.Н. ((Санкт-Петербургский государственный университет, sbritvin@gmail.com)).....181

**38. Формирование контрастных серий пород при метаморфизме коровых эклогитов**

Федькин В.В.\* (Институт экспериментальной минералогии им. ак. Д.С.Коржинского РАН, vfedkin@iem.ac.ru), Котова Л.С. (Институт геологии им. ак. А.А.Адышева Киргизской АН, vfedkin@iem.ac.ru).....186

**39. Особенности состава минералов спутников алмаза из протоочных и шлиховых проб кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (Сибирский кратон)**

Яковлев И.В.\* (ИГМ СО РАН, ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), igor.yakovlev@igm.nsc.ru), Мальковец В.Г. (ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), MalkovetsVG@alrosa.ru), Гибшер А.А. (ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), ИГМ СО РАН, GibsherAA@alrosa.ru).....191

**СЕКЦИЯ «ГЕММОЛОГИЯ И ТЕХНОЛОГИЯ ХУДОЖЕСТВЕННОЙ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ»**

**40. Влияние концентрации гидроокиси аммония на форму и размеры кристаллов при синтезе малахита**

Бубликова Т.М.\* (ИЭМ РАН, tmb@iem.ac.ru), Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, balvlad@iem.ac.ru), Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН, setkova@iem.ac.ru), Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, alex@iem.ac.ru), Гаврилова Е.О. (МГУ имени М.В. Ломоносова, gav441@yandex.ru).....196

**41. Новейшие виды пресноводного культивируемого жемчуга Китая**

Ванданова Д.Б.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, vandanovad@gmail.com).....200

**42. Исследование сапфиров магматического типа происхождения**

Васина А.И.\* (Гохран России, aivasina97@mail.ru), Шилова О.А. (Гохран России, oshilova@gokhran.ru), Пахомова С.Б. (Гохран России, spahomova@gokhran.ru), Ю.А. Мелкозерова (Гохран России, umelkozzerova@gokhran.ru), И.В. Макаручук (Гохран России, laboratory@gokhran.ru).....205



- 43. Исследование устойчивости поверхностного слоя малахита под воздействием растворов аммиака**  
Гаврилова Е.О.\* (МГУ имени М.В. Ломоносова, gav441@yandex.ru), Бубликова Т.М. (ИЭМ РАН, tmbublikova@gmail.com).....209
- 44. Определение подлинности натуральной вулканической породы и её имитации**  
Задорожный И.В. \* (слушатель ИПК, Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе» (МГРИ), iv\_z@mail.ru), Романова Е.И. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, romanovaei@mgri.ru).....213
- 45. Модифицирование окраски слабоокрашенных ювелирных корундов методом рентгеновского облучения**  
Климкин И. А. \* (Российский химико-технологический университет им. Д. И. Менделеева, Москва, Россия, klimkin.ivan.aleksandrovich@gmail.com), Ахметшин Э.А. (Российский химико-технологический университет им. Д. И. Менделеева, Москва, Россия, 4966945@mail.ru), Ахметзянов И.Р. (компания GemLovers, igemmolog@gmail.com).....218
- 46. Новые возможности использования "невидимой оправы" студентами ТХОМ в реализации проектов ювелирных изделий**  
Литвиненко Д.А.\* (ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе, dariaenglish@yandex.ru), Литвиненко А.К. (ФГБОУ ВО "МГРИ" им. Серго Орджоникидзе, ak11954@yandex.ru).....223
- 47. Минералогические особенности и физические свойства группы аксинита**  
Логинова Ю.В.\* (МГРИ, the.smile.of.akella@gmail.com).....228
- 48. Вопросы идентичности материалов имитирующих слоновую кость**  
Лuzин-Левиант М.П.\* (МГРИ им. Серго Орджоникидзе, maximluzin@gmail.com), Ахметшин Э.А. (Российский химико-технологический университет им. Д. И. Менделеева, 4966945@mail.ru).....233
- 49. Общие свойства искусственных стекол**  
Маркин Н. Д.\* (МГРИ, обучающийся ТО-19, nikitajel5@gmail.com), Лужников М. В. (МГРИ, обучающийся ТО-19, mikhailluzhnikov@gmail.com).....238
- 50. Решение проблемы декорирования текстильных полотен ограниченными вставками из минералов и горных пород**  
Миронова Н. В.\* (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: n3308780@yandex.ru), Кирсанова Е. А. (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: oimgudt@yandex.ru).....242
- 51. Преимущества применения синтетических минералов в декоративной отделке текстильных изделий**  
Миронова Н. В.\* (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: n3308780@yandex.ru), Кирсанова Е. А. (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: oimgudt@yandex.ru).....247
- 52. Морфологические особенности и включения в НРНТ алмазах, влияющие на технологию изготовления ограниченных вставок**  
Николаева А.А.\* (МГРИ им. Серго Орджоникидзе, sib\_reserv@mail.ru).....250
- 53. Методы обработки бирюзы для улучшения качественных характеристик**



Проценко Т. П. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, ptpt96@br.ru).....	257
<b>54. Ручная обработка янтаря в условиях малой мастерской и его применение в технике « Сутаж »</b>	
Рогова А.Р. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), annasuperroller@mail.ru).....	262
<b>55. Природные розовые алмазы</b>	
Федотова М.М.* (МГРИ, mashkakrevetka@gmail.com), Титков С.И. (ИГЕМ РАН, titkov@igem.rul).....	267
<b>56. Китайская технология резьбы «живой цепи» по нефриту. От древности к современности</b>	
Чжу Ш.* (МГРИ, 835619649@qq.com).....	272
<b>57. Введение в китайское искусство резьбы по нефриту Технология «живой цепи»</b>	
Чжу Шуань* (МГРИ, 835619649@qq.com).....	278
<b>58. Исследование сапфиров разных геологических типов</b>	
Шилова О.А.* (Гохран России, oshilova@gokhran.ru), Пахомова С.Б. (Гохран России, spahomova@gokhran.ru), Абазова З.М. (Гохран России, zabazova@gokhran.ru), И.В. Макаrchук (Гохран России, laboratory@gokhran.ru), Ю.А. Мелкозерова (Гохран России, umelkozzerova@gokhran.ru).....	283

*Секция «Геология, поиски и разведка твёрдых полезных ископаемых,  
минералогия»*

*Типоморфизм слюды фоскоритов массива Томтор как отражение генезиса  
Баранов Л.Н.\* (НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), BaranovLN@alrosa.ru),  
Толстов А.В. (НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО), TolstovAV@alrosa.ru)*

**Аннотация**

Представлены результаты изучения слюды фоскоритов массива Томтор методами электронной сканирующей микроскопии и микрозондового анализа. Исследованы особенности морфологии и химического состава слюды, а также характерные минералогические ассоциации. Установлено, что слюда, являющаяся биотитом, образует преимущественно массивные крупнозернистые агрегаты, сложенные гипидиоморфными кристаллами. Биотит ассоциирует как с массивными агрегатами апатита и магнетита, так и с их гидротермально-измененными разновидностями. На контакте с апофойдолитами, биотит-apatитовые срастания расположены в ассоциации с титанитом, нефелином и пироксеном и содержат каплевидные включения последних. Описан зональный биотит, измененный по краевым частям вдоль карбонатных прожилков. Биотит фоскоритов массива Томтор по химическому составу занимает промежуточное положение между флогопитовым и аннитовым миналами, содержания истонитового и сидерофиллитового миналов в сумме варьируют от 0 (преимущественно) до 33% (в единичных случаях). На диаграммах составов показано, что биотит фоскоритов Томтора укладывается в тренды, характерные для силикатных пород, при этом не попадают в области, характерные для карбонатитов.

Полученные данные позволяют считать, что фоскориты массива Томтор и, собственно, биотит, как один из пороодообразующих минералов, образован при остывании расплава, сформированного путем ликвационного разделения фойдолитового расплава. Постмагматическое изменение биотита не связано с воздействием карбонатитов.

**Ключевые слова**

Томтор, фоскорит, карбонатит, слюда, биотит

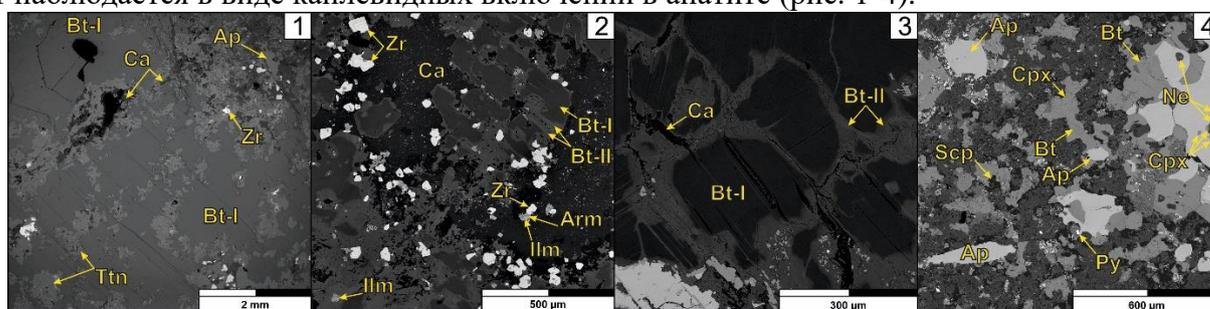
**Теория**

Исследования проводились на базе НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). Используются методы оптической, электронной сканирующей микроскопии и микрозондового анализа. Для изучения использовался керновый материал скважины №801 (177 погонных метров). Микрозондовым методом (WDS) проанализировано 116 пластинок биотита (132 измерения).

Массив Томтор, площадью 250 км<sup>2</sup>, один из крупнейших в мире массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (УЩК) с одноименным месторождением ниобия и редких земель (Толстов и др., 2011; Лазарева и др., 2015).

Массив входит в состав Уджинской провинции, приуроченной к одноименному сводовому поднятию, расположенной на северо-востоке Сибирской платформы, на восточном склоне Анабарской антеклизы, в 400 км к югу от побережья моря Лаптевых. Массив Томтор имеет концентрически-зональное строение: внешнее кольцо сложено щелочными и нефелиновыми сиенитами, внутреннее неполное кольцо, окаймляющее ядро с востока и запада, представлено породами семейства фойдолитов. Ядро массива карбонатитовое. Породы массива секутся дайками и жилами пикритов и альнеитов. По всей площади массива Исследуемые фоскориты (апатит-магнетитовые породы, камафориты, нельсониты), приурочены к фойдолитам, к северо-востоку от ядра, на границе с сиенитами. Фоскориты образуют серию линровидных и жильных тел, мощностью до сотен метров, падающих под углом 75-80° в сторону ядра (Толстов, 1994; Баранов, 2018). Фоскориты сложены преимущественно массивными магнетитом, апатитом, биотитом и, в меньшей степени, карбонатом.

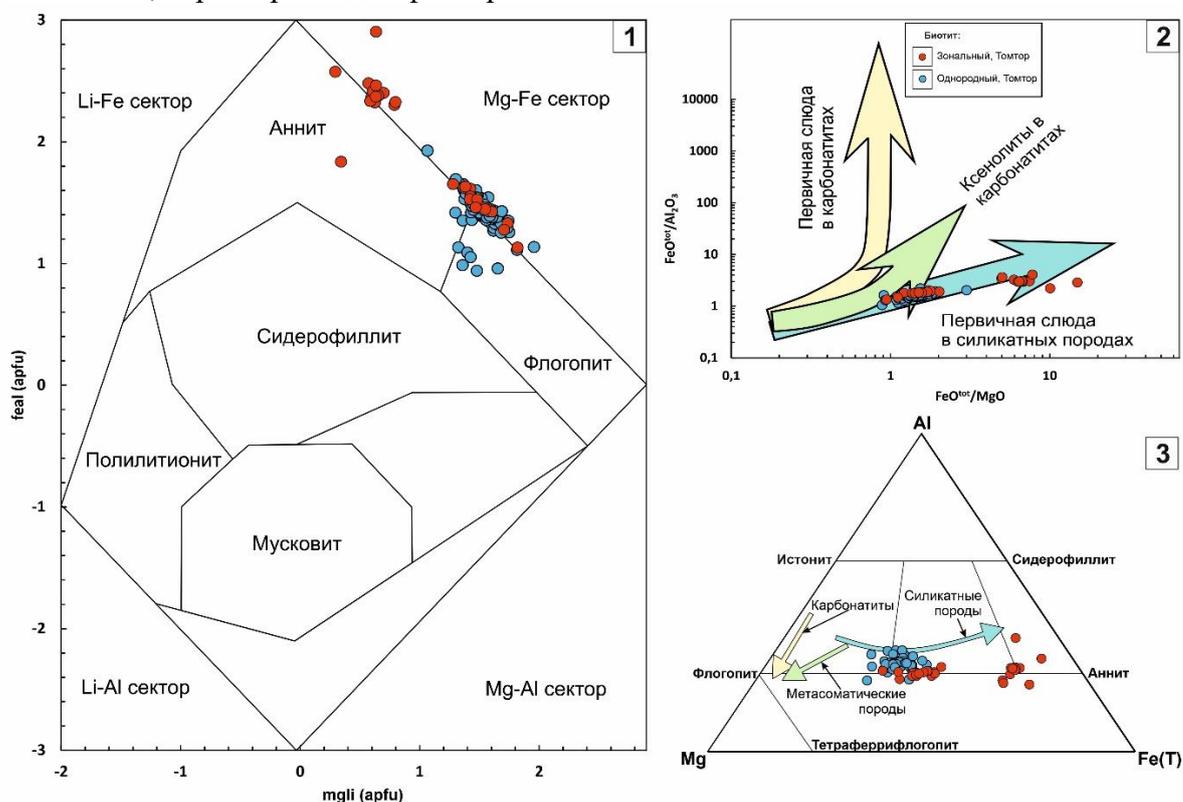
Биотит представлен преимущественно гиганто-/крупнозернистыми массивными агрегатами (до 5 см) (рис. 1). Встречается в виде бочонковидных агрегатов диаметром до 2 см и высотой до 7 см. Наиболее крупные агрегаты встречаются на границе магнетитовых руд с вмещающими фойдолитами, а также в апатитовых участках руд на контакте с магнетитом. В крупных пластинчатых агрегатах биотита отмечаются вкрапленники титанита с цирконом и калиевым полевым шпатом. На границах крупных пластинчатых сростков биотита титанит и калиевый полевой шпат образуют мелкокристаллические аллотриоморфнозернистые агрегаты в кальцитовом матриксе. В биотитовых агрегатах, секущихся карбонатными прожилками, отмечается зональность: на контакте с карбонатными прожилками биотит более железистый, чем в центре пластинок (рис. 1-2,3). На контакте фоскоритов и апофойдолитов, биотит-апатитовые агрегаты ассоциируют с нефелином, скаполитом и эгирин-авгитом. Нефелин и эгирин-авгит наблюдается в виде каплевидных включений в апатите (рис. 1-4).



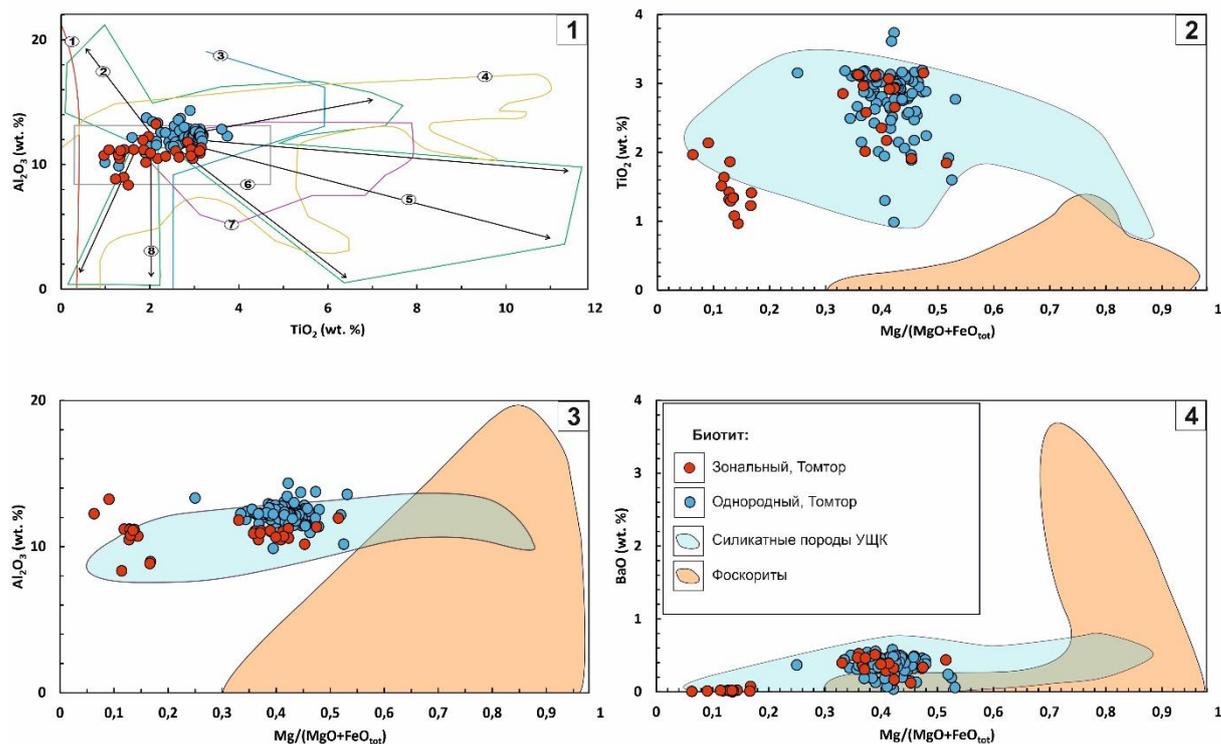
**Рисунок 1.** Биотит фоскоритов Массива Томтор. Сканирующий электронный микроскоп (BSE). Условные обозначения: Ap – апатит; Arm – армалколит; Bt – биотит; Ca – кальцит; Cpx – клинопироксен (эгирин-авгит); Ilm – ильменит; Ne – нефелин; Ttn – титанит; Scp – скаполит; Py – пирит.

Особенности химического состава биотита отражены на вариационных диаграммах (рис. 2,3). Биотит фоскоритов массива Томтор по химическому составу занимает промежуточное положение между флогопитовым и аннитовым миналом, содержания истонитового и сидерофиллитового миналов в сумме варьируют от 0 (преимущественно) до 33% (в единичных случаях) (рис. 2-1). На диаграммах состава (рис. 2-2,3) по (Brod et al., 2001), составы биотита образуют тренд, характерный для силикатных пород ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов, не являющимся близким к тренду, характерному для карбонатитов. На вариационной диаграмме в координатах  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  (wt. %) по (Brod et al., 2001), составы исследуемого биотита не образуют явно выраженного тренда и расположены в области пересечения всех обозначенных на диаграмме пород (кимберлиты, лампрофиры, лампроиты, оранжеиты, силикатные породы ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов), кроме карбонатитов.

На вариационных диаграммах в координатах  $TiO_2$ - $Al_2O_3$ - $BaO$ - ( $wt. \%$ ) –  $MgO \cdot (MgO + FeO_{tot})$ , составы исследуемого биотита также соответствуют силикатным породам ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов и практически не попадают в поля, характерные для фоскоритов.



**Рисунок 2.** Диаграммы составов биотита фоскоритов массива Томтор в координатах  $feal$ - $mgli$  (apfu) (1) по (Tischendorf, 1999),  $FeO_{tot}/Al_2O_3$  (2),  $Mg$ - $Al$ - $Fe_{tot}$  (apfu) (3) по (Brod et al., 2001).



**Рисунок 3.** Диаграммы составов биотита фоскоритов массива Томтор в координатах:  $Al_2O_3$ - $TiO_2$  (wt. %) (1) по (Brod et al., 2001),  $TiO_2$ - $Al_2O_3$ - $BaO$ - $MgO$  ( $MgO+FeO_{tot}$ ) (2-4) по (Barbosa et al., 2020). Условные обозначения: 1. – карбонатитовые слюды; 2 – основная масса кимберлитов; 3 – поле кимберлитовых слюд; 4 – слюды силикатных пород из ультраосновных щелочных карбонатитовых комплексов; 5 – лампроиты; 6 – MARID (слюда-амфибол-рутил-ильменит-диопсидовая «рубашка» ксенолитов в кимберлите); 7 – лампрофиры; 8 – оранжеиты.

## Выводы

Биотит фоскоритов массива Томтор, являясь одним из главных минералов наряду с магнетитом и апатитом, соответственно, особенности образования биотита характерны и для породы. Показано, что типоморфные особенности биотита указывают на его связь с силикатными породами, а именно с фойдолитами массива Томтор. Существуют гипотезы происхождения фоскоритового расплава как из карбонатитового, так и из силикатного, в результате жидкостной несмесимости. Установленные характеристики биотита фоскоритов массива Томтор позволяют считать, что фоскоритовый расплав в данном случае был образован из фойдолитового расплава. Зональность биотита указывает на его постмагматические изменения, не связанные с карбонатитовым магматизмом.

## Библиография

1. Баранов Л.Н., Толстов А.В., Округин А.В., Слепцов А.П. Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор, северо-восток Сибирской платформы. Руды и металлы, №2, 2018. С. 42-54.



2. Толстов А.В. Особенности минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор (С-З Якутия). // Геология и геофизика, 1994, № 9, с. 91–100.
3. Толстов А.В., Коноплев А.Д., Кузьмин В.И. Особенности формирования уникального редкометалльного месторождения Томтор и оценка перспектив его освоения. Разведка и охрана недр. 2011. № 6. С. 20-25.
4. Barbosa E.S.R., Brod J.A., Cordeiro P.F.O., Junqueira-Brod T.C., Santos R.V., Dantas E.L. Phoscorites of the Salitre I complex: Origin and petrogenic implications. Chemical Geology 535. 2020. Pp. 1-18.
5. Brod, J.A., Gaspar, J.C., de Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., and Junqueira-Brod, T.C. (2001) Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: Petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. Journal of Asian Earth Sciences, 19, 265–296
6. Tischendorf, G., Förster, H.-J., and Gottesmann, B. (1999) The correlation between lithium and magnesium in trioctahedral micas: Improved equations for Li<sub>2</sub>O estimation from MgO data. Mineralogical Magazine, 63, 57–74.



*Опыт применения радиогеохимического метода при выявлении скрытых урановых оруденений гидрогенного типа*

*Гончар Никита Михайлович\* (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»),  
nikita.gonchar.19\_97@mail.ru),*

*Урунбаев Одилжон Шарафиддин угли (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»),*

*Турсунметов Рахим Ахмедович (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»),*

*Каюмова Дилдора Туробовна (ГУ «Институт ГИДРОИНГЕО»),  
dildora.kayumova.87@mail.ru )*

**Аннотация**

В статье излагается опыт применения радиогеохимического метода при выявлении скрытых урановых оруденений гидрогенного типа. Предлагается в качестве поисковых критерий содержание радона и радия в геохимических пробах. Также установлены вспомогательные параметры для объективного выделения уранового оруденения.

**Ключевые слова**

Радиогеохимический метод, радий, радон, калий, уран, интенсивность гамма-излучения.

**Источники финансирования**

Госбюджетный проект, договора

**Теория**

Важное место в структуре минерально-сырьевых ресурсов Узбекистана занимает урановое сырье. По запасам и объемам годовой добычи урана республика входит в первую десятку стран мира. Не являясь потребителем урана, Узбекистан производит и продает урановое сырье, занимая достаточно прочные позиции на мировом рынке, особенно в последние годы.

Основные выявленные запасы и перспективные ресурсы урана, составляющие минерально-сырьевую базу Республики Узбекистан, сосредоточены в Центрально-Кызылкумской ураново-рудной провинции (ЦКУП), которая является одной из

Перспективы расширения сырьевой базы урана «песчаникового» типа месторождений связано с проведением разведочных работ на флангах уже выявленных месторождения [1], а также с проведением поисковых работ на уран в пределах выделенных перспективных площадей [2].

В условиях Центрального Кызылкума область развития ураноносных зон отмечается своеобразием распределения геофизических полей. Выявлено, что потенциальным источником урановых оруденений является интрузивные тела, находящиеся в предгорных зонах, которые отличаются повышенной плотностью и низкой магнитностью.

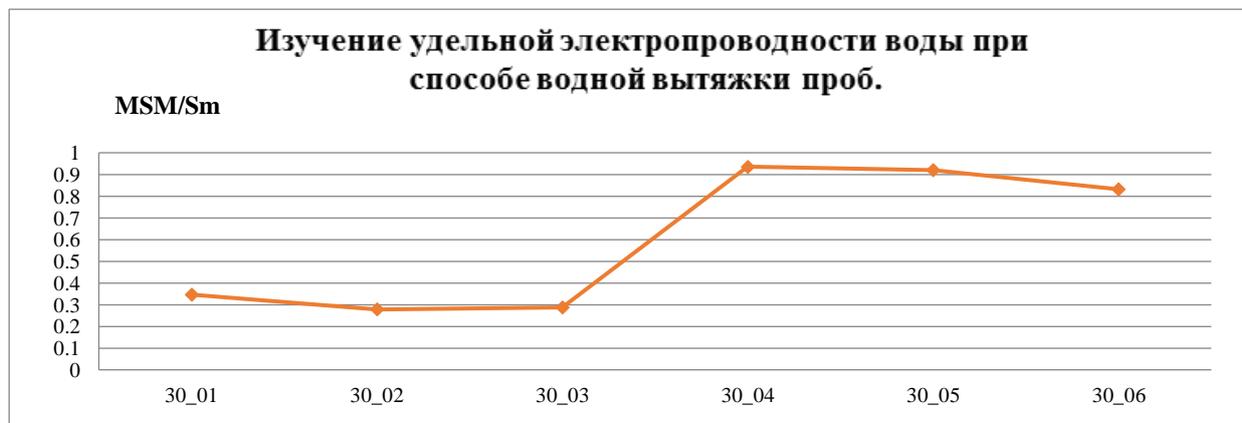
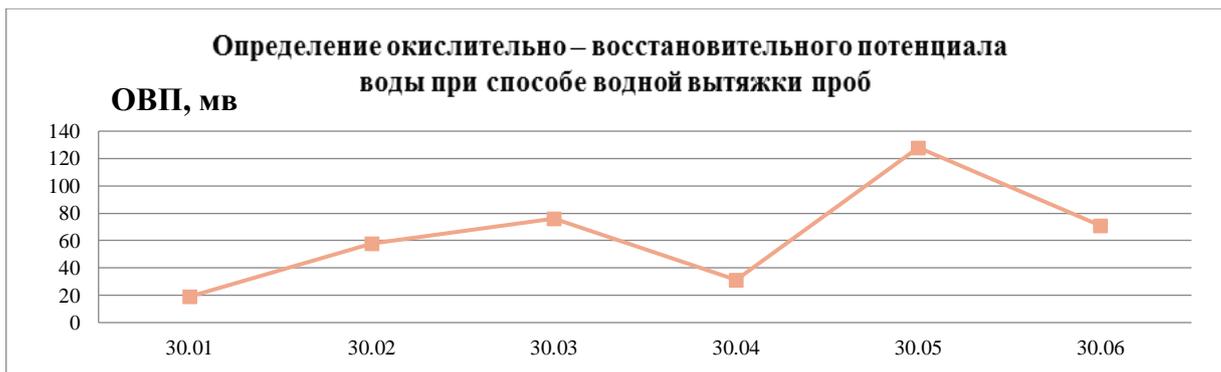
Разработан радиогеохимический метод для обнаружения глубоко залегающих урановых оруденений [3], основанный на единстве природы радиоактивных и

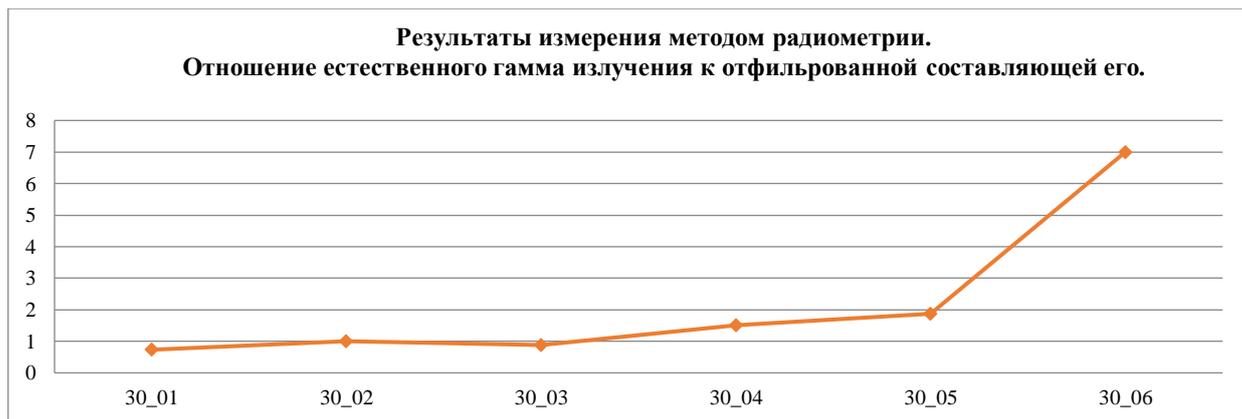
геохимических аномалий, связанных с оруденением, основанная на взаимодействии, взаимообусловленности радиоактивных и геохимических процессов, происходящих в энергетическом канале, исходящем из глубокозалегающих урановых оруденений. Выявленный энергетический канал является своеобразным отражателем идентичности радиоактивных и геохимических процессов, происходящих как в зоне оруденения, так и на поверхности земли. Задачи поиска урановых оруденений сводится к установлению зонального строения разреза, состоящего из зоны пластового окисления, рудного оруденения и безрудной зоны.

При создании научно методической основы радиогеохимического метода особое внимание уделено вертикальной миграции как радиоактивных, так и геохимических элементов над урановым оруденением. При этом обоснован массоперенос частиц ионов, трансформация энергии, изменение энергетического состава и солитоновый перенос энергии, способствующий переносу частиц ионов по энергетическому каналу.

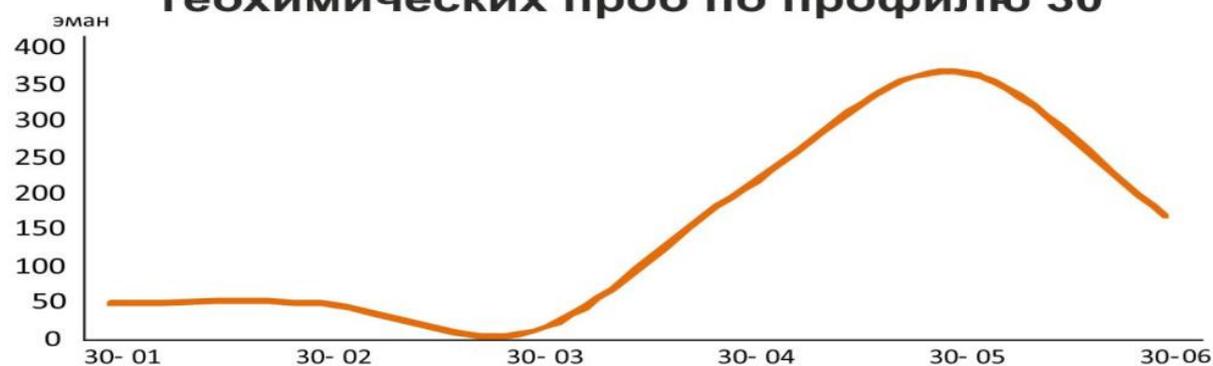
На ряду с изучением на радиоактивных и геохимических элементов использовались электрохимические параметры, которые определялись по результатам водной вытяжкой геохимических проб (Рис.1). Зоны, по которым происходят миграция радиоактивных и геохимических элементов, характеризуется относительно повышенными значениями удельной электропроводности и окислительно-восстановительного потенциала (ОВП). Рудное тело с большой достоверностью отмечается заметными аномалиями радона и радия и это явление указывает, что над урановыми оруденениями в достаточной степени образуется вторичные ореолы рассеяния элементов. В дальнейшем, они могут служить в качестве поисковых критериев по обнаружению скрытых урановых оруденений. Также изучалось отношение интенсивности естественного гамма-излучения и высокой энергии (отфильтрованное естественное гамма-излучение). Они также характеризуются аномальными значениями над оруденением. В качестве дополнительной информации могут привлекаться изучения радия+калия, которые также отличаются повышенными значениями над рудными объектами.

Таким образом, совместный анализ выше перечисленных компонентов позволит объективно выявить скрытые урановые оруденения.

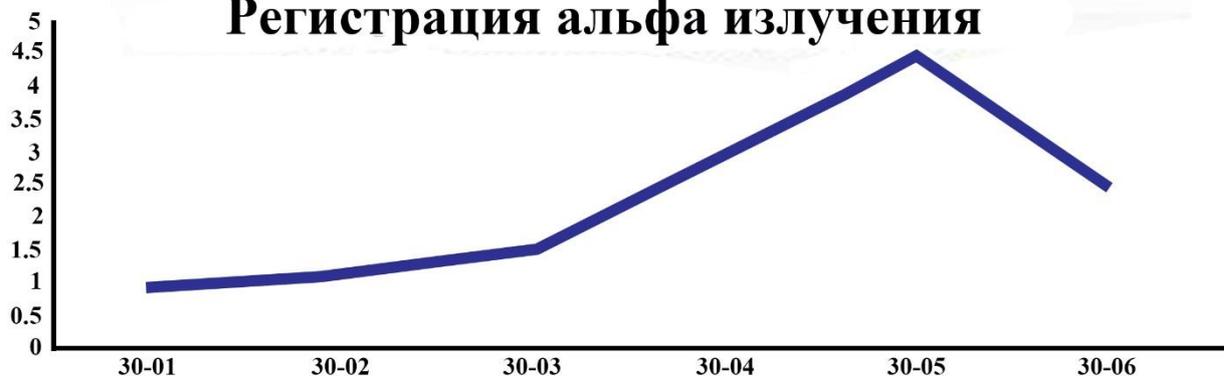




**Результаты определения концентрации радона геохимических проб по профилю 30**

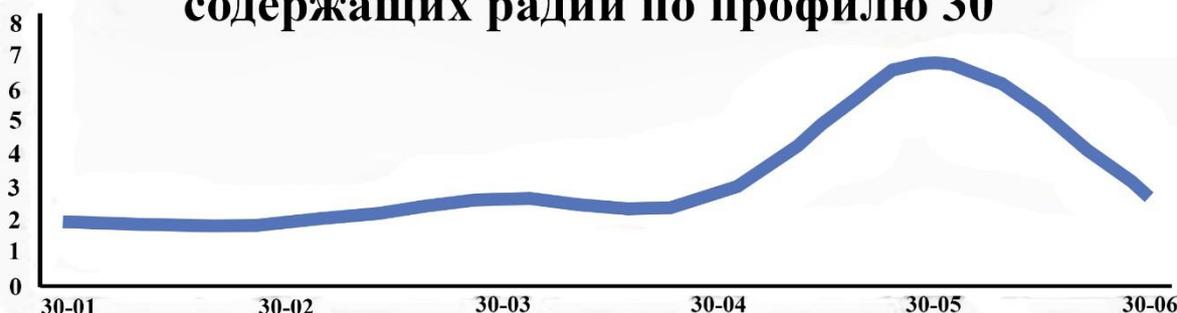


**Регистрация альфа излучения**





## Результаты химических анализов содержащих радий по профилю 30



**Рисунок 1.** Результаты совместного анализа радиоактивных и геохимических элементов, а также электрохимических параметров

### Выводы:

Результаты выполненных исследований сводятся к следующим:

1. Основными изучаемыми параметрами являются содержание радия и радона, которые характеризуются аномальными изменениями над урановыми оруденениями скрытого характера;
2. Изучение соотношения интенсивности естественного гамма-излучения и его высокой энергии позволит, выявить урановое оруденение;
3. Поведения удельной электропроводности и ОВП-потенциала водной вытяжки геохимической пробы может использоваться как дополнительная информация при выявлении уранового оруденения

### Библиография:

1. Бойцов В.Е., Пилипенко Г.Н., Солодов Н.А. Месторождения благородных, радиоактивных и редких металлов. М.: НИА-Природа, 1999. — 220 с.
2. Печенкин И.Г. и др. Геолого-промышленные типы урановых месторождений урана стран СНГ. ВИМС, Москва, 2008 г., 72 стр.
3. Турсунметов Р.А., Абдуллаев Б.Д. Возможности радиогеохимического метода при поисках уранового месторождения гидрогенного типа // Разведка и охрана недр. - 2013г. - № 8. – С 78-82.
4. Global Uranium Symposium keystone, Colorado. May 11-13, 2009. 250 p.

*Разработка нейросетевого подхода к выделению линеаментов на примере  
Юго-Восточного Забайкалья*

*Гришков Г.А.\* (ИГЕМ РАН, г. Москва, gorgulini@yandex.ru), Нафизин И.О.  
(ИГЕМ РАН, г. Москва, nafigin@igem.ru), Устинов С.А. (ИГЕМ РАН, г. Москва,  
ustinov@igem.ru), Петров В.А. (ИГЕМ РАН, г. Москва, vlad243@igem.ru)*

**Аннотация**

Нейронные сети представляют собой самообучающиеся модели, имитирующие деятельность человеческого мозга. В отличие от обычных программ, нейронные сети не используют стандартные алгоритмические условия. В основе нейросетевых технологий лежит вероятностная модель, использующая регрессионный или классификационный подход для прогнозирования желаемого результата. Линеаментный анализ заключается в выявлении диагностических признаков – линеаментов, которые чаще всего представляют собой прямолинейные отрицательные формы рельефа. Наиболее точные результаты линеаментного анализа получаются в результате использования цифровых моделей рельефа (ЦМР). Для обучения нейронной сети их можно представить в виде изображений (растров), так как составляющие их пиксели или группы пикселей можно рассматривать в качестве ряда пространственных признаков. Для анализа такого рода данных использована архитектура под названием «Сверточные нейронные сети». В данной работе дается пошаговое описание работы автоматического выделения линеаментов на примере территории юго-восточного Забайкалья с помощью обученной нейронной сети, разработанной в лаборатории геоинформатики ИГЕМ РАН.

**Ключевые слова**

Нейронная сеть, линеаменты, ЦМР, геологические пространственные данные.

**Теория**

Понятие «нейронные сети» возникло при попытке смоделировать процессы, происходящие в человеческом мозге при передаче сигналов между биологическими нейронами. Нейронные сети состоят из образующих слоев узлов (рис. 1): слой входных данных, один или несколько скрытых слоев и слой выходных данных. Каждый узел связан с другими узлами с определенным весом и пороговым значением. Если вывод какого-либо узла превышает пороговое значение, то этот узел активируется и отправляет данные на следующий уровень сети. В противном случае данные на следующий уровень сети не передаются.



- линия, черта, контур) введен в литературу американским геологом У. Хоббсом в 1911 г. для обозначения вытянутых в одном направлении линейных элементов рельефа и геологической структуры (Чернова, 2012).

Цифровая модель какого-либо геометрического (географического) объекта - определенная форма представления исходных данных и способ их структурного описания, позволяющий «вычислять» (восстанавливать) объект путем интерполяции, аппроксимации или экстраполяции. ЦМР – это особый вид трёхмерных математических моделей, представляющий собой отображение рельефа как реальных, так и абстрактных геополей (поверхностей).

Для решения поставленной задачи разработана свёрточная регрессионная нейронная сеть. Обучающие и тестовые выборки нейронной сети состояли из ЦМР и выделенных вручную линеаментов. Для территории юго-восточного Забайкалья с целью формирования обучающей выборки вручную выделено более 100 000 линеаментов по данным SRTM, загруженных с геопортала EarthExplorer и импортированных в программное обеспечение QGIS. SRTM – Радарная топографическая съемка большей части территории земного шара, за исключением самых северных ( $>60^\circ$ ), самых южных широт ( $>54^\circ$ ), а также океанов, произведенная за 11 дней в феврале 2000 г с помощью радарной интерферометрической камеры и двух радиолокационных сенсоров SIR-C и X-SAR.

Самая важная часть в создании нейросетевой модели это обучение (Степанов, 2017). Для приведения выделенных линеаментов в пригодный для обучения цифровой вид, написан модуль, который проходит скользящим окном  $40 \times 40$  пикселей по полученной ЦМР с выделенными линеаментами, отделяет их на входные и выходные данные, соответственно. Размер окна выбран аналитически. Окна большего и меньшего размера приводили к менее точному результату обучения нейронной сети.

Результатом обработки участка карты нейронной сетью является растровое изображение, пиксели которого принимают значения в диапазоне от 0 до 1. Такой разброс значений связан с тем, что в основе нейронной сети лежит вероятностная модель, в которой значения указывают на степень достоверности определения линеамента.

Все обработанные участки после работы нейронной сети соединяются в одно растровое изображение – карту вероятностей. Модуль подавления шума удаляет из нее все данные с вероятностью меньше порогового значения, после чего оставшиеся пиксели объединяются в кластеры по расстоянию относительно друг друга. Для выделения линеаментов каждый кластер обрабатывается модулями оконтуривания, скелетизации и аппроксимации данных. Оконтуривание данных заполняет пустоты между ними.

Скелетизация данных преобразует облака точек в кривые линии волновым методом. Метод заключается в анализе пути прохождения сферической волны по изображению. На каждом этапе анализируется смещение центра масс точек, образующих новый шаг волны, относительно его предыдущих положений. После завершения построения скелета с помощью сферической волны, полученный результат оптимизируется и анализируется, отыскиваются особые точки фигуры (Гудков, 2015).

Аппроксимация данных преобразует полученные кривые в ломаные линии алгоритмом Дугласа-Пекера. Алгоритм позволяет уменьшить число точек кривой, аппроксимированной большей серией точек. Алгоритм был независимо открыт Урсом Рамером в 1972 и Давидом Дугласом и Томасом Пекером в 1973.

После выполнения всех этапов обработки, полученные линеаменты объединяются в единый файл формата GEOJSON, который может быть использован в дальнейших работах.

### **Выводы**

Для автоматического выделения линеаментов разработана свёрточная регрессионная нейронная сеть, обученная более чем на 100 000 линеаментах, выделенных вручную на территории юго-восточного Забайкалья. Данного количества линеаментов достаточно, для выявления нейронной сетью логики их выделения при обучении, а также, как показали наши исследования, получения довольно точного результата. Так как результат обработки данных обученной нейронной сети – растровое изображение, а линеаменты являются векторными данными, то нужно данные привести к подобному виду - векторизовать. Для этого были разработаны следующие действия: 1 – подавление шума, 2 – кластеризация пикселей по расстоянию, 3 – оконтуривание полученных кластеров и заполнение пустот, 4 – скелетизация обработанных данных волновым методом, 5 – аппроксимация полученных кривых алгоритмом Дугласа-Пекера, 6 – объединение всех выделенных линеаментов в единый файл формата GEOJSON.

### **Библиография**

1. Бредихин А.И., Алгоритмы обучения сверточных нейронных сетей // Вестник ЮГУ. 2019. №1 (52).
2. Гудков В.Ю., Клюев Д.А. Скелетизация бинарных изображений и выделение особых точек для распознавания отпечатков пальцев // Вестн. ЮУрГУ. 2015. Т. 15. № 3. С. 11–17. DOI: 10.14529/ctcr150302.
3. Степанов П. П. Искусственные нейронные сети / П. П. Степанов. — Текст: непосредственный // Молодой ученый, 2017. № 4 (138). С. 185-187.
4. Чернова И.Ю., Учебно-методическое пособие «Автоматизированный линеаментный анализ» / И.Ю. Чернова, И.И. Нугманов, Р.И. Кадыров – Казань: Казанский (Приволжский) федеральный университет, 2012. – 38 с.

***Вопросы генезиса Au-Cu минерализации в районе Кон Ра, центральный Вьетнам***

***До М.Ф.\* (МГРИ, Вьетнамский геофизический отдел, г. Ханой, Вьетнам, dominhphuong.dkt@gmail.com), Фан Т.Х. (МГРИ, Горно-геологический университет, г. Ханой, Вьетнам, phanthihong@hmg.edu.vn), Игнатов П.А (МГРИ, petrignatov@gmail.com)***

**Аннотация**

Первичные золотоносные медные руды рудопроявления Кон Ра представлены кварц-сульфидными агрегатами, наложенными на скарновые ассоциации. По анализу газово-жидких включений в кварце они формировались из среднетемпературных газогидротерм с началом процесса на больших глубинах и температурой 435<sup>0</sup>С. Изотопный состав серы сульфидов Кон Ра отличается однородностью и указывает на образование руд из исходного гидротермального раствора магматического происхождения.

**Ключевые слова**

Газово-жидкие включения, медь, золото, изотопы серы, рудопроявление.

**Теория**

Районы Центрального Вьетнама рассматриваются в качестве перспективных на обнаружение стратегически важных месторождений золота, олова, меди, урана и др. В одном из них Кон Ра, расположенном в провинции Контум, находится одноименное рудопроявление меди, золота и урана.

Для изучения происхождения сульфидной Au-Cu минерализации использованы: геологические карты масштабов 1:50 000 и 1:10 000; анализ 20 прозрачных шлифов и 22 аншлифов; результаты анализа газово-жидких включений в рудном кварце; анализ изотопии сульфидной серы из 6 образцов пирротина.

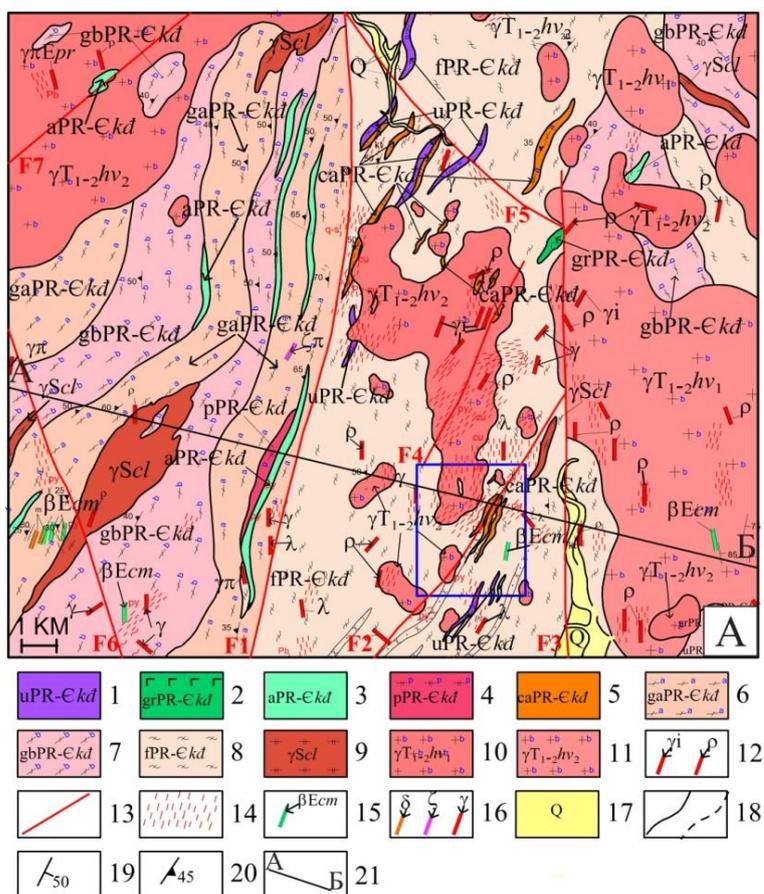
В пределах потенциального рудного узла наиболее распространены породы протерозой-кембрийского комплекса Хамдык (PR-Skd), которые также слагают небольшие ксенолиты в гранитоидах раннетриасового комплекса Хайван. Они существенно дислоцированы с преобладающим простиранием осевых поверхностей складок на северо-восток и субмеридионально, в меньшей мере, на северо-запад. В комплексе Хамдык выделено 9 ассоциаций (рис. 1).

Породы силурийского комплекса гранитоидов Чулай ( $\gamma$ Scl) обнажаются на поверхности в виде линз, сложенных гранито-гнейсами. Гранитоиды комплекса Чулай наиболее распространены на западе и меньше на востоке площади. Они залегают согласно с метаморфическими породами комплекса Хамдык и, вероятно, представляют собой ядра гранитизации куполовидно-валообразных структур.

Породы триасового комплекса гранитов Хайван ( $\gamma$ T<sub>1-2</sub>hv) обрамляют метаморфические породы комплекса Хамдык и встречаются внутри него в виде разных по площади массивов. Известны и поздние эоценовые диабазовые дайки комплекса



Кумонг (βEcm). В пределах Кон Ра породы комплекса Хайван обнажаются на поверхности небольшими блоками и вскрыты скважинами до глубины 300 м, что указывает на относительно не глубокий эрозионный срез гранитных массивов [1].



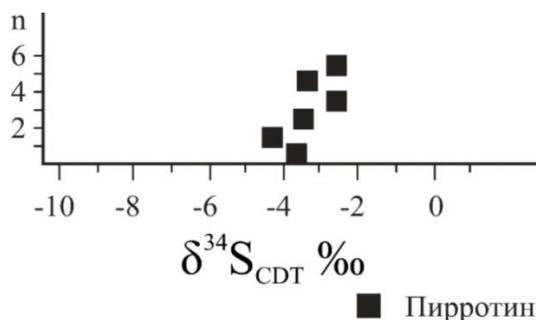
**Рисунок 1.** Геологическая карта площади Кон Ра масштаба 1:50.000 (А) [1]. 1-8 - протерозойский комплекс Хамдык (PR-Єkd): 1 - метаультрамафиты (uPR - Єkd): дуниты, перидотиты, пироксениты; 2 - метагаббро (grPR-Єkd); 3 - амфиболиты (aPR-Єkd); 4 - метаплагиограниты, плагиогранитогнейсы, гранодиоритогнейсы и диоритогнейсы (pPR-Єkd); 5 - метакарбонатные и метаскарновые породы (caPR-Єkd): мраморы, оливиновые и диопсидовые кальцифиры, диопсидиты, диопсидовые гнейсы, кварц-диопсидовые сланцы, пироксеновые скарны; 6 - амфибол-гнейсовая ассоциация (gaPR-Єkd): амфиболовые, амфибол-биотитовые, амфибол-пироксеновые и пироксеновые гнейсы; 7 - биотитовые гнейсы, биотит-плагиогнейсы, биотит-гранит-плагиогнейсы (gbPRkd); 8 - кварц-слюдяные, кварц-мусковитовые и биотитовые сланцы, слюдиисто-гранат-силлиманит-андалузит-кордиеритовые породы (fPR-Єkd); 9 - силурийский комплекс Чулай (γScl): гранитогнейсы, двуслюдяные гранитогнейсы; 10 - биотитовые граниты первой фазы (γT1-2hv1); 11 - биотитовые и двуслюдяные граниты второй фазы (γT1-2hv2); 12 - гранит-аплиты и пегматиты ранней фазы (γi-pT1-2hv); 13 - разломы; 14 - зоны катаклаза; 15 - эоценовые диабазы комплекса Кумонг (βEcm); 16 - гидротермальные жилы разного состава; 17 - голоцен-плейстоцен (Q): речные отложения; 18 - геологические границы; 19 - элементы залегания сланцев и амфиболитов; 20 - элементы залегания гнейсов; 21 - линия профиля АБ.

По результате изучения рудных шлифов в лаборатории МГРИ, керна и обнажений выделены широко распространенные рудные минералы халькопирит, пирит и пирротин. Меньше распространены марказит, ковеллин, графит и молибденит. Не часто встречаются магнетит, арсенопирит, халькозин, гематит, гетит и лимонит. Редким рудным минералом является уранинит.

Результаты анализа газово-жидких включений в кварце сульфидной ассоциации на исследуемой территории показывают, что минералообразующий раствор представлял собой гидротермальный раствор, образовавшийся на довольно большой глубине, с начальной температурой около 435°C [1].

Анализ стабильных изотопов серы сульфидов скарновых месторождений помогает определить подвижность обменного метаморфического раствора и спрогнозировать накопления руды от источника магмы; и в то же время определить возможность существования глубинных руд путем анализа зональности комплексов метасоматитов.

Что касается потенциальной минерализации Cu-Au-U Кон Ра, автор получил изотопный состав серы из 6 образцов пирротина из керна оценочных скважин (рис. 2, Табл. 1).



**Рисунок 2.** График, показывающий значения изотопа серы из пирротина Кон Ра

**Таблица 1**

*Изотопный состав сульфидной серы пирротина Кон Ра*

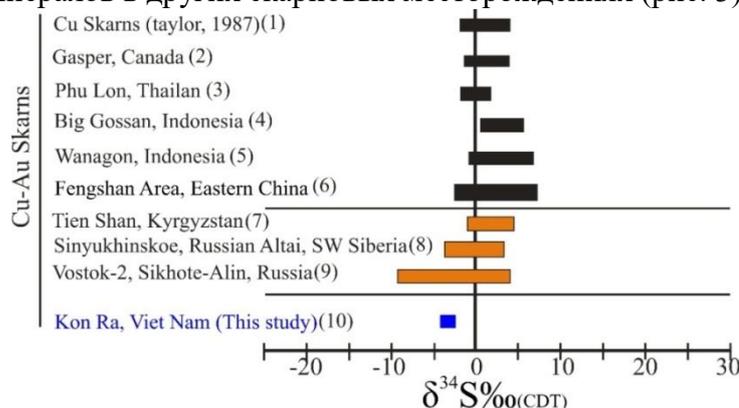
№ образца	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \text{‰}$
Ф4 (LK5/70)	-3,8
Ф6 (LK3/24)	-4,1
Ф8 (LK1/1)	-3,2
Ф9 (LK1/2)	-2,5
Ф18 (LK1/12)	-3,4
Ф19 (LK1/15)	-2,5

Пирротин выделяли магнитной сепарацией. Изотопные анализы выполнены в ЦНИГРИ доктором геол.-мин. Наук С.Г.Кряжевым по методике [3]. Серу сульфидов переводили в SO<sub>2</sub> посредством реакции с CuO при 800°C в вакууме с последующей криогенной очисткой газа и анализом изотопного состава серы на масс-спектрометре МИ-1201. Результаты пересчитаны по отношению к метеоритному стандарту CDT. В качестве эталона использовали лабораторный стандартный образец ЦНИГРИ «Пирит Гайского месторождения» с  $\delta^{34}\text{S} = +0.7 \text{‰}$ . Точность измерений составляет  $\pm 0.2 \text{‰}$ .

Пирротин наследует изотопный состав серы флюида независимо от температуры минералообразования [2]. Следовательно, измеренные значения  $\delta^{34}\text{S}$  характеризуют изотопный состав серы рудогенерирующих магм.

Изотопы серы, определенные в пирротине, показали, что изотопный состав серы в общем выражении минерализации Cu-Au-U Кон Ра был однородным ( $\delta^{34}\text{S}$  варьировалось от -4,1 до -2,5 ‰), средним ( $\delta^{34}\text{S} = -3,3 \pm 0,8$  ‰), что подтверждает представление о магматическом источнике рудного вещества. Однако, существует некоторая дифференциация, характеризующаяся увеличением изотопа  $\delta^{34}\text{S}$  с -3,4 до -2,5 ‰ в четырех образцах Ф8, Ф9, Ф18 и Ф19.

Результаты изотопного анализа  $\delta^{34}\text{S}$  на Кон Ра сопоставлены со значениями  $\delta^{34}\text{S}$  серосодержащих минералов в других скарновых месторождениях (рис. 3).



**Рисунок 3.** Сравнение  $^{34}\text{S}$  пирротина в потенциальной минерализации Кон Ра Cu-Au-U с другими типичными месторождениями Cu-Au скарновых месторождениями. Данные: 1 – Taylor (1987); 2 – Gerald E. Ray (2013); 3 – Kamvong, T. and Zaw, K. (2009); 4 – Prendergast, K., Clarke, G. W., Pearson, N. J. and Harris, K. (2005); 5 – Kylie Prendergast, Gavin W. Clarke (2005); 6 – Guiqing Xie; Jingwen Mao; Jeremy P. Richards; Ying xiao Han; Bin Fu (2019); 7 – Serguei G. Soloviev, Sergey Kryazhev, Svetlana Dvurechenskaya (2018); 8 – Serguei G. Soloviev, Sergey G. Kryazhev, Svetlana S. Dvurechenskaya, Victor I. Uytov (2019); 9 – Serguei G. Soloviev, Sergey G. Kryazhev, Svetlana S. Dvurechenskaya (2017); 10 – потенциальное проявление Кон Ра (район исследования).

Сера существенно обогащена легким изотопом  $^{32}\text{S}$ , что является характерным признаком «восстановленных» магм ильменитовой серии, в том числе в Японии [4]. Изотопные «поояса Японии», можно предполагать, есть и во Вьетнаме.

Из результатов изотопного анализа серы сульфидов Кон Ра в можно видеть, что золотоносные медные руды сформированы из исходного гидротермального раствора магматического происхождения.

## Выводы

Таким образом, минеральный состав руд рудопроявления Кон Ра включает гидротермальную минерализацию, наложенную на скарновые ассоциации. Руды сложены сульфидами, образованными в среднетемпературных условиях при участии



глубинных флюидов.

### **Библиография**

1. М.Ф. До, П.А. Игнатов, Т.Х. Фан, З.Х. Нгуен Д. Чан. Известия высших учебных заведений Геология и разведка 2020;63(2): С 73—85.
2. Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода / в кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений // М.:Мир, 1982, с. 403-450.
3. Устинов В.И., Гриненко В.А. Прецизионный масс-спектральный метод определения изотопного состава серы. – М.: Недра, 1965, 96 с.
4. Ishihara, S., and Sasaki, A., 1989, Sulfur isotopic ratios of the magnetite series and ilmenite-series granitoids of the Sierra Nevada batholith – a reconnaissance study: *Geology*, v. 17, p. 788-791.



*Природа дефицита пластового давления в Непско-Ботуобинской антеклизе  
Дохунаев П.Н.\* (ФГАОУ ВО Северо-Восточный федеральный университет  
им. М.К. Аммосова, pavel041106@mail.ru)*

*Сивцев А.И. (ФГАОУ ВО Северо-Восточный федеральный университет им.  
М.К. Аммосова, ai.sivtsev@s-vfu.ru), Карпова М.И. (ФГАОУ ВО Северо-Восточный  
федеральный университет им. М.К. Аммосова, mi.karpova@s-vfu.ru)*

### **Аннотация**

Кратко приведены особенности геологического строения и распределение термобарических характеристик продуктивных горизонтов Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА). Предложено авторское представление о дефиците пластового давления в НБА за счет стягивания ресурсов гидросистемы в разрывные нарушения Байкальской рифтогенной зоны на фоне относительной закрытости недр. Сделан вывод, что относительная охлажденность разреза НБА обусловлена низкой активностью пластовых вод. Спрогнозированы территории с аналогичными термобарическими характеристиками.

### **Ключевые слова**

Дефицит давления, пластовое давление, Непско-Ботуобинская антеклиза, слабоизученные территория

### **Источники финансирования**

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 21-510-22001.

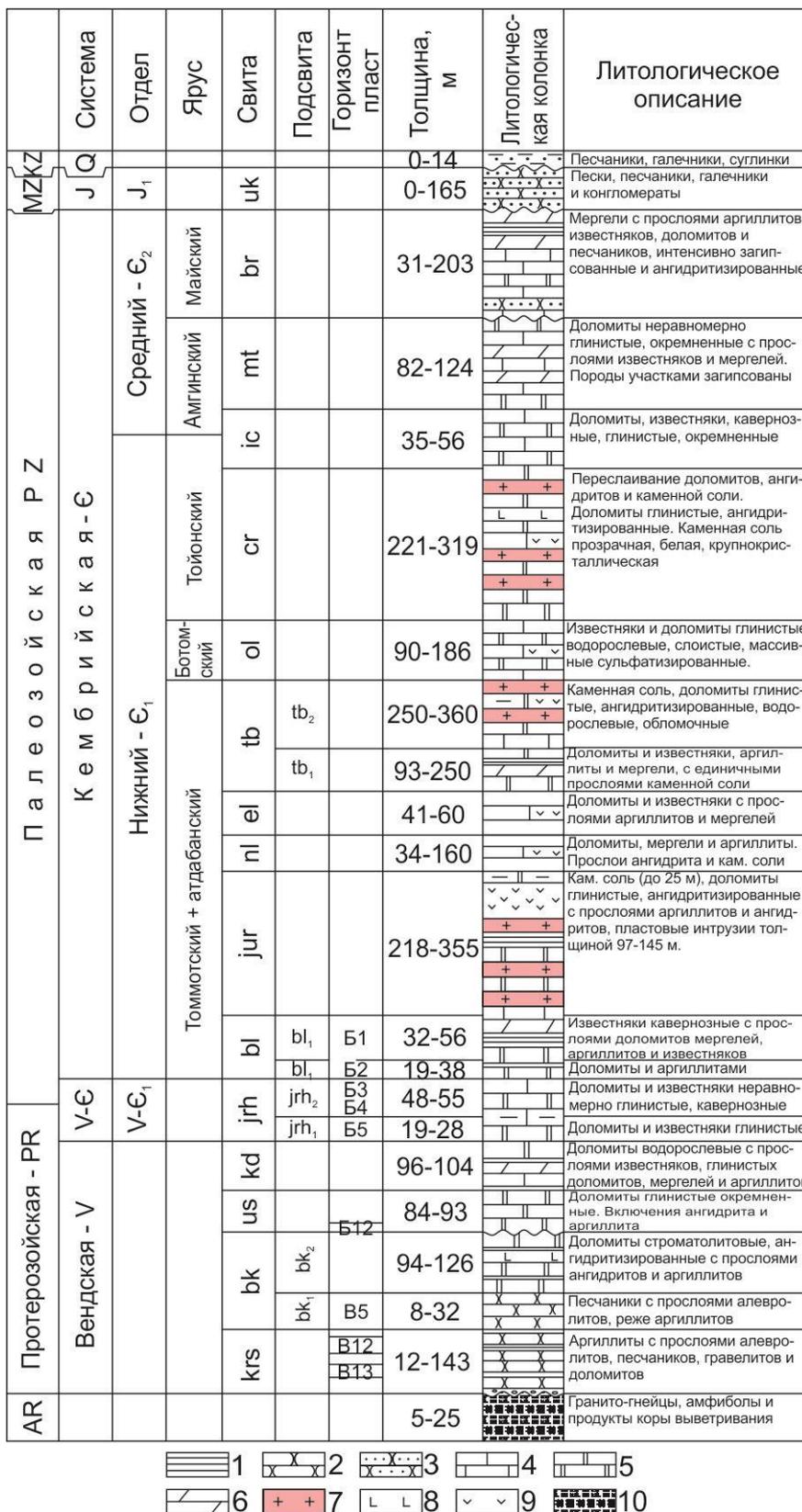
### **Теория**

Непско-Ботуобинская антеклиза (НБА) является надпорядковой тектонической структурой, расположенной на юго-востоке Сибирской платформы. Антеклиза имеет широкий свод и пологие склоны. В осадочном чехле и кристаллическом фундаменте широко развиты дизъюнктивные нарушения преимущественно северо-восточного простирания.

В настоящее время все балансовые запасы нефти и две трети газовых запасов газа Якутии приурочены к венд-кембрийским отложениям (НБА). Это порядка 650 млн. тонн нефти (извлекаемых) и более 2-х трлн. м<sup>3</sup> природного газа. В этой связи изучение геологического строения и особенностей термобарических характеристик продуктивных горизонтов НБА является актуальной научно-прикладной задачей.

Разрез осадочного комплекса Непско-Ботуобинской нефтегазоносной области (НБ НГО) на 75-95% представлен карбонатно-галогенными породами. Терригенные отложения развиты преимущественно на юго-восточной части НБ НГО в основании осадочного чехла. Суммарная мощность терригенных отложений на различных площадях изменяется от 20 до 620 м, увеличиваясь к востоку от Среднеботуобинского месторождения к Вилюйско-Джербинскому [1]. В северо-западном направлении

терригенные отложения венда полностью выклиниваются. На рисунке 1 представлен обобщенный разрез Среднеботуобинского нефтегазоконденсатного месторождения. Особенностью НБ НГО является охлажденность разреза и фиксируемый дефицит пластовых давлений в венд-кембрийском продуктивном комплексе. Разрез района позиционируется как гидродинамически закрытый (рисунок 1).



**Рисунок 1. Сводный разрез осадочного чехла Среднеботубинского НГКМ**  
Условные обозначения: 1 – аргиллиты, 2 – алевролиты, 3 – песчаники, 4 – известняки, 5 – доломиты, 6 – мергели, 7 – каменные соли, 8 – ангидриты, 9 – траппы, 10 – фундамент; обозначения свит: krs – курсовская, bk – бюкская, us – успунская, kd –

кудулахская, *jrh* – юряхская, *bl* – билирская, *jur* – юрегинская, *nl* – нелбинская, *el* – эльгянская *tb* – толбачанская, *ol* – олекминская, *ch* – чарская, *ic* – ичерская, *mt* – метегерская, *br* – бордонская, *uk* – укугутская; продуктивные горизонты: *B13* – талахский, *B12* – улаханский, *B5* – ботубинский, *B12* – преображенский, *B5, B4, B3* – юряхские, *B2, B1* – осинские.

Дефицит пластовых давлений достигает от 4-5 МПа в ботубинском горизонте Среднеботубинского и Иреляхского месторождений до 7-7,5 МПа в вилючанском горизонте Верхневилючанского и Вилюйско-Джербинского месторождений [2].

Изучение причин, обуславливающие дефицит пластовых давлений и температур имеет фундаментальное значение и позволит установить особенности распределения и сохранности скоплений нефти и газа в различных участках НБА. Прогнозирование пластовых давлений по площади и разрезу может быть полезной для составления рациональных технологических проектов бурения и испытания скважин на лицензионных участках.

Выдвигаем гипотезу, что существующие термобарические условия пластовых систем НБА являются отражением проявления современной геодинамической обстановки региона. Если мы наблюдаем дефицит или избыток пластового давления, то это результат проявления активных современных процессов.

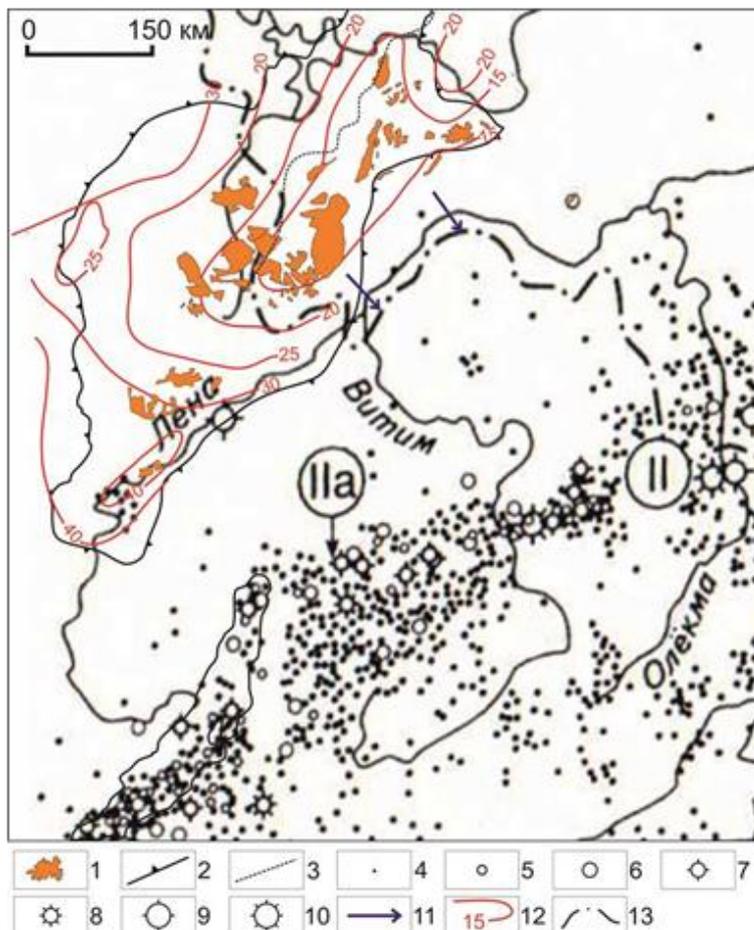
В настоящее время тектоническая активность в непосредственной близости от НБА фиксируется в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) по повышенной сейсмичности (рисунок 2).

О высокой активности БРЗ может свидетельствовать большое количество землетрясений. Так по данным Имаева В.С. [3], за 60 лет инструментальных наблюдений в БРЗ отмечено более 150 тысяч сейсмических событий с  $M \geq 2$  (или 2500 землетрясений в год). Так, юго-восточнее, в некоторой удаленности от НБА картируется Олекминский фланг БРЗ [4]. При этом до среднего течения р. Олекма преобладают растягивающие усилия БРЗ [5].

На наш взгляд, продолжающиеся процессы растяжения земной коры в БРЗ создают очаги разуплотнения земной коры. Эти очаги разуплотнения земной коры могут стягивать ресурсы гидросистемы, прежде всего, по самым проницаемым частям разреза, т.е. по терригенным отложениям венда.

## **Выводы**

Предлагаемая модель образования дефицита пластового давления в проницаемых комплексах НБА представляется достаточно адекватным и позволяет сделать прогноз дефицита давления в пластах на слабоизученных территориях. На обширной северо-восточной части Российской Федерации остаются территории с низкой степенью геолого-геофизической изученностью. Прежде всего, это территории кайнозойских впадин, через которые проходит зона сгущения эпицентров землетрясений (пояс Черского).



**Рисунок 2. Схема сопоставления эпицентров землетрясений Олекминского фланга Байкальской рифтовой зоны с месторождениями нефти и газа Непско-Ботубинской антеклизы.**

Условные обозначения: 1 – месторождения УВ, 2 – контур НБА, 3 – линия выклинивания терригенного венда, магнитуды землетрясений: 4 – до 4; 5 – 4-5; 6 – 5-5,5; 7 – 5,5-6; 8 – 6-6,5; 9 – 6,5-6,8; 10 – 6,8 (Тектоника, 2001); 11 – направление движения вод; 12 – температура на кровле рифей-вендского терригенного комплекса, °С (НБА, 1986); 13 – административная граница Республики Саха (Якутия). II – Байкало-Становой пояс, IIa – Байкальская рифтовая зона.

### Библиография:

1. Margulis L.S., Semenov V.P., Rodina T.V. Forecast of distribution of hydrocarbon lithological traps in Vendian terrigenous deposits of the northwest of the Nepsko-Botuobinsk antecline // Petroleum geology. Theory and practice. - 2015. - V.10. - No. 2. - [http://www.ngtp.ru/rub/4/16\\_2015.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/4/16_2015.pdf).
2. Kosachuk G. P., Burakova S. V., Butochkina S. I., Melnikova E. V., Budrevich N. V. On the formation of oil deposits (rims) of the Nepsko-Botuobinsk antecline deposits // News of gas science. – 2013, №5 (16). – P. 114-123.
3. Imaeva L.P., Kozmin B.M., Imaev V.S., Grib N.N. Seismogeodynamics of the zone of interaction between the northeastern flank of the Baikal rift and the Aldan-Stanovoy block // Lithosphere, 2016, No. 3, p. 68–81.



4. Logachev N. A. History and geodynamics of the Baikal rift// Geology and Geophysics, 2003, vol. 44, no. 5, pp. 391-406.
5. Koz'min, B. M., Golenetskii S. I., Nikolaev V. V. et al. Aftershocks of the South Yakut earthquake on April 20, 1989. Yuzhno-Sakhalinsk: IMGIG FEB RAS, 1993. 66 p.



**Сравнение характеристик фотолюминесценции кальцита из его прожилков и друз на примере Сьюльдюкарского кимберлитового поля и поискового участка Улахан-Курунг-Юрях**

**Еременко Р.У.\* (МГРИ [eremenko-ruslan@mail.ru](mailto:eremenko-ruslan@mail.ru)), Мишин И.А. (МГРИ, [me420u@mail.ru](mailto:me420u@mail.ru)), Климцев П.В. (МГРИ, [pklimzz77@gmail.com](mailto:pklimzz77@gmail.com)), Томаровская М.А. (МГРИ, [kaiusmarcius@gmail.com](mailto:kaiusmarcius@gmail.com))**

**Научный руководитель проф, Игнатов П.А. (МГРИ, [petrignatov@gmail.com](mailto:petrignatov@gmail.com))**

**Аннотация**

Представлены количественные и качественные характеристики фотолюминесценции кальцитов, отобранных из карбонатных и терригенно-карбонатных пород холмолохской свиты кембрия из керна Сьюльдюкарского кимберлитового поля и поискового участка Улахан-Курунг-Юрях. Выявлены закономерности пространственного распределения кальцитов с разным цветом люминесценции

**Ключевые слова**

Кальциты, кимберлиты, Сьюльдюкарское кимберлитовое поле, Улахан-Курунг-Юрях, фотолюминесценция.

**Результаты исследований**

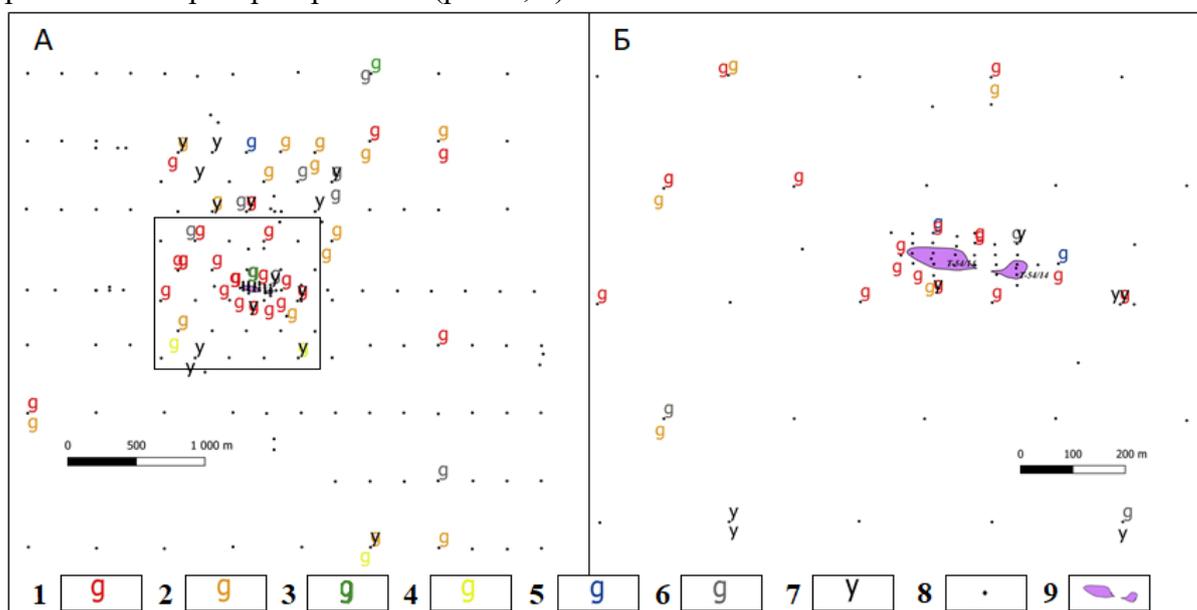
Рассматриваемые площади имеют схожее геологическое строение и относятся к поисковым территориям закрытого типа, в которых. Поиски коренных алмазных месторождений проводятся с помощью бурения и геофизическими методами. Качественный анализ фотолюминесценции (ФЛ) и флюоресценции (ФФ) кальцитов из прожилков и друз, распространенных в терригенно-карбонатных породах кембрия, выполнен по авторской коллекции 128 проб, отобранных из керна поисковых скважин на площади Сьюльдюкарского кимберлитового поля, а также 44 аналогичных проб, взятых на поисковой площади Улахан-Курунг-Юрях. По количеству таких кальцитов рассматриваемые площади сравнимы, что доказывает проведенное сравнение выборочных долей (табл.1). Как мы видим, Хи-наблюдаемое значение меньше Хи-критического в том и другом случаях, а значит доли встречаемости как прожилковых, так и друзовых форм выделений на Улахан-Курунг-Юрях и Сьюльдюкаре отличаются незначимо.

*Таблица 1. Сравнение выборочных долей кальцитов рассматриваемых площадей*

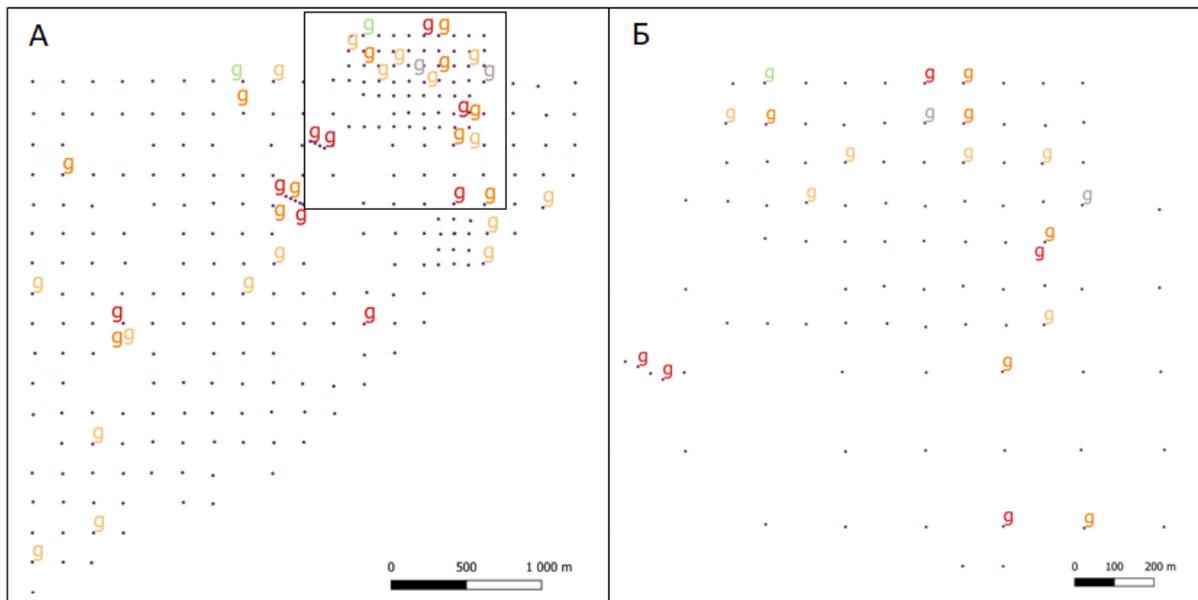
	Друзы		Прожилки	
	Кол-во наблюдений	Сумма керна, м	Кол-во наблюдений	Сумма керна, м
Сьюльдюкар	18	4657	38	4637
Улахан-Курунг-Юрях	25	4838.1	29	4834.1
Хи-наблюдаемое	0.884495429		1.601859645	
Хи-критическое	3.841458821		3.841458821	

Качественный анализ ФЛ и ФФ проводился с использованием прибора ОИ-18 с лампой СВД-120 и фильтром УФС-2 в затемненном помещении. По результатам анализов составлена база данных и дополнен имеющийся геоинформационный проект в программе QGIS.

Наиболее интересными цветами ФЛ кальцитов в кимберлитовых полях являются красный и голубой [1 - 3]. Красная ФЛ связана с изоморфной примесью  $Mn^{2+}$  [1]. Такие кальциты маркируют зоны даек траппов и кимберлиты [2]. Голубая ФЛ предположительно обусловлена примесью  $Y^{2+}$  и, возможно,  $Eu^{2+}$ , которые связаны глубинным магматизмом. Как на площади Улахан-Курунг-Юрях, так и на территории Сюльдюкарского кимберлитового поля наиболее часто встречаются кальциты с красными, оранжевыми и жёлтыми цветами ФЛ. В меньшем количестве на обеих территориях наблюдались кальциты с белой и зелёной ФЛ. Наличие голубой ФЛ отличает Сюльдюкарское поле. Имеются различия в соотношении цветов ФЛ и ФФ, и их пространственном распространении (рис. 1, 2).

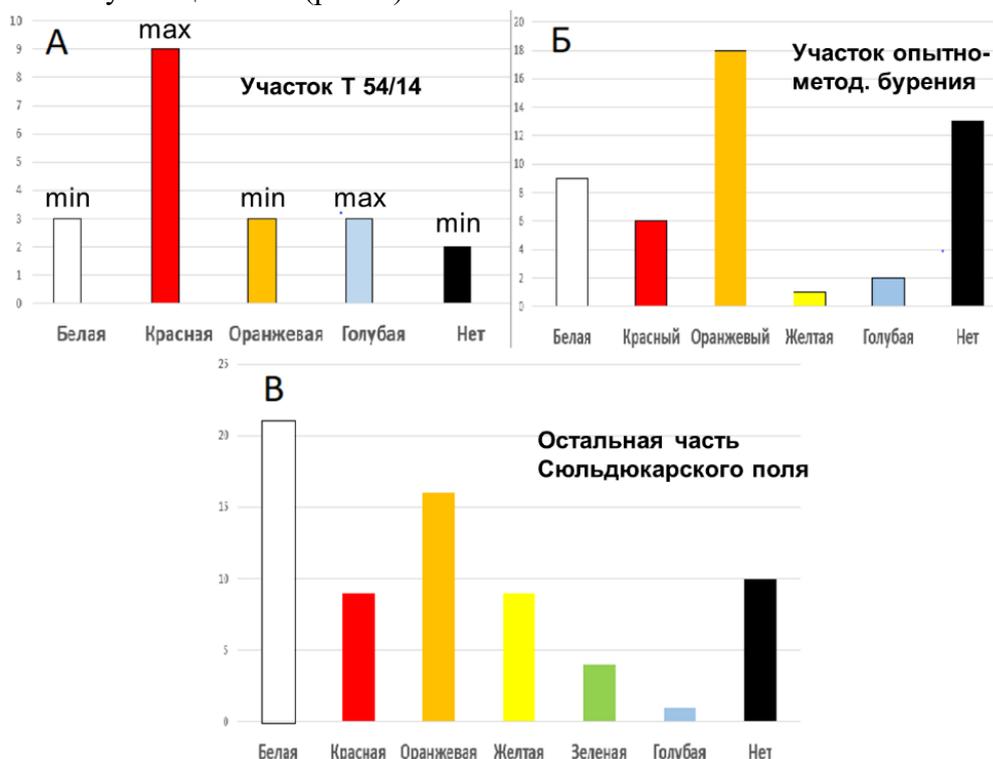


**Рисунок 1.** Распределение кальцитов с разной ФЛ в пределах кимберлитового узла (А) и участка с кимберлитами (Б) Сюльдюкарского кимберлитового поля. 1 – красный; 2 – оранжевый; 3 – зелёный; 4 – жёлтый; 5 – голубой; 6 – белый; 7 – нет ФЛ; 8 – устье скважины; 9 – кимберлиты.



**Рисунок 2.** Распространение кальцитов с разной фотолуминесценцией на поисковой площадке Улахан-Курунг-Юрях (А) и участке Локальный (Б) в масштабах, соответствующих рис. 1. Условные обозначения см. на рис. 1

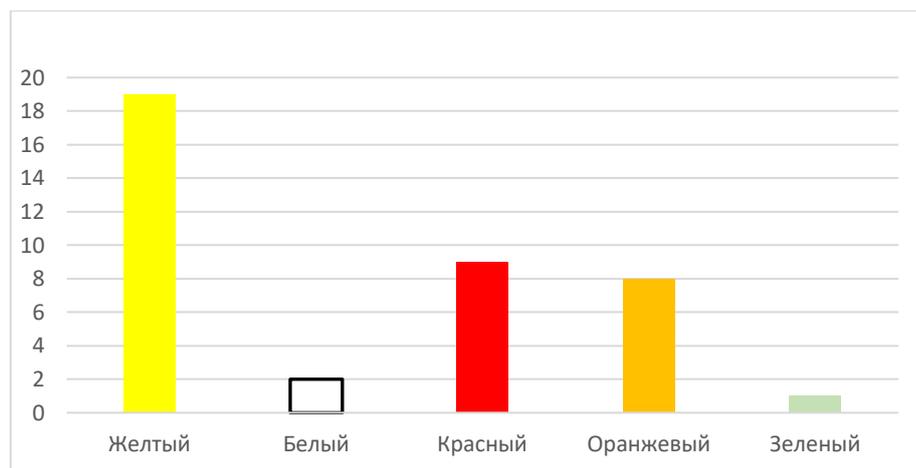
Кальциты с красной ФЛ маркируют кимберлитовый куст и тело (рис. 1). Здесь же наблюдается голубой цвет ФЛ (рис. 3).



**Рисунок 3.** Гистограмма цветов флуоресценции кальцитов Сюльдюкарского кимберлитового поля трёх выделенных групп: ближнего околотрубочного пространства (А); дальнего околотрубочного пространства (Б); остальной части поля (В). По вертикали показано относительное количество наблюдений [4].

Распространение разного цвета ФЛ кальцитов на площади Улахан-Курунг-Юрях хаотично, а повышенное количество кальцитовой минерализации на участке Локальный (рис. 2Б), скорее связано с более густой сетью бурения.

Соотношение кальцитов разных цветов ФЛ сравниваемых площадей показано на рис. 3, 4. На площади Улахан-Курунг-Юрях (рис. 4) оно больше походит на ту часть Сюльдюкарского поля (рис. 3В), где нет кимберлитов, максимальное количество жёлтого и оранжевого, а также наличие зеленого цвета, нет голубого цвета. Надо отметить заметно меньшее число кальцитов с флюоресценцией на площади Улахан-Курунг-Юрях.



**Рисунок 4.** Гистограмма цветов флюоресценции кальцитов поисковой площади Улахан-Курунг-Юрях. По вертикали показано относительное количество наблюдений.

### Выводы

Таким образом, на Сюльдкарской площади установлена связь распределения кальцитов с красной и голубой ФЛ с кимберлитовым телом. Присутствие гидротермальных постмагматических кальцитов с красной и голубой ФЛ характерно для околотрубочных ореолов кимберлитов Накынского поля [Ковальчук и др., 2015, Шмонов, 2015]. На площади Улахан-Курунг-Юрях не установлено закономерностей размещения красной ФЛ, меньшее количество ФФ и отсутствие голубой ФЛ в совокупности с другими минералогическими и тектоническими признаками позволяет сделать вывод о ее малой перспективности для обнаружения кимберлитов.

### Благодарности

Коллектив авторов выражает благодарность компании «АЛРОСА», и в частности, НИГП (ныне Вилюйской ГРЭ) за предоставленные данные.

### Библиография

1. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И. Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Геологические и минералого-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимберлиты Накынского поля Якутии. Москва, 2006 г., 9 стр., УДК: 553.8+551.243.6.



2. Бушков К.Ю. Структура Накынского кимберлитового поля и признаки скрытых сдвиговых кимберлитоконтролирующих структур. Автореферат канд. дисс. Москва, МГРИ. 2006.

3. Шмонов А. М. Геолого-структурные и минералого-геохимические признаки, присущие алмазоносным кимберлитовым телам дайково-жильного типа (на примере Накынского кимберлитового поля Якутии). Автореферат канд. дисс. Москва, 2014. (МГРИ).

4. Стрельников М.В., Игнатов П. А., Мишин И.А., Акулов Г.А. Флюоресценция и фосфоресценция гидротермальных кальцитов Сюльдюкарского кимберлитового поля. Молодые - Наукам о Земле: в 7 т. Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых «Молодые - Наукам о Земле». МГРИ 2020 2 том.



***Геохимические особенности стратиформного вольфрамового оруденения Чакылкалянского мегаблока (на примере месторождения Ходжадык, Южный Узбекистан)***

***Жураев М.Н. (Ташкентский государственный технический университет, j.mexroj@yandex.ru), Жумагулов А.Б.\* (Ташкентский государственный технический университет, aydos\_770@mail.ru), Мухаммадиев Б.У. (Национальный Университет Узбекистана, svatic123@gmail.com )***

**Аннотация.**

В статье приведены геохимические особенности стратиформного вольфрамового оруденения на месторождении Ходжадык. Зоны термального метеморфизма характеризуются седиментогенным накоплением вольфрама и сопутствующих элементов: ванадия, мышьяка и серебра. При геохимической характеристике рудоносных метасоматитов необходимо отметить прогрессирующее накопление от краевой к центральной части метасоматической колонки вольфрама, молибдена, рения и (с перераспределением) мышьяка

**Ключевые слова.**

Вольфрам, породы, стратиформ, месторождения, Чакылкалян, Ходжадык, мегаблок, гранодиорит, геохимия.

**Теория**

Чакылкалянский мегаблок, охватывающий практически все Чакылкалянские горы, расположен в пределах Зарафшано-Алайской структурно-формационной зоны Южно-Тяньшанского орогенического пояса с редкометалльно-золоторудной специализацией [1]. С востока блок граничит с Магианским рудным полем, являющимся западным окончанием Шинг-Магианского сурьмяно-ртутного рудного пояса. С запада блок примыкает к Каратюбинскому гранитоидному интрузиву и его сателлитам, обрамленным палеозойскими карбонатно-терригенными отложениями.

Для Чакылкалянского мегаблока, также как и для всего Южно-Тяньшанского пояса, характерна золото-редкометалльная специализация, выраженная наличием месторождений с пространственным совмещением золотого и вольфрамового оруденения (Яхтон, Чаштепа), либо редкометалльного оруденения, приуроченного к минерализованным зонам, обогащенным золотом (Ходжадык) [3].

Вольфрамовое оруденение на месторождении Ходжадык приурочено к метатерригенно-туфогенно-роговиковой пачке, перекрытой в разрезе доломитами. Подстилают продуктивную пачку породы вулканогенно - терригенной формации, представленные метаморфическими сланцами разнообразного состава. Вольфрамовые руды месторождения Ходжадык представлены пироксен-полевошпат-кварцевыми, пироксен-амфибол-полевошпат-кварцевыми, амфибол-полевошпат-кварцевыми скарноидами, в которых основным вольфрамоносным минералом является шеелит, сопровождаемый сульфидной минерализацией. Количество сульфидов в целом в рудах не превышает 2-4 %.

Основные петрохимические параметры фазовых гранодиоритов Ходжадыкского интрузива: повышенная основность; низкий коэффициент фемичности (10,9); субщелочной ряд щелочности ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} =$  в среднем 6,09 %), по типу щелочности

породы комплекса относятся к калиево-натриевой серии ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в среднем 1,32), по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  относятся к умереннокалиевым разностям; по коэффициенту глиноземистости - к высокоглиноземистым ( $a_l - 1,47$ ); с повышенным коэффициентом агапайности ( $K_a - 0,4$ ) и железистости ( $K_f - 69,7$ ); с низким коэффициентом магнезиальности ( $Mg - 0,3$ ) и титанистости ( $t - 4,4$ ).

Геохимическая специализация пород южно-тяньшаньского комплекса Ходжадыкского рудного поля выражена сверхкларковым накоплением целого ряда химических элементов (кларки концентрации, среднее по 5 пробам): Te (77); Se (66); Bi (16,7); As (9,4); Mo (9); Zr (6,5); Re (5,7); Hf (3,3); Cr (2,8); Ag и Sc (2,7); B (2,5). Химический состав пород Ходжадыкского интрузива (среднее по 6 пробам, масс. %):  $\text{SiO}_2 - 58,77$ ;  $\text{TiO}_2 - 0,48$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 15,30$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,76$ ; FeO - 6,49; MnO - 0,06; MgO - 3,15; CaO - 7,36;  $\text{Na}_2\text{O} - 3,47$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 2,62$ .

Рудовмещающими в пределах месторождения Ходжадык являются отложения шингской свиты, сложенной карбонатными (доломиты и известняки) и алюмосиликатными породами (роговики, ороговикованные песчано-алевролитовые породы, риолитовые туфы, сланцы серицит-кварцевого, полевошпат-серицит-кварцевого, хлорит-серицит-кварцевого состава), по которым формируются скарноиды рудоносных зон.

Наиболее благоприятной литолого-геохимической средой для формирования рудных скарноидов были туфогенные полевошпат-кварцевые и полевошпат-серицит-кварцевые песчано-алевролитовые породы, контактирующие с карбонатными пачками. Весь фактический материал показывает, что скарноиды образовались на месте не карбонатных, а алюмосиликатных пород. Особенно наглядным в этом отношении являются маломощные прослои (0,1-0,8 м) алюмосиликатных пород в карбонатных, когда они по простиранию от полностью превращенных в рудные скарноиды постепенно переходят в малоизмененные туфогенные или песчано-алевролитовые породы. Границы скарноидных тел при этом четко очерчиваются исключительно морфологией пачки алюмосиликатных пород.

Развиваются скарноиды не на контакте гранитоидов с осадочно-метаморфическими породами, а являются чаще межформационными и образованы на контакте карбонатных и алюмосиликатных слоистых пород, а также по маломощным прослоям алюмосиликатных пород в карбонатных. В скарноидах во многих местах сохраняется реликтовая полосчатость исходных осадочно-метаморфических пород.

Характерным минералом для всех разновидностей скарноидов является кварц, который формируется в основном, путем метасоматического замещения амфибола, пироксена, полевых шпатов и частично, путем замещения кварца исходной алюмосиликатной породы [4].

Зональность на месторождении Ходжадык в общем виде (со стороны висячего бока рудоносных позиций): доломит - брекчированный доломит - доломит, насыщенный прожилками магнезиальных скарнов - кальцифир - полевошпат-кварц-пироксеновые скарноиды - пироксен-амфибол-полевошпат-кварцевые скарноиды - амфибол-полевошпат-кварцевые скарноиды - роговики по метаморфическим сланцам - метаморфические сланцы.

Доломиты, их кальцитизированные и прожилково-скарнированные разности развиты в висячем боку продуктивных залежей и с рудными образованиями образуют сложно построенную зону скарнирования, что характерно для большинства месторождений, где формируются магнезиальные скарны магматического этапа [2].



При геохимической характеристике рудоносных метасоматитов необходимо отметить прогрессирующее накопление от краевой к центральной части метасоматической колонки вольфрама, молибдена, рения и (с перераспределением) мышьяка (табл.1).

Зона скарнирования, приуроченная к контакту доломитов и метатерригенно-туфогенно-роговиковой пачки, в карбонатных породах начинается дробленными доломитами мощностью от нескольких метров до 10-30 м, насыщенными многочисленными магнезиальными скарновыми прожилками (с образованием диопсидовых и форстерит - диопсидовых разностей).

Таблица 1

Средние содержания основных элементов во вмещающих породах и рудоносных метасоматитах месторождения Ходжадык

Породы	Химические элементы, г/т									
	L i	B e	R b	S r	C s	B a	B b	P a	P c	V y
1	н .д.	2 ,2	н .д.	7 8	н .д.	н .д.	н .д.	н .д.	н .д.	8 2
2	2 4,26	1 ,9	7 9,6	1 41	6 ,33	8 59	2 2,8	8 59	8 7,1	8
3	8 ,33	1 ,31	3 7,4	2 40	4 ,72	1 02	1 8,7	1 16	1 1,0	2
4	9 ,88	2 ,84	5 5,4	1 96	5 ,41	1 52	1 7,7	1 61	1 0,4	3
	C r	M n	C o	N i	T i	N b	T a	S c	Y	
1	6 5	4 55	1 0	2 6	2 522	7 ,8	н .д.	1 3	1 4	1
2	6 0,5	5 52	1 2,7	1 7,7	4 290	1 1,8	0 ,8	1 2,9	2 5,6	2
3	3 0,2	6 24	3 ,7	9 ,8	8 41	2 ,77	0 ,24	3 ,52	7 ,34	7
4	2 9,2	9 40	6 ,61	1 7,9	1 200	4 ,02	0 ,32	8 ,83	1 0,37	1
	M o	W 	R e	Z r	H f	L a	C e	P r	N d	
1	н .д.	1	н .д.	8 6	н .д.	н .д.	н .д.	н .д.	н .д.	н .д.
2	3 ,46	1 5,4	0 ,011	1 48	4 ,12	2 8,58	5 4,82	7 ,82	3 0,09	3
3	8 6,1	4 2,3	0 ,016	2 2,7	0 ,73	1 2,83	2 5,65	2 ,79	1 0,12	1
4	8 7,9	7 87,9	0 ,111	3 1,7	1 ,0	2 5,4	4 5,29	4 ,68	1 5,92	1
	S m	E u	G d	T b	D y	H o	E r	T m	Y b	



1	н	н	н	н	н	н	н	н	1
	.д.	.д.	.д.	.д.	.д.	.д.	.д.	.д.	,6
2	6	1	5	0	5	0	2	0	2
	,34	,43	,98	,85	,19	,98	,73	,28	,63
3	1	0	1	0	1	0	0	0	0
	,88	,36	,24	,25	,52	,30	,83	,12	,85
4	2	0	2	0	2	0	1	0	1
	,74	,55	,45	,35	,08	,4	,12	,16	,16
	L	∑	T	T	U	C	Z	G	S
	u	pзэ	l	h	u	u	n	a	n
1	н	н	н	н	н	5	4	1	2
	.д.	.д.	.д.	.д.	.д.	3	8	0	,1
2	0	1	0	1	3	7	4	1	9
	,38	48,1	,84	1,22	,18	4,57	6,07	8,5	,43
3	0	5	0	3	1	2	4	5	3
	,12	8,86	,19	,9	,81	6,32	3,9	,1	,11
4	0	1	0	1	2	4	5	8	4
	,18	02,5	,37	,95	,19	3,37	1,2	,24	,98
	A	C	I	P	A	S	S	T	B
	g	d	n	b	s	e	b	e	i
1	0	н	н	6	7	н	н	н	н
	,16	.д.	.д.	7	,5	.д.	.д.	.д.	.д.
2	0	0	0	2	2	3	4	0	0
	,67	,24	,054	1,13	3,7	,54	,32	,078	,58
3	0	0	0	9	5	2	1	0	0
	,16	,15	,027	,64	3,44	,45	,6	,064	,515
4	0	0	0	1	2	2	2	0	0
	,17	,17	,043	0,34	6,04	,87	,27	,076	,419

1 - туфогенные полевошпат-кварцевые и полевошпат-серицит-кварцевые песчано-алевролитовые породы (38); 2 – роговики (40); 3 – пироксен-полевошпат-кварцевые скарноиды (35); 4 – пироксен-амфибол-полевошпат-кварцевые скарноиды (111); н.д. – нет данных; содержания, г/т (количество анализов).

Мощность скарновых прожилков в доломитах обычно колеблется от нескольких мм до 1,5-3 см. В относительно крупных прожилках нередко имеется кварцевое ядро. С обеих сторон в зальбандах жил почти всюду имеются кальцитовые оторочки, мощность которых определяется мощностью самих жил скарнов и колеблется от 0,5 до 5 см. Суммарная мощность кальцитовых оторочек в 1,5-3 раза превышает мощности самих скарновых прожилков.

В измененных доломитах, кроме дипсидовых и форстерит-диопсидовых скарновых прожилков и околожилных кальцитов, нередко устанавливаются неравномерно рассеянные включения зерен флогопита, кварца, полевых шпатов, серпентинизированного форстерита, дипсида, скаполита, тремолита, хлорита и в незначительном количестве (менее 0,5 %) сульфиды (пирротин и пирит). По ассоциации минералов эта зона является кальцифировой.

Мощность зоны предрудных кальцифиров колеблется от нескольких десятков см до 5-6 м. Контакт кальцифировой зоны с рудными скарноидами чаще четкий.



### Выводы:

Вольфрамовое оруденение на месторождении Ходжадык приурочено к метатерригенно-туфогенно-роговиковой пачке, перекрытой в разрезе доломитами. Подстилают продуктивную пачку породы вулканогенно - терригенной формации, представленные метаморфическими сланцами разнообразного состава.

Наиболее благоприятной литолого-геохимической средой для формирования рудных скарноидов были туфогенные полевошпат-кварцевые и полевошпат-серицит-кварцевые песчано-алевролитовые породы, контактирующие с карбонатными толщами. Скарноиды месторождения Ходжадык не являются апоскарновыми образованиями, а формируются по алюмосиликатному субстрату, что определяет специфику шеелит-роговиково-скарноидного оруденения этого объекта.

### Библиография

1. Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. – С.-Пб.: С.-Петербургский ун-т, 1996. – 192 с.
2. Шабынин Л.И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов // М.: Недра, 1974. – 186 с.
3. Franco Pirajno. Effects of Metasomatism on Mineral Systems and Their Host Rocks: Alkali Metasomatism, Skarns, Greisens, Tourmalinites, Rodingites, Black-Wall Alteration and Listevnitese // Lecture notes in Earth system sciences. – Berlin: Heidelberg, 2013. – V.1. – P. 203-216.
4. Жураев М.Н., Тураев Т.Н., Мухаммадиев Б.У. / Геохимические особенности апогранитоидного вольфрамового оруденения (на примере нижнего яруса месторождения Яхтон) / Журнал. Отечественная геология / Москва 2018 г., № 6. стр. 43-50.

### Сведения об авторах

<b>Фамилия</b>	Жураев
<b>Имя</b>	Мехрож
<b>Отчество</b>	Нуриллаевич
<b>Должность, ученая степень</b>	Доцент кафедры «Геология месторождений полезных ископаемых, поиски и разведка», доктор философии по геолого-минералогических наук (PhD)
<b>Организация</b>	Ташкентский государственный технический университет имени Ислама Каримова
<b>Телефон/факс</b>	+99890 973 11 83
<b>E-mail</b>	<a href="mailto:j.mexroj@yandex.ru">j.mexroj@yandex.ru</a>

<b>Фамилия</b>	Жумагулов
<b>Имя</b>	Айдос
<b>Отчество</b>	Байрам ули
<b>Должность, ученая степень</b>	Докторант (научный самостоятельный соискатель) кафедры «Гидрогеология, инженерная геология и геофизика»
<b>Организация</b>	Ташкентский государственный технический университет имени Ислама Каримова
<b>Телефон/факс</b>	+99893 770 77 77



<b>Е-mail</b>	<a href="mailto:aydos_770@mail.ru">aydos_770@mail.ru</a>
<b>Фамилия</b>	Мухаммадиев
<b>Имя</b>	Байрамали
<b>Отчество</b>	Уйгун угли
<b>Должность, ученая степень</b>	Преподаватель кафедры «Геодинамика и тектоника»
<b>Организация</b>	Национальный Университет Узбекистана имени Мирзо Улугбека
<b>Телефон/факс</b>	+99891 639 15 09
<b>Е-mail</b>	<a href="mailto:svatic123@gmail.com">svatic123@gmail.com</a>

*Геологическое строение и особенности минерального состава  
цеолитсодержащего трепела Хотынецкого месторождения (Орловская обл.)*

*Карелина Н.Д.\* (ИГЕМ РАН, karelina-98@list.ru), Морозов И.А. (ИГЕМ РАН,  
ivan.morozov@yandex.ru), Карелина Е.В. (РУДН, elkarelina@mail.ru), Белоусов П.Е.  
(ИГЕМ РАН, belousov.peter@list.ru)*

**Аннотация**

Данная работа посвящена изучению Образцовского участка Хотынецкого месторождения цеолитсодержащих трепелов. В результате проведения полевых и лабораторных работ было изучено геологическое строение, особенности минерального состава, текстуры и структуры пород. Было установлено, что основные полезные компоненты представлены минералами группы цеолита, смектита и опал-кристобалита, суммарное содержание которых достигает 80%.

**Ключевые слова**

Цеолит, клиноптилолит, монтмориллонит, трепел, цеолитсодержащий трепел

**Источники финансирования**

Статья подготовлена в рамках темы Госзадания ИГЕМ РАН.

**Теория**

Природный цеолит используется во многих отраслях промышленности. Хотынецкий цеолитсодержащий трепел используют в строительстве в качестве добавки в цементные смеси, также его применяют в качестве минеральных добавок в корма животных и как наполнитель для кошачьих туалетов. А благодаря высоким сорбционным способностям цеолит служит сорбентом при разливе нефти в нефтехимии.

На территории России на государственном балансе числятся 18 месторождений цеолита с балансовыми запасами кат. А+В+С<sub>1</sub> — 594 312,5 тыс. т, кат. С<sub>2</sub> — 799 748,4 тыс. т. Всего в России разрабатывается 3 месторождения, причем Хотынецкое месторождение имеет самые большие объемы добычи – порядка 40 тыс т в год. В 2019 году запасы цеолитсодержащих трепелов кат. А+В+С<sub>1</sub> оценивались в 7 млн т. (Белоусов П.Е. и др., 2020, Сычева В.Е., 2019).

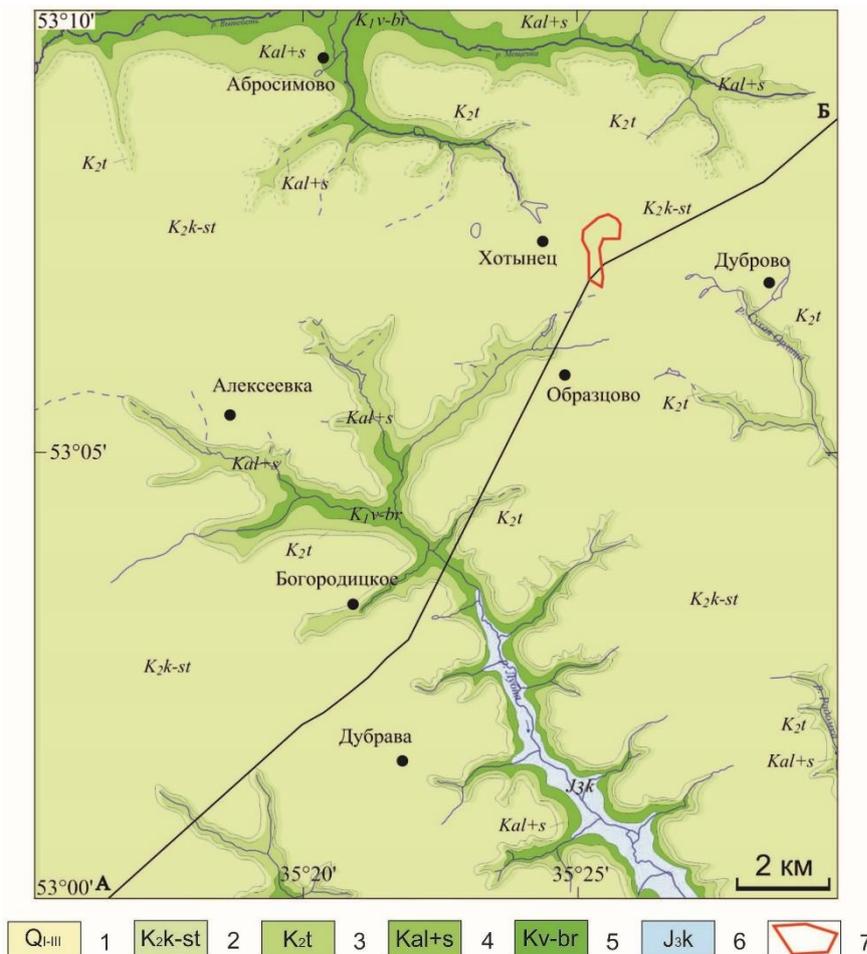
Хотынецкое месторождение цеолитсодержащих трепелов располагается в Орловской области, в 72 км к север-западу от г. Орла. Месторождение состоит из трех участков, в данной работе проводится изучение Образцовского участка, который в настоящее время разрабатывается.

Исследуемое месторождение расположено в центральной части Русской платформы. В геологическом строении территории принимают участие отложения осадочного чехла палеозойского и мезозойского возраста, сложенные терригенными породами девонской, юрской и меловой систем, а также четвертичные отложения.



Месторождение приурочено к верхнему отделу меловой системы, коньяк-сантонскому ярусу (рис. 1). Морфологически толща трепелов характеризуется пластовым строением, имеющим сплошное распространение по всей площади участка. Падение пласта незначительное в юго-западном направлении. Мощность толщи в среднем составляет 20 м.

Формирование цеолитсодержащих трепелов Хотынецкого месторождения происходило в результате диагенетических преобразований теригенно-кремнистых осадков (Савко А.Д. и др., 2009).



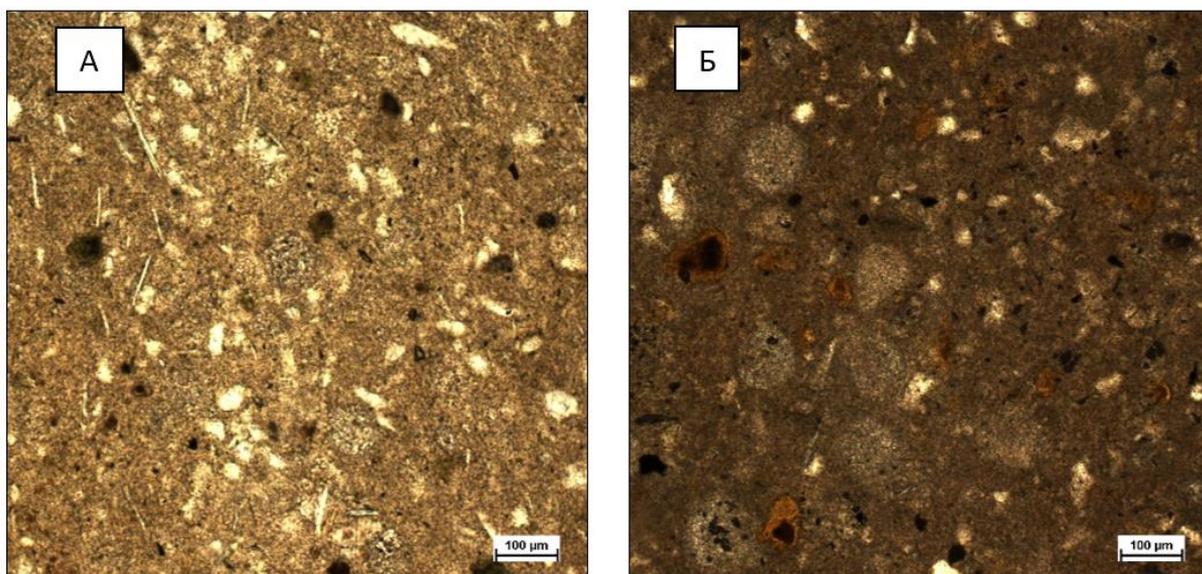
**Рисунок 1.** Геологическая карта района месторождения (Ковешников Г.В., Копейко Н.Г., 2010). Условные обозначения: 1 – неоплейстоцен; 2 – коньякский-сантонский ярусы (меловая система, верхний отдел); 3 – туронский ярус (меловая система, верхний отдел); 4 – альбский-сеноманский ярусы (меловая система, нижний-верхний отдел); 5 – валанжинский, готеривский, барремский ярусы (меловая система, нижний отдел); 6 – келловейский ярус (юрская система); 7 – контуры лицензионной площади Образцовского уч. Хотынецкого месторождения

Минеральный состав был определен с помощью рентгенофазового анализа. В ходе проведенного анализа было выявлено, что основную массу породы составляет минерал группы цеолита – клиноптилолит – его содержание колеблется от 23 до 39%, смектит

представлен монтмориллонитом, его содержание составляет 20-27%, на долю минералов аморфной и кристаллической разновидности кремнезема (кварц, тридимит, кристобалит, аморфный кремнезем) приходится порядка 20-25%. Содержание карбонатов (кальцита) распределено неравномерно по разрезу. В виде примесей также присутствуют полевой шпат, иллит и в незначительном количестве анатаз.

Содержание полезного компонента непостоянно и уменьшается с глубиной, в нижних частях разреза его содержание не превышает 35%, в то время как содержание карбонатов в верхних частях разреза незначительно (не больше 5%), а с глубиной увеличивается.

Структура образцов алевропелитовая. Основная масса представлена глинистыми минералами с примесью зерен кварца, полевого шпата и карбонатов (рис. 2). Зерна цеолита (клиноптилолита) представлены игольчатыми выделениями длиной в 100-150 мкм. Встречаются образцы с оолитовой структурой, а также образцы с остатками диатомовых водорослей. Все породы продуктивного пласта характеризуются светлыми цветами и массивными однородными текстурами.



**Рисунок 2.** Микрофотографии полированных шлифов цеолитсодержащего трепела Хотынецкого месторождения. А – алевропелитовая структура, основная масса образца представлена глинистыми минералами и трепелом. В образце присутствуют зерна кварца и КПШ, а также игольчатые агрегаты цеолита. Б - образец с оолитовой структурой.

Для определения химического состава трепелов проводился рентгенофлуоресцентный анализ. По результатам анализа видно, что основными породообразующими элементами являются кремнезем и оксид кальция, на сумму которых приходится от 70 до 80 %. На долю остальных элементов приходится порядка 15% (таблица 1). Оксид кальция связан с карбонатными породами, кремнезем в основном связан с опал-кристобалитом и в меньшей степени с минералами группы смектита и цеолита. Содержание кальция увеличивается с глубиной.



*Таблица 1. Химический состав цеолитсодержащих трепелов Хотынецкого месторождения, %.*

О бр.	П ПП	N a <sub>2</sub> O	M gO	A l <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S iO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	C aO	T iO <sub>2</sub>	M nO	F e <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	1 0.27	0. 11	1 .53	8. 09	7 1.97	1 .50	1. 98	0 .50	0. 004	3. 58	0 .27
2	9. 12	0. 10	1 .27	6. 77	7 5.75	1 .34	1. 73	0 .43	0. 003	3. 13	0 .19
3	9. 26	0. 10	1 .35	7. 33	7 2.95	1 .45	2. 49	0 .46	0. 014	3. 85	0 .56
4	1 0.83	0. 12	1 .58	8. 73	6 7.82	1 .65	3. 53	0 .53	0. 005	4. 01	0 .99
5	1 6.61	0. 12	1 .13	6. 34	5 6.92	1 .34	1 4.12	0 .43	0. 004	2. 61	0 .18

## Выводы

В геологическом строении района месторождения принимают участие отложения палеозойского, мезозойского и четвертичного возраста, цеолитсодержащие трепела приурочены к верхнему отделу меловой системы, коньяк-сантонскому ярусу. Месторождение характеризуется пластовым строением, со средней мощностью полезной толщи 20 м.

Основную массу породы слагают такие минералы как клиноптилолит, монтмориллонит и опал-кристобалит, полезный компонент считается как сумма этих минералов. Суммарное содержание этих минералов по месторождению достигает 75-80%. Вредной примесью считается кальцит, его содержание в верхних частях разреза не превышает 5%. С глубиной содержание полезного компонента уменьшается до 35%, а содержание карбонатов увеличивается до 15%. Данные по минеральному составу подтвердились химическим анализом. Породы однородные, основная структура алевропелитовая. Основная часть породы представлена глинисто-кремнистой массой с примесью зерен кварца, полевого шпата и карбонатов.

## Библиография

1. Белоусов П.Е., Чупаленков Н.М., Карелина Н.Д., Крупская В.В. // Геолого-структурная позиция месторождений бентонита и цеолита России. Новое в познании



процессов рудообразования. Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. // ИГЕМ, 2020, стр. 826-830.

2. Г.В. Ковешников, Н.Г. Копейко. //Геологическая карта района Хотынецкого месторождения цеолитсодержащих трепелов. //2010.

3. Савко А.Д., Дмитриев Д.А., Иванова Е.О., Чигарев А.Г. //Литология и полезные ископаемые сантона центральной части КМА. //Воронежский государственный университет, 2009.

4. Сычева В.Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации: «Цеолиты» // 2019.

*Диагностика ураноносных гидротермально-метасоматических образований с применением VIS-NIR-SWIR спектроскопии на флангах месторождения Столбовое (Восточное Присяянье)*

*Карманов Е.Н.\* (ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского», Москва, Россия, [karmanov@vims-geo.ru](mailto:karmanov@vims-geo.ru))*

*Леденева Н.В. (ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского», Москва, Россия, [ledeneva@vims-geo.ru](mailto:ledeneva@vims-geo.ru)), Рассулов В.А. (ФГБУ «Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н. М. Федоровского», Москва, Россия, [rassulov@vims-geo.ru](mailto:rassulov@vims-geo.ru))*

### **Аннотация**

Детальное картирование гидротермально-метасоматических изменений и установление их связи с рудной минерализацией позволяет решать поисково-разведочные задачи. Эти исследования имеют под собой основную цель: разрешить вопрос пространственных, временных и генетических соотношений окolorудных гидротермально-метасоматических изменений с проявленным урановым оруденением.

По результатам анализа полученных данных в ходе исследования были выделены минеральные парагенезисы, которые позволили определить пространственную приуроченность и генетическую связь разных по составу метасоматитов (слюдистых и гидрослюдистых) с разной урановорудной минерализацией и с разными магматическими комплексами.

### **Ключевые слова**

Уран, месторождения несогласия, окolorудные изменения, ИК спектроскопия

### **Источники финансирования**

Исследование не имело спонсорской поддержки.

### **Теория**

Месторождение Столбовое расположено в северной части Восточного Саяна, находится в Нижнеудинском районе Иркутской области. Исследуемый участок локализован в кристаллическом ядре Бирюсинской горст-антиклинали, являющейся внутренним поднятием фундамента Присяянского прогиба, в зоне Бирюсинского разлома [1,2]. В строении месторождения выделяется два структурных этажа – нижнепротерозойский гранито-гнейсовый фундамент и, перекрывающий его, субплатформенный осадочный средне-верхнерифейский чехол. В строении площади принимают участие силлы нерсинского комплекса, залегающие среди песчаников среднего рифея, и более ранние дайки ангаульского комплекса, предположительно раннерифейского возраста, не прорывающими отложения чехла.

Гидротермальное урановое оруденение, представленное настураном и коффинитом, локализовано в измененных гнейсо-гранитах и в тектонически

нарушенных дайковых телах долеритов и приурочено к линейным крутопадающим прожилково-метасоматическим зонам.

В период с 2018 по 2020 гг. в рамках поисковых работ, в пределах флангов изучаемого месторождения, проводилось детальное исследование гидротермально-метасоматических изменений и их связи с рудной урановой минерализацией. Помимо традиционных методов изучения вещества (визуальное картирование, минералого-петрографические и геохимические исследования) была проведена диагностика (Рассулов В.А.) минерализации с использованием портативного спектрометра TerraSpec 4 Hi-Res (ASD Inc. Panalytical NIR Center, США), функционирующего в видимой, ближней и коротковолновой ИК области спектра [3] и определен состав глинисто-слюдистой минерализации с использованием базы данных и программного обеспечения.

Применение этого метода является особенно эффективным при поисках скрытых и слабо проявленных месторождений, на которых широкие ореолы гидротермально-метасоматических изменений могут не выходить на дневную поверхность. Слюдисто-глинистая минерализация играет ведущую роль в составе трех формационно-генетических и промышленных типов ураноносных метасоматитов, связанных со средне-низкотемпературными процессами кислотного выщелачивания - березитов, гидрослюдизитов и аргиллизитов [2]. Ранее диагностика слюдисто-глинистых минералов была возможна только с помощью прецизионных методов, требующих трудоёмкой пробоподготовки и тщательного исследования.

Исследования проводилось в несколько этапов. На первом этапе с использованием гиперспектрометра проводились измерения в керне скважин с шагом от 10 см до нескольких метров в зависимости от степени изменения пород. В последующем полученные данные обрабатывались с помощью программного обеспечения TSGVersion 7 (CSIRO, Australia). В завершение исследования проводилась интерпретация результатов и их сравнение с данными, полученными при изучении вещества традиционными методами.

В ходе проводимых исследований была показана и подтверждена высокая точность определения всех разновидностей глинистых, тонкослюдистых минералов, карбонатов и хлоритов в породе *in situ* и образцах без предварительной пробоподготовки.

Картирование ИК-гиперспектрометром показало, что крутопадающие рудоносные структуры, трассируемые дайками раннерифейского возраста, сопровождаются тонкослюдистой березитовой ассоциацией основными минералами которой являются фенгит-серицит-Fe-хлорит-доломит-сидерит.

Фенгит и серицит образуют тесную пространственно-временную ассоциацию. Оба минерала характерны для всего ореола метасоматических изменений и развиты наиболее широко. Количества серицита и фенгита относительно друг друга часто колеблются в широких пределах, так как их образование по-видимому зависит от состава вмещающих пород (их лейкократовости/меланократовости соответственно).

Совместно с ними нередко находятся мелкокристаллические карбонаты – сидерит, реже доломит, а также микророзетковый Fe-хлорит, который встречается, как правило, вблизи долеритовых даек.

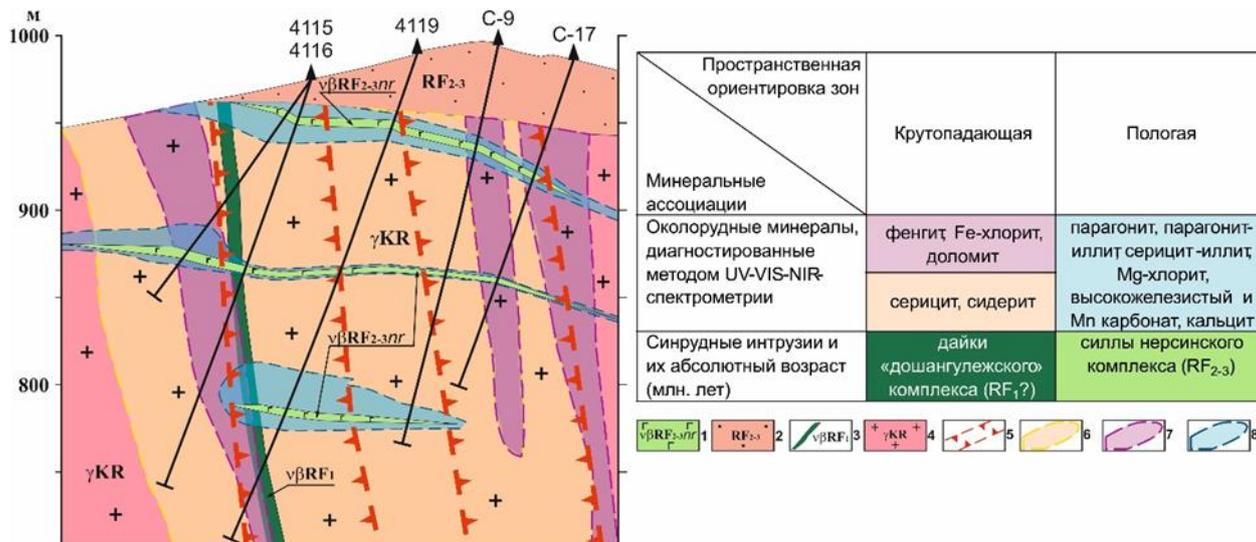
С метасоматитами березитового состава связана урановорудная минерализация представлена настураном, который локализован в криптокварцевых прожилках, обогащенных пиритом. Настуран образует колломорфные выделения в зальбандах прожилков, вокруг обломков микробрекчий и тонкую вкрапленность в криптокварце.

Прожилково-рудные зоны широко проявленные в гранито-гнейсовой среде встречаются также в эндоконтактах крутопадающих даек долеритов. Изотопная система настурана была проанализирована аккредитованным U-Pb методом в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии «ИГЕМ» РАН (аналитик Голубев В.Н.). Полученное значение составило  $1313 \pm 23$  млн. лет. Возраст оруденения наиболее близок к возрасту даек долеритов ангаульского комплекса, соответствующих раннерифейскому тектоно-магматическому циклу.

Зоны гидротермально-метасоматических изменений, сформировавшиеся на втором, средне-позднепротерозойском этапе, образуют самостоятельные ореолы, большей частью сопровождающие пологопадающие долеритовые дайки и силлы. Эти структуры сопровождаются более низкотемпературными гидрослюдистыми (иллитовыми) изменениями. Гидрослюдистая составляющая метасоматитов включает – фенгит-иллит, мусковит-иллит, парагонит-иллит, совместно с которыми нередко находится монтмориллонит, Fe-Mg-, Mg-хлорит, анкерит, иногда кальцит.

Изменения этого этапа проявлены в пространстве более локально, образуя компактные маломощные зоны на фоне развития березитовых изменений. В случаях телескопированного наложения данной ассоциации на рудные зоны с оксидом урана, приводит к образованию переотложенного коффинита с возрастом, соответствующим средне-позднерифейской активизации.

В тех случаях, когда гидрослюдистые метасоматиты имеют самостоятельное развитие и не наследуют урановорудные зоны I этапа, они безрудны (*Рисунок 1*). Это свидетельствует о том, что гидротермально-метасоматические образования второго этапа не являются рудогенерирующими, а способствуют лишь частичному переотложению оксидноурановой минерализации с образованием коффинита.



**Рисунок 1.** Схема пространственного распределения гидротермально-метасоматических изменений горных пород

1 — базиты нерсинского комплекса (RF<sub>2-3</sub>); 2 — гравелистые песчаники шангулежской свиты (RF<sub>2-3</sub>); 3 — базиты «дошангулежского» комплекса (RF<sub>1</sub>?); 4 — гранитоиды массивные саянского комплекса (KR); 5 — ураноносные зоны; 6–8 — минеральные ассоциации: 6 — серицит, сидерит; 7 — фенгит, Fe — хлорит, доломит; 8 — парагонит-иллит, серицит-иллит, Mg-хлорит, высокожелезистый и Mn-карбонат, кальцит

## Выводы

Диагностика глинисто-сланцевой минерализации возможна только лишь с применением прецизионных методов, из которых наиболее полезен своей оперативностью диагностический метод с использованием гиперспектрометра. По внешним признакам, макро- и микроскопически, тонкослюдистая минерализация не диагностируется. Таким образом с применением современного метода Vis-Nir-Swir-спектроскопии удалось откартировать околорудные ореолы не только по интенсивности метасоматоза в пространстве, а также выявить вещественные различия и зональность внутри них.

## Благодарности

Авторы благодарны Генеральному директору ЗАО «НПП ГеоТестСервис» А.М. Ольховскому за предоставление для исследований спектрометра TerraSpec 4 Hi-Res и программу для идентификации слюдино-глинистой минерализации TSG ver. 7

## Библиография

1. Машковцев Г.А., Гребенкин Н.А., Мигута А.К., Щеточкин В.Н. Перспективы ураноносности южного обрамления Восточно-Сибирской плиты. Разведка и охрана недр. 2015. № 4. С. 3—15.



2. Машковцев Г.А., Мигута А.К., Тарханов А.В., Щеточкин В.Н. Урановорудный потенциал России 2015—2035. Минеральное сырье, № 33. М., 2017. С. 65—69.
3. Рассулов В.А., Леденёва Н.В., Иоспа А.В. Оперативная диагностика глинистогидрослюдистой минерализации на основе спектрометрии в диапазоне UV-VIS-NIR //Разведка и охрана недр. 2018. №10. С. 69-72.
4. Phoebe L. Hauff. An overview of VIS-NIR-SWIR field spectroscopy as applied to precious metals exploration. - Spectral International Inc. 2008. 71 pp.

*Урановая геология и безуглеродная энергетика*

*Карманов Е.Н.\* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), karmanoven@mgri.ru)  
Верчеба А.А. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), verchebaaa@mgri.ru), Алешин А.П.  
(Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), aleshinap@mgri.ru)*

**Аннотация**

В докладе рассматриваются проблемы развития ядерной энергетики России и воспроизводства МСБ урана. Авторы ставят цель уделить особое внимание направлению подготовки «Прикладная геология» для воспроизводства квалифицированных кадров для урановой геологии.

**Ключевые слова**

Уран, подготовка кадров, минерально-сырьевая база России.

**Источники финансирования**

Исследование не имело спонсорской поддержки.

**Теория**

В 2021 году на международном форуме по борьбе с глобальным потеплением страны-участницы высказались за полное сокращение выбросов углекислого газа в атмосферу. Еврокомиссия включила ядерную энергетику в программу финансирования сокращения выбросов газов в атмосферу [4]. В мероприятиях по борьбе с глобальным потеплением у ядерной энергетики нет альтернативы. АЭС не выбрасывают в атмосферу CO<sub>2</sub>, работают с высоким коэффициентом полезного действия и по мощности в 4-5 раз превосходят возобновляемые источники энергии (ВИЭ). Это показывает необходимость стимулировать инвестиции в новые ядерные энергетические установки и строительство новых блоков АЭС, увеличивая их мощность и повышая надежность.

Основной проблемой России в развитии ядерной энергетики является наметившийся дефицит производства урана. На протяжении последних десяти лет потребности в уране значительно превышают его производство. К 2030 г. по оптимистическому сценарию потребности в природном уране возрастут до 15-16 тыс. тонн [6]. Возникает необходимость освоения новых и резервных месторождений и воспроизводства минерально-сырьевой базы урана России.

Минерально-сырьевая база (МСБ) природного урана России, казалось бы, достаточна для развития ядерной энергетики, однако, доля «активных» запасов не превышает 7% от всего их объема. Сложная проблема МСБ урана в России – отсутствие прогнозных ресурсов категории P<sub>1</sub>. В России добыча урана существенно ниже потребностей ядерной энергетики. Поэтому для обеспечения уровня производства металла в России до 3-3,5 тыс. тонн в год на перспективу требуется активное развитие

геологоразведочных работ и существенное расширение МСБ за счет выявления новых, рентабельных для освоения месторождений [5]. По оценкам отечественных и зарубежных экспертов, в том числе экспертов МАГАТЭ, потребность РФ в уране составит от 12 до 20 тыс. тонн в год [5].

Решение этой важной проблемы воспроизводства минерально-сырьевой базы урана потребует интенсифицировать научные разработки, направленные на повышение эффективности прогнозирования и поисков новых высокоэкономичных месторождений урана, что предусматривает:

-активизацию металлогенических и поисковых работ на уран и обеспечение их бюджетного финансирования по программе Роснедра «Воспроизводство и использование природных ресурсов» и Росатома по программе «Воспроизводство МСБ урана на территории действующих предприятий:

-оценку доступной МСБ урана и выделения первоочередных объектов для разработки;

-внедрение научных разработок по созданию рациональных геолого-геофизических комплексов для поисков и оценки скрытых месторождений урана применительно к конкретным геологическим условиям [6]

В связи с этим при подготовке инженеров геологов по направлению Прикладная геология в образовательных программах вузов должно быть предусмотрено формирование профессиональных умений и навыков:

-выбирать технические средства и оборудование для решения профессиональных задач и осуществлять контроль за их применением;

-выполнять аналитические, имитационные и экспериментальные исследования, критически оценивать результаты исследований и делать выводы

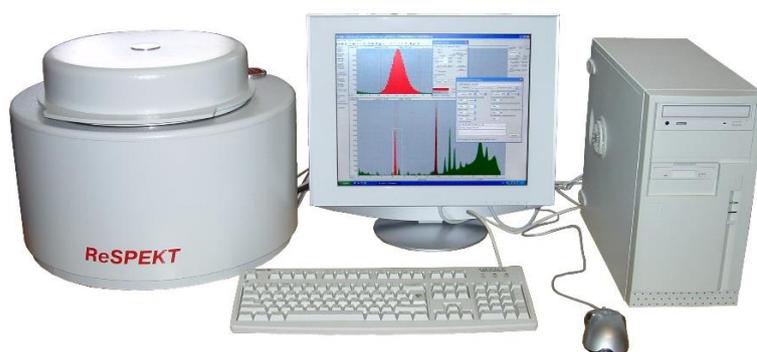
-владеть цифровой технологией работы на современной аппаратуре, оборудовании, навыками применения информационных технологий, с использованием новейшего отечественного и зарубежного опыта и др. [3]

В России подготовка горных инженеров проводится более чем в 50 университетах, институтах, их филиалах и факультетах. Анализ приема абитуриентов на горно-геологическое направление подготовки в 2021 году показал, что наиболее печально обстоит дело с подготовкой кадров по геологии твердых полезных ископаемых. Прием абитуриентов в вузы в 2021 г. на направление «Прикладная геология» 1725 человек, из которых по специализации геологическая съемка, поиски и разведка твердых полезных ископаемых обучаются около 700 человек. Выпуск специалистов с инженерным образованием по прикладной геологии, включая гидрогеологов, геологов-нефтяников и геологоразведчиков в 2021 году составил 1206 человек, что в разы меньше, чем специалистов по горному и нефтегазовому делу специальностей. Следует отметить, что технические вузы и факультеты выпускают с учетом естественного отсева обучающихся за пять лет около 60% от поступавших. Для ядерной отрасли и урановой

промышленности специализированная подготовка горных инженеров геологов не реализуется, что привело к кадровому голоду отрасли.

В урановой промышленности имеется тенденция увеличения мирового потребления радиоактивных элементов, необходимости улучшения качества МСБ энергетических источников и, следовательно, подготовки специалистов по образовательной программе «Геология и разведка месторождений урана».

Предстоящие масштабные работы по поиску новых урановых месторождений и подготовке к отработке запасов уже разведанных, потребуют срочного возобновления выпуска студентов урановой специализации. Воспроизводство квалифицированных кадров по урановой геологии становится не менее важной задачей, чем воспроизводство минерально-сырьевой базы России. Подготовка специалистов следует возродить на базе МГРИ, где среди профессоров еще остались геологи-уранщики, участвовавшие в геологоразведке и изучении урановых месторождений [2], а также сохранена единственная в России коллекция образцов урановых руд различных промышленно-генетических типов, действует научно-учебная лаборатория физических методов исследования горных пород и руд, оснащенная современными приборами рентгенофлуоресцентного анализа «РеСПЕКТ» (Рисунок 1).



*Рисунок 1. Энергодисперсионный рентгенофлуоресцентный спектрометр ReSPEKT*

Срочность начала подготовки студентов-уранщиков обусловлена критическим сроком истощения ресурсной базы урана и длительностью ее восполнения. Подготовка различных курсов лекций и обучение студентов по программе специалитета займет минимум 5-7 лет, к этому времени уже будет сказываться дефицит добычи урана в мире и особенно в России. Не менее 10 лет необходимо на открытие новых урановых месторождений, параллельно необходимо подготавливать уже разведанные запасы к отработке. Учитывая уже критический «разрыв поколений» между опытными геологами-уранщиками, еще продолжающими свою деятельность, и еще не подготовленными молодыми специалистами, «кадровый голод» может явиться одним из главных факторов риска в неотложной задаче восполнения минерально-сырьевой базы урана России.

Учитывая исторический опыт создания минерально-сырьевой базы урана в нашей стране и объективную роль в этом созидательном процессе советского инженерного геологического образования, актуально возродить подготовку инженеров-уранщиков в российских вузах [1] с созданием учебно-научных кластеров на базе университетов и ведущих предприятий отрасли.

Как пилотный проект была создана базовая кафедра комплексной оценки месторождений в ведущем отраслевом научно-исследовательском институте ФГБУ «ВИМС» по подготовке и переподготовке обучающихся, в том числе для урановой геологии. Базовая кафедра участвует в реализации двухлетней магистерской программы «Геология месторождений стратегических видов полезных ископаемых», которая прошла государственную аккредитацию в 2020 г. Ежегодно по программе обучаются 6-8 магистрантов, в том числе из иностранных государств, что подтверждает востребованность подготовки специалистов данной сферы. Хотя очевидно, что за два года невозможно подготовить профессионального геолога-уранщика, часто на магистерскую программу «Геология» поступают бакалавры непрофильных направлений подготовки, не имеющие представления о геологии.

## **Выводы**

Поэтому необходимо возродить образовательные программы полноценной инженерной подготовки уранщиков, потому что перспективы наращивания минерально-сырьевой базы энергоносителей, в том числе урана, и создание условий для обеспечения страны энергетическим сырьем должны быть увязаны с кадровой обеспеченностью отрасли совместными усилиями организаций высшего образования, отраслевых институтов, недропользователей в системе подготовки специалистов-геологов.

На геологоразведочном факультете МГРИ есть все необходимое для подготовки специалистов по урановой геологии. Работают высококвалифицированные преподаватели, изданы учебники и учебные пособия, сохранилась уникальная коллекция редких, благородных и радиоактивных металлов. Ученые кафедры участвуют в научных проектах по формированию построений генетических моделей крупных, уникальных месторождений золота, урана, алмазов. Чрезвычайно важным сейчас является переиздание учебной литературы по современной урановой геологии и издание новых электронных учебников и учебных пособий, а также научно-справочной литературы, учитывающих современное состояние минерально-сырьевой базы урана и особенности рыночных отношений в сфере

## **Библиография**

1. Верчеба А.А. Подготовка кадров для горно-геологической отрасли России. Горные науки и технологии. Том 6. №2. 2021. С. 144-153.
2. Верчеба А.А., Игнатов П.А., Пилипенко Г.Н. О подготовке геологов для урановой отрасли в Российском государственном геологоразведочном университете. Материалы по геологии, поискам и разведке месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Информационный сборник. Вып. 159. Москва 2015. С. 16-18.



3. Верчеба А.А., Оганесян Л.В. Пути совершенствования высшего геологического образования. Разведка и охрана недр. 2016. № 12. С. 3-8.

4. Европа признает газовую и атомную энергетику "зеленой". Российская газета - Столичный выпуск № 25(8673), 03.02.2022.

5. Машковцев Г.А., Алтунин О.В., Гребенкин Н.А. и др. Первоочередные задачи и современные технологии геологоразведочных работ на уран. Разведка и охрана недр № 11. 2017 – с. 8-22.

6. Тарханов А.В., Бугриева Е.П. Урановая промышленность в годы глобального экономического кризиса и пандемии. Минеральное сырье. Серия геолого-экономическая № 38. М.: ВИМС, 2021. 88 с.

*Геохимические методы поисков в Ыгыаттинском алмазоносном районе  
Западной Якутии*

*Кириллина А.В.\* (Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО),  
KirillinaAV@alrosa.ru), Мальцев М.В. (Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО),  
MaltcevMV@alrosa.ru), Бережнев И.И. (Вилюйская ГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО),  
BerezhnevII@alrosa.ru)*

**Аннотация**

Данная работа рассматривает геохимические методы поисков коренных алмазных месторождений в Ыгыаттинском районе Западной Якутии. Итогом является рассмотрение высококонтрастных аномалий и установление границ перспективных участков.

**Ключевые слова**

Кимберлиты, геохимические аномалии, линеаменты, аномальные концентрации, ореолы.

**Теория**

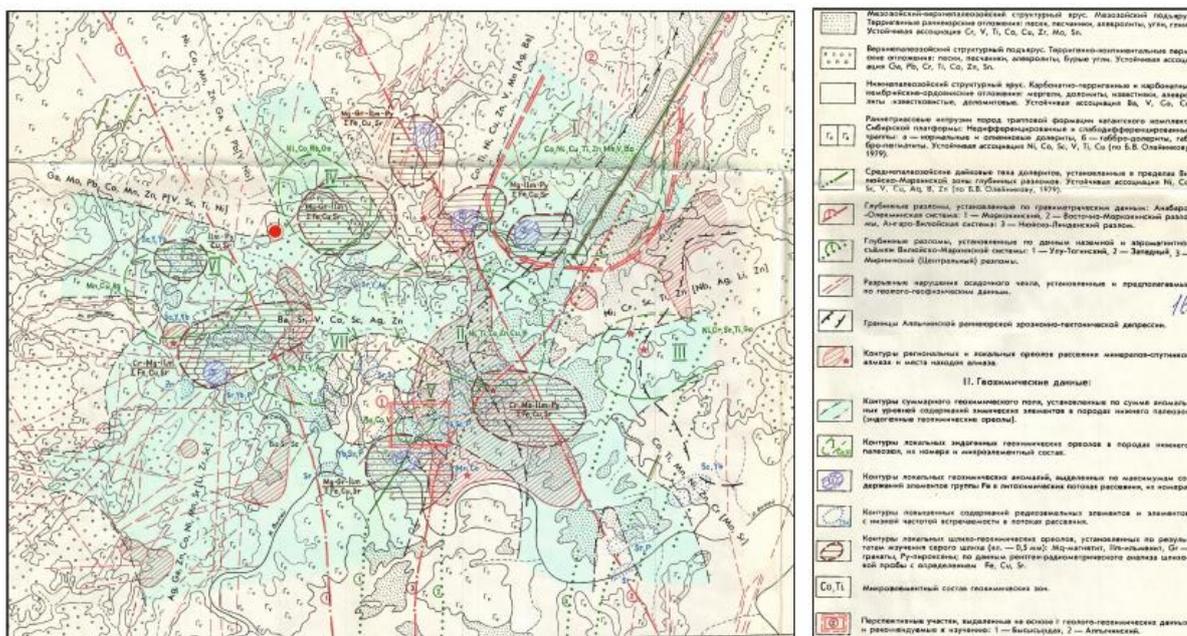
Прикладная геохимия является единственной ветвью геологии, где математические методы доведены до практического использования в виде расчетных средств в рамках элементарных построений (определение фона методами статистики, расчет аномалий, коэффициентов зональности, интенсивности и др.). Для повышения эффективности геохимических работ необходимо перейти от обработки цифр и интерпретации аномалий к построению и проверке концептуальных моделей с геохимическими проблемами формирования магматических комплексов. Для прогресса в интерпретации геохимических данных важно осознать возможность появления минералого-геохимических индикаций геохимических аномалий определенного состава на каждом уровне развития магматического комплекса.

Сюльдюкарская кимберлитовая трубка в недавно открытом кимберлитовом Сюльдюкарском поле Ыгыаттинского района Якутии прорывает нижнепалеозойские терригенно-карбонатные породы, которые перекрыты каменноугольно-пермскими угленосными отложениями, а также мезозойскими туфами и покровами, содержащими силлы базальтов трапповой формации. Траппы широко распространены, что резко ограничивает использование геофизических методов поисков коренных алмазных месторождений. Также ограничено применение традиционного шлихоминералогического метода поисков кимберлитовых тел, поскольку базальные горизонты карбон-пермского возраста сложены аллювиально-дельтовыми отложениями. В таких условиях поисковая значимость геохимических исследований существенно возрастает.

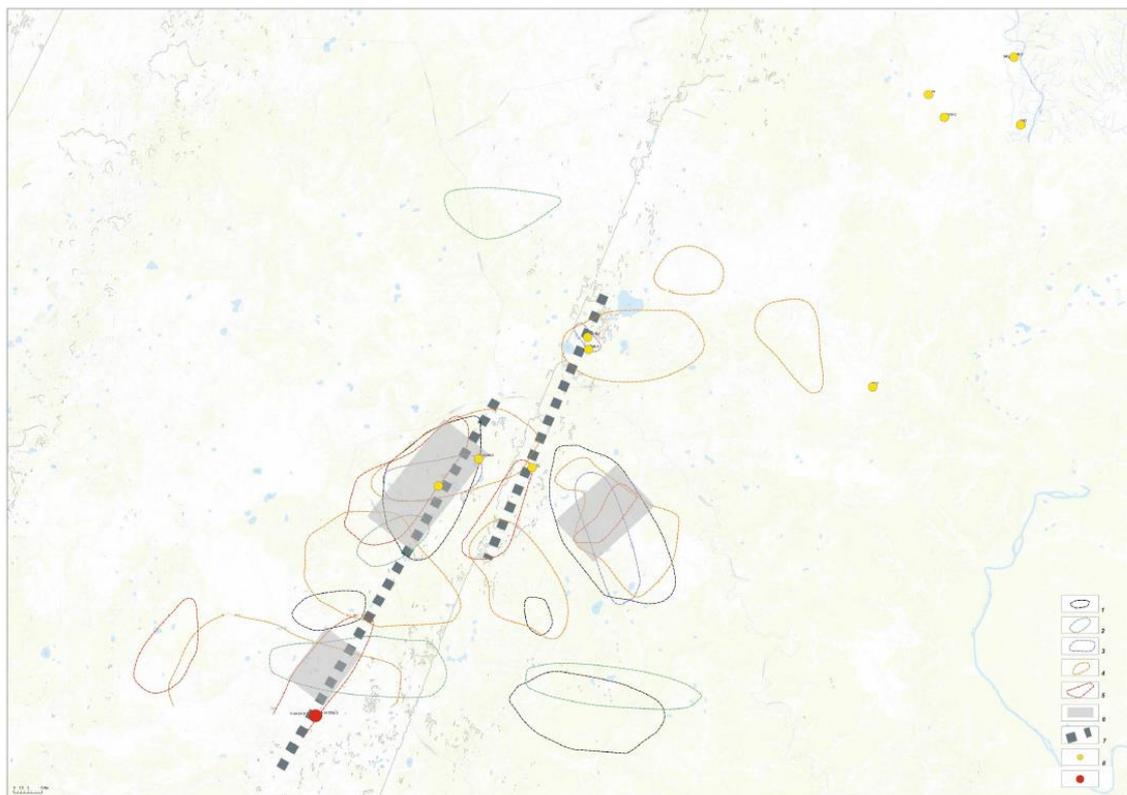
Геолого-геохимические работы на Холомолоох-Сюльдюкарской площади (Ягнышев и др., 1988) включали в себя литохимическое опробование потоков рассеяния (по основным водотокам), площадное литохимическое опробование открытых



территорий с целью обнаружения вторичных ореолов рассеяния, опробование сохранныго керна и сбор архивной информации. Комплексный анализ данных показал, что границы аномального геохимического поля достаточно наглядно визуализируют основные дизъюнктивные структуры района – разломы Вилюйско-Мархинской, Анабаро-Мирнинской и Батырской зон. (рис.1). Полиэлементные аномалии, некие первичные ореолы рессеяния равномерно распределены по площади, располагаясь либо на линиях разломов, либо между ними. Из выделенных семи ореолов для заверочных (на



**Рисунок 1.** Сводная геолого-геохимическая карта Холомолоох-Сюльдюкарской площади (Ягнышев и др., 1988). Красным кружком показана открытая Сюльдюкарская трубка.



**Рисунок 2.** Схема расположения аномалий вольфрама (1), стронция (2), никеля (3), кобальта (4) и цинка (5) в нижнепалеозойских отложениях Ыгыаттинской площади. Серым цветом (6) выделены участки совмещения аномалий, (7) линеаменты, проведенные по аномальным изверженным породам (гидротермально измененные долериты (Минин, 2016)) и Сюльдюкарской трубке (8 и 9 соответственно).

кимберлиты) работ выделяют два - Бысысырдах и Аппычинский. Первый из них попадает в контур участка Восточный, выделенный специалистами Вилуйской ГРЭ после обнаружения Сюльдюкарской трубки как перспективный.

В породах Ыгыаттинской площади выявлены аномальные концентрации никеля, их значения колеблются около отметки равным двум геохимическим фонам, что значительно ниже, чем в породах Накынской площади. А распределение аномалий W, Sr и Co нижнепалеозойских пород схожи аномальным породам Накына. Они слагают разноразмерные участки, хаотично распределенные по площади. Высококонтрастные аномалии никеля напротив характеризуются ограниченным распространением, занимая небольшие пространства. Цинк образует узкие вытянутые ореолы преимущественно в западной части планшета.

По результатам геохимических работ установлены аномалии W, Sr, Ni, Co и Zn (рис. 2). На первый взгляд, картина получилась мозаичной и совершенно неинформативной. Однако, если принять во внимание вскрытые на примере Накынской площади эмпирические закономерности, а именно совмещенность в пространстве разноэлементных ореолов, то мозаика приобретает структурированные очертания. Из наложенных один на другой ореолов W, Sr, Ni, Co вытянутые ореолы цинка «вырезают» компактные участки, которые вытягиваются вдоль линеаментов, проведенных по аномальным (гидротермально измененным) долеритам. В одну из этих цепочек укладывается Сюльдюкарская трубка.

## **Выводы**

В Накынском кимберлитовом поле вытянутые в северо-восточном направлении совмещенные ореолы W, Sr, Ni, Co и Zn совпадают с известными кимберлитовыми телами, на Ыгыаттинском полигоне мы видим очень похожую картину (рис. 2). Из чего следует, что участки совмещения аномалий перечисленных элементов можно считать перспективными на обнаружение кимберлитов. Для заверки геохимических аномалий при проведении ГРР можно рекомендовать буровую сеть в виде конверта скважин (одна в центре и четыре по краям).

## **Библиография**

1. Крицук И.Н., Питулько В.М. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. Ленинград: Недра, 1990 г, 336 стр.
2. П.А. Игнатов., А.Ю. Колесник, А.В. Толстов, М.В. Мальцев. Геологические признаки рудовмещающих структур Сьюльдюкарского кимберлитового поля Якутии. Горный журнал, 2019, №10, стр. 67-71
3. В.А. Минин. Отчет по теме: «Изучение минералого-геохимической специализации изверженных и осадочных пород с целью структурно-геохимического картирования Ыгыаттинского алмазонасного района, разработка и актуализация поисково-геохимических мероприятий в АК «АЛРОСА» (ПАО)», 2019 г.



***Условия образования кварц-диксит-киноварного оруденения за счет  
деятельности метаново-водных растворов в Селезневском угленосном районе  
Донбасса***

***Крисак О.С.\* (Донецкий национальный технический университет,  
krisakoleg@gmail.com) Донецк, Донецкая Народная Республика***

**Аннотация**

Кварц-диксит-киноварный тип оруденения в Селезневском угленосном районе находится в седловидных жилах пластов песчаников и известняков, приуроченных к присводовой части брахинтиклиналей высоких порядков и взбросо-складок в краевых частях Селезневской синклинали. Формирование структур происходило в ларамийскую фазу альпийского тектоногенеза.

**Ключевые слова**

Альпийский тектоногенез, брахинтиклинали, седловидные жилы, киноварь, диксит, антрасколит, кварц с углеводородными включениями.

**Теория**

В Донбассе в зоне Центрально-Донецкого глубинного разлома вдоль сводовой части Главной антиклинали расположены все известные гидротермальные рудные месторождения. Рудоносные жилы связаны своим происхождением гидротермальным флюидам, значительно обогащенные  $CO_2$  [3]. Однако к северу и югу от Главной антиклинали проявлена деятельность низкотемпературных метаново-водных гидротерм. Устанавливается тесная связь между жилами, содержащие кварц с углеводородными включениями – «диаманты Донбасса», с нефтегазовыми и ртутоносными площадями. К числу участков с подобной закономерностью относится и Селезневский угленосный район. Цель работы заключалась в установлении пространственно-временных связей, структурно-тектонофизических условий и физико-химических параметров образования кварц-диксит-киноварного оруденения в Селезневском угленосном районе Донбасса.

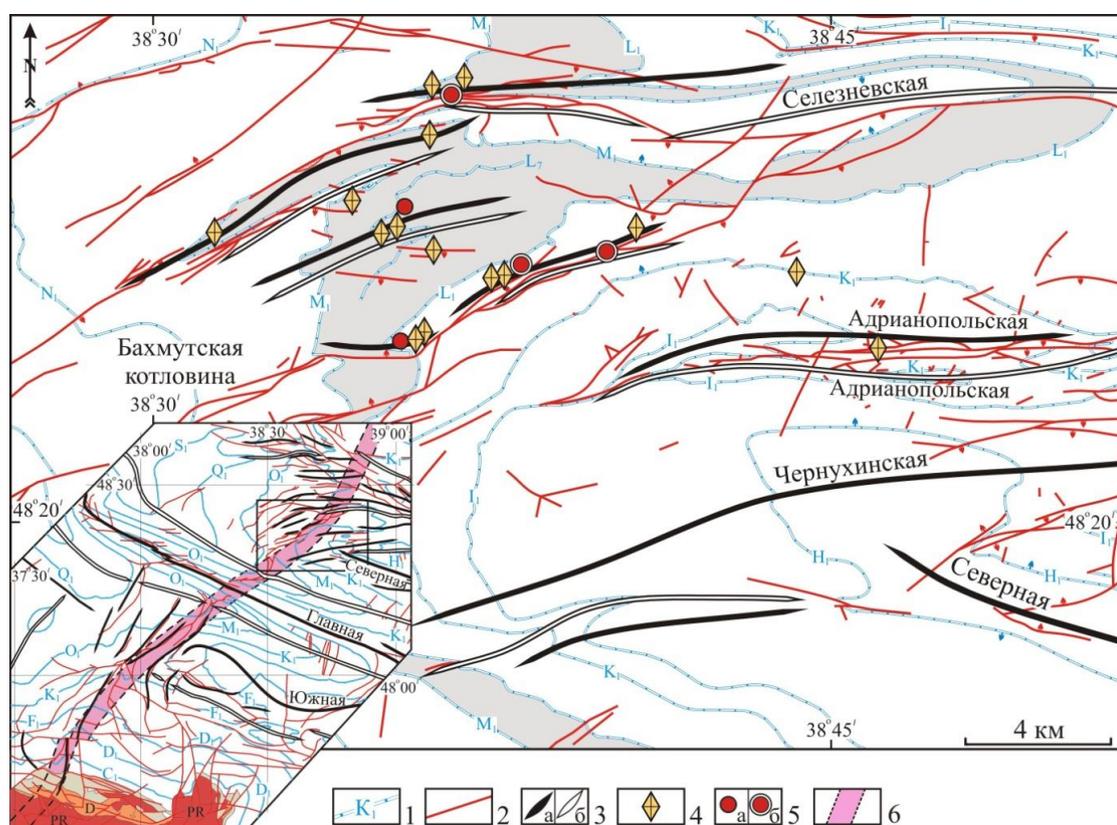
В связи с поставленной целью автором был выполнен следующий комплекс методов исследований: 1) полевые работы в карьерах и обнажениях с целью геологической документации морфологии и кинематики всех структурно-деформационных элементов массива, отбор проб жильных тел и проведение шлихового опробования; 2) использование тектонофизических и статистических методов анализа трещинно-разрывных и складчатых структур; 3) изучение аншлифов и шлифов для выделения различных структурно-морфологических типов жил, определения их вещественного состава, структурно-текстурных особенностей и последовательности минералообразования; 4) кристалломорфологические изучения агрегатов жильных тел; 5) изучение состава и определение температур гомогенизации флюидных включений в минералах жил.

На основании проведенного комплекса исследований, с учетом сопоставления полученных результатов с подобными ртутными проявлениями и месторождениями в Донбассе, Карпатах и Закарпатье [2] были установлены особенности условий



образования кварц-диксит-киноварного оруденения в истории геологического развития Селезневского угленосного района.

В первый (установленный) этап в результате продольного сжатия происходили процессы складкообразования, проявившиеся в районе в виде первоначально пологих складчатых структур II порядка – Чернухинской антиклинали и Селезневской синклинали (рис. 1). Для складок характерно восток-северо-восточное и северо-восточное простирание, секущее основное направление складчатости Донбасса. Образование подобных поперечных структур в Донбассе связывается с ларамийской фазой альпийского тектоногенеза [1]. Для района исследований это подтверждается результатами структурно-тектонифизических реконструкций кинематическим методом, где восстановленное (взбросовое) поле мезорегионального уровня характеризуется близгоризонтальным положением оси максимального сжатия ( $\sigma_3$ ) и субвертикальной ориентировкой оси максимального растяжения ( $\sigma_1$ ).



**Рисунок 1.** Геолого-структурная карта Селезневского угленосного района Донбасса. 1 – маркирующие известняки; 2 – разрывные нарушения; 3 – оси складок: а – антиклинальных, б – синклинальных; 4 – точки обнаружения кварца типа «диамантов Донбасса»; 5 – участки находок киновари из протолочек жил: а – 10-50 знаков, б – > 100 знаков; 6 – поперечный вал.

С этим этапом, в общем, по району крепкие пласты песчаников и известняков испытывали продольных изгиб с развитием маломощных трещин послойного скольжения. Вдоль этих трещин, по-видимому, циркулировали слабощелочные флюиды из которых при температуре около 160 °С в песчаниках кристаллизовался жильный молочно-белый кварц, в известняках – ромбоэдрический молочно-белый кальцит,



призматический молочно-белый и серый кварц. Последующие процессы продольного сжатия способствовали формированию брахискладок III порядка и соскладчатых надвигов, усложняющие крылья Чернухинской антиклинали. В пределах этих брахиантиклиналей при реализации продольного расплющивания в крепких пластах песчаников и известняков происходило развитие крутопадающих широтных и меридиональных трещин. Данные трещины выполнялись щетками горного хрусталя в песчаниках и кальцита в известняках.

С учетом современного эрозионного среза в районе более интенсивные процессы складкообразования проявлены на территории Селезневской синклинали. В пределах структуры формировалось множество брахискладок III порядка и серии чешуйчатых надвигов северо-восточного простирания. В ранее образованных плитообразных жилах, в процессе развития деформационной толщи, минералы подвергались тектоническому дроблению, наиболее проявленной в краевых частях Селезневской синклинали. Здесь в минералах жил имеются трещины, которые перпендикулярны зальбанду, местами с участками вплоть до образования брекчиево-цементной текстуры. В центральной части синклинали, при этом, в жилах имеются микротрещины, параллельные зальбанду. Повсеместно трещины выполнены серым кальцитом. В сформировавшихся трещинах отслоения жильных тел, с учетом кратковременной циркуляции гидротермальных растворов, грани серого и молочно-белого кварца дорастали горным хрусталем и дымчатым кварцем типа «диамантов Донбасса». Это способствовало образованию индивидов искаженно-призматических, а также искаженно- и уплощенно-ромбоэдрических обликов. В образованных полостях на кварце из жил в пластах песчаников происходил рост пирита кубо-пентагон-додекаэдрической формы. В пределах северной краевой части структуры по грубым штрихам скольжения в грубослоистых пластах известняков образовывался кальцит призматической и короткопризматической формы. Вследствие максимального изгиба пород только в краевых частях Селезневской синклинали в присводовой части брахиантиклиналей в пластах песчаников, а также в пределах взбросо-складок высоких порядков в известняках формировались седловидные жилы. В этих особых структурно-морфологических типах жил кристаллизовался дымчатый кварц типа «диамантов Донбасса», в последующем – образование диккита в ассоциации с киноварью и антракосолитом. В пластах известняков к последним стадиям также относятся кристаллы кальцита уплощенно-ромбоэдрической формы с присыпкой кубического пирита. В результате изучения протолок из материала седловидных жил, а также оперяющих трещин именно в пластах песчаников были установлены сотни и тысячи знаков киновари в виде агрегатов призматического и ромбоэдрического габитусов. Вследствие быстрого раскрытия этих трещин поток флюидов испытывал резкое понижение температуры и давления, что способствовало перенасыщению кремнеземом. Этот процесс дополнительно ускорялся путем подачи в трещины углеводородов. В условиях однонаправленного движущегося раствора происходила кристаллизация крупных кристаллов дымчатого кварца искаженно-ромбоэдрического облика, имеющих скелетное строение. В кварце проявлены первичные двухфазные и однофазные включения, где жидкая фаза представлена водным раствором, газовая – соответствует метану или близкому к этану. Температуры гомогенизации двухфазных включений – 116-118 °С. В общем кристаллизация минералов происходила из щелочных растворов на фоне понижения температуры от 140 до 90 °С.

При этом в пределах взбросо-складок глинистые разновидности известняка L<sub>7</sub> (свита С<sub>2</sub><sup>6</sup>) деформировались в складки волочения. Здесь формировались межпластовые жилы с остаточными полостями, имеющие текстуру смятия. Подобные жилы также были сформированы в тех же породах в центральной части синклинали, где они контролируются крутопадающими субширотными стилолитовыми текстурами. Последовательность минералообразования этих жил довольно сложная: молочно-белый кальцит I и кварц → флюорит → молочно-белый кальцит II → серый кварц → дымчатый кварц → горный хрусталь → барит → прозрачный кальцит → диккит. Завершающим процессом гидротермального минералообразования являлось выполнение открытых продольных трещин отрыва (хорошо проявленных в крепких пластах известняков). Трещины повсеместно имеют друзовую текстуру, где на стенках нарастали уплощенно-ромбоэдрические и остроромбоэдрические прозрачные кристаллы кальцита с присыпкой кубического пирита. Кристаллизация кальцита происходила в условиях щелочной среды при температуре 80-60 °С.

В региональном плане район работ входит в область складок, ориентированных поперечно основным складчатым структурам бассейна, которые приурочены к Волновахско-Чернухинскому поперечному глубинному разлому. Данная складчатая структура, образованная в ларамийскую фазу альпийского тектоногенеза, названа Волновахско-Стахановским поперечным валом [4]. Вдоль всей зоны вала в структурах наблюдается закономерное распространение киноварной минерализации с диккитом, кварца с углеводородными включениями, а также наличие повышенной газоносности, в состав которой входят тяжелых углеводороды, гелий и водород.

### **Выводы**

Таким образом, вследствие ларамийской фазы альпийского тектоногенеза вдоль глубинного разлома происходил подъем в верхние части земной коры ртутьсодержащие углеводородные флюиды. Наиболее благоприятными для локализации рудной минерализации являлись седловидные жилы в пластах песчаников и известняков, приуроченных к брахиантиклиналям и взбросо-складкам высоких порядков в краевых частях Селезневской синклинали.

### **Библиография**

1. Гинтов О.Б. Полевая тектонофизика и ее применение при изучении деформаций земной коры Украины. Киев: Феникс, 2005. 572 с.
2. Зациха Б. В. Кристаллогенезис и типоморфные особенности минералов ртутного и флюоритового оруденений Украины. Киев: Наукова думка, 1989. 192 с.
3. Зинчук И.Н., Калюжный В.А., Щирица А.С. Флюидный режим гидротермального минералообразования Центрального Донбасса. Киев: Наукова думка, 1984. 104 с.
4. Крисак О.С., Попов В.Ю. Волновахско-Стахановский поперечный вал в структуре Донецкого бассейна // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том XI. – Москва: ИИЕТ РАН, 2021. С. 94-98.

### **Bibliography**

1. Gintov O.B. Field tectonophysics and its application in the study of deformations of the earth's crust in Ukraine. Kiev, Phenix Publ., 2005, 572 p. (in Russian).
2. Zatsiha B. V. Kristallogenezis i tipomorfnye osobennosti mineralov rtutnogo i flyuoritovogo orudneniy Ukrainy. Kiev, Naukova Dumka (Publ.), 1989, 192 p. (in Russian).
3. Zinchuk I.N., Kalyuzhny V.A., Shchiritsa A.S. Fluid regime of hydrothermal mineral formation of the Central Donbass. Kiev, Naukova Dumka Publ., 1984, 104 p. (in Russian).
4. Krisak O.S., Popov V.YU. Volnovakhsko-Stakhanovskiy poperechnyy val v strukture Donetskogo basseyna // *Sovremennyye problemy geologii, geofiziki i geoekologii Severnogo Kavkaza*. Tom XI. – Moskva: IET RAN, 2021. – pp. 94-98. (in Russian).

*Особенности геологического строения золотоносной россыпи Тарлау  
(Южный Урал)*

*Махия Е.И.\* (РУДН, 1032172627@rudn.ru),*

**Аннотация**

При проведении геологической практики в Учалинском районе Республики Башкортостан студентом РУДН изучена одна из россыпей Уразовской группы. При изучении результатов шлихового опробования и геологической документации предшествующих выработок, отмечаются особенности геологического строения плотика, локализации россыпеобразующих песков, их литологического состава, и типоморфных признаков золота.

**Ключевые слова**

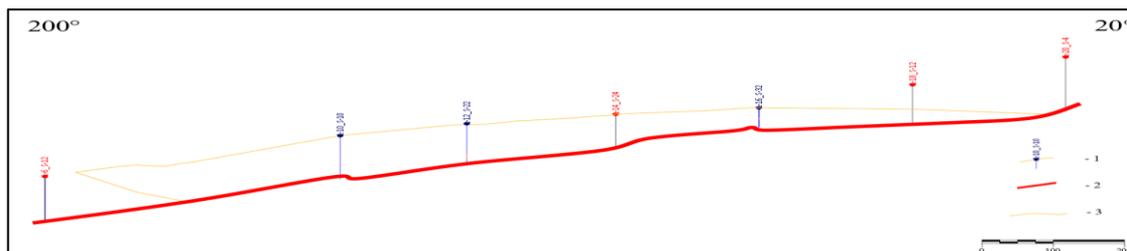
Золото, россыпь, карст, месторождение, Южный Урал.

**Теория**

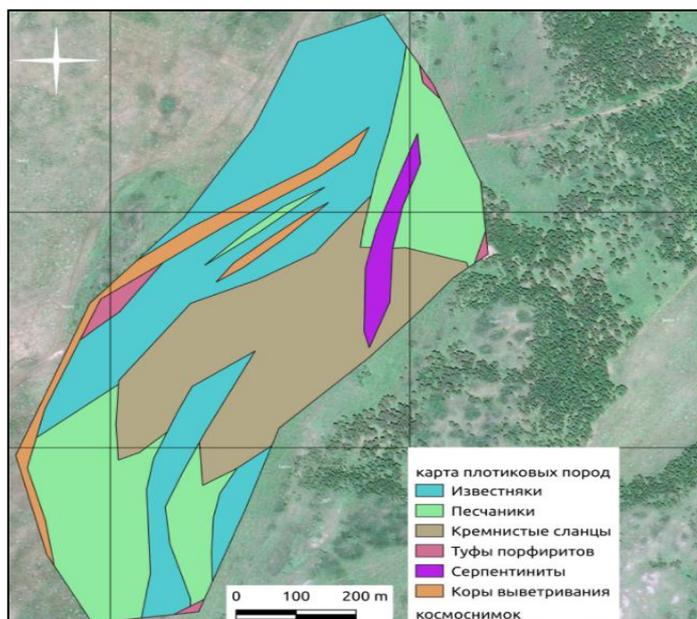
Золотоносная россыпь Тарлау расположена на восточном склоне Южного Урала, в левом борту долины одноименной реки Тарлау, правого притока р. Урал, в 3 километрах к северо-западу от Ильтибановского водохранилища. В геологическом отношении, россыпь локализована в Миндякской межгорной эрозионно-структурной депрессии, которая прослеживает зону Главного Уральского разлома. Депрессия сопровождается погребенными карстуемыми карбонатными толщами.

Для выяснения структурно-морфологических особенностей строения россыпи, были использованы данные бурения 1999-2001 годов, построена геологическая карта и пространственная модель рельефа плотика.

Поверхность плотика неровная с нечетко выраженными углублениями, наблюдаемыми в продольном разрезе, ориентированным в субмеридианальном направлении ( $15^\circ$ ) и поднятиями в бортовых частях обозначившегося погребенного жёлоба. Уклон поверхности плотика не превышает  $1,1^\circ$  и направлен в сторону долины реки Тарлау (Рисунок 1). Породы сложены мраморовидными известняками, песчаниками, порфиритами, серпентинитами, глинистыми корами выветривания линейного типа (Рисунок 2). В меньшей мере подвергались выветриванию девонские кремнистые сланцы, кварциты, окварцованные разновидности пород. На изучаемой площади встречаются карстовые формы, развивающиеся по каменноугольным известковым отложениям. Коры выветривания имеют непостоянную мощность. На участках с высокими гипсометрическими отметками, они подвергаются денудации, и редко выходят на поверхность. Серпентиниты, оталькованные породы, наличие участков расланцевания, свидетельствуют о том, что россыпь располагается в зоне влияния глубинного разлома (Главного Уральского разлома). [1]



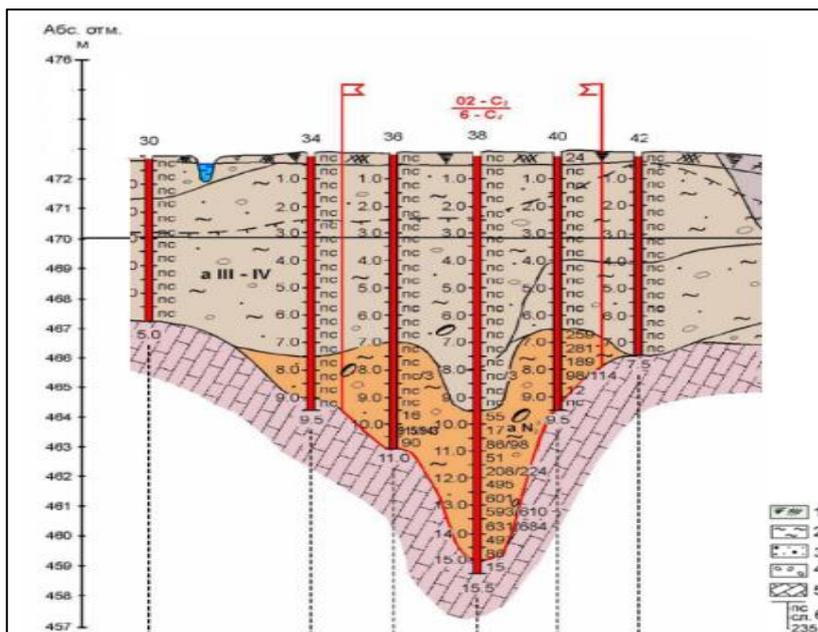
**Рисунок 1.** Схематический продольный разрез россыпи: 1 – пройденные скважины разведочных линий, 2 – поверхность плотика, 3 – контур песков.



**Рисунок 2.** Геологическая карта плотика россыпи.

В основании разреза залегает аллювий, представленный жёлто-бурыми глинами с включениями гравийно-галечникового материала до 35% и валунов до 15%. В составе обломочного хорошо окатанного материала преобладают кварц и кремнистые сланцы. Созинов В.Ф. в отчёте 2003 года отмечает наличие гальки, имеющую с поверхности тонкий слой красновато-бурого цвета, так называемый “загар”, который объясняется жаркими условиями климата при формировании аллювия и косвенно указывает на древний возраст отложений. В составе обломочного материала до 10% присутствуют железисто-марганцовистые включения, описанные Созиновым В.Ф. в отчёте. С желто-бурым слоем аллювия в россыпи связаны наибольшие концентрации золота. Максимальная мощность отложений составляет 7 м. [2]

Выше по разрезу, на жёлто-буrom аллювии прерывисто залегает слой, сложенный красновато-коричневой, плотной глиной. Глины тяжело поддаются промывке. В их составе наблюдается наличие обломочного материала, присутствует железисто-марганцовистые включения, но в меньшем количестве, чем в подстилающем слое. Количество обломочного материала оценивается до 10%. Золотоносность слоя слабая, однако присутствуют единичные пробы с выявленным промышленным содержанием золота. Максимальная мощность отложений составляет 6 м.



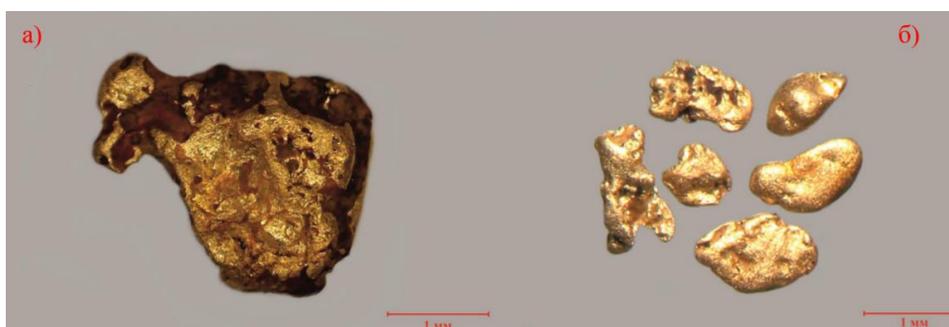
**Рисунок 3.** Геологический разрез долины р. Тарлау (по материалам В.Ф. Созинова, 2001): 1 – почвенно-растительный слой; 2 – глины; 3 – пески гравийные; 4 – валунные галечники; 5 – известняки; 6 – буровые скважины, где цифрами показаны результаты опробования на золото, мг/м<sup>3</sup>; красная линия – контур прогнозных ресурсов.

Верхняя часть разреза сложена глинами темно-коричневого цвета, с прослоями мелкозернистого песка с включениями гравийно-галечникового материала до 20 %. Слой залегает на красновато-коричневых глинах, участками перекрывает желто-бурый аллювий. Глины плотные, тугомывкие. Золотоносность отложений слабая. Максимальная мощность слоя 3 м.

Разрез рыхлых отложений россыпи характерен для образований плиоценового возраста. Подобные литологические закономерности прослеживаются в строении других плиоценовых россыпей прилегающих территорий (Уразовская группа россыпей). В плейстоцене мощности плиоценовых образований частично уменьшились в результате эрозионных врезов и денудации поверхности, сопровождающихся разрушением и смывом верхних, а иногда и нижних частей плиоценовых разрезов, вплоть до полного их уничтожения (Рисунок 3). Плейстоценовые отложения представлены тугомывками, глинистыми, полимиктовыми песками с гравием и галькой преимущественно, кварцевого состава. Плейстоценовые пески также обладают промышленным содержанием золота. Границы между плиоценом и плейстоценом выражены слабо и выделяются по сочетанию геоморфологических и литологических признаков. [3]

В результате проведенных разведочных работ в 2001 году выделяются блоки следующих категорий запасов: С1, С2, Р1. Контур запасов категории С1 проводится по сети 200\*20м, Разведочная сеть для категории С2 по сравнению с сетью для категории С1 разрежается в 2–4 раза в зависимости от сложности геологического строения россыпи. Подсчитанные запасы категории С1 составили 562,9 тыс. м<sup>3</sup> горной массы, 98,5 кг золота при среднем содержании 175 мг/м<sup>3</sup>. Россыпь прослеживается на 960 метров в длину, при средней ширине 104 м., и средней мощностью 5,7 м.

В результате исследования в ФГБУ ЦНИГРИ типоморфных признаков самородного золота, отмечается относительно ровная поверхность золотин, с крупными отпечатками вмещающих минералов, придающими грубоямчатый вид, с умеренно, реже интенсивно, проявленной коррозией (Рисунок 4 а). В целом золото свободно от сростков и пленок, лишь иногда отмечаются незначительные фрагментарные примазки и включения гидроскидов железа и кварца. Размеры золотин изменяются от 3,5 до 0,25 мм, но преобладают золотины размером 0,7-2 мм (Рисунок 4 б). Золотины размером - 0,5+0,25мм отмечены в единичных случаях. Средний вес золотин по изученным пробам составляет 4,3 мг. Наличие в пробах лишь единичных золотин размером 0,25-0,5мм и полное отсутствие весьма мелкого золота (класс -0,25мм) может быть связано с неоднократным переотложением в россыпи и выносом весьма мелкого и тонкого золота. В качестве коренного источника предполагается проявление золото-сульфидно-кварцевого рудно-формационного типа. [4]



**Рисунок 4.** а) - Полуокатанное золото с грубо-ячеистой корродированной поверхностью в сростании с гидроксидами железа. б) - Хорошо окатанные кристаллы с ровной поверхностью и полуокатанные золотины с включениями окисленных сульфидов на ямчатой поверхности.

## Выводы

Результаты исследований дают возможность для предположения, что типоморфные признаки золотин, могут свидетельствовать об одновременности как образования россыпи, так и рудообразования, а также возможной связи последнего с одним из этапов мезозой-кайнозойской тектономагматической активизации региона. Плотиковые отрицательные формы с характерным нарушением, в результате деятельности карстовых процессов, первичным залеганием галечников с образованием кривых поверхностей пластов свидетельствуют и об одновременности карстообразования. Предлагается комплексное геофизическое изучение погребенного карста на наличие карстовых ловушек, для раскрытия геолого-геоморфологических обстановок формирования палеорусел.

## Библиография

1. Петров Ю.М., Салимов Р.М., Казаков П.В. Карта россыпной золотоносности площади «Березовая Роща» масштаба 1:25000. Уфа, 1988.
2. Созинов В.Ф. Доразведка эксплуатируемых россыпей золота Куру-Елгинской, Афонинской и примыкающих к ним ранее разрабатываемых россыпей (территория бывшего прииска «Березовая Роща») за 1987-1992 гг. Уфа, 2001, 360 с.



3. Казаков П. В. Россыпи золота в погребенном карсте Миндякской межгорной депрессии (Южный Урал). Вестник пермского университета, геология, Том 18, №3, 2019.

4. Шатилова Л. В., Краснов А.Н., Позднякова Н.Н., Исследование типоморфных признаков самородного золота из россыпи Тарлау (Учалинский район, Республика Баркортостан), ФГБУ ЦНИГРИ, Москва, 2021.

*Исследование магнитной восприимчивости твердых минералов с целью предложения методики поисков месторождения алмазов, приуроченных к кимберлитовым трубкам*  
*Осипян Е.А. \* (Северо Кавказский федеральный университет, ervandik777@yandex.ru),*

### **Аннотация**

Одной из актуальной научно-технической проблемой в настоящее время является возможность применения магниторазведки при поисках месторождений алмазов, приуроченных к кимберлитовым трубкам. Железорудные жилы, сопровождающие такие месторождения, могут быть обнаружены магнитной съемкой с высокой точностью, присущей современным абсолютным протонным (ядерным) и квантовым магнитометрам. Кроме того, большой интерес представляют магнитные свойства самого кимберлита, слагающего тело трубки.

В связи с этим, целью настоящего исследования является определение критерия поиска, алмазных месторождений, приуроченных к кимберлитовым трубкам.

Для достижения данной цели были поставлены и решены следующие задачи:

- проанализировать геологические особенности кимберлитовых трубок;
- определить и сравнить магнитную восприимчивость магнетита, известняка и кимберлита;
- выявить и предложить критерий поиска кимберлитовых трубок, приуроченных к месторождениям алмазов.

### **Ключевые слова**

Кимберлитовые трубки, железорудные жилы, магнетит, известняк, кимберлит.

### **Теория**

Кимберлитовая трубка – это вертикальное или близкое к вертикальному геологическое тело, образовавшееся при прорыве газов сквозь земную кору. По оценкам специалистов, около 90% запасов алмазов коренных источников сосредоточены в кимберлитовых трубках. Кимберлитовая трубка имеет форму трубообразного канала с поперечником 0,4-1 км.

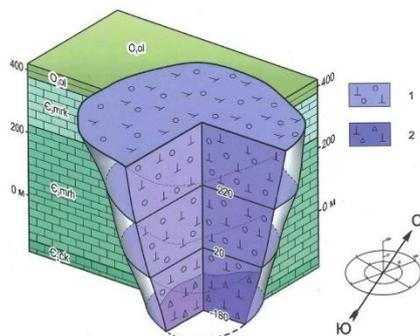


Рисунок 1 – Кимберлитовая трубка «Зарница»



Для анализа геологического строения кимберлитовых трубок была выбрана кимберлитовая трубка «Зарница» (рисунок 1), открытая в 1954 г. в Якутии, вблизи г. Удачный. Это первая кимберлитовая трубка, открытая в СССР. Месторождение разрабатывается и в наши дни акционерной компанией АК «Алроса» (ПАО)

### Геологическая модель трубки Зарница



1 – автолитовая кимберлитовая брекчия;  
2 – кимберлитовая брекчия.

«Зарница» представлена тремя петрографическими разновидностями – автолитовой кимберлитовой брекчией, кимберлитовой брекчией и мелкопорфировым кимберлитом. Вмещающая порода – известняки, нередко глинистые.

Известно, что в кимберлитовых трубках присутствуют магнетитовые прожилки, поэтому с целью выявления критерия поиска кимберлитовых трубок, были выбраны 3 объекта исследования: кимберлит, магнетит и известняк, представленные на рисунке 2. Минералы предоставлены из коллекции Геологического музея Института нефти и газа СКФУ.



Рисунок 2 – Объекты экспериментальных исследований.

Для определения магнитной восприимчивости минералов использовался каппаметр КТ-5 – прибор, позволяющий измерять магнитную восприимчивость с точностью до  $10^{-5}$  ед. СИ.

Было произведено по 20 измерений значений магнитной восприимчивости для каждого образца. Погрешности измерений рассчитывались согласно стандартной

методике расчета погрешностей с доверительной вероятностью 0,95, принятой для технических измерений.

Результаты экспериментов представлены в таблице 1. Как видно из эксперимента, значения магнитных восприимчивостей магнетита и кимберлита отличаются практически в 255 раз, а кимберлита и известняка в 30 раз.

**Таблица 1**

№	Название таблицы			
	Название минерала	$\chi$ , мед. СИ	$\chi_1/\chi_2$	$\chi_2/\chi_3$
1	Магнетит	682,50±8,60	254,7	29,8
2	Кимберлит	2,68±0,08	254,7	29,8
3	Известняк	0,09±0,01	254,7	29,8

### Выводы

Это позволяет сделать вывод, что кимберлитовая трубка может быть уверенно выделена на фоне вмещающих пород детальной магниторазведкой в масштабе 1:25000 – 1:50000 в виде интенсивной магнитной аномалии. Кроме того, при микромагнитной съемке масштаба 1:1000 – 1:5000 на выделенном объекте, можно будет выявить сверхинтенсивные и локальные магнитные аномалии, связанные с наличием магнетитовых прожилок в кимберлитовой трубке, которые позволят детально изучить особенности строения трубки.

Таким образом, в работе предложен надежный критерий и соответствующий ему метод поисков алмазных месторождений, приуроченных к кимберлитовым трубкам.

### Библиография

1. Милашев, В.А. Трубки взрыва / В.А. Милашев. – Ленинград: Недра, 1984 г. – 268 с.
2. Серкерев, С. А. Гравиразведка и магниторазведка: Основные понятия, термины, определения: учебное пособие / С. А. Серкерев. – М.: Недра, 2006. - 479 с.
3. Магниторазведка: справочник геофизика / под ред. В. Е. Никитского, Ю. С. Глебовского. – М.: Недра, 1980. - 367 с.

*Литолого-фациальная характеристика отложений верхнего палеозоя в пределах Сьюльдюкарского кимберлитового поля (СКП) (восточный борт Тунгусской синеклизы)*

*Остапенко Д.В. (НАЦ ВГРЭ АК «АЛРОСА» (ПАО), OstapenkoDV@alrosa.ru)*

**Аннотация**

В 2015 году при заверке геофизической аномалии Т-54/14, расположенной в бассейне реки Сьюльдюкар, было вскрыто кимберлитовое тело «трубка Сьюльдюкарская». В составе отложений, перекрывающих кимберлитовый цоколь, выделяются породы верхнего палеозоя, мезозоя и трапповой формации раннемезозойского возраста. Породы верхнего палеозоя являются наиболее важным коллектором индикаторных минералов кимберлитов, в связи с чем, большое внимание уделено их изучению. С целью определения условий формирования свит верхнего палеозоя, выделения фациальных обстановок накопления отложений, была проведена работа по документации, расчленению и корреляции разрезов верхнего палеозоя, построению литолого-фациальных разрезов.

**Ключевые слова**

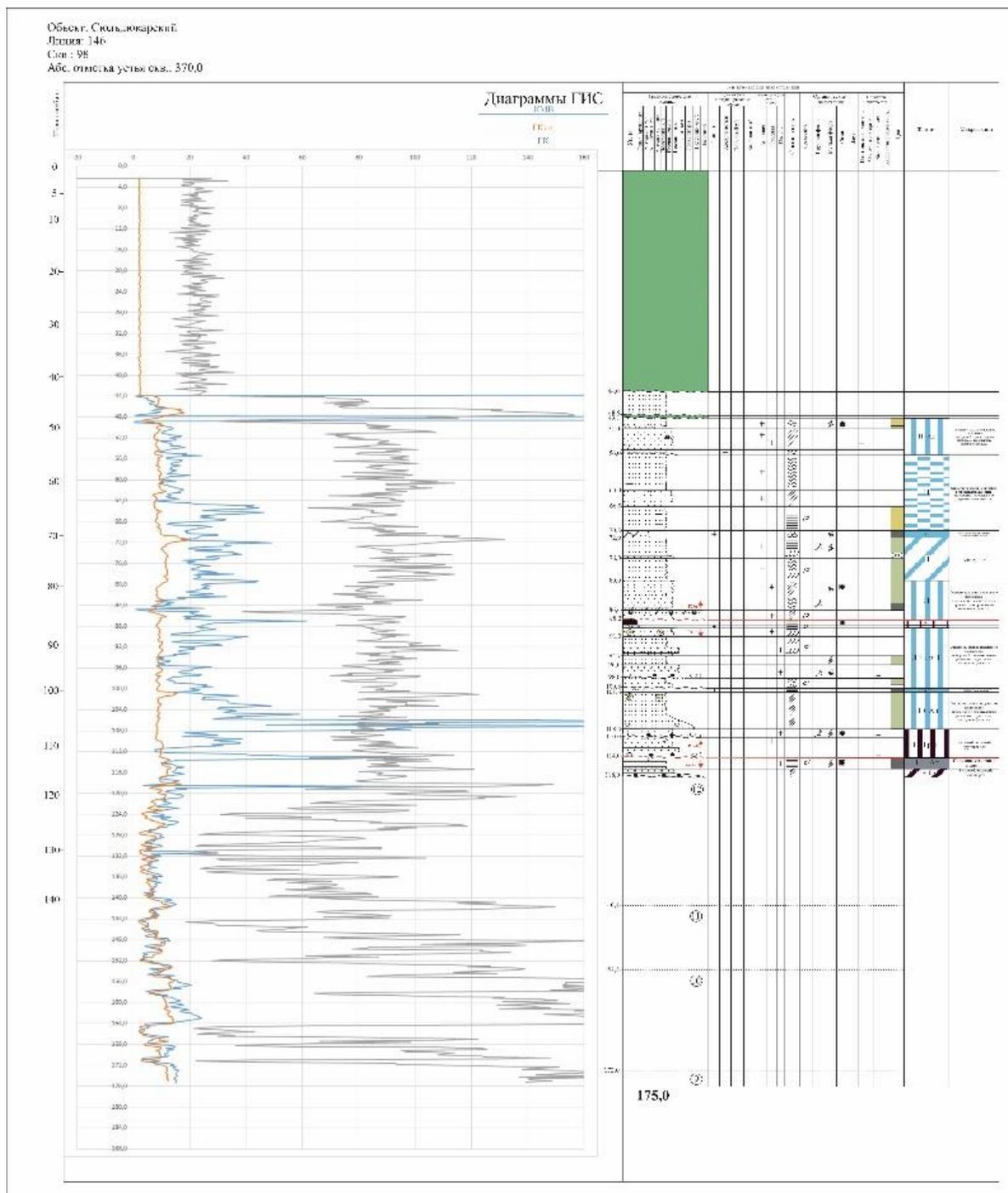
Верхний палеозой, Тунгусская синеклиза, фациальный анализ, Сьюльдюкарское кимберлитовое поле.

**Теория**

Работа базировалась на авторских материалах по документации разрезов верхнего палеозоя, по керну скважин, пройденных Виллюйской ГРЭ за период с 2015 по 2020 г. Для расчленения разрезов верхнепалеозойских отложений использована утверждённая легенда Ботубинской серии листов геологических карт масштаба 1:50000 [1]. При выполнении работ использованы геолого-геофизические материалы по 220 скважинам. Всего по результатам проведенных исследований составлены три схемы корреляции по буровой линии №146, по Западной магистрали (линии №148-139), по Восточной магистрали (линии №145,5-144,5) (ориентированы ортогонально к линии №146) и шесть литолого-фациальных разрезов по керну скважин буровых линий: №146, №145, №141, №148, №140, №136, вскрывших наиболее полные разрезы исследуемых отложений (всего использованы 144 скважины). Расчленение и корреляция разрезов верхнего палеозоя осуществлялись с применением биостратиграфического, фациального и фациально-циклического анализов. Фациальные исследования проводились с применением методики Жемчужникова и др. [2]. Данная методика была адаптирована для решения целевых задач выполняемой работы и, в качестве начала цикла седиментации, использовалось начало трансгрессии. Для расчленения разрезов и выделения обстановок осадконакопления, на первом этапе, были построены литолого-фациальные колонки по опорным скважинам, к которым также были разработаны условные обозначения (рис.1). При проведении фациального анализа особое внимание было уделено следующим генетическим признакам: гранулометрический состав, текстура (слоистость), степень сортировки (определялась в полевых условиях), наличие и типы органических остатков, а также породные включения. Данные генетические признаки выделены, как основные, по итогам проведенных в летние полевые сезоны работ по документации разрезов



верхнего палеозоя по керну скважин с отбором штуфных проб для петрографического и палеопалинологического анализов. На основании проделанной работы, ниже приводится краткая характеристика обстановок осадконакопления, их литолого-фациальных особенностей и характера цикличности для выделенных стратиграфических подразделений.



**Рисунок 1.** Литолого-фациальная колонка разреза верхнепалеозойских отложений по керну скважины 98, буровой линии 146



**Ботуобинская свита ( $C_{2-3} bt$ ).** Отложения свиты приурочены к наиболее пониженным частям крупных палеодепрессий в кровле нижнепалеозойского цоколя. Со значительным стратиграфическим перерывом подстилаются породами холомолохской свиты ( $C_{3hl}$ ). Мощность ботуобинской свиты изменяется от 0 до 20 м. Свита в пределах поля имеет локальное распространение и представлена одним простым циклитом, в формировании которого принимают участие следующие макрофазии:

*Макрофазия пролювиально-делювиальная*, выполняет подножия пологих склонов и представлена фациями:

- песчано-глинистыми и щебенчатыми склонового выноса (песчаники, алевролиты, гравелиты с включениями гальки и щебня разнообразных по составу пород, конглобрекции карбонатных пород нижнего палеозоя);
- песчано-гравийными центральной части конусов выноса (гравелиты и песчаники плохой сортировки, как правило светло-серого цвета);
- песчано-алевритовые периферийной части конусов выноса (алевролиты, песчаники со слабовыраженной горизонтальной, косоволнистой слоистостью и включением разноразмерного растительного детрита).

*Макрофазия русловая малых рек* выполняет эрозионные врезы по бортам озёрной котловины и представлена фацией:

- русловых песчаников средне-мелкозернистых, алевритистых и средне-крупнозернистых, гравийно-галечных, ритмичной сортировки.

*Макрофазия пойменная* перекрывает в разрезе русловые разности и представлена фациями:

- глинисто-алевро-песчаными плохой и средней сортировки прирусловыми (мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты крупнозернистые, слоистость косая, сходящаяся, с редко субгоризонтальной, с мелким растительным детритом хорошей сохранности, сортировка материала от плохой до средней);
- глинисто-алевритовыми застойных зарастающих стариц (алевролиты крупнозернистые, редко – аргиллиты, углистые, песчаные, слоистость горизонтальная и линзовидная, иногда пологоволнистая, с обильным растительным детритом плохой сохранности).

*Макрофазия озёрно-болотная* формировалась на поздних стадиях развития бассейна, представлена фациями:

- алевро-песчаными проточных участков зарастающих озёрных водоёмов (песчаники мелко и среднезернистые, алевролит крупнозернистый с горизонтальной волнистой и линзовидной слоистостью, с обилием обрывков растительности);
- глинисто-алевритовыми застойных участков зарастающих озёрных водоёмов (алевролиты, редко аргиллиты серые, тёмно-серые, беспорядочно слоистые, с обилием растительного детрита, содержащие, редко, конкреции сидерита, пирита).

**Ахтарандинская свита ( $P_1 ah$ ).** В изученных разрезах залегает на отложениях ботуобинской свиты, как правило, с размывом, а при её выклинивании непосредственно на породах нижнего палеозоя. В пределах СКП представлена двумя типами разрезов: при наличии в основании разреза свиты аллювиальных отложений крупных рек выделяется две циклиты второго порядка; при её отсутствии это единая циклита трансгрессивно-регрессивного характера (от сильно подвижного мелководья до угленосных отложений в кровле). Мощность варьирует от 40 до 20 м. В разрезе свиты на характеризуемой площади выделены следующие макрофазии: *пролювиально-делювиальная*, *руслового*



аллювия малых и крупных равнинных рек, пойменно-старичная – аналогичны таковым в ботубобинской свите (описание приведено выше).

Макрофация открытого сильно подвижного мелководья со значительным привносом терригенного материала представлена песчаными мелководными фациями со значительной гидродинамикой (пляжи, бары, косы и т.д.), сложенными толщами переслаивания мелко- и среднезернистых песчаников с хорошей сортировкой, с горизонтальной пологоволнистой и линзовидной слоистостью, часто в верхах разрезов наблюдается огрубление материала до гравийно-песчаного.

Макрофация авандельты представлена песчано-алевритовыми фациями, сложенными мелкозернистыми песчаниками, часто в тонком ритмичном, пологоволнистом переслаивании с алевролитами, а также алевролитами с тонкой прямой горизонтальной слойчатостью.

Макрофация полуизолированного слабоподвижного мелководья (лагун и эстуариев), сложена мелководными алевро-глинистыми фациями с незначительной динамикой среды, представленными темноцветными алевролитами и аргиллитами с горизонтальной прямой тонколинзовидной слоистостью, часто с прослоями мелко-тонкозернистых песчаников. Также по плоскостям наложения встречается тонкий растительный детрит.

Макрофация приморской заболоченной низменной равнины представлена углисто-алевритистыми фациями заболоченной приморской низменности, сложенными темноцветными беспорядочнослоистыми и линзовидными разнозернистыми алевролитами с обилием разноразмерного растительного детрита, углями.

Основными коллекторами ИМК на территории СКП являются ботубобинская и ахтарандинская свиты.

**Боруллойдская свита ( $P_2br$ )**. Разрез свиты на изученной территории в значительной степени искажён за счёт проявления траппового магматизма и эродирован, охарактеризовать его в полной мере не представляется возможным. В целом, в сохранившихся разрезах, свита представлена аллювиально-дельтовым комплексом макрофаций, макрофациями побережий без значительного привноса материала, а также комплексом макрофаций удалённого от береговой линии слабоподвижного мелководья.

## Выводы

В ходе работы было проведено расчленение отложений верхнего палеозоя в пределах Сьюльдюкарского кимберлитового поля, расположенного на восточном борту Тунгусской синеклизы, дана фациальная характеристика условий формирования пород верхнего палеозоя с присущими им литогенетическими признаками, охарактеризованы обстановки осадконакопления.

## Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность старшему научному сотруднику НАЦ ВГРЭ Александру Афанасьевичу Храмцову за всестороннюю помощь в подготовке материалов, научные консультации и наставничество.



### **Библиография**

1. Гиниятуллин И.М., Блажкун Д.В., Ивашина Е.И., Коробков Г.В. Материалы к легенде Ботубинской серии листов геологических карт масштаба 1:50 000, «Якутскгеология», Мирный, 1989.
2. Жемчужников Ю.А. Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения// Труды ИГН АН СССР, Угольная серия, № 2, Вып. 90, 1947.

***Возможности применения ядерно-геофизического метода  
для оценки калорийности углей***

***Пак Д.Ю.\* (Карагандинский технический университет, [pak\\_kargtu@mail.ru](mailto:pak_kargtu@mail.ru)),***

***Тебаева А.Ю. (Карагандинский технический университет,  
[anara.tebaeva@gmail.com](mailto:anara.tebaeva@gmail.com)),***

***Пак Ю.Н. (Карагандинский технический университет, [pak\\_gos@mail.ru](mailto:pak_gos@mail.ru))***

**Аннотация**

Установленные тесные корреляционные взаимосвязи между различными качественными характеристиками углей (калорийность – содержание углерода – зольность) послужили основой для методологических исследований ядерно-геофизического метода контроля калорийности крупнодисперсного топлива. Выявлен инверсионно-знакопеременный характер контрастности способа к калорийности в зависимости от толщины слоя угля.

**Ключевые слова**

Калорийность угля, углерод, неупругое рассеяние нейтронов, зольность, контрастность способа, точность анализа, насыпная плотность.

**Теория**

Потребительские свойства углей определяются их калорийностью, являющейся важнейшей качественной характеристикой твердого топлива. Известны различные расчетно-химические способы определения калорийности, основанные на использовании данных элементного анализа. Эти способы (формулы Шустера, Менделеева, Дюлонга) предусматривают наличие сведений не только о содержании тепловыделяющих элементов, но и природы химических соединений, в которых они присутствуют. Наиболее универсальной признается расчет теплотворной способности по формуле Менделеева, предусматривающей данные о концентрации углерода, водорода, кислорода и серы [1].

В настоящее время получил распространение стандартный калориметрический способ, основанный на сжигании аналитической навески угля в калориметрической бомбе и определении калорийности по изменению температуры воды. Способу свойственны высокая трудоемкость, низкая представительность анализа и деструктивность, что несколько ограничивает его применение для массовой и оперативной оценки калорийности топлива в процессе его добычи и переработки.

В этой связи актуальна разработка способов, позволяющих оценивать калорийность дисперсного топлива в больших массах. Широкое применение в практике инструментального контроля качества угля нашли ядерно-геофизические методы, основанные на взаимодействии гамма и нейтронного излучений с веществом [2-3].

Калорийность углей можно косвенно оценивать с помощью гамма-методов, позволяющих получать информацию о сумме минеральных компонентов (зольности), в предположении, что между зольностью твердого топлива и его калорийностью имеется достаточная взаимосвязь [4].

Расчетные оценки калорийности по формуле Менделеева показывают, что водород в сравнении с углеродом вносит меньший вклад в теплоту сгорания. Отношение долевых

вкладов водорода и углерода в калорийность твердого топлива разных месторождений (Кузбасс, Караганда, Донбасс) меняется в пределах 0,21-0,26.

Исследованы корреляционные зависимости между содержанием углерода (С), зольностью (А) и теплотой сгорания (Q) экибастузских углей [4].

Наблюдается достаточно тесная взаимосвязь между содержанием углерода и теплотой сгорания (коэффициент корреляции 0,98). Это позволяет оценивать калорийность топлива по концентрации углерода в углях. Незначительная часть углерода (менее 1%), находящаяся в минеральной массе топлива в виде сидерита ( $\text{FeCO}_3$ ) и кальцита ( $\text{CaCO}_3$ ), не вносит существенных помех.

Известен успешный опыт определения концентрации углерода в угольных пробах массой около 300 грамм с помощью неупругого рассеяния быстрых нейтронов на ядрах углерода, в результате которого испускается мгновенное гамма-излучение с энергией 4,43 МэВ. Методике контроля калорийности топлива в частично подготовленных пробах по инструментальному сигналу от углерода свойственны невысокая чувствительность и влияние вещественного состава и насыпной плотности [5].

Калорийность топлива и его зольность можно контролировать с помощью нейтронно-активационного метода, заключающегося в регистрации наведенной радиоактивности радионуклида N-16, возникающего за счет кислорода по реакции  $\text{O}^{16}(n, p)\text{N}^{16}$  [6].

Нами предложена новая методика оценки калорийности, основанная на комплексном использовании инструментальных сигналов не только от углерода, но и золообразующих элементов. Правомерность такого методического подхода подтверждается тесными взаимосвязями этих сигналов с теплотой сгорания.

Основные элементы, слагающие горючую и негорючую составляющие твердого топлива имеют различные нейтронно-гамма характеристики. При неупругом рассеянии быстрых нейтронов на ядрах углерода испускается гамма-излучение с энергией 4,43 МэВ. Неупругое рассеяние на ядрах золообразующих элементов сопровождается испусканием гамма-излучения с энергией (0,84-3,73) МэВ.

Поставленные задачи решались путем исследования энергетического распределения вторичного нейтронного гамма-излучения в зависимости от содержания углерода, насыпной плотности и толщины слоя угля. Измерялась интенсивность гамма-излучения с энергией 4,43 МэВ (аналитическая линия углерода) и оценивалась контрастность (чувствительность) как относительное (в %) приращение интенсивности гамма-излучения в энергетическом интервале (4,24-4,64) МэВ при изменении калорийности топлива на  $10^6$  Дж/кг.

Выполняя такие измерения, последовательно при различной толщине слоя, рассчитывали контрастность к калорийности. Зависимость контрастности метода к калорийности от толщины слоя имеет сложный инверсионно-знакопеременный характер (рисунок). В интервале небольших толщин величина контрастности имеет положительное значение, означающее, что с повышением калорийности (содержанием углерода) аналитический сигнал (интенсивность гамма-излучения в области линии углерода) растет.

При толщине  $\sim 10$  см наступает инверсия, характеризующая максимальную положительную контрастность к калорийности.

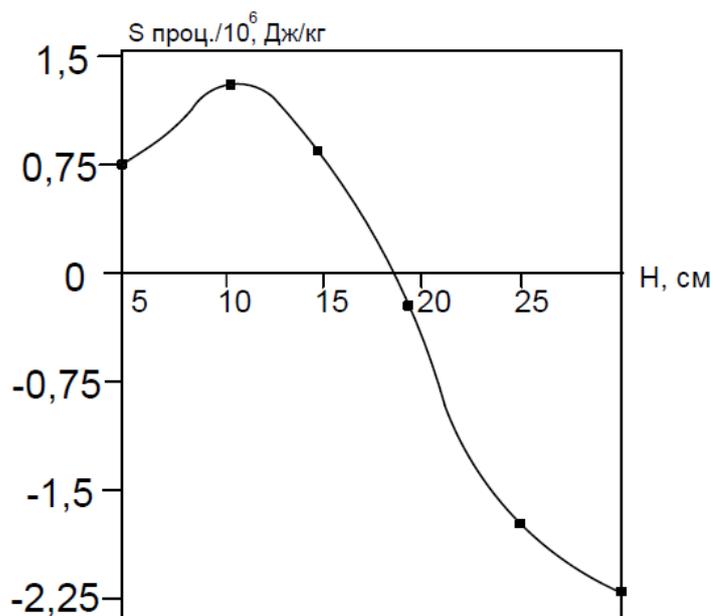
Область отрицательной контрастности к калорийности топлива возникает при толщине слоя ( $H > 18$  см), превышающей длину замедления быстрых нейтронов в угле. Плотность потока тепловых нейтронов выше плотности потока быстрых нейтронов с

энергией, превышающей порог неупругого рассеяния на углероде (~4,8 МэВ). Это усиливает вклад захватного гамма-излучения в углеродной области спектра.

Природа возникновения области нулевой контрастности (при  $H \approx 18$  см) объясняется компенсирующим действием разнонаправленных процессов.

Таким образом, граничные значения толщины слоя, полученные на основе экспериментальных исследований, можно принять следующими:

$H_0$  - толщина слоя, при которой контрастность  $\Psi$  к калорийности близка к нулю;  
 $H_1$  - толщина слоя, при которой контрастность  $\Psi$  принимает максимальное положительное значение;  
 $H_2$  - толщина слоя, при которой контрастность  $\Psi$  принимает максимальное отрицательное значение, близкое к насыщению.



**Рисунок. Зависимость контрастности способа к калорийности от толщины слоя угля**

Знакопеременный характер зависимости контрастности к калорийности топлива от толщины слоя и установленные тесные корреляционные связи: калорийность – содержание углерода – зольность позволяют оптимизировать параметры метода с точки зрения максимальной контрастности к калорийности топлива и минимизации погрешности определения калорийности в условиях переменной насыпной плотности крупнодисперсного угля.

Инструментальный анализ калорийности выполнен на основе комплексных измерений интенсивности гамма-излучения в области аналитической линии углерода при переменной толщине слоя угля [7]. Последовательно измеряли интенсивности гамма-излучения:  $N_1$  - в области углеродного сигнала при выбранной толщине  $H_1$  (максимальная положительная контрастность к калорийности);  $N_2$  - при выбранной толщине  $H_2$  (максимальная отрицательная контрастность к калорийности);  $N_0$  - при найденной толщине  $H_0$  (нулевая контрастность к калорийности).

Обработкой результатов исследований, проведенных на крупнодисперсном топливе (0-100 мм) с переменной калорийностью  $(1,4-2,4) \cdot 10^7$  Дж./кг и насыпной плотностью  $(0,86-1,11)$  г/см<sup>3</sup> найдены оптимальные алгоритмы, связывающие

инструментальные сигналы  $N_1$ ,  $N_2$ ,  $N_0$  с калорийностью топлива:  $f_1 = (N_1 - N_0)/N_2 - N_0$ ;  $f_2 = (N_1 - N_2)/N_0$ ;  $f_3 = \frac{N_1}{N_2}/N_0$ .

Метрологические характеристики исследованных модификаций способа представлены в таблице.

**Таблица - Метрологические характеристики измерения калорийности**

Модификации способа	$\Psi_Q$ , проц./ $10^6$ Дж/кг	$\Psi_\rho$ , проц./% отн.	$\Psi_\rho/\Psi_Q$ $10^4$ Дж./кг
$f_1$	5,21	0,34	6,54
$f_2$	4,91	0,31	6,33
$f_3$	4,53	0,25	5,52

$\Psi_Q$  – контрастность способа к калорийности, характеризующая относительное приращение аналитического сигнала ( $f$ ) при единичном ( $10^6$  Дж/кг) изменении калорийности топлива;

$\Psi_\rho$  – контрастность способа к насыпной плотности, характеризующая относительное приращение аналитического сигнала ( $f$ ) при изменении плотности на 1% отн.

Анализ представленных метрологических характеристик показывает, что модификации  $f_1$  и  $f_2$ , основанные на разностно-нормированном отношении измеренных интенсивностей гамма-излучения, в большей степени подвержены влиянию переменной плотности, несмотря на несколько повышенные значения контрастности  $\Psi_Q$  к калорийности.

Таким образом, оптимизированный выбор модификации способа следует осуществлять с точки зрения максимальной контрастности к калорийности и минимальной контрастности к возмущающему параметру.

## Выводы

Предложена методика инструментальной оценки калорийности углей, основанная на спектрометрии гамма-излучения, возникающего при неупругом рассеянии быстрых нейтронов на углероде и радиационном захвате тепловых нейтронов на золаобразующих элементах. Установлен инверсионный знакопеременный характер зависимости контрастности к калорийности от толщины слоя топлива. Найдены граничные значения толщины, при которых обеспечиваются резко дифференцированные по величине и знаку контрастность способа к калорийности.

## Библиография

1. Справочник химика 21 века (<https://chem21.info/info/634546/>).
2. Клемпнер К.С., Васильев А.Г. Физические методы контроля зольности угля. – М.: Недра, 1978. 174 с.
3. Пак Ю.Н., Пак Д.Ю. Ядерные технологии в геофизических исследованиях. Караганда. Изд-во КарГТУ, 2016. – 346с.
4. Старчик Л.П., Пак Ю.Н. Ядерно-физические методы контроля качества твердого топлива. М.: Недра, 1985. 224 с.



5. Пак Ю.Н., Пак Д.Ю. // ХТТ. 2014. №5. С. 26. DOI: 10.7868/S0023117714050107.  
[Solid Fuel Chemistry, 2014, vol. 48, no. 5, P. 298. DOI: 10.3103/S0361521914050103].

6. Кучурин Е.С. Способ определения зольности и теплотворной способности ископаемых углей. Патент № 2075099 РФ // Б.И. 1997.

7. Пак Д.Ю. Способ контроля теплотворной способности угля. Патент № 33268 РК // 2018, Бюл. № 43.

***Перспективы выявления экзогенно-эпигенетических месторождений урана в мезозойской Бадинской впадине (Забайкальский край)  
Прохоров Д.А. (ФГБУ «ВИМС»), prokhorov@vims-geo.ru***

**Аннотация**

Рассмотрено геологическое строение Бадинской впадины и локализованных в ней рудопроявлений урана. Выделены критерии и признаки, позволяющие ожидать выявления промышленных объектов гидрогенного типа, локализующихся в терригенных отложениях мелового возраста и слагающих Бадинскую впадину.

**Ключевые слова**

Бадинская впадина, мезозойская впадина, песчаниковые месторождения урана, гидрогенные месторождения урана, экзогенно-эпигенетические месторождения урана

**Теория**

Бадинская впадина расположена в средней части Хилокской структурно-формационной зоны и представляет собой одну из крупных структур центрального Забайкалья, сформировавшуюся на заключительных стадиях мезозойского этапа тектоно-магматической активизации. Она имеет северо-восточную ориентировку и прослеживается с юго-запада на северо-восток на расстояние 100 км при средней ширине 12 км. В обрамлении впадины развиты палеозой-протерозойские образования, сложенные интрузивными (специализированными) и метаморфическими породами, а также верхнеюрскими вулканитами (в северном борту впадины), в пределах которых известно множество проявлений урана гидротермального типа [4].

Ожидаемые месторождения урана на территории Бадинской площади относятся к так называемому «Харатскому» типу, пластовому оруденению в нижнемеловых впадинах, связанному с развитием зон грунтово-пластового окисления от бортов впадин, являющемуся основой урановорудного потенциала Монголии, отличающемся низкой себестоимостью получения металла [3, 5].

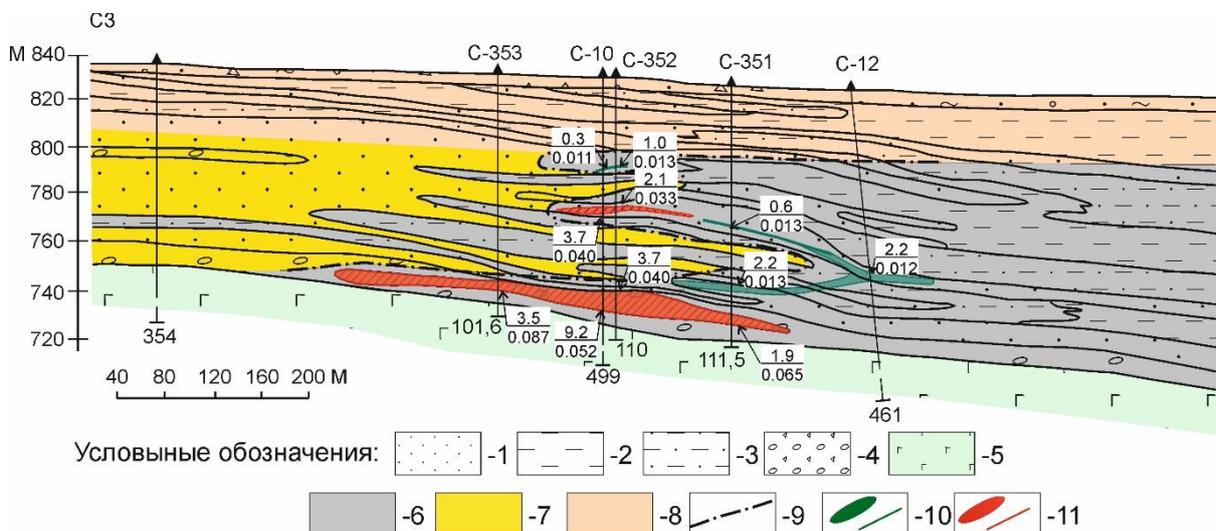
В 1962-1983 гг. Сосновским ПГО проведены радиометрические маршруты, площадные и профильные пешеходные и шпуровые гамма-съемки, бурение и гамма-каротаж скважин, проходка и радиометрический промер стенок канав и шурфов, радиогеохимическое и радиогидрогеохимическое, и керновое опробование, радонометрия и другие методы поисков радиоактивных элементов. Непосредственно в Бадинской впадине поисками охвачена узкая полоса и отдельные участки северной прибортовой части [1, 2, 6, 7, 8].

Первично сероцветные нижнемеловые отложения, слагающие впадину, подразделяются на две свиты: нижнюю – сангинскую и верхнюю – селенгинскую. Границей раздела свит служит покров андезито-базальтов, залегающих с размывом на образованиях сангинской свиты. Литолого-фациальное строение свит идентично и представлено литологическими разностями от валунных конгломератов до угленосных алевролитов, сменяющих друг друга от бортов впадины к центру. Седиментация осадков

в Бадинской впадине и их последующее преобразование происходили в различных геохимических обстановках, что обусловило возникновение различных геохимических типов пород. По степени окисленности выделяются: сероцветные, красноцветные, зеленоцветные и пестроцветные породы. Геохимические типы соответствуют обычно определённым литолого-фациальным комплексам, что указывает на связь геохимической среды и условий формирования осадков; в то же время отмечаются афациальные окраски, что свидетельствует о проявлении, наряду с первичными и наложенных процессов окисления.

В настоящее время в Бадинской впадине известны несколько однотипных рудопроявлений урана, сформированных в подбазальтовой мезозойской осадочной толще (Бугутуйское, Итыргинское, Солнечное, Хохотуйское, Якорное, Бугутуйское, Сибирское). Все выявленные проявления расположены в северной и центральной частях падины, южный борт изучался значительно меньше и фрагментарно.

Так, в надбазальтовых осадках на глубинах до 160 м содержания урана достигают 0,052-0,070% на мощности 9-11 м, размеры залежей от 0,5 до 12,0 кв. км. Подбазальтовое оруденение на глубинах 180-400 м имеет максимальные содержания до 0,096% на мощности около 1 м при размерах залежей 0,3-1,0 кв. км. Урановое оруденение на большинстве рудопроявлений концентрируется в слаболитифицированных обводненных песчаниках, гравелитах, конгломератах, обладающих трещинной и поровой проницаемостью. В поровых коллекторах применим способ разработки месторождений скважинными системами подземного выщелачивания.



**Рисунок 1.** Геологические разрезы через Бугутуйское рудопроявление урана (по материалам Сосновского СПГО). Условные обозначения: 1 – песчаники мелко-среднезернистые, 2 – алеволиты, 3 – алеволиты с песком, 4 – конглобрекции, 5 – базальты, 6 – сероцветные осадки, 7 – желтоцветные и пестроцветные осадки, 8 – палевые осадки, 9 – граница окисленных пород, 10 – рудные тела с содержанием урана > 0,01% при  $mC < 0,075$ , 11 – рудные тела с содержанием урана > 0,01% при  $mC \geq 0,075$  объекте.



### **Выводы**

Анализ имеющегося фактического материала позволяет ожидать выявления промышленных объектов гидрогенного типа, локализующихся в терригенных отложениях мелового возраста и слагающих Бадинскую впадину. В качестве критериев и признаков можно выделить:

- 1) Наличие во впадине кондиционного оруденения в сероцветных отложениях, многочисленных аномалий, ореолов и потоков рассеяния урана.
- 2) Широкое развитие в разрезе осадочной толщи сероцветных пород, обогащённых сингенетическими восстановителями и сульфидами железа, отвечающих фациям застойных зон.
- 3) Наличие в разрезе зеленоцветных и красноцветных пород, создающих на контакте с сероцветными отложениями контрастные геохимические барьеры, способствующие рудоотложению.
- 4) Развитие в обрамлении впадины гранитных массивов и полей вулканитов с повышенным кларковым содержанием урана, которые могли служить источником металла для формирования пластовых залежей в терригенных отложениях.

### **Библиография**

1. Митрофанов Е.А. Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1:200000-1:50000 по геологическому заданию С-27 (объект 156) за 1999-2003 гг. Оценка перспектив джида-витимской области кайнозойской тектономагматической активизации на гидрогенное урановое оруденение палеодолинного типа, пригодного для отработки методами подземного выщелачивания. ф
2. Бочаров А.П. и др. Результаты поисково-рекогносцировочных работ в Бадинской, Беклемишевской, Ингодинской и Зун-Неметейской впадинах (отчет Хилокской партии № 128 СЭ за 1964г.), ф
3. Будунов А.А. Гидрогенные урановые месторождения монголии. Материалы по геологии урановых месторождений: ВИМС, 2002
4. Машковцев Г.А., Константинов А.К. и др. "Уран Российских недр". -М.: ВИМС, 2010. 850 с.
5. Миронов Ю.Б., Шувалов Ю.М. и др. «Урановые месторождения Монголии». СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2009 г. 303 с.
6. Трусик А.С. и др. Отчет о результатах работ за 1977-81 г.г. по геологическому заданию 128-12, Иркутск 1981, ф
7. Турчанинов Л.В. Турчанинов и др. Отчет о результатах поисковых работ Удинской партии №128 за 1962 г.в бассейне рек Уды, Хилка, Бряни, Ильки и Малого Амалата, Иркутск 1963, ф
8. Эйдельман Л.Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые хребта Цаган-Хуртей в междуречье Хохотуй-Зурун, Жимгыр-Харанте (отчет Бадинской партии по работам 1966-68 г ) ф



***Литолого-фациальный и геохимический анализ стратиграфических единиц в пределах Южно-Сахалинской нефтегазовой области на основе бассейнового моделирования***

***Русинович В.В(Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,  
rusv\_pro@mail.ru)***

**Аннотация**

В данной работе проведен литолого-фациальный анализ в пределах Южно-Сахалинской нефтегазоносной области в рамках создания бассейновой модели с целью анализа перспективности данной территории и выявления возможности формирования аккумуляций углеводородов. Моделируемая территория отличается низким уровнем изученности, в частности в ее пределах не было пробурено ни одной скважины, поэтому литолого-фациальный анализ строился на основании описания пород скважин пробуренных в Макаровой синклинальной зоне – ближайшей структурной единице, в пределах которой велось поисковое бурение. Так же представления о литологическом строении изучаемой области дополнялись описаниями обнажений, сделанных в рамках геологических экспедиций.

**Ключевые слова**

Литолого-фациальный анализ, геохимический анализ, о.Сахалин, моделирование залежей углеводородов

**Теория**

Литолого-стратиграфическое расчленение осадочного чехла в границах участка основано на биостратиграфических данных, полученных в результате глубокого бурения поисковых скважин Вахрушевская 1, Лебяжьинская 1, Пугачевская 1, пробуренных в западной части залива Терпения в пределах Макаровского осадочного бассейна, а также их корреляция с одновозрастными отложениями Северного Сахалина. Скважинами вскрыты отложения неогенового и палеогенового возраста, проведен отбор керн и шлама с их последующим описанием и исследованием общими и специальными методами исследования керн, в рамках которого были выявлены нефтегазоматеринских породы, с характерным битуминозным запахом и флюоресценцией под светом УФ-лампы.

Литолого-фациальный анализ проводился после создания структурного каркаса модели с целью распределения литологических единиц и элементов ГАУС по разрезу и площади. Неоднородность состава учитывалась в приложении Lithology, где из набора стандартных пород были созданы их смеси (Mixes), отражающие вещественный и гранулометрический состав, изученный и обобщенный в результате бурения поисковых скважин и полевых исследований.

На следующем этапе в окне распределения фаций (Facies Definition), они были присвоены соответствующим слоям модели и в зависимости от вещественного состава и содержания ТОС, были распределены по элементам ГАУС.

Сведения о геохимических характеристиках пород требовались для прогнозирования типа генерируемых УВ. Учитывая субаквальные условия осадконакопления, восстановительные условия и удаленность от источников сноса растительного детрита – основного источника гумусового ОВ, в пределах моделируемой площади прогнозируется II типа керогена, водородный индекс принят равным 450 мг.УВ/г.ТОС. Эти данные были заложены в модель при симуляции процессов генерации и миграции УВ.

Ниже приводится обобщенное описание литологического состава пород, полученное на основании описания состава отложений в поисковых скважинах и полевых исследований обнажений разных годов:

Породы Палеогенового периода представлены терригенными отложениями. В верхней части разреза мощная сланцевая толща с повышенным содержанием, рассеянного ОВ, присутствующую сингинетичные битумоиды. Вниз по разрезу чередуются пласты песчанистых алеролитов, алевролитистых песчаников, с примесью глинистого материала и алевролитистых глин, отмечаются тонкие пропластки сланцев.

Отложения Чеховской свиты представлены ритмичным чередованием туфов, туфистых алевролитов и алевролитистых песчаников с туфом, отмечено увеличение гранулометрического состава пород вниз по разрезу.

В пределах, изучаемой площади, нижнедуйские отложения характеризуются уменьшением количества глинистых пропластков и содержания рассеянной глины внизу по разрезу, в нижней части разреза увеличивается объёмная доля песчаника.

Верхнедуйский отложения сложены терригенными отложениями различного гранулометрического состава, с высоким содержанием глинистого материала в виде отдельных пластов и примеси в пропластках алевролитистых песчаников и алевролитов. В верхней части разреза глины насыщены РОВ.

Отложения Нижнемаруямской подсвиты представлены преимущественно глинистыми пропластками, с небольшими прослоями песчаников и алевролитов, верхняя часть разреза отмечена повышенным содержанием ТОС.

В пределах Южно-Сахалинской НГО отложения Верхнемаруямской подсвиты представлены переслаиванием терригенного материала, с чередованием пропластков алевролитистого песчаника и глин, вниз по разрезу происходит увеличение глинистости и толщин глинистых пропластков.

В результате проведения литолого-фациального анализа были выделены следующие элементы ГАУС: материнские породы, покрывки и коллекторы.

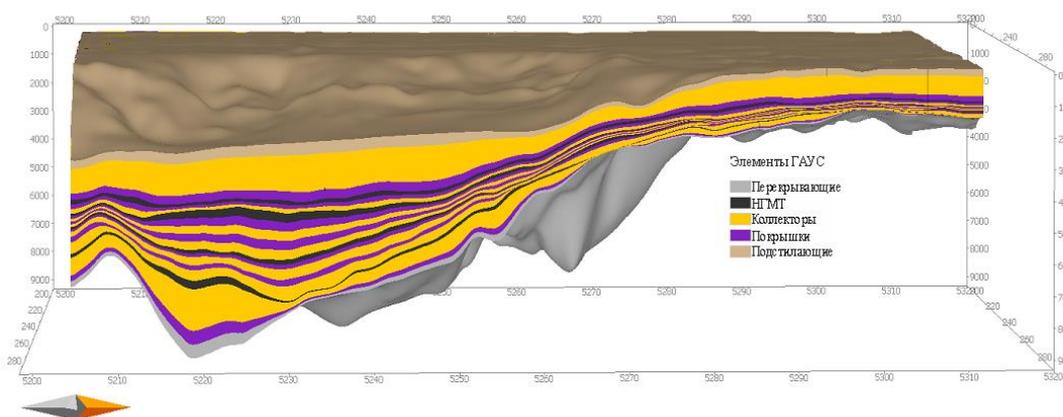
Созданные литологические смеси и данные по элементам ГАУС были внесены в таблицу распределения фаций (Facies Definition) (рисунок 1), в результате чего были выделены 4 генерационно-аккумуляционные углеводородные системы, названные по стратиграфическому наименованию материнских пород: Палеогеновая, Нижнедуйская, Верхнедуйская и Нижнемаруямская. Все ГАУС, кроме Нижнемаруямской являются полными и имеют материнские породы, коллекторы и покрывки, в пределах Нижнемаруямской отсутствуют породы коллекторы, следовательно накопление УВ возможно только в пределах плохопроницаемых пород с формированием трудноизвлекаемых запасов.



Name	Color	Lithology Value	TOC Mode	TOC Value [%]	TOC Map	Kinetics	HI Mode	HI Value [mgHC/gTOC]	HI Map	Petroleum System Elements
VerhneMaruyamskiy_Facies_1	Dark Blue	VM			→				→	Overburden Rock
VerhneMaruyamskiy_1_Facies_1	Dark Blue	VM1			→				→	Reservoir Rock
VerhneMaruyamskiy_2_Facies_1	Blue	VM2			→				→	Reservoir Rock
VerhneMaruyamskiy_3_Facies_1	Blue	VM3			→				→	Reservoir Rock
VerhneMaruyamskiy_4_Facies_1	Blue	VM4			→				→	Seal Rock
NizhneMaruyamskiy_Facies_1	Light Blue	NM	Value	1.00	→	Pepper&Corvi(1995)_TII(B)	Value	450.00	→	Source Rock
NizhneMaruyamskiy_1_Facies_1	Light Blue	NM1-PS			→				→	Seal Rock
NizhneMaruyamskiy_2_Facies_1	Light Blue	NM2			→				→	Reservoir Rock
VerhneDyuyskiy_Facies_1	Purple	VD	Value	1.00	→	Pepper&Corvi(1995)_TII(B)	Value	450.00	→	Source Rock
VerhneDyuyskiy_1_Facies_1	Purple	VD1			→				→	Seal Rock
VerhneDyuyskiy_2_Facies_1	Purple	VD2			→				→	Reservoir Rock
VerhneDyuyskiy_3_Facies_1	Purple	VD3			→				→	Seal Rock
VerhneDyuyskiy_4_Facies_1	Purple	VD4			→				→	Reservoir Rock
NizhneDyuyskiy_Facies_1	Pink	ND	Value	1.00	→	Pepper&Corvi(1995)_TII(B)	Value	450.00	→	Source Rock
NizhneDyuyskiy_1_Facies_1	Pink	ND1			→				→	Seal Rock
NizhneDyuyskiy_2_Facies_1	Pink	ND2			→				→	Reservoir Rock
NizhneDyuyskiy_3_Facies_1	Pink	ND3			→				→	Reservoir Rock
Chekhovskiy_Facies_1	Green	CHE-new			→				→	Seal Rock
Chekhovskiy_1_Facies_1	Green	CHE1			→				→	Reservoir Rock
Chekhovskiy_2_Facies_1	Green	CHE2			→				→	Reservoir Rock
Paleogen_Facies_1	Light Green	PAL	Value	1.00	→	Pepper&Corvi(1995)_TII(B)	Value	450.00	→	Source Rock
Paleogen_1_Facies_1	Light Green	PAL1			→				→	Reservoir Rock
Paleogen_2_Facies_1	Light Green	PAL2			→				→	Reservoir Rock
Paleogen_3_Facies_1	Light Green	PAL3			→				→	Reservoir Rock
Paleogen_4_Facies_1	Light Green	PAL4			→				→	Seal Rock
Paleogen_5_Facies_1	Light Green	PAL5			→				→	Underburden Rock

**Рисунок 1.** Таблица распределения элементов УВ систем, литофаций и геохимических параметров

После распределения элементов ГАУС между моделируемыми слоями был сделан вывод о наличии пород коллекторов, покрышек и НГМП, в благоприятном соотношении для формирования аккумуляций углеводородов: над материнскими толщами залегают породы коллекторы, перекрытые покрышками (рисунок 2), что позволяет считать, моделируемую площадь, перспективной для поисков скопления нефти и газа.



**Рисунок 2.** Модель элементов ГАУС вид с востока

## **Выводы**

В результате проведения литолого-фациального анализа были выделены 4 генерационно-аккумуляционные углеводородные системы (ГАУС) с благоприятным для формирования аккумуляций соотношением элементов, в связи с чем был сделан вывод о перспективности, исследуемой площади с точки зрения потенциала генерации углеводородов и их последующей миграции по пластам коллекторам к ловушкам перекрытым флюидоупорами.

## **Библиография**

1. Алексейчик С. Н. Принципы нефтегеологического районирования тихоокеанского кайнозойского нефтегазоносного пояса // Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л., 1972. С. 153-175. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 306).
2. Васильев Б.И. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана / Б.И.Васильев и др. / Под ред. Б.И.Васильева. - Владивосток: Дальнаука, 2001.
3. Жигулев, В. В. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного чехла залива Терпения по кинематическим и динамическим характеристикам сейсмических волн / В. В. Жигулев, К. Ю. Упоров, А. В. Жигулев // Геосистемы переходных зон. – 2018. – Т. 2. – № 3. – С. 181-190. – DOI 10.30730/2541-8912.2018.2.3.181-190
4. Керимов В. Ю. Исследование углеводородов-биомаркеров в нефтях Присахалинского шельфа / В. Ю. Керимов, Г. Н. Гордадзе, М. В. Гируц [и др.] // Технологии нефти и газа. – 2016. – № 6(107). – С. 22-26.
5. Сизиков, Е. А. Основные этапы геодинамической эволюции кайнозойского осадочного чехла северо-восточной части присахалинского шельфа / Е. А. Сизиков // Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина. – 2016. – № 3(284). – С. 83-93.
6. Rusinovich, V. Forecast of oil and gas prespectives potential in central part of Yuzhno-Sakhalinsk oil and gas region based on 3D basin modeling in petromod / V. Rusinovich, L. Rusinovich // Tyumen 2019: 6th Conference, Tyumen, 25–29 марта 2019 года. – Tyumen: EAGE Publications BV, 2019.



***Палеотектонический анализ Макаровской синклиналильной зоны Южно-Сахалинской нефтегазоносной области на основе бассейнового моделирования  
Русинович. Л.Э\* (Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,  
larisarusinovich@gmail.com***

**Аннотация**

Основным объектом исследования данной работы является Макаровская синклиналильная зона, входящая в состав Южно-Сахалинской нефтегазоносной области, являющаяся одной из крупнейших элементов Охотоморской нефтегазоносной провинции. Данная область на текущий момент является малоизученной, и подтвержденная нефтегазоносность еще не выявлена, но объект представляет интерес в плане перспективности. Например, в одной из работ [В.В. Жигулев, и др, 2018] при оценке перспектив нефтегазоносности выдвигается тезис о том, что осадочный чехол залива Терпения (который входит в состав Южно-Сахалинской нефтегазоносной области) является перспективным на содержание углеводородов. В данной работе представлены результаты палеотектонического анализа Макаровской синклиналильной зоны, входящей в состав Южно-Сахалинской нефтегазоносной области, который был выполнен на основе бассейновой модели углеводородов, созданной для целей оценки перспектив нефтегазоносности. Данный анализ является одним из этапов проведения оценки объекта на наличие углеводородов и выполняется с целью прослеживания развития территории и нахождения благоприятных условий для процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов.

**Ключевые слова**

Бассейновое моделирование, о.Сахалин, нефть, газ, поиск углеводородов, палеотектонический анализ

**Теория**

На основе бассейновой модели был проведен палеотектонический анализ и сделаны необходимые графические построения. Так же учитывается тот факт, что для выполнения данного анализа были увеличены слои модели методом пропорционального деления, в связи с этим палеотектоника рассматривалась относительно исходных слоев до деления, т.к. рассмотрение каждого из них в отдельности не являлось целесообразным. В основе анализа лежало предположение о том, что на момент осадконакопления поверхность стратиграфического слоя является плоскостью. Это допущение позволило провести палеоструктурные построения. Палеотектоника изучалась по модели с двух видов: с востока на запад и с запада на восток, как наиболее информативных. Так же для наглядного отображения характера распределения мощности отложений по площади были построены карты толщин для рассматриваемого каждого слоя.

Анализируя палеотектоническую реконструкцию на конец палеогенового периода можно судить о том, что в течении него произошло интенсивное прогибание территории и компенсированное накопление осадочного материала. Самый мощные толщи пород палеогена до 3800 м отложились в центральной части моделируемой площади, а



минимальные объемы отложения пород данного стратиграфического подразделения имели место в северной и южной частях модели, где толщины варьируются в диапазоне от 20 до 300 м

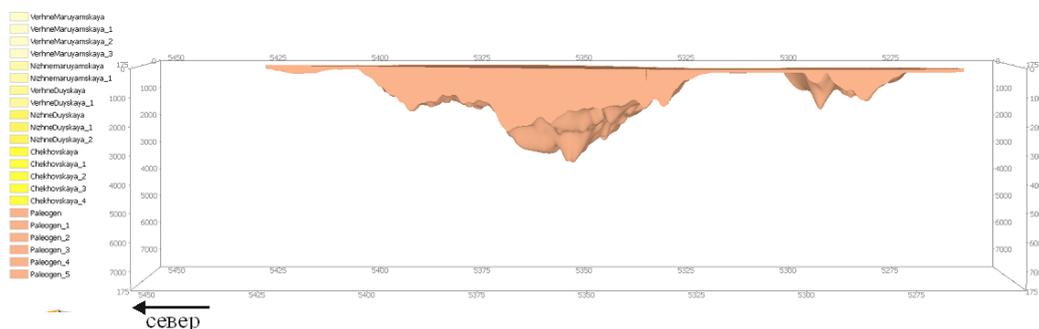


Рисунок 1 - Палеотектоническая модель к концу Палеогенового периода вид с запада

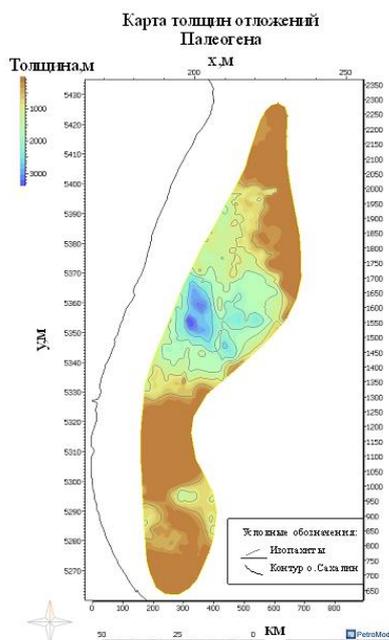


Рисунок 2 - Карта толщин отложений Палеогена

Проводя анализ карты толщин отложений палеогена можно сделать вывод о том, что наиболее интенсивное прогибание имело место в северо-восточной части изучаемой площади, при этом в южной части присутствуют локальные впадины, где мощность осадочного материала превышает 1500м.

Анализируя палеореконструкцию на конец накопления чеховской свиты можно судить о повсеместном отложении осадков данного стратиграфического подразделения, которое носило относительно равномерный характер. При этом можно следует обратить внимание на формирование большого количества локальных структур. Судя по мощности отложений Чеховской свиты в это время происходило либо общее прогибание территории, либо глобальный подъем уровня моря. Если в субмеридианальном направлении существенных отличий в мощности не наблюдается, то в субширотном

можно отметить большее накопление осадочного материала в западной части моделируемой площади. Суммарная мощность отложений в центральной – наиболее погруженной части превысила 4000м. Следует отметить, что в целом в северной части площади осадконакопление и прогибание проходило более интенсивно, чем в южной. Анализ карты мощностей позволяет подтвердить сделанные ранее выводы о том, что накопление отложений чеховской свиты имело повсеместный характер и шло относительно равномерно с увеличением мощности осадков данного стратиграфического подразделения в западной части.

Накопление отложений нижнедуйской свиты так же протекало повсеместно и в большей степени равномерно, присутствует небольшое увеличение толщин отложений данного стратиграфического подразделения в западной части. Суммарная мощность отложений в центральной наиболее погруженной части превысила 5000м. Следует отметить, что в целом в северной части площади осадконакопление и прогибание проходило более интенсивно, чем в южной, однако к концу времени скорость осадконакопления в южной части увеличивается, что можно увидеть при рассмотрении профиля впадин. Анализ карты толщин подтвердил вывод о равномерности накопления осадочных пород рассматриваемой свиты, а так же позволил выявить увеличение мощности в центральной части площади, что свидетельствует о продолжении более интенсивного прогибания в этой области относительно остальной площади. Так же был сделан вывод об интенсификации процессов прогибания в южной части, компенсированной отложениями нижнедуйской свиты.

Накопление отложений верхнедуйской свиты имело повсеместный характер и в большей степени равномерный, присутствуют локальные увеличения мощности по всей площади. Суммарная мощность отложений в центральной наиболее погруженной части превысила 5500м. В целом в центральной части накопилась наибольшая мощность осадочного выполнения, что связано главным образом с интенсивным прогибанием в палеогеновое время. Так же отмечено большое количество локальных структур, при этом их количество в западной части значительно превышает количество в восточной. Однако, не зависимо от локальных различий в структурном плане вся площадь является перспективной. Анализ карты толщин подтвердил вывод о равномерности накопления осадочных пород рассматриваемой свиты, а так же позволил выявить множество локальных очагов более интенсивного осадконакопления, которые размещены спорадически по всей площади и возможно связаны не с тектоническим, а аккумуляционными предпосылками и могут быть использованы для картирования конусов выноса, т.к. имеют вытянутую в субширотном направлении форму, перпендикулярно Сахалинскому поднятию.

Накопление отложений нижнемаруямской свиты так же протекало повсеместно, присутствует небольшое увеличение толщин отложений данного стратиграфического подразделения в западной части. Суммарная мощность отложений в центральной наиболее погруженной части превысила 6000м. При этом существенного изменения структурного плана не произошло и выявленные ранее закономерности остались без изменений. Анализ карты толщин подтвердил вывод об увеличении интенсивности накопления осадочных пород рассматриваемой свиты в западной части, а характер их распределения и постепенное убывание мощности параллельно Сахалинскому поднятию по мере удаления от него, позволил сделать предположение о снижении уровня воды и возможно прибрежно морских обстановках осадконакопления.

Накопление отложений верхнемаруямской свиты так же протекало повсеместно, присутствует небольшое увеличение толщин отложений данного стратиграфического подразделения в западной части. Суммарная мощность отложений в центральной наиболее погруженной части превысила 7000м. Так же произошло существенное увеличение мощности локальных впадин в южной части изучаемой площади. Анализ карты толщин верхнемаруямских отложений подтвердил вывод об увеличении интенсивности накопления осадочных пород рассматриваемой свиты в южной части. Так же увеличение толщин наблюдается в центральной части Макаровской синклинальной зоны, что может быть связано с увеличением интенсивности прогибания в этих частях

### **Выводы**

По результатам проведенного палеотектонического анализа был сделан вывод о том, что в целом исследуемая территория развивалась унаследованно и испытывала постоянное компенсированное осадконакопление. При этом были сформированы положительные структуры, которые при прочих благоприятных условиях могут содержать аккумуляции углеводородов. Мощность осадочного чехла превышает 7000м, что создает благоприятные предпосылки для формирования очагов генерации углеводородов. Все описанные факторы позволяют предполагать перспективность нефтегазоносности изучаемой площади.

### **Библиография**

1. Астахов.С.М. Геореактор. Алгоритмы нефтегазообразования: монография. – Ростов-на-Дону:Контики, 2015. – 256 с.
2. Жигулев, В. В. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочного чехла залива Терпения по кинематическим и динамическим характеристикам сейсмических волн / В. В. Жигулев, К. Ю. Упоров, А. В. Жигулев // Геосистемы переходных зон. – 2018. – Т. 2. – № 3. – С. 181-190.
3. Гладенков. Ю.Б. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоносность: книга / Ю.Б. Гладенков О.К. Баженова В.И. Гречин Л.С. Маргулис Б.А. Сальников. – М.: ГЕОС, 2002. – 225 с.
4. Веселов О.В. Тектоническое районирование и углеводородный потенциал Охотского моря: монография/ О.В. Веселов Е.В Гредская А.Я. Ильев //.– М.: Наука, 2006. – 130 с.
5. Сизиков, Е. А. Основные этапы геодинамической эволюции кайнозойского осадочного чехла северо-восточной части присахалинского шельфа / Е. А. Сизиков // Труды Российского государственного университета нефти и газа имени И.М. Губкина. – 2016. – № 3(284). – С. 83-93.
6. Резников А.Н. Геотермические условия осадочно-породных бассейнов земного шара / А.Н. Резников С.М. Астахов С.А. Резников Д. Маллак//Геология нефти и газа . – 2013.-№4.-С.49-56



7. Hantshel T., Kauerauf A.L. Fundamental of Basin and Petroleum Systems Modeling: monography /T. Hantshel A.L. Kauerauf// Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009. – 476 p.



*Ассоциация углеродистого растительного вещества и урановой  
минерализации в пределах Витимо-Каренгского и Витимского урановорудного  
районов*

*Сащенко А.В.\* (ФГБУ «ВИМС»), sashchenko@vims-geo.ru*

**Аннотация**

В работе прослежена эволюция накопления урана в ассоциации с углефицированным растительным детритом: от сорбции урана на детрите при накоплении осадка до формирования минеральных форм на стадии диагенеза и эпигенеза. Сорбция урана рассмотрена на примере современных торфяно-почвенных отложений Витимо-Каренгского урановорудного района. Преобразование растительного детрита и минеральных форм урана прослежено в дресвяно-щебнистых отложениях неогенового возраста, на месторождениях Витимского урановорудного района. Установлена последовательность преобразований растительного детрита и минерализации урана на стадиях седиментогенеза и диагенеза.

**Ключевые слова**

Инфильтрационные месторождения урана, углефицированный растительный детрит, Витимский урановорудный район

**Теория**

Углефицированное органическое вещество (растительный детрит) является одним из основных восстановителей урана в экзогенном урановом рудогенезе. На палеодолинных месторождениях России (базальный подтип песчаникового типа) в рудовмещающих отложениях углефицированный растительный детрит широко развит и содержание  $C_{орг}$  достигает 7-10 %. Накопление и преобразование растительного детрита происходит как на до рудной, рудной, так и пострудной стадиях. В настоящей работе рассмотрены взаимоотношения растительного детрита и форм накопления урана в песчано-глинистых и торфяно-почвенных отложениях Витимского и Витимо-Каренгского районов.

Урановорудные объекты Витимского и Витимо-Каренгского района имеют ряд одинаковых параметров по которым их можно сравнивать: приуроченность оруденения к речным долинам; расположение в пределах геохимически специализированных гранитоидов; обогащение рудовмещающих отложений органическим веществом растительного происхождения. На рудопроявлениях Орогочи и Сиротинка Витимо-Каренгского района проявлена начальная стадия накопления урана на растительных остатках – сорбция, а на месторождениях Витимского района – выявлена как сорбция, так и минеральные формы урана на растительных остатках. Распределение треков радиоактивности на автордиографиях рудных образцов (с экспозицией 20-30 суток) имеет полосчатую и пятнистую текстуру, приуроченную к глинистому цементу, сгущаясь над растительными остатками, как в современных, так и в неогеновых отложениях.

Рудопроявление Орогочи является наиболее крупным из выявленных в Витимо-Каренгском районе. Приурочено к одноименной современной речной долине третьего

порядка в пределах Амананского гранитоидного интрузива триас-среднеюрского возраста [2, 3]. Богатое оруденение с содержанием урана от 0,02 до 1-2% приурочено к современным торфяно-почвенным образованиям, с содержанием  $C_{орг.}$  до 15%. Значительное содержание органического вещества также подтверждается содержанием рентгеноаморфной фазы до 15 %, а содержание кристаллической составляет соответственно 85 %. В приповерхностных слоях значение коэффициента радиоактивного равновесия минимальное – 0,025, с глубиной незначительно увеличивается до 0,099, что характерно для современных, безрадиевых накоплений урана. С глубиной увеличивается примесь терригенной составляющей, а содержание урана и органической составляющей наоборот падает.

В современных торфяниках Витимо-Каренгского района растительный детрит представлен темно-коричневыми, бурыми практически не измененными растительными остатками низкой степени углефикации.

Изучение растительных остатков и урановой минерализации проводилось с использованием прецизионных методов в аккредитованных лабораториях ФГБУ «ВИМС». Для характеристики микростроения тонкодисперсных минеральных систем, идентификации микрофаз, определения элементного состава и строения минералов проведены исследования на рентгеновском микроанализаторе (РСМА) JEOLJXA 8100, укомплектованном энергодисперсионной приставкой INCA (и на электронном растровом микроскопе (РЭМ)).

При изучении рудных проб Витимо-Каренгского района на РСМА установлено, что повышенные концентрации урана фиксируются на периферии растительных остатков, без проникновения в клеточную структуру (рис. 1 А). В единичных случаях в этих точках происходит обогащение остатков редкими элементами, характерными для подстилающих гранитоидов. Растительные остатки не содержат повышенные содержания серы. Высокие содержания урана также связаны со скорлуповидными образованиями углеродистого вещества и слоистыми алюмосиликатами (Рис. 1, Б). Помимо концентрации урана на растительных остатках выявлены каплевидные, гелеподобные хорошо растворимые в воде обособления, с содержанием урана до 10 %. Основная часть урановых накоплений представлена рентгеноаморфной фазой без минеральных форм. Таким образом, повышенные концентрации урана связаны с сорбцией на растительных остатках, без образования минеральных форм.

Гидрогенные месторождения Витимского урановорудного района приурочены к палеодолинам неогенового возраста, врезанных в специализированный гранитный фундамент. Углефицированный растительный детрит в рудовмещающих отложениях Витимского района имеет различную морфологию: от мелкого и тонкого детрита, рассеянного по пласту, до мощных (до 1 м) прослоев сложенного практически бурым углем. Изучение ассоциации растительных остатков и урановой минерализации проведено на материале рудных проб месторождения Источное, расположенного на юго-восточном склоне Байсыханского поднятия, в стволовой Амалатской палеодолине. Содержание урана в пробах алеврита (194,2 м) и песка (193,6 м.) составляет 0,34 % и 0,75 %, соответственно.

Урановая минерализация на месторождениях Витимского района преимущественно представлена в различной степени раскристаллизованным фосфатом

урана [1, 4], также встречается в виде сорбции на растительных остатках, в глинистом цементе и на поверхности алюмосиликатов.

Сорбция урана на растительном детрите диагностируется в песчаных отложениях. Углефицированный растительный детрит как с видимой клеточной структурой, так и без нее характеризуется повышенным содержанием урана по всему остатку (Рис. 1 В, Г).

В спектрах не наблюдается повышения концентраций элементов, характерных для нингиоита – Р и Са. Пиритизация развивается по растительному обломку с сохраненной клеточной структурой. Часто дисперсные колломорфные рудные образования проявляются на поверхности обломков растительных остатков. Органический остаток обогащен серой, происхождение которой, по-видимому, обусловлено жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий, следы которых часто видны при исследованиях на РЭМе (Рис. 2. Д). На стадии раннего диагенеза в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий начинается обогащение растительных остатков серой, без формирования пирита. По мере поступления железа с метеорными водами в растительных остатках начинает формироваться пирит без примесей урана (рис. 2 Г). Основные урансодержащие корковидные, гелеподобные, многокомпонентные образования местами подвергаются слабой раскристаллизации. Разнообразие в минерализации углефицированных растительных остатков, может быть объяснена длительностью взаимодействия пород с инфильтрационными водами. Дисульфиды железа минимально развиты по растительным остаткам, без примеси урана.

## **Выводы**

Геологическое строение и процессы формирования уранового оруденения в пределах Витимского и Витимо-Каренгского районов позволяет провести их сравнение. Первая стадия накопления урана связана с процессами сорбции металла на растительных остатках и в глинистых минералах. В современных торфяно-почвенных отложениях проявлена только сорбция урана на растительных остатках. В неогеновых отложениях также проявляется сорбция урана на растительных остатках, что подтверждает данный процесс как начало рудного на стадии седиментогенеза. В последующем периоде при развитии диагенеза и эпигенеза формируются и минеральные формы урана (нингиоит) с различным соотношением Р, Са и U.

## **Благодарности**

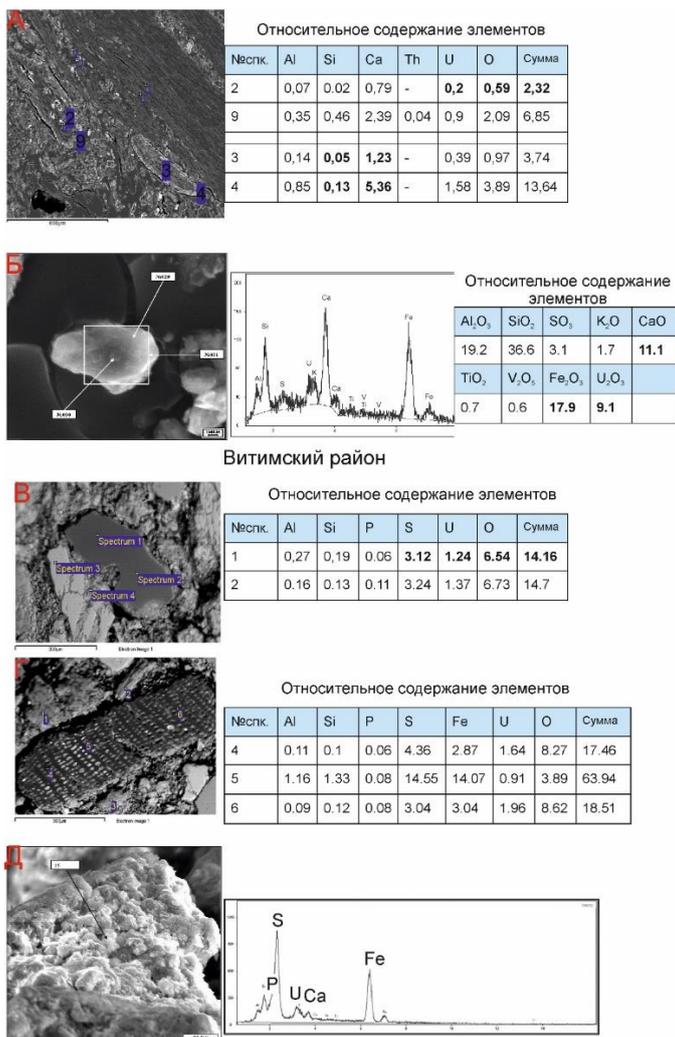
Автор искренне благодарит Г.А. Тарханову, В.М. Тюленеву и М.В. Прозорову за помощь в интерпретации результатов минералогических исследований.

## **Библиография**

1. Дойникова О.А., Тарасов Н.Н., Карташов П.М., Петров В.А. Черневые фосфатные урановые руды Витимского плато (Бурятия) // Радиохимия. – 2020. – том 62. – № 4. – С. 349-358.
2. Петров О.В., Миронов Ю.Б., Лебедева Г.Б., Пуговкин А.А., Шатов В.В. «Поверхностные» месторождения – новое направление развития минерально-сырьевой базы урана России // Разведка и охрана недр – М., 2015. – вып. 10. С 75 – 82.
3. Пешков П.А., Суматов Ю.М., Шумилин М.В. Молодой уран России // Разведка и охрана недр – М., 2015. – вып. 10. С 24-28.



4. Тарханова Г.А., Прохоров Д.А. Генетические особенности формирования уранового оруденения «Витимского типа» // Разведка и охрана недр – М., 2017. – вып. 11. С 47-59.



**Рисунок 1.** Рисунок 1. Ассоциация повышенных концентраций урана и растительного детрита в рудоносных отложениях Витимо-Каренгского (А-Б) и Витимского (В-Д) районов. А – рудные торфяно-почвенные образования, сорбция урана на растительном детрите (РСМА, изображение в обратно-рассеянных электронах); Б – скорлуповатое выделение органического вещества, обогащенное ураном (РЭМ); В – сорбция урана на растительном детрите (Источное месторождение); Г – сорбция урана с развитием пиритовой минерализации (Источное месторождение); Д – Колломорфноподобные рудные образования на поверхности углефицированного растительного обломка.

***Характеристика стадийности и зональности рудообразования в пределах  
Джетского рудного узла (Восточный Саян)  
Сучков А.В. \* (ФГБУ «ВИМС», alexsandr@mail.ru)***

**Аннотация**

Исследования стадийности и зональности Джетского рудопроявления проведены на основе изучения вещественного состава руд, рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов, минеральных ассоциаций, морфологических типов прожилков и жил, их взаимоотношений и пространственного распределения. Материалы получены в ходе полевых исследований 2015-2016 гг.

**Ключевые слова**

Молибденовое рудопроявление, стадийность рудообразования, минералогическая зональность, Джетский рудный узел

**Теория**

Джетский рудный узел находится в зоне влияния крупных батолитов щелочных гранитоидов буюдзульского комплекса и гранитоидов беллыкского комплекса. Узел приурочен к группе сближенных штоков и дайковых тел, прорывающих сланцы 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].

На участках Теплый 2 и Интрузивный выделяются три этапа минералообразования: метасоматический, гидротермальный и гипергенный [Карасева и др., 1998].

Наиболее ранний метасоматический этап отложения рудных минералов связан с контактово-метасоматическими изменениями пород лысанской свиты при воздействии на них штоков гранитоидов буюдзульского (?) комплекса. На этом этапе в роговиках образовалась вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита с отдельными и редкими включениями сфалерита.

Гидротермальный этап минералообразования подразделяется на три стадии: предрудную, рудную и пострудную. С предрудной стадией связано формирование кварц-пирротин-пиритовых прожилков с редкой вкрапленностью в них шеелита, сфалерита, арсенопирита, кубанита, а также минералов висмута. Установлено, что кварц-пирротин-пиритовые образования рассекаются кварц-молибденитовыми прожилками [Семенова, 1991].

Продуктивной является рудная стадия кварцевого штокверка с кварц-молибденитовой минерализацией, с которой связаны две минеральные ассоциации. К ранней отнесены прожилки серого кварца мощностью до 2 см с мелкочешуйчатым молибденитом в зальбандах. С молибденитом ассоциируют пирит, магнетит, рутил, переотложенный пирротин, халькопирит, сфалерит. Из нерудных минералов наряду с кварцем развиты альбит, калиевый полевой шпат, серицит, кальцит. Ко второй

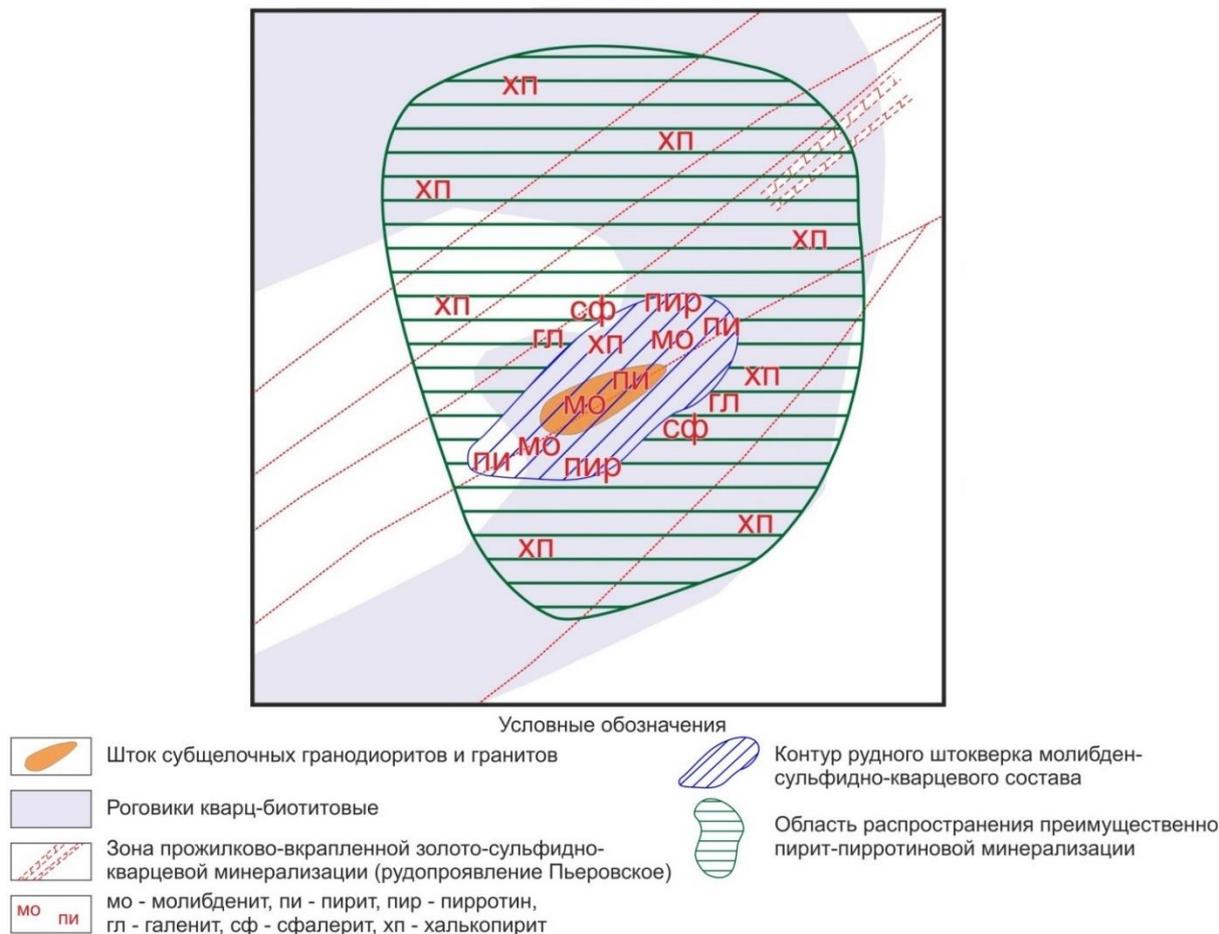
подстадии отнесены маломощные мономинеральные прожилки молибденита, секущие ранние кварц-молибденитовые.

В пострудную стадию образуются жилы и прожилки с кварц-карбонат-полиметаллической минерализацией: пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом. В количественном отношении им уступают блеклая руда, станнин, буланжерит. Завершилась стадия образованием метакристаллов арсенопирита и пирита.

Гипергенный этап характеризуется преобразованием первичных минералов: по пириту развиваются гётит и гидрогётит, по пирротину — мельниковит и марказит, по магнетиту — гематит, по халькопириту — ковеллин, по молибдениту — молибдит и повеллит.

Минералогическая зональность кварцевого штокверка выражена нечетко и формируется вокруг штоков порфиroidных гранитоидов (Рис. 1). Существенно пирротиновая минерализация с пиритом и халькопиритом выходит за пределы рудного штокверка. На рудопроявлениях наибольшее распространение имеет молибденит-пирит-пирротиновая с халькопиритом минерализация, в пределах развития которой обособляются участки с преимущественно пиритовой минерализацией, образуя молибденит-пирротин-пиритовую минерализацию с халькопиритом. Эти две разновидности минерализации, по существу, отвечают образованиям продуктивной стадии рудного этапа и совпадают с первичными ореолами молибдена различной контрастности, а отличаются лишь полнотой проявления раннего пирротина в первой и более позднего пирита, замещающего пирротин, во втором типе минерализации. Они близкосоодновременны, нередко совмещаются в пространстве с образованием участков наиболее богатых молибденовых руд и конформны штокам порфиroidных гранитоидов.

Пирит-полиметаллическая минерализация располагается близ границы существенно пирротиновой с молибденит-пирит-пирротиновой. Она проявлена весьма неравномерно и наиболее широко распространена в юго-западной части. Пирротин-пиритовая минерализация с молибденитом занимает центральное положение в кварц-молибденитовом штокверке, и ее объем уменьшается с глубиной.



**Рисунок 1.** Схема зонального строения кварцевого штокверка

## Выводы

В обобщенном виде схема минералогической зональности оруденения следующая: в центре кварцевого штокверка находится пирит с молибденитом, затем идёт пирит, пирротин с молибденитом, а на периферии рудного штокверка преобладает пирротин. Халькопирит относится к сквозным минералам. Сфалерит и галенит развиты по флангам кварц-молибденитового штокверка, что типично для медно- и молибден-порфириновых месторождений [Попов, 1977]. Образование основного объёма молибдена в штокверке связано с рудной стадией гидротермального этапа минералообразования.

## Библиография

1. Даценко В.М. О генетической связи молибденовых рудопроявлений 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-порфириновое месторождение Теплый Ключ 2 (Восточный Саян) // Руды и металлы. 1998. № 3. С. 33-41.

3. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. — М.: Наука, 1977.

4. Семенова Н.В. Сравнительный рудно-геохимический анализ месторождений и рудопроявлений молибдена штокверкового типа на юге Красноярского края // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 20-26.

***Физико-геологическая модель кимберлитовых тел в пределах лицензионной площади месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова  
Телятьев О.И. \* (МГРИ, olegsidorenko01235@gmail.com),  
Новиков П.В. (МГРИ, novikovpv@mgri.ru)***

**Аннотация**

Одним из важнейших этапов проектирования геофизической съемки является составление физико-геологической модели. Физико-геологическая модель составляется после проведения определенных этапов работ, а именно: сбора петрофизической и геологической информации, изучения и анализа ранее проведенных геологических, геохимических и геофизических работ, а также обработка и интерпретация уже имеющейся информации по объекту. При формировании физико-геологической модели решается прямая задача для различных геофизических методов, что позволяет определить методы необходимые при решении поставленной задачи, их целесообразность и эффективность.

**Ключевые слова**

Физико-геологическая модель (ФГМ), кимберлитовые трубки, кимберлитовые тела, алмазы, прямая задача, комплексирование геофизических методов

**Теория**

Конечным продуктом изучения физических свойств геологических объектов является создание петрофизической модели (ПФМ). Под петрофизической моделью (ФГМ) понимают абстрактные тела простой геометрической формы (шар, цилиндр, пласт и др.) с определенными соотношениями физических свойств тел и вмещающих пород.

Разработанные рядом исследователей ФГМ Архангельской алмазоносной провинции, применяемые в качестве эталона для разбраковки аномалий, относятся к типовым моделям трубок взрыва Золотицкого рудного поля. Наибольшее распространение получили петрофизические модели объектов. Петрофизическая модель, состоит из нескольких частных моделей, каждая из которых характеризует одно из физических свойств объекта с установлением контуров проявлений этого свойства.

Территория Архангельской алмазоносной провинции изображена на рисунке 1, где показаны расположения кимберлитовых трубок в мезенском и приморских районах Архангельской области. Административно площадь расположена в пределах Приморского района Архангельской области в 105 км по автодороге к северу от г. Архангельска.



**Рисунок 4.** **Рисунок 1.** Обзорная карта района месторождения им. М.В. Ломоносова. Масштаб 1: 1000000. Во вставке – расположение кимберлитовых трубок в границах лицензионной площади (красным)

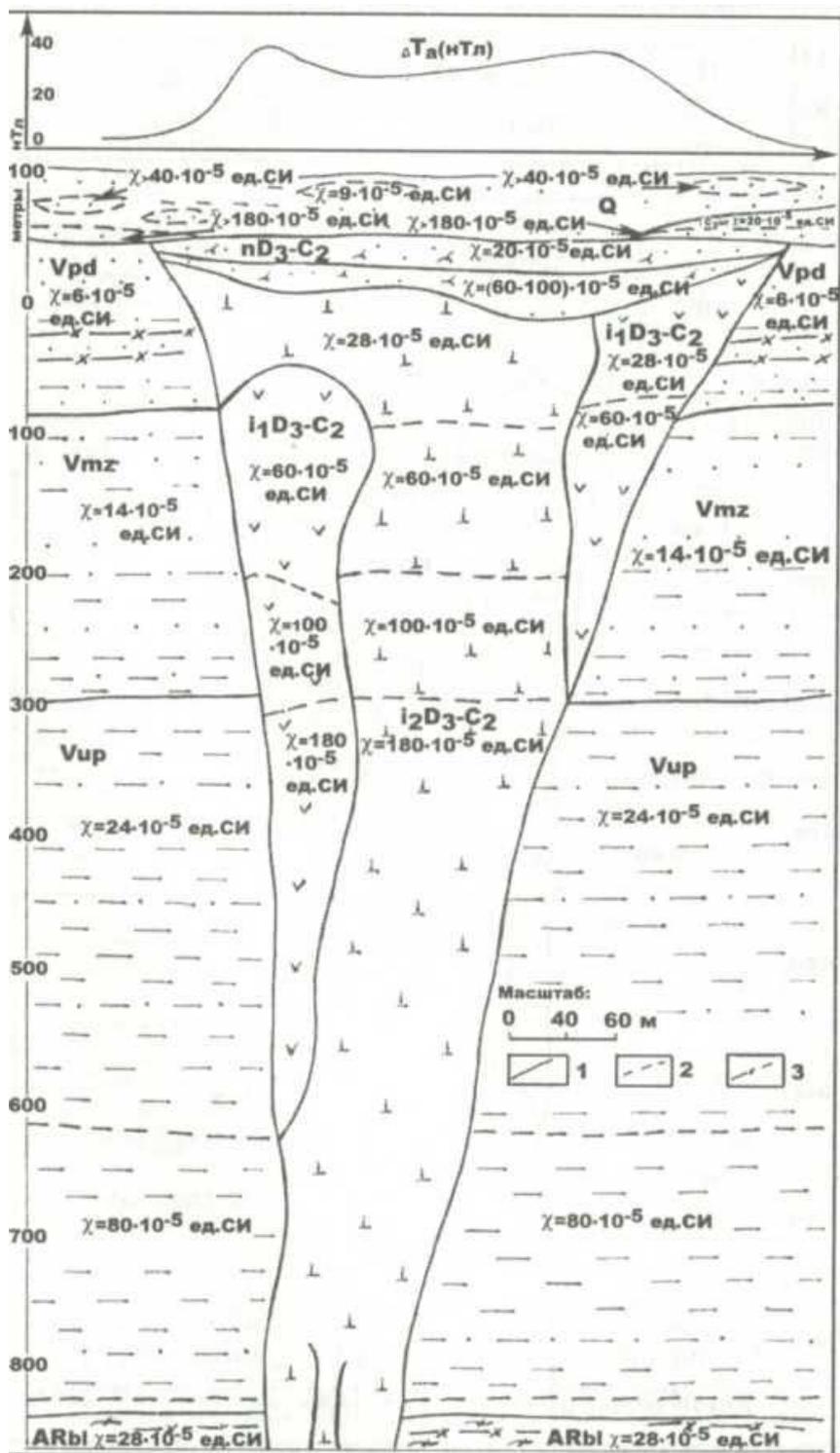
**Магнитные свойства** Магнитная восприимчивость осадочных пород платформенного чехла и большинства метаморфизованных осадочно–вулканогенных образований кристаллического фундамента варьирует от 10 до  $50 \times 10^{-5}$  ед.СИ, достигая в отдельных случаях  $100 \times 10^{-5}$  ед.СИ. Сходные значения магнитной восприимчивости характерны и для слабо измененных интрузий основного состава. Высокой магнитной восприимчивостью до  $5000 \times 10^{-5}$  ед.СИ обладают магнетит-содержащие амфиболиты, серпентиниты по гипербазитам и отдельные разности магнетит содержащих габбро, а слабо измененные перидотиты и пироксениты достигают средних значений магнитной восприимчивости в первые сотни  $\times 10$  ед.СИ. Терригенные отложения палеозойского возраста, в основном, также слабомагнитны, магнитная восприимчивость их изменяется до  $46 \times 10^{-5}$  ед.СИ при средних значениях магнитной восприимчивости в  $10 \times 10^{-5}$  ед.СИ, кроме пестроцветных песчаников урзугской свиты, обогащенных самородным железом и хромшпелелидами, магнитная восприимчивость их может достигать аномальных значений в  $3266 \times 10^{-5}$  ед.СИ, при средних значениях в  $120 \times 10^{-5}$  ед.СИ. Карбонатные отложения палеозоя, представленные известняками и доломитами с переходными разностями между ними, практически немагнитны ( $\alpha$  изменяется от первых единиц до первых десятков  $\times 10^{-5}$  ед.СИ). Магнитная восприимчивость кимберлитовых пород Зимнего Берега достигает максимальных значений в  $600 \times 10^{-5}$  ед.СИ, оставаясь в среднем невысокой ( $\alpha_{\text{сред}} = 80 - 100 \times 10^{-5}$  ед.СИ).

**Электрические свойства.** Породы фундамента являются наиболее высокоомными. К наиболее высокоомным отложениям относятся известняки и доломиты среднего карбона (в среднем 450 и более Ом). Для четвертичных отложений характерны средние значения удельного сопротивления порядка 30-130 Ом (максимум 800 Ом). Электрическое сопротивление трубок Зимнего Берега изменяется от 2 до 65 Ом, достигая максимальных значений в 300 Ом, что соответствует зонам окварцевания и местам развития ксенолитов, представленных кварцевыми песчаниками.

**Плотностные свойства.** Наиболее древние породы архея обладают плотностью изменяющейся от 2,75 до 2,82 г/см<sup>3</sup>. Плотность пород осадочного чехла в среднем изменяется от 2,26 до 2,48 г/см<sup>3</sup>. Трубки взрыва Зимнего берега характеризуются плотностью порядка 1,92-2,31 г/см<sup>3</sup> ( $\alpha_{\text{сред}} = 2,1731$  г/см<sup>3</sup>), Ненокские трубки – 1,86-2,86 г/см<sup>3</sup> ( $\alpha_{\text{сред}} = 2,19$  г/см<sup>3</sup>).

Таким образом, руды, то есть кимберлитовые тела, хорошо выделяются по магнитным свойствам и по плотностным свойствам.

По итогам изучения физических свойств кимберлитовых тел и вмещающих пород была составлена физико-геологическая модель для кимберлитовой трубки, а точнее общий пример для всего комплекса кимберлитовых тел, изображенный на рисунке 2. По итогам были сделаны выводы о рациональном комплексе геофизических методов для доизучения площади месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова.



**Рисунок 5. Рисунок 2. Петромагнитная модель трубки взрыва.**

Q - четвертичные отложения; C<sub>2up</sub> — урзугская свита карбона; Венд: Vpd — падунская свита; Vmz - мезенская свита; Vup - усть-пинежская свита; R - рифей; ARbl - беломорский комплекс архея; nD<sub>3</sub>-C<sub>2</sub> - туфоогенно-осадочные толщи трубок взрыва; i<sub>1</sub>D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub> - ксенотуфобрекчии; i<sub>2</sub>D<sub>3</sub>-C<sub>2</sub> - автолитовые кимберлиты

Условные обозначения: 1 - геологические границы; 2 - петрофизические

границы; 3 - отдельные прослои с  $\chi = (80-320) \times 10^{-5}$  ед. СИ; 4 - пески, песчаники; 5 - алевролиты; 6 - аргиллиты; 7 - туфопесчаники, туффиты; 8 - ксенотуфобрекчии; 9 - автолитовые брекчии; 10 - дайки порфировых кимберлитов; 11 - гранито-гнейсы.

### Выводы

В результате изучения физических свойств горных пород, слагающих кимберлитовые тела (трубки), предлагаются следующие методы для поисков алмазоносных кимберлитовых трубок на площади месторождения алмазов им. М.В. Ломоносова: магниторазведка, гравиразведка, моделирование процессов зондирования становлением поля в методе МПП.

### Библиография

1. *Веричев Е.М., Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П.* Геология, состав, условия образования и методика разведки месторождения алмазов-кимберлитовой трубки им. В. Гриба (Архангельская алмазоносная провинция) //Геология рудных месторождений. – 2003. – Т. 45. – №. 5. – С. 387-414
2. Геология, прогнозирование, методика поисков, оценки и разведки месторождений алмазов. АК «АЛРОСА» (Якутское научно-исследовательское предприятие ЦНИГРИ). Якутск, 2004.
3. *Микоев И.И.* Геофизические исследования при поисках кимберлитовых тел: опыт применения и результаты //Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. – 2019. – С. 30-32.
4. *Устинов В.Н., Митюхин С.И.* Месторождение им. МВ Ломоносова: геологическое строение и алмазоносность //Горный журнал. – 2012. – №. 7. – С. 18-24.

**Формирование литологических залежей в средне-верхнеюрских отложениях центральной части впадины Фукан (бассейн Джунгария)**

**Ян Хоуцян\*** (МГУ имени М.В. Ломоносова, yanghouqiang@qq.com),  
**Соболева Е.В.** (МГУ имени М.В. Ломоносова, phitan@yandex.ru)

**Аннотация**

Рассмотрена литолого-фациальная характеристика продуктивных пластов средне-верхнеюрских отложений центральной части впадины Фукан Джунгарского нефтегазоносного бассейна. Выделены и описаны два различных по условиям образования типа резервуаров: дельтовые и аллювиальные (русловые) песчаные тела. Изучены экранирующие свойства разломов и их роль в формировании залежей нефти. Выяснены причины неэффективности разведки литологических залежей и предложен оптимизированный метод прогноза их нахождения.

**Ключевые слова**

Впадина Фукан, средне-верхнеюрские отложения, разломы, литологические залежи, русловые песчаные тела.

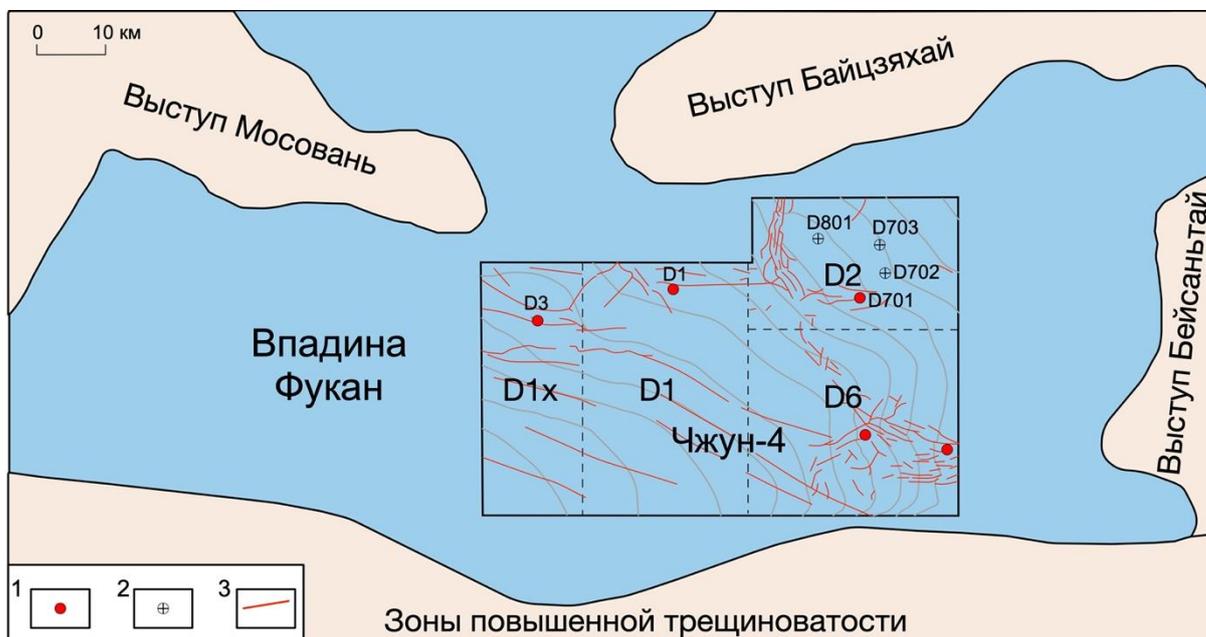
**Теория**

Джунгарский нефтегазоносный бассейн (НГБ) находится в северной части Синьцзян-Уйгурского автономного района КНР, в котором запасы углеводородных флюидов более 10 млрд т. [3]. Юрские отложения являются наиболее перспективными объектами для поисков и разведки залежей нефти и газа в Джунгарском НГБ. С постоянным улучшением уровня разведки в юрских отложениях, которые в центральной части впадины залегают глубже, чем на склонах, нетрадиционные коллекторы и литологически и стратиграфически экранированные ловушки, как в самом бассейне, так и во впадине Фукан, стали неизбежным выбором изучения. Практика геологоразведочных работ в центральной части впадины Фукан показывает, что поиски и разведка литологических залежей нефти затруднены — коэффициент успешности бурения низкий, что обусловлено меньшей степенью изученности литологических ловушек в средне-верхнеюрских отложениях.

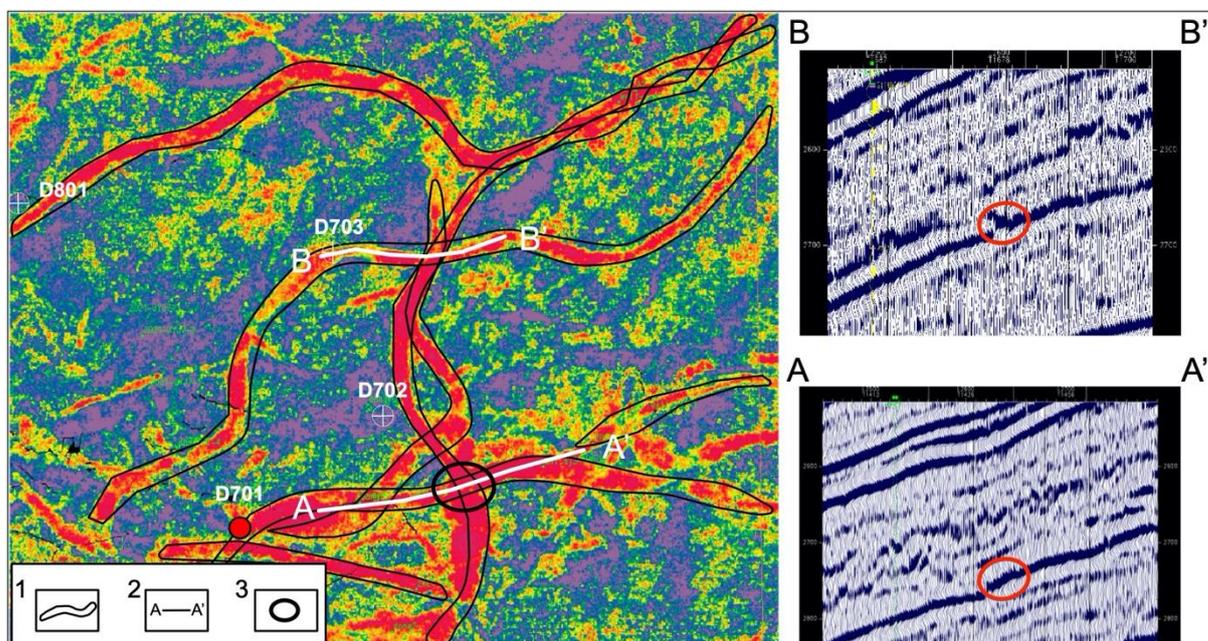
В центральной части впадины Фукан компания Синопек (Sinopet Corp.) владеет лицензией на участок — Чжун-4, который объединяет блоки D1х, D1, D2 и D6 (рис. 1). В пределах участка средне-верхнеюрские отложения залегают моноклинально с погружением на юго-запад, в них выделяются свиты Сишаньяо ( $J_2x$ ), Тоутунхэ ( $J_2t$ ) и Цигу ( $J_2q$ ). Свита Сишаньяо включает пласты угля и сложена неравномерным переслаиванием алевролитов, аргиллитов и углей. Свита Тоутунхэ снизу вверх по разрезу разделена на три пачки – Т-1 ( $J_2t^1$ ), Т-2 ( $J_2t^2$ ) и Т-2 ( $J_2t^3$ ). Основные продуктивные горизонты находятся в пачках Т-2 и Т-3. Песчаные тела свиты Тоутунхэ имеют дельтово-авандельтовый генезис, соответствуют русловым фациям. Свита Цигу сложена также аллювиальными отложениями, в которых отмечаются аналогичные песчаные тела. Как русловые аллювиальные, так и дельтовые песчаные тела представлены мелкозернистыми песчаниками, русловые аллювиальные песчаники имеют лучшие

фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС): пористость – от 6,1 до 24,2% (в среднем 13,3%), проницаемость – от 0,1 до 466 мД (в среднем 43,3 мД).

Объектом проведенных исследований является пачка Т-2 блока D2.



**Рисунок 1.** Расположение участка Чжун-4 центральной части впадины Фукан. Условные обозначения: 1 – скважины с притоками нефти; 2 – «сухие» скважины; 3 – разломы.



**Рисунок 2.** Фрагмент карты сейсмического атрибута "амплитуды" по подошве песчаного пласта пачки Т-2 блока D2 участка Чжун-4. Условные обозначения: 1 – речные русла; 2 – сейсмический разрез; 3 – место, где пересекаются русла палеорек.

*Выделение русловых песчаных тел.* Большое количество исследований показало, что сейсмические параметры, такие как амплитуда, частота и скорость распространения сейсмических волн тесно связаны с литологическим составом, физическими свойствами пород и их нефтегазоносностью [4, 5]. Поэтому результаты атрибутного анализа (математическая обработка сейсмических данных) часто используется для прогнозирования качества коллектора. На основании изменений амплитуд сейсмических сигналов в пачке Т-2 выделяются две группы разнонаправленных речных русел: первоначальных – с востока на запад и более поздних – в направлении север-юг. В южной части блока D2 эти речные русла пересекаются, т. е. они имеют гидродинамическую связь и флюиды могут сообщаться, а в северной части – изолированы друг от друга (рис. 2).

*Особенности строения системы разломов.* Наличие разломов может не только улучшить ФЕС коллектора, но и быть путями миграции от нефтегазоматеринской породы (НГМП) к ловушкам. На основании интерпретации сейсмических данных и оценки экранирующих свойств разломов установлено:

1) В средне-верхнеюрских отложениях развиты субвертикальные сбросы и взбросы, они дислоцируют даже нижнеюрские толщи. Основные разломы обрамляют значительное количество второстепенных нарушений и трещин.

2) Разломы с амплитудой более 20 м и углами падения больше 70° имеют плохие экранирующие свойства, т. е. по ним углеводородные флюиды могут свободно перемещаться.

3) Разломы соединяют русловые и дельтовые песчаные тела с НГМП — нижнеюрскими аргиллитами, обладающие хорошим генерационным потенциалом и находящиеся в главной зоне нефтеобразования (градации мезокатагенеза МК<sub>1-2</sub>) [1, 2].

4) Большинство разломов затухают в подошвенной части мощной меловой глинистой толщи, которая обеспечивает консервацию залежей нефти.

*Проблема неэффективности поиска и разведки линзовидных литологически экранированных со всех сторон ловушек.* Выявление и обобщение причин неудач при бурении поможет выбрать направление дальнейшего поиска и разведки залежей углеводородных флюидов. Известно, что по сравнению со структурными залежами механизм формирования и закономерность распространения литологически ограниченных залежей иные, и при их разведки существуют следующие трудности: 1) выделение литологической ловушки, особенно когда размеры песчаного тела (линзы) меньше сейсмического вертикального разрешения; 2) точно предсказать пространственное распределение песчаных тел и ФЕС коллектора; 3) определить надежность выбранных мест бурения скважин, поскольку прогноз условий формирования ловушек низкий, пути миграции нефти сложны и изменчивы, их трудно идентифицировать. В этом случае необходимо выполнить следующее: 1) провести повторное изучение материалов старых эксплуатационных скважин, тщательно откалибровать продуктивный пласт и определить характеристики отраженных от него волн. Затем путем сейсмической инверсии подтвердить пространственное расположение песчаных тел и форму ловушек на участке без скважин; 2) пересмотреть предыдущие

выводы о прогнозе литологического состава и физических свойств пород, нефтеносности коллектора по данным новых скважин, а затем бурить оценочные скважины.

### **Выводы**

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы: нижнеюрские НГМП и средне-верхнеюрские русловые и дельтовые песчаные тела свиты Цигу с высокими ФЕС вместе с меловыми глинистыми флюидоупорами представляют собой высокоэффективный нефтегазоносный комплекс, он обеспечивает благоприятные условия для формирования литологических залежей нефти и/или газа. Дальнейшее повышение роста добычи нефти в центральной части впадины Фукан, скорее всего, будет связано с выделением и определением качества ловушек, используя комплексный анализ и интерпретацию геолого-геофизических данных.

### **Библиография**

1. Ян Х., Соболева Е.В. Юрские нефтегазоматеринские породы углеводородных залежей в восточной части впадины Фукан (Джунгарский нефтегазоносный бассейн) // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020. №5. С. 55 – 63.
2. Ян Х., Соболева Е.В. Геолого-геохимические условия формирования состава нефтей залежей пермского и юрского нефтегазоносных комплексов впадины Фукан (бассейн Джунгария) // Георесурсы. 2021. № 2. С. 110–119.
3. Hu Suyun, Wang Xiaojun, Cao Zhenglin et al. Formation conditions and exploration direction of large and medium gas reservoirs in the Junggar basin, NW China // Petroleum Exploration and Development, 2020, 47(2): 247-259.
4. Jing Yongquan, Luan Dongxiao, Zhang Yuying et al. Fluvial facies inter-bedded sand reservoir prediction with seismic multi-attributes // OGP, 2018, 53(5): 1049-1058.
5. Zhang Xianwen, Hu Guangyi, Fan Tinggen et al. Seismic response analysis and prediction for fluvial reservoir architecture // China Offshore Oil and Gas, 2018, 30(1):110-117.

*Акцессорные платиноиды из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (республика Тыва)*

*Юричев А.Н.\* (Томский государственный университет, juratur@sibmail.com),  
Гоголев В.А. (Томский государственный университет, juratur@sibmail.com)*

**Аннотация**

В хромититах Агардагского ультрамафитового массива, входящего в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса (республика Тыва) впервые обнаружены и охарактеризованы микроскопические включения минералов платиновой группы (МПП). В работе приводится химическая типизация выявленных МПП и предполагаются условия и механизмы их образования. Отражена естественная обстановка нахождения установленной платинометальной минерализации в породообразующей матрице.

**Ключевые слова**

Агардагский массив, офиолиты, хромититы, платиноиды, химизм

**Теория**

Ультрамафитовые реститовые массивы дунит-гарцбургитового состава являются составной частью мафит-ультрамафитовых поясов складчатых областей. В последние несколько десятилетий они привлекают все большее внимание исследователей как с позиции генезиса, учитывая их мантийную природу образования и связь с ранними этапами развития складчатых сооружений, так и с позиции рудоносности – своей промышленной хромитоносностью, асбестоносностью и присутствием платинометальной минерализации.

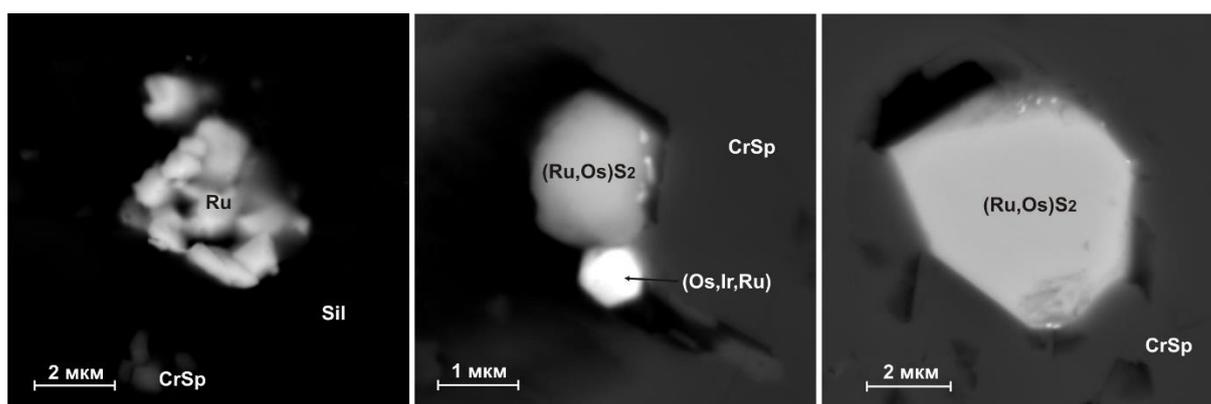
Агардагский ультрамафитовый массив является одним из крупных в составе Южно-Тувинского пояса и структурно приурочен к Агардагской шовной зоне, которая отделяет Сангиленский срединный массив от раннекаледонской Восточно-Таннуольской складчатой зоны [7]. Он представляет собой линзообразное тело ~20 км длиной при ширине до 3,5 км, вытянутое в северо-восточном направлении согласно со складчатой структурой региона. Контакты с породами вмещающей рамы (кремнистые и терригенные породы, кристаллические сланцы с прослоями известняков) тектонические [1]. Массив представлен породами дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, которые претерпели интенсивные пластические деформации и постоянно обнаруживают признаки метаморфических пород. В полях развития дунитов выявлено большое количество хромитовых проявлений, которые образуют линзовидные, полосчатые и шлировидные тела [3]. Наряду с ультрамафитами отмечаются небольшие дайко- и штокообразные тела габбро-диабазов и диабазов, которые нередко превращены в родингиты [2, 4].

При изучении вещественного состава хромшпинелидов в аншлифах, изготовленных из образцов средне-густовкрапленных хромититов Агардагского массива, авторами впервые были диагностированы микроскопические включения минералов платиновой группы (МПП). Химическая типизация выявленных МПП

выполнена на сканирующем электронном микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектор UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск). Измерения проводились на вольфрамовом катоде при ускоряющем напряжении 20 кВ, текущем токе 15 нА и времени набора спектра 120 с. Диаметр пучка зонда 1–2 мкм. В качестве стандартов для Ru, Os, Ir, Rh, Ni и Fe были применены чистые металлы, для S – пирит, для As – сперритит. Использованы аналитические линии: La для Ru, Ir и Rh; Ka для Fe, Ni, S и As; Ma для Os.

Платиноиды наблюдаются преимущественно в виде самостоятельных изолированных гипидиоморфных микроскопических выделений (1-6 мкм), главным образом, внутри зерен хромшпинелидов, значительно реже – в интерстициях между ними. По химическому составу они подразделяются на самородный рутений, твердые растворы Os-Ir-Ru, сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда и сульфоарсениды ЭПГ.

Самородный рутений изучен на примере нескольких самостоятельных преимущественно дезинтегрированных выделений в основной силикатной матрице между зерен хромшпинелидов (рис. 1). Минерал характеризуется гипидиоморфным обликом и достигают размера до 5 мкм. В его химическом составе постоянно отмечается незначительная примесь никеля (до 1,6 %) и железа (до 0,4 %) (табл. 1).



**Рисунок 1.** Акцессорная платинометаллическая минерализация из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (микрофотографии в режиме BSE). CrSp – хромшпинель; Sil – силикатная матрица, представленная лизардит-хлоритовым агрегатом.

**Таблица 1.** Химический состав МПГ из хромититов Агардагского массива, мас. %

u	s	r	h	i	e	s	s	сего	Формула
Самородный Ru									
8,27	-	-	-	,61	,34	-	-	00,22	$Ru_{0,97}Ni_{0,02}Fe_{0,01}$
8,19	-	-	-	,92	,37	-	-	9,48	$Ru_{0,97}Ni_{0,02}Fe_{0,01}$



8,73					,17	,22			00,12	$\text{Ru}_{0,98}\text{Ni}_{0,02}$
7,81					,07	,30			9,18	$\text{Ru}_{0,97}\text{Ni}_{0,02}\text{Fe}_{0,01}$
Твердые растворы Os-Ir-Ru										
,41	0,63	8,00				,50			8,54	$\text{Os}_{0,47}\text{Ir}_{0,35}\text{Ru}_{0,16}\text{Fe}_{0,02}$
,39	4,06	8,20				,50			00,15	$\text{Os}_{0,50}\text{Ir}_{0,35}\text{Ru}_{0,13}\text{Fe}_{0,02}$
,44	2,33	7,31				,40			9,48	$\text{Os}_{0,48}\text{Ir}_{0,34}\text{Ru}_{0,17}\text{Fe}_{0,01}$
,53	1,86	9,17				,15			8,71	$\text{Os}_{0,49}\text{Ir}_{0,37}\text{Ru}_{0,14}$
8,63	7,96	2,07			,76				9,42	$\text{Os}_{0,49}\text{Ru}_{0,30}\text{Ir}_{0,19}\text{Ni}_{0,02}$
,17	7,35	2,54			,51				9,57	$\text{Os}_{0,71}\text{Ru}_{0,16}\text{Ir}_{0,11}\text{Ni}_{0,02}$
1,20	7,15	0,80			,77	,24			00,16	$\text{Os}_{0,47}\text{Ru}_{0,33}\text{Ir}_{0,17}\text{Ni}_{0,02}\text{Fe}_{0,01}$
Сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда										
6,91	1,61	,30				,05	6,01		9,88	$(\text{Ru}_{0,83}\text{Os}_{0,11}\text{Ir}_{0,05})_{0,99}\text{S}_{2,01}$
6,33	1,38	,99					5,93		8,63	$(\text{Ru}_{0,82}\text{Os}_{0,11}\text{Ir}_{0,05})_{0,98}\text{S}_{2,02}$
6,87	1,68	,48					6,19		00,21	$(\text{Ru}_{0,82}\text{Os}_{0,11}\text{Ir}_{0,05})_{0,98}\text{S}_{2,02}$
1,46	0,97	,33					5,22		9,97	$(\text{Ru}_{0,75}\text{Os}_{0,20}\text{Ir}_{0,02})_{0,97}\text{S}_{2,03}$
1,87	0,01	,72					4,55		9,15	$(\text{Ru}_{0,77}\text{Os}_{0,20}\text{Ir}_{0,03})_{1,00}\text{S}_{2,00}$
2,91	9,10	,77					4,69		9,47	$(\text{Ru}_{0,78}\text{Os}_{0,19}\text{Ir}_{0,03})_{1,00}\text{S}_{2,00}$
3,06	1,68	1,93				,10	2,69		9,46	$(\text{Ru}_{0,64}\text{Os}_{0,23}\text{Ir}_{0,12})_{0,99}\text{S}_{2,01}$
Сульфоарсениды $\text{Me}_2(\text{As},\text{S})_3$										
,61		8,85	,32	,61	,37	,87	7,19	9,82		$(\text{Ir}_{1,59}\text{Ni}_{0,32}\text{Ru}_{0,08}\text{Rh}_{0,06}\text{Fe}_{0,03})_{2,08}(\text{As}_{1,89}\text{S}_{1,03})_{2,92}$
,89		7,05	,87	,56	,41	,37	9,16	9,30		$(\text{Ir}_{1,51}\text{Ni}_{0,31}\text{Ru}_{0,10}\text{Rh}_{0,04}\text{Fe}_{0,04})_{2,00}(\text{As}_{1,99}\text{S}_{1,01})_{3,00}$
,95		6,37	,75	,85	,37	,56	9,43	9,28		$(\text{Ir}_{1,47}\text{Ni}_{0,33}\text{Ru}_{0,10}\text{Rh}_{0,04}\text{Fe}_{0,04})_{1,98}(\text{As}_{1,97}\text{S}_{1,05})_{3,02}$
,76		2,45		,09	,63	1,56	9,92	9,41		$(\text{Ir}_{1,56}\text{Ni}_{0,25}\text{Ru}_{0,08}\text{Fe}_{0,06})_{1,95}(\text{S}_{1,78}\text{As}_{1,27})_{3,05}$
,15			9,96	,84	,66	4,18	2,86	8,65		$(\text{Rh}_{1,32}\text{Fe}_{0,41}\text{Ru}_{0,11}\text{Ni}_{0,11})_{1,95}(\text{S}_{1,56}\text{As}_{1,49})_{3,05}$
,21			7,97	,54	1,63	2,53	6,28	00,16		$(\text{Rh}_{1,26}\text{Fe}_{0,71}\text{Ru}_{0,04}\text{Ni}_{0,03})_{2,04}(\text{S}_{1,30}\text{As}_{1,66})_{2,96}$

Твердые растворы Os-Ir-Ru являются обычными для реститовых ультрамафитов и хромититов офиолитовых комплексов [2, 5, 6]. Наряду с сульфидами лаурит-эрлихманитового ряда они представлены достаточно широко в изученных образцах хромититов. Твердые растворы Os-Ir-Ru локализованы преимущественно внутри зерен хромшпинелидов и характеризуются высокой степенью идиоморфизма, нередко с формированием шестигранников (рис. 1). Размеры таких выделений не превышают 2 мкм. Химический состав преимущественно соответствует иридосмину. В качестве примеси в химическом составе нередко отмечается никель (до 0,8 %) и железо (до 0,5 %) (табл. 1).

Сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда являются наиболее распространенной группой минералов. Они отмечаются в виде самостоятельных гипидиоморфных выделений размером до 6 мкм в основном в зернах хромшпинелидов, нередко в тесной ассоциации с твердыми растворами Os-Ir-Ru (рис. 1). Их химический состав преимущественно соответствует лауриту ( $RuS_2$ ) и в основном «стерилен» в отношении примесей (табл. 1).

Сульфоарсениды отмечаются в виде неправильных выделений до 2 мкм в основном в лизардит-хлоритовом агрегате между зернами хромшпинелидов. По стехиометрическому составу они соответствуют формуле  $Me_2(As,S)_3$ , где в катионной группе доминируют иридий и родий при незначительном присутствии рутения (до 3,2 %) и полном отсутствии осмия. Постоянно в химическом составе отмечается никель (до 3,9 %) и железо (до 11,6 %) (табл. 1).

## **Выводы**

Настоящие исследования, проведенные в аншлифах, изготовленных из образцов средне-густовкрапленных хромититов Агардагского ультрамафитового массива, позволили авторам впервые диагностировать в них микронные МПГ. Выявлены и охарактеризованы самородный рутений, твердые растворы Os-Ir-Ru, сульфиды лаурит-эрлихманитового ряда и сульфоарсениды ЭПГ. Главным фактором формирования данной минерализации, очевидно, является флюидная мобилизация, концентрирование и отложение МПГ. При этом авторы предполагают, что процесс формирования ассоциации выявленных МПГ происходил в несколько этапов. Так, по-видимому, наиболее ранними являются самородный рутений и лаурит. Остальные выявленные в настоящей работе МПГ, характеризующиеся сменой ведущей роли в составе с рутения на осмий и иридий, а затем – на иридий и родий, авторы склонны связывать с более поздними событиями изменения первичных МПГ, вызванных воздействием восстановленных мантийных либо коровых флюидов, которые способствовали процессам ремобилизации и переотложения ЭПГ [5, 6].

## **Библиография**

1. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов / А.И. Гончаренко. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1989. 404 с.

2. Платиноносность ультрамафит-мафитов Монголии и Тувы / Л.В. Агафонов, Ж. Лхамсурэн, К.С. Кужугет, Ч.К. Ойдул. – Улаанбаатар: Монгольский государственный университет науки и технологии, 2005. 224 с.
3. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Кульков А.С. Рудная минерализация Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва) // Известия Томского политехнического университета. 2013. Т. 323. № 1. С. 130–136.
4. Юричев А.Н., Розенбуш А.А., Кульков А.С. Уваровит из хромититов Агардагского ультрамафитового массива (Республика Тыва): химизм и вопросы генезиса // Записки Российского минералогического общества. 2018. Т. 147. № 1. С. 100–111.
5. Юричев А.Н., Чернышов А.И. Платиноносность хромититов Куртушибинского офиолитового пояса, Западный Саян: новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2019. № 5. С. 113–125.
6. Юричев А.Н., Чернышов А.И., Корбовяк Е.В. Платиноносность хромититов Харчерузского ультрамафитового массива (Полярный Урал): новые данные // Записки Российского минералогического общества. 2020. № 3. С. 38–53.
7. Pfander J. A. Coupled evolution of back-arc and island arc – like mafic crust in the late – Neoproterozoic Agardagh Tes-Chem ophiolite, Central Asia: evidence from trace element and Sr-Nd-Pb isotope data / J.A. Pfander, K.P. Jochum, I. Kozakov, A. Kroner, W. Todt // Contrib. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 154–174.

**Секция «Минералогия, геохимия и петрография»**

**Особенности химического состава и строения минералов группы  
лампрофиллита и кристаллохимические принципы их систематики**

**Аксенов С.М.\* (ФИЦ КНЦ РАН, aks.crys@gmail.com),  
Чуканов Н.В. (ИПХФ РАН, nikchukanov@yandex.ru), Расцветаева Р.К. (ФНИЦ  
«Кристаллография и фотоника» РАН, rast.crys@gmail.com)**

**Аннотация**

На основе данных о распределении катионов по основным позициям структуры, а также кристаллохимических критериев (структурных особенностях, связанных со строением трехслойного *НОН*-модуля) предложена новая иерархическая схема классификации минералов, родственных лампрофиллиту, которая позволяет объединить как кристаллохимические изотипные представители (например, эрикссонит и ферроэрикссонит), так и структурно родственные, но отличающиеся типом объединения *H*-сеток с *O*-слоями (шюллерит).

**Ключевые слова**

Лампрофиллит, систематика, титаносиликаты, гетерофиллосиликаты

**Источники финансирования**

Работа выполнена в рамках Госзадания КНЦ РАН (№ 0226-2019-0011 и АААА-А19-119092390076-7), а также при финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 18-29-12005).

**Теория**

Минералы родственные лампрофиллиту относятся к обширному структурному семейству гетерофиллосиликатов основу структуры которых составляют трехслойные *НОН* модули [2, 3]. Центральный *O* слой образован реберно-связанными  $MO_6$ -октаэдрами, а внешние гетерополиэдрические *H*-сетки состоят из  $Si_2O_7$  диортогрупп, объединенных с помощью  $LO_6$ -октаэдров (или  $LO_6$ -пятивершинников) в соотношении  $L : (Si_2O_7) = 1 : 1$ . Общая формула минералов, родственных лампрофиллиту, имеет вид ( $Z = 2$ ):  $A_2[M_1M_2M_3X_2][L_2O_2(Si_2O_7)_2]$ , где  $A = Ba, Sr, K, Na$ ;  $M_1 = Na, Mn^{2+}$ ;  $M_2 = Na, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ca$ ;  $M_3 = Ti, Mn^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Fe^{2+}$ ;  $L = Ti, Fe^{3+}$ ;  $X = OH, F, O$  [4]. Катионные  $M_1-3$  позиции располагаются в  $MO_6$  октаэдрах октаэдрического *O*-слоя *НОН*-модуля. Большинство минералов со структурным типом лампрофиллита характеризуются преобладанием  $OH^-$  групп или (реже)  $F^-$  в анионной *X*-позиции.

В настоящее время, согласно номенклатуре, утвержденной Комиссией по новым минералам, номенклатуре и классификации Международной минералогической ассоциации (CNMNC IMA), лампрофиллит, а также изоструктурные ему титаносиликаты рассматриваются как представители надгруппы сейдозерита [5]. В соответствии с ней группа лампрофиллита выделяется на основе следующих критериев:

–  $Ti (+Nb+Fe^{3+}+Mg) = 3$  а.ф. (атома на формулу), из которых количество  $Ti$  в октаэдрическом  $O$ -слое  $HOH$ -модуля составляет 1 а.ф., а количество  $Ti$  в  $H$ -сетках – 2 а.ф.;

– объединение двух внешних  $H$  сеток с центральным октаэдрическим  $O$ -слоем отвечает объединению 1 (*linkage 1*), а симметрия  $HOH$ -модуля в таком случае  $p2/m$ .

Такое определение группы лампрофиллита игнорирует координационное число  $L$  катионов гетерополиэдрической  $H$ -сетки, а состав межмодульного пространства вообще не определен. Как результат, в группу лампрофиллита попали минералы, которые существенным образом отличаются по типу структур (например, вуоннемит, иннелит, эпистолит и т.п.), а также минералы, характеризующие гибридным модулярным строением (борнеманит, саамит и т.п.). При этом минералы, изоструктурные лампрофиллиту (эриксонит и ферроэриксонит) были исключены из группы лампрофиллиты на основании их химического состава (в обоих минералах содержание  $Ti < 3$  а.ф.), что противоречит существующим правилам выделения групп минералов, согласно которой изоструктурные минеральные виды относятся к одной группе.

Нами предложена альтернативная схема классификации минералов, родственных лампрофиллиту, в основе которой лежат кристаллохимические принципы [1, 4]. Так, главными критериями отнесения минералов к группе лампрофиллита являются:

- координационное число 5 для  $L$  катионов, располагающихся в  $H$  сетках;
- отсутствие дополнительных анионных групп [таких как  $(PO_4)^{3-}$ ,  $(SO_4)^{2-}$ ,  $(CO_3)^{2-}$  и т.п.] и/или молекулу воды в межпакетном пространстве.

На основе параметров элементарных ячеек, а также симметрии, все минералы, родственные лампрофиллиту нами были разделены на пять структурных типов [1, 4]:

– Типы **I** и **II** объединяют моноклинные ( $2M$ ) и ромбические ( $2O$ ) политипы с пр. гр.  $C2/m$  и  $Pnmm$ , соответственно;

– Различные способы упорядочения катионом могут понижать симметрию исходной структуры от  $C2/m$  до  $P2/m$ . Единственный пример такого упорядоченного минерала – набалампрофиллит, который относится к Типу **III**.

– Минерал шюллерит относится к Типу **IV** с пр. гр.  $P1$ , а Тип **V** представлен его centrosymmetric аналогом с пр. гр.  $P\bar{1}$ .

Применение данных критериев делает возможным соединить в одной группе как кристаллохимические изотипные родоначальнику группы лампрофиллиту представители (например, эриксонит и ферроэриксонит), так и структурно родственные ему, но отличающиеся типом объединения  $H$ -сеток с  $O$ -слоями (шюллерит) (Табл. 1).

Таблица 1. Преобладающие элементы в ключевых позициях структур минералов, родственных лампрофиллиту

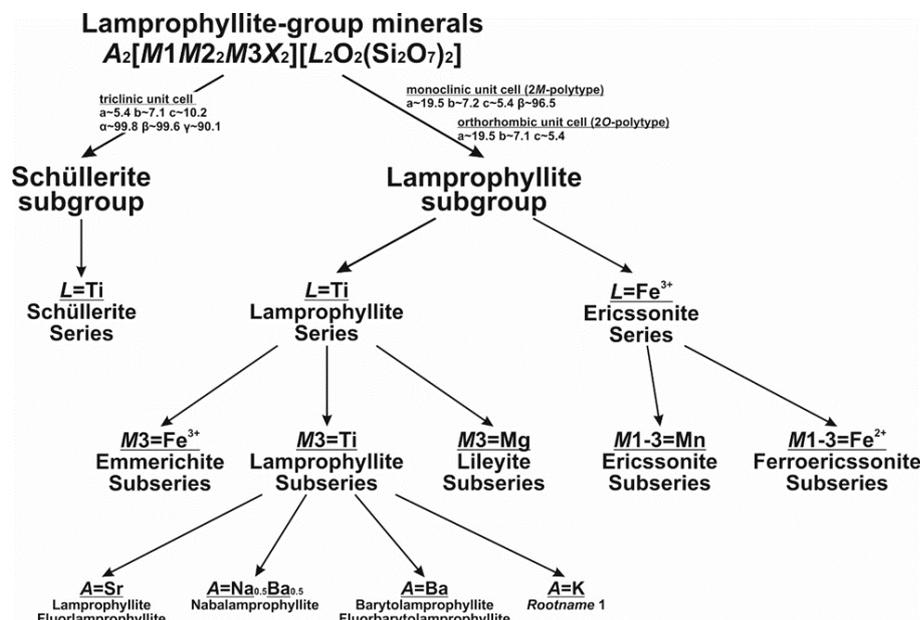
Минерал	Подгруппа лампрофиллита
---------	-------------------------



	A	M1	M2	M	L	
				3		
<i>Серия лампрофиллита (L = Ti<sup>4+</sup>)</i>						
<i>Подсерия лампрофиллита (M3 = Ti<sup>4+</sup>)</i>						
Лампрофиллит	r S	Na	Na	i T	i T	H
Фторлампрофиллит	r S	Na	Na	i T	i T	
Баритолампрофиллит	a B	Na	Na	i T	i T	H
Фторбаритолампрофиллит	a B	Na	Na	i T	i T	
Nabalamprophyllite	a/Va N	Na	Na	i T	i T	H
<i>Подсерия эммерихита (M3 = Fe<sup>3+</sup>)</i>						
Эммерихит	a B	Na	Na	e <sup>3+</sup> F	i T	
<i>Подсерия лилейита (M3 = Mg)</i>						
Лилейит	a B	Na	Na	g M	i T	
<i>Серия эрикссонита (L = Fe<sup>3+</sup>)</i>						
Эрикссонит	a B	n M	Mn	n M	e <sup>3+</sup> F	H
Ферроэрикссонит	a B	+ Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>2+</sup>	e <sup>2+</sup> F	e <sup>3+</sup> F	H
<b>Подгруппа шюллерита*</b>						
	A /A'	M1	M2/M 2'	M 3	L /L'	
Шюллерит	a/Va B	Na	e Mn/F	e F	i/Ti T	/F
<i>Fe<sup>2+</sup>- и Mg-доминантный шюллерита</i>	a/Va B	Na	(Ca, Mn)/Fe	g M	i/Ti T	/F
	<sup>[1]</sup> A <sup>P</sup>	<sup>[6]</sup> M <sup>O</sup> (2)	<sup>[6]</sup> M <sup>O</sup> (1)		<sup>[5]</sup> M <sup>H</sup>	
<i>Высокосимметричный Mg-аналог шюллерита</i>	a B	Na	Mg		i T	

Гипотетическая иерархическая схема (Рис. 1), которая объединяет вместе структурно родственные минералы может быть основана на принципах распределения катионов по основным *L*-, *M*- и *A*-позициям кристаллических структур.

**Рисунок 1.** Гипотетическая иерархическая схема классификации минералов



группы лампрофиллита, основанная на кристаллохимических критериях и принципах структурного родства.

В соответствии с локальными тополого-симметричными особенностями *НОН*-модулей (в частности, различные способы объединения *H*-сеток и *O*-слоев) на первом этапе минералы группы лампрофиллиты разделяются на две подгруппы:

- Подгруппа шюллерита;
- Подгруппа лампрофиллита (которая объединяет как моноклинные *2M*-политипы, так и ромбические *2O*-политипы).

Далее, каждая подгруппа делится на серии в соответствии с преобладающим катионом в *L*-позиции структуры. Серии делятся на подсерии на основе заселения *M3*-позиции. В частности, серия лампрофиллита содержит следующие подсерии:

- Подсерия лампрофиллита ( $M3 = Ti^{4+}$ );
- Подсерия эммерихита ( $M3 = Fe^{3+}$ );
- Подсерия лилейита ( $M3 = Mg$ ).

Последующее разделение может базироваться на преобладании различных катионов в *A*-позиции, а также типу аниона в *X*-позиции. В таких случаях следует употреблять соответствующую приставку (по аналогии с «барито» для Ва-доминантного представителя или «наба» для  $(Na_{0.5}Ba_{0.5})$ -доминантного представителя). Кроме того, дополнительная приставка «фтор-», «гидрокси-» или «оксо-» должны быть использованы в названии минерала для преобладающего аниона в *X*-позиции.

## Выводы

Таким образом, предложенная новая схема является удобной для систематики минералов, родственных лампрофиллиту и может быть в дальнейшем рассмотрена CNMNC в качестве альтернативы существующей.

## Библиография

1. Aksenov S.M., Ryanskaya A.D., Shchapova Yu.V., Chukanov N.V., Vladykin N.V., Votyakov S.L., Rastsvetaeva R.K. Crystal chemistry of lamprophyllite-group minerals from the Murun alkaline complex (Russia) and pegmatites of Rocky Boy and Gordon Butte (USA): single crystal X-ray diffraction and Raman spectroscopy study // *Acta Crystallographica B*. 2021. V. 77. № 2. P. 287–298.
2. Ferraris G., Gula A. Polysomatic Aspects of Microporous Minerals - Heterophyllosilicates, Palysepioles and Rhodesite-Related Structures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2005. V. 57. № 1. P. 69–104.
3. Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M. Crystal chemistry of silicates with three-layer *TOT* and *HOH* modules of layered, chainlike, and mixed types // *Crystallography Reports*. 2011. V. 56. № 6. P. 910–934.
4. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Aksenov S.M. The crystal chemistry of lamprophyllite-related minerals: a review // *European Journal of Mineralogy*. 2016. V. 28. № 5. P. 915–930.
5. Sokolova E., Cámara F. The seidozerite supergroup of TS-block minerals: nomenclature and classification, with change of the following names: rinkite to rinkite-(Ce), mosandrite to mosandrite-(Ce), hainite to hainite-(Y) and innelite-1T to innelite-1A // *Mineralogical Magazine*. 2017. V. 81. № 6. P. 1457–1484.

***Определение биомаркерных параметров битумоидов методом тандемной масс-спектрометрии на примере отложений доманикового типа***

***Тимано-Печорской НПП***

***Алферова А.А.\* (Филиал «Апрелевское отделение «ВНИГНИ»,  
a.alferova@vnigni.ru)***

**Аннотация**

Классический метод хромато-масс-спектрометрии (ГХ/МС) используется для изучения состава высококипящих УВ - терпанов и стеранов в образцах битумоидов, выделенных из нефтематеринских пород, но стераны состава  $C_{30}$  не представляется возможным обнаружить обычным методом ГХ/МС. В данной работе использован метод тандемной масс-спектрометрии для определения высокоспецифичного биомаркера 24-н-пропилхолестан.

**Ключевые слова**

Геохимия, Тимано-Печорская НПП, тандемная хромато-масс-спектрометрия, биомаркеры, МРМ-переход, стераны

**Теория**

Изучение высокомолекулярных углеводородов – биомаркеров является важным направлением в органической геохимии. Состав и закономерности распределения этих компонентов, содержащихся в ОБ пород, используются для определения фациально-генетического типа исходного ОБ, условий его накопления, преобразования в диагенезе и катагенезе, а также для установления генетической связи ОБ материнских пород и УВ флюидов. Особое место среди этих углеводородов занимают алканы, моно- и полициклические арены, высокомолекулярные цикланы (стераны и тритерпаны), а также гетероатомные ароматические сернистые соединения и т.д. Биомаркерные исследования являются важным и необходимым компонентом современного комплекса геолого-геохимических исследований для оценки перспектив нефтегазоносности [1].

В научно-аналитическом центре филиала «Апрелевское отделение ВНИГНИ» лаборатории органической геохимии были проведены геохимические исследования образцов керна и пород из обнажений отложений доманикового типа Тимано-Печорской НПП. Изучение и анализ полученных данных по биомаркерным УВ показал наличие  $C_{30}$ -стеранов только в двух образцах (Таблица 1).

Таблица 1. Исследуемые образцы керна из обнажений отложений доманиковского типа Тимано-Печорской НПП

№ п/п	№ лаб.	№ образ ца	Площадь	С кв.	Возр аст отложени й	Глуби на отбора, м
1	167 55	1 9	Янейтивисо вская	1	D <sub>3</sub> fm 1	3489,3
2	161 98	2 2	Янейтивисо вская	1	D <sub>3</sub> f <sub>3</sub>	3555,3

Скважина Янейтывисовская 1 расположена в центральной части **Хорейверской впадины**, имеет строение разреза с развитием депрессионных отложений доманикового типа в доманиково-нижефаменском интервале. Доманиковые отложения представлены высокоуглеродистыми кремнисто-карбонатными сланцеватыми породами с прослоями битуминозных известняков и силицитов. Мощность доманикового горизонта в этой части впадины минимальна – 6-10 м, а доманикоидной кочмесской свиты верхнефранско-нижефаменского возраста составляет 120-170 м.

Пробоподготовка образцов битумоида состояла из проведения горячей экстракции хлороформом в аппарате Сокслета, а затем выделения трех фракций (мальтеновой, нафтеновой и ароматической) из полученных экстрактов.

Анализ нафтеновых, ароматических и мальтеновых фракций проводился на тандемном хромато-масс-спектрометре Agilent 7000D Triple Quad.

В насыщенной фракции в режиме одноквадрупольной работы хромато-масс-спектрометра определялись биомаркерные параметры для характеристических осколочных ионов  $m/z$  191 (трициклические и пентациклические терпаны - тритерпаны),  $m/z$  217 (стераны),  $m/z$  218 (изостераны). Для образцов с низким содержанием исследуемых углеводородов (биомаркеров) необходимо дополнительно провести более чувствительный и селективный метод анализа – ГХ-МС-МС в режиме МРМ-переходов (Таблица 2). Энергия столкновений в ячейке соударений была определена опытным путем – 8 эВ. Масс-фрагментограммы рассчитываются по площади пиков с использованием программного обеспечения MassHunter (Agilent Technologies).

Таблица 2. МРМ-переходы для стеранов в режиме ГХ-МС-МС

Количество атомов углерода в стеране	$m/z$ ион-прекурсор	$m/z$ ион- продукт
C27	372.4	217.2
C28	386.4	217.2
C29	400.4	217.2
C30	414.4	217.2

В работе с помощью ГХ-МС-МС  $m/z$  414.4→217.2 было установлено присутствие в изученных образцах пород C<sub>30</sub> стеранов (24-н-пропилхолестан), который является специфическим маркером открытых или частично ограниченных морских условий осадконакопления исходного органического материала [2,3].

Считается, что предшественниками C<sub>30</sub> стеранов являются стеролы пелагофитных микроводорослей, состоящие из одной эукариотической клетки и встречающиеся в породах и нефтях на протяжении всей истории фанерозойских пород.

Необходимо подчеркнуть, что в средне-верхнефранских битумоидах (обр. №22) содержание C<sub>30</sub> стеранов относительно C<sub>27</sub> – C<sub>29</sub> выше, чем в нижефаменских (обр. №19), что хорошо видно на масс-фрагментограммах стеранов C<sub>27</sub>-C<sub>30</sub> ( $m/z$  217.0), стеранов C<sub>30</sub> по МРМ-переходу ( $m/z$  414.4→217.2) (Рисунок 1, 2).

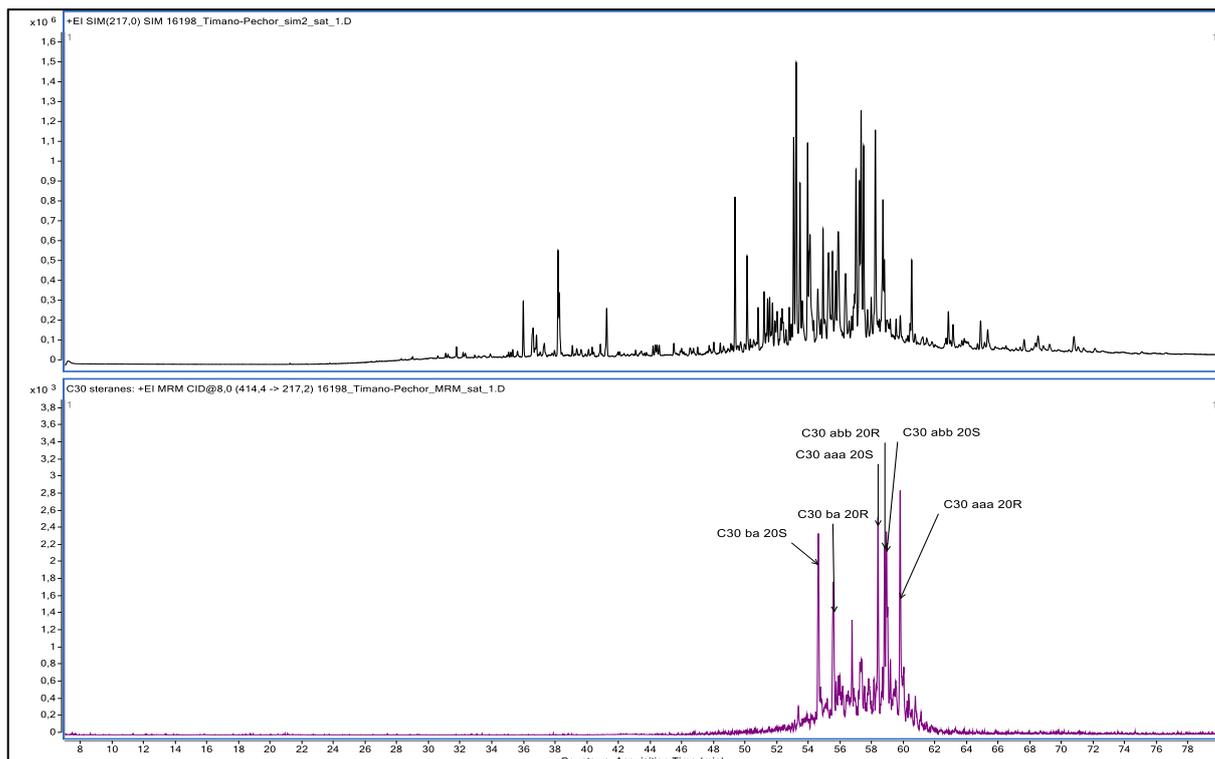


Рисунок 1. Масс-хроматограммы стеранов  $C_{27}$ - $C_{30}$  ( $m/z$  217.0) и стеранов  $C_{30}$  по МРМ-переходу ( $m/z$  414.4→217.2) насыщенной фракции хлороформенного экстракта из обр. № 22 скв. Янейтивисовская 1 ( $D_3f_3$ , гл. 3555,30 м)

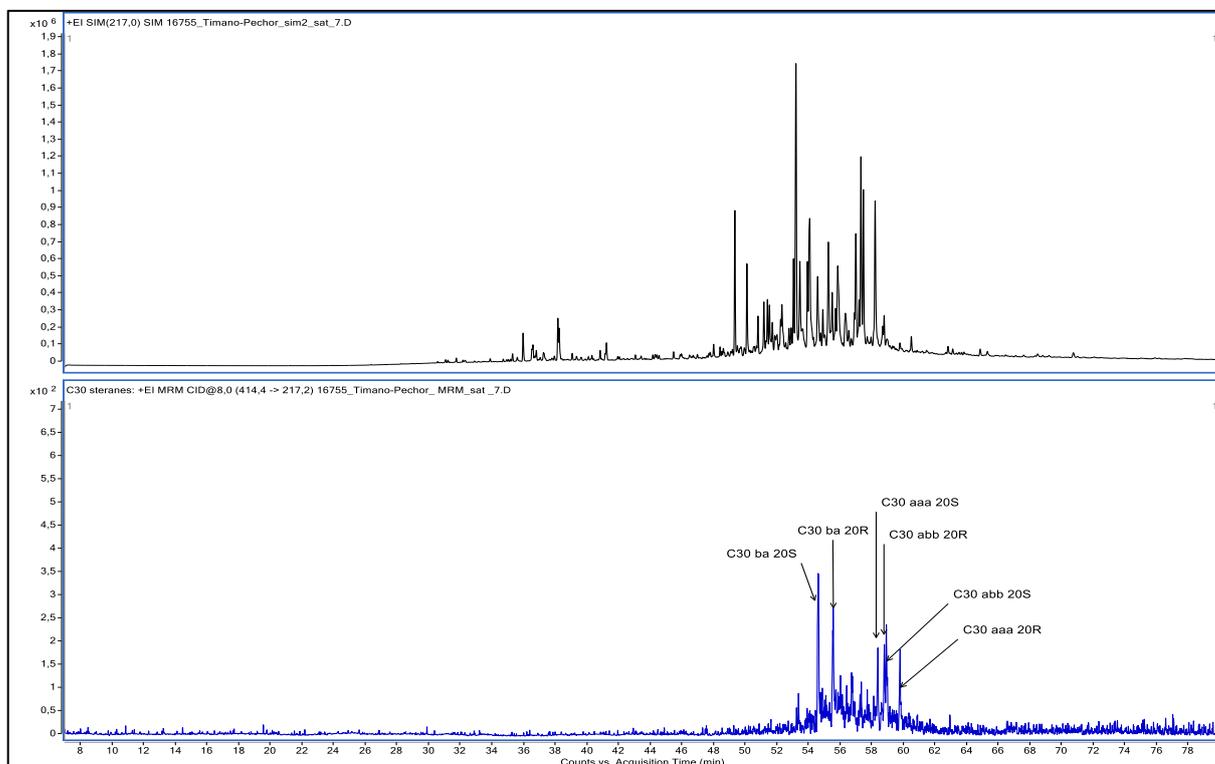


Рисунок 2. Масс-хроматограммы стеранов  $C_{27}$ - $C_{30}$  ( $m/z$  217.0) и стеранов  $C_{30}$  по МРМ-переходу ( $m/z$  414.4→217.2) насыщенной фракции хлороформенного экстракта из обр. № 19 скв. Янейтивисовская 1 ( $D_3fm_1$ , гл. 3489,30 м)

## **Выводы**

Анализ данных, полученных методом тандемной хромато-масс-спектрометрии, позволил получить информацию о редко определяемом биомаркере – 24-н-пропилхолестан.

## **Библиография**

1. Афанасенков А.П., Жеглова Т.П., Петров А.Л. Углеводороды-биомаркеры и изотопный состав углерода битумоидов и нефтей мезозойских отложений западной части Енисей Хатангской нефтегазоносной области. // Георесурсы, 2019, т. 21, №1, с. 47-63.
2. J.Michael Moldowan, [Frederick J. Fago](#) et al., 1990. Sedimentary 12-n-Propylcholestanes, Molecular Fossils Diagnostic of Marine Algae. Science, 247(4940), 309–312.
3. Rohrssen, M., Gill, B.C., Love, G.D., 2015. Scarcity of the C30 sterane biomarker, 24-n propylcholestane, in Lower Paleozoic marine paleoenvironments. Organic Geochemistry 80, 1-7.

**Новые красноизлучающие люминофоры  $Ba_6Lu_5V_9O_{27}:Eu^{3+}$  с высокой степенью чистоты цвета**

**Бирюков Я.П.\* (Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, [y.p.biryukov@gmail.com](mailto:y.p.biryukov@gmail.com)), Бубнова Р.С. (Институт химии силикатов им. И.В. Гребенщикова РАН, [rimta\\_bubnova@mail.ru](mailto:rimta_bubnova@mail.ru)), Поволоцкий А.В. (Институт химии СПбГУ, [apov@inbox.ru](mailto:apov@inbox.ru)), Колесников И.Е. (Институт химии СПбГУ, [ilya-kolesnikov@mail.ru](mailto:ilya-kolesnikov@mail.ru))**

**Аннотация**

Монокристаллы новых люминофоров  $Ba_6(Lu_{1-x}Eu_x)_5V_9O_{27}$  ( $x = 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.1, 0.14, 0.2$ ) были получены охлаждением из расплава, а также охарактеризованы методом рентгеноструктурного анализа. Структурных переходов, обусловленных изоморфным замещением  $Eu^{3+} \rightarrow Lu^{3+}$ , в этом ряду твердых растворов не обнаружено. По результатам исследований выявлено, что ионы  $Eu^{3+}$  сначала заселяют более подходящие для них большие полиэдры  $[Lu_2O_6]$  и  $[Lu_3O_6]$ , при достижении концентрации  $x = 0.14$  – самые маленькие полиэдры  $[Lu_1O_6]$ . Наибольшая интенсивность излучения продемонстрирована образцом  $Ba_6(Lu_{0.92}Eu_{0.08})_5V_9O_{27}$ . Для образцов  $0.1 \leq x \leq 0.2$  выявлен эффект концентрационного тушения, который может быть обусловлен началом замещения самых маленьких полиэдров  $[Lu_1O_6]$ .

**Ключевые слова**

Бораты, люминесценция, кристаллическая структура, изоморфизм

**Источники финансирования**

Стипендия Президента РФ молодым ученым и аспирантам СП-408.2022.3.

**Теория**

В области современных кристаллографии и материаловедения одной из актуальных задач является поиск и разработка новых люминофоров. Неорганические люминофоры на основе редкоземельных ионов демонстрируют превосходные оптические свойства, в частности, многие из них находят свое применение в светодиодах белого свечения (wLED) и дисплеях, которые за счет своих характеристик активно замещают традиционные источники света. Светодиоды теплого белого свечения, демонстрирующие высокий индекс цветопередачи (CRI), обычно состоят из комбинации светодиодного чипа ближнего УФ-диапазона с трехцветными люминофорами: красный, зеленый и синий (RGB). Бораты щелочноземельных (Ba) и редкоземельных ( $Lu^{3+}$ ) металлов проявляют хорошие люминесцентные свойства, используются как красные, зеленые, синие (RGB) люминофоры в светодиодах белого свечения (wLED) [1,2].

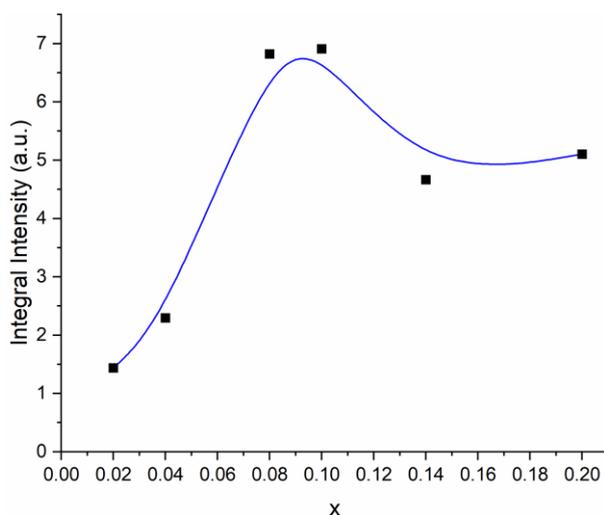
Монокристаллы составов  $Ba_6(Lu_{1-x}Eu_x)_5V_9O_{27}$  ( $x = 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.1, 0.14, 0.2$ ) были получены методом охлаждения из расплава с выдержкой при температуре 1250 °C в течение 1 часа и последующим охлаждением до комнатной температуры в течение

примерно 10 часов, после чего были отобраны под микроскопом и сняты на дифрактометре Bruker SMART APEX II (CCD детектор, Mo K $\alpha$ ).

Спектры возбуждения люминесценции были измерены тех же монокристаллах на спектрометре Horiba Fluorolog-3. Спектры излучения были получены на спектрометре Horiba LabRam. Возбуждающее лазерное излучение с длиной волны 488 нм фокусировалось через линзу с 50-кратным увеличением на фокальную область диаметром около 2 мкм.

В кристаллической структуре матрицы Ba<sub>6</sub>Lu<sub>5</sub>B<sub>9</sub>O<sub>27</sub> [3] имеются три позиции для редкоземельных металлов, в которых, согласно рентгеноструктурным данным, происходит замещение Eu<sup>3+</sup> → Lu<sup>3+</sup>. При этом для образцов 0.02 ≤ x ≤ 0.06 большая часть ионов европия замещает ионы Lu<sup>3+</sup> в наиболее крупных полиэдрах [M<sub>2</sub>O<sub>6</sub>], незначительное количество ионов Eu<sup>3+</sup> – в меньших полиэдрах [M<sub>3</sub>O<sub>6</sub>]. В позиции M<sub>1</sub>, соответствующей самому маленькому полиэдру, либо вообще не происходит замещения (при 0 ≤ x ≤ 0.1), либо же входит около ~3–10 % от общего количества ионов европия (при 0.14 ≤ x ≤ 0.2), что в том числе подтверждается спектроскопическими данными.

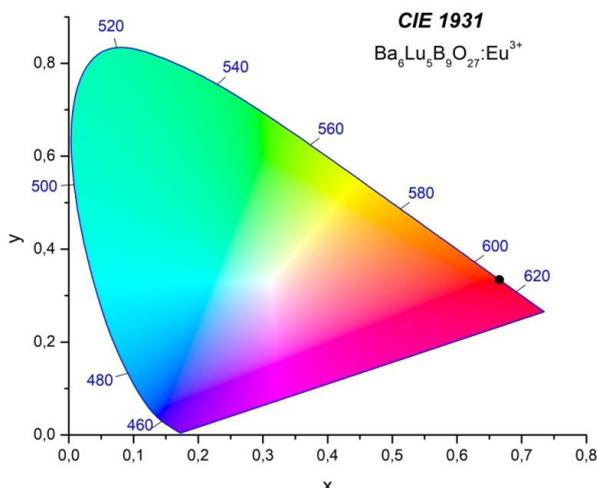
Оптимальная концентрация ионов европия с точки зрения интенсивности люминесценции составляет x = 0.08–0.1. Дальнейшее увеличение концентрации приводит к снижению интенсивности люминесценции за счет концентрационного тушения (Рис. 1). Наиболее эффективным механизмом концентрационного тушения является мультиполярное взаимодействие Eu<sup>3+</sup>–Eu<sup>3+</sup>, которое сильно зависит от расстояния между активными центрами – малое расстояние приводит к тушению люминесценции [4].



**Рисунок 1.** Концентрационная зависимость интегральной интенсивности люминесценции образцов Ba<sub>6</sub>(Lu<sub>1-x</sub>Eu<sub>x</sub>)<sub>5</sub>B<sub>9</sub>O<sub>27</sub> (x = 0.02–0.2).

По спектрам излучения были определены координаты цветности CIE для всех образцов ряда Ba<sub>6</sub>(Lu<sub>1-x</sub>Eu<sub>x</sub>)<sub>5</sub>B<sub>9</sub>O<sub>27</sub> (x = 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.1, 0.14, 0.2) (Рис. 2),

которые оказались очень близки к стандартным значениям координат цветности CIE для красного люминофора (0.67, 0.33) (National Television Standard Committee).



**Рисунок 2.** Координаты цветности CIE образцов  $Ba_6(Lu_{1-x}Eu_x)_5B_9O_{27}$  ( $x = 0.02-0.2$ ).

## Выводы

Монокристаллы новых люминофоров  $Ba_6(Lu_{1-x}Eu_x)_5B_9O_{27}$  ( $x = 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.1, 0.14, 0.2$ ) получены охлаждением из расплава. Атомы  $Eu^{3+}$  сначала занимают позиции Lu2 и Lu3 (при  $0.02 \leq x \leq 0.14$ ), затем начинают заселять позицию Lu1 (при  $0.14 \leq x \leq 0.2$ ), соответствующую наименьшим лутеций-кислородным полиэдрам. Это приводит к тушению люминесценции для образцов  $0.1 \leq x \leq 0.2$ . Наибольшая интенсивность излучения продемонстрирована образцом  $Ba_6(Lu_{0.92}Eu_{0.08})_5B_9O_{27}$ .

## Благодарности (на ваше усмотрение)

Я.П. Бирюков благодарит за поддержку Совет по грантам Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых (стипендия Президента РФ молодым ученым и аспирантам СП-408.2022.3). Рентгенодифракционные эксперименты проводились в РЦ «РДМИ» СПбГУ. Люминесцентные свойства измерены в РЦ «ОЛМИВ» СПбГУ.

## Библиография

1. I.E. Kolesnikov, R.S. Bubnova, A.V. Povolotskiy, Y.P. Biryukov, A.V. Povolotckaia, O.Yu. Shorets, S.K. Filatov, Europium-activated phosphor  $Ba_3Lu_2B_6O_{15}$ : influence of isomorphic substitution on photoluminescence properties, *Ceramics International*. 47(6) (2021) 8030–8034.

2. Y.P. Biryukov, R.S. Bubnova, M.G. Krzhizhanovskaya, S.K. Filatov, Structure refinement and thermal properties of novel cubic borate  $\text{Lu}_2\text{Ba}_3\text{B}_6\text{O}_{15}$ , Mater. Chem. Phys. 229 (2019) 355–361.
3. S.K. Filatov, Y.P. Biryukov, R.S. Bubnova, A.P. Shablinskii, The novel borate  $\text{Lu}_5\text{Ba}_6\text{B}_9\text{O}_{27}$  with a new structure type: synthesis, disordered crystal structure and negative linear thermal expansion, Acta Cryst. B75 (2019) P. 697–703.
4. R.S. Bubnova, A.V. Povolotskiy, Y.P. Biryukov, I.E. Kolesnikov, S.N. Volkov, S.K. Filatov, Cation sites occupation and luminescence of novel red-emitting phosphors  $\text{Ba}_6(\text{Lu}_{1-x}\text{Eu}_x)_5\text{B}_9\text{O}_{27}$  ( $x = 0.02\text{--}0.2$ ), Ceramics International. (2022) (*in press*)

**Специфика изменения оливина в фумаролах окислительного типа  
Булах М.О.\* (Геологический факультет МГУ, aregon27@mail.ru),  
Кошлякова Н.Н. (Геологический факультет МГУ)**

### **Аннотация**

Изменение магматического оливина  $Fo_{75-87}$  в высокотемпературных фумаролах окислительного типа включает окислительный распад и замещение различными фазами. Продуктами распада являются: а) в верхних зонах фумарольных камер – форстерит, гематит и, предположительно, магнезиальный лайхунит; б) в нижних (более высокотемпературных) – форстерит, магнезиоферрит, гематит и энстатит. В результате замещения первичного или новообразованного форстерита под инкрустациями разных типов возникают псевдоморфозы а) кристобалита; б) янжуминита  $KMg_{2.5}[Si_4O_{10}]F_2$ , в) энстатита; г) диопсида. Продукты изменения оливина являются хорошими индикаторами условий, существовавших в фумаролах в процессе преобразования вмещающего базальта.

### **Ключевые слова**

Фумарола, вулкан Толбачик, оливин, форстерит, окислительный распад

### **Теория**

Как известно, в различных гидротермальных процессах оливин с любыми соотношениями форстеритового и фаялитового миналов оказывается неустойчивым. Чаще всего продуктами его изменения являются слоистые силикаты, в первую очередь минералы группы серпентина. Однако в высокотемпературных фумаролах окислительного типа изменение оливина происходит в существенно иной обстановке. Важной особенностью газа в таких фумаролах является резкое преобладание в его составе компонентов атмосферного воздуха –  $O_2$  и  $N_2$ , – на которые может приходиться до 99 об. %. Доля же первичного вулканического газа, состоящего из водяного пара и кислотных компонентов, весьма мала. Температура газа варьирует в широком диапазоне вплоть до 900–1000°C. Таким образом, образование возгонов и изменение вмещающей вулканической породы протекают в условиях повышенных температур и высокой фугитивности  $O_2$  при практически полном отсутствии в системе  $H_2O$ . Эксгаляционные отложения состоят из кислородных и галоидных соединений, тогда как сульфиды и их аналоги (как и самородные элементы, за исключением Au) в них отсутствуют. Долгоживущие фумаролы такого типа достаточно редки. Они известны, например, на вулканах Толбачик (Камчатка), Везувий (Италия) (Пеков и др., 2020), Колима (Мексика) (Taran et al., 2001), Изалько (Сальвадор) (Hughes, Stoiber, 1979).

### **Материалы и методы**

Наши исследования проводились на материале с фумарольных полей вулкана Толбачик: из активных фумарол, расположенных на Втором конусе Большого трещинного Толбачинского извержения 1975-76 гг. (БТТИ), и из палеофумарол конуса Высота 1004. Подробные сведения об этих объектах приводятся в ряде работ (Набоко, Главатских, 1983; Вергасова, Филатов, 2016; Пеков и др., 2020; Shchipalkina et al., 2020).

Изучение осуществлялось авторами посредством сканирующей электронной микроскопии (электронный микроскоп «Jeol» JSM-6480LV) и электронно-зондового анализа на кафедре петрологии МГУ, а также методом Рамановской (КРС) спектроскопии (прибор EnSpectr R532) на кафедре минералогии МГУ.

## Результаты

В неизменном базальте Второго конуса Большого трещинного Толбачинского извержения 1975–76 гг. вкрапленники оливина представлены  $Fo_{80-87}$  и наблюдаются в виде как идиоморфных, так и ксеноморфных зёрен (по-видимому, скелетных кристаллов) размером 0.1–0.7 мм, нередко с включениями стекла и хромшпинелидов ряда хромит-магнезиохромит. Микролиты размером < 0.1 мм характеризуются большей железистостью и содержат 75–79 % форстеритового минала. Количество оливина в базальте варьирует от 5 до 15 %. Базальты древнего конуса Высота 1004 существенно оливинофиновые, с фенокристаллами оливина  $Fo_{80-87}$  величиной до 5 мм.

В активных фумаролах изменения в магматическом оливине можно разделить на два главных типа: 1) окислительный распад; 2) замещение другими фазами.

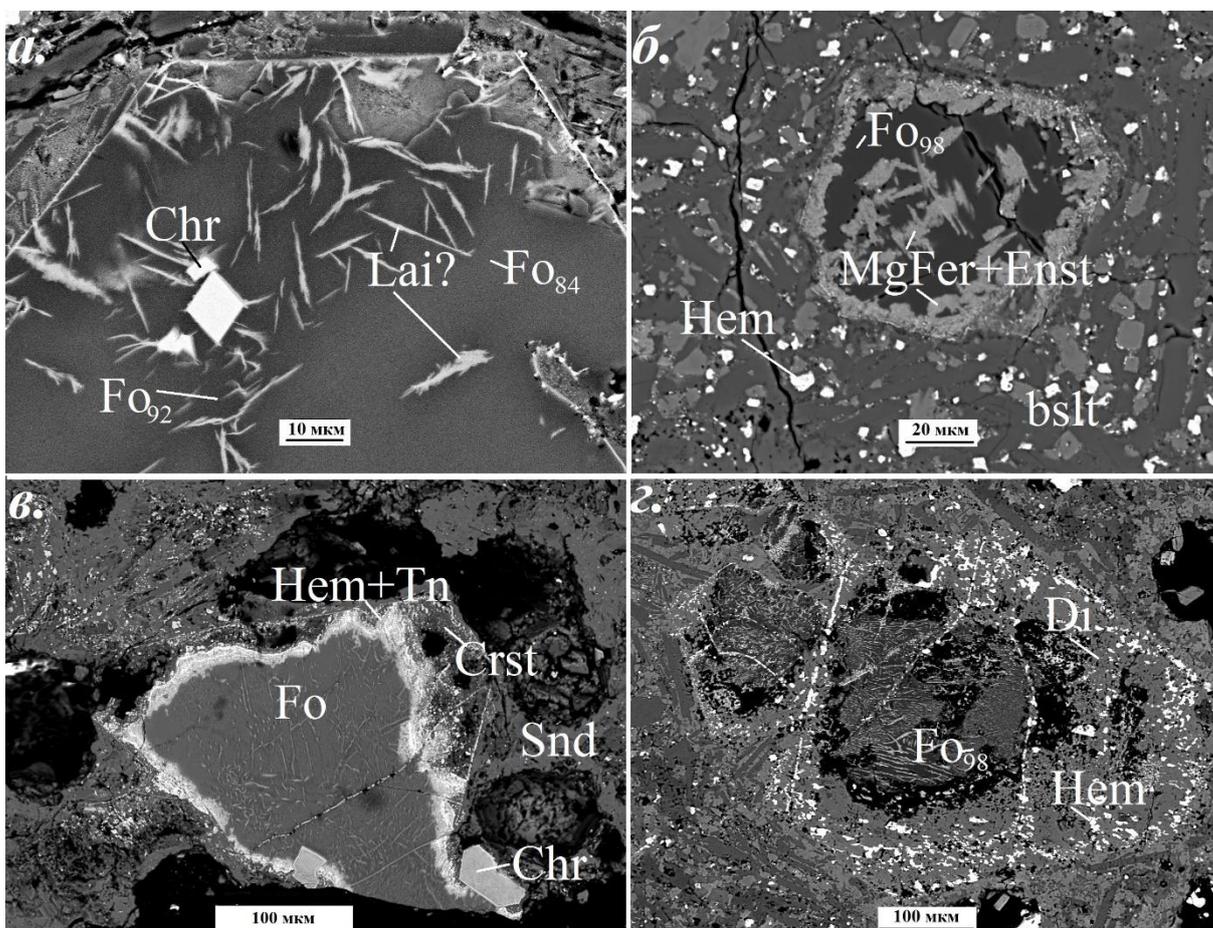
Окислительный распад в оливине проявлен во всем объёме породы (в т.ч. не подвергшейся метасоматическому изменению) внутри фумарольных камер. В верхних частях фумарол, до глубины около 1.5 м, распад выражен в появлении тонких (в несколько микрон) ламелей достаточно постоянного состава, включающего в среднем 37.6 мас. %  $SiO_2$ , 11.8 мас. %  $MgO$ , 50.0 мас. %  $Fe_2O_3$  и 0.6 мас. %  $CaO$ . Предположительно, это магнезиальный лайхунит – катионодефицитный член группы оливина  $Mg_{0.5}Fe^{3+}_{0.5}[SiO_4]$ . По мелким трещинам часто отлагается тонкозернистый гематит (его диагностика подтверждена методом КРС), а вокруг ламелей в первичном оливине возникают участки, обогащенные форстеритовым миналом до 90–94 мол. %  $Mg_2[SiO_4]$  (рис. 1а). В целых кристаллах среди низкопористого базальта могут сохраняться и зёрна, не затронутые изменениями.

Глубже по разрезу в фумаролах Второго конуса, а также в полеофумарольных отложениях конуса Высота 1004 наблюдается несколько иная картина. Оливин, соответствующий по составу железистому магматическому, здесь не встречается; по его кристаллам развит высокомагнезиальный форстерит  $Fo_{95-99}$  с фазово неоднородными хлопьевидными выделениями среднего состава (мас. %): 37.7  $SiO_2$ , 32.0  $Fe_2O_3$ , 29.5  $MgO$ , 0.3  $CaO$ , 0.3  $MnO$ , 0.2  $TiO_2$ . Методом КР-спектроскопии установлено, что они состоят из магнезиоферрита, гематита и энстатита, находящихся в тесных срастаниях друг с другом (рис. 1б).

Полученные данные согласуются с результатами экспериментальных исследований процессов окислительного распада в оливине. Так, по сведениям из работы (Khisina et al., 1998), в окислительных условиях оливин состава  $Mg_{1.78}Fe^{2+}_{0.22}SiO_4$  распадается на чистый форстерит и магнезиальный лайхунит  $Mg_{0.5}Fe^{3+}_{0.5}[SiO_4]$  при 600–700°C, а при более высоких температурах вместо лайхунита появляются магнезиоферрит и фаза  $SiO_2$ . В результате реакции последней с форстеритом образуется энстатит. Таким образом, фазовый состав продуктов распада оливина является хорошим геотермометром, который может указать, в каком температурном диапазоне

происходило изменение вулканической породы и образование тех или иных инкрустаций в fumarольных камерах.

Продукты замещения не претерпевшего распад оливина и новообразованного форстерита различны под инкрустациями разного минерального состава. В fumarольных камерах, где развиты тенорит, санидин, сульфаты группы лангбейнита, сульфаты Cu (эвхлорин, федотовит, саранчинаит и др.), медные арсенаты (ламмерит, козыревскит и т.п.), минералы ряда йохиллерит-брадачекит, по оливину развивается агрегат кристобалита с мелкими включениями гематита, тенорита и лангбейнита, которые отлагаются на фронте замещения и впоследствии формируют среди кремнезёма концентрические зоны (рис. 1а). Под инкрустациями с обильными фторфлогопитом, сильвином, йохиллеритом, бадаловитом, санидином, сульфатами группы афтиталита оливин замещается янжуминитом  $KMg_{2.5}[Si_4O_{10}]F_2$  с включениями гематита и, иногда, с каймой кристобалита по периферии зёрен. В нижних, наиболее высокотемпературных зонах fumarол, где широко развиты ангидрит, диопсид, кальциййохиллерит, минералы надгруппы граната (андрадит-гроссуляр, берцелиит-шеферит), повеллит, гематит, магнезиоферрит, по кристаллам магматического оливина возникают псевдоморфозы энстатита и/или диопсида с вкраплениями гематита (рис. 1б).



**Рисунок 1.** Измененный оливин из фумарол Толбачика: а) ламели лайхунита(?) (*Lai*) и участки, обогащенные форстеритовым компонентом ( $Fo_{92}$ ) в матрице магматического оливина ( $Fo_{84}$ ) с включением хромита (*Chr*); б) «хлопья», состоящие из энстатита (*Enst*) и магнезиоферрита (*MgFer*) среди форстерита ( $Fo_{98}$ ); в) замещение оливина со структурами распада агрегатом кристобалита (*Crst*), гематита (*Hem*) и тенорита (*Tn*) в апобазальтовом агрегате санидина (*Snd*); г) частичная псевдоморфоза диопсида (*Di*) и гематита по форстериту ( $Fo_{98}$ ) с хлопьевидными энстатит-магнезиоферритовыми выделениями. РЭМ-изображения полированных срезов в отраженных электронах.

## Выводы

Преобразование магматического оливина в высокотемпературных окислительных условиях фумарол Толбачика включает как явления распада, так и изменения метасоматического характера. Продукты распада и замещения оливина могут быть хорошими индикаторами температуры и других условий, при которых происходило изменение базальта и образование инкрустаций в фумарольных камерах.

## Благодарности

Авторы благодарны проф. И.В. Пекову за обсуждение материала и помощь в проведении исследований.

## Библиография

1. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканогенно-экспаляционной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 3–17.
2. Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 165 с.
3. Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В., Кошлякова Н.Н., Щипалкина Н.В., Сандалов Ф.Д., Япаскурт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. №. 5–6. С. 826–843.
4. Hughes J.M., Stoiber R.E. Vanadium sublimates from the fumaroles of Izalco volcano, El Salvador // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1985. V. 24(3–4). P. 283–291.
5. Khisina N.R., Khramov D.A., Kleschev A.A., Langer K. Laihunitization as a mechanism of olivine oxidation // European Journal of Mineralogy. 1998. V. 10. P. 229–238.
6. Shchipalkina N.V., Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Britvin S.N., Zubkova N.V., Varlamov D.A., Sidorov E.G. Unusual silicate mineralization in fumarolic sublimates of the Tolbachik volcano, Kamchatka, Russia – Part 1: Neso-, cyclo-, ino- and phyllosilicates // European Journal of Mineralogy. 2020. V. 32. P. 101–119.
7. Taran Y.A., Bernard A., Gavilanes J.-C., Lunezheva E., Cortes A., Armenta M.A. Chemistry and mineralogy of high-temperature gas discharges from Colima volcano,

Mexico. Implications for magmatic gas-atmosphere interaction // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2001. V. 108. P. 245–264.

*Амфиболитовые и гранитоидные включения в породах апикальной части  
Сыростанского массива (Южный Урал)  
Георгиевский А.А.\* (РГГРУ-МГРИ, [ge.geo2015@gmail.com](mailto:ge.geo2015@gmail.com)),  
Махия Е.И. (РУДН, [1032172627@rudn.ru](mailto:1032172627@rudn.ru))*

**Аннотация**

При картировании карьера по отработке мрамора месторождения Темное Царство изучено строение апикальной части Сыростанской гранитоидной интрузии. Среди вскрытых карьером гранитоидов, наряду с ксенолитами мрамора и сланцев урингинской свиты рифея, выявлены тела-включения диоритов и мигматизированных амфиболитов. Петрографические и морфологические особенности таких включений позволяют уточнить историю становления Сыростанского интрузива, с которым связана минерализация тантало-ниобатов и золота.

**Ключевые слова**

Интрузия, включения, амфиболиты, метасоматоз, гранитоиды

**Теория**

Актуальность изучения месторождения Темное Царство определяется его удачным расположением в зоне контакта Сыростанской интрузии, благодаря чему ее магмадериваты и сформированные ими ксенолиты рифейских пород хорошо прослеживаются в стенках карьера.

Территориально интрузия находится в Миасском районе Челябинской области и представляет собой многофазную структуру, развивавшуюся в раннем карбоне. В тектоническом плане она связана с Главным уральским глубинным разломом (ГУГР), располагаясь на стыке Уралтауского мегантиклинория и Тагило-Магнитогорского прогиба. Интрузия, вытягивается на 12 км в северо-восточном направлении с косо ориентировкой по отношению к зоне ГУГР. Сыростанский массив хорошо изучен, чему способствует вот уже более полувека проводимая на его юге добыча гранита. Имеется большой объем публикаций и диссертаций, которые с разных позиций освещают строение массива. Вместе с тем современные знания о массиве базируются, в основном, на материалах изучения южных карьеров. По существующим представлениям, здесь они вскрывают «придонную» и центральную части гранитоидного тела [1]. По данным [2], комплекс его пород представлен двухфазными образованиями. К первой фазе относятся гранодиориты, диориты, кварцевые диориты и ассоциирующие с ними габброиды. Вторая фаза является основной и включает граниты, лейкограниты, а также дайки гранит-порфиров и лейкогранитов. Намного хуже изучены периферийные эндоконтактные зоны Сыростанского массива, вследствие их залесенности. По этой причине большой интерес вызывает геология карьера месторождения Темное царство, вскрывшего апикальную часть массива на северном его окончании.

## **Материалы и методы**

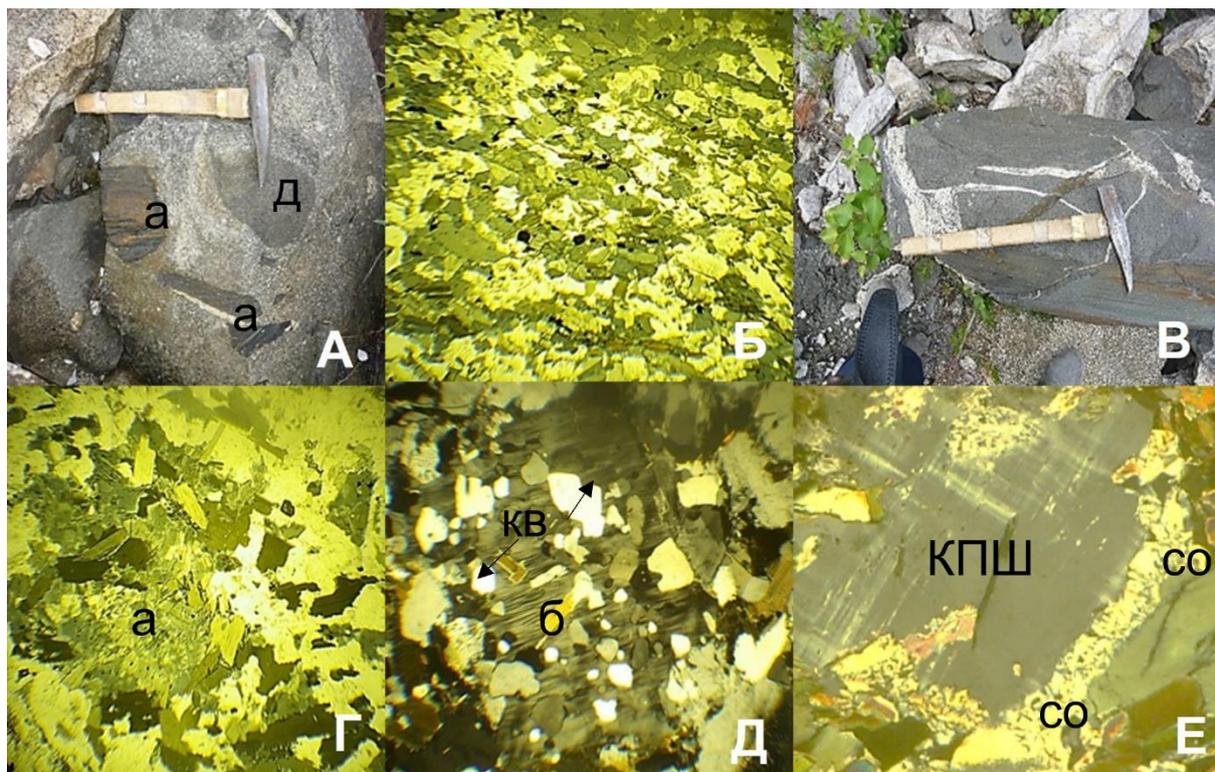
Фактическим материалом для исследований послужили данные картирования. Для изучения проб применялся поляризованный микроскоп ПОЛАМ Л213М, Исследования проводились в лабораториях РУДН, РГГРУ.

## **Результаты и обсуждение**

Геологическое строение площади сформировано породами магматического комплекса, включающими ксенолиты мрамора размером от первых см до нескольких десятков метров. Магматический комплекс представлен интрузивными и жильными образованиями. К интрузивным относятся фациальные разности диоритов (кварцевые диориты, тоналиты), а также плагиограниты и двуполевошпатовые граниты. Границы между ними трудно улавливаемые. Макроскопически это породы различных оттенков серого цвета, внешне очень похожие между собой. Все они имеют однотипный минеральный состав и относятся к меланократовым разностям, цветное число которых определяется вариациями и соотношениями биотита и роговой обманки. Плагиоклаз относится к андезин-олигоклазам. Количество кварца варьирует в пределах 10–35%; доля калиевого шпата меняется от 0 до 20%. Структура гипидиоморфная, средне-мелкозернистая; текстура массивная, гнейсовидная, пятнистая, шлировая, ксенолитовая. Жильные образования пространственно связаны с полями развития диоритов и заключенными в них ксенолитами мрамора. Это аплитовые, микрогранитовые, микрогранодиоритовые разности. В диоритах жильные тела образуют инъекционные внедрения сложной формы. В мраморных ксенолитах и вдоль их контактов развиты лентовидные изгибающиеся жилы, совпадающие с трещинами отдельности. Толщина жил от первых сантиметров до 0,5 м. Состав их определяется переменными соотношениями кварца, калиевого шпата и кислого плагиоклаза.

Выполненные наблюдения позволяют восстановить формирование магматических образований в последовательности: диоритовые фации – жильные фазы – плагиограниты – двуполевошпатовые граниты. Доказательной базой построенного ряда служат четыре факта: 1) взаимоотношения жильных тел с интрузивным комплексом – жилы приурочены к диоритовым образованиям и отсутствуют среди других интрузивных дериватов. Очевидно, эта особенность является своеобразным временным репером магматических процессов и отражает их этапность и прерывистость; 2) петрографический состав пород-включений, захваченных двуполевошпатовыми гранитами. В последних установлено присутствие диоритовых ксенолитов вместе с заключенными в них фрагментами жил; 3) текстуры инъекционного внедрения двуполевошпатовых гранитов в плагиограниты; 4) морфологические и петрографические особенности амфиболитовых тел в породах интрузивного комплекса. Амфиболиты в основном встречаются среди диоритов и плагиогранитов. Их можно наблюдать как в виде обособленных дайко- и линзообразных фрагментов, протяженностью в несколько метров, так и в форме округлых или угловатых включений размером в первые см (рис. 1а). Это черные, мелко-тонкозернистые, неясно полосчатые, сильно рассланцованные породы, которые при выветривании превращаются в слабосцементированную сланцевую щебенку. В шлифах сложены плагиоклаз-биотит-амфиболовым тонкочешуйчатым агрегатом с лепидо- или гранолепидобластовым строением (рис.1б). Отмеченная полосчатость объясняется разными вариациями

соотношений породообразующих минералов, а также более крупными размерами амфибола и биотита. Амфибол, по-видимому, представлен гастингситом и эденитом. Первый развит повсеместно и плеохроирует в оттенках оливкового цвета. Второй появляется в раскристаллизованных разностях амфиболитов, выделяясь сине-зелеными тонами плеохроизма. Биотит, на фоне амфиболовых зерен, плохо заметен, поскольку имеет сходную зеленоватую окраску. Однако, прямое погасание и коричневые тона плеохроирующих зерен выдают его присутствие. Как и у амфиболовых минералов, у него отмечаются структурные дислокации в виде поперечных двойников скольжения, что становится причиной появления волнистого погасания. Плаггиоклаз распространен не повсеместно. Часто он слабо сдвойникован и развивается по биотит-амфиболовому агрегату. Представлен андезин-олигоклазом, содержащим 28% анортитовой молекулы.



**Рисунок 1.** Петрографические особенности пород карьера «Темное Царство»: А – округлые и угловатые включения диоритов (д) и амфиболитов (а) в двухполюсоватых гранитах; Б – лепидогранобластовая и гранолепидобластовая структуры амфиболитовых включений (без анализатора, ув.350х); В – прерывистые плаггиогранитовые прожилки в амфиболите; Г – корродированные реликтовые участки амфиболитов (а) в кварцевом диорите (без анализатора, ув.350х); Д – пойкилитовая структура выделений КПШ с реликтивными включениями кварца (кв) и биотита (б) (с анализатором, ув.350х); Е – выделения КПШ с симплектитовой оболочкой (со) (с анализатором, ув.350х).

Из других особенностей амфиболитов принципиально важно выделить признаки мигматизации и метасоматической гранитизации вещества. Макроскопически они проявляются в форме разно ориентированных прерывистых жилок плаггиогранита, которые не выходят за пределы амфиболитовых тел (рис.1в). Интересно, что фронтальные и боковые части жилок сложены альбит-олигоклазом, тогда как в центре и в тыловых их зонах активно развивается кварц. Минералы формируются с

метасоматическим поглощением вещества амфиболитов, что хорошо видно даже макроскопически на приполированных образцах этих пород. В связи с этим возникает вопрос о роли метасоматических процессов при образовании плутонических пород, вмещающих амфиболиты. Для ответа на него изучено более 30 прозрачных шлифов образцов, равномерно отобранных по обнажениям карьера. В результате установлены три факта, имеющие отношение к рассматриваемой тематике: 1) во всех плутонических породах, за исключением двуполевошпатовых гранитов, отмечаются включения амфиболитового вещества (от темных до легко узнаваемых реликтов). Наиболее широко они развиты в диоритовых фациях (рис. 1г) и в меньшей степени, и в худшей сохранности – в плагиогранитах. Реликты амфиболитов корродируются крупными (1,5–2 мм) субидiomорфными зернами плагиоклазов (№28–30) с зональным или полидвойниковым строением. Большинство из них пойкилитово включают микрочастицы амфиболитовых минералов, указывающих на их метасоматическое замещение; 2) характерной чертой магматогенных пород является развитие катаклазированного кварца, выделения которого чаще всего имеют мозаичное или микростилолитовое строение. В совокупности с ранее отмеченными дислокациями в темноцветных минералах такие структуры кварца показывают, что породы в конце формирования испытывали деформации, ставшие, очевидно, результатом тектонической перестройки региона; 3) в двуполевошпатовых гранитах КПШ образует порфиробласты (2–5 мм) с микроклиновой решеткой или микропертитовым строением. Многие из них сохраняют реликтовую примесь замещенных минералов, в том числе зерен катаклазированного кварца (рис. 1д). Иначе говоря, перед метасоматической калишпатизацией был перерыв в магматических процессах, совпавший по времени с этапом тектонических деформаций. И, наконец, следует отметить широкое развитие в КПШ симплектитовых структур микроклин-кварцевого, микроклин-кварц-плагиоклазового, микроклин-биотитового и микроклин-амфибол-эпидотового типов. Появление таких образований можно рассматривать как признаки частичного плавления вещества и его эвтектической кристаллизации (рис. 1е) [3,4].

## **Выводы**

Формирование магматогенных пород апикальной части Сыростанского интрузива происходило по иному сценарию, чем образование основной массы его гранитоидов. Основные отличия связаны с последовательностью этапов становления магматических фаз, а также в мощном развитии процессов метасоматической гранитизации.

## **Библиография**

1. Тихомиров П. Л., Федоров Т. О., Борисенок В. И., Дегтярев К. Е. Уральская полевая геологическая практика. Кн. 2. Описание учебных объектов. М.: Геологический факультет МГУ, 2001. 86 с.
2. Аулов Б. Н., Владимирцева Ю. А., Гвоздик Н. И. и др. Объяснительная записка к Государственной геологической карте Российской Федерации. Лист N-40-XII (Златоуст). Масштаб 1: 200 000. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 365 с.
3. Свешников К. И., Лобзова Р. В. Магматические горные породы: петрография и вопросы происхождения. Москва. РУДН. 2008. 499 с.

4. Граменецкий Е.Н. Механизм магматического замещения (на примере контактовой зоны Сыростанского массива на Южном Урале). Вестник МГУ. 1990 Сер. 4 Геология (3), 62–77.

*Первая находка минерала Лейтонита  $K_2Ca_2Cu(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$  на вулкане  
Толбачик, Камчатка, Россия*

*Демина С. В.\* (Санкт-Петербургский государственный университет;  
Институт химии силикатов, demina.sofiya@bk.ru),*

*Шаблинский А. П. (Институт химии силикатов, shablinskii.andrey@mail.ru),*

*Филатов С. К. (Санкт-Петербургский государственный университет,  
s.filatov@spbu.ru)*

*Вегасова Лидия Павловна (Институт вулканологии и сейсмологии,  
vlp@kscnet.ru)*

*Москалева Светлана Васильевна (Институт вулканологии и сейсмологии,  
svemos@rambler.ru)*

### **Аннотация**

Лейтонит – редкий сульфатный минерал с химической формулой  $K_2Ca_2Cu(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$  был обнаружен нашей группой на Втором шлаковом конусе Северного прорыва Большого Толбачинского Трещинного извержения (БТТИ). Проведено комплексное исследование минерала с привлечением методов энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа (EDX), порошковой рентгенографии и инфракрасной спектроскопии. Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, пространственной группе  $C2/c$ ,  $a = 11.467$  (5),  $b = 7.454$  (2),  $c = 10.017$  (4) Å,  $\beta = 125.2$  (4),  $V = 700.8$  (4) Å<sup>3</sup>,  $Z = 2$ . Эмпирическая формула может быть представлена как  $K_{2.23}Ca_{2.02}Cu_{0.87}Al_{0.03}S_{3.98}O_{16} \cdot 2H_2O$ .

Фундаментальным строительным блоком минерала является полиэдр  $CaO_8$  связанный по вершинам и ребрам с шестью тетраэдрами  $SO_4$ . Такие структурные единицы связываясь через ребра и вершины тетраэдров образуют трехмерный каркас, в полостях которого находятся позиции меди с малой заселенностью, молекулы воды и атомы калия. В процессе находится исследования по термическому расширению минерала методом порошковой терморентгенографии.

### **Ключевые слова**

Минералы фумарол, лейтонит, сульфаты, вулкан Толбачик

### **Источники финансирования**

Исследования поддержаны грантом Российскойго Научного Фонда (РНФ) – 21-77-00069. Порошковая рентгенография выполнена с использованием оборудования ресурсного центра СПбГУ “Рентгенодифракционные методы исследования”, химический анализ и инфракрасная спектроскопия проведены в аналитическом центре ИВиС ДВО РАН.

### **Теория**

Минерал лейтонит впервые был обнаружен в самом большом в мире медном руднике в Чили – Чикуимата (Palache et al., 1938), где его образование связывают с

условиями пониженной кислотности. Также, в (Keller et al. 1982) связывают условия образования лейтонита с кислыми растворами при высоких температурах.

Нашей научной группой лейтонит был впервые найден на Камчатке, на вулкане Толбачик, на втором шлаковом конусе Северного прорыва Большого Толбачинского Трещинного извержения (БТТИ) в 100 метрах от fumarола Ядовитая. Fumarольные поля БТТИ 1977–76 гг. до сих пор активны и славятся большим минеральным разнообразием (Вергасова, Филатов, 2016; Пеков и др., 2020).

Минерал был отобран из fumarола при температурах 100–150 °С. Обычно лейтонит образует призматические агрегаты от бледно-голубого до зеленовато-голубого цветов (Рис. 1). Образцы, отобранные нами, представляют собой голубоватые корочки до 2 мм толщиной, площадью до нескольких десятков квадратных сантиметров (Рис. 2).

Можно предположить, что минерал образовался осаждением из газовой фазы низкой кислотности в fumarоле при температурах не выше 200 °С. Также образование могло произойти в результате взаимодействий пород, в которых источником металлов служил базальт, а источником серы - вулканические газы. Если таков механизм образования, то можно предположить и более высокую температуру кристаллизации минерала (300-400°С). Но скорее всего минерал является вторичным, так как он водный.

В работе был проведен термогравиметрический анализ минерала лейтонита (Wang et al., 2008), и по полученным данным, лейтонит обезвоживается в диапазоне температур от 170 °С до 390 °С.

Химический состав лейтонита изучен с использованием рентгеноспектрального анализа на сканирующем электронном микроскопе TESCAN Vega3, оснащенный энергодисперсионным детектором X-MAX-80 mm<sup>2</sup>. Исследование выполнено при следующем режиме: U = 20 кВ, I = 0.730 нА, диаметр пучка 0.22 н. м. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программного пакета AZtec.

Порошковая рентгенография проводилась с использованием дифрактометра Rigaku MiniFlex II (CuK $\alpha$ , 2 $\Theta$  = 5–80°, шаг 0.02 °, скорость 3 градуса в минуту). Была отобрана практически гомогенная фаза с незначительным количеством силвина для проведения дальнейших исследований. Параметры элементарной ячейки были уточнены по порошковым данным:  $a = 11.467$  (5),  $b = 7.454$  (2),  $c = 10.017$  (4) Å,  $\beta = 125.2$  (4),  $V = 700.8$  (4) Å<sup>3</sup>, пр. гр. C2/c, Z = 2. Фундаментальным строительным блоком минерала является полиэдр CaO<sub>8</sub> связанный по вершинам и ребрам с шестью тетраэдрами SO<sub>4</sub>. Такие структурные единицы, связываясь через ребра и вершины тетраэдров, образуют трехмерный каркас, в полостях которого находятся позиции меди с малой заселенностью, молекулы воды и атомы калия. Позиция Cu1, координирована четырьмя атомами кислорода в экваториальной плоскости и одной молекулой воды (апикальная вершина), а позиция Cu2 координирована также четырьмя атомами кислорода в экваториальной плоскости, но связана уже с двумя молекулами воды (апикальные вершины). В этом минерале, очень интересная схема изоморфизма: Атомы К и О статистически разупорядочены и занимают одну позицию. Когда эту позицию занимает

молекула воды, то она координирует атомы меди, в случае если ее замещает калий, то позиции меди становятся вакантными.

В процессе находится исследования по термическому расширению минерала методом порошковой терморентгенографии.



*Рисунок 1. Лейтонит пластинчатой формы (mindat.org).*



**Рисунок 2.** Лейтонит в форме корок, покрывающих породу, отобранный на вулк. Толбачик, Камчатка.

### Выводы

В настоящей работе докладывается о первой находке на Камчатке – минерале лейтоните. Была рассчитана эмпирическая формула для лейтонита с Камчатки:  $K_{2.23}Ca_{2.02}Cu_{0.87}Al_{0.03}S_{3.98}O_{16} \cdot 2H_2O$  и уточнены параметры элементарной ячейки по порошковым данным:  $a = 11.467$  (5),  $b = 7.454$  (2),  $c = 10.017$  (4) Å,  $\beta = 125.2$  (4),  $V = 700.8$  (4) Å<sup>3</sup>, пр. гр.  $C2/c$ ,  $Z = 2$ . Исследования по термическому расширению этого минерала находятся в процессе.

### Библиография

1. Вергасова Л.П., Филатов С.К. (2016) Опыт изучения вулканогенно-экспаляционной минерализации. *Вулканология и сейсмология*, № 2, 3–17.
2. И.В. Пеков, А.А. Агаханов, Н.В. Зубкова, Н.Н. Кошлякова, Н.В. Щипалкина, Ф.Д. Сандалов, В.О. Япаскурт, А.Г. Турчкова, Е.Г. Сидоров. (2020) Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик — минералогический и геохимический уникам. *Геология и геофизика*, т. 61, № 5—6, 826—843.
3. Keller, P. and Bartelke, W. (1982) Tsumeb! New minerals and their associations. *The Mineralogical Record*, 12, 137–147

4. Menchetti, S., Bindi, L., Bonazzi, P., & Olmi, F. (2002). Disordered distribution of Cu in the crystal structure of leightonite,  $K_2Ca_2Cu(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ . *American Mineralogist*, 87(5–6), 721–725. <https://doi.org/10.2138/am-2002-5-615>
5. Palache, C. (1938) Leightonite, a new sulfate of copper from Chile. *American Mineralogist*, 23, 34–37
6. Wang, J., Wang, S., Yang, X., & Chen, W. (2008). Thermal decomposition of Leightonite,  $K_2Ca_2Cu(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ . *Journal of Wuhan University of Technology-Mater. Sci. Ed.*, 23(5), 683–686. <https://doi.org/10.1007/s11595-007-5683-0>

***Результаты геохимического изучения кернa новой параметрической скважины Заозёрная, 1 (Западная Сибирь)***

***Кравченко Е.М.\* (Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ»,  
e.kravchenko@vnigni.ru),***

***Можегова С.В. (Филиал «Апрелевское отделение ВНИГНИ»,  
mozhegova@vnigni.ru)***

**Аннотация**

В работе рассмотрены основные геохимические характеристики органического вещества (ОВ) черкашинской, баженовской, абалакской свит и верхнетюменской подсвиты Карабашской поисковой зоны Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Исследования проводились на основе результатов изучения кернового материала новой параметрической скважины Заозёрная 1 в пределах Карабашской зоны методом пиролиза на приборе Rock-Eval 7.

По результатам исследований были получены закономерности распределения концентраций органического углерода (ТОС %) по изучаемому разрезу. Также оценен катагенез органического вещества пород черкашинской, баженовской, абалакской свит и верхнетюменской подсвиты Карабашской зоны.

**Ключевые слова**

Rock-Eval, органическое вещество, баженовская свита, параметрическая скважина, Карабашская зона

**Теория**

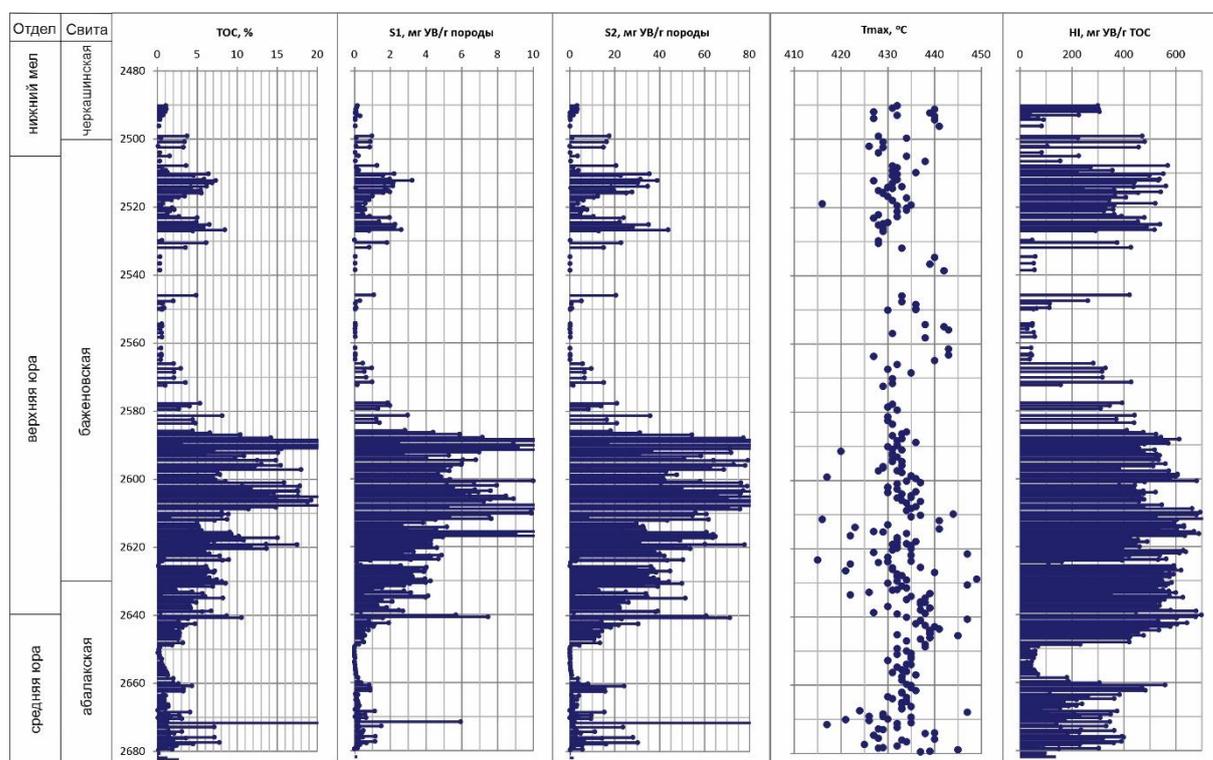
Параметрическая скважина Заозерная проектной глубиной 3000 м располагается на территории Тюменской области, в Кондинском административном районе Ханты - Мансийского автономного округа - Югры. Объектом геологического изучения является участок недр, расположенный в восточной части Карабашской нефтегазоперспективной зоны. Бурение параметрической скважины Заозерная запланировано с целью уточнения геологического строения Карабашской зоны в районе Заозерной площади, оценки перспектив нефтегазоносности мезозойско-кайнозойского и доюрского комплексов.

Карабашская нефтегазоперспективная зона изучается с 2013 года. К настоящему времени там открыто 25 средних и мелких по запасам месторождений. Все выявленные месторождения располагаются в северной и крайней восточной части Карабашской зоны, прилежащих к основной нефтегазоносной территории провинции. Нефтегазоносными и перспективными являются доюрский, среднеюрский, неокомский, в т.ч. клиноформный, и аптский (викуловская свита) комплексы [1, 2, 3].

Исследования образцов на анализаторе Rock-Eval 7 Reference версии Standard фирмы VINCI Technologies проводились при программированном профиле температур нагрева с использованием пламенно-ионизационного детектора (FID) для определения термодесорбированных свободных углеводородов (пик S1) и углеводородов крекинга органического вещества (пик S2) в диапазоне температур 300-600°C, и инфракрасного

детектора (IR) для определения CO и CO<sub>2</sub>, выделяющихся при пиролизе (пики S3) и окислении (пики S4 и S5) образца в диапазоне температур 300–850°C. По полученному набору пиков автоматически рассчитывается общее содержание органического (ТОС) и минерального (Смин) углерода, водородного (НI), кислородного (ОI) индексов и индекса продуктивности (PI).

На настоящий момент в лаборатории органической геохимии НАЦ филиала «Апрелевское отделение ВНИГНИ» методом Rock-Eval проанализировано 548 образцов керна. Для геохимических исследований, целью которых является уточнение характеристик ОБ нефтематеринских пород, отбор керна был сконцентрирован в преимущественно глинистых интервалах разреза. Изучены отложения черкашинской свиты нижнего мела в интервалах глубин 2180,00–2278,80 м, 2490,06–2504,00 м, баженовской свиты верхней юры в интервале 2504,00–2630,00 м, абалакской свиты в интервале 2630,00–2680,00 м (рис.1).



**Рисунок 1.** Геохимический разрез скважины Заозёрная 1.

Содержание органического углерода (ТОС) в отложениях нижнего мела (гл. 2180,0–2500,0 м) варьируется в широком диапазоне 0,01–1,30 %, в среднем составляет 0,7–0,8 %. Некоторое увеличение содержания ТОС отмечается в нижней части черкашинской свиты (гл. 2490–2504 м) на границе с верхнеюрскими отложениями. В этом интервале концентрация ТОС в большинстве образцов варьируется от 0,4 до 1,2 %, в единичных образцах достигает 3,0–3,4 %. Содержание свободных УВ (S1) не превышает 0,3 мг УВ/г породы. Нефтегенерационный потенциал (S2) изменяется в пределах 0,2–3,5 мг УВ/г породы и напрямую связан с общим содержанием ТОС. Значения параметра Tmax (430–440 °C) и отсутствие следов миграционных перемещений УВ указывают на тот факт, что генерация УВ в черкашинской свите не началась.

Невысокий водородный индекс (НІ) в большинстве образцов черкашинской свиты (около 100 мг УВ/г ТОС) обусловлен углистыми включениями пород и свидетельствует о преимущественно гумусовом типе ОБ. Увеличение сапропелевой составляющей в ОБ наблюдается в переходном к верхнеюрским отложениям интервале – на глубине 2243-2280 и 2490-2504 м НІ составляет 200-300 мг УВ/г ТОС.

Отложения верхней юры в интервале 2507,0-2630,0 м, относимые по имеющимся стратиграфическим разбивкам к баженовской свите, как и ожидалось, характеризуются более высоким содержанием ОБ и улучшенными его генерационными свойствами по сравнению с вышележащими нижнемеловыми.

По содержанию ТОС отложения баженовской свиты можно разделить на два интервала: менее обогащенный на глубинах 2504-2586 м и более обогащенный на глубинах 2586-2630 м. В верхнем интервале концентрация ТОС меняется в диапазоне 0,5-8,0 %. Минимальным содержанием ОБ характеризуются алевритистые и карбонатно-глинистые разности пород, наибольшим – аргиллиты. Прослой обогащенных ОБ аргиллитов прослеживаются в верхней части интервала (2507-2530 м) и в переходной к сильнообогащенной части свиты на глубине 2566-2586 м.

Величина S1 колеблется от 0,2 до 3,0 мг УВ/г породы, S2 – от 1,4 до 38,8 мг УВ/г породы и по разрезу меняются синхронно с общим содержанием ТОС, что свидетельствует о сингенетичности содержащихся в породах свободных УВ. По типу исходной биомассы ОБ изученной части верхнеюрских отложений относится ко II (сапропелевому) морского происхождения. Водородный индекс (НІ) варьируется в интервале 300-600 мг УВ/г ТОС, кислородный индекс (ОІ) значительно ниже, чем в нижнемеловых отложениях. Величина параметра Tmax (427-435 °С) свидетельствует о ранней зрелости керогена.

Нижний интервал баженовской свиты (2586-2630 м) представляет собой «классический» разрез обогащенной ОБ свиты, распространенной в Широком Приобье. Верхняя часть интервала наиболее обогащена ОБ – содержание ТОС в породах достигает 20-30 %. Эта толща характеризуется повышенным содержанием карбонатного материала, о чем свидетельствуют относительно повышенные значения Sмин (содержание карбонатного углерода). На наш взгляд, эту толщу можно соотнести с «кокколитофоридовой» пачкой, выделяемой в разрезе баженовской свиты В.Д. Немовой и И.В. Панченко [4]. Величина S1 и S2 в рассматриваемых породах прямо связана с общим содержанием ТОС. НІ колеблется в пределах 500-600 мг УВ/г ТОС при Tmax около 435 °С, что свидетельствует о незрелом ОБ сапропелевого типа.

Ниже по разрезу отложения баженовской свиты менее обогащены ОБ. Содержание ТОС здесь в среднем составляет 6-7 %. Генерационный потенциал пород (S2) меняется параллельно ТОС. Но в отличие от вышележащей высокообогащенной толщи, в этом интервале выделяются несколько пачек с аномально высоким содержанием свободных УВ, в которых коэффициент S1/ТОС превышает граничное значение 100 мг УВ/г ТОС, указывающее на присутствие паравтохтонных (перемещенных внутри материнской толщи) УВ. Такие нефтенасыщенные прослой отмечаются на контакте более обогащенных пачек с менее обогащенными.

Отложения, относимые к абалакской свите, по содержанию ОВ также можно подразделить на два интервала: верхний (2630-2649 м) с содержанием ТОС от 2 до 6 % и нижний (2649-2680 м) относительно обедненный с ТОС 0,5-2,0 % в большинстве образцов. В нижнем интервале ближе к границе с тюменской свитой в породах наблюдается наличие углистого детрита и выделяются даже углистые прослои.

Два выделенных интервала абалакских отложений отличаются не только по содержанию, но и по типу ОВ. В верхнем интервале, содержащееся в породах ОВ по генерационным характеристикам близко к ОВ баженовской свиты: S2 колеблется в интервале 20-40 мг УВ/г породы, НI – 500-600 мг УВ/г ТОС. ОВ нижнего интервала отличается более низкими значениями НI и повышенным кислородным индексом (OI), что указывает на смешанный или преимущественно гумусовый его тип. Уровень зрелости ОВ, судя по T<sub>max</sub> (437-439 °С в большинстве образцов), соответствует градации МК1 (по шкале Н.Б. Вассоевича соответствует R<sub>o</sub> 0,50-0,65 %).

### **Выводы**

На основании проведенных геохимических исследований кернового материала скважины Заозерная 1 определены основные нефтематеринские характеристики отложений: содержание органического углерода, тип ОВ и его катагенетическая зрелость. Полученные результаты показали, что наиболее обогащенные ОВ нефтегазоматеринские толщи приурочены к баженовско-абалакскому комплексу. Глинисто-кремнистые породы нижней части баженовской и верхней части абалакской свит содержат сапропелевое ОВ, но зрелость его в районе изучаемой Заозерной площади соответствует началу главной зоны нефтеобразования.

Результаты работы позволяют оценить перспективы нефтегазоносности Карабашской зоны Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции и генерационный потенциал вскрытых отложений.

Для более полной геологической интерпретации полученных результатов геохимических исследований необходимы более точная стратиграфическая привязка и литологическое описание отложений, что планируется в дальнейших работах по изучению керна параметрической скважины Заозерная 1.

### **Библиография**

1. Бородкин В.Н., Курчиков А.Р., Характеристика геологического строения и нефтегазоносности неокомского нефтегазоносного комплекса западной сибир. – Новосибирск, СО РАН, 2016. – 201 с.
2. Геология нефти и газа Сибирской платформы / ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков, А.А. Трофимук. – М.: Недра, 1981. – 552 с.
3. Комков И.К., Дахнова М.В., Большакова М.А., С.В. Можегова «Генерационный потенциал органического вещества верхнеюрских отложений в пределах Карабашской поисковой зоны» - Георесурсы, 2021 № 1, С. 52–59 ([https://geors.ru/media/pdf/05\\_Komkov.pdf](https://geors.ru/media/pdf/05_Komkov.pdf)).

4. Панченко И.В., Немова В.Д., Смирнова М.Е., Ильина М.В., Барабошкин Е.Ю., Ильин В.С. «Стратификация и детальная корреляция баженовского горизонта в центральной части Западной Сибири по данным литолого-палеонтологического изучения керн и ГИС» - Геология нефти и газа, 2016.

***Особенности химического состава сапфира с месторождения Стаж 2, Юго-Западный 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 )***

**Аннотация**

Получены первые данные о химическом составе синих сапфиров с месторождения Стаж 2. В сапфире микронзондовым анализом было установлено 14 химических элементов (кремний, титан, железо, марганец, кобальт, никель, хром, ванадий, медь, цинк, галлий, кальций, натрий и калий), в количестве от сотых до десятых долей процента. Сапфир образовался по палингенным гранитам в результате контактово-реакционного процесса, протекавшего между ними и магнезитами. В этой связи в составе сапфира следовало бы ожидать присутствие только гранитофильных элементов. Фактически же они представлены смесью гранито- и базитофильных элементов (с преобладанием последних). Этот факт может служить доказательством перемещения в горных породах малоподвижных (инертных) элементов на многие десятки сантиметров.

**Ключевые слова**

Юго-Западный Памир, месторождение Стаж 2, синий сапфир, корундовые плагиоклазиты, концентрически-зональные метасоматиты, десиликация, гранитофильные и базитофильные элементы

**Местоположение и геология объекта**

Юго-Западный Памир является крупным фрагментом докембрийского Нуристан-Памирского срединного массива, в составе киммерийской Афгано-Южнопамирской складчатой области (Литвиненко, 2012). Породы массива претерпели три тектоно-метаморфических цикла: первый – в раннем, AR<sub>2</sub>-PR<sub>1</sub>, второй – в среднем, PR<sub>2</sub>, докембрии и третий – в кайнозойе (Буданова, 1991; Литвиненко, 1998).

Месторождение Стаж 2 расположено в верховьях одноименного сая, в его левом борту. В нескольких сотнях метров от него располагаются однотипные, но менее крупные проявления Стаж 1 и Стаж 3. Площадь месторождения Стаж 2 сложена линзовидным телом магнезитовых мраморов 100x20 метров (Литвиненко, 2007). Магнезиты согласно залегают среди гранат-биотитовых гнейсов, насыщенных жилоподобными телами мигматитов гранитоидного состава мощностью от 0.5 до 100 см и протяженностью от 0.5 до 4 метров. Лежащий контакт магнезитов перекрыт крупными обломками делювиальной осыпи.

На месторождении Стаж 2 отмечается 7 жил секущего положения относительно магнезитов и одна согласная (Литвиненко, 2007). Секущие жилы имеют концентрически-зональное строение. Часто в пределах жил отмечается микрозональность, в которой мощности зон достигают только первых сантиметров. Фрагменты строения жил приведены на рисунке 1. Особенности строения и процесса,

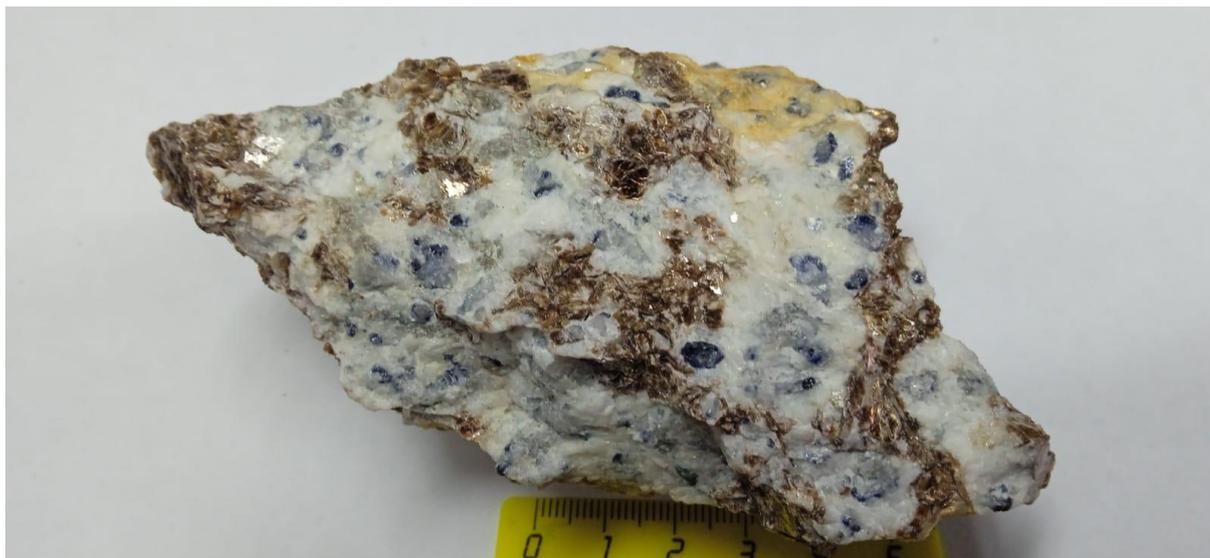
сформировавшего сапфиросные образования приведены ранее (Литвиненко, Литвиненко, 2021).

На месторождении часто встречаются хорошо оформленные кристаллы сапфира. Наиболее частой формой является псевдогексагональная призма. Она закрывается гексагональной пирамидой или пирамидой усечённой пинакоидом редко усложнённой



*Рисунок 1. Фрагмент небольшой жилы корундовых плагиоклазитов с кристаллами сапфира в обрамлении концентрически-зональной флогопитовой зоны*

гранью ромбоэдра. Один раз мы наблюдали пинакоид в форме равностороннего треугольника. Грани бывают зеркальными или матовыми. Они покрыты штриховкой, выходящих на грани, плоскостей отдельности, наблюдаются также бочонковидные кристаллы. Максимальный размер кристаллов достигает 7 см по оси С, средние размеры – 1-2 см. Кристаллы сапфира относительно равномерно распределены по жилам. В них они ориентируются хаотично: могут располагаться перпендикулярно, параллельно или под углом к контактам (рис. 2).



**Рисунок 2.** Образец сапфиринозного корундового плагиоклазита: синий – сапфир, серый- корунд, белый – плагиоклаз, коричневый – флогопит. Внизу сантиметровая линейка

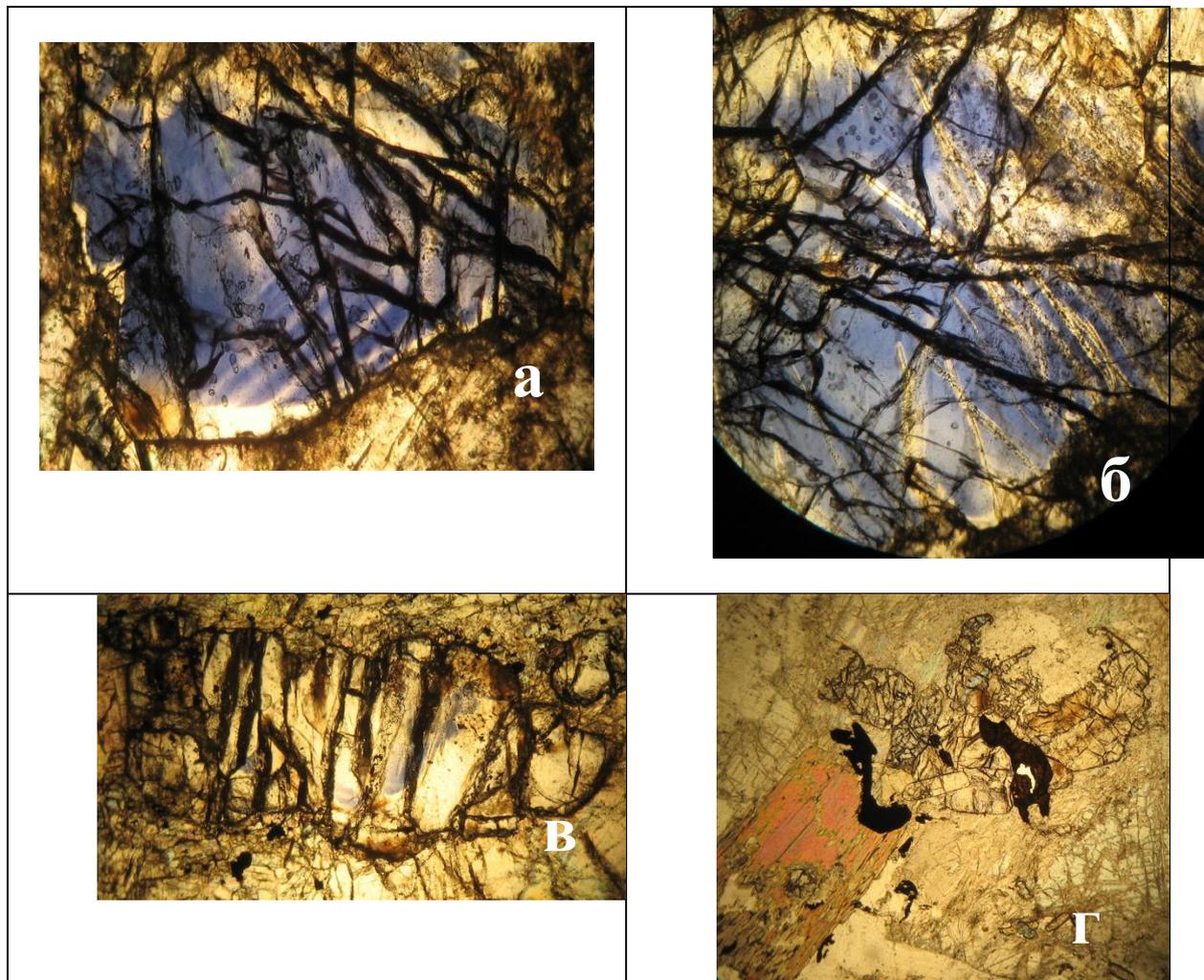
Флогопитовая зона является краевой эндоконтактовой зоной корундовых плагиоклазитов. Она контактирует с экзоконтактовыми энстатитовой, или когда последняя отсутствует с форстеритовыми зонами. Контакты резкие, иногда с зеркалами скольжения. Мощность зоны колеблется от долей до 50 см. Железистость флогопита варьирует от 2,6 до 5,3% (Литвиненко, 2007). Самой яркой зоной является корунд-плагиоклазовая (рис. 1). В стыках с сапфиром состав плагиоклаза близок к анортиту. При удалении от сапфира состав плагиоклаза уменьшается до 40% анортитовой молекулы. Некоторые плагиоклазы сильно сосюритизированы: по трещинам и в центральных частях зёрен. В некоторых жилах плагиоклаз включает обильное количество графита, который приводит к изменению цвета до чёрного. Количество сапфира и корунда может составлять до 80-90%. Окраска является крайне неравномерной. Наблюдаются равномерно окрашенные тёмно-синие, светло-синие и бесцветные разновидности. Равномерность окраски может изменяться в пределах зерна или шлифа (рис. 3а,б). В центральных частях бесцветных кристаллов наблюдаются очень мелкие синие зонки (рис. 3 в).

В шлифах из синего отчётливо проявляется плеохроизм от тёмно-синих к зелёным цветам. В некоторых случаях от синих через зелёные к светло-розовым. В крупных зёрнах по тонким не раскрытым трещинам наблюдается осветление с отложением микроскопических рудных минералов в осевых частях (рис. 3б). Наблюдаются полихромные кристаллы синие с бесцветным и синие с розовым. Часто наблюдается зональное и участковое распределение окраски (рис. 3).

Мы измерили показатели преломления 10 сапфировых кристаллов. Все замеры получились в следующих значениях:  $n_g = 1.770$ ,  $n_p = 1.762 \pm 0,002$ . Замерялись как синие, так и бесцветные индивиды. При этом оказалось, что показатели преломления синих и бесцветных корундов имеют одинаковые значения. В этой связи напрашивается вывод, что цвет синих корундов не влияет на показатель преломления. Это положение требует дальнейшего исследования.

В сапфирах наблюдается много неровных трещин отрыва и отдельности (рис. 3). В шлифах отмечаются очень мелкие, но многочисленные газовой-жидкие включения. Но

твёрдые включения чужеродных минералов отмечаются чрезвычайно редко, в отличие от метаморфогенного рубина в мраморах.



**Рисунок 3.** Неравномерная окраска, наблюдаемая в шлифах. Объектив х5, при одном николе: а – зональная окраска; б – жилки осветления, в осевых частях скопления рудных минералов; в – бесцветный корунд с синими пятнами; г – скелетный кристалл корунда в плагиоклазе, тёмное – рутил, призма – апатита, слева – коричневый флогопит

Микрозондовые анализы сапфиров (10 определений) показали в них следующие содержания, минимальное-максимальное, в мас. %: SiO<sub>2</sub> 0.09-0.38, TiO<sub>2</sub> 0.10-0.43, FeO 0.03-0.13, MnO 0.03-0.09, CoO 0.04-0.27, NiO 0.08-0.18, CaO 0.01-0.06, Na<sub>2</sub>O 0.04-0.19, K<sub>2</sub>O 0.02-0.04, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.06-0.15, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.05-0.16, CuO 0.06-0.14, ZnO 0.06-0.20, Ga<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0.01.

### **Выводы**

1) Нами впервые установлен химический состав синих сапфиров с месторождения Стаж 2. Состав минерала усложнён 14 химическими элементами. Несмотря на то, что сапфир является производным гранитов, в его составе установлена, наряду с гранитофильными элементами, группа базитофильных, в том числе хром – "антагонист" синего цвета. Выдвинуто предположение, что источником базитофильных элементов послужили вмещающие магнезитовые мраморы. 2) Твёрдые включения в сапфирах месторождения Стаж 2 практически отсутствуют в отличие от метаморфогенных рубинов в мраморах. 3) Показатели преломления не изменяются от бесцветных к синим сапфирам.

### **Библиография**

1. Буданова К.Т. *Метаморфические формации Таджикистана*. Душанбе: Дониш. 1991. 336 с. Желательно, чтобы список литературы состоял преимущественно из ссылок на научные статьи, в основном напечатанные в последнее десятилетие. Пожалуйста, убедитесь, что все цитаты имеют ссылки и наоборот в алфавитном порядке (в начале работы на русском языке, затем – в романском алфавите) и включают минимум 4 ссылки.
2. Литвиненко А.К. О взаимоотношениях корундовых плагиоклазитов и магнезиальных скарнов Юго-Западного Памира // *Известия АН СССР, Сер. геол.* 1991. № 5. С. 74–81.
3. Литвиненко А.К. *Минерогения драгоценных камней Нуристан-Южнопамирской провинции*. Germany: Palmarium academic publishing. 2012. 325 с.
4. Литвиненко Д.А., Литвиненко А.К. О биметасоматическом сапфире с месторождения Стаж-2, Юго-Западный Памир // *Минерально-сырьевая база алмаза, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче М.: ЦНИГРИ*. 2021. С. 88–91.

***О минералах цинка в рудоносных осадках гидротермального узла Победа (САХ)***

***Люткевич А.Д.\* (ФГБУН Геологический Институт РАН,  
nastyu.lyutkevich@mail.ru),***

***Габлина И.Ф. (ФГБУН Геологический Институт РАН, igabl@rambler.ru),***

***Дара О.М. (Институт океанологии им. П.П. Ширшова, olgadara@mail.ru)***

**Аннотация**

Исследован химический и минеральный состав рудоносных осадков гидротермального узла Победа (17°07,45′-17°08,7′с.ш. САХ). Установлены нетипичные для современных океанических осадков минералы цинка, представленные фосфатами цинка, цинкитом, виллемитом, ганитом(?).

**Ключевые слова**

Современные океанические осадки, рудоносные осадки, Срединно-Атлантический хребет, Мировой океан

**Источники финансирования**

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства образования и науки Российской Федерации (ГИН РАН, ИО РАН № 0128-2021-0006).

**Теория**

Исследован химический и минеральный состав металлоносных и рудоносных осадков гидротермального кластера Победа (17°07,45′-17°08,7′ с.ш. САХ), состоящего из рудных полей Победа-1, Победа-2 и рудопроявления Победа-3, по материалу, отобранному в рейсе № 37 НИС «Профессор Логачев», который проводился ФГУНПП «Полярная морская геологоразведочная экспедиция» в 2014-2015гг. Осадки отбирались телевизионным грейфером (g) и коробчатым пробоотборником (k) с глубины от 2208 м до 3106 м. Изучены колонки осадков станций 37L245g (рудное поле Победа-2) и 37L184k (рудное проявление Победа-3).

Химический силикатный анализ проб осадков выполнен фотометрическим, комплексометрическим и пламенным атомно-абсорбционным методами, спектральный анализ – эмиссионным спектральным и рентгено-спектральным методами [5].

Исследования минерального состава проведены комплексом методов: сканирующая электронная микроскопия и рентгеноспектральный микроанализ (аналитик В.О. Япаскурт), рентгеновская дифрактометрия (аналитик О.М. Дара), спектроскопия комбинационного рассеяния (аналитик В.Д. Щербаков) и дифрактометрия обратно рассеянных электронов (аналитик П.А. Сомов).

Особенностью минерального состава рудоносных осадков гидротермального узла Победа является присутствие редких минералов – цинкита  $Zn_{0,93-1,00}O_{0,91-0,95}$ , фосфатов цинка с идеальными формулами: тарбуттита ( $Zn_2[PO_4][OH]$ ), парагопеита ( $Zn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ ) и спенсерита ( $Zn_4(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$ ). Также идентифицированы

виллемит  $Zn_{1,41-1,84}Mg_{0,24-0,69}Si_{1,03-1,07}O_{3,75-3,90}$ , форстерит с примесью цинка  $Mg_{1,65}Zn_{0,37}SiO_{3,89}$ , ганит(?) ( $Zn_{0,80-0,88}Mg_{0,21-0,38}Al_{1,83-1,95}O_{3,77-3,93}$ ).

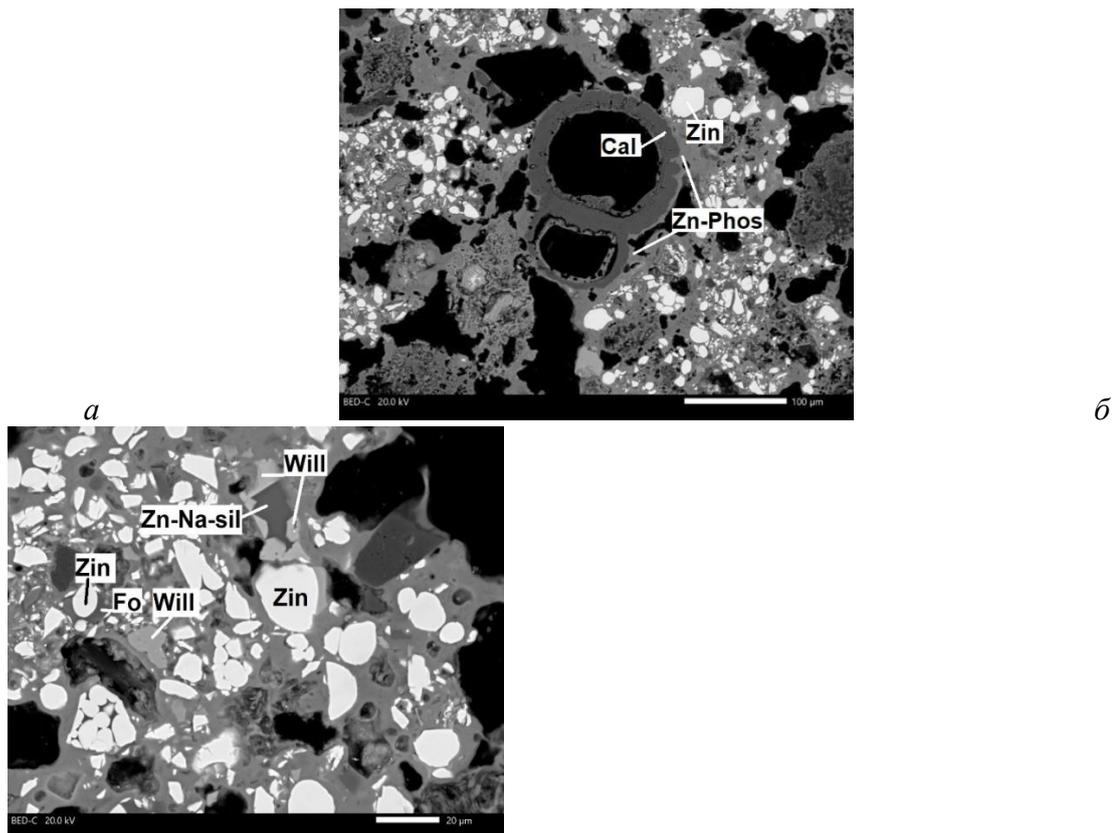
Фосфаты цинка встречаются в колонке 37L245g (рудное поле Победа-2, длина колонки 50 см) в интервалах 14–18 см и 35–38 см. Они образуют скопления в поровом пространстве, корочки на внешней поверхности кальцитовых раковин микроорганизмов, выделения на их внутренней поверхности в тонкой смеси с глинистыми минералами, и псевдоморфозы по раковинам (рис. 1 а). Практически всегда в них содержатся включения оксида цинка - цинкита. Фосфаты цинка в осадках ст. 37L245g отличаются высоким содержанием примесей - в среднем по 8 определениям (мас%): Fe – 1.56, Ca - 2.90, Mg – 1.38, Al – 2.85, Si – 1.67, что может быть связано с механическими включениями ассоциирующих минералов. В единичных случаях отмечаются (мас%) К (0.49) и С (1.42) [5].

Донные осадки гидротермального узла Победа характеризуются повышенным, относительно фонового (0.0п мас%), содержанием фосфора - до 0.1-0.4% и положительной корреляционной связью между Р и Zn [5]. Это нашло отражение в минеральном составе осадков в виде идентифицированных нами фосфатов цинка.

Фосфаты цинка - редкие минералы, встречающиеся в зонах окисления полиметаллических месторождений [11, 12]. В изученных нами осадках Российского разведочного района САХ (гидротермальные поля Ашадзе, Краснов, Зенит-Виктория, Петербургское, узел Победа) фосфаты представлены редкими зернами апатита (от единичных знаков до 1.6%, иногда до 3% тяжелой фракции). Фосфат цинка состава (мас%): Zn - 48.58, Fe - 5.97, Ca - 2.44, P - 12.41, O - 30.60 был установлен электронно-зондовым анализом в образцах сульфидных руд поля Победа-1 в ассоциации с железистым сфалеритом, пиритом и сульфатами железа [4].

Источником фосфора большинство авторов считает биогенный материал отложений и/или обогащенную им морскую воду, однако установленная нами связь Р с Zn и рост его содержания вниз по разрезу осадков может быть признаком поступления фосфора, как и металлов, с гидротермальными флюидами из субстрата.

Другим редким минералом, впервые установленным в данном секторе САХ, является цинкит  $Zn_{0,93-1,00}O_{0,91-0,95}$ . Цинкит наблюдался в ассоциации с фосфатами цинка в виде мелких (до 20 мкм) выделений неправильной, реже изометричной округлой формы в поровых пространствах осадков(?), а также в корочках на поверхности кальцитовых раковин фораминифер (рис. 1 а, б). В нижнем горизонте (35–38 см) цинкит образует мелкие выделения в ассоциации с пиритом и фосфатом цинка на краях обломочных зерен эдафогенного происхождения. Встречаются сростания цинкита и цинксодержащего форстерита (рис. 1 б).



**Рисунок 1.** Фотографии прозрачно-полированных шлифов в отраженных электронах. Ст. 37L245g, инт. 14–18 см. (а) - каймы замещения биогенного кальцита (Cal) фосфатом цинка (Zn-Phos) и цинкит (Zin); (б) - агрегат силиката натрия-цинка (Na-Zn-Si) и виллемита (Will); зерна виллемита, цинкита, агрегат цинкита и цинкосодержащего форстерита (Fo).

Цинкит описан в Ангренском буроугольном месторождении [9], в рудах зоны окисления медно-колчеданных месторождений Южного Урала [2, 7]. Известны псевдоморфозы цинкита по сфалериту [6]. В океане цинкит установлен в донных осадках Тихого океана вблизи зоны Кларин [10], в гидротермально измененных рудоносных вулканических породах Японского моря [1]. В океанских образованиях он обычно ассоциирует с окси-гидроксидами Fe и Mn [10]. В изученных нами осадках гидротермального узла Победа цинкит также встречается в ассоциации с окси-гидроксидами и сульфатами Fe, минералами группы атакамита, фосфатами цинка в средней части колонки 37L245g [5]. В нижней части разреза к этому парагенезису добавляются в существенных количествах пирит и другие сульфидные минералы. Однако в изученной колонке отсутствует сфалерит, поэтому в данном случае мы не можем с уверенностью относить цинкит к продуктам его замещения.

Примесь цинка в форстерите достаточно редкое явление [3]. В горизонтах колонки 37L245g форстерит образует срастания с цинкитом. Возможно, примесь цинка можно объяснить «захватом» при измерении.

Виллемит с идеальной формулой  $Zn_2SiO_4$  представлен угловатыми изометричными выделениями размером до 10 мкм в матрице из фосфатов цинка. Также виллемит наблюдается в виде агрегатов с силикатом натрия и цинка. Размер таких образований до 20 мкм (рис. 1 б).

Замещающийся гидроксидами железа виллемит был встречен в железомарганцевых корках гидротермального поля Ашадзе-2 (САХ) [8].

Ганит(?) с теоретической формулой  $(Zn, Mg) Al_2O_4$  образует отдельные зерна или их скопления, размером до 10 мкм, в матрице из фосфатов цинка.

Появление этих редких минералов свидетельствует о необычных геохимических условиях рудообразования в зоне гидротермального узла Победа, требующих дальнейших исследований в этом направлении.

### **Выводы**

Идентифицированы и описаны редкие минералы цинка (фосфаты цинка, цинкит, виллемит, ганит(?), цинксодержащий форстерит), большая часть которых впервые установлена в донных осадках Срединно-Атлантического хребта.

Появление этих редких минералов свидетельствует о необычных геохимических условиях рудообразования в зоне гидротермального узла Победа, требующих дальнейших исследований в этом направлении.

### **Благодарности**

Авторы выражают благодарность сотрудникам лаборатории электронографии Института Кристаллографии им. А.В. Шубникова (ФНИЦ «Кристаллографии и фотоники») РАН за помощь в подготовке образцов для проведения дифракционных исследований; аналитикам – за помощь в проведении исследований и интерпретации полученных результатов.

### **Библиография**

1. Астахова Н.В., Колесник О.Н., Съедин В.Т. Рудная минерализация в вулканических породах подводных возвышенностей Японского моря // Геохимия, 2014, № 2, с. 158–177
2. Блинов И.А. Гипергенные минералы цинка на сульфидных месторождениях Южного Урала // автореферат кандидатской диссертации, 2016.
3. Власов Е.А. Учебный курс «Минералогия». М.: геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова. 2010.
4. Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Лайба А.А. и др. Особенности сульфидных руд гидротермального узла Победа (17°07′-17°08′с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Литология и полезные ископаемые. 2018. №6. с. 475-500.
5. Габлина И.Ф., Добрецова И.Г., Попова Е.А. и др. Минеральный состав и геохимическая зональность донных осадков гидротермального узла Победа (17°07.45′с.ш. - 17°08.7′с.ш. Срединно-Атлантического хребта) // Литология и полезные ископаемые. 2021, № 2, стр. 101-121.
6. Живописцев В.П., Селезнева Е.А. Аналитическая химия цинка. М. «Наука», 1975, с. 201
7. Зайков В.В., Масленникова С.П. О строении и составе зоны окисления Гайского медноколчеданного месторождения // Минералы и минеральное сырье Урала. Екатеринбург: УрО РАН. 1992. с. 99–117.

8. Мусатов А.Е., Шиловских В.В., Маковиз А.М., Сергеева И.А. Особенности минерального состава гидротермальных корок поля Ашадзе-2 (САХ). Сборник тезисов VII Молодежной конференции «Новое в геологии и геофизике Арктики, Антарктики и Мирового океана», СПб, 9-11 июня 2021.

9. Николаева Э.П. О колломорфном цинките из ангренских углей. ДАН УзССР, 1968.

10. Штеренберг Л.Е., Воронин Б.И. Обломки цинкита (ZnO) в осадках станции 655 (северо-восток Тихого океана) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1990. № 59. с. 129-135.

11. Яковенчук В.Н., Пахомовский Я.А., Паниковровский Т.Л. и др. Новые фосфаты из зоны окисления Кестёрского месторождения (Якутия, Россия) // Материалы Юбилейного съезда РМО «200 лет РМО». СПб. Т. 2. 2017. с. 358-360.

Spencer L.J. On Hopeite and other zinc phosphates and associated minerals from the Broken Hill mines, North-Western Rhodesia // Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society, V. 15, Issue 68. April 1908, p. 1-38.

***Редкометальная составляющая бокситов месторождения Центральное  
(Сибирская платформа)***

***Макарова М.А.\* (ИГЕМ РАН, МГУ имени М.В. Ломоносова,  
frolikovam@gmail.com),***

***Боева Н.М. (ИГЕМ РАН, boeva@igem.ru), Слукин А.Д. (ИГЕМ РАН,  
slukin@igem.ru), Шупилова Е.С. (ИГЕМ РАН, lenusik.shipilva@rambler.ru), Лопухин  
М.А. (ФБУ «ГКЗ», lopuxin\_max@mail.ru)***

**Аннотация**

Определены содержания РЗЭ в бокситах месторождения Центральное Чадобецкого поднятия. Показано, что месторождения данного типа могут быть высококорентабельными для извлечения РЗЭ. Полученные результаты состава гипергенных минералов редких и РЗЭ, присутствующих в бокситовых рудах, могут иметь прикладное значение в выборе наиболее рациональных методов обогащения низкокачественных бокситов, в подготовке схемы попутного извлечения полезных компонентов, в том числе микроэлементов (REE).

**Ключевые слова**

боксит, латеритная кора выветривания, гиббсит, редкие и редкоземельные элементы

**Источники финансирования**

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

**Теория**

Месторождения бокситов, традиционно являвшиеся основным источником алюминия, в последнее время стали объектами пристального внимания из-за значительного содержания в них редкоземельных элементов (РЗЭ) – лантаноиды + Sc + Y. Как правило, бокситы не рассматриваются как потенциальный источник РЗЭ. Это отчасти связано с тем, что алюминий и галлий, извлекаемые из бокситов, представляются более важными, а отчасти с тем, что содержание РЗЭ в бокситах недостаточно изучено и они встречаются не во всех бокситах. Тем не менее, для ряда бокситовых месторождений характерны повышенные содержания РЗЭ, и таким образом они смогут быть альтернативными источниками РЗЭ (рис. 1).

Многие месторождения карстовых бокситов относительно обогащены РЗЭ, и часто их концентрации являются экономически выгодными в качестве побочных продуктов производства глинозема. В месторождения карстовых бокситов Китая концентрации РЗЭ варьируются в широких пределах, от 17 до 3610 г/т РЗЭ (Li et al., 2013). По данным, полученным китайскими геологами, пригодными для переработки рудами являются коры выветривания с содержанием РЗЭ всего 500 г/т. Карстовые бокситы Лас-Мерседес

в Доминиканской Республике считаются одним из самых богатых РЗЭ месторождений своего типа, содержания РЗЭ превышает 1500 г/т (Тогто, 2017).

В России повышенной редкометаллоносностью характеризуются бокситы Северо-Уральского (СУБР) и Южно-Уральского (ЮУБР), Северо-Онежского районов, а также бокситы Среднего Тимана, где выявлен разнообразный комплекс редких металлов (Ga, Sc, Y, Cd, V, РЗМ).

В бокситах Тимана содержания РЗМ варьируют от 33 до 1007 г/т, на Сосьвинском месторождении содержание скандия достигает 72,65 г/т (Ключарев, 2019). Средние содержания РЗМ в бокситах Ворыквинской площади 600 г/т, достигая 3800 - 7900 г/т (Bao and Zhao, 2008).

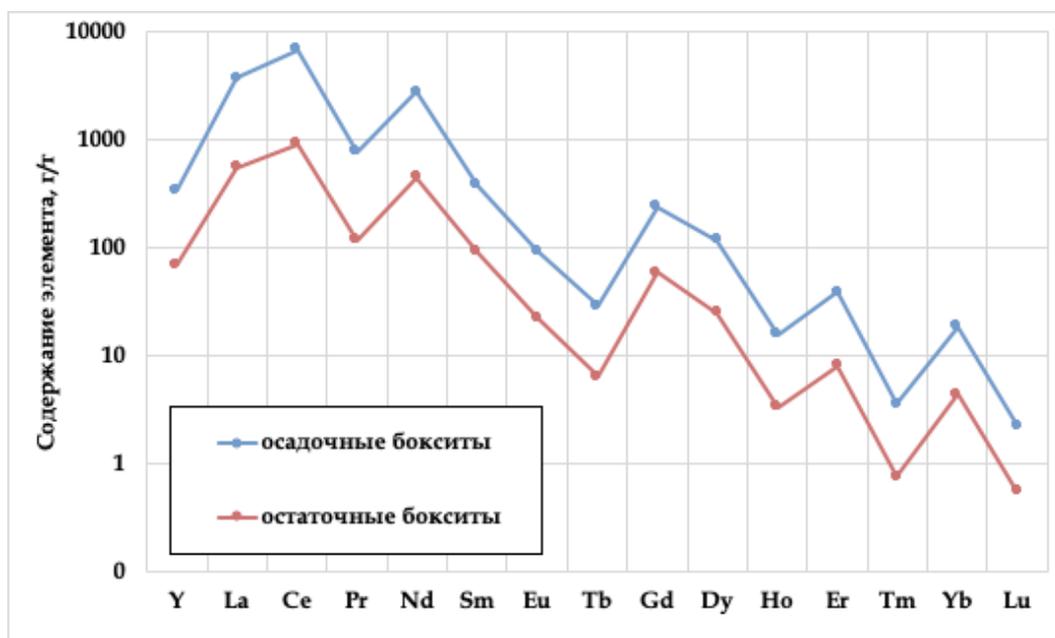
Растущий спрос побуждает правительства и горнодобывающие компании многих стран способствовать продвижению разведки РЗЭ в широком спектре нетрадиционных типов гонных пород, включая осадочные и остаточные коры выветривания. Например, в последние годы красные шламы стали рассматриваться как возможное сырье для получения комплекса металлов, в том числе и редкоземельных. После извлечения глинозема из тиманских бокситов, до 90% ниобия и РЗМ вместе со скандием независимо от минерального состава исходного сырья формы нахождения в них названных металлов, концентрируется в красных шламах. Известны возможные технологические решения для практически безотходной утилизации «красного шлама» (Патенты РФ № 2140998, 2147622).

Нашей целью является исследование РЗЭ в бокситах месторождения Центральное Чадобецкого поднятия. Бокситы Центрального месторождения образовались по кварц-мусковит-полевошпатовым сланцам, пронизанным комплексом щелочных ультраосновных пород, в том числе в виде карбонатитовых тел различной морфологии. Карбонатиты Чадобецкого поднятия имеют промышленные концентрации редких и РЗЭ (Слукин, 1973). В процессе латеритизации в бокситах образовались уникально высокие концентрации РЗЭ, что позволяет рассматривать их как комплексное сырье. На месторождении присутствуют как исходные, остаточные латеритные бокситы, так и продукты их переотложения, латеритно-осадочные бокситы. Мощные останцы (до 8,5 м) латеритизированных пород сохранились *in situ*, а в эрозионных депрессиях, в бассейнах аккумуляции и перекрывающих почвах обнаружены их обильные латеритные обломки, состоящие из псевдоморфных латеритов по всем подстилающим породам. Осадочно-латеритные бокситы Центрального месторождения являются продуктом латеритного выветривания всех пород, слагающих северный купол Чадобецкого поднятия, их частичной денудации и аккумуляции в эрозионных депрессиях.

Было отобрано и изучено около 300 образцов бокситов из скважин и обнажений Центрального месторождения. Химический состав бокситов определен с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios «RANalytical», а также масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой серии XII ICP-MS Thermo Scientific.

Содержание  $Al_2O_3$  в двух разновидностях латеритизированных пород заметно не отличается и составляет от 30 до 50 масс. %. Если  $SiO_2$  в бокситах *in situ* колеблется в пределах 1.4-1.8 масс. %, то в осадочных – 2.5-4.9, а в отдельных пробах достигает 16.92-34.4 масс. % за счет присутствия кремнийсодержащих минералов. В остаточных *in situ*

бокситов также наблюдается повышенное содержание  $TiO_2$ . Для осадочно-латеритных бокситов в целом характерны повышенные содержания РЗЭ по сравнению с остаточными бокситами (рис. 1).



**Рисунок 1.** Средние содержания редкоземельных элементов в бокситах

Содержание  $\Sigma REE$  колеблется от 574 г/т до 22540 г/т в осадочно-латеритных бокситах, и от 1424 г/т до 3338 г/т для остаточных *in situ*. Содержание  $\Sigma REE$  увеличивается с увеличением содержания La, Ce и Nd.

Для самых высококачественных бокситов, с содержанием  $Al_2O_3$  более 50% наблюдаются резкие минимумы (более чем на порядок) в суммарном содержании РЗЭ. Подстилающие глинистые породы как для остаточных бокситов *in situ*, так и для осадочно-латеритных очень близки по содержанию РЗЭ, что говорит о их одинаковом генезисе. Содержания РЗЭ для всех глин близко к содержанию в осадочно-латеритных бокситах, то есть они также обогащены редкоземельными элементами.

В бокситообразовании осадочно-латеритных бокситов большую роль играет тонкодисперсное и коллоидное вещество. Бокситы являются суммарным продуктом латеритного выветривания всех горных пород, слагающих северный купол Чадобецкого поднятия, их частичной денудации и аккумуляции в эрозионных депрессиях. Выявленные формы минералов РЗЭ характеризуют их гипергенную природу (Боева и др., 2021). Гипергенные минералы РЗЭ, находившиеся в латеритах в виде рыхлых дисперсных скоплений, при денудации были рассеяны в осадочно-латеритных бокситах, их локальные концентрации стали меньше, но в целом они обогатили их. Источником этих образований являются карбонатиты, с которыми связано ниобий-редкометальное месторождение Чуктукон.

## **Выводы**

При правильно подобранной схеме обогащения, месторождения данного типа могут быть высокорентабельными. Представляется, что полученные результаты детального изучения морфологии и состава гипергенных минералов редких и РЗЭ, присутствующих в бокситовых рудах, будут иметь прикладное значение в выборе наиболее рациональных методов обогащения низкокачественных бокситов, в подготовке схемы попутного извлечения полезных компонентов, в том числе микроэлементов (REE).

## **Библиография**

1. Боева Н.И., Слукин А.Д., Шипилова Е.С. и др. Редкие и редкоземельные элементы в латеритизированных бокситах Чадобецкого поднятия (Сибирская платформа) // ДАН. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 500, № 1, С. 17–25
2. Лихачев, В.В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Сыктывкар: Коми научный центр УрО РАН, 1993. — 224 с.
3. Ключарев Д.С. К вопросу о редкоземельной составляющей бокситов республики Коми /в сборнике: Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Материалы XVII Геологического съезда Республики Коми. 2019. С. 189–192.
4. Слукин А.Д. Коры выветривания и бокситы Чадобецкого поднятия. М.: Наука, 1973. 127 с.
5. Zhiwei Bao, Zhenhua Zhao. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. // Ore Geology Reviews 33. — 2008. — P. 519–535. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2007.03.005>
6. Zaihui Li, Jun Din, Jinsha Xu et al. Discovery of the REE minerals in the Wulong–Nanchuan bauxite deposits, Chongqing, China: Insights on conditions of formation and processes // Journal of Geochemical Exploration 133. — 2013. — P. 88–102. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.06.016>
7. Klyucharev D.S., Volkova N.M., Komyn M.F. The problems associated with using non-conventional rare-earth minerals // Journal of Geochemical Exploration 133. — 2013. — P. 138–148. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.03.006>
8. Torró L., Proenza J.A., Aiglsperger T. et al. Geological, geochemical and mineralogical characteristics of REE-bearing Las Mercedes bauxite deposit, Dominican Republic // Ore Geology Reviews 89. — 2017. — P. 114–131. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.06.017>

***Особенности осадконакопления и реконструкция питающих провинций на примере Ветреного пояса***  
***Межеловская С.В. \*.\* (Геологический институт РАН,***  
***(mezhelsofya@gmail.com), Межеловский А.Д. (Российский государственный геологоразведочный университет им. Серго Орджоникидзе, (geoson@yandex.ru)***

**Аннотация**

На юго-востоке Фенноскандии, на рубеже 2,4 млрд лет в результате рифтогенеза заложилась структура Ветренный пояс. В результате растяжения и прогибания земной коры происходило интенсивное разрушение раннее сформированных комплексов и дальнейший снос кластики в образовавшийся прогиб. Комплексное изучение метаосадков на основе петрографии, геохимии и изотопной геохронологии позволили установить условия их седиментации и реконструировать питающие провинции, которыми оказались палео-мезо-неоархейские комплексы Карельской гранит зеленокаменной области.

**Ключевые слова**

Метаосадки, геохимия, изотопная геохронология, питающие провинции

**Теория**

К началу раннепротерозойского времени на территории Фенноскандинавского щита уже была сформирована консолидированная кора, представленная архейскими магматическими и осадочно-вулканогенными комплексами. Тектоническое течение и компенсация деформаций сжатия привело к формированию протяженных разломов северо-западного простирания в условиях растяжения. В результате этих процессов территория Фенноскандинавского щита испытала деструкцию и на месте образовавшихся разрывов были заложены рифтогенные прогибы – Печенга-Имандра-Варзугский, Пана-Куолаярвинский, Шомбозерско-Лехтинский и Ветренный пояс. Начало рифтогенеза в данном регионе ознаменовано крупным импульсом мантийного магматизма в интервале 2,5-2,4 млрд лет. В вышеуказанных прогибах формируются осадочно-вулканогенные комплексы, а по периферии происходит внедрение крупных расслоенных интрузий и дайковых роев габбро-перидотитового и габбро-долеритового состава, тяготеющих к структурообразующим разрывам северо-западного простирания.

Раннепротерозойская структура Ветренный пояс, расположенная на юго-востоке Карельского кратона, является пограничной между Беломорским подвижным поясом и Карельской гранит зеленокаменной областью. Пояс образован чередованием осадочных и вулканогенных толщ, погружающихся под углами 20-40° в северо-восточном направлении. Протяженность его в пределах Фенноскандинавского щита составляет 250 км при ширине от 15 до 85 км.

Осадочно-вулканогенный комплекс Ветреного пояса разделяется на шесть свит (снизу вверх): токшинская- кварциты с базальными конгломератами в основании; киричская - миндалекаменные метабазальты, метандезибазальты, туфы с горизонтами метатуфоконгломератов; калгачинская - метаконгломераты; кохозерская -

метапесчаники, метакarbonаты с горизонтами метатрахибазальтов; виленгская - металевролиты, метаргиллиты, горизонты кремнистых пород, кварциты; свита ветренный пояс - коматиитовые метабазальты и их туфы.

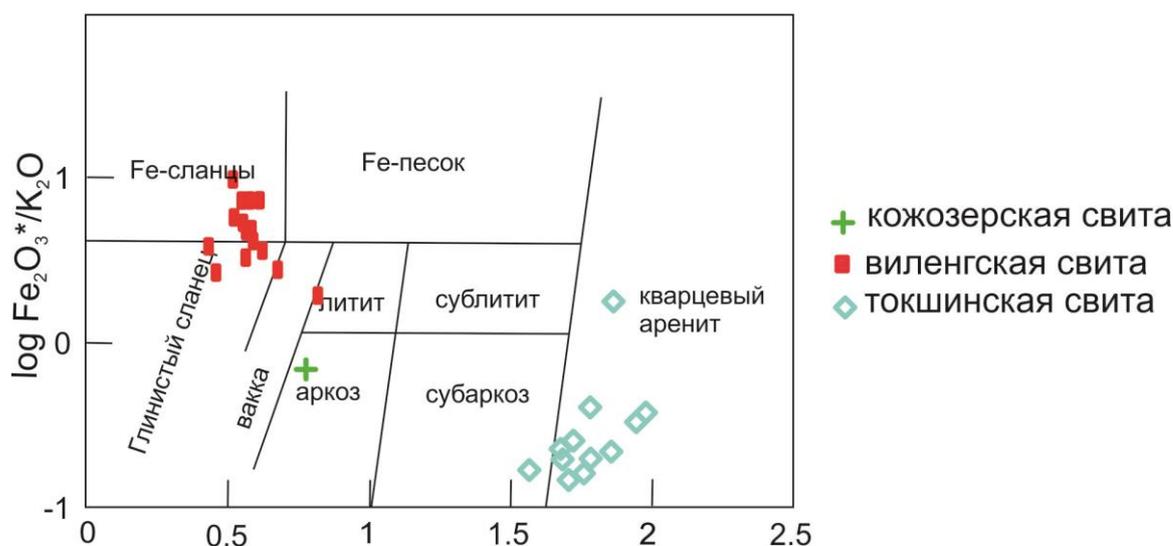
В настоящей работе авторы уделили внимание осадочной составляющей компоненте. Разрез Ветренного пояса начинается с *токшинской свиты*, которая сложена терригенными образованиями – кварцитами, кварцевыми гравелитами, аркозовыми и полимиктовыми кварцитопесчаниками. На размытой поверхности архейских плагиогранитоидов залегают несортированные полимиктовые конгломераты; состав обломков преимущественно гранитоидный, цемент – кремнистые алевролиты и аргиллиты. Основная часть разреза представлена молочно-белыми, сильно рассланцованными кварцитами. По данным предшественников в ряде обнажений наблюдаются крутопадающие косослоистые серии до 60 градусов и знаки ряби. Помимо кварца в породах присутствуют серицит, гематит, эпидот, фуксит (первые проценты). Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 1,5 км в восточной части пояса. На основе петрогеохимических данных породы отвечают силицитам, являются рециклированными, что подтверждается на диаграммах  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$  [2]. На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3-(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O})-\text{K}_2\text{O}$  [4] точки располагаются близко к области иллита. На диаграмме  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)-\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$  [3], точки составов попадают в поля преимущественно кварцевых аренигов (рис.1). Все вышеописанные характеристики указывают на прибрежно-морские, мелководные условия осадконакопления и существенную переработку (рециклирование) обломочного материала за счет дальнего переноса при формировании пород токшинской свиты в результате нескольких циклов седиментации.

Породы *калгачинской свиты* представлены полимиктовыми конгломератами и песчаниками. Обломки конгломератов представлены в основном галькой гранитного, реже диоритового составов. Размер обломков варьируется по разрезу: внизу гальки небольшого размера (2-3 см), уплощенные (отношение длины к ширине составляет от 2 до 5). Вверх по разрезу размер галек увеличивается (до 7-10 см), форма приближается к сферической (отношение длины к ширине от 1,5 до 2). Изменение по разрезу формы галек может свидетельствовать о смене обстановки седиментации с континентальной (аллювиальной) на прибрежно-морскую. В составе обломков наблюдается: плагиоклаз, кварц, ортоклаз и слюды. Цемент конгломератов - кварцево-слюдистый с хлоритом. Мощность свиты не менее 100 м. Петрографо-геохимические характеристики галек отвечают плагиогранитам, гранитам, гранодиоритам и тоналитам. Содержания  $\text{SiO}_2$  находятся в интервале 67-76%.

Породы следующей *кожозерской свиты* имеют пестрый состав. В качестве базальных образований рассматривается пачка метапесчаников, метатуффигов и доломитов. Для средней части разреза характерно переслаивание метапесчаников, туффигов, карбонатных и основных эффузивных пород. Верхи разреза представлены темными и светлыми слоистыми доломитами и мергелями. По зеленым сланцам развита биотитизация, в карбонатах развиты низкотемпературные амфиболы, встречается кварц и полевые шпаты, данные породы можно отнести к карбонат-силикатным сланцам. Трахибазальты сложены крупными выделениями роговой обманки, плагиоклаза и биотита. Кварциты представлены полимиктовыми разностями, встречаются обломки кислых пород, основные минералы: кварц, полевой шпат, микроклин, мусковит, в подчиненном количестве находится эпидот. Взаимоотношения с подстилающими

породами не установлены. Общая мощность кожозерской свиты оценивается в 400-600 м. Петрогеохимически породы отвечают силицитам – содержания  $\text{SiO}_2$  до 75%. На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -( $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ )- $\text{K}_2\text{O}$  [4] породы характеризуются низкой степенью выветривания и зрелости. На диаграмме  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$  [3], точки составов попадают в поле аркозов (рис.1).

Главной разновидностью пород *виленгской свиты* являются черные и темно-серые метапесчаники, метаалевролиты и сланцы по аргиллитам. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют сланцы по туфам основного состава и линзовидные пласты кремнистых пород. Для некоторых уровней разреза темный цвет пород обусловлен тончайшим распределением углеродистого вещества. В верхней части разреза появляются олигомиктовые кварцитоесчаники. Для аркозовой части разреза типичными минералами является, кварц, плагиоклаз, серицит, мусковит, из аксессуарных рутил, сфен и рудный минерал, породы интенсивно рассланцованы. В метаалевролитах наблюдается мелкая ритмичная слоистость, размер ритмов не превышает 1 см., достоверно диагностируется кварц, слюда и темноцветный минерал возможно отвечает пироксену. Взаимоотношения с подстилающими породами кожозерской свиты согласные. Общая мощность свиты в районе оз. Кожозеро – 1200-1500 м. По содержанию  $\text{SiO}_2$  породы являются высококремнистыми (до 78%). На диаграмме  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -( $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}$ )- $\text{K}_2\text{O}$  [4] породы слабо изменены. Степень зрелости и выветривания низкая. На диаграмме  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$  [3], точки составов попадают в поле лититов (рис.1).



**Рисунок 1.** Положение фигуративных точек составов метаосадков на диаграмме  $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  -  $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3^*/\text{K}_2\text{O})$  (Herron, 1988)

Формирование всех метаосадков происходило в мелководных прибрежно-морских условиях на что указывают отношения железа к марганцу  $\text{Fe}/\text{Mn}$  60-130. Положительная корреляция на графиках ТМ-ЖМ наблюдается только для пород виленгской свиты, что может указывать на ее происхождение из петрогенных пород. Реконструкция состава питающих провинций указывает на преобладание в области сноса пород кислого состава, однако к верхам разреза существенный вклад привнесли комплексы основного и среднего состава. Реконструкция геодинамической природы питающих провинций показала, что точки составов метаосадков попадают в поля активных и пассивных

континентальных окраин, а также внутриконтинентальных обстановок. Торий урановые отношения для всех свит превышают 3,8, что может указывать на формирование метаосадков за счет разрушения продуктов верхней континентальной коры. По ряду элементов таких как хром, никель, кобальт, ванадий в породах виленгской свиты есть существенные превышения, что указывает на участие в процессе формирования осадков материала основного состава.

Отдельно стоит рассмотреть геохимические характеристики и возможные источники сноса для грубообломочных пород калгачинской свиты. По составу на классификационных диаграммах точки составов выделенных галек отвечают гранитам, гранодиоритам, тоналитам и диоритам, аналогичный состав имеют гранитоиды Шилосского массива. Идентично и распределение редкоземельных элементов. Подавляющее большинство цирконов из галек метаконгломератов укладывается в возрастной интервал 2840-2885 млн лет, возраст гранитоидов Шилосского массива оценивается в 2853 млн лет [1], что достаточно близко.

Из всех трех свит, включая гальки метаконгломератов калгачинской свиты были выделены зерна детритового циркона и проведено изотопно-геохронологическое изучение. Конкордантные возраста для пород токшинской свиты укладываются в интервал 2720-2885 млн лет с двумя пиками – 2758 и 2845 млн лет. Второстепенные пики лежат в интервале 2880-2984 млн лет. Единичные зерна имеют более древние возраста 3148, 3257, 3268 и 3364 млн лет. В терригенных породах кожозерской свиты основная часть зерен детритового циркона имеет возраст в интервале 2736-2880 млн лет с пиками 2769 и 2795 млн лет. В кварцитах виленгской свиты табличный возраст укладывается в интервале 2712-2944 млн лет с одним пиком – 2820 млн лет. Самые древние зерна циркона показали 3014 и 3094 млн лет. Детальный анализ полученных возрастов с имеющимися опубликованными данными позволил предположить, что метаосадки Ветреного пояса формировались за счет разрушения близ расположенных комплексов Карельской гранит-зеленокаменной области.

### **Выводы**

Процесс накопления осадочных последовательностей Ветреного пояса происходил в спокойной мелководной прибрежно-морской обстановке в континентальных условиях. В составе питающих провинций при формировании кластических пород различных уровней разреза, преобладал смешанный источник с преобладанием провинции кислого состава. Геохимическая специфика областей сноса сопоставима с породами верхней континентальной коры. Анализ изотопных возрастов обломочного циркона из псаммитовых пород и сопоставление возрастов по обрамляющим пояс структурам, позволил предположить, что основными областями сноса служили комплексы пород Сумозерско-Кенозерской структуры, ТТГ гнейсы Водлозерского блока, гранитоиды Шилосского типа и поздние гранитоиды Каменноозерской структуры.

### **Библиография**

1. Мыскова Т.А., Житникова И.А., Львов П.А. Позднеархейский среднекислый магматизм Южно-Выгозерской и Каменноозерской зеленокаменных структур Центральной Карелии // Стратиграфия. Геол. корр. 2015. Т. 23. № 4. С. 3-27.
2. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, J. Geol., 1983. 91: P. 611–627.

3. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820–829

4. Nesbitt H.W., Young G.M. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. J. Geol. – 1982. -48. - P.1523 - 1534.

***Вещественные особенности ультракалийевых пород участка Калюмный  
Сыннырского массива (Северное Прибайкалье)***

***Милаушкин М.В. (АК «АЛРОСА» (ПАО), ИГМ СО РАН,  
milaushkin1997@mail.ru)***

**Аннотация**

Приведены результаты изучения щелочных ультракалийевых пород участка Калюмный (Сыннырский массив). Изучены петрографические особенности пород. Исследован их химический и минеральный составы. Установлено, что составы темноцветных и аксессуарных минералов в различных породах участка практически идентичны, что свидетельствует о близких условиях кристаллизации пород. Химические составы пород в ряду биотитовый пироксенит – шонкинит – часть щелочных сиенитов, образуют единый эволюционный тренд. Это дает основание предполагать, что породы формировались из родоначального расплава, в процессе кристаллизационной дифференциации. Получены данные о распределении редких и редкоземельных элементов в породах участка. Породы характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами, что связано с их накоплением в аксессуарных минералах, в первую очередь в апатите. Характер геохимических спектров распределения редких и редкоземельных элементов в породах участка схож, что может свидетельствовать об их генетическом родстве.

**Ключевые слова**

Сынныриты, Сыннырский массив, ультракалийевые, псевдолейцит

Сыннырский массив – уникальный и самый большой в мире ультракалийевый массив миаскитового химизма. Площадь массива почти 600 км<sup>2</sup> (Архангельская, 2014). По геофизическим и геологическим представлениям массив имеет форму лакколита. Возраст массива по разным оценкам составляет (330 – 287 млн лет), что не позволяет уверенно говорить о его возрасте. В работе (Избродин, 2017) показано, что возраст кристаллизации циркона из нефелиновых сиенитов Сыннырского массива составляет 289,5±3,5 млн лет (Избродин, 2017). В химическом составе сынныритов отмечается (мас. %): 52-53 SiO<sub>2</sub>, до 22-25 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и 17-19 K<sub>2</sub>O (Панина, 2019).

В работе использованы образцы щелочных пород, отобранные во время геологических экспедиций лаборатории щелочных пород ИГХ СО РАН (г. Иркутск) на Сыннырский массив с непосредственным участием автора. Для петрографического исследования шлифов использованы оптические микроскопы Olympus BX51 и ZEISS Primotech с функцией проходящего и отраженного света. Определение пороодообразующих элементов проведено с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на многоканальном рентгеновском спектрометре – СРМ-25 (ИГХ СО РАН). Химический анализ минералов был получен с помощью электронно-зондового микроанализатора JXA-8230 в ИГМ СО РАН, г. Новосибирск и с помощью энергодисперсионного спектрометра (ЭДС) на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) MIRA 3 LMU (Tescan Orsay Holding). Препараты для анализа были изготовлены как в виде шашек из эпоксидной смолы с вмонтированными минеральными зёрнами, так и в виде плоскополированных шлифов. Определение содержаний рассеянных элементов

проведено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) на приборе ELEMENT2 (ИГХ СО РАН).

### **Петрография и описание образцов**

Сынныриты сложены в основном агрегатом псевдолейцита (червеобразные, симплектитовые срастания кальсилита с КПШ) (Хантургаева, 2013), второстепенными минералами в породе выступают биотит, КПШ и незначительное количество апатита и магнетита. Нефелиновые сиениты – преимущественно сложены КПШ, нефелином, по которому часто развивается либнерит, отмечаются незначительные количества апатита и магнетита. Щелочные сиениты – массивные, средне-крупнозернистые породы, основная масса которых представлена КПШ, в подчиненном количестве присутствует клинопироксен, акцессорные титанит, апатит, магнетит. Лампрофир представляет собой полнокристаллическую, тонкозернистую породу, преимущественно сложенную КПШ, биотитом и клинопироксеном, характерно существенное содержание апатита и незначительные количества титанита и магнетита. Шонкинит является полнокристаллической среднезернистой породой, преимущественно сложенной КПШ, клинопироксеном и биотитом. В шонкинитах отмечается наличие нефелина, который часто замещен вторичным мусковит-либнеритовым агрегатом. В незначительном количестве присутствует магнетит и апатит.

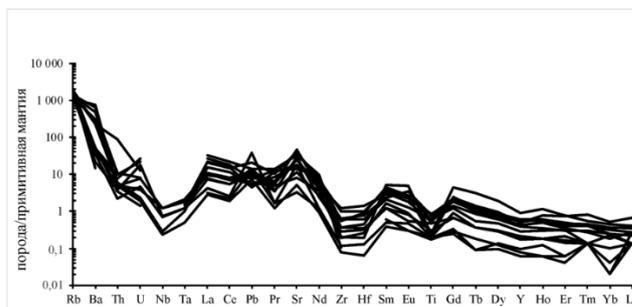
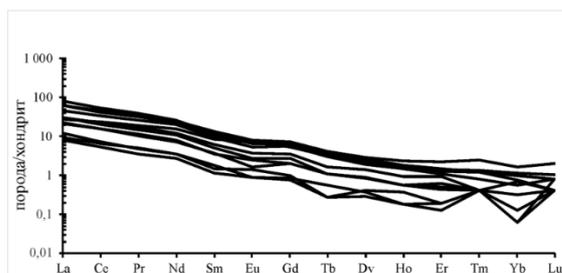
### **Химический состав минералов**

Пироксены по составу относятся к группе Ca-Mg-Fe пироксенов и отвечают диопсидам с небольшой долей эгиринового минала. Слюды представлены железистым биотитом, а в породах, содержащих нефелин, образуются по нефелину - кальсилиту и являются, по-видимому, мусковит-либнеритами. Калиевый полевой шпат в лампрофирах представлен микроклином со значительной долей альбитового минала от 41 до 50 %, в шонкинитах до 20 %. В щелочных сиенитах и сынныритах КПШ наиболее чистого состава, содержит 15-17 %  $K_2O$ , почти не содержит  $Na_2O$  (0-0,1 %), при этом отмечается небольшое количество железа 0,1-0,4 %. Иногда содержит барий до 1,5 %. Состав кальсилита выдержанного состава. Средние содержания (в мас. %): калия – 31, алюминия – 30, железа – 1-2. Нефелин, как и кальсилит встречается в сынныритах. В остальных породах фельдшпатоид представлен только нефелином. Гранат в породах участка представлен андрадитом с незначительной долей гроссулярового минала. Рудные минералы представлены магнетитом, его состав мало чем отличается в различных породах участка. Апатит относится к группе фторапатитов, содержит от 1,13 до 1,65 мас. % стронция и от 0,1 до 0,78 мас. % цериевых редких земель, что вероятней всего является причиной фракционирования апатитом легких REE и стронция. Титанит присутствует во всех породах участка, имеет выдержанный состав и в среднем соответствует формуле  $Ca_{0,96}Fe^{3+}_{0,05}Al_{0,07}Ti_{0,90}Si_{1,02}O_{4,98}$

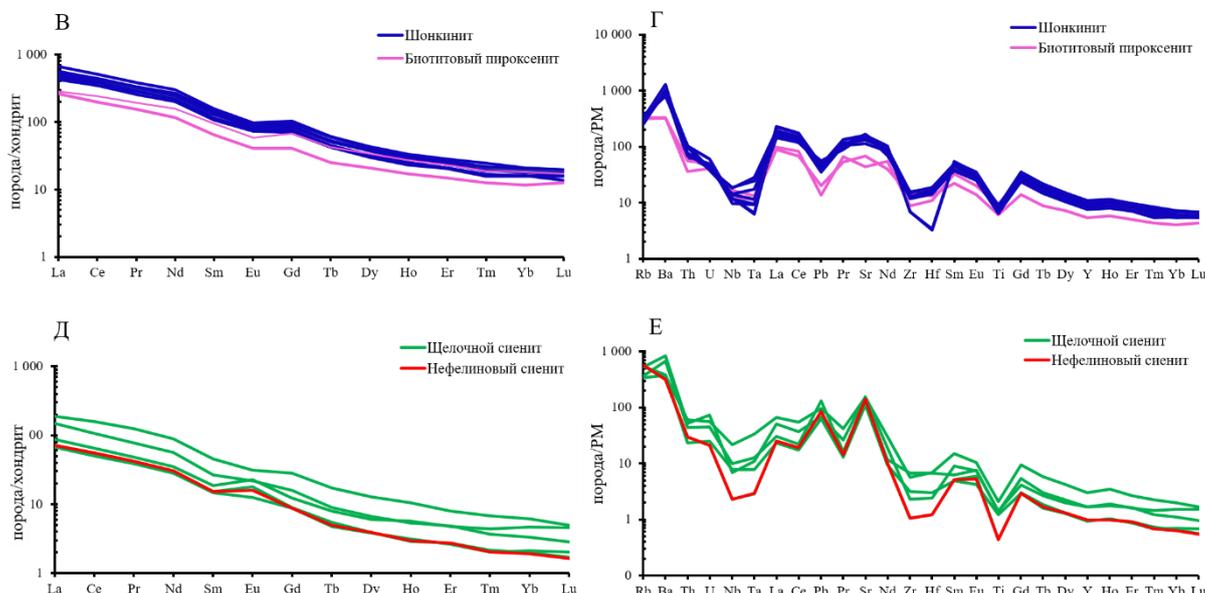
**Петрохимические особенности пород.** На диаграмме  $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$  составы пород участка укладываются в границы от ультраосновных до средних. Классификационная диаграмма  $(Na_2O+K_2O)-CaO/SiO_2$  указывает на принадлежность изучаемых пород к щелочной серии. По индексу насыщения алюминием (ASI) лейкократовые разновидности пород являются ультраглинозёмистыми

(плюмазитовыми), в то время как меланократовые метаглиноземистыми. На диаграмме  $(FeO_{total}/FeO_{total}+MgO)/SiO_2$  меланократовые разновидности пород относятся к магнезиальным, а лейкократовые к железистым. Коэффициент алкаитности ( $Ka = (Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$ ) для всех разновидностей пород меньше 1, в среднем в сынныритах  $Ka = 0,91$ , нефелиновых и лейцит-нефелиновых сиенитах (0,77), щелочных сиенитах (0,86), шонкнитах (0,80), биотитовых пироксенитах (0,76), что свидетельствует о миаскитовой природе пород. По содержанию  $K_2O$  (мас. %) все породы являются ультракалиевыми. В сынныритах содержание  $K_2O$  изменяется в пределах от 15,74 до 19,88 мас. %, при этом  $Na_2O$  (0,25 – 2,3 мас. %), отношение  $K/Na = 4,80 – 48,38$ . В нефелиновых и лейцит-нефелиновых сиенитах содержание  $K_2O$  составляет 9,49 – 18,27 мас. %,  $Na_2O$  (0,53 – 2,99), отношение  $K/Na = 2,09 – 18,56$ . Щелочные сиениты содержат от 10,22 до 15,20 мас. %  $K_2O$ , при этом 0,20 – 3,36 масс. %  $Na_2O$ , отношение  $K/Na = 2,50 – 48,42$ . В шонкинитах содержание  $K_2O$  составляет от 4,18 до 9,14 мас. %,  $Na_2O$  (0,25 – 1,69), отношение  $K/Na = 2,23 – 7,4$ . В лампрофирах содержание  $K_2O$  (5,68 – 7,40 мас. %),  $Na_2O$  (2,38 – 5,68), отношение  $K/Na = 0,64 – 1,97$ . Биотитовые пироксениты содержат от 4,38 до 6,55 масс. %  $K_2O$ , 0,25 – 1,23 масс. %  $Na_2O$ ,  $K/Na = 3,22 – 4,38$ . На диаграммах  $(Na_2O+K_2O)-CaO/SiO_2$ ,  $MgO/SiO_2$  и  $Fe_2O_3/SiO_2$  наблюдается тренд от меланократовых разновидностей (биотитовые пироксениты, шонкиниты, лампрофиры,) к лейкократовым нефелиновым и лейцит-нефелиновым сиенитам, щелочным сиенитам. Можно полагать, что химические составы пород в ряду биотитовый пироксенит – шонкинит – часть щелочных сиенитов образуют единый эволюционный тренд. Данный тренд иллюстрируют уменьшение мафичности-фемичности в породах, при увеличении  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ , что указывает на процесс кристаллизационной дифференциации.

**Геохимические особенности пород.** Суммарное содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в проанализированных породах изменяется в значительных пределах. Минимальные содержания РЗЭ характерны для лейкократовых пород участка (сынныритов (7,34 г/т), щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов). Наибольшее содержание РЗЭ характерно для самых ранних дифференциатов – биотитовых пироксенитов, (813 г/т). Вероятней всего содержание в породах легких РЗЭ связано с их концентрацией в апатите. Отмечается прямая корреляция между содержанием в породах  $P_2O_5$  (мас. %) и суммарным РЗЭ. Характер геохимических спектров распределения REE в целом идентичен для всех пород участка, что свидетельствует об их генетическом родстве. Характерны нефракционированные тренды распределения редких и редкоземельных элементов. Спектры имеют пологий отрицательный наклон, выраженный в обогащении элементами LREE относительно HREE, также для пород характерны крайне высокие содержания элементов LILE при низких содержаниях HFSE. Отмечаются максимумы по Rb, Ba, Sr, отрицательные аномалии Zr, Hf, Ta, Nb, Ti. (рисунок 1, 2).



**Рисунок 1.** Распределение редкоземельных и редких элементов в сынныритах участка Калюмный. Данные, нормированные по хондриту C1 и по примитивной мантии, соответственно.



**Рисунок 2.** Распределение редкоземельных и редких элементов в биотитовых пироксенитах и шонкинитах (В, Г), щелочных и нефелиновых сиенитах (Д, Е) участка Калюмный. Данные, нормированные по хондриту C1 и по примитивной мантии, соответственно.

## Выводы

1. Составы темноцветных и акцессорных минералов в различных породах участка практически идентичны, что свидетельствует о близких условиях кристаллизации пород.
2. Химические составы пород в ряду биотитовый пироксенит – шонкинит – часть щелочных сиенитов, образуют единый эволюционный тренд. Это дает основание предполагать, что породы формировались из родоначального расплава, в процессе кристаллизационной дифференциации.
3. Породы характеризуются обогащением легкими редкоземельными элементами, что связано с их накоплением в акцессорных минералах, в первую очередь в апатите.
4. Характер геохимических спектров распределения редких и редкоземельных элементов в породах участка схож, что может свидетельствовать об их генетическом родстве.

## Библиография

1. Архангельская В. В. Месторождения сынныритов России // Разведка и охрана недр. – 2014. – №. 6. – С. 20 – 24.

2. Избродин И. А., Дорошкевич А. Г., и др. Возраст, минералогическая и геохимическая характеристики пород Чининского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2017. – Т. 58. – №. 8. – С. 1135 – 1156.
3. Панина Л. И., Рокосова Е.Ю., и др. Генезис сынныритов Сыннырского массива по данным изучения расплавных включений в апатите // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2019. – №. 16. – С. 458 – 461
4. Хантургаева Г. И., Ширеторова В. Г. Перспективы комплексной переработки сынныритов // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2013. – №. 6. – С. 158 – 166.

*Медведевит,  $KMn^{2+}V_2O_6Cl \cdot 2H_2O$ , новый минерал с вулкана Толбачик, полуостров Камчатка, Россия*

*Шаблинский А.П.\* (Институт химии силикатов РАН, [shablinskii.andrey@mail.ru](mailto:shablinskii.andrey@mail.ru)),*

*Авдонцева М.С. (Санкт-Петербургский государственный университет, [m.avdontceva@spbu.ru](mailto:m.avdontceva@spbu.ru)), Вегасова Л.П. (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, [vlp@kscnet.ru](mailto:vlp@kscnet.ru)), Филатов С.К. (Санкт-Петербургский государственный университет, [filatov.stanislav@gmail.com](mailto:filatov.stanislav@gmail.com)), Авдонцева Е.Ю. (Санкт-Петербургский государственный университет, [evgenia.avd@gmail.com](mailto:evgenia.avd@gmail.com)), Поволоцкий А.В. (Санкт-Петербургский государственный университет, [apov@inbox.ru](mailto:apov@inbox.ru)), Москалева С.В. (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, [svemos@rambler.ru](mailto:svemos@rambler.ru)), Каргопольцев А.А. (Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, [kar-kuz@yandex.ru](mailto:kar-kuz@yandex.ru)), Бритвин С.Н. ((Санкт-Петербургский государственный университет, [sbritvin@gmail.com](mailto:sbritvin@gmail.com)))*

## Аннотация

Медведевит,  $KMn^{2+}V_2O_6Cl \cdot 2H_2O$ , новый минерал, обнаруженный на Толудском лавовом поле, образовавшемся в результате Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Минерал образует игольчатые прозрачные красные кристаллы. Эмпирическая формула, рассчитанная на 13+ положительных зарядов для безводной части и две молекулы воды  $(K_{1.02}Na_{0.03})_{\Sigma 1.05}Mn_{0.95}(V_{1.92}S_{0.05}Si_{0.04})_{\Sigma 2.01}O_{6.02}Cl_{0.96} \cdot 2H_2O$ . Кристаллическая структура медведевита была решена и уточнена по монокристалльным данным до  $R_1 = 0.029$ . Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, пространственной группе  $P2_1/c$ ,  $a = 7.1863(2)$ ,  $b = 10.1147(3)$ ,  $c = 12.7252(4)$  Å,  $\beta = 106.243(3)^\circ$ ,  $V = 888.04(5)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 4$ . Минерал назван в честь русского геолога Роберта Александровича Медведева (1939–2005).

## Ключевые слова

Медведевит, Толбачик, новый минерал, фумарола, кристаллическая структура

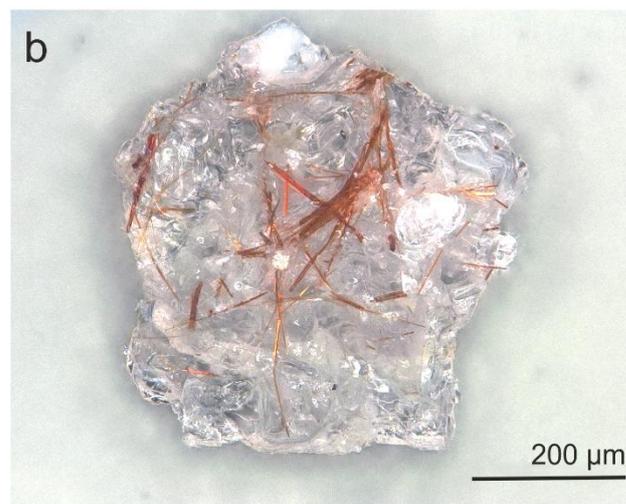
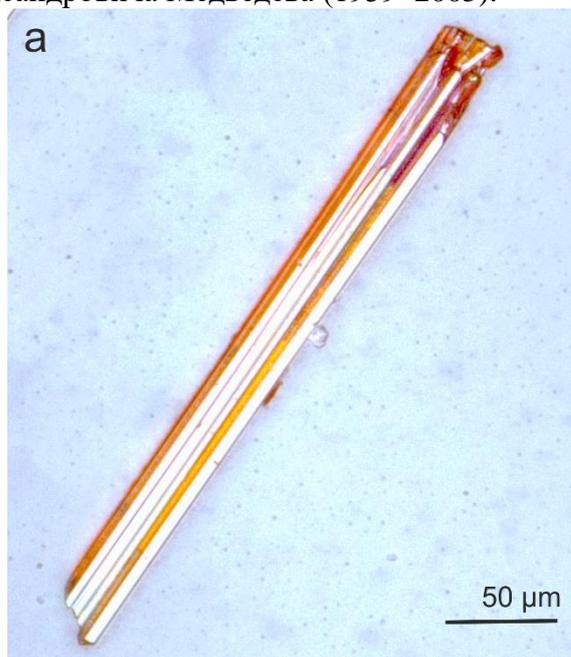
## Источники финансирования

Исследования поддержаны грантом Российского научного фонда 21-77-00069, а рентгенодифракционные исследования выполнены на оборудовании ресурсного центра «Рентгенодифракционные методы исследования».

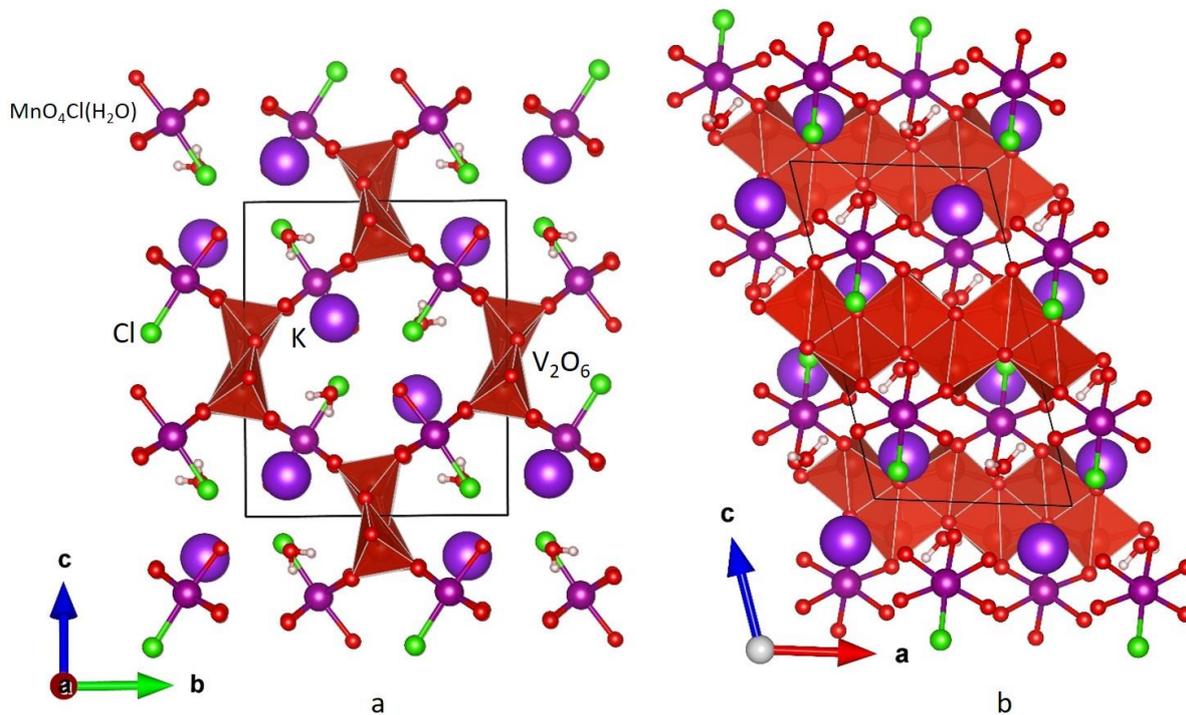
## Теория

Минерализация фумарол Толбачика известна своей химической и структурной разнообразностью [1-4]. Медведевит,  $KMn^{2+}V_2O_6Cl \cdot 2H_2O$ , новый минерал, обнаруженный на Толудском лавовом поле, образовавшемся в результате Трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. Минерал образует игольчатые прозрачные красные кристаллы (**рис. 1**). Количественный химический анализ был изучен с использованием рентгеноспектрального анализа на сканирующем электронном

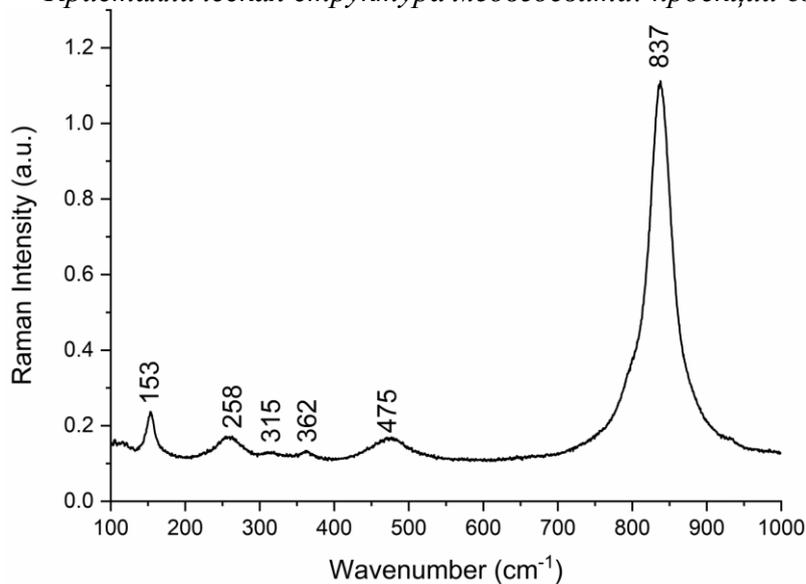
микроскопе TESCAN Vega3, оснащенном энергодисперсионным детектором X-MAX-80 mm<sup>2</sup>. Исследование выполнено при следующем режиме:  $U = 20$  кВ,  $I = 0.730$  нА, диаметр пучка 0.22 н. м. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программного пакета AZtec. Эмпирическая формула, рассчитанная на 13+ положительных зарядов для безводной части и две молекулы воды  $(K_{1.02}Na_{0.03})\Sigma_{1.05}Mn_{0.95}(V_{1.92}S_{0.05}Si_{0.04})\Sigma_{2.01}O_{6.02}Cl_{0.96}\cdot 2H_2O$ . Рентгеноструктурный анализ монокристалла кнасибфита выполнен на дифрактометре Rigaku XtaLab Synergy-S, с использованием монохроматического MoK $\alpha$ излучения; шаг по  $\omega$  составлял 1.0, экспозиция 180 с. Обработка данных включала поправки на фактор Лоренца, поляризацию, поглощение и фоновое излучение. Кристаллическая структура медведевита была решена и уточнена по монокристалльным данным до  $R_1 = 0.029$ . Минерал кристаллизуется в моноклинной сингонии, пространственной группе  $P2_1/c$ ,  $a = 7.1863(2)$ ,  $b = 10.1147(3)$ ,  $c = 12.7252(4)$  Å,  $\beta = 106.243(3)^\circ$ ,  $V = 888.04(5)$  Å<sup>3</sup>,  $Z = 4$ . Кристаллическая структура состоит из связанных по ребрам цепей  $[V_2O_6]$ , состоящих из полиэдров  $VO_5$  с двумя короткими и тремя длинными связями. Промежутки между цепями занимают атомы Mn и K, а также молекулы воды. На основании структурных данных рассчитаны льюсовская кислотность и льюисовская основность структурной единицы и промежуточного комплекса. Рамановская спектроскопия выполнена с использованием спектрофотометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800, а инфракрасная спектроскопия на спектрофотометре Bruker Vertex 70 FTIR. Комбинационная спектроскопия подтвердила наличие молекул воды в кристаллической структуре и рентгенодифракционные данные. Минерал назван в честь русского геолога Роберта Александровича Медведева (1939–2005).



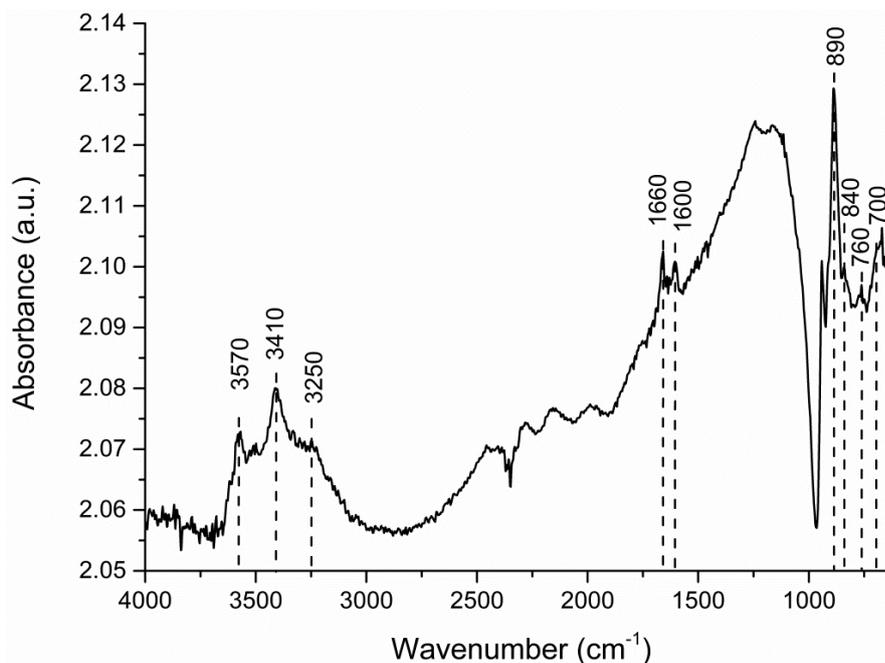
**Рисунок 1.** Красный игольчатый кристалл медведевита  $KMnV_2O_6Cl \cdot 2H_2O$  (a); кристаллы медведевита (b) тенардите



**Рисунок 2.** Кристаллическая структура медведевита: проекции  $cb$  (a) и  $ac$  (b)



**Рисунок 3.** Рамановский спектр медведевита



**Рисунок 4.** Инфракрасный спектр медведевита

**Рисунок 3.**

## Выводы

Новый минерал медведевит был установлена на вулкане Толбачик. Кристаллическая структура минерала была уточнена до  $R_1 = 2.9\%$ . В ходе анализа льюисовской кислотности и основности структурных единиц и промежуточных комплексов установлено, что медведевит стабильный минерал. Потеря одной из молекул воды в структурной формуле не приведет к нестability химической формулы минерала, в то время, как потеря двух молекул воды по всей видимости сделает кристаллическую структуру нестабильной.

## Библиография

1. Вергасова Л.П., Филатов С.К. Опыт изучения вулканогенно-эксталяционной минерализации // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 3–17.
2. Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapaskurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates — a special type of arsenic mineralization. European Journal Mineralogy. 2018. V. 30. P. 305–322
3. Pekov I.V., Agakhanov A.A., Zubkova N.V., Koshlyakova N.N., Shchipalkina N.V., Sandalov F.D., Yapaskurt V.O., Turchkova A.G. and Sidorov E.G. Oxidizing-type fumarolic systems of the Tolbachik volcano – a mineralogical and geochemical unique // Russian Geology and Geophysics. 2020. V. 61. P. 675–688.

4. Vergasova L.P. and Filatov S.K. (2012) New mineral species in products of fumarole activity of Great Tolbachik fissure eruption. *Journal of Volcanology and Seismology*, 6, 281–289.

**Формирование контрастных серий пород при метаморфизме коровых  
эклогитов**

**Федькин В.В.\* (Институт экспериментальной минералогии им. ак.  
Д.С.Коржинского РАН, [vfedkin@iem.ac.ru](mailto:vfedkin@iem.ac.ru)),  
Котова Л.С. (Институт геологии им. ак. А.А.Адышева Кургизской АН,  
[vfedkin@iem.ac.ru](mailto:vfedkin@iem.ac.ru))**

**Аннотация**

Методом минералогической термобарометрии проведен детальный анализ Р-Т условий образования контрастных по степени метаморфизма серий пород Атбашинского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Тянь-Шань). Высокобарные породы, эклогитовые будины и тела в контакте с вмещающими метаосадочными толщами образовались в процессе тектонического меланжа на раннем этапе развития комплекса - модель тектонического меланжа (ТМ-модель) [8]. Вмещающий их гнейсосланцевый матрикс с участием Grt-Cpx гнейсов, Grt-Cpx-Gln, слюдистых и хлоритовых сланцев, диафторитов, кварцитов и кварцитосланцев, формировался в результате их совместного когерентного развития на более поздней регрессивной стадии метаморфизма - модель когерентного формирования слоистых толщ (СУ-модель) [5, 6].

В результате для Атбашинского комплекса наблюдается характерный для внутри континентальных швов тренд изменения Р-Т условий метаморфизма по часовой стрелке. Низкий геотермический градиент (~ 10 град / км) зафиксирован на начальном этапе разработки комплекса с максимальными параметрами до  $t = 650-700$  °С и  $P = 14-15$  кбар (для Grt-Cpx пород и эклогитов). Минимальные параметры в виде регрессивного Р-Т-тренда показывают уровень условий зеленосланцевой фации в диапазоне температур от 250-300 до 500-550 °С и давлений от 2-4 до 8-10 кбар.

**Ключевые слова**

НР метаморфизм, условия образования контрастных серий пород, эклогит-глаукофансланцевый комплекс Атбаша, тектонический меланж, когерентное развитие.

**Источники финансирования**

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-64561) и Программы Фулбрайт Института Международного образования (гранты 2011, 2015 г.).

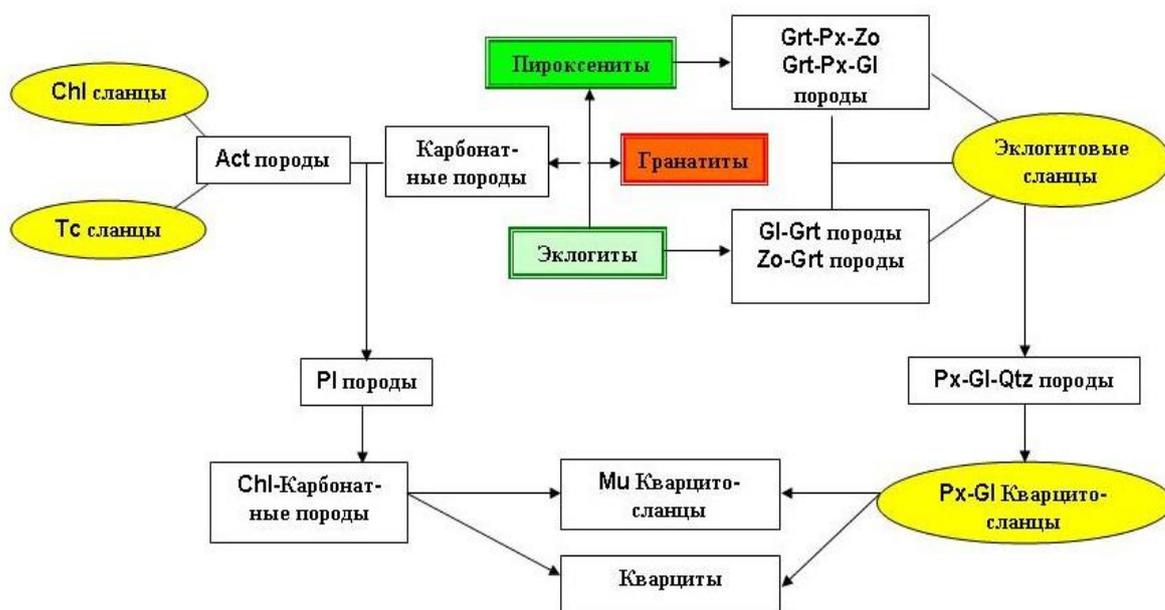
**Теория**

Высокобарные эклогит-глаукофансланцевые комплексы, как правило, формируются в зонах сочленения крупных геоструктурных элементов земной коры в условиях постоянной тектонической активности и меняющегося режима метаморфизма [1, 4]. В силу этих обстоятельств, блоки основных пород, метаморфизованные при высоких и сверхвысоких давлениях (НР-УНР), часто включены в виде отдельных будин, прослоев и линз в метаосадочные или гранитоидные породы, не имеющие признаков НР метаморфизма. В Атбашинском эклогит-глаукофансланцевом комплексе пестрый состав вмещающих пород - пелитовых, пелит-полевошпатовых, мафитовых,

кварц-карбонатных пород, кварцитов и кварцитосланцев, не имеет четких доказательств условий высокого давления (НР) [2]. Максимальное давление их образования не превышает 5-7 кбар, в то время как эклогитовые и эклогитоподобные (Grt-Cpx, Grt-Cpx-Gln) минеральные ассоциации свидетельствуют о более высоких P-T параметрах: P до 14-15 кбар (иногда до 17-19 кбар) в интервале температур 350-650 °С.

Причины контрастных условий метаморфизма эклогитовых будин, блоков и вмещающих их метаосадочных пород пока до конца не выяснены и вызывают активные дискуссии. Существуют две точки зрения для объяснения данного явления: модель когерентного формирования слоистых толщ (СУ-модель) [5, 6] и модель тектонического меланжа (ТМ-модель) [8]. Методы минералогической термобарометрии позволяют оценить значимость этих концепций при формировании данных структур. Для НР-УНР метаофиолитового пояса «Китайский западный Тянь-Шань», к которому примыкает Атбашинский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, рассматриваются обе концепции, но остаются спорными [2, 7]

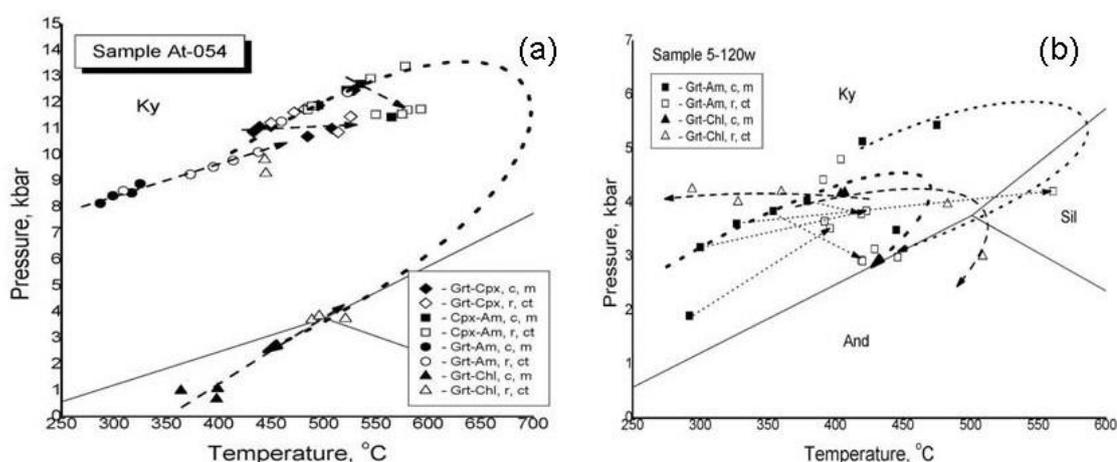
В этом плане очень показательными являются результаты изучения последовательности кристаллизации породообразующих минералов, их реакционных взаимоотношений и замещений с образованием псевдоморфоз и включений. На рисунке 1 показана схема взаимодействия и последовательного перехода главных типов пород Атбашинского комплекса от НР пород (эклогитов, гранатитов, пироксенитов) к низкотемпературным кварцитам и разнообразным сланцам через промежуточные основные (Grt-Px-Gl, Grt-Px-Zo, Px-Gl, Grt-Gl, Grt-Zo) и карбонатные породы. НР группа пород стоит особняком и выделяется своей компактностью, связанной с условиями их образования, в то время как разнообразие промежуточных по минеральному составу пород сланцевой группы говорит об их вторичности в процессе дифференциации комплекса.



**Рисунок 1.** Взаимоотношения контрастных серий пород Атбашинского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южн. Тянь-Шань) [2, 3].

На рисунке 2 представлены P-T тренды образования представительных образцов контрастных серий пород комплекса. Массовые определения параметров образования

минеральных ассоциаций из пород контрастного состава демонстрируют принципиально разную эволюционную историю их формирования. В центральных участках крупных эклогитовых будин и отдельных изолированных тела прогрессивная зональность граната и омфацитовый состав пироксена ( $X_{Jd}=0,4-0,6$ ) фиксируют проградные P-T тренды метаморфизма с низким ( $\sim 10$  град/км) геотермическим градиентом и параметрами до  $T=650-700$  °C и  $P=14-15$  кбар, иногда до 18-19 кбар. Скорее всего, эти условия возникли на ранней стадии формирования комплекса и сохранились в телах эклогитов в результате тектонического меланжа. Они не связаны с последующим формированием вмещающих пород (Grt-Am гнейсов, Grt-Chl-сланцев и диафторитов), которые в контактах с эклогитами сохранили тенденцию проградного метаморфизма будин и повторяют P-T тренды эклогитов в низкотемпературной области, последовательно при все более низком давлении: для Grt-Am пород при  $P=8-10$  кбар и  $T=300-550$  °C и при  $P=0.8-3.5$  кбар,  $T=350-500$  °C - для хлоритовых сланцев и диафторитов (Рисунок 2а).



**Рисунок 2.** P-T условия образования представительных образцов контрастных серий пород эклогит-глаукофансланцевого комплекса Атбаши: (а) – эклогит из центральной части будины сохранившийся в результате тектонического меланжа; (б) – смена направления P-T трендов метаморфизма по часовой стрелке (“clockwise”) в Grt-Cpx-Am гнейсе в результате когерентного формирования пород комплекса на регрессивной стадии метаморфизма [3].

В краевых частях эклогитовых тел и в окружающих их Grt-Cpx, Grt-Cpx-Gln и Grt-Chl породах намечается тенденция поворота P-T трендов по часовой стрелке (“clockwise») (Рисунок 2б). Прогрессивная зональность породообразующих фаз (Grt, Cpx и др.) меняется на обратную, фиксируя начало ретроградного этапа метаморфизма. Максимальные параметры их образования на этой стадии не превышают  $P=5-6$  кбар и  $T=550-600$  °C. В Grt-Cpx и Grt-Cpx-Gln кристаллических сланцах в составе матричного комплекса образуется пироксен второй генерации с минимальной долей жадеитового компонента ( $X_{Jd}=0,03-0,08$ ). В равновесии с гранатом такой состав показывает параметры, принципиально отличные от HP условий образования эклогитовых будин. На поздних стадиях развития комплекса в условиях ретроградного метаморфизма широкий спектр контрастных пород вмещающего комплекса и эклогитов образуют единый P-T тренд условий их формирования, что говорит о совместном, когерентном характере их образования.

## **Выводы**

Контрастные по степени метаморфизма породы Атбашинского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (эклогитовые тела и будины) образовались в процессе тектонического меланжа на раннем этапе развития комплекса. Вмещающая их гнейсо-сланцевая толща с участием Grt-Cpx пород, Cpx-Gln, слюдистых и хлоритовых сланцев, кварцитов и кварцитосланцев, формировалась на более поздней регрессивной стадии метаморфизма в результате их совместного когерентного развития.

Различия в физико-химических условиях метаморфизма контрастных серий пород эклогит-глаукофансланцевых комплексов и характер эволюционных трендов их формирования являются эффективным индикатором геодинамической истории их происхождения и могут быть использованы для определения состава протолита и принадлежности пород комплекса к определенным геодинамическим фрагментам земной коры.

## **Благодарности**

Авторы благодарны сотрудникам Института геологии им. ак. А.А.Адышева Киргизской академии наук за предоставленную возможность провести совместные полевые работы на Атбашинском эклогит-глаукофансланцевом комплексе, за творческую дискуссию и полезное обсуждение полученных результатов.

## **Библиография**

1. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В. 1977. Глаукофансланцевые пояса. // В кн. *Метаморфические комплексы Азии*. Н: Наука, с.283-288.
2. Котова Л.С. 1989. Петрохимическая эволюция эклогит-глаукофансланцевого комплекса хребта Атбаша (Южный Тянь-Шань). // В сб. *Геохимия магматических и метаморфических образований Тянь-Шаня*. Фр.: Илим, с. 110-127.
3. Федькин В.В. 2004. Минералогическая геотермобарометрия в развивающихся метаморфических системах. // В сб. *«Экспериментальная минералогия: некоторые итоги на рубеже столетий»*. М. Наука, т.2, с.172-187.
4. Dobretsov N. L., Shatsky V. S., Coleman R. G., Lennykh V. I., Valizer P. M., Liou J. G., Zhang R. and Beane R. J. 1996. // *International Geology Review*, v. 38, p. 136-160.
5. Hacker, B.R., Andersen, T.B., Johnston, S., Kylander-Clark, A.R.C., Peterman, E.M., Walsh, E.O., Young, D., 2010. High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: the ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway // *Tectonophysics* 480. 149-171.
6. Liu, F., Xu, Z., Yang, J., Maruyama, S., Liou, J.G., Katayama, I., Masago, H., 2001. Mineral inclusions of zircon and UHP metamorphic evidence from paragneiss and orthogneiss of pre-pilot drillhole CCSD-PP2 in north Jiangsu Province, China. // *Chin. Sci. Bull.* 46, 1038–1042.
7. Lü Z., Bucher K. 2018. The coherent ultrahigh-pressure terrane of the Tianshan meta-opohiolite belt, NW China. // *Lithos* 314-315. 260-273.

8. Meyer, M., Klemd, R., Hegner, E., Konopelko, D., 2014. Subduction and exhumation mechanisms of ultra-high and high-pressure oceanic and continental crust at Makbal (Tianshan, Kazakhstan and Kyrgyzstan). // J. Metamorph. Geol. 32, 861–884.

**Особенности состава минералов спутников алмаза из протолочных и шлиховых проб кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (Сибирский кратон)**

**Яковлев И.В. \* (ИГМ СО РАН, ВГРЭ АК “АЛРОСА” (ПАО), igor.yakovlev@igm.nsc.ru),  
Мальковец В.Г. (ВГРЭ АК “АЛРОСА” (ПАО), MalkovetsVG@alrosa.ru), Гибшер А.А. (ВГРЭ АК “АЛРОСА” (ПАО), ИГМ СО РАН, GibsherAA@alrosa.ru)**

**Аннотация**

В работе приведены минералогические и геохимические исследования минералов спутников алмаза (исследовано 1690 зерен граната, 1071 зерно оливина, 351 зерно ильменита, и 2089 зерен хромшпинелидов) из шлиховых и протолочных проб 13 кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (Сибирский кратон).

Отмечается высокая пропорция высокомагнезильных оливинов ( $Fo > 93$  мол. %), что свидетельствует о блоке высокодеплетированных перидотитов в литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем. Для кимберлитовых тел Верхнемунского поля наблюдается гетерогенность по количеству и составам минералов спутников алмаза не только для кимберлитовых тел, принадлежащих разным рудоконтролирующим разломам, но и для тел каждой линейной цепочки, что вероятно свидетельствует о гетерогенном распределении этих минералов в мантийной колонне под этими трубками.

**Ключевые слова**

Литосферная мантия, кимберлит, перидотитовый ксенолит, минералы спутники алмаза.

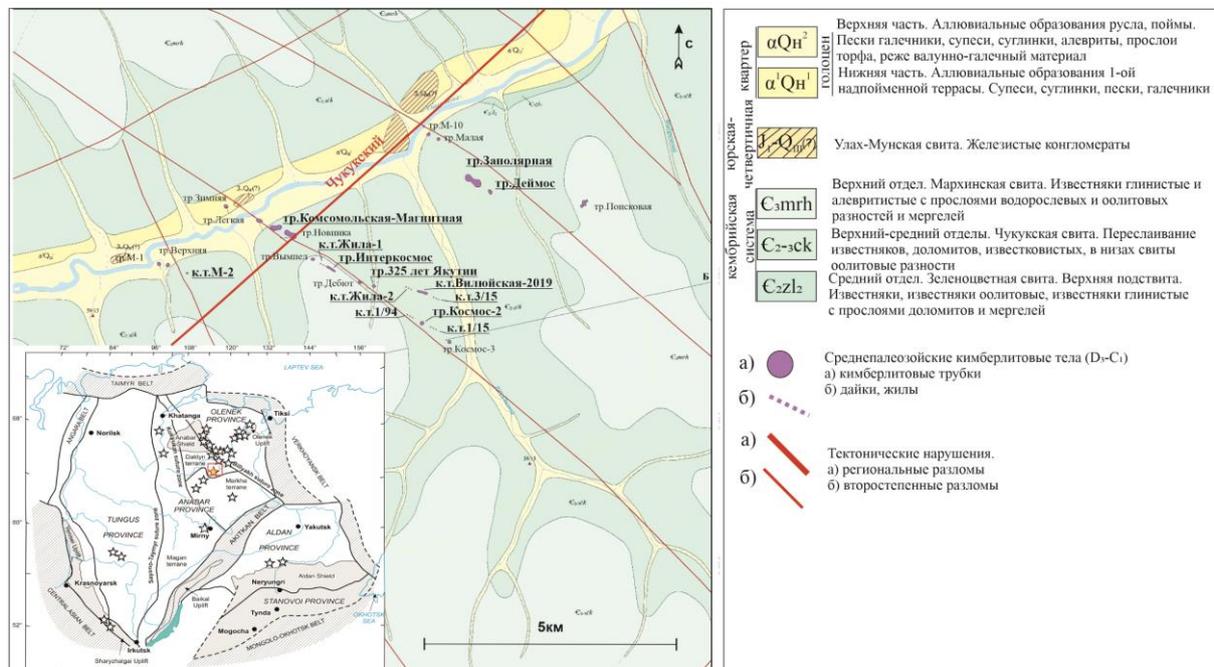
**Источники финансирования**

Собственные средства АК “АЛРОСА” (ПАО), грант РФФИ №20-35-90097.

**Теория**

С давних времен проблема изучения состава и строения Земных глубин привлекает внимание ученых геологов всего мира. В первую очередь такой интерес связан с поиском полезных ископаемых и драгоценных камней, таких как алмазы. Для разработки более эффективных методов поиска и оценки месторождений алмаза важно понимать процессы, при которых образовывались не только эти месторождения, но и сами алмазы. В настоящее время достоверно известно, что генезис большинства алмазов из кимберлитов, связан с субконтинентальной литосферной мантией (Соболев, 1974, 1983; Meyer et al., 1987; Harris et al., 1992), однако в связи со сложностями отбора непосредственно мантийного вещества, проблемы оценки алмазоносности кимберлитовых месторождений, а также прогнозирования алмазоносных трубок до сих пор являются актуальными в алмазодобывающей промышленности.

В качестве объекта исследований выбрано Верхнемунское алмазоносное кимберлитовое поле, расположенное в верховьях р. Муна в 180 км к северо-востоку от г. Удачный. Возраст кимберлитов данного поля принимается как среднепалеозойский (D3-C1) (Брахфогель и др., 1997, Левченков и др., 2005). К настоящему времени в пределах поля известны 23 кимберлитовых тела (18 трубок и 5 даек). Кимберлитовые тела



образуют 3 линейно расположенные цепочки северо-западного простираения (Рисунок 1). При этом 11 трубок (Зимняя, Комсомольская-Магнитная, Легкая, Новинка, Вымпел, 325 лет Якутии, Интеркосмос, Дебют, Вилюйская 2019, Космос-2, Космос-3) и 4 дайки относятся к одной цепочке (далее центральная), вторая, менее выраженная цепочка (далее восточная) из 4х трубок (Малая, Заполярная, Деймос, Поисковая) находится в 3,5 км к северо-востоку от первой, третья (далее западная) из 3х трубок (М-1, М-2, Верхняя) в 2 км к западу от первой

**Рисунок 1.** Схематическая геологическая карта района Верхнемунского поля. На врезке карта террейнов Сибирского кратона (желтая звезда – Верхнемунское кимберлитовое поле).

Исследовано 1690 зерен граната, 1071 зерно оливина, 351 зерно ильменита, и 2087 зерен хромшпинелидов из протолочных и шлиховых проб 13 кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля (тр. М-2, тр. Комсомольская-магнитная, тр. Интеркосмос, тр. 325 лет Якутии, к.т. Вилюйская-2019, тр. Космос-2, тр. Заполярная, тр. Деймос, к.т. 1/15, к.т. 3/15, к.т. 1/94, к.т. Жила-1, к.т. Жила-2). Химический состав минералов определялся методом РСМА на приборе Jeol JXA 8100 в ЦКП “Многоэлементных и изотопных исследований” ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) и в ОЛО ГРР (ЦАЛ) ВГРЭ АК “АЛРОСА” (ПАО) (г. Мирный).

Исследование химического состава оливинов из протолочных и шлиховых проб показало, что содержание Fo в оливинах варьирует от 81.9 до 94.2 мол. %, при этом 16% оливинов из всех трубок имеют Fo>93 мол. %. Наибольшее количество высокомагнезиальных оливинов приходится на трубку Комсомольская-Магнитная (23%

оливинов с  $Fo > 93$  мол. %). Достаточно высокая пропорция оливинов с повышенными содержаниями  $Fo$  указывает на наличие блока высокодеплетированных пород в литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем.

Для сопоставления отдельно изучены составы гранатов из 2х различных линейно расположенных цепочек кимберлитовых тел. В целом распределение составов гранатов для разных линейных цепочек кимберлитовых тел схоже, присутствуют: гранаты из зернистых и деформированных перидотитов, эклогитов, а также мегакристовые гранаты (по Ramsay, 1993). По (Соболев, 1974) подавляющее большинство гранатов относится к лерцолитовым (около 70-80%), присутствуют гранаты верлитового парагенезиса (около 5%), в поле гранатов гарцбургит-дунитового парагенезиса попадает около 15-25%, к гранатам алмазной ассоциации относится около 6% от всех исследованных гранатов. Отмечается достаточно высокий процент (относительно других известных трубок Якутской алмазоносной провинции) гранатов с низкими содержаниями  $CaO$  и  $Cr_2O_3$  (в особенности для трубки Деймос).

Отмечается разительная гетерогенность составов гранатов между кимберлитовыми телами, в пределах каждой из двух линейных цепочек. Так гранаты трубок Деймос и Заполярная (расположенные на расстоянии около 400 м друг от друга) в значительной степени отличаются по содержаниям  $CaO$  и  $TiO_2$ . Для трубки Заполярная характерны высокотитанистые мегакристовые гранаты и гранаты из деформированных перидотитов, в то время как в трубке Деймос преобладают гранаты из зернистых перидотитов и эклогитов. Кроме того, для трубки Деймос характерны низкокальциевые, низкохромистые гранаты гарцбургит-дунитового парагенезиса, в трубке Заполярная такие гранаты не найдены. Подобные отличия наблюдаются и для кимберлитовых тел центральной линейной цепочки. В частности, для тр. Комсомольская-Магнитная, к.т. 3/15 и к.т. Вилуйская-2019, характерны составы гранатов как в тр. Заполярная. Распределение составов гранатов для тр. 325 лет Якутии, к.т. Жила-2 и тр. Интеркосмос схоже с распределением составов для тр. Деймос, за исключением большой пропорции гранатов из деформированных перидотитов тр. Интеркосмос.

Исследование химических составов хромшпинелидов показало, различные пределы вариаций составов для различных кимберлитовых тел. Так, процент составов хромшпинелидов по (Соболев, 1974) попадающих в поле алмазной ассоциации для различных кимберлитовых тел Верхнемунского поля варьирует от  $< 1\%$  (для к.т. 3/15, к.т. Жила-2 и к.т. Вилуйская-2019) до 36% (для тр. Заполярная); наблюдается: 4-7% хромшпинелидов алмазной ассоциации для к.т. 1/15, к.т. 1/94, тр. Космос-2, тр. Деймос, 8-13% для тр.Интеркосмос, тр. 325 лет Якутии и тр. Комсомольская-Магнитная, повышенные содержания хромшпинелидов алмазной ассоциации (21%) наблюдаются для тр. М-2, относящейся к западной цепочке кимберлитовых тел.

Составы подавляющего большинства хромшпинелидов всех кимберлитовых тел Верхнемунского поля ложатся на перидотитовый тренд по (Соболев, 1974). Наблюдается наличие трендов составов хромшпинелидов, параллельных перидотитовому тренду, для них характерны повышенные содержания  $TiO_2$  и  $Fe^{3+}$ , что, вероятно, связано с метасоматическим воздействием силикатных расплавов. Также присутствует группа хромшпинелидов (3-4% от всех хромшпинелидов), которая относится к магматическому тренду и имеет аномально низкие содержания  $Al_2O_3$  ( $< 2$  мас. %). В пределах Якутской алмазоносной провинции такие хромшпинелиды ранее были обнаружены в трубках Комсомольская и Юбилейная (Алмакит-Мархинское кимберлитовое поле), однако их генетическая принадлежность до сих пор остается неизвестной.

Составы хромшпинелидов из трех линейных цепочек кимберлитовых тел (по аналогии с составами гранатов) в целом схожи, за исключением, гораздо более выраженной для центральной цепочки группы хромшпинелидов магматического тренда. Однако имеются различия составов хромшпинелидов для кимберлитовых тел внутри каждой цепочки. На примере кимберлитовых трубок восточной цепочки (тр. Деймос и тр. Заполярная) отчетливо выражены отличия составов хромшпинелидов по содержаниям  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ : пропорция высокохромистых хромшпинелидов (алмазной ассоциации) для тр. Заполярная значительно выше (36%), чем для тр. Деймос (5%). Для центральной цепочки наблюдаются кимберлитовые тела в которых отсутствуют хромшпинелиды алмазной ассоциации: к.т. Жила-2, к.т. 3/15, Вилуйская-2019 (<1%); кимберлитовые тела с умеренной пропорцией таких хромшпинелидов (4-8%): к.т. 1/15, к.т. 1/94, тр. Космос-2, тр. Интеркосмос; а также кимберлитовые тела с относительно высокой пропорцией хромшпинелидов алмазной ассоциации (12-13%): тр. Комсомольская-Магнитная, тр. 325 лет Якутии.

Исследованы ильмениты из 8 кимберлитовых тел Верхнемунского поля, однако лишь для тр. Интеркосмос и тр. 325 лет Якутии выборка являлась представительной. Все изученные ильмениты имеют кимберлитовый генезис (по Wyatt, 2004). Условия формирования подавляющего большинства ильменитов ближе к окислительным, чем к восстановительным (по Haggerty, 1975). Степень сохранности алмазов (при их наличии) в ассоциации с данными ильменитами предполагается от минимальной до средней (по Nowicki, 2007). Ильмениты представлены, главным образом, ферримагнитными магнезиальными гемоильменитами (69% зерен), также встречаются ферримагнитный хромистый магнезиальный гемоильменит (24%), низкохромистый высокомагнезиальный гемоильменит (6%), высокохромистый гейкилитовый ильменит (1<%), хромистый пикроильменит (<1%) (по Гаранин и др., 1991).

## **Выводы**

Результаты исследования составов оливинов свидетельствуют о наличии блока высокодеплетированных пород в литосферной мантии под Верхнемунским кимберлитовым полем. Составы гранатов и хромшпинелидов в целом указывают на то, что литосферный алмазоносный “киль” был подвержен умеренной степени метасоматической переработки вторичными метасоматическими процессами, однако их вклад может варьировать для разных кимберлитовых тел Верхнемунского поля.

Изученные составы ильменитов выделяются повышенными содержаниями  $\text{Fe}^{3+}$  и относительно низкими содержаниями  $\text{MgO}$ , что указывает на окислительные условия их образования и низкую степень сохранности алмазов в ассоциации с данными ильменитами.

В целом среди кимберлитовых тел Верхнемунского поля наблюдается гетерогенность по количеству и составам минералов спутников алмаза не только для кимберлитовых тел, принадлежащих разным рудоконтролирующим разломам, но и для тел каждой линейной цепочки, что вероятно свидетельствует о гетерогенном распределении этих минералов в мантийной колонне под этими трубками.

## **Библиография**

1. Соболев Н.В., Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск: Наука, 1974. – 264 с.
2. Meyer H.O.A. Inclusions in diamond In: Mantle xenoliths // P.H. Nixon ed. Chichester, John Wiley Sons, 1987, p. 501–522.
3. Левченков О.А., Гайдамако И.М., Левский Л.К., Комаров А.Н., Яковлева С.З., Ризванова Н.Г., Макеев Ф.Ф., U-Pb- возраст циркона из кимберлитовых трубок мира и 325 лет Якутии // Геохимия, 2005, т. 400, №2, с. 233-235.
4. Гаранин В.К., Кудрявцев Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А., Включения в алмазе и алмазоносные породы // Издательство Московского университета, 1991.

*Секция «Геммология и технология художественной обработки материалов»*

*Влияние концентрации гидроокиси аммония на форму и размеры кристаллов при синтезе малахита*

*Бубликова Т.М.\* (ИЭМ РАН, tmb@iem.ac.ru),  
Балицкий В.С. (ИЭМ РАН, balvlad@iem.ac.ru), Сеткова Т.В. (ИЭМ РАН,  
setkova@iem.ac.ru), Некрасов А.Н. (ИЭМ РАН, alex@iem.ac.ru), Гаврилова Е.О. (МГУ  
имени М.В. Ломоносова, gav441@yandex.ru)*

**Аннотация**

Методом растровой электронной микроскопии изучены морфология и особенности строения агрегатов природного и синтетического малахита, полученного в растворах гидроокиси аммония различных концентраций 0.2; 2.0 и 2.5 m NH<sub>4</sub>OH. Показано, что повышение концентрации аммиачных растворов приводит к увеличению скорости кристаллизации малахита и укрупнению размеров кристаллов, слагающих агрегаты малахита.

**Ключевые слова**

Малахит, растровая электронная микроскопия, синтез, гидроокись аммония, параллельно-шестоватые агрегаты, сферолиты

**Источники финансирования**

Работа выполнена в ИЭМ РАН, тема НИР FMUF-2022-0002 рег. № 1021050601101-6-1.5.2;1.5.4

**Теория**

Малахит – основной карбонат меди, широко распространенный минерал зоны окисления сульфидных медных и полиметаллических месторождений, один из наиболее популярных поделочных камней. Это качество он приобрел благодаря яркой окраске, многообразию затейливых текстурных рисунков, хорошей полируемости. Мировую известность русский малахит получил благодаря уникальным изделиям, изготовленным из камня знаменитых уральских Гумешевского и Меднорудянского месторождений. Повышенный интерес к малахиту обусловлен не только его ценностью как ювелирно-поделочного материала. Внимание минералогов и геммологов привлекает многообразие форм выделения малахита, а также наличие разнообразных текстур камня: радиально-лучистой, прямолинейно- и волнисто-полосчатой текстур, почковидной концентрически-зональной, узорчатой, брекчиевой и др., а также комбинированной текстуре, которая представляет собой сочетание различных текстурных разновидностей минерала. В виде отдельных кристаллов малахит встречается достаточно редко.

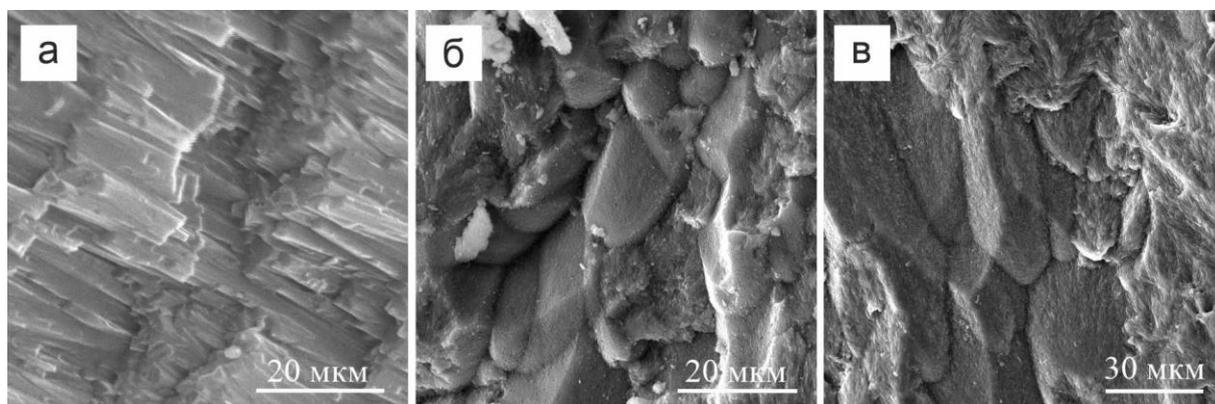
Исследованием различных текстурных типов, цветовой зональности малахита, происхождением сферолитов с внутренней радиально-лучистой структурой многие годы занимался Д.П. Григорьев (Григорьев, 1953). Наиболее полный обобщающий материал

по морфологии, формам выделения, истории освоения месторождений малахита, представлен в работе В.Б. Семенова (Семенов, 1987). Характеристика конголезского малахита подробно изложена в работе Мукенди (Мукенди, 2009). Строение агрегатов малахита, физико-химические свойства синтетического аналога природного малахита изучались в ИЭМ РАН, СПбГУ, МГРИ (Bublikova et al., 2019; Шуйский, 2015; Черненко, Мельников, 2003 и др.). Задачей нашего исследования было изучение морфологии агрегатов и особенностей строения образцов синтетического малахита в сравнении с образцами природного малахита из месторождений Чокпак (Казахстан) и ДР Конго.

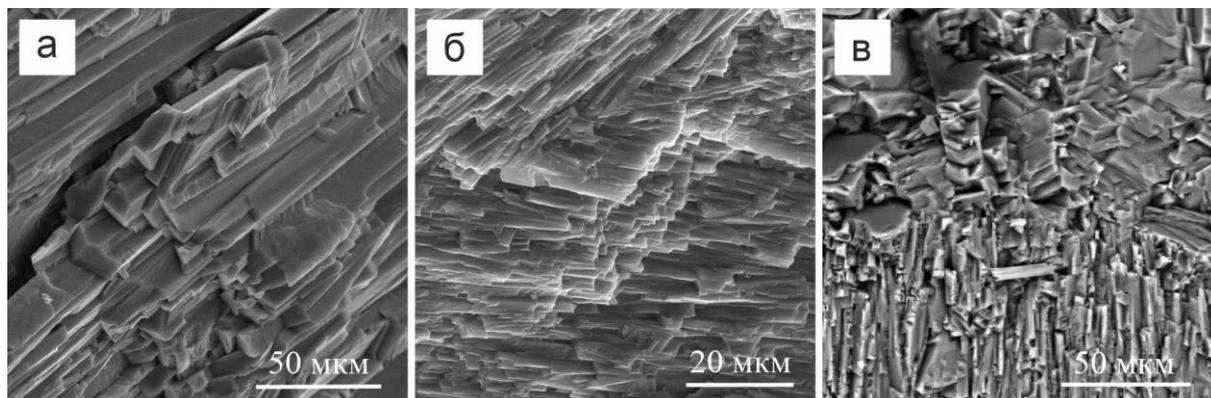
Образцы природного и синтезированного малахита изучали под оптическим (МБС-10), поляризационным (Nikon Eclipse LV100pol) микроскопами. Морфологию и внутреннее строение образцов исследовали на поверхностях роста кристаллов, на сколах и полированных поверхностях с использованием растрового сканирующего микроскопа Tescan Vega II XMU.

Синтетический малахит получали по методу, разработанному нами в ИЭМ РАН (Бубликова, Балицкий и др., 2000). Было проведено две серии опытов. В первой серии опытов использовали слабоконцентрированные растворы 0.2 м  $\text{NH}_4\text{OH}$ , продолжительностью 35- 50 суток. Вторая серия опытов проведена с использованием в качестве кристаллизационных растворов 2.0 и 2.5 м  $\text{NH}_4\text{OH}$ , продолжительностью 20 – 30 дней. Кристаллизация малахита из раствора происходила на горизонтальной поверхности дна кристаллизатора при температуре 65 – 80 °С. В результате экспериментов получен нарост полосчатого малахита со слабо выраженной цветовой зональностью. Толщина нароста составила в первой серии от 0.3 до 0.5 мм, во второй – до 8 мм.

Синтетический малахит, полученный в первой серии опытов, представлен параллельно-шестоватыми агрегатами. Кристаллы агрегатов призматического габитуса, в поперечнике порядка 0.2 – 0.4 мкм (рис.1а). Скорость кристаллизации малахита в этой серии опытов составила 10 – 13 мкм/сут. С увеличением доли аммиака в растворе скорость кристаллизации малахита из раствора увеличивается до 0.2 – 0.3 мм/сут. Как видно из рис. 1б,в, увеличиваются и размеры кристаллов: до 8 – 15 мкм и 20 – 30 мкм в растворах 2.0 м  $\text{NH}_4\text{OH}$  и 2.5 м  $\text{NH}_4\text{OH}$  соответственно. Кристаллы имеют призматический габитус, более изометричный, чем кристаллы природного малахита месторождения Чокпак (рис. 2а.б).



**Рисунок 1.** РЭМ-изображения образцов синтетического малахита, полученного с использованием растворов: а – 0.2 м  $\text{NH}_4\text{OH}$ ; б – 2.0 м  $\text{NH}_4\text{OH}$ ; в – 2.5 м  $\text{NH}_4\text{OH}$



**Рисунок 2.** РЭМ-изображения образцов природного малахита: а и б – кристаллы, слагающие сферолиты малахита (месторождение Чокпак, Казахстан); в – параллельно-шестоватые агрегаты малахита (ДР Конго)

Исследованные образцы малахита месторождения Чокпак имеют плисовую текстуру, однородного ярко-зеленого цвета. Большая часть из них имеет радиально-лучистое строение. Образцы малахита ДР Конго – прямолинейно- или волнистополосчатые, с чередованием светло- и темно-зеленого оттенков зеленого цвета. Среди изученных образцов сферолиты встречались значительно реже.

При небольшом увеличении ( $\times 75$ ) очевидно, что близкие по размерам сферолиты малахита месторождения Чокпак ( $\sim 1$  см) различаются размерами слагающих их кристаллов. Как видно из рис. 2а,б, кристаллы имеют длиннопризматический габитус, уплощенные, часто встречаются двойники. Размеры кристаллов, слагающих сферолиты, существенно различаются размерами. В первом образце кристаллы в поперечнике составляют 10 – 20 мкм (см. рис. 2а), во втором существенно меньше – 3 – 5 мкм (см. рис. 2б).

В образце заирского полосчатого малахита визуально четко различимы параллельные слои с контрастной окраской от светло- до темно-зеленого цвета, сложенные параллельно-шестоватыми агрегатами. Агрегаты зоны светло-зеленого цвета (нижняя часть рисунка) состоят из кристаллов малахита 5 – 8 мкм в поперечнике (рис. 2в). Кристаллы темно-зеленого слоя существенно крупнее, порядка 12 – 20 мкм, расположены под углом к фронту кристаллизации (см. рис. 2в, верхняя часть рисунка).

## Выводы

Таким образом, эксперименты показали, что в процессе кристаллизации малахита в формировании агрегатов малахита важную роль играет концентрация кристаллизационного раствора, в нашем случае гидроокись аммония. Повышение концентрации растворов приводит к увеличению равновесной концентрации меди в растворе и скорости кристаллизации. Размеры индивидов, составляющих агрегаты малахита, синтезированного с участием высококонцентрированных растворов,

превышают таковые, полученные в низкоконцентрированных растворах. Вероятно, в природных условиях с изменением термобарических параметров и химических условий (насыщенность растворов медью и углекислым газом) при образовании малахита наблюдается та же закономерность.

### **Библиография**

1. 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.
2. Григорьев Д.П. О генезисе натечных, или метаколлоидных, колломорфных агрегатов минералов // Записки ВМО. 1953. Ч. 82. Вып. 1. С. 7 – 22.
3. Мукенди Э.Б. Критерии геолого-промышленной оценки малахита Демократической Республики Конго. Автореферат диссертации на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, МГРИ. 2009. 21 с.
4. Семёнов В.Б. Малахит. Свердловск: Средне-Уральское кн. изд-во. 1987. Т. 1. 239 с. Т. 2. 159 с.
5. Черненко Т.В., Мельников Е.П., Свойства и диагностика природного и синтетического малахита // Вестник геммологии. 2003. №№ 8-9. С. 11-26 (№8), С. 31-35 (№9).
6. Шуйский А.В. Экспериментальная минералогия и генезис выращиваемого малахита: дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб, СПбГУ, 2015. 185 с.
7. Bublikova T. M., Balitsky V. S., Khanin D. A., Nekrasov A. N., Setkova T.V. Features of the Internal Structure of a Synthetic Malachite. Moscow University Geology Bulletin, 2019, Vol. 74, No. 1, pp. 73–80.

*Новейшие виды пресноводного культивированного жемчуга Китая*

*Ванданова Д.Б. \* (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, vandanovad@gmail.com)*

**Аннотация**

Китай – ведущий по объемам производитель пресноводного культивированного жемчуга. Высокая конкуренция на международном рынке вынуждает китайских производителей искать новые методы выращивания жемчуга, придавая ему актуальные окраску и форму. В данной работе описаны новейшие виды пресноводного культивированного жемчуга Китая, отмеченные зарубежными геммологами, китайскими предпринимателями и жемчужными фермерами.

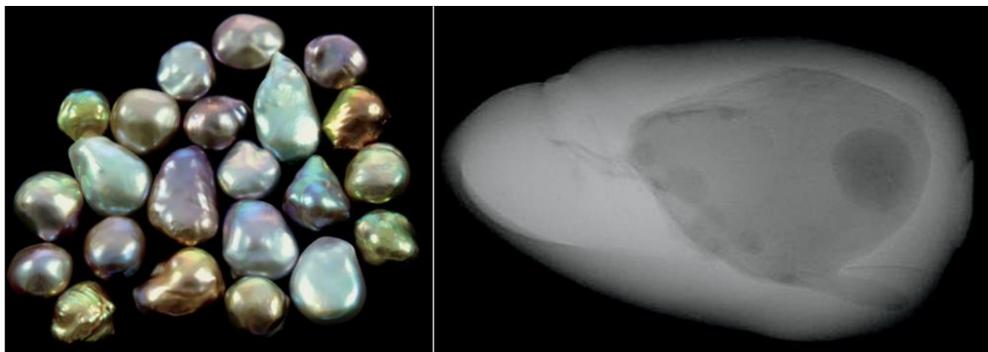
**Ключевые слова**

Пресноводный жемчуг; культивирование; Китай; ядро; накр; мантия.

**Теория**

Глобальная статистика «Продовольственной и сельскохозяйственной организации Объединенных наций» («FAO») показывает, что за период с 2005 по 2014 г. среднегодовой объем производства китайского культивированного жемчуга составлял 3540 тонн на сумму 15 миллионов долларов США. На этот объем приходится более 98% мирового производства культивированного жемчуга, из которых 99,5% – на пресноводный культивированный жемчуг. Более 99% пресноводного культивированного жемчуга в мире добывается в озерах и реках к западу от Шанхая (Shor, 2007).

Одним из ярких примеров культивирования китайского пресноводного жемчуга является крупный жемчуг барочной формы с размерами от 14 до 20 мм, сильным блеском и широким диапазоном цветов – «Суфле» («Soufflé pearl») (рис.1, слева). Впервые «суфле» был представлен на выставке «Hong Kong Jewellery and Gem Fair» в сентябре 2009 года, но под другим названием – «Полые кеши» («Hollow keshi») (Sturman, 2010). Исходя из первоначального названия, это полая жемчужина (рис.1, справа), заполненная темным землистым материалом.



**Рисунок 1.** Слева: образцы жемчуга «Суфле»; справа: микрорентгенограмма жемчужины суфле. Фото Джека Линча.

Процесс выращивания «суфле»: во внутрь мешочка помешают сухой землистый материал (возможно ил), который постепенно набухая от влаги, растягивает его. Устрица продолжает откладывать перламутр (рис.2,слева) вокруг нового ядра, тем самым выращивая жемчужины внушительных размеров (рис.2, справа). Толщина накра варьирует от 1,2 до 4 мм.



**Рисунок 2.** Слева: жемчужина «Суфле» в разрезе, размер образца 13,7 × 11,1 мм; справа: 2000-разовое увеличение пористой порошкообразной текстуры ядра, полученном с помощью СЭМ. Фото Элизабет Штарк.

Поставщики продают жемчуг на развес, существует финансовая необходимость в крупных жемчужинах. Многие китайские жемчужные фермы стремятся повысить качества жемчужин, идеал производства – «крупный белый круглый жемчуг». Большое внимание уделяется культивации сферического жемчуга больших размеров, выращенным ядерным методом (рис.3). Каждый производитель использует свои типы ядер-затравок и процессы культивирования для получения больших сферических жемчужин. Например, запатентованный метод культивирования жемчуга «Эдисон», используемый китайской компанией «Grace Pearl», – конкурирующей альтернативы жемчуга Южных морей высокого качества (Strak, 2006). В этом методе генетически отобраным мидиям вводится крошечная бусина-ядро вместо мантии моллюска. Производители постоянно гибридизируют устриц, используемых для выращивания жемчуга, не раскрывая своих приемов.



**Рисунок 3.** Нить китайского пресноводного культивированного жемчуга диаметром от 15,4 до 19,3 мм, выставка AGTA GemFair, Тусон. Фото Дункана Пая.

Современный барочный культивированный жемчуг похож на японский пресноводный культивированный жемчуг «Касумига» (Abduriyim, 2018), который также называют «Касуми» («Kasumi style pearl») или «волнистый жемчуг» («ripple pearl»). Он имеет текстурированную поверхность, демонстрирующую сильную переливчатость: овертон у барочных жемчужин и ориент у круглых жемчужин (рис.4). Жемчужины «касуми» с бугристой поверхностью ценятся за разнообразные формы и почти металлический блеск. Нить продается оптом всего за несколько сотен долларов, и жемчуг «касуми» выгоден для потенциального покупателя. Приблизительная оценка ожерелья с круглым жемчугом диаметром 15,4–19,3 мм, примерно 1 тысяча долларов за нить, тогда как разноцветные ожерелья с жемчугом «касуми» стоят несколько сотен долларов за нить.



**Рисунок 4.** Нити жемчуга «Касуми» размером 16 × 13 мм, выставка AGTA GemFair, Тусон. Фото Дункана Пая.

Более качественные нити с жемчугом барочной формы выращивается ядерным методом: ядро-затравку внедряют в гонаду моллюска. Этот метод культивирования позволяет получить барочный жемчуг другого вида, известного в торговле как «Огненный шар» («fire ball») (Fiske, 2007). Жемчуг «огненный шар» получил свое название благодаря кометообразной форме: «хвост» выходит наружу из сферы (рис.5). Эта разновидность китайского пресноводного культивированного жемчуга известна с начала 2000-х в жемчужной индустрии. Эксперты «Cultured Pearl Association of America» выдвинули две теории, объясняющие происхождение огненного шара. Первая теория: когда бусина помещается в жемчужный мешок, она может заполнить не всю полость, и внутренняя оболочка мешочка выделяет перламутр по всей пустой площади, не только вокруг ядра. Вторая – во время введения ядра нуклеатором вытягиваются следы эпителиальных клеток из жемчужного мешочка с помощью инструментов. Этот след клеток продолжает производить перламутр, который со временем образует форму. В результате получается круглая жемчужина с «хвостом» или «крыльями». На ювелирном рынке «огненные шары» пользуются спросом благодаря их уникальности.



*Рисунок 5. Образцы «огненных шаров». Фото Геммологического института Америки.*

В современном производстве китайского пресноводного жемчуга также применяют культивирование круглых жемчужин безъядерным методом, где в качестве затравки используется кусочек мантии (рисб). Сферические жемчужины диаметром 5–6 мм впечатляюще однородны и с сильным блеском, что делает их отличной заменой нитям «акойи». Культивированные безъядерные жемчужины такого качества очень редки, поэтому их стоимость составляет несколько сотен долларов за нить.



*Рисунок 6. Китайский безъядерный пресноводный культивированный жемчуг-аналог жемчуга «акойя», выставка AGTA GemFair, Тусон. Фото Дункана Пая.*

### **Выводы**

За прошедшие два десятилетия Китай занимает лидирующую позицию на жемчужном мировом рынке. Китайская жемчужная индустрия представила множество методов культивирования пресноводного жемчуга на ювелирном рынке: жемчуг «суфле», «крупный белый круглый жемчуг», жемчуг «эдисон», жемчуг «касуми», жемчуг «огненный шар», безъядерный пресноводный жемчуг - «аналог акойи». Несмотря на средний рыночный спрос на жемчуг барочной формы, большая часть его производства приходится на жемчужные фермы, стремящиеся к выращиванию более дорогого – сферического жемчуга.

### **Библиография**

1. Abduriyim A. Cultured Pearls from Lake Kasumigaura: Production and Gemological Characteristics [Электронный ресурс] // *Gems & Gemology*, Summer 2018, Vol. 54, No. 2. URL: <https://www.gia.edu> (дата обращения: 09.01.2022).
2. Fiske D., Shepherd J. Continuity and change in Chinese freshwater pearl culture. *Gems & Gemology*, Summer 2007, pp. 138–145.
3. Shor R. From Single Source to Global Free Market: The Transformation of the Cultured Pearl Industry [Электронный ресурс] // *Gems & Gemology*, Winter 2007, Volume 43, No 3. URL: <https://www.gia.edu> (дата обращения: 17.01.2022).
4. Strack E. Pearls. Rühle-Diebener-Verlag Publishing, Stuttgart, 2006, 696 p.
5. Sturman N. «Soufflé» freshwater cultured pearl. *Gems & Gemology*, Spring 2010, Vol. 46, No. 1, pp. 61-63.

*Исследование сапфиров магматического типа происхождения  
Васина А.И.\* (Гохран России, aivasina97@mail.ru), Шилова О.А. (Гохран  
России, oshilova@gokhran.ru), Пахомова С.Б. (Гохран России,  
spahomova@gokhran.ru),*

*Ю.А. Мелкозерова (Гохран России, umelkozzerova@gokhran.ru), И.В. Макарчук  
(Гохран России, laboratory@gokhran.ru)*

### **Аннотация**

Издавна и по настоящее время сапфир является одним из самых почитаемых, популярных и востребованных драгоценных камней.

Происхождение данного минерала, как и других, может играть важное значение для его рыночной стоимости. В данном случае наибольшую ценность имеют сапфиры из Кашмира и Бирмы. Формирование месторождений синих сапфиров встречается по всему миру, основными условиями образования являются магматические и метаморфические месторождения, помимо этого встречается метаморфическо-магматический (смешанный) тип [3].

В данной работе представлены результаты исследования, основной целью которого является изучение сапфиров, установления генетического типа, а также определение месторождения.

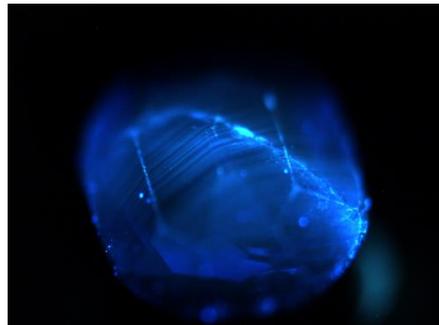
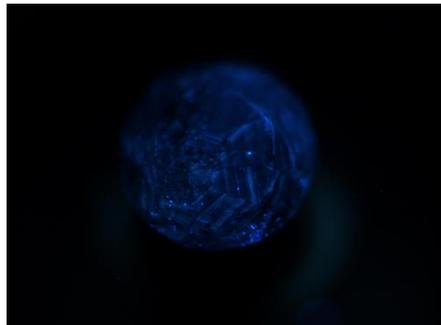
### **Ключевые слова**

Сапфир, магматический тип, флюоресценция, спектроскопия, спектр поглощения, облагораживание.

### **Теория**

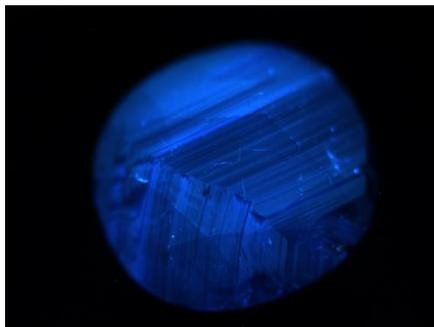
Всего было изучено 5 синих сапфиров массой от 0,25 ст до 1,75 ст. Основной задачей исследования является определение природы происхождения и наличия облагораживания. Применялись следующие методы: микроскопический, органолептический (люминесценция), ИК-спектроскопия, спектрофотометрия, рентгенофлуоресцентный анализ.

При исследовании на органолептическом методе (DimondView) наблюдалось наличие темно-синей люминесценции (рис. 1-3) и более ярким свечением по линиям роста под 120°, что, несомненно, говорит о природном происхождении сапфира. Трещины, выходящие на поверхность при ультрафиолете, имеют бело-голубой цвет, вероятно это связано с наличием заполнителя.



**Рисунок 1. Флюоресценция сапфира**

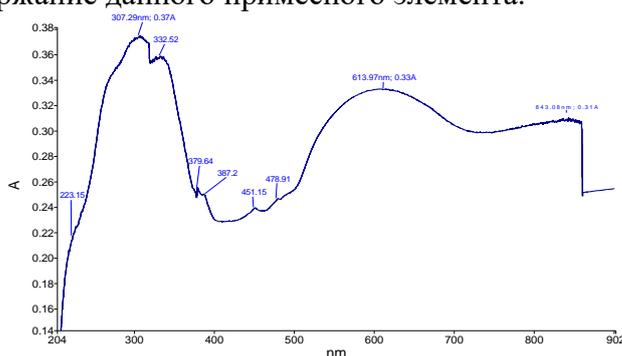
**Рисунок 2. Флюоресценция сапфира)**



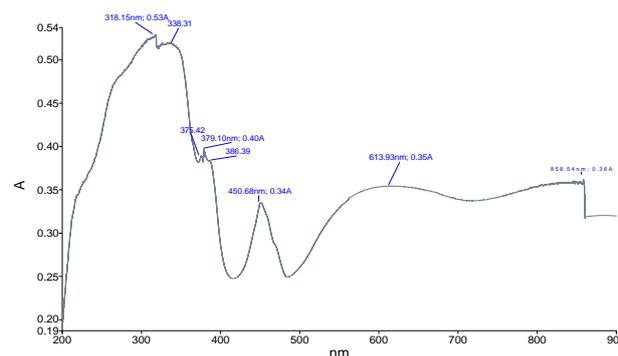
**Рисунок 3. Флюоресценция сапфира**

Методом рентгенофлуоресцентного анализа был проведен точечный анализ поверхности площадки сапфиров. Обнаруженный Ga (0.013 – 0.019 мас. %) свидетельствует о том, что данные образцы имеют природное происхождение. Содержание примесного железа является диагностическим признаком типа месторождения. Исходя из эксперимента среднее значение Fe составляет от 0.261 до 0.698 мас. %, что характерно для магматического типа месторождения [4]. Помимо этого, были обнаружены Ti и V в количестве 0.002 – 0.022 мас. % и 0.001 – 0.005 мас. % соответственно.

Анализ идентифицируемых сапфиров показал, что полученные спектры имеют характерный вид для сапфиров магматического происхождения. На рис. 4 видна широкая полоса поглощения в районе 850 нм, которая характерна именно для такого типа. Опираясь на литературные данные [4, 5]– это связано с межвалентным переносом заряда между  $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$ . Наличие полос поглощения 379.64, 387.2, 451.15 нм говорит о присутствии железа, а 332.52 относится к переносу заряда  $Fe^{3+} - Fe^{3+}$ . Полоса 478.91 нм появляется в обработанных температурой сапфирах, а также отнесена к присутствию титана, что согласуется с данными рентгенофлуоресцентного анализа. Приведенные ниже спектры существенно отличаются интенсивностью полосы 450 – 451 нм, отвечающей за железо. По результатам РФА в сапфире (рис. 5) обнаружено высокое содержание данного примесного элемента.

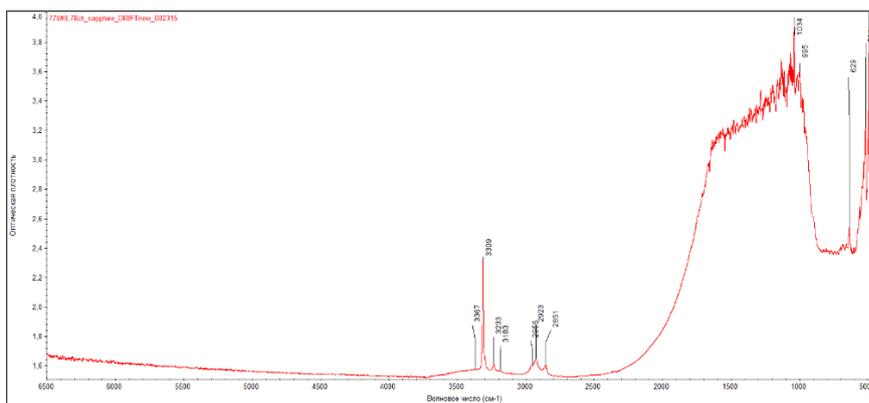


**Рисунок 4. Спектр оптического поглощения сапфира (204-902 см<sup>-1</sup>).**



**Рисунок 5. Спектр оптического поглощения сапфира (200-900 см<sup>-1</sup>).**

Результаты исследования методом ИК-спектроскопии показали, что в спектрах образцов наблюдается интенсивный пик 3309 см<sup>-1</sup>. Помимо этого отчетливо видны пики 3367, 3233, 3183 см<sup>-1</sup>. Так как выше описанные исследования свидетельствуют о том, что данные сапфиры принадлежат магматическому типу, можно сделать вывод о возможном обогащении с применением температуры.

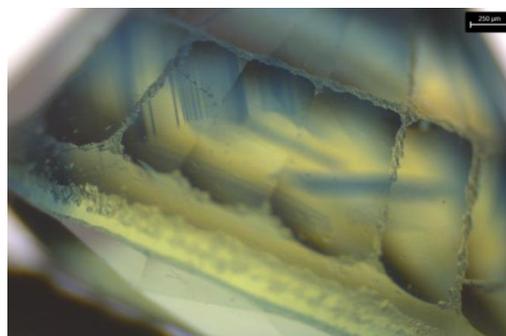


**Рисунок 6.** Спектр поглощения сапфира ( $6500-370 \text{ см}^{-1}$ ).

Ниже представлены рисунки, сделанные на стереомикроскопах. Видно, что исследуемые сапфиры имеют темно-синий цвет, в одном присутствует зелено-желтый оттенок (рис.8). Во всех образцах наблюдаются характерная для корунда гексагональная зональность, которая при влиянии температуры приобрела нечеткие линии роста (рис. 7-8).

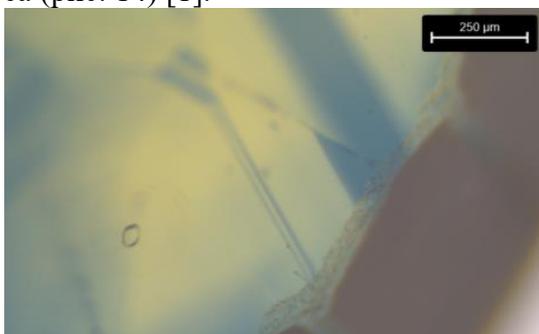


**Рисунок 7.** Нечеткие границы гексагональной зональности; растворенные иглы рутила. Проходящий свет.



**Рисунок 8.** Нечеткая гексагональная синяя зональность. Проходящий свет.

Также на воздействие термообработки указывают измененные минеральные включения – на рис. 9 предположительно кристалл циркона с ореолом вокруг, на 10 рисунке подплавленные прозрачные кристаллические включения [2]. На рис. 10-12 представлены газовой-жидкие включения. Также с помощью данного метода обнаружены следы заполнения. Изученные сапфиры облагорожены с помощью масла (рис. 13) и флюса (рис. 14) [1].

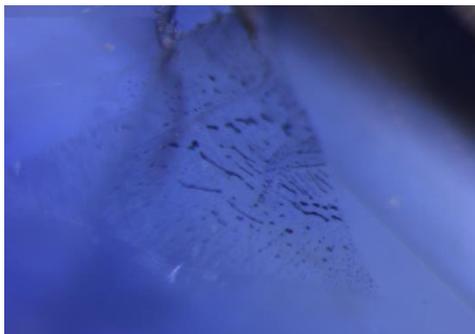


**Рисунок 9.** Измененное минеральное включение – циркон. Проходящий свет.



**Рисунок 10.** Измененные газовой-жидкие включения, подплавленные

*кристаллические включения. Проходящий свет.*



**Рисунок 11.** *Расплавные включения в форме «отпечатка пальца». Проходящий свет.*



**Рисунок 12.** *Вуаль из измененных газовой-жидких включений. Отраженный свет.*



**Рисунок 13.** *Трещина, заполненная маслом. Отраженный свет.*



**Рисунок 14.** *Залеченный флюсом сапфир. Отраженный свет.*

### **Выводы**

В результате данного исследования можно сделать вывод, что все изученные образцы являются природными сапфирами, принадлежат магматическому типу происхождения исходя из элементного состава и спектральных методов. Микроскопия и люминесценция отчетливо демонстрируют нам следы облагораживания (термообработка, заполнение трещин).

Исходя из полученных результатов можно предположить, что сапфиры из месторождений Австралии и Мьянмы [3, 4].

### **Библиография**

1. Романова Е.И., Хомрач М.В., Солодова Ю.П. «Выявление признаков облагораживания в цветных драгоценных камнях». Геммологический институт. Москва, 2015 г.
2. Gubelin E.J., Koivula J.I. Photoatlas of inclusions in Gemstones. Volume 2. 2005.
3. Khin Zaw, F. L. Sutherland, F. Dellapasqua, C. G. Ryan. Contrasts in gem corundum characteristics, eastern Australian basaltic fields: trace elements, fluid. Mineralogical Magazine. 2006.

4. Richard W. Huges with Wimon Manorotkul I E. Billie Huges Ruby and Sapphire a gemologist's guide, 2017.
5. Smith, Christopher P. Inside sapphires. Rapaport Diamond Report, pp. 123-132. 2010.

*Исследование устойчивости поверхностного слоя малахита под воздействием растворов аммиака*  
*Гаврилова Е.О.\* (МГУ имени М.В. Ломоносова, gav441@yandex.ru),*  
*Бубликова Т.М. (ИЭМ РАН, tmbublikova@gmail.com).*

#### **Аннотация**

Исследовано влияние растворов гидроксида аммония различных концентраций и установлено их агрессивное влияние на поверхность образцов малахита. Произведено измерение микротвердости природного и синтетического малахита. Методом растровой электронной микроскопии изучена структура поверхностей малахита, подвергшихся воздействию растворов.

#### **Ключевые слова**

Малахит, растворы аммиака, анизотропия твердости, поверхностный слой.

#### **Источники финансирования**

Работа выполнена в ИЭМ РАН, тема НИР FMUF-2022-0002 рег. № 1021050601101-6-1.5.2;1.5.4.

#### **Теория**

Малахит – известный поделочный камень, узнаваемый по характерной зеленой окраске и специфичному текстурному узору. По химическому составу минерал отвечает основному карбонату меди  $\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$ . Кристаллизуется в моноклинной сингонии в пространственной группе  $P2_1/a$ , параметры элементарной ячейки  $a=9.48\text{\AA}$ ,  $b=12.03\text{\AA}$ ,  $c=3.21\text{\AA}$ ,  $\beta=98^\circ$ ,  $Z=4$ . Твердость составляет 4 – 5 по шкале Мооса, хрупкий, плотность 3,7–4,1 г/см<sup>3</sup> (Стоялов и др., 1977). Наиболее крупные скопления малахита приурочены к зонам окисления медных сульфидных и полиметаллических месторождений. Типичными для малахита являются натечные, землистые образования, а также псевдоморфозы по ассоциирующим минералам, например, атакамиту, азуриту, кальциту. Кристаллы в агрегатах малахита чаще имеют призматический, столбчатый, игольчатый облик. Отдельные кристаллы встречаются редко. Наиболее известны месторождения малахита в России на Урале, ДР Конго, Замбии.

Малахит хорошо полируется и легок в обработке, что делает минерал благоприятным для использования в ювелирном и камнерезном деле (Будрина, 2020). В России началу эксплуатации малахита способствовало открытие во второй половине XVIII-го века знаменитых Гумешевского и Меднорудянского медных месторождений Урала. Русский малахит пользовался огромным спросом, из него были изготовлены многочисленные крупногабаритные камнерезные изделия, в частности, облицованные

малахитом колонны Исаакиевского собора, убранство Малахитового салона в Версале, крупные вазы, столешницы и ювелирные изделия, многие из которых хранятся в музеях мира. Однако большой спрос привел к практической полной выработке месторождений уже к середине прошлого столетия. Возникший дефицит породил у ученых интерес к изучению возможности синтеза малахита в лабораторных условиях. В настоящее время разработаны методы синтеза аналога природного малахита: в открытой проточной (ВНИИСИМС, г. Александров) и закрытой рециркуляционной системах (ИЭМ РАН, СПбГУ) (Бубликова и др., 2000; Petrov et al., 2013).

Несмотря на широкое применение малахита, как природным, так и синтетическим образцам присущ ряд недостатков. Истирание полированной поверхности происходит из-за относительно невысокой твердости минерала; под воздействием даже слабых агрессивных сред минерал неустойчив вследствие высокой пористости. В ходе работы по изучению физических свойств малахита нами было проведено исследование микротвердости природного (10 образцов) и синтетического (7 образцов) малахита. Измерения проводили на приборе ПМТ-3 при нагрузке 50 г. Полученные результаты свидетельствуют о принадлежности образцов малахита к минералам средней группы твердости, что по шкале Мооса соответствует твердости 4 – 5. Существенной разницы в показаниях микротвердости природного и синтетического малахита не обнаружено (табл. 1, приведены средние величины). На основе измерений был сделан вывод о том, что минерал обладает анизотропией твердости. Установлено, что грани кристаллов, параллельные фронту кристаллизации, обладают более высокой твердостью, чем грани, перпендикулярные ему (табл. 1).

*Табл.1. Сравнение твердости граней перпендикулярных и параллельных направлению роста малахита разного происхождения.*

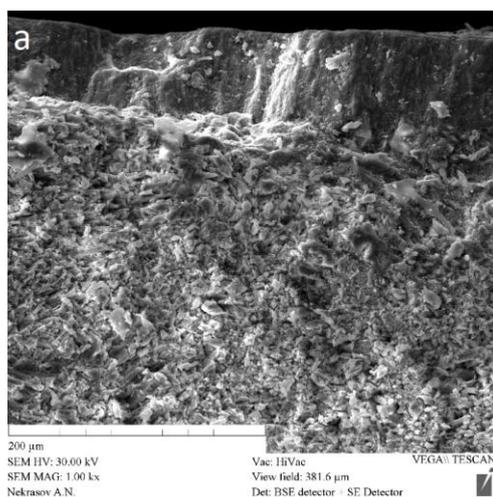
Происхождение/ твердость	Твердость по Моосу	Твердость границы вдоль направления роста, кг/мм <sup>2</sup>	Твердость границы перпендикулярной направлению роста, кг/мм <sup>2</sup>	% отклонения
Чокпак (Казахстан)	4.0- 4.5	256.5	282.9	10.4
Колвези (Д.Р.Конго)	4.0- 4.5	257.1	289.1	11.1
Синтетический образец (ВНИИСИМС)	4.0- 4.5	263.6	279.9	6.9

Поскольку в известных методах синтеза малахита в качестве рабочего раствора используются растворы гидроксида аммония (Бубликова и др, 2000), необходимо установить влияние раствора аммиака на поверхность малахита. Для этого были проведены эксперименты по растворению малахита в растворах аммиака разной концентрации. В бюксы разлили заготовленные 0.5, 1.0 и 2.0 т растворы аммиака, на дно которых поместили образцы природного малахита с полированной поверхностью. Бюксы находились под наблюдением в течение 6 суток (табл. 2). Процесс травления

начал проявляться спустя 2 часа после начала эксперимента. Спустя сутки образец из 2.0 м раствора покрылся ярко-голубым налетом. Количество материала было недостаточно для определения состава образовавшегося слоя, однако на основе изученной литературы был сделан вывод, что данный налет предположительно является промежуточной фазой  $[\text{Cu}(\text{OH})_2]$  в процессе растворения малахита (Wang, 2009). По истечении 6 суток с начала эксперимента на образцах наблюдались явные признаки растворения: борозды травления, менее насыщенный цвет. Ярко-голубой налет на образце из 2.0 м раствора начал растворяться, что подтверждает предположение о наличии промежуточной фазы гидроксида меди  $[\text{Cu}(\text{OH})_2]$ .

**Таблица 2.** Процесс растворения малахита в растворах аммиака разной концентрации.

См, моль/кг\τ	0 ч	2 ч	1 сут.	6 сут.
0.5				
1.0				
2.0				



**Рисунок 1.** РЭМ-изображения скола поверхности образцов малахита, находившихся в растворах аммиака: а – 0.5 м  $\text{NH}_4\text{OH}$ ; б – 2.0 м  $\text{NH}_4\text{OH}$ .

Внутреннее строение исследуемых образцов малахита было изучено с использованием растрового сканирующего микроскопа *Tescan Vega II XMU* с

энергодисперсионным спектрометром (ЭДС/EDS) *INCA Energy 450*. Результаты исследований показали существенные различия во внутреннем строении поверхностного слоя образцов (глубина до 500 мкм). Как видно из рис. 1, поверхностный слой образца, подвергнутого воздействию раствором 0.5 m NH<sub>4</sub>OH, более плотный, в сравнении с образцом, находившимся в 2.0 m NH<sub>4</sub>OH. В образце из 2.0 m раствора приповерхностный слой оказался более пористым, кристаллы четкие, тонкие и вытянутые, игольчатого облика (рис. 1б).

### Выводы

В ходе данной работы были проведены эксперименты, необходимые для установления условий синтеза тонкокристаллического малахита на подложках природного малахита с целью получения однородной поверхности высокой твердости. Так как в процессе синтеза в закрытой системе используются высококонцентрированные раствора аммиака, нахождение природных образцов в кристаллизаторе в первые дни эксперимента приведет к сильному повреждению поверхностного слоя малахита в силу его высокой растворимости в данных условиях. С целью максимальной сохранности полированной поверхности дальнейшие работы по синтезу тонкокристаллического малахита целесообразно осуществлять в два этапа. Первый этап: получение насыщенного медью аммиачного раствора, второй – помещение природных образцов малахита (подложек) в кристаллизатор и кристаллизация на них синтетического малахита.

### Библиография

1. 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.
2. Будрина Л.А. Малахитовая дипломатия. – Москва; Екатеринбург: Кабинетный ученый, 2020. – 208 с.
3. Стоялов С.П., Горбатова К.Ю. Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней. Выпуск 16. Малахит. Москва. 1977. 3 с.
4. Petrov T.G., Protopopov E.N., Shuyskiy A.V. Decorative grown malachite. Nature and technology. // Russian Journal of Earth Sciences. 2013. Vol. 13. № 2.
5. Wang, X., Chen, Q., Hu, H., Yin, Z., & Xiao, Z. Solubility prediction of malachite in aqueous ammoniacal ammonium chloride solutions at 25 °C. // Hydrometallurgy. 2009. 231–237 с.

*Определение подлинности натуральной вулканической породы и её имитации  
Задорожный И.В. \* (слушатель ИПК, Российский государственный  
геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе) (МГРИ),  
iv\_z@mail.ru),*

*Романова Е.И. (Российский государственный геологоразведочный университет  
имени Серго Орджоникидзе, romanovaei@mgri.ru)*

#### **Аннотация**

В своей хозяйственной деятельности человек издревле использовал различные вулканические горные породы, в том числе и при производстве украшений и декоративных изделий. Вследствие достаточной распространенности месторождений природные пористые эффузивные породы, продаваемые под торговым названием «вулканическая лава», не имеют значительно высокой стоимости на рынке поделочных камней, однако в последнее время, в связи с растущей популярностью этого материала разработано несколько методов имитации этого минерала при производстве украшений. Диагностика природных и искусственно произведенных образцов изделий из вулканической лавы имеет важное значение для их оценки.

Проведено сравнительное исследование нескольких видов бусин из лавы и образцов природной необработанной вулканической породы с полуострова Камчатка. Для определения состава и внутренней структуры бусины помещались в спирт и ацетон. Фотографии сделаны при помощи геммологического иммерсионного и петрографического микроскопов с цифровой камерой.

#### **Ключевые слова:**

Вулканическая лава, пумицит, полимерная глина

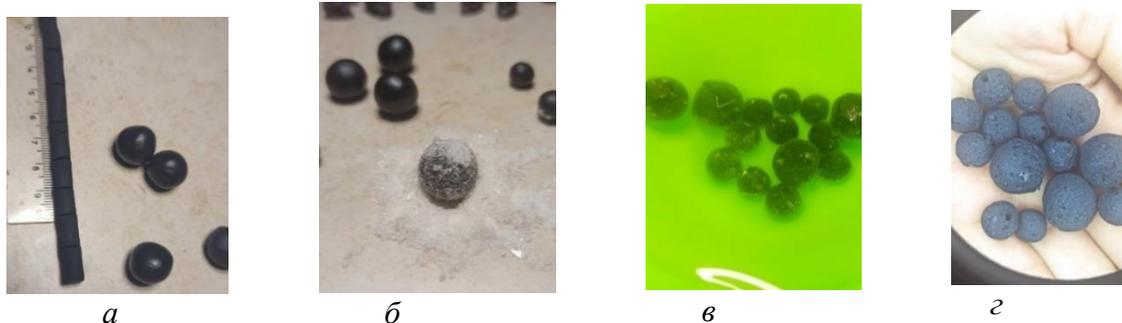
#### **Теория**

Вулканы мира извергают различный по составу, температуре, цвету вулканический материал. По составу различают три вида лавы: базальтовая, кремниевая, карбонатная [1]. Наиболее популярный вид, применяемый в декоративном производстве - базальт. Существует различие базальтов по таким критериям как цвет, структура и применение. Итальянская Базальтина отличается прочностью и долговечностью, используется в основном в дизайне и скульптуре. Зелёный мавританский базальт имеет необычные вкрапления, придающие камню насыщенный зелёный цвет, благодаря этому, используется в украшениях. Азиатский тёмно-серый базальт используется в архитектуре и производстве бижутерии. Сумеречный базальт – серого или черного цвета, прочная, устойчивая к атмосферным факторам порода используется в строительстве и изготовлении бижутерии [3].

На азиатском рынке каменных бусин встречаются различные образцы «вулканической лавы», которые, как утверждают производители, изготовлены из натурального сырья [2]. Вместе с тем высказываются мнения, что для производства подобных бусин используют более дешевое сырьё: полимерная глина или отходы производства металлургических комбинатов. Шлаковый пумицит, имеющий все

свойства натурального сырья, получают путем охлаждения раскаленного шлака водой или воздухом, в результате чего получают пористую структуру. Однако удельный вес пумицита намного меньше вулканической лавы, и вследствие крупнопористой структуры имеет эффект плавучести.

Существует технология производства имитации вулканического камня из полимерной глины, так называемая соляная (сахарная) техника в полимерной глине [4]. Для придания пористой текстуры поверхности бусины используют соль или сахар. Из полимерной глины раскатываются бусины нужного размера (рис 1а) и обваливаются в соли или сахаре (рис. 1б). Чем больше частички соли или сахара, тем крупнее получаются поры на глине. Для создания отверстия бусины протыкаются зубочистками и отправляются в печь для запекания. Полимерная глина состоит из поливинилхлорида и пластификатора, который придает глине пластичные свойства. При запекании выделяется характерный запах. Готовые бусины опускаются в теплую воду для растворения соли (рис.1в). В результате получается бусина с пористой структурой, имитирующая пористую вулканическую породу (рис. 1г).



**Рисунок 1.** Технология производства бусин из полимерной глины. а -изготовление бусин нужного размера, б – обваливание в соли, в – растворение соли в воде, г – внешний вид готовых бусин [4].

Авторами было проведено исследование двух спорных образцов бусин: вулканическая лава черная - бусины 10 мм (рис. 2) и вулканическая лава сиреневая - бусины 6 мм (рис. 3). Исследованные образцы бусин визуальнo сравнивались с фрагментом цельного необработанного куска вулканической породы с полуострова Камчатка (рис. 4) и образцом темно-серой вулканической породы (рис. 5).



**Рисунок 2.**  
Вулканическая лава  
черная - бусины 10 мм.



**Рисунок 3.**  
Вулканическая лава  
сиреневая - бусины 6 мм



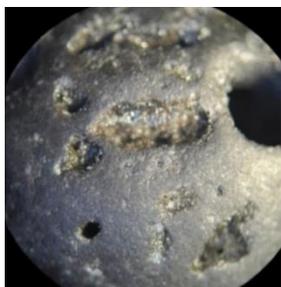
**Рисунок 4.**  
Образец камчатской  
вулканической породы



**Рисунок 5.**  
Образец вулканической  
породы темно-серого  
цвета

Черная бусина имеет мелкопористую, тонкозернистую структуру, интенсивный черный цвет сверху бусины, внутри менее интенсивный – признак тонировки. Сиреневая бусина имеет мелкозернистую структуру, поры расположены сверху бусины и не идут к центру бусины. Фрагмент цельного необработанного куска вулканической породы темно-серого цвета имеет плотную мелкопористую, тонкозернистую структуру.

При осмотре черной бусины под геммологическим микроскопом в отраженном свете поверхность смотрится зернистой (рис. 6). Внутренняя поверхность полостей неровная зернистая, в полостях видны отличающиеся по цвету мельчайшие кристаллики, некоторые имеют голубой цвет. При исследовании бусины, помещённой в спирт, на иммерсионном микроскопе в отраженном свете значительно лучше проявляется тонкокристаллическая основа, видны отличающиеся по размерам, форме и цвету кристаллы (рис. 7). В зернистой основе видны также игольчатые и удлинённые кристаллы. На снимке справа стрелкой показан кристалл, окруженный каймой. После пребывания в спирте полости несколько посветлели и покрывающие их наросты мельчайших кристаллов стали больше напоминать белесые корочки (рис. 8).



**Рисунок 6.** Черная бусина под геммологическим микроскопом в отраженном свете.

**Рисунок 7.** Черная бусина на иммерсионном микроскопе в отраженном свете.

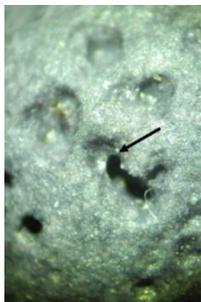
**Рисунок 8.** Черная бусина после пребывания в спирте.

При осмотре сиреневой бусины под вертикальным геммологическим микроскопом в отраженном свете видна очень тонкозернистая основа, на фоне которой просматриваются белые частицы более крупных размеров (рис. 9). Зерна не имеют угловатых форм и их границы выглядят нечеткими. Основа слегка просвечивает. Представляется, что очень тонкий порошокобразный материал смешан с «пластиковой» связкой. У поверхности многих полостей более просвечивающий материал образует явно видимые сужения, как бы перемычки (рис 9. показано черной стрелкой).

Поверхность некоторых полостей (рис. 10.) смотрится ровной и как бы влажной, блестящей. У поверхности полости материал более серого оттенка и достаточно сильно просвечивает. В некоторых полостях видны лопнувшие, вышедшие на поверхность сферические газовые пузыри (показано желтой стрелкой). В разбитой пополам бусине во внутренних полостях сохранились крупинки вещества белого цвета (рис. 11. черные стрелки) и поверхность отверстия имеет бугристый вид, а не ровный или бороздчатый как в том случае, если бы оно высверливалось (рис. 11).

Осмотр под иммерсионным микроскопом помещенной в спирт сиреневой бусины позволил лучше рассмотреть особенности ее внутренней структуры. Именно при таком способе осмотра на поверхности бусины удалось рассмотреть мельчайшие капельки красно-коричневого цвета, выступившие на ее поверхность (рис. 12). Предположительно, это составляющие компоненты красителя или связки, образовавшие

капельки на поверхности во время термической обработки бусины. Внешний вид бусины после пребывания в спирте не изменился. После выдерживания в ацетоне сиреневая бусина заметно посветлела. Из полостей исчез сильно просвечивающий внешний слой. Коричневато-красные капельки с поверхности исчезли. При распиливании бусины ощущался запах.



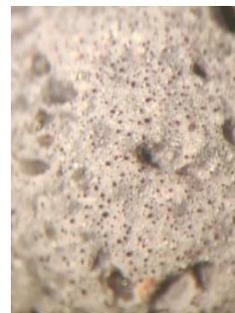
**Рисунок 9.**  
*Разнозернистая структура, сужение у выхода полости на поверхность (стрелка).*



**Рисунок 10.**  
*Блестящая поверхность полости в сиреневой бусине и лопнувший пузырь в просвечивающем поверхностном слое.*



**Рисунок 11.**  
*Крупинки белого цвета во внутренних полостях. Бугристая поверхность отверстия.*

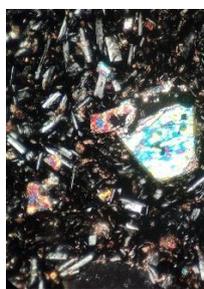


**Рисунок 12.**  
*Тонкозернистая структура бусины. Мельчайшие капельки красно-коричневого цвета на поверхности.*

Также было проведено исследование материалов бусин в шлифах при помощи петрографического микроскопа. Черная бусина имеет темно-коричневую стекловатую основу с огромным количеством мельчайших газовых пузырей, в которой находится большое количество разноразмерных кристаллов (от сотых до десятых долей миллиметра), представленных полевыми шпатами, высокодвупреломляющими минералами, рудными минералами, имеющими угловатые формы (рис. 13). Методом комбинационного рассеяния на приборе ИнСпектр в образце, из которого был сделан шлиф, было определено присутствие кристаллов кварца, размеры которых намного достигали 1 мм. Тогда как материал сиреневой бусины в основном изотропен, с мельчайшими анизотропными и черными непрозрачными частицами (рис.14). Исследование методом комбинационного рассеяния на приборе ИнСпектр в материале бусины сиреневого цвета выявило присутствие угля.



**Рисунок 13.** Шлиф, сделанный из материала бусины черного цвета. Слева проходящий свет, справа – скрещенные николи. Поле зрения 1,5 мм



**Рисунок 14.** Шлиф, сделанный из материала бусины сиреневого цвета. Слева проходящий свет, справа – скрещенные николи. Поле зрения 1,7 мм

### **Выводы**

Проведенными микроскопическими исследованиями были изучены внутренние особенности образцов черной и сиреневой бусин и природных образцов вулканической породы, которые помогли в идентификации изучаемого материала. По внутренним диагностическим особенностям черная бусина совпадает с образцами природной вулканической породы, и, следовательно, является натуральным камнем. Микроскопические исследования сиреневой бусины показали отличие её внутренней структуры от образцов натуральной природной вулканической породы. Особенности её внутренней структуры указывают на то, что она изготовлена из искусственного сырья.

Авторы выражают благодарность заведующему кафедрой минералогии и геммологии российского государственного геологоразведочного университета имени Серго Орджоникидзе доценту Петроченкову Дмитрию Александровичу за оказанную помощь в проведении работы.

### **Библиография**

1. Малеев Е.Ф. Вулканокластические горные породы. - М, 1968.
2. Стоун, Джаспер. Всё о драгоценных камнях. - СПб.: «Кристалл», 2006. — 176 с. — ISBN 5-306-00346-X.
3. McPhie, Jocelyn. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies.
4. Fago C., Marshall E., McRee L., Sargeant G. - Polymer Clay Art. Projects and Techniques for Jewelry, Gifts, Figures, and Decorative Surfaces - 2007.

***Модифицирование окраски слабоокрашенных ювелирных корундов методом рентгеновского облучения***

***Климкин И. А.\* (Российский химико-технологический университет им. Д. И. Менделеева, Москва, Россия, klimkin.ivan.aleksandrovich@gmail.com), Ахметшин Э.А. (Российский химико-технологический университет им. Д. И. Менделеева, Москва, Россия, 4966945@mail.ru), Ахметзянов И.Р. (компания GemLovers, igemmolog@gmail.com)***

**Аннотация**

Мадагаскар является мировым поставщиком ювелирных разновидностей корунда – сапфира и рубина. Наиболее крупное месторождение этого острова находится в 584 км южнее его столицы, вблизи г. Илакака. Оно характеризуется добычей преимущественно слабоокрашенных сапфиров, так как участки с образцами лучших цветовых сортов почти отработаны. В ряде случаев окраска подобных камней улучшается термообработкой. Но она не приносит результатов при концентрации хромофорных примесей менее 0,01%. Таким образом, улучшение цветовых характеристик бледноокрашенных сапфиров другими способами является актуальной задачей.

Наиболее перспективными методами облагораживания данных сапфиров являются радиационные методы воздействия. Серия экспериментов по облучению образцов ювелирного корунда рентгеновским излучением энергией 20 кэВ и суммарным временем экспозиции 18 часов позволила улучшить их цветовые характеристики, путём образования в них радиационных центров окраски. Это привело к смене бледно-голубой и бесцветной гаммы камней на жёлтую, желто-зелёную. Повторная спектрометрия образцов спустя 1,5 месяца после облучения выявила незначительное снижение насыщенности наведенной окраски.

**Ключевые слова**

***Мадагаскар, сапфир, облучение, рентгеновское излучение, модифицирование***

**Теория**

Вокруг г. Илакака раскинулись сапфиринозные поля с множеством месторождений, главное из которых представляет собой гигантский ступенчатый карьер, глубина которого достигает 40 метров [6]. Добываемые камни преимущественно слабоокрашены и не представляют особой коммерческой ценности [1]. Их термическое облагораживание зачастую неэффективно из-за низкой концентрации примесных элементов, способных в ходе подобного воздействия сформировать самостоятельный центр окраски [2]. ***Поэтому вопрос поиска новых методов улучшения цвета бледноокрашенных сапфиров является очень важным.***

Наиболее широко известны следующие методы радиационного облагораживания: ***рентгеновское, гамма- и нейтронное излучения, а также облучение пучком электронов. Обработка материала гамма- или нейтронными лучами даёт хорошие результаты – приобретённая окраска является стойкой и глубоко затрагивает***

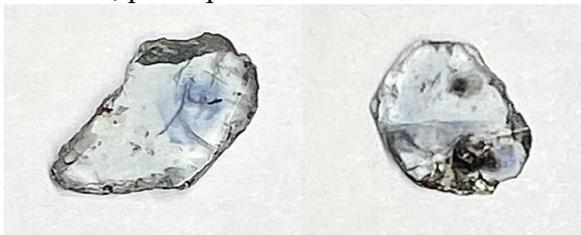
*образец. Но нейтронное излучение может вызвать в материале образование центров вторичной радиоактивности, что является серьёзным недостатком данного метода. Рентгеновское воздействие является наиболее мягкими, из-за малой энергии данного типа излучения [3, 4, 5].*

Для облагораживания радиационными методами воздействия были отобраны слабоокрашенные мадагаскарские сапфиры в количестве 10 штук (рис. 1).



**Рисунок 1.** *«Слабоокрашенные сапфиры»*

Отметим, что применяемые образцы ранее подвергались термообработке при разных условиях в температурном интервале 1100 – 1600°C. Но заметных цветовых изменений выявлено не было. Далее имеющиеся сапфиры были взвешены и измерены. Цвет камней был описан при помощи набора эталонов «GIA GemSet». Все образцы похожи между собой как в цветовой гамме: vstgB 4/2 – B 2/2, так по размеру и весу. Для дальнейшего спектрального анализа, а также более наглядного наблюдения за изменениями окраски сапфиров из отобранных камней были изготовлены плоскопараллельные полированные пластинки (рис. 2), которые также были подвергнуты определению массы, размеров и цвета.



**Рисунок 2.** *«Полированные сапфировые пластинки»*

Все образцы теперь обладали примерно одной толщиной – 1 мм, а также насыщенность их окраски в среднем стала ниже на один – два градиента. Спектрометрия проводилась на спектрофотометре UNICO 2800 UV/VIS с использованием диафрагмы диаметром 2,5 мм в диапазоне 200 – 1100 нм (кафедра химии и технологии кристаллов Российского химико-технологического университета им. Д. И. Менделеева), аналитик – О. Б. Петрова. Данные обрабатывались компьютером с программным обеспечением OriginPro 8. Спектральный анализ показал, что все образцы имеют схожий состав по примесям, образующим хромофорные центры. Об этом говорит тот факт, что линии спектров образцов полностью или частично перекрывают друг друга на графике. Облучение образцов проходило на рентгеновской установке с катодной трубкой 5БХВ6: молибденовый катод, напряжение – 40 кВт, сила тока – 50 мА, энергия рентгеновского излучения – 20 кэВ (кафедра химии высоких энергий и радиоэкологии Российского химико-технологического университета им. Д. И. Менделеева), аналитик – А. А. Фенин. Время экспозиции составило в сумме 18 часов, величина поглощённой дозы образцам за этот промежуток времени составила 194,4 кГр. После облучения с образцов были сняты спектральные характеристики.

В результате рентгеновского облучения образцы приобрели выраженный желтоватый оттенок (рис. 3). У некоторых из них наблюдается зональность окраски. Оценка приобретённого цвета образцов проходила с использованием набора эталонов «GIA GemSet». Все данные занесены в таблицу 1.

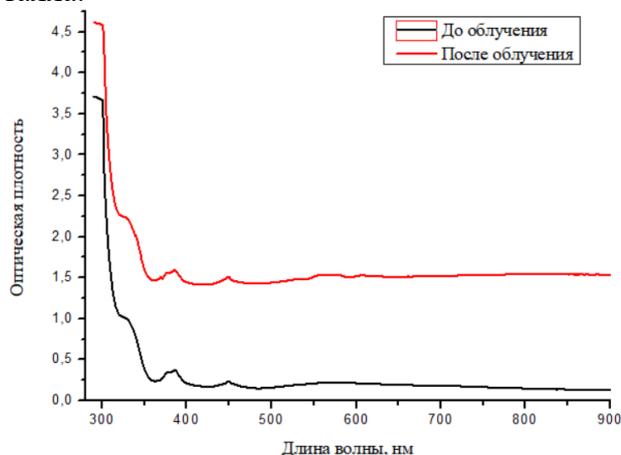


Рисунок 3. «Образцы после рентгеновского облучения»

Таблица 1 Описание изменения цвета образцов после облучения с применением системы GIA

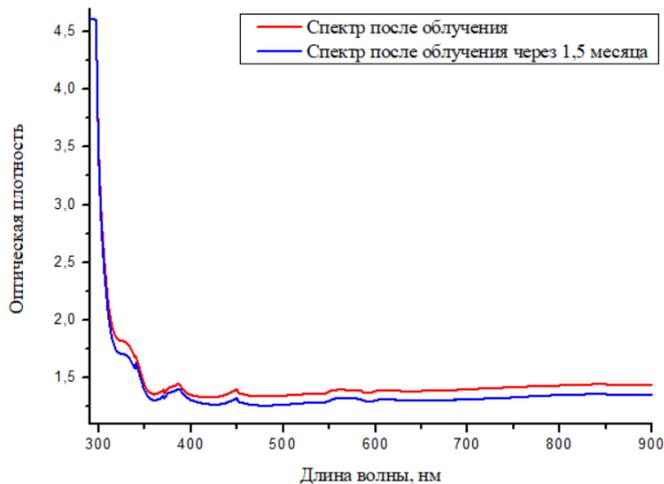
№	Цвет, тон и насыщенность образца до облучения	Цвет, тон и насыщенность образца после облучения
1	BG 4/3	styG 4/3
2	slpR 3/1	rO 3/1
3	B 3/1	vstgB 3/1; YG 3/1
4	B 3/2	gY 3/1
5	B 3/2	vstbG 3/2
6	B 3/3	gB 3/3
7	B 2/1	YG 2/1
8	B 3/2	styG 3/1
9	gB 4/4	vstbG 4/1
10	P 3/2	YG 3/1; P 3/2

Спектральная характеристика образцов после облучения (рис. 4) отличается от исходной увеличенными значениями оптической плотности. Это связано с образованием в ходе эксперимента точечных радиационных дефектов. На красной линии спектра облученного образца в диапазоне, соответствующем жёлто-зелёному цвету – 560-580 нм, был обнаружен новый слабовыраженный пик. Он показывает, что приобретённая окраска сапфиров является результатом взаимодействия ионизирующего излучения и хромофорных центров кристалла.



**Рисунок 4.** «Спектроскопия образца до и после рентгеновского облучения»

Спустя 1,5 месяца после облучения был проведён спектральный анализ образцов на выявление признаков разрушения образованных в процессе облучения центров окраски и её ослабление со временем. Данные показали незначительное снижение цветовых характеристик у облучённых сапфиров (рис. 5). Это связано с природой применяемого излучения. Рентгеновское излучение не обладает большой энергией, поэтому образующиеся радиационные центры окраски не являются стойкими.



**Рисунок 5.** «Повторная спектроскопия облучённого образца»

## Выводы

Радиационное облагораживание подходит как метод улучшения слабоокрашенных сапфиров, плохо поддающихся термообработке. С помощью рентгеновского излучения энергией 20 кэВ и времени экспозиции свыше 18 часов можно создать выраженный жёлтый оттенок у подобных камней и получить фантазийную окраску у сапфиров. Приобретаемая ими окраска является результатом взаимодействия ионизирующего излучения и имеющихся в кристалле хромофорных примесей. Однако она не является стойкой из-за малой энергии рентгеновского излучения и, спустя некоторое время, может ослабевать.

## Библиография

1. Литвинова О. Е., Иванова Л. А., Медведев В. Я. Облагораживание рубинов и сапфиров. // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. — 2007. - № 5 (31). — с.125-131.
2. Ахметшин Э. А., Бгашева Т.В. Изменение окраски природных цветных сапфиров методом термообработки. // Научный вестник Московского государственного горного университета. – 2010. – №9. – с. 9-15.
3. Ахметшин Э. А., Чередниченко А. Г., Сахаров Д. А. Технология облагораживания ювелирных камней и материалов. Москва, 2020. 99 с.

4. Ахметшин Э.А., Бгашева Т.В., Жариков Е.В. Влияние гамма- и электронного облучения на окраску цветных сапфиров. // Сборник статей XIII Всероссийской научно-практической конференции и смотра-конкурса работ студентов и аспирантов (с международным участием) по специальности «Технология художественной обработки материалов». – 2010. – с. 91-96.

5. Бекман И. Н. Атомная и ядерная физика: радиоактивность и ионизирующие излучения: Учебник для ВУЗов, 2-е изд. – М.: Юрайт, 2019. – 493 с.

6. The Sapphire mines of Ilakaka, Madagascar: [Электронный ресурс] // Amusing Planet. URL: <https://www.amusingplanet.com/2017/05/the-sapphire-mines-of-ilakaka-madagascar.html>. (Дата обращения: 06.02.2022).

***Новые возможности использования "невидимой оправы" студентами ТХОМ  
в реализации проектов ювелирных изделий  
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**

Проанализирована история создания невидимой оправы для закрепки большого количества драгоценных камней в ювелирных изделиях. Её назначение связано с тем, чтобы не загружать их лишними элементами (крапанами) и максимально подчеркнуть красоту камней в изделии. Показаны примеры уникальных ювелирных работ с использованием этого вида крепления ювелирных вставок. Из патента представлена технология изготовления изделия с невидимой оправой.

**Ключевые слова**

Невидимая оправа, Van Cleef & Arpels, браслет, брошь, патент, ювелирные изделия.

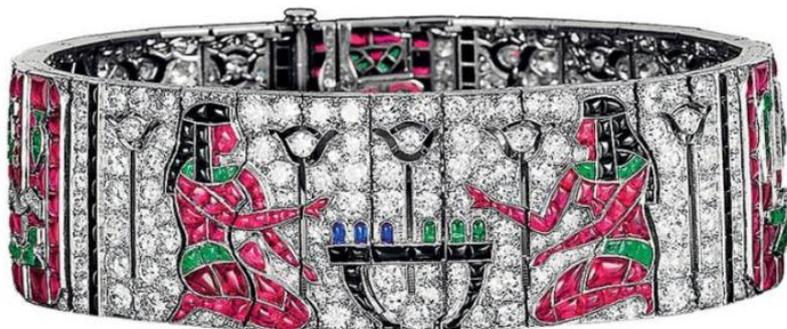
**Постановка задачи**

Среди множества существующих видов оправ драгоценных камней, так называемой невидимой оправе уделяется достаточно мало внимания в профессиональных источниках, описывающих технологию изготовления оправ. Вместе с тем этот уникальный вид оправы занимает особое место среди современных ювелирных тенденций, и технология её изготовления заслуживает рассмотрения, как в учебно-научной литературе, так и в практических руководствах для ювелиров. Показать технологические возможности.

**История создания невидимой оправы**

Идея оправы, которая подчеркнула бы всё великолепие драгоценных камней, начала зарождаться в середине 20-х годов XX века. Одним из её разработчиков явилась французская фирма "Van Cleef & Arpels". Её мастерами было создано несколько различных вариантов браслетов в виде широкой полосы, в которых сочетались популярные в то время египетские мотивы и геометрия форм ар-деко (Беннетт и Маскетти, 2005). Они выполнялись из платины, оникса, рубинов, сапфиров, изумрудов и бриллиантов (рисунок 1). Сначала технология использования невидимой оправы применялась в изделиях с плоской поверхностью, таких как минодьеры (франц. *minaudiere* «жеманница») — футляры для дамских принадлежностей. Название «минодьер» было запатентовано "Van Cleef & Arpels" (Беннетт и Маскетти, 2005). Плоская поверхность минодьера была надёжной основой для создания невидимой закрепки камней. Изделия "Van Cleef & Arpels" были популярны среди монархов и звёзд кино. В 30-х гг. XX века, представитель британской монархии заказал у фирмы брошь «Два листа падуба» к юбилею своей супруги. Её оправа выполнена из платины и золота, с бриллиантами и рубинами в невидимой оправе. В аналогичной стилистике в 2000-х годах создаются броши и кольца из розового золота, платины и бриллиантов, рубинов, сапфиров и изумрудов: «Виноградные листья», «Маленький мак», «Лес»,

«Колокольчик» и «Кармашек», «Скращенная лента» из белого и розового золота с рубинами в невидимой оправе (Пети, 2006).



**Рисунок 1.** *Браслет в египетском стиле фирмы "Van Cleef & Arpels", 1924 год (фото из <https://www.kommersant.ru/doc/2995664>)*

"Van Cleef & Arpels" совершенствовали технологию создания невидимой оправы, и к середине 30-х годов XX века, она широко использовалась ювелирами дома для создания ювелирных украшений с различным изгибом поверхностей. В это время появляется серия браслетов из золотых звеньев в форме пчелиных сот, названная Ludo в честь одного из основателей ювелирного дома Луи Арпельса, которого в кругу друзей называли Людо. В центре каждого шестиугольного звена располагается рубин или сапфир в звездчатой оправе. Застёжки браслетов Ludo с выгнутыми элементами выполнялись из сапфиров и рубинов в невидимой закрежке. Первые Ludo Hexagone относятся к 1935 году, их производство было приостановлено в 50-х годах. Необходимо отметить, что ювелирный дом "Van Cleef & Arpels" не был абсолютным пионером в технологии создания невидимой оправы. Д. Беннетт и Д. Маскетти (2005) описывают брошь, сделанную около 1900-1905 года в форме бабочки-парусника с бриллиантами и рубинами в невидимой закрежке. Ими также приведена фотография браслета с бриллиантами дома «Картье», центральные крупные геометрические элементы которого выполнены из рубинов, изумрудов и сапфиров. Известно, что в 1904 году патент, аналогичный патентам на невидимую оправу "Van Cleef & Arpels", получил бренд "Chaumet", а в марте 1933 года – "Cartier" (Круглова, 2015). По другим источникам ювелиры дома "Cartier" разработали технологию уже в 20-х годах XX века. Однако именно "Van Cleef & Arpels" продолжили развивать технологию до совершенства, сделали её своим фирменным почерком, подарив миру великое множество украшений в невидимой оправе (Круглова, 2015).

В начале XXI века ювелирный дом "Van Cleef & Arpels" начал развивать инновационный подход к созданию невидимой оправы. Технология была названа Navette Mystery Setting, которая подчёркивает безупречный объём цветных камней, полностью скрывая металл. Президент и креативный директор ювелирного дома, Николя Бос в

видеоматериале поделился тонкостями создания броши «Сосновая шишка» (франц. "Pomme de pin"). Для ювелиров эта работа стала настоящим вызовом, в ней используются кабошоны изумрудов фантазийной формы и бриллианты огранки «маркиз» (рисунки 2).

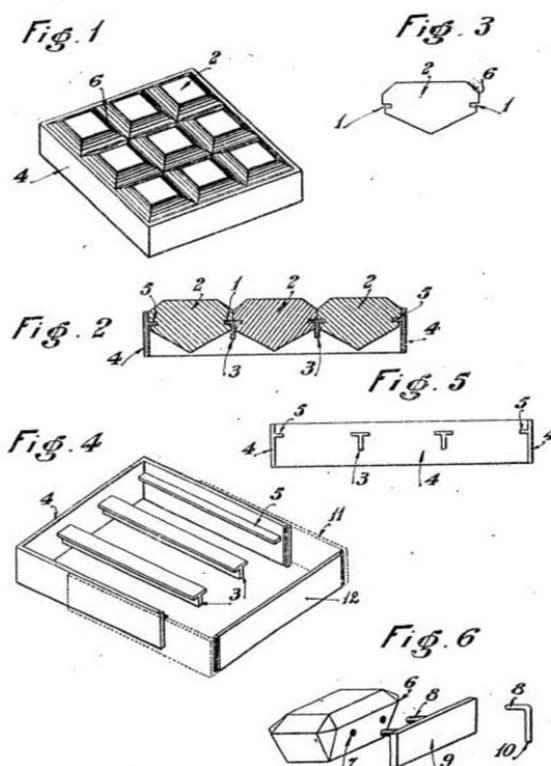


**Рисунок 2.** Брошь «Сосновая шишка», 2018 год (фото из <https://www.vancleefarpels.com>)

### Технология создания невидимой оправы

Пример невидимой закрепки из патента №764,966 31.05.1934 выданного "Van Cleef & Arpels". Изобретение позволяло устранить недостатки оправ для множества камней, удерживаемых стержнями, крапанами или сеткой, скрывающих часть камня. Технология заключалась в установке камней таким образом, чтобы были видны только камни, а оправа скрыта под ними. Для этого каждый камень должен иметь риски, благодаря им он удерживается в оправе. Камни вставляются в специальные рельсы или направляющие. Рельсы могут быть прямолинейными ломаными или изогнутыми с Т-образным, плоским или круглым сечением. Риски выполнены ниже или на рундисте, чтобы открыть верх. Преимущества: 1) Открытый рундист имеет большое значение для игры света; 2) Крепление полностью скрыто; 3) Края камней смежные. Снизу камни также сохраняют целостность и видны только перегородки, между рядами камней. Изобретение представлено чертежами (рисунки 3). Каждый камень (Fig. 3) с двумя боковыми рисками (Fig. 3, фраг. 1), ниже рундиста (Fig. 3, фраг. 6). Камни насажены на направляющие стержни (Fig. 2, фраг. 3). Рельсы или направляющие состоят из Т-образных полос, припаянных на нижней части края оправы (Fig. 2, фраг. 4). Оправа изготавливается в соответствии с количеством камней и дизайном. На её боковых

сторонах также размещены детали (Fig. 2, фраг. 5), образующие рельсы. Когда камни закреплены, четвертая сторона оправы рамы фиксируется пайкой, шурупами. В варианте (Fig. 6), камень не имеет рисок. Вместо них отверстия (Fig. 6, фраг. 7) в боковой части камня под рундистом (Fig. 6, фраг. 6). В эти отверстия входят элементы в форме шипов (Fig. 6, фраг. 8), прикреплённых к небольшой боковой планке (Fig. 6, фраг. 9), составляющей часть оправы. Шипы также могут быть на концах стержней (Fig. 6, фраг. 10). В самом общем виде изобретение является приспособлением, в котором элементы, служащие для закрепки камня, закрыты последним, по крайней мере частично, чтобы их не было видно. Следует понимать, что это изобретение не ограничивается установкой прямоугольных камней, а может быть применимо к камням любой формы.



**Рисунок 3.** Первый вариант невидимой оправы "Van Cleef & Arpels" Fig. 1 – вид оправы, состоящей из девяти камней, план; Fig. 2 – внешний вид закрепки камней в разрезе.

## Выводы

Использование невидимой закрепки значительно повышает технический арсенал ювелиров и расширяет возможности дизайнеров в создании новых ювелирных форм.

### **Библиография**

1. Беннетт Д., Маскетти Д. Ювелирное искусство. Иллюстрированный справочник по ювелирным украшениям. Издательство Арт-Родник. 2005. 490 с.
2. Круглова П. Невидимая и невероятная Mystery Setting от Van Cleef & Arpels. Коммерсант. Стиль. Декабрь. 2015. 300 с.
3. Пети М. Van Cleef and Arpels. Отражения вечности. Издательство Cercle D`Art, Paris. 2006 г. 274 с.

## Минералогические особенности и физические свойства группы аксинита

Логинова Ю.В. \*(МГРИ, [the.smile.of.akella@gmail.com](mailto:the.smile.of.akella@gmail.com))

### Аннотация

В работе представлены общие сведения о минералах группы аксинита, а также информация об их кристаллической структуре, химическом составе и типичных примесях, обозначены общие химические и физические свойства, генезис, характерные включения, а также месторождение.

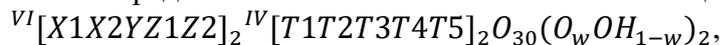
Цель данной работы – рассказать об аксините и его разновидностях, собрать всю имеющуюся на сегодняшний момент информацию по данной группе минералов.

### Ключевые слова

Ферроаксинит, Манганаксинит, Магнезиоаксинит, Тинценит.

### Теория

Аксинит- минерал, алюмоборосиликат кальция, железа, марганца. В настоящее время термин аксинит не обозначает конкретного минерального вида, но используется как общее название для минералов группы аксинита в случаях, когда уточнить минерал не представляется возможным. Общая формула группы [2]:



где VI и IV - координационные числа;

X1= Ca и очень незначительный Na;

X2 = Ca (в аксинитах) или Mn (в тинзените);

Y = Mn (в манганаксините и тинзените), Fe 2+ (в ферроаксините) или Mg (в магнезиоаксините), с небольшими количествами Al и Fe 3+;

Z1 = Al и Fe 3+;

Z2 = Al; T1, T2 и T3 = Si; T4 = Si (и предположительно очень незначительный B);

T5 = B и второстепенный Si.

Дисбаланс заряда (w), за счет гетеровалентных замещений, компенсируется O 2– → OH - подмена

Данная группа минералов переменного состава содержит следующее распределение химических соединений:

CaO — до 20%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — до 16%; B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 5%, SiO<sub>2</sub> — 42%, FeO — 1,7%, MnO — 2—14%, а также щелочи.

В зависимости от процентного соотношения таких элементов как Mg, Fe, Mn и Ca выделяют следующих представителей данной группы:

1.  $Ca_2MgAl_2BSi_4O_{15}OH$  — магнезиоаксинит (рис.1) - В соответствии с номенклатурой, утверждённой IMA в 2008 г., правильное русскоязычное название минерала — аксинит-(Mg);

2.  $Ca_2Fe^{2+}Al_2BSi_4O_{15}OH$ , где Fe > Mn — ферроаксинит (рис.2) - переименован Вальдемаром т. Шаллером в 1909 году за преобладание железа в формуле. В соответствии с номенклатурой, утверждённой IMA в 2007 г., правильное русскоязычное название минерала — аксинит-(Fe);

3.  $Ca_2Mn^{2+}Al_2BSi_4O_{15}OH$ , где  $Mn > Fe$  – манганаксинит (рис.3) - полное описание вида было окончательно сделано Чарльзом Палашем в 1929 году и расширено Палашем (1935), оба основаны на образцах Франклина, штат Нью-Джерси. В соответствии с номенклатурой, утверждённой ИМА в 2007 г., правильное русскоязычное название минерала — аксинит-(Mn);

4.  $Ca_2Mn^{2+}4Al_4[B_2Si_8O_{30}30](OH)_2$ , где  $Mn > Fe$ , ( $2 < Ca < 4$  apfu) – тинценит (рис.4). Для составов с Ca, близким к 4 атомам на формульную единицу (apfu), конечными членами являются манганаксинит, ферроаксинит и магниоаксинит. Название тинценит используется для члена группы, в которой дефицит Ca ( $2 < Ca < 4$  apfu) компенсируется избытком Mn, упорядоченным в  $Ca_2$ , меньшем из двух участков (Basso et al. 1973).

Кристаллы аксинита относят к низшей категории, триклинной сингонии  $\bar{1}$ , симморфной пространственной группе  $P\bar{1}$ . Кристаллическую структуру можно описать как последовательность чередующихся слоев тетраэдрически и октаэдрически координированных катионов (Takéuchi et al. 1974)[2]. В тетраэдрическом слое две дисиликатные группы, каждая из которых состоит из тетраэдров Si1 и Si2, соединены двумя тетраэдрами В, образуя шестичленное кольцо. Две дополнительные дисиликатные группы, состоящие из Si3 и Si4, имеют общий угол с тетраэдрами В, образуя  $[B_2Si_8O_{30}]$  планарный кластер. Слегка искаженные октаэдры, четыре из которых заняты Al (Al1 и Al2), а два - Mn, Fe или Mg [Fe (Mn)] имеют общие края и образуют шестичленную конечную цепочку: Fe(Mn) -Al1-Al2-Al2-Al1-Fe (Mn). Эти цепочки соединены латерально сильно искаженными октаэдрами Ca (Ca1 и Ca2), образующих октаэдрический слой.

Группа аксинита характеризуется примитивной элементарной ячейкой со следующими параметрами:

	аксинит-(Mg)	аксинит-(Fe)	аксинит-(Mn)	тинценит
A	8.93 Å	7,1437 (4) Å	7,161 Å	8.98Å
B	9.15 Å	9,1898(6) Å	9,190 Å	9.17Å
C	7.12 Å	8,9529(4) Å	8,978 Å	7.14Å
A	102.59°	91,857 (6)°	88,26°	102.9°
β	98,28°	98,188 (5)°	82,8°	98.1°
γ	88,09°	98,188 (5)°	77,26°	88°
Соотношение сторон a: b: c	0,976: 1: 0,778	0,777 : 1: 0,974	0,779 : 1 : 0,977	0.979 : 1 : 0.779
Объем элементарной ячейки	V 561.86 Å <sup>3</sup>	V 567.63 Å <sup>3</sup>	V 571.16 Å <sup>3</sup>	V 567.39 Å <sup>3</sup>

Аксинит образует друзы и сплошные массы листоватого строения. Кристаллы аксинита пластинчатые по (110), (110) и (001). Для них особенно характерны острые режущие клиновидные края. Главными простыми формами являются: (010), (120), (110), (121), (011), (111)

Распространён в контактово-метаморфических породах: контактовых мраморах, известково-силикатных роговиках. Также в скарнах, в контактово-метаморфогенных диабазах, и зелёных сланцах, реже в гнейсах и эклогитах. Выделяется в трещинах метаморфических пород (амфиболитов, пироксенитов, мраморов, гнейсов) как низкотемпературный гидротермальный минерал; также в рассланцованных граувакках. Нередко встречается в тесной связи с рудами железа, меди, полиметаллов, олова и марганца. С различными минеральными парагенезисами ассоциируют аксиниты соответствующих составов. Так, марганцовистые аксиниты сопровождают оловянное и полиметаллическое оруденение, а железистые характерны для месторождений меди и железа.

Образуется аксинит гидротермальным и пневматолитовым путем и встречается в жилах и пустотах среди основных эффузивных пород в ассоциации с полевыми шпатами, кварцем, эпидотом, гранатом, хлоритом и турмалином. Иногда он встречается в рудных жилах вместе с кварцем, сфалеритом, халькопиритом и другими сульфидами и в альпийских жилах среди метаморфических пород. В частности:

1. Для ферроаксинита характерны ассоциации со следующими минералами: пренит, андрадит, геденбергит, цоизит, актинолит, датолит, турмалин, везувиан, кальцит, альбит, кварц;
2. Для магнезиоаксинита: эпидот, тремолит, кальцит, пренит, эпидот, актинолит, везувиан;
3. Для манганаксинита: хлорит, кварц, калиевым полевым шпатом;
4. Для тинценита: кварц, браунит, пьомонтит, родонит, бирнессит.

Группе аксинита часто присущи газово-жидкие, в виде отпечатков пальцев (рис.5), а также одиночные двухфазные включения (рис.6), также минеральные включения биотита (рис.7), турмалина (рис.8), гетита, тремолита (рис.9), кварца (рис.10) и др.

Характерные примеси:

1. Для аксинита-(Fe): данных не обнаружено
2. Для аксинита-(Mg): Ti, V, Mn, Zn, K, H<sub>2</sub>O
3. Для аксинита-(Mn): Ti, Fe, Mg, Na, K, H<sub>2</sub>O
4. Для тинценита: Ti, Mg, Ba, Na, K, H<sub>2</sub>O

Плеохроизм интенсивный во всех цветных сортах: коричнево-коричневый / фиолетово-синий / оливково-зеленый, желтый или бесцветный.

Луны, Невада (материал): от бледно-коричневого до бесцветного / темно-коричневого/ коричневатого-красного.

Магнезиоаксинит: бледно-голубой / бледно-фиолетовый / бледно-серый.

Манганаксинит: синий / коричневый / фиолетовый. Желтый-бесцветный до янтарно-бледно-желтого цвета.

Тинценит: бледно-коричневый / фиолетовый / бесцветный до желтоватого цвета.

Шри-Ланка (материал): красновато-коричневый/темно-фиолетовый/ бесцветный до желтоватого цвета.

Линии спектра поглощения в нанометрах: Узкая линия на 5120, широкие линии на 4920 и 4660, также на 4150. Иногда линии видны на отметках 5320, 4440 и 4150 (последние могут быть сильными). В целом оптический характер группы минералов

аксинита двухостный отрицательный, однако, есть данные говорящие о том, что высокое содержание Mg в минерале может изменить оптический характер до двухостного положительного.

	Аксинит- (Fe)	Аксинит- (Mn)	Аксинит- (Mg)	Тинце нит
Дисперсия оптических осей	сильная	сильная	сильная	слабая до отчетливого
Показатели преломления	$n\alpha=1.672-1.693$ $n\beta=1.677-1.701$ $n\gamma=1.681-1.704$	$n\alpha=1.672-1.693$ $n\beta=1.677-1.701$ $n\gamma=1.681-1.704$	$n\alpha=1.672-1.693$ $n\beta=1.677-1.701$ $n\gamma=1.681-1.704$	$n\alpha=1.693$ $n\beta=1.701$ $n\gamma=1.704$
Максимальн ое двупреломление	$\delta=0.009 - 0.011$	$\delta=0.009 - 0.011$	$\delta=0.009 - 0.011$	$\delta = 0.011$
Люминесце нция	В ультрафиолето вых лучах бледно- красный, при длине волны 253 нм.	В ультрафиолето вых лучах сиреневато- красный, при длине волны 253 нм.	В ультрафиолето вых лучах бледно- красный, при длине волны 253 нм. *	Данны х не обнаружено.

\*Образцы из Танзании помимо люминесценции в коротких лучах дают яркий “мертиолатный цвет пламени” красный под длинноволновым ультрафиолетовым светом.

Количество месторождения для группы аксинита весьма незначительно. Для ферраксинита: Восточно-казахстанская область, челябинская область, свердловская область, Ханты-Мансийский АО (восточный склон Приполярного Урала), Забайкальский край, Чукотский АО.

Известны также месторождения в других странах: США (штаты Калифорния, Вашингтон, Северная Каролина, Вирджиния, Пенсильвания, Коннектикут, Вермонт, Онтарио), Иран, Пакистан, Чехия, Польша, Словакия, Австрия, Швейцария, в Великобритании, Норвегия, Япония, Намибия, Австралия, Новой Зеландия.

Для манганаксинита: Карагандинская область, Мурманская область (Кольский регион), Башкортостан (Башкирия), Башкортостан (Башкирия), Забайкальский край, Забайкальский край.

Месторождения манганаксинита также известны в США (штаты Калифорния, Невада, Аризона, Северная Каролина, Пенсильвания), в Перу, в Марроко, на Мадагаскаре, в Ирландии, в Японии, в Австралии, в Новой Зеландии.

Для тинценита: Башкортостан (Башкирия). Месторождения также известны в Италии, Франции, Японии, Норвегии и Швейцарии.



*Рис.1* газово-жидкие включения



*Рис.2* Одиночное газово-жидкое включение



*Рис.3* Биотит в аксините



*Рис.4* Турмалин в аксините



*Рис.5* Тремолит в аксините



*Рис.6* Биотит и кварц в аксините

## Выводы

На сегодняшний момент группа аксинита недостаточно изучена, информации о ней очень мало. Внешний облик кристаллов узнаваем, структура на сегодняшний день продолжает изучаться.

## Библиография

1. Статья нескольких авторов. Белоконова Е Л, Плетнев П.А, Спиридонов Е.М. (1997) кристаллическая структура низкомарганцевого тинзенита (севергинита) отчеты по кристаллографии 42 934-937
2. Статья нескольких авторов. Andreozzi G B, Lucchesi S, Graziani G, Russo U (2004) Site distribution of Fe<sup>2+</sup> and Fe<sup>3+</sup> in axinite mineral group: New crystal-chemical formula Sample 47 American Mineralogist 89 1763-1771
3. Статья нескольких авторов. Andreozzi, G.B., Lucchesi, S., and Graziani, G. (2000b) Structural study of magnesio axinite and its crystal-chemical relations with axinite-group minerals. European Journal of Mineralogy, 12, 1185–1194
4. Статья нескольких авторов. Sanero E., Gottardi G. Nomenclature and crystal-chemistry of axinites // American Mineralogist, 1968, 53, 1407-1411

**Вопросы идентичности материалов имитирующих слоновую кость**  
**Лузин-Левинант М.П.\* (МГРИ им. Серго Орджоникидзе,**  
**maximluzin@gmail.com), Ахметшин Э.А. (Российский химико-технологический**  
**университет им. Д. И. Менделеева, 4966945@mail.ru)**

### **Аннотация**

Слоновая кость – ценный ювелирный материал, доступ к которому сейчас крайне ограничен. В связи с ограничениями, введенными конвенцией СИТЕС, появилось большое количество различных синтетических материалов, имитирующих особенности слоновой кости, таких как “Arvorin”, “Elforyn”, “Digory”, “Ivorite”(“Ivoryne”), “GPS”, имитация из Института исследований твердого тела им. Макса Планка и многие другие. Данные материалы можно классифицировать по трём категориям: пластмассы и органоминеральные композиты различных составов, как с минеральной составляющей идентичной слоновой кости, так и не идентичной. Elforyn наиболее полно из существующих на данный момент имитаций повторяет структуру слоновой кости, а имитация из института им. Макса Планка наиболее близка по химическому составу. Данные материалы обладают рядом недостатков и не являются полноценными имитациями, поэтому вопрос получения синтетического материала, идентичного слоновой кости, остается открытым.

### **Ключевые слова**

Слоновая кость, имитация, органоминеральный композит, полимер, гидроксипатит.

### **Теория**

Материалы группы слоновой кости (далее – слоновая кость) являются ценными поделочными материалами и в связи с запретами, введенными в 1989 конвенцией СИТЕС и поправкой к ней от 2018 года (“Ivory Act”), запрещающей торговлю видами-носителями слоновой кости (нарвал, бородавочник, кашалот, гиппопотам, морж), на данный момент в декоративно-прикладном искусстве возможно использовать только аналогичный им материал – бивень мамонта [1,2]. Так как бивень мамонта является не возобновляемым ресурсом, и его ресурсная база сокращается, а спрос на данный материал постоянно увеличивается, это приводит к значительному росту цен на бивень мамонта. Именно увеличение цены на бивень мамонта и запреты на торговлю слоновой костью приводят к тому, что происходит разработка технологий получения имитаций слоновой кости.

На данный момент существуют следующие искусственные материалы, имитирующие слоновую кость:

- “Arvorin Plus” и схожий с ним “Resin+Ivory+S”, материал из полимерных смол, имеющий схожий с бивнями рисунок поперечных спилов, полученный за счет столбчатых структур из полимерной смолы [3]. Схожей столбчатой плотноупакованной структурой обладают стеклянные имитации камней с эффектом кошачьего глаза. Данные

материалы не флюоресцирует под воздействием коротковолнового и длинноволнового ультрафиолета, и имеют сравнительно низкую удельную плотность ( $1,24 \text{ г/см}^3$ ). Плотность и твердость светлого и темного полимеров различается.

- В 2019-м году группа исследователей из Института исследований твердого тела им. Макса Планка в Штутгарте создали органоминеральный композит из гидроксиапатита ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH}$ ) и желатина, имитирующий большую часть свойств природной слоновой кости. Полученные ими композитные пластины имеют однородную светлую текстуру и имеют сходные тактильные ощущения с слоновой костью. Твердость 0,4 ГПа, около 4 по Моосу. Плотность  $1,6 \text{ г/см}^3$  [4].

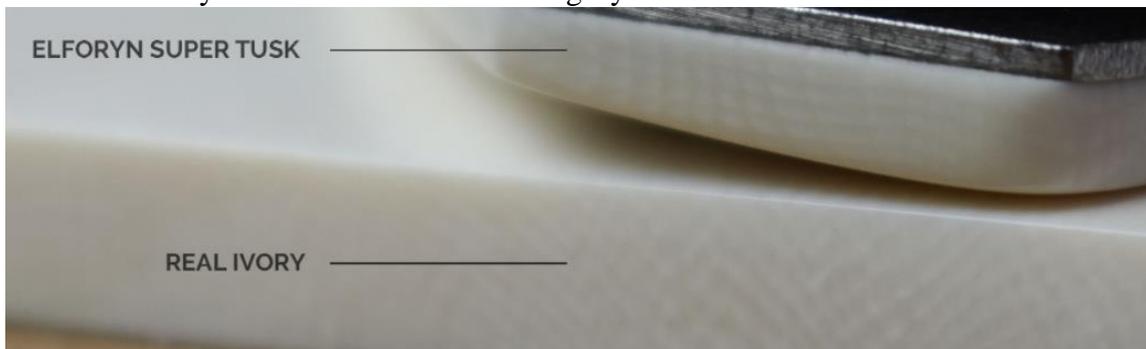
- “Digory”. В 2021-м году органоминеральный композит, в котором в качестве органической связки был использован этоксилированный диметакрилат бисфенола-А и в качестве минеральной составляющей  $\beta$ -ортофосфат кальция ( $\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$ ), был получен в Венском технологическом институте. Может быть окрашен. Данный материал подходит для стереолитографии [5].

- “Elforyn Super Tusk” и “Elforyn Juma”, изготавливаемые компанией Bachmann Kunststoff Technologien GmbH по патенту на материал “Elfh” индийской компании Whitenife. Твердость 80 по Шору, ок. 55 по Роквеллу, значительно выше чем у остальных имитаций. Не впитывает воду, не флюоресцирует. Примерно на 89% состоит из минеральной составляющей. Точный состав не известен [6,7,8].

- Галалит, “Ivorite”/“Ivorine”, “GPS”. Различные имитации слоновой кости на основе белков или нефтепродуктов. Галалит, так же известный под торговыми марками Ivorina, Erinoid, Keronyx, Lactoid, Ameroid, Calorn, изготовлен на основе казеина. Ivorite/Ivorine на основе казеина и отверждающего компонента, является продуктом компании Yamaha Corp. и используется ими для изготовления деталей для музыкальных инструментов. GPS – имитация на основе полиэстера, выпускаемая компанией GPS Agency Ltd [8].

Вышеупомянутые материалы обладают рядом существенных недостатков. Arvorin, галалит, Ivorite и GPS состоят только из полимерной, белковой или акриловой составляющей. В них отсутствует минеральная составляющая, что не позволяет достичь твердости природной слоновой кости. Digory оплавляется при тесте “горячая игла” и в связи с меньшей твердостью ортофосфата в сравнении с гидроксиапатитом, являющимся основной минеральной составляющей слоновой кости, не так износостоек. Elforyn и Arvorin воспроизводят структурные особенности слоновой кости, но так как в материале Arvorin структура воспроизведена с помощью плотноупакованных стержней из светлого полимера, скрепленных полимером более темного оттенка, то рисунок спила Arvorin несколько отличается от природного. Elforyn более естественно повторяет линии Шрегера и структуру слоновой кости, но линии на образцах, которые компания используют для сравнения с природными, имеют неупорядоченную, неоднородную

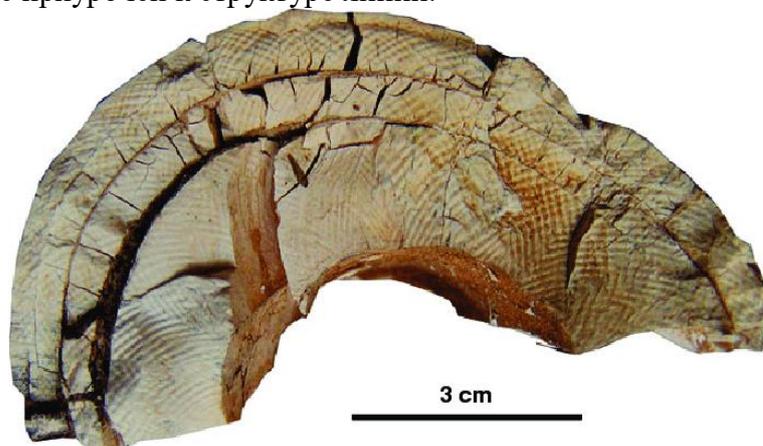
структуру и излишнюю резкость (Рисунок 1). Материал из института им. Макса Планка крайне близок по своему составу к природному материалу, но в нем отсутствует структура, он однороден. Из данных материалов флюоресценцией обладают только композит из института им. Макса Планка и Digory.



**Рисунок 1.** Демонстрационный образец *Elforyn Super Tusk* с сайта компании. Заметна резкость рисунка структуры в сравнении с более мягкими переходами цветов на природной слоновой кости [6].

Тогда как натуральная слоновая кость обладает следующими особенностями. Основной структурной особенностью слоновых и мамонтовых бивней являются уникальные структурные неоднородности дентина, состоящего из упорядоченно расположенных кристаллов гидроксиапатита, связанных фибриллярными белками, видимые на поперечных срезах (Рисунок 2). Линии Шрегера образуются из-за синусоидального паттерна расположения связанного белками гидроксиапатита. Угол образующих линий Шрегера варьируется от меньшего у пульпы бивня до 65-80 градусов около цемента у мамонтов, реже до 90, и до 110-125 градусов у слонов. Радиальные сечения бивней имеют характерный полосчатый рисунок, имеющий конусность по отношению к пульпарной полости, конусность направлена в сторону дистального края бивня. Дентин окружен тонким кольцом цемента, часто имеющим неоднородное мелкослоистое строение. Цемент на бивнях схож по своему строению и свойствам с зубной эмалью и состоит из плотноупакованных гидроксиапатитовых призм.

Трещиноватость, появляющаяся в слоновых и мамонтовых бивнях в ходе их дегидратации, имеет характерные особенности – кольцевые и радиальные трещины приурочены к ростовым слоям, радиальные трещины часто могут соответствовать рисунку шрегерских линий. Поперечный излом напоминает занозистый излом минералов и так же приурочен к структуре линий.



**Рисунок 2.** Образец мамонтового бивня. Заметны характерные кольцевые и радиальные трещины, линии Шрегера. В крупной глубокой трещине в левой половине заметен характерный занозистый излом, по шрегерским линиям [9].

В связи с недостатками имитаций возникает потребность в получении искусственного материала, имитирующего структуру и основные физические свойства, такие как износостойкость, твердость и лёгкость, и химический состав слоновой кости, в частности наиболее узнаваемой и ценной – слоновых и мамонтовых бивней. Подобного можно достичь, используя в качестве основной минеральной составляющей органоминерального композита синтезированный гидроксиапатит или гидроксиапатит животного происхождения, а в качестве связующей составляющей – белки, например, как желатин в исследование из института им. Макса Планка. Более полноценная имитация структуры, идентичная природной, чем та, что есть в материалах Arvopin и Elforyn, так же может стать задачей при разработке технологии производства подобного композита.

### **Выводы**

В настоящий момент на рынке декоративных органоминеральных материалов есть большое количество имитаций слоновой кости, таких как Arvopin, Digory, Elforyn, Resin+Ivory+S, Ivorite(Ivoryine), GPS, а так же многочисленные имитации из пластмасс, смол и акрила. Данные имитации имеют ряд недостатков, не позволяющих им выглядеть идентично природному материалу. Так как природная слоновая кость характеризуется такими особенностями, связанными с процессами роста, как линии Шрегера, а так же определенным химическим составом, то для создания материала, который можно было бы назвать искусственной слоновой костью, требуется сделать органоминеральный композит, состоящий из гидроксиапатита, связанного в единую конструкцию фибриллярными белками, и имитирующий сложную структуру слоновой кости.

### **Библиография**

1. Официальный сайт конвенции СИТЕС [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://cites.org/eng>. — (Дата обращения: 11.01.2022).
2. “Ivory Act 2018” [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://www.legislation.gov.uk/ukpga/2018/30/contents/enacted>. — (Дата обращения: 11.01.2022).
3. Britni LeCroy, Dylan Hand. Resin Imitation Ivory with a Pseudo “Engine-Turned” Structure - Gems & Gemology, Fall 2019, Vol. 55, No. 3, p 419
4. Dieter Fischer, Sarah C. Parks, Jochen Mannhart. Bio-Inspired Synthetic Ivory as a Sustainable Material For Piano Keys - Sustainability 2019, 11(23), 6538
5. Thaddäa Rath, Otmar Martl, Bernhard Steyrer, Konstanze Seidler, Richard Addison, Elena Holzhausen, Jürgen Stampfl. Developing an ivory-like material for stereolithography-based additive manufacturing - Applied Materials Today, Volume 23, June 2021, 101016
6. Elforyn®-Juma® [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://www.elforyn.info>. — (Дата обращения: 11.01.2022).

7. In the business of saving elephants – Sonia Agarwal’s Whitenife [Электронный ресурс]. — Режим доступа: <https://yourstory.com/2013/05/in-the-business-of-saving-elephants-sonia-agarwals-whitenife/amp>. — (Дата обращения: 11.01.2022).
8. G. Bortolaso. Imitations and substitutes for ivory: A short history - BfN – Skripten 228, 110p, 2008. p 27
9. Martina Moravcova. Schreger pattern analysis of Mammuthus primigenius tusk: Analytical approach and utility / June 2008 Bulletin of Geosciences 83(2):225-232

*Общие свойства искусственных стекол*

*Маркин Н. Д.\* (МГРИ, обучающийся ТО-19, nikitajel5@gmail.com),*

*Лужников М. В. (МГРИ, обучающийся ТО-19, mikhailluzhnikov@gmail.com)*

**Аннотация**

Общие свойства искусственных стекол, помогающие отличить их от природных самоцветов. Физические и химические характеристики искусственных стекол с точки зрения имитаций ювелирных камней.

**Ключевые слова**

Стекло, имитация, физические свойства, химические свойства, ювелирные камни.

**Теория**

С древних времен люди хотели украшать себя - самыми роскошными и дорогими всегда считались изделия с драгоценными камнями, такими как алмазы, рубины, изумруды и многие другие. Эти минералы привлекали своим цветом, редкостью, физическими и химическими свойствами. С экономической точки зрения мало кто мог позволить себе такие украшения. С развитием науки и технологий люди научились имитировать природные самоцветы. Одним из видов имитаций природных камней является стекло - твердое аморфное вещество. Оно наиболее удачно имитирует внешние свойства.

Основой любого стекла является диоксид кремния или кварцевый песок. Также в стекло добавляются такие вещества как сода, известняк и поташ. Окраска стекла зависит от входящих в его состав примесей (Рис. 1).



**Рисунок 1.** *Стекла различных окрасок*

Каждая разновидность искусственного стекла характеризуется своими значениями различных характеристик, которые помогают отличить его от природного самоцвета. Ниже приведены основные свойства стекол.

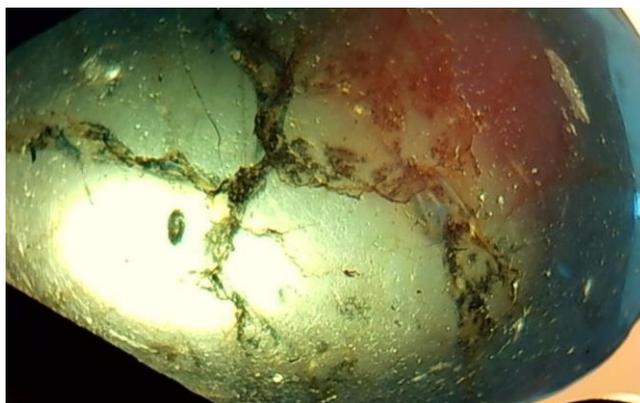
- **Теплопроводность.** Стекло проводит тепло значительно хуже природных камней, и поэтому кажутся более теплыми на ощупь. Следы дыхания на них исчезают медленнее, чем с натуральных кристаллов.

- **Твердость.** Твердость стекла по шкале Мооса не превышает 5-7. Благодаря этому свойству определение стекла возможно легким движением напильника по рундисту. Многие стекла и без дополнительных механических повреждений имеют округленность и потертость ребер граней.

- **Хрупкость.** При механическом воздействии оно не деформируется, а разлетается на осколки. Осколки могут иметь острые кромки.

- **Блеск** стекловидный до алмазного.

- **Пузыри** (Рис. 2). Обычно в стеклянных имитациях присутствует один или несколько сравнительно крупных пузырей. Как правило, они имеют сферическую форму и не объединены в группы. Часто встречаются пузыри эллипсоидной формы, что вообще является характерной особенностью стекла. Иногда в стекле присутствуют цепочки или пачки пузырей, которые зачастую кажутся природными включениями. Даже в просвечивающих и полупрозрачных стеклах часто можно заметить пузыри, лежащие непосредственно под поверхностью, или же круглые ямки на поверхности — следы частично со шлифованных пузырей.



*Рисунок 2. Пузырь в стекле*

- **Свили** (Рис. 3). Стекло часто содержит свили, образовавшиеся в результате недостаточного перемешивания компонентов. По виду они несколько напоминают изогнутые линии роста в синтетических корундах, отличаясь от них меньшей упорядоченностью. Эффект обусловлен соприкосновением потоков или слоев, имеющих различные показатели преломления.



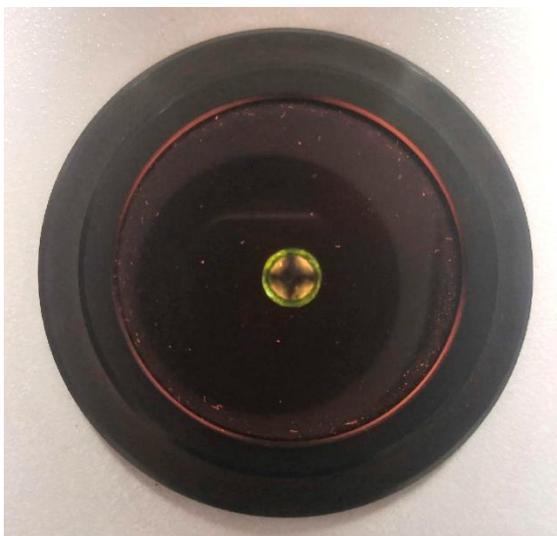
*Рисунок 3. Свили и пузырек в стекле*

- **Раковистый излом.** Стекло представляет собой хрупкий материал, и при разрушении или сколе на его поверхности возникает характерный раковистый излом. Многие драгоценные камни также имеют раковистый излом, хотя он образуется не столь легко и не так часто, как в стекле.

- **Изотропность.** Стекло, как аморфный, т.е. некристаллический, материал, всегда изотропно. Поэтому на шкале рефрактометра оно дает одну границу затененной области. Однако между скрещенными поляроидами стекло может давать картину аномального погасания, обусловленную внутренними напряжениями. В редких случаях наблюдается положение погасания через более или менее равные интервалы, как и в случае кристаллических драгоценных камней. Стекло никогда не обнаруживает дихроизма.

- **Показатели преломления и плотность.** Стекла имеют показатель преломления в пределах 1,44-1,79. Плотность 2,2-4,5 г/см<sup>3</sup>. Эти константы у стекол редко соответствуют константам имитируемых камней. Дисперсия примерно 0,010.

- **Узор аномального двупреломления.** Многие стекла между скрещенными поляроидами в сходящемся пучке света дают узор аномального двупреломления, напоминающий букву X с изогнутыми и несколько отстоящими друг от друга левой и правой частями (Рис. 4). Этот эффект обусловлен определенной ориентировкой молекул стекла под действием давления, применяющегося при прессовании заготовок или готовых вставок в виде уже ограненных камней.



*Рисунок 4. Узор аномального двупреломления*

- В воде стекло нерастворимо, устойчив в кислотах, что является огромным достоинством этого вещества

Одними из самых часто встречающихся эффектов в искусственных стеклах являются следующие:

• Опалесценция - физическое явление рассеяния света мутной средой, обусловленное ее оптической неоднородностью.

• Эффект кошачьего глаза - явление, внешне проявляющееся в виде узкой световой полосы, бегающей по поверхности кабошона. Возникает при наличии твердых удлиненных игольчатых частиц различного происхождения.

• Дихроизм - эффект, выражающийся в различной окраске стекол в отраженном и проходящем свете. Достигается путем нанесения на стекло тонких диэлектрических пленок с сильно отличающимися показателями преломления, добавлением ионного красителя и наночастиц благородных металлов.

## Вывод

Искусственные стекла являются прекрасными имитациями ювелирных камней. Они обладают различными физическими и химическими свойствами, такими как теплопроводность, твердость, хрупкость, блеск, излом, оптический характер, плотность, включения, что помогает отличить природный ювелирный камень от стеклянной имитации.

## Библиография

1. А.К. Varshneya. Fundamentals of inorganic glasses. Society of Glass Technology, Sheffield, 682 pp., 2006
2. J. M. Morisot, Tableaux détaillés des prix de tous les ouvrages du bâtiment (verrerie), Carilian, 1814
3. Paul A., Chemistry of glasses. — 2nd. ed. London — New York. Chapman and Hall., 1990
4. Dan Klein and Ward Lloyd, The History of Glass, Tiger Books Internat, 1997
5. Honey Down Bead- [Электронный ресурс] - Режим доступа: [https://www.trollbeads.com/en-us/honey-dawn-bead/TGLBE-10076.html?cgid=Men\\_beads#cgid=Men\\_beads&start=1](https://www.trollbeads.com/en-us/honey-dawn-bead/TGLBE-10076.html?cgid=Men_beads#cgid=Men_beads&start=1)
6. Имитация драгоценных камней. - [Электронный ресурс] - Режим доступа: <https://znaytovar.ru/s/Imitaciya-dragocennyx-kamnej.html>
7. Искусственные камни. - [Электронный ресурс] - Режим доступа: [www.tehinfo.ru/s\\_18/jewelir\\_14.html](http://www.tehinfo.ru/s_18/jewelir_14.html)
8. Использование стекла для имитации камней-самоцветов - [Электронный ресурс] - Режим доступа: <https://eduherald.ru/ru/article/view?id=17598>
9. Определение драгоценных камней. Имитации из стекла. - [Электронный ресурс] - Режим доступа: <https://jewelir.info/index.php/kamny/opredeleniedragocennyhkamnej/725>
10. Стекло. Виды и применение. Свойства и производство. Особенности. - [Электронный ресурс] - Режим доступа: <https://tehpribory.ru/glavnaia/materialy/steklo.html>

*Решение проблемы декорирования текстильных полотен ограниченными вставками из минералов и горных пород*

*Миронова Н. В. \* (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: n3308780@yandex.ru),*

*Курсанова Е. А. (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: oimgudt@yandex.ru)*

**Аннотация**

В этой статье рассматриваются проблемы декорирования тканей жесткими светоотражающими не текстильными элементами такими как объемные фасетированные вставки. Текстильные полотна крайне редко декорируются элементами из минералов и пород, т.к. не решен вопрос качественного и прочного крепления декоративных элементов, вследствие этого не целесообразно использовать дорогостоящие материалы. Современные методы не решают проблемы прочного крепления объемных декоративных вставок чтобы материал беспрепятственно демонтировал эффект полного внутреннего отражения света. В статье приведено решение данной проблемы и описан метод крепления декоративных ограниченных элементов.

**Ключевые слова**

Текстиль, декоративный текстиль, декоративные элементы, минералы, породы.

**Теория**

Текстильные полотна подвергаются разнообразному декорированию объёмными элементами, однако реже всего встречается применение жестких декоративных элементов минерального состава или из горных пород. Мы наблюдаем редкое применение драгоценных и поделочных материалов горного происхождения в силу дорогостоящего сырья, особенностях строения материалов, физико-химических особенностей, которые будут ухудшать внешний вид за счет повреждений во время носки и чистки изделия.

Как правило светоотражающие жесткие не текстильные элементы, использующиеся в декорировании текстиля это стеклянные или пластиковые стразы [1]. Такие декоративные элементы как стразы в большинстве своем представляют собой ограниченный павильон, площадку и рундист. Строение страз применяющихся для текстильных полотен обусловлено методами крепления на текстильном полотне. Оба метода обуславливают такое строение декоративной вставки, чтобы она содержала большую плоскую поверхность, которая будет обеспечивать прочное крепление изделия на текстильном полотне. Стразы на нижней грани имеют светоотражающий слой чтобы увеличить блеск, иначе будет наблюдаться прохождение света сквозь камень, свет не будет возвращаться в глаза. Это явление называется «окном» [6]. В декоративном элементе предназначенного для клеевого метода на поверхность крепления наносят клеевой слой. Стразы в силу своего строения не могут отражать свет, который проходит через них, в этом и заключается самая большая проблема в применении материалов природного происхождения. Светоотражающая подложка позволяет улучшить светоотражение [6], но его не достаточно чтобы такие декоративные элементы стали

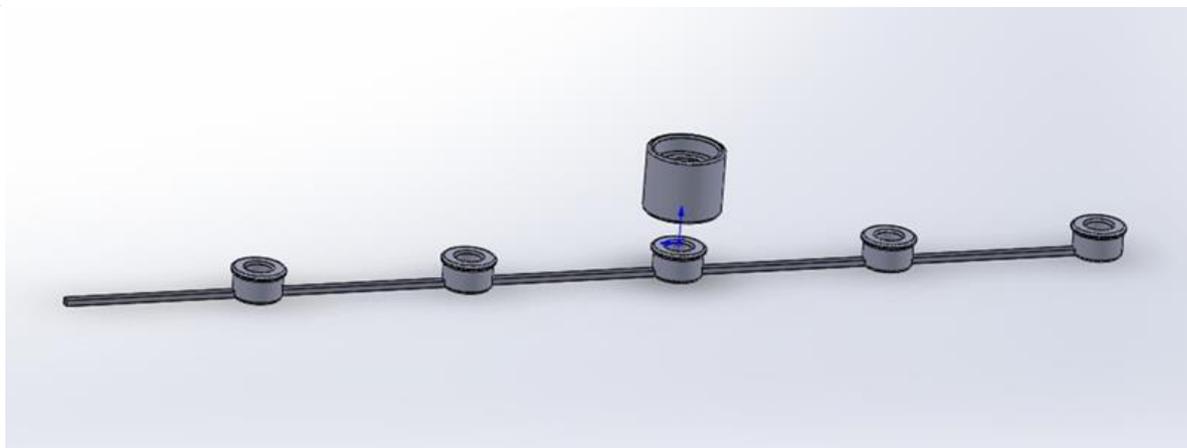
конкурентоспособны с объёмными гранеными вставками. Природные материалы органичного качества — это дорогостоящий продукт и не целесообразно их использовать для производства страза, которые не смогут показать игру света в камне. Каждый вид минерала имеет свою особенную игру света в силу своих индивидуальных оптических свойств [4], нивелировать эти особенности не имеет смысла. Чтобы камень максимально проявлял полное внутреннее отражение следует его покрывать гранями не только стороны короны, но и гранить павильон. Нижние фасеты ограненного камня, по принципу зеркал, почти полностью отбрасывают свет, падающий на камень сверху, снова наверх, благодаря чему блеск камня как бы усиливается. Такой суммарный световой эффект на поверхности камня называют полным внутренним отражением [5]. При математически правильно выверенной огранке достигается идеальное полное внутреннее отражение и тем самым наиболее яркое сверкание. Для того чтобы материал демонстрировал максимальное отражение света следует обрабатывать гранями, которые создают коническую форму. Материал обрабатывают в виде дипирамиды образованной гранями, одна из вершин конуса срезается, образовав на месте среза площадку и корону, большая грань необходима для попадания света внутрь материала и его отражения обратно [4].

Объёмную вставку не представляется возможность прочно закрепить на текстильном полотне без дополнительных действий. Недостатками пришивного метода является то что для крепления декоративных материалов к текстильному полотну необходимы отверстия. Согласно закону полного внутреннего отражения, помимо математически выверенной формы и углов наклона в ограненном материале также необходимо отсутствие дефектов в материале для того чтобы луч света не имел препятствий при прохождении в гранёной вставке [5]. Преимущество клеевого метода в том он не нуждается в дополнительных отверстиях что значительно упрощает процесс декорирования, но, однако он имеет ряд недостатков. Для прочного соединения с материалом на который переносится декоративный элемент необходимо чтобы была достаточно большая поверхность клеевого соединения, которой камень, обработанный для проявления полного внутреннего отражения, кроме площадки, не имеет. Клеевой метод не подходит для крепления декоративных элементов на текстильном полотне. Клей для удержания декоративного элемента на ткани должен плотно обволакивать грани вставки, в следствии этого грани теряют отражающую способность полированных граней павильона. Светоотражающие свойства камня ухудшаются грани смотрятся мутным пятном не отражая свет.

Редко можно встретить вариант крепления декоративных элементов в клепке. Метод позволяет прочно закрепить декоративный элемент на текстильном полотне, данный способ подходит только для плотных тканей, которые не сыплются на срезе и не будут провисать под тяжестью декоративного элемента [3]. Метод является не популярным и не универсальным для текстильных изделий. В процессе установок клепок применяются большие нагрузки которые могут воздействовать на огранённый камень что может привести к трещинам и сколам.

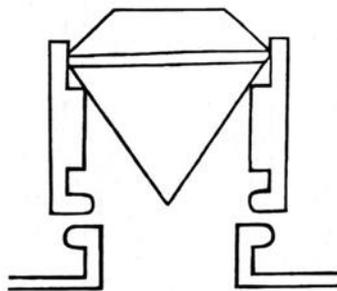
Во избежание вышеперечисленных проблем было разработано техническое решение. Техническое решение заключается в том, что в текстильное полотно вводят нить, структура которой включает гибкие и жесткие участки с зоной размещения декоративных вставок (рис. 1). Цель изобретения состоит в том, чтобы ввести в текстиль

объемные декоративные светоотражающие вставки, закрепленные без клеевого и ниточного метода. Настоящее изобретение относится к сложной многокомпонентной декоративной нити, декорированная вставками из кристаллических или аморфных материалов.



**Рисунок 1.** Нить, образованная последовательностью соединений подвижных гибких и жестких элементов кастов

Сущность технического решения заключается в следующем: создание декоративной нити, которая состоит из кастов в которые вставляются, закрепляясь завальцовыванием или крапанами (лапками) огранённые камни или другие материалы, соединенные гибким элементом. Касты состоят из двух частей. Нижняя часть закреплена на гибком элементе, в верхнюю часть вставлен огранённый декоративный элемент, обе части прочно соединяются. Данное техническое решение позволяет заправлять декоративную нить в ткацкие станки и прочие производственные машины во избежание порчи декоративных элементов текстильным оборудованием. Верхнюю часть кастов можно закрепить после того как текстильное изделие будет готово (рис.4). Верхняя и нижняя часть кастов может соединяться штифтовым соединением или резьбовым, в данном случае под штифтовым соединением подразумевается крепление аналогичное кнопкам (рис 2). Декоративные вставки могут быть сферическими или ограненными элементами, или любой другой трехмерной геометрической формы и размера. Промежутки между закрепленными кастами могут быть выполнены из мононити, комплексной, пленочной или комбинированной нити, так же может быть рассмотрен вариант соединения цепью. Декоративная нить с кастами может быть выполнена из любого металла, отвечающего требованиям эксплуатации или пластика. Гибкий элемент и каст могут быть сделаны из разных металлов. Изделие так же может быть покрыто напылением и пленками такими как родирование, хромирование, лакирование и т. д. для повышения эксплуатационных и эстетических свойств.



**Рисунок 2.** Клепочное соединение верхней и нижней части каста.

Промежутки между закрепленными декоративными вставками могут быть любого размера. Данный аспект очень удобен в проектировании изделия т. к. технолог на стадии проектирования изделия имеет вариативность. В зависимости от промежутков между кастами вмещающих декоративные элементы можно создавать различные рисунки как простые геометрические, так и более сложные. Существует возможность создавать текстильное полотно, спроектированное под определенную выкройку будущего изделия, где рисунок будет четко ложиться по фигуре человека на уже готовом изделии. Распределение декоративных элементов может быть заранее продумано в зависимости от плотности и драпируемости текстильного полотна в которое вводится декоративная нить — для тонких и легких тканей следует использовать меньшее количество декоративных элементов на площадь текстильного полотна, а для плотных текстильных полотен целесообразно использование более обильного декорирования т. к. ткань не будет провисать под тяжестью декоративных вставок, а будет держать форму [2]. Декоративная нить помимо функции крепления декоративных вставок будет еще выполнять дополнительную — функцию армирования ткани. Подразумевается, что промежутки между кастами будут выполнены из металлической нити, которая очень плотная и упругая, она придаст текстильному полотну жесткость.

## Выводы

Создание декоративной нити позволяет рационально использовать в декорировании текстильных изделий декоративных вставок из минералов и пород. Ограниченные материалы прочно закрепляются в кастах, расположенных на нити без возможности утраты во время носки и чистки текстильного изделия. Крепления декоративных вставок обуславливают наилучшее проявление оптических свойств кристаллических материалов. Составные части нити позволяют отделить элементы с декоративными вставками во время производства на ткацких станках самого текстильного полотна в которое вводится нить избежав утрат и порчи. Декоративная нить позволяет открыть новые возможности в декорировании текстильных изделий. Нить можно использовать тканых полотнах, а также в других видах текстиля, например, таких как кружево.

### **Библиография**

1. Кирсанова Е.А. Исследование и разработка технологии получения объемных эффектов в швейных изделиях. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук / Москва, 1985
2. Кирсанова Е.А. Многокомпонентные системы современных материалов для отделки швейных изделий. Дизайн и технологии. 2009. № 13 (55). С. 84-89.
3. Кирсанова Е.А., Звягинцев С. В. Дизайн отделки швейных изделий. ИИЦ МГУДТ. 2008–192с.
4. Рид П.Г. Геммология П. Рид; Пер. с англ. Е.А. Седовой; Под ред. Ю.П. Солодовой. Москва, 2003.
5. Синкенес Дж. Драгоценные камни. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней, МИР. – Москва. –1989 г. – 423 с.
6. Фильчев Э.Г. Математическое обоснование углов огранки драгоценных камней. Мир современной науки. 2016. № 2 (36). С. 36-41.

*Преимущества применения синтетических минералов в декоративной отделке текстильных изделий*

*Миронова Н. В. \* (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: n3308780@yandex.ru),*

*Курсанова Е. А. (РГУ им. А.Н. Косыгина (Технологии. Дизайн. Искусство), e-mail: oimgudt@yandex.ru)*

**Аннотация**

Синтетические и искусственно выращенные минералы имеют ряд преимуществ наравне с минералами природного происхождения. Использование декоративных ограниченных элементов из синтетических и искусственных минералов для декоративной отделки текстиля будет так же популярно как использование материалов природного происхождения. Минеральное сырье имеет широкий спектр минеральных разновидностей, которые используются в качестве декоративных материалов, исходя их этого можно подобрать материал, отвечающий требованиям дизайна и характеристикам эксплуатации.

**Ключевые слова**

текстиль, декоративная отделка, драгоценные камни, синтетические минералы, минералы имитации

**Теория**

При выборе материала для декоративной отделки текстильных изделий следует обратить внимание на синтетические минералы. Синтетические минералы - это кристаллизованные или перекристаллизованные продукты, полностью или частично произведенные человеком различными методами. Физические и химические свойства и/или кристаллическая структура синтетических камней полностью соответствует их природным аналогам [4]. Однако потребитель может предпочитать природные минералы, в силу их природного происхождения, не задумываясь о том, что синтетическое сырье может ничуть не уступать свойствам природных минералов, а наоборот, в некоторых случаях даже превосходить их по цвету и чистоте.

Для декорирования текстильных изделий в зависимости от дизайн-проекта может потребоваться большой объём декоративных элементов. Для целостного вида изделия следует подбирать декоративные элементы одинаковых свойств и качества [1]. Не всегда предоставляется возможность найти среди доступного ассортимента требуемое количество материала. Для гармоничного вида изделия декоративные элементы одного цвета на всей площади декоративной отделки должны быть одинакового цветового тона и насыщенности, только в этом случае изделие будет иметь дорогой и законченный вид [2]. А также стоит обращать внимание чтобы декоративный минеральный материал имел в партии одинаковую чистоту, качество обработки, форму и размер. В некоторых случаях дизайнерского решения исключение составляет цвет партии материала и его размер и форма, т. к. чередование декоративных изделий разных характеристик может

требоваться в дизайн-проекте изделия, например, для создания визуального эффекта градиента цвета.

Среди них следует особое внимание уделить материалам, которые имеют схожий внешний вид. Это камни-имитации. Имитации имитируют эффект, цвет и внешний вид природных камней ювелирного качества или синтетических камней, не передавая их химических и/или физических свойств и/или их кристаллическую структуру [3]. Можно подобрать имитацию, которая будет очень похожа по цвету, рисунку и блеску, но другими свойствами даже больше подходить для эксплуатации в определенных условиях.

Стоит отметить что синтетическое сырье как правило дешевле природного сырья таких же характеристик, этот аспект очень важен при производстве товара. Более доступная цена позволит создавать изделия охватывающие больший круг потребителей.



**Рисунок 3.** Синтетически выращенные фианиты и буля сапфира (внизу).

### **Выводы**

Декоративные вставки из пород и минералов имеют множество преимуществ наравне с традиционными материалами в текстильной промышленности. Синтетические материалы ничуть не уступают природным аналогам. Однако потребитель может предпочесть материалы природного происхождения в силу большей редкости и уникальности будущего изделия. Поэтому не стоит недооценивать природные материалы, традиционно используемые в ювелирной промышленности.

### **Библиография**

7. Кирсанова Е.А. Исследование и разработка технологии получения объемных эффектов в швейных изделиях. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук / Москва, 1985
8. Кирсанова Е.А., Звягинцев С. В. Дизайн отделки швейных изделий. ИИЦ МГУДТ. 2008–192с.
9. Рид П.Г. Геммология П. Рид; Пер. с англ. Е.А. Седовой; Под ред. Ю.П. Солодовой. Москва, 2003.

10. Синкенкес Дж. Драгоценные камни. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней, МИР. – Москва. –1989 г. – 423 с.

*Морфологические особенности и включения в НРНТ алмазах, влияющие на технологию изготовления ограненных вставок*

*Николаева А.А.\* (МГРИ им. Серго Орджоникидзе, sib\_reserv@mail.ru)*

**Аннотация**

В работе рассмотрена морфология НРНТ алмазов и характерные для них включения. Практическим путем произведена разметка с последующей предварительной обработкой и огранкой НРНТ алмаза в бриллиант формы Кр-57. Весь процесс выполнялся с использованием оборудования, предназначенного для обработки природных алмазов. В ходе выполнения работы были выявлены некоторые особенности роста и дефектов НРНТ алмазов, влияющие на технологический процесс изготовления огранённых вставок.

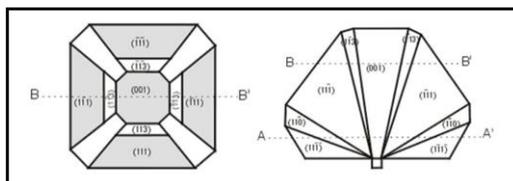
**Ключевые слова**

НРНТ алмазы, технология обработки.

**Теория**

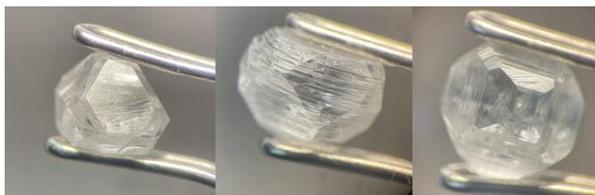
НРНТ алмаз (High Pressure High Temperature) – метод роста алмазов при высоких давлениях и температурах, или метод температурного градиента. Технология сводится к процессу выращивания монокристаллов алмаза при высокой температуре (около 1500 °С, с нужным градиентом) и высоком давлении (50000-70000 кг/см<sup>2</sup>). Гидравлический пресс обжимает специальный контейнер (ростовую ячейку).

Типичный кристалл лабораторно-выращенного алмаза, полученный в аппарате высокого давления, наряду с развитыми октаэдрическими гранями, имеет простые формы {100}, {110}, {311}, {511} (рис.1) [4].



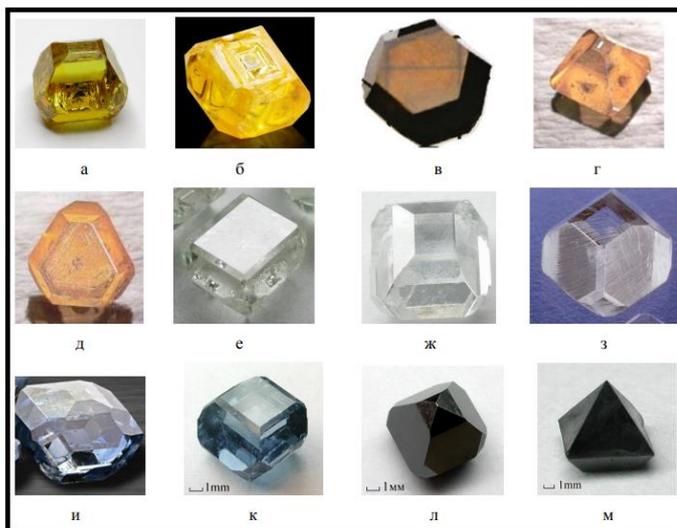
*Рисунок 1. Развитие простых форм и секториальное строение НРНТ алмаза.*

Большинство лабораторно-синтезированных кристаллов (более 50%) имеют на поверхности фигуры, связанные с "эффектом выключения" (рис. 2). Известно, что при выходе из режима выращивания на грани алмаза отпечатываются скелетные кристаллы металлов (сплавов), служивших растворителями и катализаторами в процессе роста алмаза [3].



**Рисунок 2.** Характер поверхности большинства НРНТ алмазов "эффект выключения". Отпечатки дендритов металла на кристалле алмаза.

В огранке выращенных азотсодержащих кристаллов габитусное значение имеют грани октаэдра  $\{111\}$  и куба  $\{100\}$ . Соотношение суммарных площадей граней каждого типа может значительно меняться в зависимости от вариации параметров кристаллизации, состава металла-растворителя углерода и изменения геометрии реакционной ячейки (рис. 3). В случае малоазотных кристаллов, выращиваемых в присутствии геттеров азота, в их облике также увеличивается площадь граней ромбододекаэдра  $\{110\}$  и тетрагонтриоктаэдра  $\{113\}$  (рис. 3 е-з). Кристаллы, содержащие примесь бора, демонстрируют, по мере увеличения его концентрации, изменение габитуса от кубооктаэдрического до октаэдрического (рис. 3 к-м).



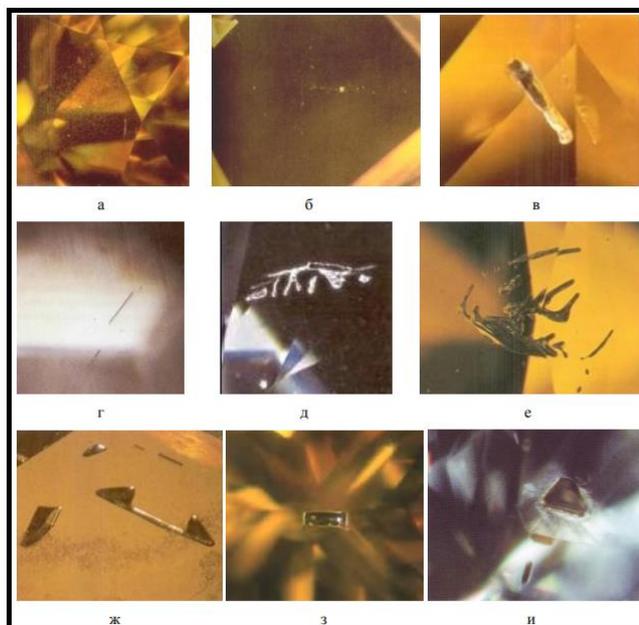
**Рисунок 3.** Кристаллы выращенных НРНТ-алмазов: а-д - типа Ib с различной концентрацией азота; е-з – типа IIa; и-м – типа IIb с различной концентрацией бора.

Следует отметить, что высокая концентрация включений была характерна для бриллиантов, изготовленных из синтетических алмазов, 10-20 лет назад. Постоянное совершенствование технологии выращивания НРНТ- алмазов позволяет в настоящее время получать кристаллы, в значительной степени свободные от включений среды кристаллизации, особенно для азотсодержащих алмазов. Качество бриллиантов, изготовленных из них, обычно не хуже VS2 для образцов с желтой группой цветов, а качество «бесцветных» и голубых бриллиантов обычно не ниже SI<sub>2</sub>.

Около 30 % изученных кристаллов содержат характерные цепочки мелких включений расплава, распространяющиеся в виде уплощенных лент из области расположения зародыша кристалла к поверхности и трассирующие пирамиды роста грани ромбододекаэдра. Этот факт доказывает, что в форме роста, по крайней мере,

одной трети кристаллов алмаза присутствуют кроме двух основных форм роста – куба и октаэдра – третья форма – ромбододекаэдр [3].

Поскольку кристаллы выращиваются в металлическом расплаве, они практически всегда содержат включения среды кристаллизации, зачастую обладающие характерным металлическим блеском, магнитными свойствами и разнообразными формами (рис. 4 а-и) [1].



**Рисунок 4.** Включения в НРНТ алмазах: а,б - Одиночные или группы очень мелких включений изометричной формы; в,г- включения стержневидной формы различного диаметра и длины;д,е - включения амебообразной формы; ж,з,и - включения пластинчатой формы.

Этапы обработки синтетических алмазов не отличаются от природных и изображены на рис. 5.



**Рисунок 5.** Последовательность обработки НРНТ алмазов.

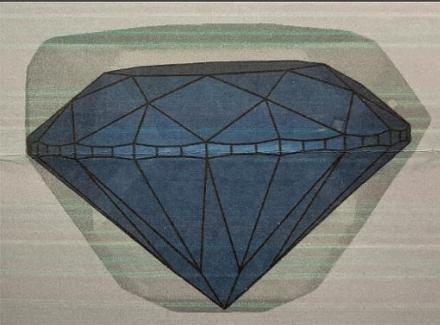
Использование программного обеспечения и оборудования также остается неизменным. С помощью компьютерной программы Advisor™ на оборудовании

DiaMark-Z фирмы Sarin производится 3-D разметка НРНТ алмаза. Следует учитывать особенности искусственно-выращенных алмазов.

Форма будущего алмаза во многом определяется ориентацией затравочного материала в реакционной ячейке. В лабораториях выращивают НРНТ алмазы в форме усеченной пирамиды с ориентацией грани {100}. Так же особенностью НРНТ алмазов является наличие затравки и включения среды кристаллизации, что необходимо учитывать при планировании будущего бриллианта. Часто соотношение сырья к бриллиантам 1:1.

**Таблица 1.**

*Угловые и линейные параметры планируемого бриллианта.*



L:W	L: 4,65	W: 4,65
Heigh	63,9%	2,97
Table	57,2%	2,66 мм
Crown	37,81°	
Crown H	16,6%	0,77 мм
Girdle	4,4%	0,20 мм
Pavilion	40,65°	43%
Pavilion H	42,9%	1,99 мм
L/W	1,00	
Culet	none	
Rough	L: 4,81 W:4,36 H: 4,29	
Rough	0,774 ct	
Cut grade	Very good	
Shape	ROUND	

Характеристики исходного алмазного сырья, указанные в табл. 1, позволяют произвести расчет выхода годного при изготовлении бриллианта КР-57:

$$M = D^2 \times H \times k, \text{ где}$$

**D** – средний диаметр по рундисту

**H** – высота бриллианта (измерение от шипа или калетты до площадки)

**k** – добавочный коэффициент, величина которого зависит от толщины рундиста:

Производим расчёт по формуле (1):

$$M = 4,65^2 * 2,97 * 0,0063 = 0,40 \text{ (карат).}$$

Вес НТНР алмаза составляет 0,77 карат, расчет коэффициента выхода годного производится по формуле:

$$K_{в.г.} = M_{бр} \div M_{алм}, \text{ где}$$

$K_{в.г.}$  – это коэффициент выхода годного;

$M_{бр}$  – это масса бриллианта;

$M_{алм}$  – это масса алмаза.

Производим расчёт по формуле:  $K_{в.г.} = 0,40 \div 0,77 = 0,52$ .

Предполагаемый выход годного составляет 52 %.

Используя оборудование для обработки природных алмазов в бриллианты изготовим ограненную вставку Кр-57 из НРНТ алмаза (табл.2).

**Таблица 2.**

*Технологический процесс изготовления ограненной вставки из НРНТ алмаза.*

<p>1. Удаление (сошлифовка) затравочного материала по нанесенной лазерной линии разметки. Вес полуфабриката после подшлифовки и обдирки 0,69 карат.</p>	
<p>2. Шлифование и обточка на обдирочном станке. Вес полуфабриката 0,49 карат.</p>	
<p>3. Огранка 8 основных граней и 16 клиньев павильона.</p>	
<p>4. Огранка 8 основных граней короны, 8 клиньев короны и 16 парных клиньев. Фактический вес ограненного бриллианта Кр-57 составил 0,38 карат.</p>	

Примечание: наличие включения флюса, расположенного в верхней части заготовки в процессе обработки, вызвало образование трещины, выходящей на поверхность, тем самым повлекло существенное снижение группы чистоты.



Характеристики готового бриллианта указаны в контрольном листе (рис. 6).

КОНТРОЛЬНЫЙ ЛИСТ ОЦЕНКИ БРИЛЛИАНТА			
Фамилия	Николаева А.А.		
Камень №	1	Правила	
Огранка	Кр-37		
Диаметр	4,71	4,73	4,72
	мм.	мм.	мм.
Общая высота, мм	2,97		
Масса, карат	0,38		
<b>ПРОПОРЦИИ</b>			
Размер площадки	2,60	55	
	мм	%	
Угол короны	37	37,4	37,2
Толщина <b>рунаиста</b>	3,7%	4,1%	3,9%
	мм.	мм.	мм.
Глубина павильона	40,7	43	
	град.	%	
Размер калетты	отсутствует		
Общая высота, %	62%		
Оценка	Б / Very good		
Привлекательность формы			
Соотношение длины к ширине			
<b>ФИНИШНАЯ ОБРАБОТКА</b>			
Полировка	PL	Б	FTR
Симметрия	Fac. Alg. Ptg. WG	Б	Б
<b>Обозначения</b>			
ГРУППА ЦВЕТА	4 / G		
ГРУППА ЧИСТОТЫ	7a / SI2		
УФ-флюоресценция	отсутствует		
<b>Оборудование</b>			
Лупа 10x	<input checked="" type="checkbox"/>		
Эталоны цвета	<input checked="" type="checkbox"/>		
Геммолог. лампа	<input checked="" type="checkbox"/>		
Микроскоп	<input type="checkbox"/>		
Биноклярный	<input type="checkbox"/>		
УФ-лампа	<input checked="" type="checkbox"/>		
ПРИМЕЧАНИЯ			

Рисунок 6. Контрольный лист оценки бриллианта.

## Выводы

Оборудование, необходимое для изготовления бриллиантов из природных алмазов подходит для обработки лабораторно-выращенного алмазного сырья. Однако, в силу своих структурных особенностей и наличия включений, не свойственных природным алмазам, практическим путем были выявлены отличия в технологии огранки: в НРНТ алмазах присутствуют остатки среды кристаллизации (частицы расплава, участвовавшего в процессе роста кристалла). Эту особенность следует учитывать при планировании бриллианта. Данные включения дают напряжение первого и второго порядка. В процессе шлифования металлические включения нагреваются, это повышает риск появления трещин, зачастую выходящих на поверхность бриллианта, что приводит к снижению оценки групп чистоты и качества финишной обработки.

### **Библиография**

1. Бланк В.Д. и другие. Исследование включений и особенности структур синтетических алмазов. Идентификация природных облагороженных алмазов: Отчет о научно-исследовательской работе по теме, 2012. – С 10-13.
2. Жимулев Е.И. Генезис алмаза: роль серосодержащих металл-углеродных расплавов (по экспериментальным данным): дис. доктора геолого-минералогических наук: 25.00.05: утв. 18.01.2017/ Жимулев Егор Игоревич. - Н., 2016. – 160 с.
3. Пискунова Н.Н., Ракин В.И. Морфология искусственных алмазов // Известия Коми научного центра УрО РАН. – 2012. – № 3(11). – 63 с.
4. Шелементьев Ю.Б. Особенности структурно-спектроскопических свойств и морфологии природных, синтетических и облагороженных алмазов: дис. кандидата геолого-минералогических наук: 04.00.20: утв. 25.12.00/ Шелементьев Юрий Борисович. – М., 2000. – 10 с.

**Методы обработки бирюзы для улучшения качественных характеристик**  
**Проценко Т. П. (Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, ptpt96@br.ru)**

**Аннотация**

В работе представлены методы обработки бирюзы низкого сорта с целью улучшения качества и цвета, применяемые технологии и материалы.

**Ключевые слова**

Бирюза, облагораживание природного материала, методы обработки

**Теория**

Бирюза востребованный и редкий минерал. Главным достоинством высококачественной бирюзы является однородный и яркий небесно-голубой цвет, благодаря которому она относится к ювелирным камням IV порядка по классификации Киевленко. По химическому составу бирюза относится к водным фосфатам меди и алюминия с теоретической формулой  $CuAl_6[PO_4]_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$ . Физические свойства бирюзы (твердость, плотность, цвет) влияющие на ее декоративные и технологические качества, во многом зависят от химического состава. Состав основных элементов и элементов примесей практически идентичен, их содержание колеблется в зависимости от месторождений и физического состояния бирюзы. [4] Поэтому, важным фактором при оценке сырья является место добычи ювелирного материала. В Промышленных масштабах бирюзу поставляли с Синайского полуострова, Средней Азии, севера Ирана, Китая и Америки. На данный момент, все центры добычи бирюзы (за исключением Синайского полуострова) продолжают эксплуатироваться, но они значительно отработаны. Практически все добываемое сырье низкого качества и нуждается в различных методах обработки (облагораживания) для соответствия эстетическим и качественным потребностям потребителей.

Разность бирюзового сырья по внешнему виду и физическим свойствам обуславливает его деление на драгоценную, полудрагоценную, коллекционную, бирюзу на голтовку и крошку. Представлена таблица, в которой определены методы обработки бирюзового материала (Таблица 1).

Таблица 1. Методы облагораживания бирюзы

Бирюзовое сырье	Методы облагораживания /цель	Материалы	Достижимый эффект
Драгоценная бирюза  Плотная, яркой сине-голубой,	Не облагораживается		На рынке практически не встречается и редко применяется в

<p>голубой и голубой со слегка зеленоватой окраски без признаков вторичного изменения. Драгоценная бирюза характеризуется чистотой химического состава, твердостью 5-6 и плотность 2,8-2,9 г/см<sup>3</sup></p>			<p>изделиях высокого ювелирного искусства.</p>
<p>Полудрагоценная  Низкого качества из-за непостоянства окраски и незначительной примесей. Для нее характерна окраска в сине-голубых, голубых, голубовато-зеленых тонах. Твердость 3-5, плотность 2,65-2,8.</p>	<p>Цементированная (укрепленная) бирюза  Цель - укрепление структуры и консервирование изначальной природной окраски</p>	<p>Пропитка может быть 1-обратимая, например с применением масел и восков, жиров; 2-необратимая с применением полимерных соединений (полистиролом, эпоксидной, алкидной смолой и т.п)</p>	<p>По качеству соответствует драгоценной бирюзе.  Улучшение структуры.</p>
<p>Для облагораживания  1.Обесцвеченная, низкая плотность и твердость, рыхлая (пористая), 2.Плотные разности, окрашенные гидроксидом железа и ярозитом в желто-бурые тона.</p>	<p>«Облагороженная» или «усиленной цветом».  Цель -и результатом обработки является как -придание твердости структуре, так и восстановление или изменение изначальной природной окраски в ювелирных целях</p>	<p>1.Пропитка (2) мелоподобной бирюзы коллоидным кремнеземом или клеем - циакрином; силикатом натрия, пропиткой пластмассой под высоким давлением 2.Проваркой в парафине.</p>	<p>По качеству соответствует драгоценной или полудрагоценной бирюзе, зависит от применяемой обработки.  Улучшение структуры и цвета.</p>

		<p>3.Окрашивание и выдерживание в аммиаке <math>\text{NH}_3</math>, мочевиной <math>\text{C}_5\text{O}_3(\text{NH})_4</math>, берлинской лазури <math>\text{Fe}_4 [\text{Fe}(\text{CN})_6]_3</math>.</p> <p>4.Покрытие поверхности анилиновыми красителями и плёнками из ярко-голубых органических полимеров.</p>	<p>Для достижения наивысшего эффекта используют несколько видов обработки.</p>
<p>Крошка Мелкие осколки. Качество бирюзы в крошке хорошее, так как она образуется в основном при обогащении сортовых разностей.</p>	<p>Реконструированная бирюза или Восстановленная</p>	<p>Измельченные в порошок частицы бирюзы, скрепляют органическими или синтетическими цементами (возможно окрашивание) и спрессовывают в брикеты.</p>	<p>Такая бирюза не является ни имитацией, ни подделкой, при условии, что состоит из бирюзы (60-70) без добавления других материалов кроме цементов.</p>

Пример бирюзы из Армении не обработанное сырье (Рисунок 1) и прошедшее обработку. (Рисунок 2).



Рисунок 1. Бирюза из Армении. Нестабилизированная, некрашенная.

Рисунок 2. Стабилизированная природная в сырье (G)

По правилам Международной Ассоциации Ювелиров вид обработки (методы) ювелирного сырья должен быть известен потребителю.

Запатентованные методы облагораживания природной бирюзы относятся к разработкам Зубковой Елены Ивановны и Лисицыной Елены Ивановны, которые касаются обработка поверхности с целью получения особого художественного эффекта или отделки.

Суть метода в том, что перед окрашиванием образца его обрабатывают 1-8%ным раствором щавелевой кислоты, окрашивание осуществляют 0,01-0,1% спиртовым раствором малахитового зеленого при температуре 30-40 градусов С с последующими промывкой и просушкой при 25-30 гр. С, затем проводится полировка на фетре для придания блеска и покрытие поверхности изделий тонкой пленкой органических полимеров для закрепления полученной окраски [2].

Следующее изобретение Галстяна Гургена Грантовича “Способ облагораживания бирюзы”. Целью изобретения является повышение декоративных и эксплуатационных свойств бирюзы при одновременном упрощении технологии процесса. В основе метода разработки Зубковой Е. И. и Лисицыной Е. И. Так как их метод облагораживания имел ряд недостатков (замеченных Галстяном Г. Г.), а именно: образцы бирюзы, в процессе эксплуатации легко подвергаются царапанью, при этом слой органического полимера разрушается, окраска под воздействием воды, косметических средств изменяется и вставка полностью теряет товарный вид; покрытие поверхности образца пленкой органических полимеров придает вставке неестественный вид, отличающийся маслянистым блеском и делающий бирюзу похожей на пластмассу; бирюза сохраняет склонность к сколам и в процессе закрепки камня в ювелирное изделие, часто образуются мелкие выемки, приводящие к браку изделия; при окрашивании спиртовым раствором наблюдается значительная неравномерность окраски участков с различной плотностью, часто образуются пятна темных цветов. Усовершенствованный метод заключается в том, что предварительно отшлифованный образец бирюзы подвергают обработке в 1-8% раствором щавелевой кислоты, затем выдерживается в 0,02-0,08% растворе красителя и циакрилатом клею в течение 1-24 ч при 2-10 С. В качестве красителя могут быть применены: 0,03% раствор малахитового зеленого, 0,08% растворе берлинской лазури, 0,02% раствор бриллиантовой зеленой в зависимости от того, какой оттенок желательнее получить. В данной разработке были получены следующие эффекты: повысилась твердость, на поверхности образца отсутствует сплошная полимерная пленка, блеск поверхности не имеет "пластмассового" вида и похож на блеск лучших образцов плотной кондиционной бирюзы и не подвержены сколообразованию при закрепке [1].

Разработка Рогачевой А. В. и Ахметшина Э.А. “Импрегнирование Техутской бирюзы” – это улучшение качеств низкокачественного материала путем пропитки различными полимерными композициями 4 видов: двухкомпонентной эпоксидной смолой (улучшает цветовые и технологические свойства), метакрилатом и их смесями 2:1 и 1:2. Была использована установка для импрегнирования (с УЗ ванной). Отдельные образцы подвергались дополнительной обработке. После замеров показателей были сделаны выводы – оптимальным импрегнатом для техутской бирюзы является эпоксидная смола, которая увеличивает твердость в 2 раза и улучшает цветовые характеристики (GB/GB-6) [3].

## **Выводы**

Несмотря на широкое распространение бирюзы в природе, качественного сырья мало, поэтому возрастает потребность в новых методах обработки для улучшения технологических и эстетических качеств.

### **Библиография**

1. Галстян Г.Г. “Обработка поверхности бирюзы с целью получения особого художественного эффекта или отделки.” Патент 1002174
2. Зубковой Е. И. и Лисицыной Е. И. “Способ облагораживания образцов бирюзы”. Патент 501901
3. “Импрегнирование техутской бирюзы” Рогачева А.В. и Ахметшин Э.А. Статья конференции “Успехи в химии и химической технологии” ТОМ 34. 2020. N 4.
4. Менчинская Т.И. Бирюза. Москва. Недра, 1981.

*Ручная обработка янтаря в условиях малой мастерской и его применение в технике «Сутаж»*

*Рогова А.Р. (федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования "Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе" (МГРИ), annasuperroller@mail.ru )*

В работе обсуждается методика обработки янтаря в условиях малой мастерской. Даны практические рекомендации и варианты рабочего процесса по изготовлению вставок, выполненных по описанной технологии. Также в работе описан технологический процесс создания комплекта украшений в технике «Сутаж», с применением вставок, обработанных этим методом.

Янтарём называется литифицированное органогенное образование – ископаемая смола суперсемейства янтареподобных смол. К янтарю относят ископаемые смолы, не содержащие янтарную кислоту, обладающие сходными технологическими свойствами, с точки зрения минерального вещества в настоящее время классифицируется как минералоид. Своим происхождением он обязан смоле хвойных деревьев, произраставших на нашей планете десятки миллионов лет назад. Янтарь в породе не обладает яркими эстетическими характеристиками из-за множества природных дефектов, поверхностных образований, которые можно наблюдать как в виде корки, так и в виде биогенных включений-инклюдзий . Именно поэтому проблема его обработки не теряет актуальности на протяжении всего времени использования его человеком. На данный момент существует множество техник обработки янтаря в промышленных масштабах, тогда как по ручной обработке можно найти лишь малое количество статей, подробно описывающих технологический процесс. Целью данной работы было восполнить недостаток этой информации , разработать технологию обработки янтаря в условиях малой мастерской, сделать украшение с использованием вставок из этого материала, обработанных таким методом. Для некоторых техник создания украшений и воплощения авторской задумки требуются особые, несерийные формы обработки янтаря. Одной из таких техник является «Сутаж»

**Ключевые слова**

Янтарь, технология художественной обработки, украшения, сутаж

**Теория**

Для исследования процесса ручной обработки янтаря мы опирались на основные параметры качества и характеристики этого сырья, вследствие чего из множества образцов был выбран один ,самый чистый, без различных видов включений .



*Рисунок 1. Некоторые из отборочных образцов*



*Рисунок 2. Образец, выбранный для работы*

Для украшения в технике «Сутаж» были использованы бусины и кабошон определенного размера. Для этого были проведены расчеты сырья для изготовления вставок.

Существует несколько способов закрепления алмаза по периферии диска. Сам диск обычно делают из мягкой стали, однако они бывают из бронзы или меди. Пилы диаметром до 100 мм применяют для резки ценных материалов, а также для подрезки и распиловки сырья небольших размеров на пластины и блоки. Так как дальнейший технологический процесс предполагает под собой обработку янтаря не в промышленных масштабах, то использовался гравер с алмазным диском диаметром 50 мм. По завершении операции распиловки старались не оказывать излишнего давления на диск, так как в момент отделения от камня пластина обычно имеет свойство обламываться, оставляя острый выступ.

Янтарный образец был распилен на заготовки кубической формы определенного размера, так как дальнейшая работа велась на сверлильном станке с применением алмазных шарошек различного диаметра и крупности абразивного зерна. При работе с алмазными насадками подавали воду на обрабатываемое сырье для предотвращения его перегрева. Особенно это условие важно при работе с янтарем, так как он очень неустойчив к нагреву.



*Рисунок 3. Гравер с алмазным диском для распиливания янтаря*



*Рисунок 4. Алмазные шарошки для обтачивания бусин*

Для создания кабошона каплевидной формы был изготовлен трафарет, соответствующий размерам будущей вставки в изделии и перенесённый впоследствии на янтарную пластину. Процесс обдирки представлял собой стачивание лишнего материала по линии трафарета. При этом оставлялись несколько миллиметров для предотвращения выхода из размера после дальнейшей обработки на наждачных кругах различной абразивности. Основой шлифовального инструмента были зёрна абразивного материала, выполняющие функции микрорезцов, осуществляющих обработку материала и пластическое деформирование поверхностного слоя. Обычно для производства шлифовального инструмента используют традиционные абразивы, такие, как электрокорунд, карбид кремния и микрокристаллический корунд, а также суперабразивы - эльбор и алмаз. В данной работе был использован электрокорунд, полученный по специальной химической технологии.

После шлифовки следовал процесс полировки вставок. В работе использовался настольный полировальный станок с муслиновыми кругами разной жесткости. Янтарь - очень мягкий минерал, и для финальной обработки нужно использовать состав, в большей степени подходящий для полимеров, нежели для твердых минералов, поэтому было принято решение использовать парафиновую пасту с разными размерами абразивного зерна. На первичном этапе полировки использовались жесткие круги и паста с крупным абразивом для удаления с кабошона видимых царапин. После постепенной смены муслиновых кругов и паст поверхность была отполирована.



*Рисунок 5. Полировальные пасты и муслиновые круги*



*Рисунок 6. Отполированные бусины из прозрачного янтаря.*

Комплект украшений в технике «Сутаж» состоял из кулона и серег. Основным материалом, используемым в этой технике, - это сутажный шнур различных цветов, по ширине варьирующийся от 2 до 5 мм. В изделии использовался шелковый шнур шириной 3 мм бордового и песочно-желтого цветов. Вначале кабашон закреплялся на фетровой основе, затем оплетался бисером и самим сутажным шнуром способом «закрытого обертывания бусины у основания» при помощи прозрачной мононити диаметром 0,12 мм. Впоследствии в изделие вплетались вставки из янтаря диаметром 12 мм и вставки из сердолика диаметром 5 мм. Обратная сторона отделялась натуральной кожей.



*Рисунок 7. Готовое изделие с вставками из янтаря*

Данный метод обработки янтаря удобен для использования в малой мастерской. Оборудование, используемое в технологическом процессе, имеет малые габариты, а также потребляет малое количество электроэнергии и в рабочем состоянии производит малое количество шума. Возможно формирование вставок разнообразных форм и размеров, требуемых для создания украшений по эскизу.

## **Выводы**

1. Янтарь возможно обрабатывать вручную без использования промышленных станков и дорогостоящего оборудования.

2. Оборудование удобно для работы в условиях малой мастерской
3. Использование вставок из янтаря возможно не только в классических изделиях из металла, но и в старинных техниках создания украшений.

### **Библиография**

1. Фракей Э. Янтарь: Пер. с англ.-М.: Мир, 1990.-198 с.
2. Папп, Сцилла. Суточная вышивка.-М.: АСТ, 2017.- 128с.
3. Солодова Ю.П., Андреев Э.Д., Гранадчиков Б.Г. Определитель ювелирных и поделочных камней: Справочник/- М.: Недра, 1985.-223с.
4. Синкенес Дж. Руководство по обработке драгоценных и поделочных камней.  
Пер. с англ., М., Мир, 1989 г., 423 с.

*Природные розовые алмазы*  
*Федотова М.М.\* (МГРИ, mashkakrevetka@gmail.com),*  
*Титков С.И. (ИГЕМ РАН, titkov@igem.rul)*

### **Аннотация**

Каждый природный алмаз уникален. Розовые же алмазы являются одними из самых редких и дорогих драгоценных камней во всём мире. Даже после появления постоянных источников алмазного сырья розово-лилового цвета (месторождения Аргайл, им. Ломоносова) нельзя говорить о насыщенности мирового рынка данными алмазами, что наталкивает на закономерный вопрос: «Почему розовые алмазы на столько ценны?». Почему розово-лиловая окраска алмаза на столько редка? Какова её природа?

Целью данной работы является создание полноценного описания свойств и особенностей розовых алмазов, особенностей формирования кристаллов, условий и причин появления розово-лиловой окраски, таким образом определив факторы, влияющие на формирование цены розово-лиловых бриллиантов. Данная работа содержит данные из основных работ XXI века на тему природных розово-лиловых алмазов: их историко-географического происхождения, природы цвета, минералогических особенностей и направлена на их распространение.

### **Ключевые слова**

Природные розовые алмазы, деформационные микродвойники

### **Теория**

Природные бриллианты фантазийных цветов относятся к числу самых ценных драгоценных камней из-за их привлекательности и большой редкости, в частности розовые алмазы составляют от 1% до 4% (трубки Мирнинского поля) от общего объёма добываемых алмазов. Алмазы с розово-лиловой и красной окраской относятся к одним из наиболее редких [4].

Алмазы с сиреневой окраской встречаются в якутских коренных месторождениях (трубки Интернациональная и Удачная), с розово-коричневой – в анабарских россыпях. Розовые до красных встречаются среди алмазов Австралийской трубки Аргайл. До открытия данной трубки розовый цвет считался самым редким цветом алмаза. Однако, после почти полувековой разработки, месторождение признано выработанным и закрыто. [1] Не так давно началась разработка трубок Мирнинского поля и месторождения им. Ломоносова – новых источников фантазийных бриллиантов от розового до лилового [5].

*Формирование.* Во время столкновения континентов горные породы сильно деформируются с на столько серьезными процессами перекристаллизации, что любые алмазы и другие минералы в породе могут становиться пластичными. Месторождение Аргайл, самый известный поставщик розовых и красные бриллиантов, встречаются в одной из таких территорий, которая пережила древнее столкновение континентов, ороген протерозоя Холлс-Крик (1,8 млрд лет). В этой высокотемпературной среде с высокой деформацией вблизи конвектирующей мантии, вероятно, и возникли розово-коричнево-красные алмазы. Ломоносовское месторождение также находится в пределах

области, которая подверглась древней субдукции и континентальному столкновению – и известная как Лапландско-Кольский ороген [4].

Розово-лиловая и дымчато-коричневая окраска кристаллов алмаза по учебнику Орлова. В 1958 г. были опубликованы статьи Раала и Кастерса, в которых приводятся спектры поглощения фиолетовых кристаллов алмаза из африканского месторождения. Оба автора пишут, что у этих алмазов, в отличие от других, наблюдается полоса поглощения в области 550 мкм, что, по их мнению, связано с примесью марганца.

Несколько позднее розовато-лиловые алмазы из кимберлитовой трубки «Мир» исследовались М. А. Гневушевым и др. (1961). Ссылаясь на ранее высказанное мнение А. А. Кухаренко (1955) относительно природы окраски дымчатых уральских кристаллов алмаза, они выдвинули гипотезу о влиянии тонкодисперсного графита на цвет камней.

Проведенное Орловым сравнительное исследование розовато-лиловых алмазов из трубки «Мир» и «Айхал», а также из африканских месторождений показало их полную тождественность как в отношении окраски, так и характера скульптур, наблюдаемых на их гранях. Все эти кристаллы независимо от месторождения имеют признаки интенсивной пластической деформации. Изучение состава примесей в розовато-фиолетовых алмазах из трубки «Мир» и «Айхал», а также зарубежных месторождений методом эмиссионного и нейтронно-активационного анализов выявило, что в алмазах из разных месторождений примесь железа и марганца устанавливается в различных количествах, причем содержание их в розово-лиловых алмазах не превышает содержания в бесцветных, желтых и других. Имеются вполне определенные признаки того, что окраска этих алмазов является *эпигенетической и не обусловлена примесью какого-либо элемента*. Об этом свидетельствует характер распределения окраски по объему кристалла.

На всех без исключения розовато-лиловых кристаллах алмаза наблюдаются линии скольжения на плоскостях {111} и на комбинационных поверхностях, образованных кромками наслаивающихся друг на друга октаэдрических пластин роста, а также и на криволинейных поверхностях растворения, в случае их развития на месте комбинационных поверхностей или же ребер октаэдра. Линии на гранях {111}, как правило, сопровождаются треугольными фигурами травления, вытягивающимися в виде цепочки вдоль этих линий. При вращении розовато-лиловых кристаллов на их гранях можно увидеть отдельные розовато-лиловые полосы, приуроченные к линиям скольжения, а между окрашенными полосами бесцветные участки. Таким образом, определенно устанавливается, что розовато-лиловая окраска приурочена к плоскостям скольжения [2].

В научной статье С.В. Титкова, С.В. Кривовичева, Н.И. Органовой «*Пластическая деформация природных алмазов двойникованием: данные рентгеноструктурных исследований*» доказано: причиной розово-лиловой окраски алмазов являются **деформационные микродвойники**, представляющие собой тонкие пластинки (ламели, толщиной около 0,1 мкм), параллельные октаэдрическим плоскостям и находящиеся в двойниковом положении относительно основного объема кристалла. Также характерны зеркальные отсветы – границы микродвойников (mirror reflections). Окраска розовых алмазов, как правило, распределена неравномерно: она может быть полосчатой или пятнистой.

Преобладание кристаллов природного алмаза, подвергшиеся пластической деформации с образованием плоскостей скольжения дислокаций по сравнению с деформационным микродвойникованием согласуется с общим правилом, что в кристаллах с гранцентрированной кубической решеткой скольжение дислокации

предшествует деформации за счет микродвойникования. Формирование механических микродвойников в таких кристаллах встречается в очень специфических условиях деформации, такие как низкие температуры и высокие скорости деформации (например, при ударах). В алмазе пластическая деформация дислокацией скольжения начинается при температуре  $\sim 1300^\circ\text{C}$ . Пластическая деформация микродвойникованием в экспериментах высокого давления начинается при  $700-900^\circ\text{C}$  [5].

*ИК-спектроскопия.* Центры лиловой и розовой окраски сконцентрированы в пределах тонких микродвойниковых пластин, параллельных граням октаэдра. Исключением являются алмазы из лампроитов Австралии. Широкая область поглощения с макс. 550 нм и предположительной моделью  $\text{N}-8\text{C}-\text{N}^+$  является центром лиловой, сиреневой, пурпурной и розовой окраски алмаза. Одиночно встречается достаточно редко и даёт лиловую, сиреневую, пурпурную окраску. Чаще встречается совместно с центром  $\text{N}_3$  и полосой поглощения 370 нм. При незначительной интенсивности данных областей поглощения алмаз окрашивается в лиловый цвет, при большей интенсивности центра  $\text{N}_3$  – розоватые, розовые и реже красные алмазы. В случаях, когда совместно присутствуют полосы 550 нм, 415 нм ( $\text{N}_3$ ), а также центр  $\text{N}_3$  и полоса 390 нм – алмаз окрашивается в розовый цвет. То же сочетание полос поглощения, но с большей интенсивностью, даёт красную окраску алмаза

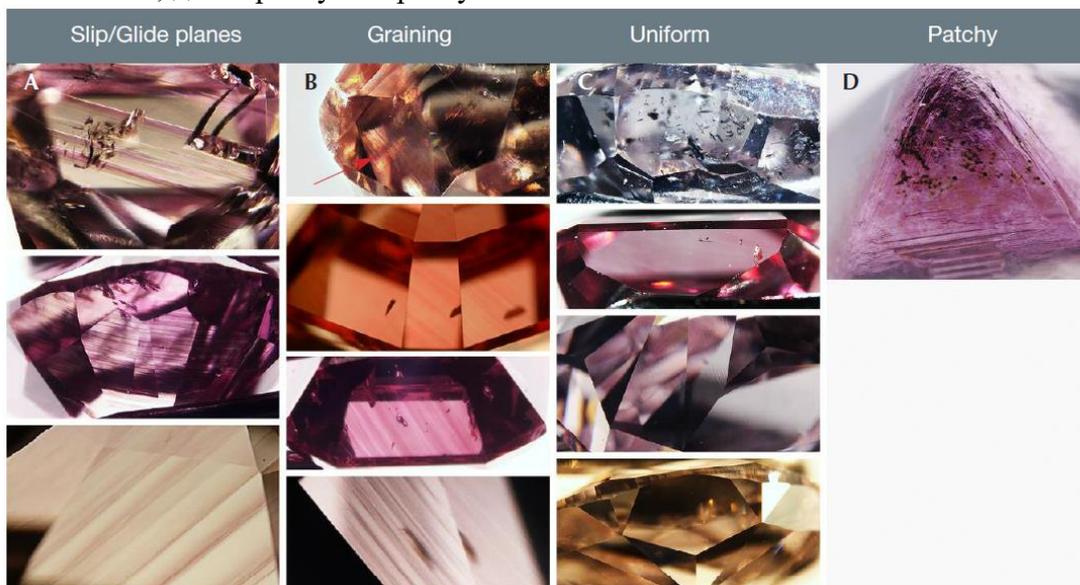


Рисунок 1 Различная зональность окраски в розово-лиловых бриллиантах (Салли Итон-Магана и проч. 2018)

Электронный парамагнитный резонанс (ЭПР). Полоса 550 нм в спектрах поглощения розово-лиловых алмазов связана с парамагнитным центром  $\text{M}_2$  [ $\text{N}-\text{C}_2-\text{C}_4-\text{C}_2-\text{N}^+$ ], о чём свидетельствует их концентрационная и пространственная корреляция. Образование центров  $\text{M}_2$  происходит в природных алмазах в результате разрушения распространённых центров  $\text{A}$  [ $\text{N}-\text{N}$ ] движущимися двойнивающими дислокациями в ходе пластической деформации, развивающейся по механизму механического двойникования (Рисунок 24).

Рентгеновская дифракционная картина. Розово-фиолетовый кристалл алмаза из кимберлитовой трубки «Интернациональная» исследован методом рентгеновской дифракции с использованием площадного детектора. Картина дифракции рентгеновских лучей розового алмаза показала совмещение двух индивидов  $\text{A}$  и  $\text{B}$ , где  $\text{B}$  – основной

кристалл (более мощные рефлексы), А – микродвойники (дающие более слабые рефлексы). На дифракционных картинах рефлексы от основного объема кристалла и от микродвойниковых ламелей находятся в строго ориентированном положении. Полученные результаты свидетельствуют о том, что естественная эпигенетическая пластическая деформация алмазов происходит не только за счет скольжения дислокаций, но и в результате механического двойникования. Полученная гексагональная элементарная ячейка имеет шестигранную ось, параллельную направлению  $\{111\}$  в кубическом алмазе. Таким образом, дифракционная картина, полученная от розово-фиолетового кристалла алмаза, которая может быть интерпретирована как результат гексагонального кристалла, на самом деле представляет собой суперпозицию двух дифрактограмм, полученных от двух кубических алмазных доменов, связанных друг с другом зеркальной плоскостью  $\{111\}$ , то есть двойникование по закону шпинели. Дифрактограммы, полученные от меньших фрагментов розово-пурпурного кристалла, соответствовали кубической элементарной ячейке алмаза с  $a = 3,55 (1) \text{ \AA}$ .

### **Выводы**

В итоге проведенной работы можно смело сделать следующий вывод: розовые алмазы столь же необыкновенны и уникальны, как и условия их формирования, объясняющие очень небольшое их количество относительно общего объема добываемых алмазов ювелирного качества. Ограниченное число месторождений, содержащих алмазы розово-лилового цвета вкупе с привлекательным цветом и игрой света также повышают ценность данных камней. Также в данной работе раскрыта очень важная со стороны геммологии тема: причиной розово-лиловой окраски алмаза являются деформационные микродвойники, образованные в результате воздействия низких температур и высокой скорости деформации (например при ударах).

### **Благодарности**

Выражаю благодарность Титкову С.И. за лекции по курсу «Минералогические особенности и физические свойства алмазов», 2021г. Я счастлива быть Вашим учеником. Основа данной работы - Ваши знания и исследования.

### **Библиография**

1. Солодова Ю.П., Никодаев М.В., Курбатов К.К. и др. Геммология алмаза. М., 2008г. 416 с.
2. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. М., 1984 г. 264 с.
3. John M. King, James E. Shigley, Scott S. Guhin, Thomas H. Gelb, and Matthew Hall. Characterization and grading of natural pink diamonds // GEMS&GEMOLOGY. 2002. V. 30. N3. pp. 220-242.
4. Sally Eaton-Magaña, Troy Ardon, Karen V. Smit, Christopher M. Breeding, and James E. Shigley. NATURAL-COLOR PINK, PURPLE, RED, AND BROWN DIAMONDS: BAND OF MANY COLORS// GEMS&GEMOLOGY. 2018. V. 54. N4. pp. 352-377.
5. S.V. Titkov, S.V. Krivovichev, N.I. Organova. Plastic deformation of natural diamonds by twinning: evidence from X-ray diffraction studies// Mineralogical Magazine. February 2012. V. 76. N1. pp. 143-149.

6. С.И. Титков, лекции по курсу «Минералогические особенности и физические свойства алмазов», 2021г.

***Китайская технология резьбы «живой цепи»  
по нефриту. От древности к современности  
Чжу Ш. \* (МГРИ, 835619649@qq.com)***

**Аннотация**

Начиная с неолита 6000 г. до н.э. и до бронзового века 2000 г. до н.э., Китай сформировал «нефритовую» культуру и её специфические традиции. В последующее время эта культура продолжала интенсивно развиваться и стала одним из важных элементов китайской культуры [1]. Говоря о традициях, надо заметить, что «визитной карточкой» мастерства китайских камнерезов стали некоторые классические изделия из нефрита и жадеита, одним из которых является так называемая «живая цепь». «Живая цепь» является изделием скульптурного искусства малых форм, имеет давнюю историю и хорошо прослеживается в эволюционном развитии мастерства камнерезов Китая. В эпохи правления династий Шан (1600-1046 гг до н.э.) и Чжоу (1046-256 гг до н.э.) изготовление из нефрита таких декоративных изделий, как кольца, браслеты и другие ювелирные украшения, стало основываться на новых, необычных технологиях обработки камня с применением метода сверления. Это технологическое новшество позволило разработать технологию создания оригинального изделия – «живой цепи» – подвижной и неразрывной конструкции из цельного куска камня. Окончательно такая технология сформировалась к эпохе Воюющих Царств (770-221 гг до н.э.) [2].

Изделие «живая цепь» - это крайне тонкая работа и не каждому мастеру удастся его изготовить. В ходе работы очень важно точно придерживаться технологической схемы резьбы по конкретному штуфу нефрита. Это является залогом успеха.

**Ключевые слова**

Китай, нефрит, жадеит, "живая цепь", технология резьбы, камень

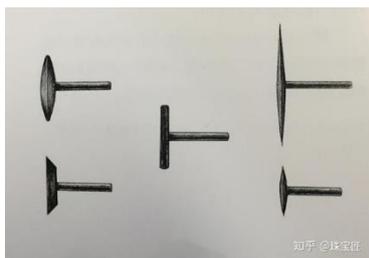
**Теория**

**Характеристики кристаллосырья**

Нефрит является спутано волокнистой разновидностью амфибола. Он имеет состав между актинолитом  $\text{CaMg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$  и тремолитом  $\text{CaFe}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}](\text{OH})_2$ . Сингония: моноклиническая. Он слабо просвечивает и обладает разнообразной окраской: от светло- до тёмно-зеленой, желтой, коричневой, белой, серой и черной. Окраска может быть неоднородной с характерными тёмными включениями магнетита или графита. Твёрдость составляет 5,5–6,5. Плотность около 3 г/см<sup>3</sup>.

Жадеит является разновидностью пироксена с кристаллохимической формулой:  $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ . Сингония: моноклиническая. Структура: от тонко до крупнозернистой, чем меньше зернистость, тем выше качество. Минерал полупрозрачный до непрозрачного. Жадеит окрашен в белый, зеленый (от бледного до глубокого), жёлтый до красновато-оранжевого, коричневый, серый, черный, серо-синий, пурпурный. Окраска часто неравномерная. Для жадеита обычны ярко-зеленые пятна и прожилки, которые в контрасте с основным фоном дают очень красивую картину. Твёрдость составляет 6,5. Плотность варьирует от 3,24 до 3,42 г/см<sup>2</sup>.

У технологов по обработке драгоценных камней и металлов часто возникает вопрос: как в древние времена, когда не было специализированного оборудования, станков, машин, китайские мастера обрабатывали нефрит – минерал с такой высокой твердостью? Историки по материаловедению считают, что инструменты у древних резчиков все-таки были. Археологические находки позволяют сделать выводы, что мастера уже в древности пользовались фрезами (рисунок 1), шлифовальными камнями, примитивными устройствами для придания вращения этим устройствам. Сейчас бы мы назвали эти машины фрезеровальными станками (рисунок 2). Предполагается, что в те далёкие исторические времена, применялись деревянные и кожаные диски для финишной обработки готовых изделий.



*Рисунок 1. Древние фрезы*



*Рисунок 2. Древний фрезеровальный станок*

Приведенный на рисунке 2 станок представляет собой древнюю машину для обработки нефрита методом резьбы. Появление фрезеровального станка способствовало более эффективной обработке нефрита и созданию традиционной формы резьбы по камню. Эти древнейшие механизмы озаменовали начало эры нефрита.

Историки спорят о том, когда в Китае появилась эта машина? К сожалению, у нас недостаточно информации и археологических свидетельств или они не совсем убедительны. Некоторые учёные считают, что примитивные вращающиеся устройства появились уже в культуре Хуншань около 5000-6000 лет назад или в культуре Лянчжу 3700-5000 лет назад (рисунок 3, 4).



**Рисунок 3.** Резная фигурка с элементами «живой цепи», создана в период династии Шан, 1600-1046 гг до н.э., музей провинции Цзянси

Интересно отметить, что древние принципы устройства фрезеровальных станков применяются и в современном оборудовании для обработки нефрита. Изменилась лишь мощность как следствие использования электродвигателей.

Для шлифования нефрита применялась смесь из мелких фракций красного граната, а для финишной обработки жадеита использовался песок из корунда.



**Рисунок 4.** Цяньлун юйбао – три императорских печати «тяньхуан»

Эта технология сейчас утрачена, а методы работы резчиков династии Хань 202 г. до н.э. - 220 г. н.э. из-за их сложности уже не применяются. Зато на смену им пришли современные инструменты, которые легки и просты в использовании [4].

Изделие «живая цепь» изготавливается из монолитного куска нефритовой заготовки. При этом не допускается склеивания или соединения иным способом элементов изделия. Принципы создания «живой цепи» распространяются и на другие, схожие по методу резьбы, части композиций, например, «подвижные кольца», которые часто используются для украшения декоративных изделий или бытовых предметов, таких, как шары, вазы, чаши и другие сосуды. «Подвижные кольца», как правило, расположены с боков сосуда и симметричны друг другу.

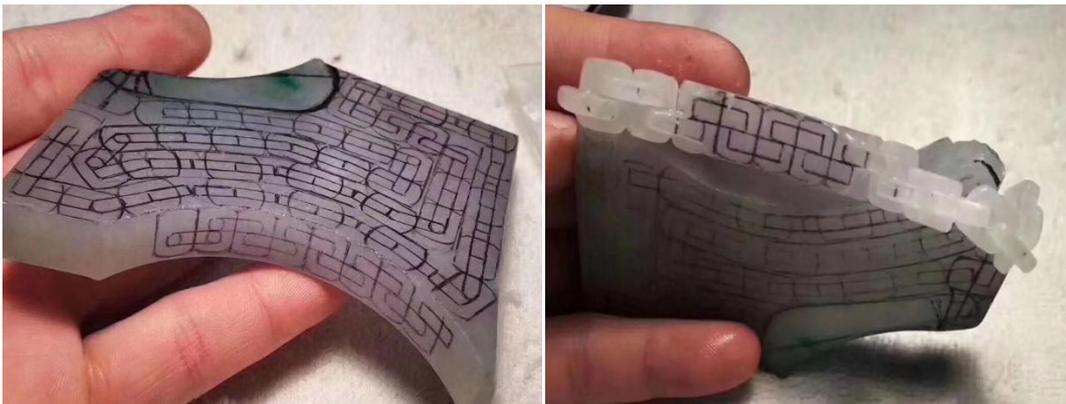
Технологическая схема резьбы «живой цепи» включает несколько этапов:

1. Анализ сырья с точки зрения качества камня, отсутствия трещин, критических сколов, внутренних дефектов и возможных вкраплений и пустот.

2. Соответствие размера заготовки расчетной длине будущей «живой цепи», определение шага звеньев и их пропорций, контроль симметричности элементов будущего изделия.

3. Первым шагом является проектирование будущего изделия с разметкой нефрита (рисунок 5). Для этого выполняется карандашом или фломастером чёткий контур цепи и других элементов. Затем фрезами вырезается цепь и подвеска с последующей шлифовкой и полировкой алмазными пастами (рисунок 6).

Для мастера-резчика отработана определённая технологическая последовательность работы.



*Рисунок 5. Проектирование*

*Рисунок 6. Подрезание фрезами*



*Рисунок 7. Цепь вырезается по шаблону*

*Рисунок 8. Готовое изделие полируется*

На рисунках 7 и 8 показано вырезанное, отшлифованное и отполированное уникальное изделие в стиле "живая жепь".

### **Выводы**

Исследования культуры нефрита, получившие название «Теория Юйсюэ», подразумевают дискуссии в философской, геологической и эстетико-этической плоскостях знаний [1]. Мы можем к перечисленным сферам знания добавить технологический аспект, где рассматриваются важнейшие детали производства изящных изделий. Изготовление ювелирного изделия в стиле «живой цепи» методом резьбы – это тонкая, высокоинтеллектуальная и технически сложная работа. Даже опытный мастер-резчик по нефриту каждый раз, приступая к изготовлению «живой цепи», сталкивается с многочисленными сложностями и рисками. Для более эффективного производства необходимо изучать технологии старых китайских мастеров и поддерживать древние традиции резьбы по камню.

### **Библиография**

1. Чжу Ифан редактор, Культура нефрита. Культура Соние, КНР 2021г. с.130 с.203
2. URL :<http://www.cnhetianyu.com/ContentPage.aspx?cid=4470>
3. URL :<https://zhuanlan.zhihu.com/p/336153971>
4. URL :<https://zhuanlan.zhihu.com/p/44729947>(дата обращения: 12.02.2022).

***Введение в китайское искусство резьбы по нефриту  
Технология «живой цепи»  
Чжу Шуань\* (МГРИ, 835619649@qq.com)***

**Аннотация**

Так называемая «живая цепь», как произведение скульптурного искусства малых форм, имеет давнюю историю и хорошо прослеживается в эволюционном развитии мастерства камнерезов Китая. В эпохи правления династий Шан (1600-1046 гг до н.э.) и Чжоу (1046-256 гг до н.э.) изготовление из нефрита таких декоративных изделий, как кольца, браслеты и другие ювелирные украшения, стало основываться на новых необычных технологиях обработки камня с применением метода сверления. Это позволило разработать технологию создания так называемой «живой цепи» - подвижной и неразрывной конструкции – из цельного куска камня. Окончательно такая технология сформировалась к эпохе Воюющих Царств (770-221 гг до н.э.).

«Живая цепь» - крайне тонкая работа, и не каждому мастеру удастся добиться стоящего результата. Очень важно точно разработать технологическую схему резьбы по конкретному куску нефрита непосредственно на самом камне. Это – залог успеха.

**Ключевые слова**

Китай, нефрит, жадеит, резьба, камень

**Теория**

Технологическая схема резьбы «живой цепи» включает несколько этапов:

1. Анализ сырья с точки зрения качества камня, отсутствия трещин, критических сколов, внутренних дефектов и возможных вкраплений и пустот.

2. Соответствие размера заготовки расчетной длине будущей «живой цепи», определение шага звеньев и их пропорций, контроль симметричности элементов будущего изделия.

Ниже приводятся примеры практических шагов мастера-резчика, иллюстрированные на примере изделия "подвеска".



**Рисунок 1.** Подготовка прямоугольного бруска нефрита – основы будущей «живой цепи»



**Рисунок 2.** Разметка бруска на

равные отрезки



**Рисунок 3.** Подготовка рифленых граней



**Рисунок 4.** Рисунок звеньев цепи



**Рисунок 5.** Вышливание звена цепи



**Рисунок 6.** Обработка звена цепи



**Рисунок 7.** Подготовка фаски



**Рисунок 8.** Основной контур цепи



**Рисунок 9.** Методом сверления ведется подготовка к разделению звеньев цепи



**Рисунок 10.** Тонкой иглой сверлом звенья разделяются и становятся подвижными



**Рисунок 11.** Контролируется размер звеньев



**Рисунок 12.** Ведется подготовка других элементов цепи

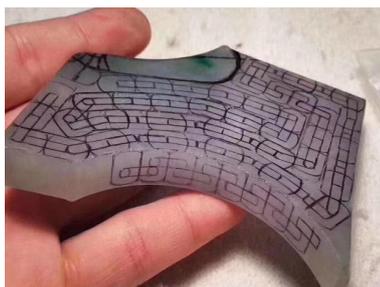


**Рисунок 13.** Скульптурная голова зверя

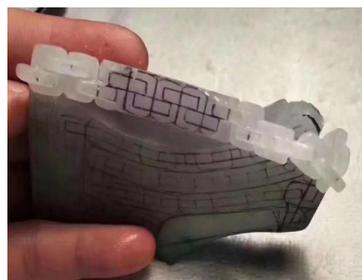
**Рисунок 14.** Эффективное завершение подвески - голова зверя с цепью

[http://blog.sina.com.cn/s/blog\\_9106f7370102v6ix.html](http://blog.sina.com.cn/s/blog_9106f7370102v6ix.html) 1-16 [1]

### Изготовление «живой цепи» из жадеита



**Рисунок 15.** Проектирование



**Рисунок 16.** Гравировка



**Рисунок 17.** Цепь вырезается по шаблону



**Рисунок 18.** Готовое изделие полируется

<https://zhuanlan.zhihu.com/p/336153971> 1-4 [2]

**Резьба по «живой цепи»: примеры известных работ**



**Рисунок 19.** Цяньлун юйбао - три императорских печати «тяньхуан»



**Рисунок 20.** Настоящее произведение искусства!



**Рисунок 21.** Произведение неизвестного мастера династии Цин (1636-1912 гг). Нефритовая курительница



**Рисунок 22.** Современное произведение китайских мастеров

## **Выводы**

Необходимо изучать технологии старых китайских мастеров и поддерживать старые китайские традиции резьбы по камню.

## **Библиография**

1. [http://blog.sina.com.cn/s/blog\\_9106f7370102v6ix.html](http://blog.sina.com.cn/s/blog_9106f7370102v6ix.html).
2. <https://zhuanlan.zhihu.com/p/336153971>.

*Исследование сапфиров разных геологических типов*  
*Шилова О.А.\* (Гохран России, [oshilova@gokhran.ru](mailto:oshilova@gokhran.ru)),*  
*Пахомова С.Б. (Гохран России, [spahotova@gokhran.ru](mailto:spahotova@gokhran.ru)), Абазова З.М. (Гохран*  
*России, [zabazova@gokhran.ru](mailto:zabazova@gokhran.ru)), И.В. Макарчук (Гохран России,*  
*[laboratory@gokhran.ru](mailto:laboratory@gokhran.ru)), Ю.А. Мелкозерова (Гохран России,*  
*[umelkozerova@gokhran.ru](mailto:umelkozerova@gokhran.ru))*

#### **Аннотация**

Последние десятилетия в список задач геммологических лабораторий мира входит не только определение природы происхождения и способов облагораживания драгоценных камней, но и определение месторождения, в котором был добыт драгоценный камень, что оказывает влияние на конечную стоимость драгоценного камня [4].

Месторождения корундов распространены по всему миру. Месторождения подразделяются на две основные группы – метаморфические и магматические [1]. Образование корунда типично для ассоциаций, пересыщенных глиноземом и недосыщенных кремнеземом.

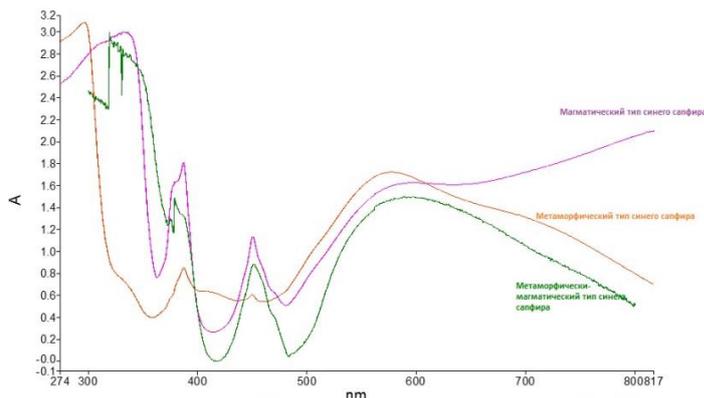
В данной работе проведено исследование партии сапфиров с целью определения их геологического типа по классификации месторождений сапфиров, предложенной К.П. Смиттом [2].

#### **Ключевые слова**

Синий сапфир, магматический, метаморфический, метаморфически-магматический, оптическая микроскопия, спектроскопия поглощения УФ-Вид-БЛИК, микрорентгенофлуоресцентный анализ.

#### **Теория**

Образцы сапфиров в количестве 28 штук были исследованы методами: оптической микроскопии, спектроскопии поглощения УФ-Вид-БЛИК и микрорентгенофлуоресцентного анализа. В соответствии с классификацией, предложенной К.П. Смиттом, все исследуемые сапфиры изначально были разделены методом спектроскопии поглощения на три типа: магматический, метаморфический и метаморфически-магматический (или смешанный) типы месторождений. Исследуемые образцы распределились по типам следующим образом: 10 образцов магматического типа, 6 образцов смешанного типа, 12 образцов метаморфического типа. На рис. 1 приведены спектры типичных представителей каждого типа.



**Рисунок 1.** Наложение спектров оптического поглощения синих сапфиров разных типов.

Спектр поглощения сапфира магматического типа характеризуется наличием широкой полосы поглощения с максимумом около 850 нм, обусловленной, согласно литературным данным [2, 3], межвалентным переносом заряда  $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ . Присутствует высокая степень поглощения  $Fe^{3+}$  (узкая полоса поглощения 450 нм и ее фоновые повторения 460 и 470 нм), и межвалентный перенос заряда  $Fe^{2+} - Ti^{4+}$  (широкая полоса поглощения с максимумом около 580 нм), ответственный за цвет синего сапфира [2, 3].

Спектр поглощения сапфира метаморфического типа имеет преобладающую полосу, обусловленную межвалентным переносом заряда  $Fe^{2+} - Ti^{4+}$  (широкая полоса поглощения с максимумом около 580 нм), ответственную за цвет синего сапфира, слабовыраженное поглощение  $Fe^{3+}$  (узкая полоса поглощения 450 нм), и отсутствие межвалентного переноса заряда  $Fe^{2+} - Fe^{3+}$ . Часто в составе сапфира присутствуют незначительные количества примеси хрома, что вызывает появление дополнительных полос поглощения (410 нм, 693 нм).

Спектр поглощения сапфира метаморфически-магматического или смешанного типа показывает высокую степень поглощения, обусловленную  $Fe^{3+}$  (узкая полоса поглощения 450 нм и ее фоновые повторения 460 и 470 нм), межвалентный перенос заряда  $Fe^{2+} - Ti^{4+}$  (широкая полоса поглощения с максимумом около 580 нм), при этом межвалентный переноса заряда  $Fe^{2+} - Fe^{3+}$  отсутствует.

Методом микрорентгенофлуоресцентного анализа проведены измерения с площадки и павильона каждой вставки. Для группы магматических сапфиров средние значения примесных элементов определены в интервалах: Fe 0.25-0.83 % масс., Ti 0.005-0.043% масс., V 0.001-0.005% масс., Ga 0.014-0.027 % масс., Cr нпо % масс. Для группы метаморфических сапфиров средние значения примесных элементов определены в интервалах: Fe 0.05-0.15 % масс., Ti 0.006-0.034% масс., V 0.001-0.008% масс., Ga 0.005-0.012 % масс., Cr нпо – 0,002 % масс. Для группы смешанных сапфиров средние значения примесных элементов определены в интервалах: Fe 0.31-0.94 % масс., Ti 0.005-0.026% масс., V нпо - 0.002% масс., Ga 0.006-0.025 % масс., Cr нпо – 0,004 % масс. Для сапфиров магматической и метаморфически-магматической групп отмечено более высокое содержание железа (до 0.94 % масс.) и повышенное относительно метаморфической группы содержание галлия.



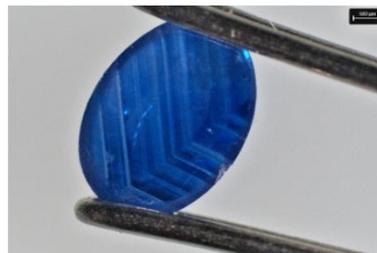
**Рисунок 2.** Включение уранипирохлора  
Проходящий свет. Увеличение 10x



**Рисунок 3.** Включение пирротина  
Проходящий свет. Увеличение 10x

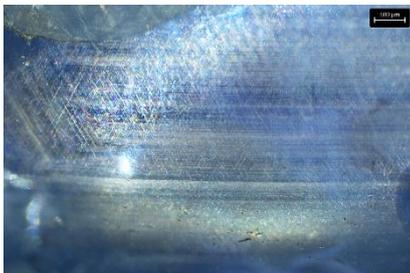


**Рисунок 4.** Включение ниобит-  
колумбита  
Проходящий свет. Увеличение 6,3x



**Рисунок 5.** Насыщенный темно-  
синий цвет с линии цветовой  
зональности под 120° с рутиловыми  
иглами. Отраженный свет. Увеличение  
1x

Для сапфиров, отнесенных к магматическому типу, отмечена характерная насыщенная темно-синяя окраска, у части сапфиров присутствует видимый зеленый оттенок. На рис 2-5 изображены микрофотографии характерных для магматической группы [5] включений минералов: уранипирохлор, ильменит, ниобит-колумбит, пирротин и др.



**Рисунок 6.** Включения рутиловых игл  
Отраженный свет. Увеличение 2x



**Рисунок 7.** Включения кальцита и  
апатита  
Проходящий свет. Увеличение 4x



**Рисунок 8.** Включение циркона  
Проходящий свет. Увеличение 5х

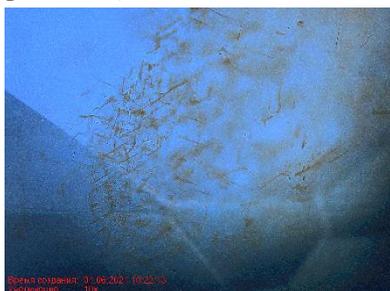


**Рисунок 9.** Включение  
«отпечаток пальца»  
Проходящий свет. Увеличение  
2,5х

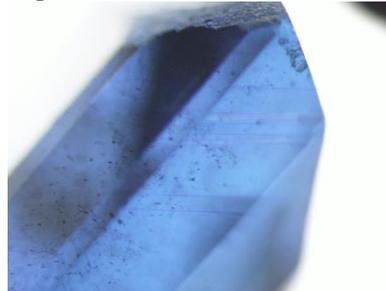


Для группы сапфиров, отнесенных к метаморфическому типу, была отмечена характерная синяя окраска с фиолетовым оттенком, образцы были светлее и ярче, нежели сапфиры магматического типа. На рис. 6-9 приведены микрофотографии характерных включений минералов, определенных в образцах метаморфической группы [6]: известняковый шпат, апатит, слюда и т.д.

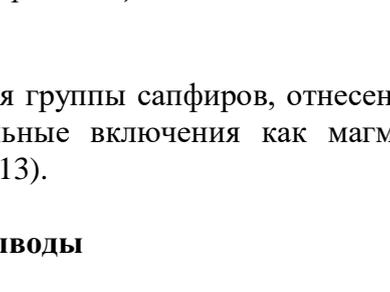
**Рисунок 10.** Включение с «хвостом  
кометы»  
Проходящий свет. Увеличение 6,3х



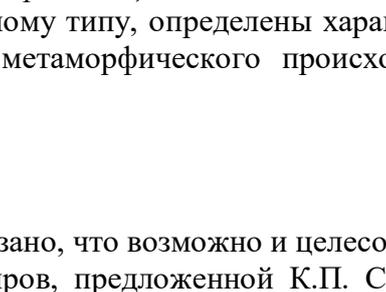
**Рисунок 11.** Зональность с  
облаками рутиловых игл  
Отраженный свет. Увеличение 2х



**Рисунок 12.** Включения рутила  
Проходящий свет. Увеличение 10х



**Рисунок 13.** Слабо проявленная  
цветовая зональность и мелкие темные  
минеральные включения  
Проходящий свет. Увеличение 2х



Для группы сапфиров, отнесенных к смешанному типу, определены характерные минеральные включения как магматического и метаморфического происхождения (Рис.10-13).

## Выводы

В результате проведенного исследования показано, что возможно и целесообразно применение классификации месторождений сапфиров, предложенной К.П. Смиттом, полученные данные хорошо согласуются.

Применение данной классификации в совокупности с оптическими и спектральными методами исследования позволит в дальнейшем более корректно определять природу происхождения и место добычи сапфиров.

## Библиография:

1. Е.Я. Киевленко, Н.Н. Сенкевич, А.П. Гаврилов Геология месторождений драгоценных камней.

2. Smith, Christopher P. (2010) Inside sapphires. Rapaport Diamond Report, pp. 123-132.
3. Richard W. Huges with Wimon Manorotkul I E. Billie Huges «Ruby and Sapphire a gemologist's guide»
4. A. C. Palke, S. Saeseaw, N. D. Renfro, Z. Sun, S. F. McClure Geographic Origin Determination Of Blue Sapphire. - GEMS & GEMOLOGY, Winter 2019, Vol. 55, No. 4, pp. 536–579
5. F.L. Sutherland, G.Giuliani, A.E.Fallick, M.Garland, G.Webb Sapphire-ruby characteristics, West Pailin, Kambodia: Clues to their origin based on trace element and O isotope analysis. The Australian Gemmologist (2008) 23, pp.329-368
6. W.Soonthorntantikul, U.Atikarnsakul, W.Vertiest Blue Sapphires from Mogok, Myanmar: A Gemological Review. - GEMS & GEMOLOGY, Winter 2021, Vol. 57, pp.292-317