

**ПРОБЛЕМЫ
МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ
И МЕТАЛЛОГЕНИИ**

**Научные чтения памяти
П.Н. Чирвинского**

Выпуск 28

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РФ
Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Пермский федеральный исследовательский центр
Уральского отделения Российской академии наук
«ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ УрО РАН»

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Пермское отделение



**ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ,
ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ**
Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского

Выпуск 28

**PROBLEMS OF MINERALOGY,
PETROGRAPHY AND METALLOGENY**
Scientific Readings in Memory of P. N. Chirvinsky

Issue 28



Пермь 2025

УДК 550.8
ББК 26.3
П78

Проблемы минералогии, петрографии и металлогении.
П78 Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского = Problems of Mineralogy, Petrography and Metallogeny. Scientific Readings in Memory of P. N. Chirvinsky : сборник научных статей / отв. ред. И. И. Чайковский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2025. – Вып. 28. – 184 с.

ISBN 978-5-7944-4210-6 (Вып. 28)
ISBN 978-5-7944-1582-7

Сборник подготовлен по материалам докладов на научных чтениях, состоявшихся 4 февраля 2025 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского государственного национального исследовательского университета. Содержит результаты исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, минерагенеза, геохимии и других наук, которые входили в сферу интересов П. Н. Чирвинского.

Для геологов широкого профиля.

УДК 550.8
ББК 26.3

*Печатается по решению кафедры минералогии и петрографии
Пермского государственного национального исследовательского университета*

Редакция: Б. М. Осовецкий, Р. Г. Ибламинов, И. И. Чайковский

Ответственный редактор: И. И. Чайковский

Рецензенты: д-р геогр. наук, зав. Кунгурской лабораторией-стационаром ГИ УрО РАН **О. И. Кадебская**;
д-р геол.-минерал. наук, зав. сектором технологической минералогии ГИ УрО РАН **А. Ф. Сметанников**

Научное издание

Печатается в авторской редакции
Компьютерная верстка:
Д. Е. Трапезников

Подписано в печать 18.02.2025.
Формат 60×84/16. Усл. печ. л. 10,7.
Тираж 200 экз. Заказ 16

Управление издательской деятельности ПГНИУ. 614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15
Типография ПГНИУ. 614068, г. Пермь, ул. Букирева, 15

ISBN 978-5-7944-4210-6 (Вып. 28)
ISBN 978-5-7944-1582-7

© ПГНИУ, 2025
© ГИ УрО РАН, 2025

УДК: 553.2

В. Э. Баяндин, И.И. Чайковский

¹Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

²Горный институт УрО РАН, г. Пермь

К МИНЕРАЛОГИИ РЯДА РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ОСТРОВА БОЛЬШЕВИК

Приведена характеристика ряда проявлений острова Большевик. В черных сланцах Гольшевской площади отмечены кварц-пиритовые прожилки с вкрапленностью галенита. В пирите отмечена примесь Co и As, а в сланцах – проявление графитизации кальцита и калиевого метасоматоза. Содержание Pb, As, Au в прожилках отвечает рудному уровню. Оруденение на мысе Мордовина представлено кассiterит-сульфидно-кварцевыми жилами в роговиках. Здесь диагностированы сульфиды As, Cu, Zn, Pb сульфо-теллуриды висмута, мусковит и пирофиллит. Присутствие кассiterита, арсенопирита, а также минералов висмута говорят о связи гидротермальных образований с коровыми гранитами. Содержания Cu, Zn, As, Cd, In, Sn, Ta, Ag, Pb, Bi, Au относятся к рудному уровню. В сульфидно-карбонатно-кварцевой жиле Норинского участка диагностированы галенит, сфалерит, пирит, акантит. Содержание Zn, Ag, Cd, Pb в ней отвечает рудному уровню, что позволяет отнести ее к серебро-полиметаллической ассоциации.

Ключевые слова: Остров Большевик, черные сланцы, редкие металлы, благородные металлы, полиметаллы.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.3

Объектом исследования являлись представительные образцы руд отобранных с участков Гольшевская площадь, мыс Мордовина, участок Норинский острова Большевик архипелага Северная Земля, который входит в состав архейско-протерозойского складчатого обрамления Сибирской платформы. Здесь отмечена высокая золотоносность, связанная с рифейского черносланцевыми толщами, а также постмагматические образования, связанные с гранитоидами C₁₋₂ возраста характеризуются Mo-Sn-W-Cu-Ag специализацией (Евдокимов А.Н. и др., 2023).

Исследования образцов проводилось в Горном институте УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микронализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 (Tescan, Чехия), аналитик Е.П. Чиркова. Определение содержания малых, в том числе благородных,

элементов проводилось на масс-спектрометре Aurora M90 (Bruker Daltonics Inc., США), аналитики М.А. Волкова и А.Ю Пузик.

Образец из черных сланцев Гольышевской площади представлен согласным пиритовым прожилком, залеченным по трещинам молочно-белым полупрозрачным кварцем. В пирите выявлены участки обогащенные кобальтом и мышьяком, включения галенита, рутила, мусковита и титанита.

Основная масса черного сланца сложена кварцем, мусковитом, хлоритом, альбитом и кальцитом с эпидотом, рутилом, апатитом и полосовидным распределением вкрапленности титанита. Часть уплощенных субдиморфных зерен кальцита замещена по периферии частично или полностью графитом. К нему приурочены выделения Се-гидроксилbastнезита ($\text{Ce}_{0,67-0,76}\text{La}_{0,34-0,37}\text{Nd}_{0,24-0,29}\text{Pr}_{0,07}\text{Sm}_{0,03}\text{Ca}_{0,12-0,04}$) ($\text{CO}_3\text{(OH)}$) и вульфенита с примесью Ce, La, Nd (0,03-0,05 форм. ед.). Редкоземельный алланит ($\text{Ce}_{0,21-0,36}\text{Ca}_{1,13-1,29}\text{La}_{0,11-0,15}\text{Nd}_{0,08-0,11}\text{Pr}_{0,03-0,04}$) ($\text{Al}_{2,36-2,51}\text{Fe}_{0,55-0,63}\text{Pb}_{0-0,03}\text{W}_{0-0,02}$) ($\text{Si}_{3,07-3,20}\text{O}_{12}$) (OH) появляется по обрамлению ката-клизированных зерен эпидота. В хлорите зафиксированы идиоморфные чешуйки мусковита.

Образец с Мыса Мордовина представлен кварц-сульфидной жилой из роговиков вблизи гранитной интрузии. Ранее здесь были известны жильные образования кассiterит-сульфидной формации с повышенным содержанием серебра и полиметаллов.

Основная масса образца сложена ранним шестоватым и поздним зернистым кварцем с вкрапленностью халькопирита, арсенопирита и пирита ($\text{As}_{0,01-0,02}$ форм. ед.), галенита, сфалерита ($\text{Fe}_{0,19-0,21}$ форм. ед.), кассiterита ($\text{Fe}_{0,01-0,06}\text{W}_{0-0,004}$ форм. ед.), стannита ($\text{Cu}_{1,83-1,93}(\text{Fe}_{0,91-1,00}\text{Zn}_{0,08-0,14})\text{Sn}_{0,99-1,06}\text{S}_{3,96-4,11}$), чешуйки мусковита и пирофиллита.

Реже встречаются висмутовые минералы: самородный Bi, козалит ($\text{Pb}_{1,33-2,06}\text{Ag}_{0,43-0,80}\text{Bi}_{1,52-2,23}\text{Sb}_{0-0,33}\text{S}_{4,21-4,72}\text{Te}_{0-0,49}$), ингодит ($(\text{Bi}_{1,71-2,24}\text{Pb}_{0,17-0,23})\text{Te}_{0,61-1,11}\text{S}_{0,96-1,25}$), жозеит ($\text{Bi}_{4,05}\text{Te}_{0,73}\text{S}_{2,20}$), икунолит ($\text{Bi}_{3,96}\text{S}_{2,93}\text{Te}_{0,13}$), висмутин ($\text{Bi}_{2,13-2,15}\text{S}_{2,66-2,78}\text{Se}_{0,09-0,11}$), аргентокозалит ($(\text{Pb}_{1,13-1,59}\text{Ag}_{0,54-1,27})\text{Bi}_{1,81-2,26}\text{Sb}_{0,21}\text{S}_{4,65-4,76}$), ковеллин ($(\text{Cu}_{0,91-0,92}\text{Fe}_{0,05-0,07}\text{Ag}_{0,03})\text{S}_{1,05-1,01}$).

В качестве вторичных зафиксированы церуссит ($\text{Pb}_{0,81-0,99}\text{Ag}_{0,05-0,22}\text{CO}_3$), бисмоклит ($\text{Bi}_{1,05}\text{O}_{1,15-1,17}\text{Cl}_{0,077-0,78}$), перит ($(\text{Pb}_{0,43-0,45}\text{Fe}_{0,24-0,29}\text{Ag}_{0,05-0,06}\text{Cu}_{0-0,03})\text{Bi}_{0,68-0,71}\text{Cl}_{1,05-1,13}\text{O}_2$), скородит.

Образец Норинского участка представлен фрагментом жилы сложенной кварцем (30%), кальцитом (20%) и анкеритом (20%) с включениями низкожелезистого сфалерита ($(\text{Zn}_{0,92-0,95}\text{Cd}_{0,01}\text{Fe}_{0,01-0,02})\text{S}$). В последнем зафиксированы вrostки галенита, пирита (Ni 0,02 форм. ед.) и акантита. Последний зафиксирован также в составе поздних гипергенных

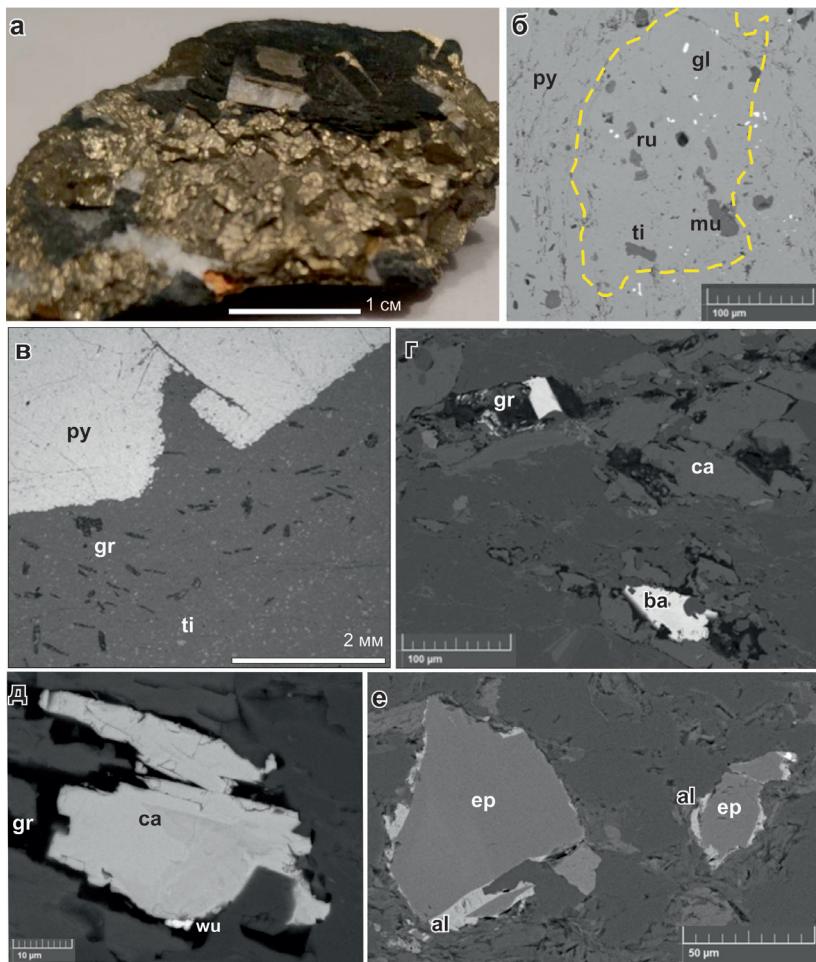


Рис. 1. Общий вид (а) и детали строения пиритового прожилка в черном сланце Голышевской площади: б – пойкилитовые включения в метакристалле пирита (рудит, галенит, гу-рутин, ти-титанит, му-мусковит, желтым выделен участок обогащенный As и Co); в – ореол графитизированных кристаллов кальцита в залыванье пиритового прожилка (gr-графит); г, д – включения бастнезита и вульфенита в частично графитизированном кальците (са-кальцит, ба-бастнезит, ву-вульфенит); е – обломки катализированного эпидота (ер) обросшие каймой алланита (ал)

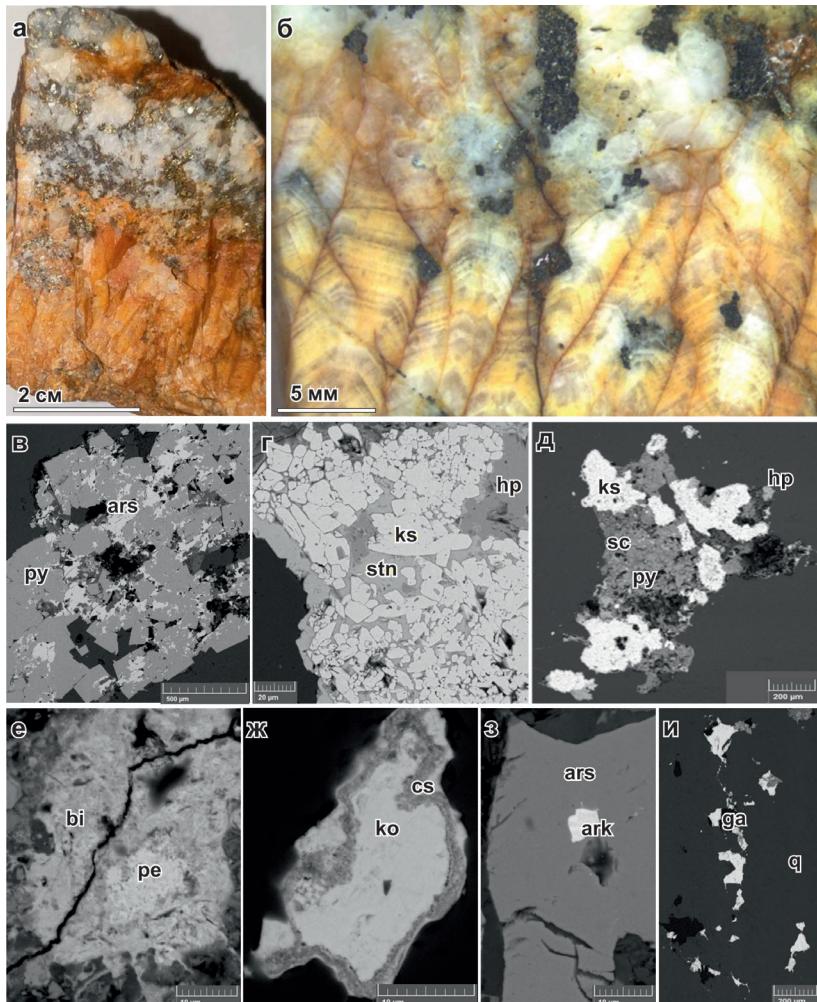


Рис. 2. Общий вид (а, б) и детали строения кварц-сульфидной жилы Мыса Мордвинова: в – агрегаты пирита (ру) и арсенопирита (арс); г – включения касситерита (кс) в станните (ст) и халькопирите (хп); д – касситерит, халькопирит и пирит в агрегате скородита (ск); е – перит (ре) в бисмоклите (би); ж – козалит (ко) в церуссите (cs); аргентокозалит (арк) в арсенопирите; и – галенит (га) в кварце (к)

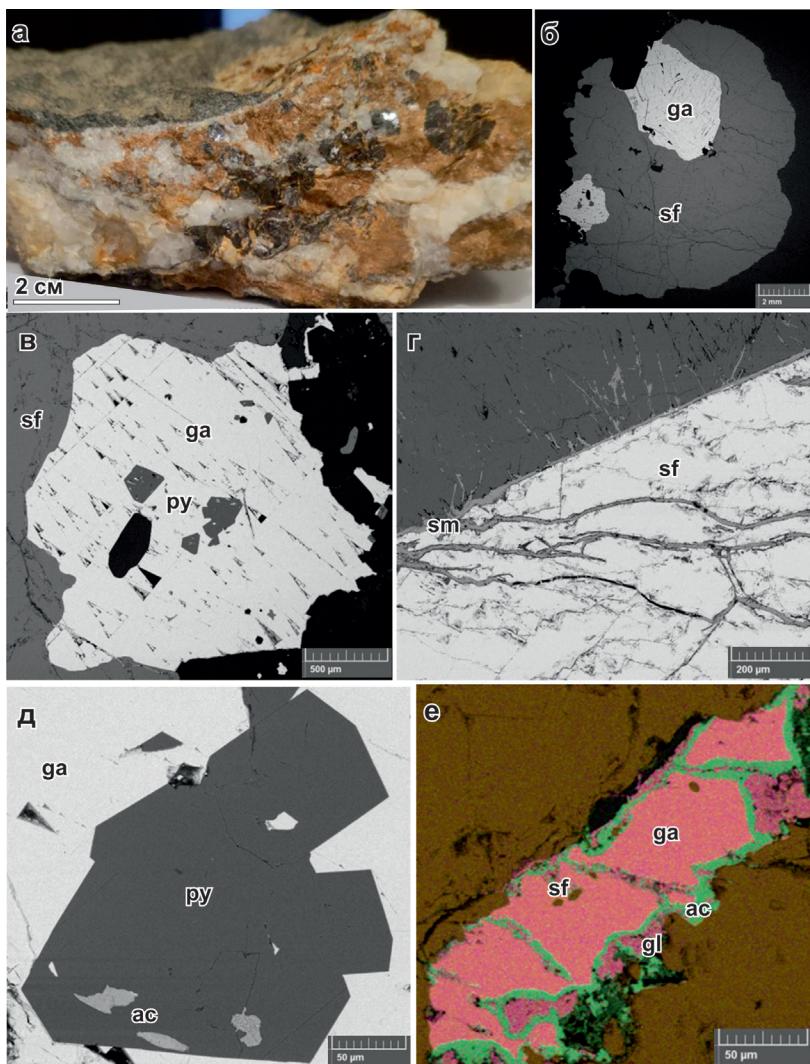


Рис. 3. Общий вид (а) и детали строения анкерит-кварцевой жилы с полиметаллической минерализацией Норинского участка: б, в –включения галенита (га) и пирита (пу) в сфалерите (sf); г – прожилки и каймы смитсонита (sm) в сфалерите; д – включения акантита (ac) в пирите; е – зерно галенита с включениями сфалерита, прожилками акантита и каймой церуссита (gl)

прожилков совместно с церусситом. На поверхности зерен сфалерита и в прожилках зафиксирован смитсонит $(\text{Zn}_{0,85-0,86}\text{Ca}_{0,01-0,02}\text{Mn}_{0,01-0,02}\text{Cd}_{0,01})\text{CO}_3$.

Результаты масс-спектрометрических исследований (таблица) и их сопоставление со стандартизованными уровнями содержаний рудо- и ореолообразующих элементов Г.А. Вострокнутова (1985) показало что рудных содержаний в образце из Голышевской площади достигают As, Pb, Au, мыса Мордовина – Cu, Zn, As, Cd, In, Sn, Ta, Ag, Pb, Bi, Au, Норинского участка – Zn, Sr, Y, Zr, Ag, Cd, Pb.

Таблица
Содержание малых элементов в рудах Голышевской площади (1), мыса
Мордовина (2) и Норинского участка (3), г/т*

Эл-т	1	2	3
Li	11,71	65,85	7,66
Be	0,79	0,85	0,13
V	x	x	x
Cr	55,84	12,70	27,23
Co	0,00	26,31	32,26
Ni	119,46	4,12	47,25
Cu	48,16	x	50,02
Zn	68,41	x	x
Ga	4,57	1,61	1,37
Ge	13,31	9,67	5,26
As	x	x	62,60
Se	5,53	0,80	1,11
Rb	6,27	16,03	3,62
Sr	0,00	3,66	x
Y	2,71	1,21	x
Zr	0,00	4,95	x
Nb	7,19	0,58	0,36
Mo	8,55	2,62	0,21
Ru	0,00	0,03	0,10
Rh	0,00	0,02	0,39
Pd	0,10	0,06	0,27
Ag	1,11	38,34	x
Cd	1,13	x	x
In	0,02	x	0,20
Sn	9,82	x	3,86
Sb	13,89	7,01	56,61
Te	1,05	3,99	2,44
Cs	1,21	0,95	0,11

Эл-т	1	2	3
Ba	113,79	20,17	12,46
La	0,11	0,25	1,37
Ce	0,52	0,52	3,26
Pr	0,07	0,07	0,49
Nd	0,24	0,26	2,19
Sm	0,11	0,06	0,81
Eu	0,18	0,12	1,90
Gd	0,13	0,06	1,06
Tb	0,15	0,01	1,08
Dy	1,34	0,25	6,46
Ho	0,28	0,05	1,30
Er	0,87	0,15	3,63
Tm	0,14	0,02	0,52
Yb	0,90	0,12	3,07
Lu	0,12	0,02	0,43
Hf	3,31	0,09	0,15
Ta	0,48	x	0,01
Re	0,01	0,02	0,01
Os	0,01	0,01	0,01
Ir	0,01	0,00	0,00
Pt	0,03	0,01	0,01
Au	0,09	0,13	0,03
Hg	0,59	1,35	1,10
Tl	0,23	0,28	0,05
Pb	x	x	x
Bi	7,37	x	0,39
Th	0,57	0,29	0,87
U	1,74	0,11	0,30

* “x” – значение, превышающее рудный уровень

Нормирование содержаний элементов в исследованных образцах к кларку земной коры по Л.Н. Овчинникову (1990) позволило показать, что для всех рудопроявлений характерна Se-As-Pd-Ag-Cd-Sb-Te-Re-Pt-Au-Hg-Pb-Bi геохимическая специализация, вероятно, отражающая региональные минерагенические особенности.

Кроме того Zn и Ru оказались типичными элементами Норинского и Мордовинского участков, Cu, Sn, Ta – Мордовинского, Ir – Гольшевского. Это хорошо согласуется с редкометальной специализацией гранитоидов и обогащенностью платиноидами углеродистых сланцев.

Изучение исследованных образцов с острова Большевик позволило установить следующее. Рудная минерализация в черных сланцах Гольшевской площади представлена согласными кварц-пиритовыми прожилками с подчиненной вкрапленностью галенита в черных сланцах кальцит-мусковит-хлорит-альбит-кварцевого состава с акцессорным сфеном, рутилом, апатитом, эпидотом, алланитом и бастнезитом. В ней отмечено проявление графитизации кальцита и калиевого метасоматоза. В пирите установлена изоморфная примесь кобальта и мышьяка типичная для черносланцевых месторождений золота. Содержание Pb, As, Au в черных сланцах отвечает рудному уровню, а Ge, Se, Mo, Te – к рудогенному. Несмотря на наличие алланита и бастнезита содержание редкоземельных элементов отвечает кларковым.

Оруденение м. Мордовина представлено кассiterит-сульфидно-кварцевыми жилами в роговиках. Здесь отмечены многочисленные сульфиды и сульфо-теллуриды висмута, сульфиды меди, свинца, серебра, цинка, железа, мышьяка, самородный висмут и олово-медный интерметаллид. Из нерудных отмечены мусковит и пирофиллит. Присутствие кассiterита, арсенопирита, а также минералов висмута говорят о связи гидротермальных образований с коровыми гранитами и формировании из высокотемпературных растворов. Об этом же говорит примесь железа в сфалерите. Содержания Cu, Zn, As, Cd, In, Sn, Ta, Ag, Pb, Bi, Au относятся к рудному уровню, а Te – к рудогенному.

Сульфидно-кальцит-анкерит-кварцевая жила отобранная из песчаников уч. Норинского содержит вкрапленность галенита, сфалерита, пирита, с реакционными гипергенными каймами аргентита, глета и цинкита. Содержание Zn, Ag, Cd, Pb в ней отвечает рудному уровню, что позволяет отнести ее к серебро-полиметаллической (Pb, Zn, Ag) ассоциации. Низкое содержание железа говорит о принадлежности этих гидротермальных образований к средне-температурным.

Для золото-редкометальных месторождений предполагается мобилизация золота из прорываемых гранитоидами осадочных толщ с

золото-сульфидной минерализацией. На о-ве Большевик им соответствует голышевская толща рифейского возраста содержащая повышенные концентрации металла, которая может служить источником золота для формирования месторождений (Евдокимов и др., 2023).

Библиографический список

1. *Вострокнутов Г.А.* Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1985, стр. 52-53.
2. *Евдокимов А.Н., Фокин В.И., Шануренко Н.К.* Геохимические особенности и перспективы рудоносности черносланцевых образований Таймыро-Североземельской золоторосной провинции // Записки Горного института. 2016. Т. 217. С. 13.
3. *Евдокимов А.Н., Фокин В.И., Шануренко Н.К.* Золото-редкометальное и сопутствующее оруденение западной части острова Большевик, архипелаг Северная Земля // Записки Горного института. 2023. Т. 263. С. 687-697.
4. *Кузьмин В.Г., Оболонский Г.Н., Гавриш А.В.* Минералого-геохимические особенности редкометального оруденения // Геохимия и минералогия рудных формаций Норильского региона: Сб. науч. тр. Л.: Наука, 1988. С.101-104.
5. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. М., Недра, 1990, 248 с.
6. Твердые полезные ископаемые архипелагов и островов арктической континентальной окраины Евразии. Труды НИИГА-ВНИИ Океангеологии. Т. 216. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2010. 336 с.
7. *Фокин В.И., Радина Е.С.* Минералы висмута и теллура в продуктивных пагенезисах кварцевожильных проявлений севера Таймыро-Североземельской золоторудной провинции // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. Дудинка, 2003. С. 146-159.

TO THE MINERALOGY OF SOME ORE OCCURRENCES OF BOLSHEVIK ISLAND

V. E. Bayandin, I. I. Chaikovskiy

ilya@mi-perm.ru

The article presents the characteristics of some occurrences of Bolshevik Island. Quartz-pyrite veinlets with galena inclusions are noted in the black shales of the Golyshevskaya area. An admixture of Co and As is noted in the pyrite, and the manifestation of calcite graphitization and potassium metasomatism is noted in the shales. The content of Pb, As, Au in the veinlets corresponds to the ore level. Mineralization on Cape Mordovina is represented by cassiterite-sulfide-quartz veins in hornfelses. Sulfides of As, Cu, Zn, Pb, bismuth sulfotellurides, muscovite and pyrophyllite are diagnosed here. The presence of cassiterite, arsenopyrite, and bismuth minerals indicate a connection between hydrothermal formations and crustal granites. The contents of Cu, Zn, As, Cd, In, Sn, Ta, Ag, Pb, Bi, Au are related to the ore level. Galena, sphalerite, pyrite, and acanthite have been diagnosed in the sulfide-carbonate-quartz vein of the Norinsky site. The content of Zn, Ag, Cd, and Pb in it corresponds to the ore level, which allows it to be attributed to the silver-polymetallic association.

Keywords: Bolshevik Island, black shales, rare metals, noble metals, polymetals

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ
БАДЬЯЮСКОГО И ЯРОТСКОГО МАССИВОВ
(ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ).

Изучение высоко-калиевых среднезернистых лейкогранитов Бадьююского и Яротского массивов (Приполярный Урал), прорывающих отложения моронинской свиты, позволили не только подтвердить предположение Л. В. Махлаева о ранней принадлежности к единому plutону, но и на основе комплексного изучения петрогенных и редких элементов с помощью квалификационных диаграмм установить, что формирование исследованных пород связано с постколлизионным этапом развития Протоуралид-Тиманид.

Ключевые слова: гранит, геодинамические условия, Бадьююский массив, Яротский массив, Приполярный Урал.

DOI: [10.17072/chirvinsky.2025.11](https://doi.org/10.17072/chirvinsky.2025.11)

За последние сто лет изучения гранитов Приполярного Урала было предпринято несколько попыток разделить их по комплексам [1, 7, 8], одной из наиболее рабочей классификаций, по мнению автора, может считаться классификация Урала на основе различий в возрасте породы и взаимоотношения гранитов с вмещающими породами, предложенная А. М. Пыстиным [5]. Исследователь магматические образования Приполярного Урала разделяет на николайшорский (PR_1), кожимский (RF_3) и сальнеро-маньхамбовский (V) комплексы. К самому молодому интрузивному комплексу относятся Бадьююский и Яротский массивы, которые, согласно предположению Л. В. Махлаева [4], вероятно ранее являлись частью Лемвинско-Яротского plutона.

Массивы (рис. 1) представляют собой небольшие (Бадьююский массив $\sim 10 \times 1 \text{ км}^2$, Яротский массив $\sim 5 \times 0,5 \text{ км}^2$) гранитные тела, вытянутые согласно простиранию вмещающих пород, представляющих собой отложения моронинской свиты (RF_3) (слюдяно-кварцевые и известковые сланцы, порфириты, мрамора). Бадьююский массив пересекает долины рек Малая и Большая Бадьюю в их верховьях и далее простирается до реки Селемью, Яротский массив - долину р. Малая Ярота [2, 3].

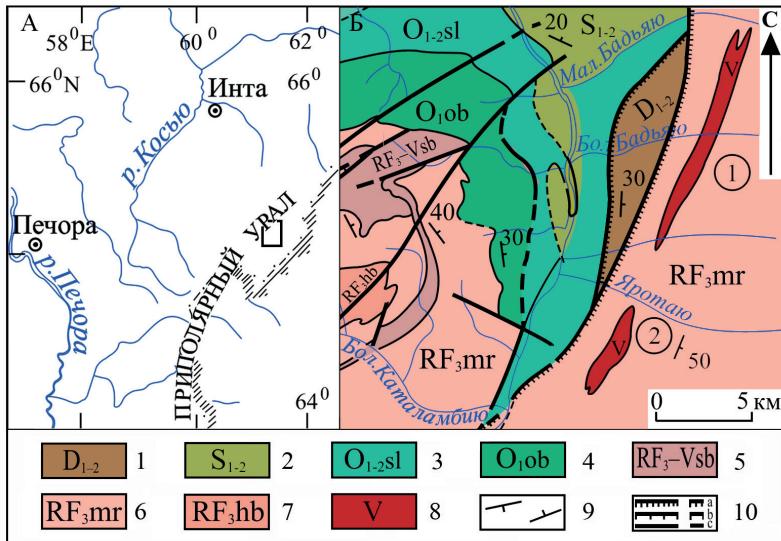


Рис. 1. А. Обзорная карта района Приполярного Урала (прямоугольником отмечена область исследования). Б. Бадьюсский и Яротский гранитные массивы [по 6]. 1 – верхне-среднедевонские отложения (D_{1-2}), 2 – силурийские отложения (S_{1-2}), 3 – саледская свита (O_{1-sl}), 4 – обеизская свита (O_{1-ob}), 5 – саблегорская свита (RF_3-Vsb), 6 – моройская свита (RF_3mr), 7 – хобеинская свита (RF_3hb), 8 – вендинские граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса (V), 9 – элементы залегания плоскостных структур, 10 – тектонические границы: а – шарьяжи и надвиги, б – всбросы и сбросы, с – крутопадающие дизъюнктивы. Массивы (цифры в кружочках): 1 – Бадьюсский; 2 – Яротский.

Изученные породы представляют собой розово-серые лейкократовые граниты. Структура среднезернистая (редко крупнозернистая), преимущественно гипидиоморфная (иногда аллотриоморфная). Проведенные петрографическое исследование шлифов гранитов с помощью (поляризационный микроскоп БиОптик СР-400) выявило присутствие плагиоклазов и биотитов двух генераций, отмечено частичное замещение кварца гранулированной разновидностью. Характерной особенностью пород рассмотренных массивов является повышенное содержание калиевого полевого шпата (Бадьюсский массив – 65 %, Яротский массив – 60 %) по сравнению со среднестатистическим минеральным составом лейкогранитов.

Петрогоеохимическое изучение содержаний главных (рентгеноспектральный флюоресцентный анализ) и редких элементов многоэлементный количественный анализ) (ЦКП «Наука» Института геологии Коми НЦ УрО РАН, аналитики О. В. Кокшарова, Г. В. Игнатьев)

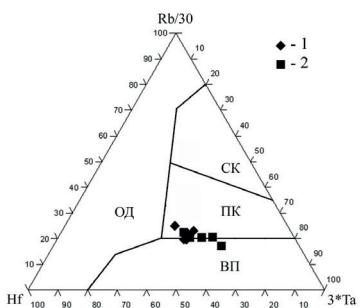


Рис. 2. Диаграмма Н. Б. Харриса для гранитов Бадьяюского и Яротского массивов. СК – синеклизионные граниты; ВП – внутриплитовые граниты, ОД – островодужные граниты, ПК – постколлизионные граниты. Точки составов: 1 – Бадьяюский массив; 2 – Яротский массив.

составов гранитов Бадьяюского и Яротского массивов отмечаются на границе, разделяющей постколлизионные и внутриплитовые граниты. Причем, часть точек, относящихся к бадьяюским гранитам, немного отклоняется в сторону постколлизионных, яротских гранитов – в сторону внутриплитных, но при этом они группируются вместе.

Характеристические графики Дж. А. Пирса [12] (рис. 3) частично относят рассмотренные граниты к внутриплитным образованиям, но как можно заметить, точки составов все же большей части концентрируются так же ближе к границам областей. Это может быть свидетельством как нестабильной обстановки при образовании гранитом, смешанный корово-мантийный материнский источник (влияние мантии, расположенной под пассивными окраинами, на кору), как и признаком, по мнению Дж. А. Пирса [13], постколлизионных гранитов, область которых в более ранних диаграммах этого автора не была отмечена. Как и в первой диаграмме, точки составов так же кооперируютятся вместе, что является косвенным признаком того, что наши массивы сформировались при очень похожих условиях и ранее могли составлять одну интрузию.

Каждый отдельный график П. Мениара и Ф. Пикколи [11], базирующиеся на основных элементах, тоже демонстрирует некоторую

позволило установить, что породы представляют собой высоко-калиевые лейкограниты калиево-натриевого типа, образовавшиеся из коровых материнских расплавов обогащенных преимущественно элементами цериевой группы. По классификации Б. Чаппела и А. Уайта [9] породы отнесены к А-гранитам.

Имеющиеся данные петрохимии и геохимии так же позволили оценить геодинамическую обстановку формирования Бадьяюского и Яротского массивов с помощью различных дискриминационных диаграмм (Н. Б. Харриса, Дж. А. Пирса, П.Мениара и Ф. Пикколи).

Согласно диаграмме Н. Б. Харриса [10] (рис. 2), точки со-

ставов гранитов Бадьяюского и Яротского массивов отмечаются на

границе, разделяющей постколлизионные и внутриплитовые граниты.

Причем, часть точек, относящихся к бадьяюским гранитам, немножко

отклоняется в сторону постколлизионных, яротских гранитов – в сторону

внутриплитных, но при этом они группируются вместе.

Характеристические графики Дж. А. Пирса [12] (рис. 3) частично

относят рассмотренные граниты к внутриплитным образованиям, но

как можно заметить, точки составов все же большей части концентри-

руются так же ближе к границам областей. Это может быть свидетель-

ством как нестабильной обстановки при образовании гранитом, смес-

шанный корово-мантийный материнский источник (влияние мантии,

расположенной под пассивными окраинами, на кору), как и признаком,

по мнению Дж. А. Пирса [13], постколлизионных гранитов, область

которых в более ранних диаграммах этого автора не была отмечена. Как

и в первой диаграмме, точки составов так же кооперируютятся вместе, что

является косвенным признаком того, что наши массивы сформировались

при очень похожих условиях и ранее могли составлять одну интрузию.

Каждый отдельный график П. Мениара и Ф. Пикколи [11], ба-

зирующиеся на основных элементах, тоже демонстрирует некоторую

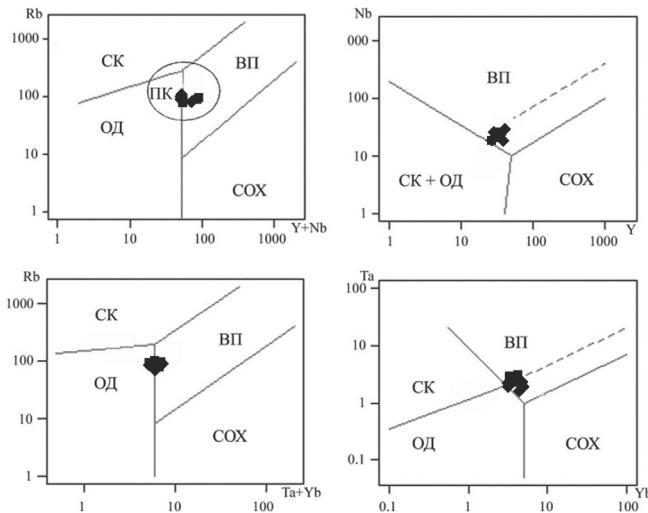


Рис. 3 Диаграммы Дж. А. Пирса для гранитов для гранитов Бадъяуского и Яротского массивов. СК – синеклизионные граниты; ВП – внутриплитовые граниты, ОД – островодужные граниты, COX – граниты срединно-океанических хребтов, ПК – постколлизионные граниты. Точки составов на рис. 2.

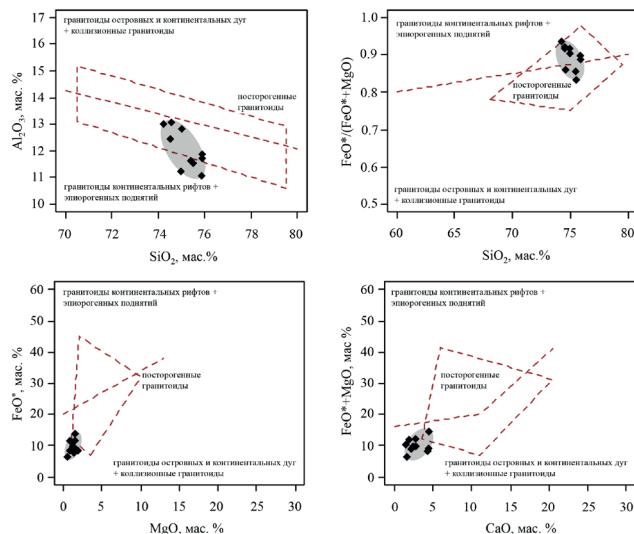


Рис. 4. Диаграммы Мениара П. и Пикколи Ф. для гранитов Бадъяуского массива. Точки составов на рис. 2.

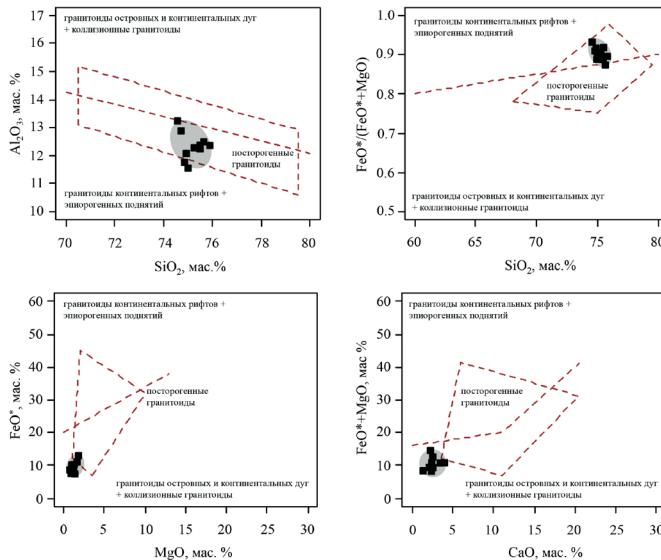


Рис. 5. Диаграммы Мениара П. и Пикколи Ф. для гранитов Яротского массива. Точки составов на рис. 2.

неопределенность: точки составов рассмотренных массивов могут относиться к внутриплитным и постколлизионным или к синколизионным и постколлизионным гранитам. Однако, мы сразу видим общее: всегда один предполагаемых вариантов – постколлизионная геодинамическая обстановка образования изученных пород.

Всестороннее изучение вопроса о геодинамических условиях образования Бадьяуского и Яротского гранитных массивов позволили сделать вывод, образование изученных пород связано с постколлизионным этапом развития Протоуралид-Тиманид, что не согласуется с предположением Л.В. Махлаева, который рассматривал их как внутриплитные граниты.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского сегмента литосферы» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, ГР № 122040600012-2.

Библиографический список

1. Голдин Б. А., Калинин Е. П., Пучков В. Н. Магматические формации западного склона севера Урала и их минералогия. Сыктывкар, Коми НЦ УрО РАН, 1999. 213 с.
2. Денисова Ю. В. Петрохимия гранитов Яротского массива (Приполярный Урал): новые данные. // Известия Коми НЦ УрО РАН, № 1(41), Сыктывкар, 2020. С. 80-87. DOI:10.19110/1994-5655-2020-1-80-87.

3. Денисова Ю. В. Петрогохимия гранитов Бадилюского массива (Приполярный Урал). // Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле. 2023. Т. 45. С. 39-54. DOI: 10.26516/2073-3402.2023.45.39
4. Махлаев Л. В. Гранитоиды севера Центрально-Уральского поднятия (Полярный и Приполярный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 189 с.
5. Пыстин А. М., Пыстина Ю. И. Новые данные о возрасте гранитоидов Приполярного Урала в связи с проблемой выделения кожимской среднерифейской гранит-риолитовой формации. // Известия Коми научного центра УрО РАН. 2011 Вып. 4(8). С. 73–78.
6. Пыстин А. М., Гракова О. В., Пыстина Ю. И., Кушманова Е. В., Попвасев К. С., Потапов И. Л., Хубанов В. Б. U-Pb (LA-SF-ICP-MS) возраст и вероятные источники сноса дегритовых цирконов из терригенных отложений верхнего докембра Приполярного Урала. //Литосфера. 2022. 22(6). С. 741-760. DOI: 10.24930/1681-9004-2022-22-6-741-760.
7. Удоратина О. В., Куликова К. В., Шуйский А. С., Соболева А. А., Андреичев В. Л., Голубева И. И., Капитанова В. А. Гранитоиды севера Урала: геохронология, эволюция, источники. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2022. 120 с.
8. Фишинан М. В., Голдин Б. А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. М.-Л.: АН СССР, 1963. 105 с.
9. Chappel B. W., Whittle A. J. R. Two contrasting granite types. // Pacif. Geol., 1974, V. 8. P. 173-174.
10. Harris N. B., Pearce J. A., Tindle A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. // Geol. Soc. Sp. Publ., 1986, V. 19. P. 67-81.
11. Maniar P. D., Piccoli P. M. Tectonic discrimination of granitoids. // Geol. Soc. Am. Bull. 1989. V. 101. P. 635-643.
12. Pearce J. A., Harris V. B. W., Tindle A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. // J. Petrol., 1984, V. 25. P. 956-983.
13. Pearce J. A. Sources and settings of granitic rocks. // Episodes, 1996, V. 19, N 4. P. 120-125.

GEODYNAMIC CONDITIONS OF THE FORMATION OF THE BADIAYU AND YAROT MASSIFS (THE SUBPOLAR URALS)

Yu. V. Denisova

yulden777@yandex.ru

The study of high-potassium medium-grained leukogranites of the Badiayu and Yarots massifs (the Subpolar Urals), which break through the deposits of the Moroinsky formation, allowed not only to confirm L. V. Makhlaliev's assumption of early belonging to a single pluto, but also on the basis of a comprehensive study of petrogenic and rare elements using qualification diagrams to establish that the formation of the studied rocks is associated with the post-collisional stage of development. Protouralid is a Timanid.

Keywords: granite, geodynamic conditions, the Badiayu massif, the Yarot massif, the Subpolar Urals.

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

ЛИТОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ

Охарактеризованы основные поставщики терригенного материала в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях главных алмазоносных районов Сибирской платформы, главными среди которых были средне-позднетриасовые коры выветривания на терригенно-карбонатных породах, образованиях трапповой формации (долериты, туфы и туфогенные толщи) и кимберлитах. Переотложенные в древних осадочных толщах продукты различных типов кор выветривания сохраняют структурные и кристаллохимические особенности по отношению к минералам элювиальных толщ, что позволяет проследить пути поступления в бассейны седиментации терригенного (в том числе и алмазоносного) материала.

Ключевые слова: древние коры выветривания, гипогенные и гипергенные минералы, типоморфизм минералов, алмазоносные толщи.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.17

В геологической истории Земли отмечены следующие эпохи мощного корообразования и мантийного магматизма [5–8, 13–15]: а) допротерозойскую (но послеархейскую); б) раннепалеозойскую (до-кембрийскую или дорифейскую); в) среднепалеозойскую (девонскую или додевонскую); г) раннемезозойскую (позднетриасовую - раннеюрскую); д) третичную (позднетретичную). Упомянутые периоды мощного корообразования совпадают с «эпохами минимального осадконакопления» или «эпохами перерыва», которые закономерно коррелируются с этапами тектонической жизни Земли. Принципиальным вопросом является количество и продолжительность эпох мощного корообразования в истории Земли, так как после каждой из них оставлялись специфические толщи пород. Обобщены доступные материалы по мощному корообразованию и алмазоносному магматизму [9-12] и опубликована схема (рис.1), показывающая соотношение в неоге от этапов осадконакопления (площади и типы осадочных образований), эпох мощного корообразования и кимберлитового магматизма. Рассматривая в целом изменение площадей проявлений магматизма в фанерозое, можно отметить, что магматический процесс на континентах Земли развивался циклически (рис. 2), переживая относительные максимумы (ранний кембрий,

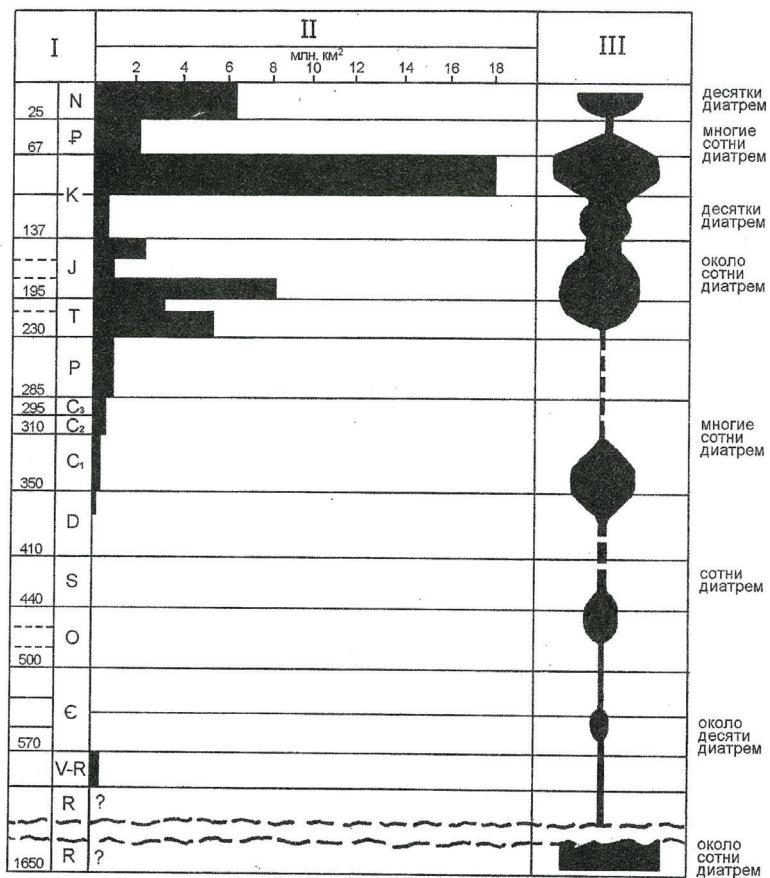


Рис. 1. Магматизм областей платформенного типа развития, не подвергшихся морским трансгрессиям, и интенсивность внедрения потенциально алмазоносных диатрем в неоге Земли:

Римскими цифрами обозначены: интервалы геохронологической шкалы (I); площади, занятые магматитами в областях платформ вне ареалов трансгрессий (II); результаты полуколичественной оценки интенсивности процессов внедрения трубок взрыва потенциально алмазоносных пород (III). Соединяющая интервалы массового внедрения диатрем тонкая сплошная или прерывистая линия – единичные случаи мантийного диапиритма.

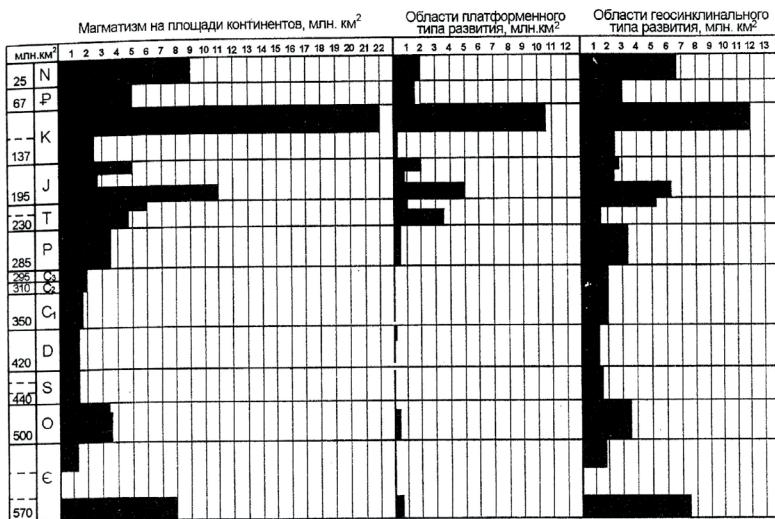


Рис. 2. Изменение ареалов магматизма на континентах Земли в фанерозое.

ордовик, ранняя юра, поздний мел, неоген) и минимумы (средний кембрий, силур–девон, средняя юра, ранний мел, палеоген). Большинство «пиков» магматизма на континентах отвечают эпохам мощного корообразования: раннепалеозойской, позднетриасовой-раннеюрской, позднемеловой-раннепалеогеновой, миоценовой. На основании проведённых нами обобщений доступного фактического материала [1–4, 16–22 и др.] с широким использованием геологического и радиологического датирования пород сделан вывод о наличии в отрезке неогея следующих восьми временных интервалов, различающихся интенсивностью мантийного диапризма (рис. 3): позднепротерозойский (рифейский), раннепалеозойский, среднепалеозойский, раннекаменноугольный, позднетриасовый-раннеюрский, раннемеловой, позднемеловой-раннепалеогеновый и позднепалеогеновый-ранненеогеновый. Несмотря на то, что основными эпохами корообразования являлись мезо-кайнозойские (поздне-триасовая-раннеюрская, позднемеловая и олигоцен-миоценовая), характеризующиеся максимумами магматической активности континентов, в раннем палеозое кимберлитовые трубки взрыва в массовом количестве формировались в пределах обширных поверхностей выравнивания Сибирской платформы (СП) и, в меньшей степени, Южной Африки (ЮАП) и Южного Китая. Кимберлитовый магматизм раннего палеозоя происходил в две эпохи [23–29]: менее выраженную раннюю

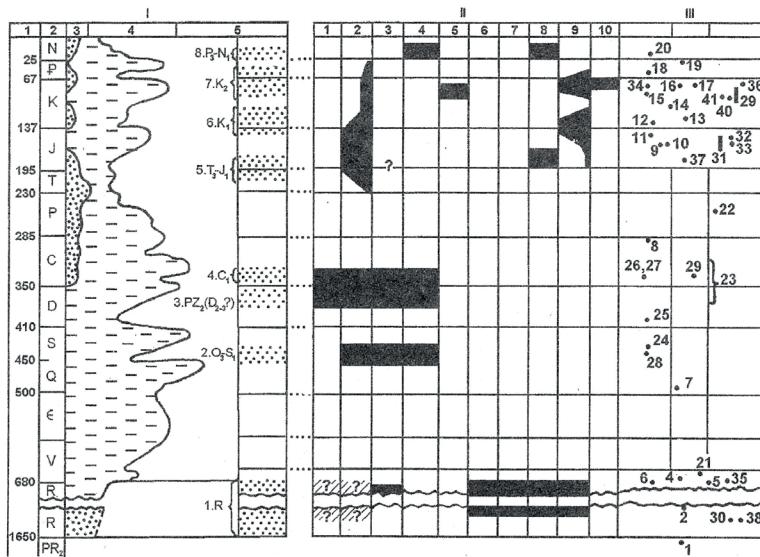


Рис. 3. Соотношение в неоге этапов осадконакопления (площади и типы осадочных образований), эпох мощного корообразования и кимберлитового магматизма [18, 29, 33]:

I. Ритмичное изменение площадей и типов осадочных образований на континентах: 1.1 – геохронологическая шкала, млн. лет; 1.2 – то же, индексы; 1.3 – относительная доля площадей, сложенных континентальными обломочными отложениями; 1.4 – то же площадей, сложенных морскими обломочными отложениями и известняками; 1.5 – перерывы осадконакопления, отвечающие эпохам мощного корообразования, их номера снизу вверх.

II. Проявление отдельных эпох алмазоносного магматизма в истории Земли, платформы: 2.1 – Восточно-Европейская, 2.2 – Сибирская, 2.3 – Южно-Китайская, 2.4 – Южно-Китайская, 2.5 – Северо-Американская, 2.6-Южно-Американская, 2.7-Индостанская, 2.8 – Австралийская, 2.9 – Африканская; 2.10 – Калимантан, юго-запад: зона сочленения домезозойской Зондской платформы и области мезозойской и альпийской складчатости. Кимберлиты в пределах последней.

III. Точки отбора проб для геохронологических исследований алмазоносных магматитов.

(средний кембрий) и основную, тяготевшую к рубежу ордовика и силура. Особенностью мантийного диапирисма раннего палеозоя было несопровождение его вспышками корового магматизма суши. В отличие от мезо-кайнозоя, фактор такого магматизма не может рассматриваться в качестве критерия оценки перспектив регионов на коренные месторождения алмазов, хотя мантийный диапирисм имел место (рис. 3) только в регионах формирования

мощных кор выветривания (КВ). Средний-поздний палеозой характеризуется однонаправленным плавным усилением магматических процессов на площадях, лежащих вне морских трангрессий. Так, для суши позднего девона были характерны трапповые излияния, в то время как карбону свойственен преимущественно глубинный (интрузивный) магматизм, а перми – излияние лав преимущественно во внеплатформенных областях. Установлено, что внедрение алмазоносных диатрем, коровый магматизм, формирование мощных КВ – процессы взаимосвязанные и одновременные, обнаружающие тенденцию ко все лучше выраженному сочетанию и взаимосвязи, хотя в целом эти процессы периодичны.

Позднепротерозойская (рифейская) эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма была развита повсеместно [30-35, 56-60], о чём свидетельствуют (рис. 3) остатки сохранившихся КВ этого возраста на различных древних платформах мира. Так, на СП и её складчатом обрамлении обнаружены реликты рифейских КВ в Алтае-Саянской области, в Горной Шории, около г. Иркутска, где нередко отмечаются сформированные в указанную эпоху бокситовые месторождения. На Восточно-Европейской платформе (ВЕП) КВ установлены в местах, где сохранились перекрывающие отложения венда или нижнего палеозоя. Описаны такие элювиальные толщи на Украинском, Воронежском и Белорусском массивах, а также в Северо-Онежском бокситоносном районе и на территории Волго-Уральской области. Рифейские диатремы, жилы и дайки алмазоносных кимберлитов известны на ЮАП и Китайско-Корейской платформе (ККП). Древние докембрийские алмазы характеризуются преимущественно округлой формой и скрытокристаллическими разностями (карбонадо и баллас), которые в целом не характерны для более молодых образований [36-40, 61-63].

Раннепалеозойская эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма имеет черты, отличающие её от более поздних этапов, что надо учитывать при палеогеографических построениях на различных платформах [41-44, 61-63]. КВ формировались на всех четырёх стратиграфических уровнях раннего палеозоя, отвечающих планетарным fazам каледонского тектонического этапа. Наиболее детально они изучены в Америке, Австралии, Казахстане, Сибири, Урале и ВЕП. Нижнепалеозойские алмазоносные магмиты установлены на СП, ЮАП и Южно-Китайской платформах (ЮКП). На СП в этом возрастном интервале выделяются две вспышки внедрения кимберлитовых диатрем. Первая проявилась в пределах Беенчиме-Куойского и Чомурдахского кимберлитовых полей. Диатремы второй фазы обнаружены в Мирнинском (МКП), Алакит-Мархинском (АМКП), Далдынском (ДКП), Верхнемунском (ВМКП), Чомурдахском (ЧКП), Западно-Укуйтском (ЗУКП) и Мерчимденском кимберлитовых полях.

Среднепалеозойская (средний-поздний девон) эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма установлена (рис. 1–3) на ВЕП и СП, в Австралии, Северной Америке и на Индостанском полуострове. На ВЕП КВ этого возраста обнаружены на всей площади Центрального и Главного девонского полей, на Тимане и Украинском кристаллическом щите (УКЩ). На площади Воронежской антеклизы (ВА) выделены среднепалеозойские КВ на осадочных, эфузивных и кристаллических породах. Среднепалеозойский верхнедевонский-нижнекаменноугольный алмазоносный магматизм проявился в Евразии и в меньшей мере на Северо-Американской платформе, то есть, в регионах, где лучше всего сохранились среднепалеозойские КВ. Этой эпохе принадлежат (рис. 4) кимберлитовые диатремы большинства алмазоносных районов СП, Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции (AAP), Приазовья. С герцинским рифтообразованием связывают становление кимберлитовых тел ККП и Южно-Китайской платформ [64-66]. В целом среднепалеозойская эпоха – это хорошо выраженный этап истории энергетического состояния земных недр, проявившийся в широком выветривания горных пород и усилении мантийного диапиризма в общей магматической деятельности наземных областей.

Раннекаменноугольная эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма отчётливо проявилась (рис. 1–3) на платформах Евразии (ВЕП, СП и ККП), а также на юге Африки. Наиболее мощные и хорошо химически проработанные КВ ВЕП датируют позднетурнейским-ранневизейским возрастом [5-7, 46-49]. К формациям КВ этого возраста относятся многочисленные месторождения и проявления бокситов, особенно в окраинных частях положительных структур на границе с отрицательными (ВА, Курская магнитная аномалия, Тихвинский, Прионежский, Северо-Онежский районы и др.). Нижнекаменноугольные КВ широко развиты и на СП, где они отмечены на различных породах докембria, нижнего и среднего палеозоя, а в ряде алмазоносных районов и на туфогенных образованиях и кимберлитовых породах. Раннекаменноугольный мантийный диапиризм был продолжением позднедевонского, что существенно сближает его со среднепалеозойской эпохой мощного корообразования и кимберлитового магматизма [67-69]. К раннекаменноугольной эпохе многие исследователи относят возобновление кимберлитового магматизма в ряде алмазоносных районов Якутии, AAP и провинции Ляонин на северо-востоке Китая.

Позднетриасовая-раннеюрская эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма имела (рис. 1-3) широкое развитие в земной истории и свидетельства её отмечаются в пределах континентов Евразии, Северной Америки, Африки и других регионов мира. В

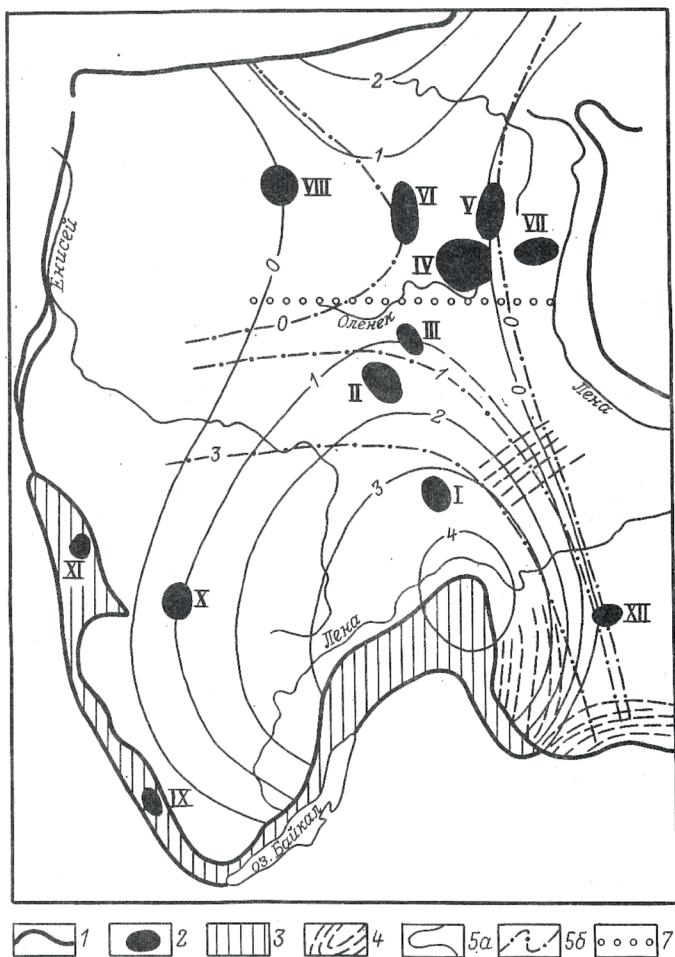


Рис.4.Схема распространения кимберлитовых и кимберлитоподобных пород на СП:
 1 – граница СП; 2 – районы развития кимберлитов и кимберлитоподобных пород (I – Малоботубинский; II – Далдыно-Алакитский; III – Верхнемуннский; IV – Среднеоленекский; V – Нижнеоленекский; VI – Куюнамский; VII – Приленский; VIII – Маймеч-Котуйский; IX – Белозиминский; X – Чадобецкий; XI – Северо-Енисейский; XII – Алданский); 3 – структурные комплексы нижнего протерозоя; 4 – миогеосинклинальные зоны байкалид [11, 32–34]; 5 – линии тренда алмазносности, в условных единицах (а – для всей провинции; б – для северной части провинции без районов VIII–XI); 7 – граница между Вилюйской и Анабаро-Оленекской алмазоносными областями.

ряде европейских стран известны месторождения каолинов, связанные с КВ на различных типах магматических и осадочных пород. В этих регионах известны также многочисленные проявления верхнетриасовых-нижнеюрских бокситов и железных руд. На Русской платформе КВ этого возраста наиболее изучены и надёжно датируются в пределах ВА, в Белоруссии, Киевской и Житомирской областях, в Приазовье. Широко развиты нижнемезозойские КВ на СП, в том числе на Енисейском кряже, Алданском щите, Канско-Тасеевской впадине, в Тунгусской (ТС) и Вилуйской (ВС) синеклизах. Юрскими являются многочисленные трубки стран Гвинейского залива, Канады. В Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) к позднему триасу-юре относят многие исследователи диатремы Средне-Оленекского района [5–8, 50–55].

Раннемеловая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма была отмечена (рис. 1–3), судя по синхронным КВ или продуктам её переотложения, на всех континентах. Нижнемеловые мощные КВ на обширных пространствах Евразии фиксируют древний пепнеплен, сформировавшийся преимущественно по осадочным породам. Так, на ВЕП нижнемеловые КВ широко развиты на УКЩ по разнообразным породам кристаллического фундамента [6–8, 54–56]. В пределах ВА раннемеловая КВ установлена на неокомских отложениях (до 10 м), представленных пёстроокрашенными переслаивающимися песчано-глинистыми породами. На СП нижнемеловые КВ довольно широко распространены вдоль западной окраины. Установлена раннемеловая каолинитовая кора на Кузбассе и северных отрогах Кузнецкого Алатау. Описаны КВ этого возраста во многих странах Западной Европы, а также на отдельных континентах Южного полушария (Сахара, Конго и др.), а также в Австралии. Раннемеловая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма оставила явные следы на всех континентах. На сущее отмечается хорошо выраженная поясная зональность, связанная со сменяемостью КВ различного минералого-петрографического состава.

Позднемеловая-раннепалеогеновая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма также имела (рис. 1–3) довольно широкое распространение на различных континентах. В пределах ВЕП она установлена в пределах ВА и УКЩ. В пределах СП она установлена в пределах Западно-Сибирской низменности, в Чулымо-Енисейской впадине, где её мощность колеблется от 5 до 30 м. Описаны каолинизированные КВ этого возраста на Енисейском кряже, в Саянах, Кузнецком Алатау, Прибайкалье, на Дальнем Востоке, Приморье и Камчатке. Широко развиты КВ этого возраста в Казахстане, многих государствах Западной Европы, а также в ряде стран Зарубежной Азии (в Китае и

Индии). Описаны они и в Африке, Америке и Австралии. В целом мощное корообразование и кимберлитовый магматизм описываемой эпохи – один из наиболее масштабных и широко выраженных в неогея континентов [4–6, 57–59].

Позднепалеогеновая-ранненеогеновая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма проявилась (рис. 1–3) по-разному в умеренных широтах и приэкваториальных тропических. Для большинства равнинных областей Евразии олигоцен-миоцен явился временем формирования наиболее древних, выраженных в рельефе, поверхностей выравнивания, которые во многих регионах сохранились до настоящего времени. На ВА и УКЩ во многих участках КВ этого возраста в различной степени размыты. КВ этой эпохи описаны на Кольском полуострове, в ряде стран Западной Европы и в Северной Америке. На южных материках в зоне тропиков в миоцене продолжалось латеритное выветривание, приведшее к формированию месторождений бокситов Гайаны, Индонезии, Африки, Индии. В целом олигоцен-миоценовая эпоха мощного корообразования и кимберлитового магматизма является самым поздним, наиболее приближенным к нашему времени интервалом геологической истории континентов, когда происходило формирование самых молодых алмазоносных магматитов планеты (как кимберлитов, так и, преимущественно, лампроитов).

Рассмотрев кратко соотношение основных эпох мощного корообразования и в целом магматизма, следует отметить огромное значение этих данных для оценки алмазоносности обширных (особенно малоизученных) территорий. Многие исследователи отмечали важность изучения мощных эпох корообразования как важнейших геологических документов, фиксирующих переломные моменты в истории Земли – перестройки тектонических планов, смену циклов осадконакопления, изменения климата и органической жизни [4–7, 60–62]. Большинство рассмотренных выше эпох мощного корообразования характеризуются массовым внедрением алмазоносных магматитов, проявившимся на нескольких (не менее трёх) континентах. Эпохи мощного корообразования характеризовались не только всплесками мантийного диапиризма, но нередко и максимумами общего магматизма. Отмечено [9–10], что в диалектической связи пребывают две важнейшие особенности эпох мощного корообразования. Первая характеризует усиление эндогенной активности на площадях континентов, всплески мантийного и корового магматизма, энергичную регressiveную динамику уровня Мирового океана. На протяжении неогея усиливались взаимодействия в триаде «общий магматизм» – «мантийный диапиризм» – «мощное корообразование».

Образования мощных КВ в любом исследуемом регионе своими сохранностью, мощностями, составом, локализацией способны подсказать на алмазоносные диатремы каких эпох здесь можно рассчитывать, а также предполагать вероятную величину эрозионного среза по сохранности этих элювиальных толщ. Коры выветривания возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [3–6, 21–26]: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами. Мощность КВ сильно зависит и от глубины залегания грунтовых вод. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже. На таких водоразделах обычно и формируется мощная КВ [30–35, 63–65]. При этом она сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в пониженных участках древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеплена или первичной аккумулятивной равнине дренаж обычно очень слаб, отчего здесь обычно не образуются мощные КВ. Так, например, на СП, в том числе и её основных алмазоносных районах – Малоботуобинском (МБАР) и Далдыно-Алакитском (ДААР) – благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. На рассматриваемой территории в конце девона произошло сокращение морского бассейна. На северо-западе и северо-востоке ТС сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге ТС и ВС возникли равнины с континентальным осадконакоплением. Они разделялись более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений не происходило. Рельеф суши в рассматриваемое время был сильно пенепленизирован. Выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекало на протяжении всего периода формирования поверхности выравнивания, при котором продукты выветривания поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. В целом для позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи характерно активное развитие процессов корообразования. В конце пермского периода во многих районах

СП начались излияния лав и внедрения траппов, особенно сильно проявившиеся к концу раннего триаса, переходя от периода длительной эпохи денудации рельефа к пенепленизации. Региональная пенепленизация в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой тектонического покоя, предшествовавшей юрскую активизацию СП. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с резко неравномерным распределением осадков по сезонам, а в позднем триасе – ранней юре – с возросшим количеством атмосферных осадков. Всё это способствовало формированию мощной, преимущественно каолиновой КВ, причем корообразование, денудация и переотложение этого элювия в коррелятивные толщи рассматриваемого региона происходили относительно равномерно, что было обусловлено слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима. Иреляхская свита рэт-геттанга Ангаро-Вилюйского наложенного мезозойского прогиба (АВНМП), содержащая продукты переотложения КВ, есть отражение погребённой денудационной поверхности среднего – верхнего триаса.

В пределах ЯАП КВ развиты на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах. В структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин [6–9, 32–37, 66–69]. В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так, в позднедевонское-раннекаменноугольное время в МБАР относительно мощные (до 15 м) площадные остаточные КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя развивались (а затем сохранились от размытия) на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамлявших Кюеляхскую, Улахан-Ботубинскую и Ахтарандинскую впадины [17–24]. Установленные в отдельных разрезах верхние горизонты КВ свидетельствуют о формировании в них полных профилей. Подобные палеогеоморфологические особенности развития и распределения характерны и для средне-позднетриасовых КВ [8, 25–30]. В пределах МБАР в мезозойское время структуры формировались в двух различных структурно-формационных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских КВ. Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в

структурном отношении совпадает с северо-западным бортом АВНМП, являвшегося на протяжении длительного времени денудационной, а затем в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной поверхностью. Здесь во времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, а также породы трапповой формации (долериты и туфогенные образования) нижнего триаса. Только в полосе шириной примерно 25–30 км вдоль бровки северо-западного борта того же прогиба в то время обнажались терригенно-карbonатные породы нижнего палеозоя. Здесь в средне-позднетриасовое время, судя по сохранившимся разрезам полного профиля латеритоподобной КВ [5–9, 25–31], существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования. Такие профили изучены нами на терригенно-карbonатных породах нижнего палеозоя мощностью до 15 м (правобережье нижнего течения р. Малая Ботуobia), на траппах нижнего триаса мощностью до 43 м (Хатат-Юлегирское междуречье), на кимберлитах мощностью до 15 м (трубка им. XXIII съезда КПСС). Вторая – юго-восточная зона района, совпадающая с центральной частью АВНМП, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. Здесь в среднем и позднем триасе обнажались терригенно-карbonатные породы нижнего палеозоя. В процессе корообразования разрушенный материал пород субстрата сносился в пониженные участки центральной части прогиба. В ДААР также устанавливается приуроченность КВ к палеоподнятиям и их склонам [5–7, 32–36, 56–58]. Поля развития площадных остаточных КВ на терригенно-карbonатных породах нижнего палеозоя тяготеют к Верхне-Алакитскому и Чукук-Мархинскому поднятиям и их склонам. Преимущественно на склонах устанавливаются фрагменты относительно более мощных и площадных КВ, а в ближайших депрессиях отмечается аккумуляция продуктов их переотложения. В средне-позднетриасовое время в этом районе существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования, что, кроме КВ по терригенно-карbonатных породах нижнего палеозоя, подчёркивается остатками элювиальных толщ на образованиих трапповой формации.

КВ на терригенно-карbonатных породах нижнего палеозоя рассматриваемой в качестве примера территории сформировались во время длительных континентальных перерывов, происшедших в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Развитие и сохранность этих элювиальных образований полностью зависели от структурно-формационной позиции каждого конкретного участка. Так, при общих благоприятных условиях на конседиментационных палеоподнятиях и их склонах сформировались и сохранились

(хотя и фрагментарно) наиболее полные профили КВ значительной (десятки метров) мощности, а в палеовпадинах фиксируются небольшие по размерам и мощности останцы нижних частей аналогичных профилей. Площадная остаточная доверхнепалеозойская КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя широко распространена в северной части МБАР и в отдельных пунктах ДААР под покровом верхнепалеозойских осадочных толщ. Кроме таких площадных КВ, в отдельных пунктах северной части МБАР (бассейн руч. Улахан-Ирелях и др.) установлены фрагменты линейных КВ, развитых по зонам тектонических нарушений. Значительные по размерам и мощности поля средне-позднетриасовой КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя отмечены в центральной части МБАР и в большинстве случаев они перекрыты мезозойскими осадочными толщами. Средне-позднетриасовая площадная остаточная КВ на долеритах отмечается преимущественно в понижениях трапового плато, занимающего северо-западную часть МБАР, а также в тектонически опущенных блоках. Форма и размеры реlictов полей развития выветрелых траппов и их мощность полностью зависят от аналогичных параметров этих понижений, являющихся фрагментами (нижними частями) древних конседиментационных структур или отрицательных форм триасового рельефа. В ДААР остаточная площадная средне-позднетриасовая КВ на долеритах зафиксирована только в нескольких пунктах, приуроченных к понижениям трапового плато. Линейная КВ долеритов (мощностью до 30 м) установлена в ряде пунктов северной части МБАР вдоль тектонических нарушений. В ряде алмазоносных районов СП отмечена остаточная кора КВ на туфах и туфогенных образованиях. Наиболее детально она в последние годы нами изучена в МБАР, где описана как на туфогенных образованиях корвунчанской свиты, так и на трубчатых телах агломератовых туфов и туфобрекчий. Средне-позднетриасовая остаточная КВ площадного типа на туфогенных породах корвунчанской свиты отмечена в виде мелких разобщённых останцов в северо-западной части МБАР. КВ на трубках взрыва траповых и кимберлитовых пород ограничены контурами самих тел и иногда отмечаются на глубины до сотни метров. Такие образования можно отнести к типу локального распространения как разновидность площадной КВ, обусловленной значительно меньшей устойчивостью пород трубок взрыва, по сравнению с вмещающими их терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя [2–5, 33–40, 57–59]. В зависимости от конкретной геологической обстановки и возраста перекрывающих трубки отложений могли формироваться КВ туфов и туфобрекчий либо позднедевонского-раннекаменноугольного или средне-позднетриасового

возрастов. На СП большинство кимберлитовых трубок полностью перекрыты верхнепалеозойскими (ДААР) или мезозойскими (МБАР) осадочными толщами, реже – пластовыми интрузиями траппов. Возраст перекрывающих кимберлитовые трубы отложений обычно считается верхней границей таких КВ. Эти коры также отнесены нами к типу локального распространения, как разновидность остаточной площадной КВ. В гипергенных условиях существенно изменяются и петрофизические свойства пород, влияющие и процессы образования природных геофизических аномалий. Так, плотность кимберлитов зависит от степени их выветрелости и глубины залегания в диатреме, а магнитная восприимчивость – от степени окисленности железа, которая в верхних горизонтах всегда выше, чем на глубине. Наименее низкой (2,20–2,30 г/см³) плотностью характеризуются кимберлиты верхних горизонтов практически всех изученных диатрем и особенно с развитой КВ и сохранившимися образованиями кратерной фации. С глубиной плотность кимберлитов постепенно возрастает: на средних горизонтах она составляет 2,35–2,40 г/см³, а на глубине 1,0–1,2 км уже 2,65–2,68 г/см³. Кимберлиты верхних горизонтов диатрем обладают большей магнитной восприимчивостью, чем глубоких, что связано в основном с повышением в выветрелых породах роли гидроксидов железа.

Кроме отличий в геологическом распространении и сохранности различных типов КВ, отмечены и существенные особенности вещественного состава этих элювиальных образований. Так, исходными подвергшихся выветриванию терригенно-карбонатными породами нижнего палеозоя являлись плотные серые и светло-серые, иногда грязно-серые карбонатные песчанистые алевролиты алевролиты и известково-доломитовые песчаники, а также отдельные маломощные прослои карбонатизированных глин. В нижней части зоны дезинтеграции КВ терригенно-карбонатные породы раздроблены многочисленными трещинами и микротрещинами, однако структурно-текстурные особенности материнских пород сохраняются здесь полностью. Тяжёлая фракция пород обогащена весьма устойчивыми минералами: турмалином, цирконом, гранатами, сфеном, дистеном и рутилом. Среди рудных минералов преобладает магнетит. В низах разреза часть зёрен ильменита лейкоксенизирована. Отмечена значительная концентрация землистого эпидота. Однако уже здесь в тяжёлой фракции превалируют аутигенные минералы, представленные почти полностью гидроксидами железа (гётит и реже гидрогётит). Во фракции мельче 0,001 мм породы этой части профилей содержат слабо деградированную гидрослюду политипной модификации 2M₁ с полубеспорядоченной структурой, триоктаэдрическое

хлорит-монтмориллонитовое (ХМСО) и диоктаэдрическое монтмориллонит-гидрослюдистое смешанослойное образование (МГСО). При этом в низах профилей выветривания гидрослюды 1М присутствуют в существенном количестве. В верхней части профилей выветривания этого типа, представляющей собой зону выщелачивания, в глинистых образованиях пятнистой окраски структурно-текстурные особенности материнских пород практически не сохраняются. Среди первичных тяжёлых минералов возрастает в этой части концентрация землистого эпидота и весьма устойчивых (гранаты, турмалин, циркон и др.) минералов. Увеличивается окисление магнетита и в аутогенном комплексе здесь превалируют сидерит и пирит. В рассматриваемой зоне присутствуют гидрослюда 2М₁ и МГСО с более высоким содержанием, по сравнению с низами профилей, разбухающих пакетов [5–8, 41–45]. Примесь каолинита, гиббсита и талька отмечена в отдельных участках глинистых образований линз, желваков и прожилков белых и серовато-белых вторичных образований, состоящих из алюнита, алюминита, базалюминита, гипса и кальцита. Для такого типа профилей выветривания характерны и специфические геохимические особенности [9–11, 60–62].

КВ на долеритах сохранилась в алмазоносных районах СП только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках [8, 63–65]. Мощность КВ на долеритах в алмазоносных районах Якутии обычно составляет первые метры, достигая в отдельных разрезах 50 м и более. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции. Размеры останцов такой коры обычно небольшие (до 1 км², редко больше). Кроме площадной коры, в северной части МБАР установлена линейная КВ долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль тектонических нарушений. При этом следует отметить, что большинство сохранившихся полей этой КВ располагаются на пониженных участках современных водораздельных пространств траппового плато, имея выход на дневную поверхность, и в меньшей степени – в пределах склонов мезозойских депрессий, где указанные элювиальные толщи перекрыты нижнеюрскими осадочными толщами [5–7, 66–69]. Как в МБАР, так и в ДААР КВ долеритов по площади имеет фрагментарное распространение в виде небольших изолированных участков. При выветривании долеритов происходит закономерное изменение их физических и физико-механических свойств. Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части МБАР представлены серыми и тёмно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Уже в нижних частях зоны

дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонкодисперсных агрегатов. Вверх по разрезу указанных профилей выветривания увеличивается количество макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, иддингситом, гётитом и гематитом). В самых верхних горизонтах наиболее полных профилей выветрелых долеритов реликтовые структуры материнских пород практически не отмечаются. Здесь практически полностью разрушаются самые неустойчивые первичные минералы тяжёлой фракции (пироксены и амфиболы). Это приводит к высокой концентрации умеренно устойчивых (группа эпидота) и весьма устойчивых (турмалин, рутил, сфен и др.) минералов. В аутогенном комплексе возрастает роль пирита и сидерита. В этом горизонте, как и ниже, последовательно разрушается вермикулит и накапливается ассоциирующий с ним монтмориллонит, который характеризуется дальнейшим разупорядочением структуры. Разложение вермикулита проявляется в уменьшении размеров и разрушении клиновидных микроблоков, а также в увеличении количества более плотных, чем в низах профилей, псевдоглобулярных микроагрегатов монтмориллонита, преимущественно с Са в межслоевых промежутках. Увеличивается в верхах профилей выветривания количество каолинита. Довольно чётко зональность в профилях выветривания можно провести как на геохимических диаграммах, так и на схемах преобразования минералов в этом типе элювиальных толщ.

КВ на туфах и туфобрекциях трубок взрыва обнаружена в различных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах МБАР. Меньшая устойчивость туfov и туфобрекций в процессе корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них установленную закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности КВ в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам [5–8, 42–46, 55–57]. Наиболее мощные КВ, достигающие мощности до 70–90 м, изучены нами на туфогенных породах трубчатых тел А-49, А-50 и др. Однако в этом же районе встречены трубчатые тела со слабо выраженной КВ в верхних частях, что связано со слабой гидротермально-метасоматической переработкой пород до процессов корообразования. Исходные, подвергшиеся выветриванию, породы в таких трубках взрыва сложены сравнительно плотным пирокластическим

материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, халцедона, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. Среди таблитчатых кристаллов полевых шпатов преобладают олигоклаз, разности ряда лабрадор – битовнит и микроклин. Среди первичных тяжёлых минералов резко преобладают по всему профилю выветривания рудные минералы (магнетит и ильменит). Менее распространены умеренно устойчивые (группы эпидота) и весьма устойчивые (циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен и дистен) минералы. Аутогенные минералы тяжёлой фракции зачастую почти полностью представлены гидроксидами железа (гётит, гидрогётит, реже – гематит). В глинистой фракции изученных проб из низов профилей таких КВ присутствует в основном Mg-Fe-хлорит, ассоциирующий с Mg-Fe-монтмориллонитом, вермикулитом и небольшой примесью каолинита. Вверх по разрезу зоны дезинтеграции наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, а также уменьшение роли вермикулита и монтмориллонита, вместо которых установлено неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование (ВМСО). В самых верхах наиболее мощных профилей выветривания этого типа, как и выветрелых образований корвунчанской свиты, к доминирующему в глинистой составляющей каолиниту и неупорядоченным ВМСО добавляется примесь новообразований серпентина и аморфных образований, а в отдельных изученных разрезах ничтожно малое количество гиббсита. Зональность профилей выветривания туфов, туфобрекций и туфогенных образований хорошо видна как на геохимических диаграммах, так и на схеме преобразования основных минералов в КВ этого типа.

На многих кимберлитовых трубках СП, ВЕП и ЮАП в верхних частях отмечена КВ. Так, в МБАР КВ кимберлитов установлена и нами изучена на трубках им. ХХШ съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская и Интернациональная. Наиболее детально изучен профиль КВ кимберлитов на трубке им. ХХШ съезда КПСС, где установлена более глубокая химическая переработка пород, чем в других диатремах региона. Исходные подвергшиеся выветриванию породы этой трубыки представлены серой и голубовато-серой кимберлитовой брекчией. Преобладающая масса породы сложена агрегатами кальцита и серпентина с мелкими рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочного материала редко превышает 25%. В процессе выветривания возрастают трещиноватость пород и содержание пелитовых частиц. В лёгкой фракции преобладают серые, серовато-бурые глинистые и глинисто-железистые агрегаты, практически не разрушающиеся при дезагрегации пород. Присутствуют

также обломки кварца, покрытые землистыми примазками и «рубашками» вторичных продуктов изменения кимберлитов. Во фракции крупнее 0,1 мм отмечены выделения халцедона и зёрна плагиоклазов, связанные в основном с разрушением обломков различных пород (траппов, терригенно-карбонатных и других пород), содержащихся в кимберлитах. Встречается много чешуек слюд, которые уже в зоне дезинтеграции приобретают зеленоватую окраску в связи с замещением флогопита хлоритом. Среди первичных минералов тяжёлой фракции образований рассматриваемого типа КВ доминируют ильменит и гранаты. Количество последнего уменьшается в процессе выветривания, вследствие чего в верхах профилей выветривания возрастает роль более устойчивого в гипергенных условиях пикроильменита [8, 58–61]. В резко подчинённом количестве в элювии этого типа отмечены [7, 51–56] хромит, хромдиопсид, турмалин, циркон, дистен, рутил, сфен и др. Аутигенный комплекс минералов тяжёлой фракции чаще всего обогащён гидроксидами железа (гётит), гематитом и сидеритом. В пелитовой составляющей частично изменённых кимберлитов профилей выветривания являются пластинчатые серпентины (структура которых состоит из слоёв типа A и B), ассоциирующие с гидрослюдой, неупорядоченными ВМСО и хлоритом (в отдельных профилях с вермикулитом) и монтмориллонитом. Гидрослюда связана в основном с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1 М. В наиболее изменённых верхних горизонтах таких профилей выветривания в составе пелитовой составляющей увеличивается роль каолинита. Такие же особенности вещественного состава отмечены и для профилей выветривания кимберлитов трубок Дачная, Таёжная и Амакинская, а также отдельных диатрем других алмазоносных районов СП и ВЕП. При этом для КВ ВЕП характерным слоистым силикатом является сапонит, который, учитывая обеднённость кимберлитов этого региона реликтовыми минералами-спутниками алмаза (ИМК), можно использовать как индикаторный минерал трубок взрыва этих пород [7]. Довольно чётко зональность КВ этого типа проявляется и на геохимических диаграммах элювиальных профилей, что позволяет отразить эти закономерности и на схеме преобразования минералов при выветривании кимберлитов [5–8, 62–64].

Очень важно в практическом плане при проведении литолого-палеогеографических исследований оценить степень и характер концентрации в продуктивных осадочных толщах материала различных типов древних КВ. Так, на протяжении позднего палеозоя в МБАР унаследованное и некомпенсированное опускание отдельных участков территории привело к образованию ряда конседиментационных депрессий:

Ахтарандинской на западе, Улахан-Ботубинской, охватывающей нижнее течение р. Б. Ботубии, и Кюеляхской в верховье р. Кюелях. Между этими депрессиями располагаются расположаются участки, испытавшие относительно замедленное опускание территории. На западе района установлено Чернышевское поднятие, а в районе Улу-Тогинской петли р. Вилой – Улу-Тогинское, совпадающее с осевой линией Ботубинского поднятия [15–21]. Всё это обусловило образование в пределах поднятий и их склонов осадков, обогащённых местным, а в депрессиях – преимущественно чуждым району материалом. Находки в базальных горизонтах этих поднятий заметных концентраций ИМК делают перспективными эти отложения на поиски коренных месторождений алмазов. В свою очередь, это подчёркивает то, что в позднедевонское-раннекаменноугольное время такие не открытые пока кимберлитовые тела подвергались довольно длительному и интенсивному выветриванию, приведшему к высвобождению первичных минералов кимберлитов, накоплению их в КВ, а затем и переотложению в осадочных бассейнах с последующим формированием россыпей различных генетических типов. Образованиями верхнего палеозоя региона, в формировании которых значительную роль сыграли позднедевонские-раннекаменноугольные КВ, являются породы лапчанской, ботубинской и борулойской свит.

В базальных горизонтах лапчанской свиты (C_2I), соответствующей низам верхнепалеозойских отложений района, отмечается самое высокое (по сравнению с другими толщами верхнего палеозоя) количество галек кислых (гранитоидного состава) эфузивов (в 2–2,5 раза больше), известняков, известковистых песчаников и доломитов (больше в десятки раз), что указывает не только на преобладающую роль в период накопления осадков лапчанской свиты местного материала, но и на поступление гальки этих эфузивов преимущественно из среднепалеозойских образований. Грубозернистость материала и присутствие большого количества обломков в различной степени выветрелых терригенно-карбонатных пород указывают на незначительную отдалённость участков накопления этих отложений от источников сноса, что свидетельствует о возможном развитии среднепалеозойских осадков небольшой мощности и в пределах рассматриваемой площади. Это подтверждается также и близким морфологическим обликом минералов лёгкой и тяжёлой фракций отложений лапчанской свиты с вулканогенно-кластическими образованиями среднего палеозоя и описанными выше КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя. Отметим, что полевошпатово-кварцевый, нередко до кварцевого, состав породообразующих минералов характерен как для базальных горизонтов, так и для всего разреза лапчанской свиты, тогда

как в других толщах верхнего палеозоя он свойственен главным образом низам разреза, свидетельствуя о поступлении в бассейны седиментации средне-позднекаменноугольного времени существенно выветрелых продуктов. Породы лапчанской свиты характеризуются несколько обеднённым комплексом тяжёлых терригенных минералов и самой большой концентрацией аутигенных минералов. В разрезах лапчанской свиты, непосредственно залегающих на КВ терригенно-карбонатных пород, в нижних горизонтах отмечены максимальные концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$. Однако наблюдаются случаи, когда в нижних горизонтах лапчанской свиты диоктаэдрическая гидрослюда почти полностью исчезает. Для пелитовой составляющей пород лапчанской свиты свойственна повышенная концентрация Mg-Fe-хлорита, по структурно-морфологическим особенностям близкого к установленному в КВ терригенно-карбонатных пород. Это, как и содержание и состав грубообломочного материала, а также минеральные парагенезисы лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций, позволяет считать, что в период формирования осадков лапчанской свиты в них преобладали продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя и кластические образования среднего палеозоя. Значительно меньшую роль играли в этом выветрелые породы основного и ультраосновного составов.

В грубообломочном комплексе образований ботубинской свиты (P_{bt}) отмечено повышенное (до 60%) содержание гальки кварцитов. Отсортирован обломочный материал в базальных горизонтах этой свиты обычно плохо. Как и для лапчанской свиты, в базальных горизонтах ботубинской свиты не отмечены чёткие закономерности распределения главнейших минералов лёгкой, тяжёлой и глинистых фракций, что указывает на неравномерное распределение здесь переотложенного материала древних КВ. Основными породообразующими минералами являются кварц и полевые шпаты. Для тяжёлой фракции характерны эпидот, а также различной степени окатанности циркон, турмалин, апатит, а также чешуйчатые выделения биотита, лепидомелана, мусковита и хлорита. Для нижних горизонтов характерны монтмориллонит, а также неупорядоченные МГСО и ВМСО, что свидетельствует о возрастании в этих частях разреза продуктов выветривания основного и ультраосновного состава и уменьшении влияния терригенно-карбонатных пород. На это указывают сравнительно меньшие концентрации диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ и каолинита с относительно упорядоченной структурой. Нередко отмечается достаточно высокая концентрация каолинита по всему разрезу свиты, что связано с поступлением его из КВ на породах трапповой формации.

В грубообломочных породах борулойской свиты (P_2br) несколько увеличивается содержание обломков кварца. Основной отличие пород этой свиты от нижележащих каменноугольных и пермских отложений сводится к широкому присутствию в лёгкой и тяжёлой фракциях слюдистых минералов (биотита, мусковита и лепидомелана), которые нередко с примазками аутигенных железистых выделений. В пелитовой составляющей преобладают монтмориллонит и неупорядоченные МГСО и ВМСО, а в проницаемых породах (песчаниках и алевролитах) – пойменные и озёрно-болотные фации и каолинит. Соответственно снижается содержание гидрослюды и хлорита. Анализ особенностей минерального состава отложений борулойской свиты позволяет утверждать, что в процессе их формирования доминирующее влияние оказали продукты КВ основных пород. Изменение по разрезу свиты концентрации каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$ подчёркивает различные концентрации материала продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород.

Различные особенности и характер концентрации материала различных типов древних КВ характерны и для перспективных для поисков коренных и россыпных месторождений алмазов мезозойских осадочных толщ СП. В мезозое в пределах АВНМП существовали, как уже отмечалось, две структурно-формационные зоны, которые характеризовались специфическими особенностями строения, наложившими определённый отпечаток на формировавшиеся осадки. Одна из них (юго-восточная) совпадает с центральной (приосевой) частью прогиба, где в условиях низменной аллювиальной равнины (для иреляхской и укугутской свит) накапливались отложения, обогащённые преимущественно чуждым району полиминеральным материалом. Вторая, северо-западная зона, совпадает с северо-западным бортом АВНМП и располагается в пределах траппового плато. Здесь существовали условия денудационной и денудационно-аккумулятивной равнины, благоприятные для накопления осадков, в которых доминирует местный материал [8–10, 65–67]. В это время вдоль бровки северо-западного борта прогиба в пределах МБАР на поверхность выходили кимберлитовые диатремы. В отложениях иреляхской свиты (T_3-J_ir) грубообломочные породы представлены гравелитами, конгломератами, брекчиями, а также рыхлыми галечно-щебёночными отложениями. В основании разрезов они обычно образуют линзы и прослои, а по разрезу отмечаются только рассеянные гальки и гравий. Наибольшая мощность прослоев крупнообломочных пород отмечена в нижней части иреляхской свиты в пределах приосевой части АВНМП. Обломочный материал представлен преимущественно (до 80%) сравнительно хорошо окатанными разнообразными (метаморфическими,

кислыми, средними, щёлочными изверженными и интрузивными) чуждыми району породами с небольшой примесью обломков местных пород, что связано с небольшой концентрацией здесь продуктов перемыва и переотложения материала КВ. Для иреляхских отложений отмеченной полосы характерно развитие глин с прослойми тонкозернистых песков и алевритов. Довольно характерными являются гравелиты и песчанистые породы. Повышенная концентрация продуктов переотложения древних КВ отмечается здесь в нижних горизонтах свиты. Анализ минерального состава легкой и тяжёлой фракций и распределения их по площади показывает, что в иреляхских отложениях в целом развит сходный с вернепалеозойскими породами комплекс пордообразующих и акцессорных минералов [20, 28–31]. Сходство морфологического облика минералов и результаты литолого-палеогеографических реконструкций позволяют утверждать, что основными источниками этих минералов в бассейны седиментации иреляхского времени являлись широко развитые в районе и на смежных площадях породы нижнего и верхнего палеозоя. Чётко фиксируются здесь продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород, трапповой формации и кимберлитов, максимальная концентрация которых отмечена в базальных горизонтах и нижних частях иреляхской свиты северо-западного борта АВНМП. Продукты выветривания терригенно-карбонатных пород в образованиях иреляхской свиты этой территории уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита и диоктаэдрической гидрослюды $2M_1$, ассоциирующих с неупорядоченными МГСО. Максимальная их концентрация (до 95% пелитовой составляющей) отмечена в отложениях свиты в поле развития этой КВ. Значительная концентрация продуктов переотложения древних КВ отмечена в иреляхских отложениях и в пределах траппового плато (северо-западный борт АВНМП). В одних случаях пелитовая составляющая здесь сложена в основном смесью каолинита и диоктаэдрической гидрослюды ($2M_1$) при подчинённой роли других слоистых силикатов (преобладает материал КВ терригенно-карбонатных пород). В других (преимущественно базальные горизонты) в ней резко доминируют монтмориллонит со смешанным составом катионов, ассоциирующий с ВМСО, а иногда с примесью метагаллуазита (преобладают переотложенные продукты выветривания пород трапповой формации, о чём свидетельствует состав лёгкой и тяжёлой фракций). Иреляхские отложения вдоль бровки северо-западного борта АВНМП характеризуются неравномерной концентрацией материала, поступавшего из КВ кимберлитовых пород. При этом отмечается и различная дальность его переноса. Это, кроме различного морфологического облика ИМК и самих алмазов [7, 67–69], подтверждается и установленным нами здесь присутствием некоторых вторичных

минералов, характерных для кимберлитов: Fe-Mg-хлорита, вермикулита и серпентина политипной модификации А. О незначительном переносе этих минералов свидетельствуют их структурно-морфологические особенности и приуроченность к иреляхским алмазоносным россыпям МБАР, сформированным вблизи от коренных месторождений [5–6, 10].

Отложения укугутской свиты (*J_{uk}*) характеризуются незначительной концентрацией продуктов переотложения древних КВ. Нижние горизонты укугутской свиты сложены довольно мощной толщей конгломератов. Галечный материал в них представлен весьма разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Подавляющее большинство (до 90%) этих образований являются чуждыми для района. К ним относятся метаморфические и большая часть изверженных разностей. В депрессиях траппового плато (северо-западный борт прогиба) отложения укугутской свиты более обогащены продуктами переотложения древних КВ, чем в центральной части прогиба, но значительно меньше, чем иреляхские породы. В отложениях укугутской свиты северо-западного борта прогиба развиты гравелиты, отличающиеся от иреляхских большей грубозернистостью и иным составом обломков, среди которых не встречены пелитизированные эфузивы. В укугутских отложениях заметно больше гравийных зёрен кварца и полевых шпатов, представленных ортоклазом и микроклином. Чаще присутствуют в них обломки осадочных пород (алевролитов, песчаников и др.), а также метаморфических сланцев и гнейсов. Довольно характерны для укугутской свиты песчаные образования, среди которых выделяются как крупно- и разнозернистые, так и средне- и мелко-зернистые разновидности. Алевритовые и глинистые породы в разрезе свиты встречаются сравнительно редко и обычно залегают в виде отдельных прослоев в различных частях изученной территории. Данные комплексного изучения вещественного состава укугутских отложений показывают, что в целом они слабо обогащены продуктами КВ. Только в локальных депрессиях северо-западного борта прогиба, в случае непосредственного залегания их на КВ терригенно-карбонатных пород или траппов, в нижних горизонтах увеличивается количество аллотигенных глинистых минералов, связанных с выветриванием указанных пород.

Отложения плинсбахского яруса (*J_{p.s}*) также характеризуются сравнительно небольшой концентрацией продуктов переотложения древних КВ. Крупнообломочные породы в них распространены ограничено. Их петрографический состав менее разнообразен, чем в укугутской свите, и обычно тесно связан с составом местных пород. Довольно широко развиты в плинсбахских отложениях псамmitовые образования (преимущественно аркозовой и граувакковой групп пород), что характерно и для аналогичных

пород тоарского яруса ($J_{1,2}$). От аналогичных образований укугутской свиты отложения плинсбахского и тоарского ярусов отличаются более высоким содержанием литоидных обломков и частично их составом [5–9]. Здесь обычно заметно меньше кремней и основных эфузивов и, соответственно, больше кислых и средних эфузивов и жильных пород. Алевролиты плинсбахского яруса нередко переслаиваются с песчаными образованиями, образуя алеврито-песчаный ритмолит. Они обычно содержат много хлоритизированных обломков, а также скоплений слюд и собственно хлорита. Для отложений плинсбахского и тоарского ярусов в целом не характерна высокая концентрация продуктов переотложения КВ. Это подчёркивается незначительной примесью в них аллотигенных глинистых минералов. В период формирования этих отложений небольшую роль играли только древние КВ основных пород. На это указывает присутствие в пелитовой составляющей аллотигенного монтмориллонита и смешанослойных образований, характерных для этого типа КВ.

Таким образом, проведёнными исследованиями на примере основных алмазоносных районов СП показано, что результаты комплексного исследования древних КВ и продуктов их перемыва и переотложения можно успешно использовать при геолого-поисковых работах на закрытых территориях, в частности при стратиграфических и литолого-палеогеографических реконструкциях. Так, для верхнепалеозойских отложений изученной территории характерна различная концентрация переотложенного материала древних КВ. Влияние выветрелых образований на формирование древних осадочных толщ может быть оценено не только на основании петрографического изучения грубообломочного материала, но и по результатам детального изучения фракций всего спектра минерального состава указанных толщ. Для характеристики степени выветрелости материала в осадочных толщах можно использовать также структурные особенности слоистых силикатов, в частности, соотношение основных базальных отражений диоктаэдрических слюд. В формировании рассматриваемых отложений, очевидно, определённое значение имеет терригенный материал, привнесённый из отдалённых кристаллических массивов. Однако, если он и присутствует в верхнепалеозойских отложениях изученных алмазоносных районов, то, вероятнее всего, связан с переотложением из более древних (в первую очередь среднепалеозойских) толщ. Устанавливается чёткая зависимость обогащённости верхнепалеозойских отложений продуктами переотложения КВ от структурного положения конкретного участка, обуславливающего развитие здесь благоприятной для этого палеогеографической обстановки (подножий склонов и конусов выноса, денудационной или денудационно-аккумулятивной

равнины). Верхнепалеозойские отложения, обогащённые продуктами переотложения КВ, тяготеют территориально к конседиментационным палеоподнятиям и их склонам, что имеет (при наличии в них кимберлитового материала) важное поисковое значение. В отличие от МБАР, локализация продуктов переотложения КВ в верхнепалеозойских отложениях ДААР характеризуется довольно специфическими чертами, что существенно облегчает проведение поисковых работ на территории последнего и делает их более эффективными. Здесь оконтуривание в базальных горизонтах каменноугольно-permских отложений ореолов рассеяния продуктов перемыва и переотложения выветрелого кимберлитового материала приводит к открытию новых диатрем – источников этих продуктов поскольку данные ореолы являются в большинстве своём первичными, т.е. не связанными с переотложением материала из более древних вторичных коллекторов.

Для мезозойского времени в целом характерны специфические особенности перемыва и переотложения продуктов древних КВ, обусловленные, прежде всего, развитием в МБАР двух структурно-формационных зон. В одной из них (юго-восточной) условия для накопления продуктов выветривания в перекрывающих их отложениях существовали в иреляхское время только на склонах центральной части прогиба. В укугутский же период эти образования подверглись значительной эрозии, а сохранившиеся от размыва их останцы перекрылись мощной (до 100 м) толщей аллювиальных отложений, обогащённых чуждым району материалом. Формирование плинсбахских и тоарских осадков происходило здесь в прибрежно-морских условиях при незначительном поступлении элювиальных продуктов из областей размыва, обрамлявших возникший морской бассейн. В отличие от этого, в северо-западной структурно-формационной зоне, занимающей трапповое плато, практически на протяжении всего иреляхского, укугутского и карикского времени на возвышенных платообразных поднятиях происходило корообразование с одновременным размывом и переотложением продуктов выветривания в расположившиеся вблизи локальные депрессии и частичным выносом их за пределы данной зоны. При этом здесь существовали условия для формирования делювиально-пролювиальных, пролювиально-аллювиальных и озёрных (озёрно-болотных) фаций. В домерское время находившиеся в рассматриваемой зоне продукты КВ и отложения, обогащённые ими, подвергались абразии и накапливались в базальных горизонтах прибрежно-морских отложений. Тоарские образования формировались уже после перекрытия КВ или их полного размыва. Следовательно, в этой зоне существовали благоприятные условия для накопления осадков, обогащённых продуктами КВ. В

это время при наличии обнажающихся источников алмазов могли формироваться их россыпи. Этим условиям соответствует полоса вдоль бровки северо-западного борта прогиба, совпадающая с Мирнинским поднятием, где широко развиты отложения иреляхской свиты, являющиеся формацией перемыва и переотложения древних КВ, и образования укугутской свиты и карикского подъяруса. К этим отложениям, тяготеющим к локальным депрессиям (Иреляхской и Мачобинской) центральной наиболее изученной части указанного поднятия, приурочены все известные в настоящее время древние россыпи алмазов промышленного значения. При этом положение главнейших коренных источников в большинстве случаев установлено с достаточной точностью. Определённый интерес в поисковом плане представляют участки этого поднятия, не охваченные пока детальными исследованиями.

Приведённые на примере верхнепалеозойских и мезозойских осадочных толщ основных алмазоносных районов СП (МБАР и ДААР) материалы по возможному использованию при прогнозно-поисковых работах результатов литолого-минералогических исследований КВ и продуктивных на алмазы отложений можно успешно использовать при изучении аналогичных толщ как в других алмазоносных районах СП, так и в других регионах древних платформ мира. Комплексное исследование формации КВ и продуктов их переотложения в перспективных на алмазы регионах должно подвергаться обязательным исследованиям на всех стадиях проводимых работ и в первую очередь – при прогнозно-поисковых работах на закрытых территориях. Полученный с большими финансово-материальными затратами каменный материал на таких территориях в обязательном порядке должен подвергаться комплексным пофракционным литолого-минералогическим исследованиям, а не ограничиваться извлечением из него шлихов для изучения только минералов тяжёлой фракции, составляющей в большинстве случаев только первые доли процентов общего объёма пород. Неоценимую и полезную для практических целей информацию можно получить при изучении минералов лёгкой и, особенно, глинистой фракций, составляющих в верхних частях выветрелых кимберлитовых трубок до 95–99% их объёма, переводя их в разряд апокимберлитовых образований.

Анализ данных детальной разведки коренных месторождений алмазов СП, ВЕП и ЮАП и сопоставление с материалами добычи полезного компонента позволяют утверждать, что продуктивность самой верхней (где она сохранилась), выполненной осадочно-вулканогенными образованиями, части диатрем всегда в 2-3 раза (а в Анголе даже в 6-30 раз) ниже, чем более глубоких её частей (содержание алмазов

обратно пропорционально доли дезинтегрированного материала неалмазоносных вмещающих пород). В лежащих ниже породах растрuba, представленных кимберлитовыми туфами и эруптивными кимберлитовыми брекчиями, содержание алмазов повышено, хотя в значительной степени зависит от содержания ксеногенного материала вмещающих пород. Обычно понижены содержания алмазов в приконтактовых зонах диатрем. Несмотря на слабую изученность продуктивности пород подводящего канала трубок, есть основания предполагать, что содержание алмазов здесь будет ниже, чем в вертикальном канале, вследствие частичного уничтожения (окисления, растворения) в условиях метастабильного их нахождения (воздействие высоких температур при низких давлениях и в окислительных условиях), о чем свидетельствуют своеобразные каверны на кристаллах минерала. Проведенный анализ продуктивности главных коренных месторождений древних платформ Мира показал в целом на отсутствие снижения алмазов на глубину. Неоднородность в распределении алмазов в горизонтальных сечениях трубок более контрастна, чем в вертикальном разрезе. Разные фазы внедрения кимберлитов имеют различную продуктивность. Зафиксирован факт повышенной алмазоносности кимберлитов более поздних фаз внедрения, причем эти фазы чаще всего приурочены к центральным участкам диатрем. Снижение содержания алмазов в периферийных зонах диатрем связано в основном с повышением количества здесь материала вмещающих пород, которое может сохраняться до значительных глубин. Содержание глубинных (мантийных) минералов в вертикальном разрезе варьирует, в то время как их соотношения и состав практически не изменяются. Масштабы вторичных изменений кимберлитов с глубиной обычно затихают, за исключением тех случаев, когда на глубоких горизонтах во вмещающих породах концентрируются значительные объемы высокоминерализованных вод. Воздействие последних на породы глубоких горизонтов кимберлитовых тел приводит к интенсивному постмагматическому преобразованию кимберлитов, которое по своему характеру существенно отличаются от гипергенного изменения пород. Четко выраженных направленных изменений петрохимических параметров кимберлитов с глубиной не выявлено, а существующие вариации содержания некоторых петrogenных оксидов обусловлены неравномерным распределением в вертикальном разрезе диатрем контаминированного материала вмещающих пород и постмагматическими изменениями образований. Алмазоносность кимберлитовых тел, морфология и физические свойства алмазов одних и тех же фаз пород до перехода в подводящий канал существенно не меняются.

Библиографический список

1. Аргунов К.П., Зинчук Н.Н., Вержак В.В., Махин А.И., Миронов В.П. Сравнительная характеристика алмазов из кимберлитов Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Природные ассоциации, особенности состава и свойства минералов-спутников алмаза. Труды ЦНИГРИ. 1988. Вып.229. С.10-15.
2. Афанасьев В.П., Елисеев А.П., Надолинный В.А., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Рылов Г.М., Томиленко А.А., Горяйнов С.В., Юрьева О.П., Сонин В.М. Чепуров А.И. Минералогия и некоторые вопросы генезиса алмазов У и УП разновидностей (по классификации Ю.Л.Орлова) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология.-2000. №-5. С.79-97.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минерагения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998.Т.361. №-3. С.366-369.
5. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логинова А.Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.
6. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похilenko Н.П., Кривонос В.Ф., Яныгин Ю.Т. Роль карста в формировании россыпной алмазоносности Муно-Тюнгского междуречья (Якутская алмазоносная провинция) // Геология рудных месторождений. 2001. Т.43. №-3. С.262-267.
7. Афанасьев В.П., Похilenko Н.П., Логинова А.М., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных М.М , Пругов В.П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
8. Бардухинов Л.Д., Зинчук Н.Н. Алмазы из древних осадочных толщ и их поставщики (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Руды и металлы.-2022. №-2.-С.65-86.
9. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П., Сворень И.М. Состав флюидов во включениях в кристаллах алмаза Якутии // Минералогический журнал. 1990. Т.12. №-4. С.49-56.
10. Братусь М.Д., Зинчук Н.Н. Kраузе Г.Р., Витык М.О. Условия кристаллизации и изотопная природа серы, углерода и кислорода сульфидно-кальциевой ассоциации в трубке Удачка (Якутия) // Геохимия. 1998. №-3. С.264-270.
11. Братусь М.Д., Сворень И.М., Зинчук Н.Н., Аргунов К.П. Газовые компоненты включенияй в алмазах различных морфологических типов из Якутии // Геохимия. 1991. №-11. С.1586-1595.
12. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Красавчиков В.О., Будаев Д.А., Кузнецова Л.Г. Критерии петрохимической идентификации кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41.№-12. С.1748-1759.
13. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
14. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г., Минин В.А., Холодова Л.Д. Средние составы кимберлитовых тел Вильной субпровинции Якутии как основа для формационной идентификации кимберлитов // Вестник Воронежского университета. Геология. 2006. №-2. С.126-140.
15. Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н. Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири.-Новосибирск: Паралль. 2019.754 с.

16. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мищенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ.2003.С.50-84.
17. Зинчук Н.Н. Распределение вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии // Известия АН СССР. Сер. геол. 1990. № 5. С.70-83.
18. Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1991. №-7. С.58-66.
19. Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых породах // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-12. С.1704-1715.
20. Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлита // Вестник Воронежского университета. Геология.2018. №-2.С.29-39.
21. Зинчук Н.Н. Коры выветривания как основные поставщики местного материала в мезозойские алмазоносные россыпи // Известия ВУЗов. Геология и разведка.2018. №-2. С.24-31.
22. Зинчук Н.Н. О литолого-минералогических особенностях древних алмазоносных толщ // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2018. №-3. С.15-23.
23. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. №-2. С.41-56.
24. Зинчук Н.Н. Особенности флюидных включений в минералах // Вестник Пермского университета. Геология.-2021. Т.20. №-2. С.110-124.
25. Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2021. №-3. С.50-61.
26. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. №-4. С.35-52.
27. Зинчук Н.Н. О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология. 2022. №-1. С.10-23.
28. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических исследований при оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. №-1. С.59-70.
29. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы.-2022. №-2. С.100-120.
30. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. №-1. С.42-55.
31. Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазоискисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. №-1 (29). С.5-28.
32. Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т.22. №-1. С.32-50.
33. Зинчук Н.Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология.2023.№-2.С.56-72.
34. Зинчук Н.Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского университета. Геология. 2023. №-2. С.28-43.
35. Зинчук Н.Н. Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2023. №-6. С.62-77.

36. Зинчук Н.Н. Особенности сульфидов в кимберлитовых породах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2023. №-4. С.47-62.
37. Зинчук Н.Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2023. №-2. С.43-56.
38. Зинчук Н.Н. Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазопоисковыми работами // Отечественная геология.-2024.-№-3.С.43-72.
39. Зинчук Н.Н. О некоторых особенностях региональной поисковой алмазной минералогии // Вестник Пермского госуниверситета. Геология.- 2024.-Т.23.- №-2,-С.152-172.
40. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы.-2022. №-1.-С.77-93.
41. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского ун-та. Геология. 2022. Том 21.С.149-166.
42. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского ун-та. Геология.-2022. №-2. С.32-45.
43. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Сравнительные особенности алмазов из кимберлитовых месторождений северной части Сибирской платформы // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2024. №-1 (33). С.11-30.
44. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Особенности состава и формирования россыпей алмазов в краевых частях древних платформ (на примере северо-востока Сибирской платформы) // Известия Коми НЦ УрО РАН. Серия «Науки о Земле».-2024. №-3 (69). С.63-75 .
45. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б. Структурно-формационное и минерагеническое районирование территорий развития погребённых кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-7. С.956-964.
46. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлисов А.П. Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2002. №-1. С.47-60.
47. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
48. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Махин А.И. Об основных типоморфных особенностях алмазов в краевых частях Восточно-Европейской и Сибирской платформ // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2001. №-4. С.22-35.
49. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И. Идентификация и генезис лизардит-салонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. №-1. С.87-96.
50. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Градусов Б.П. Генезис и распространение каолинит-монтмориллонитов в осадочном чехле // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-4. С. 35-43.
51. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Преобразование минерально-го состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выве-тывания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С.42-53.
52. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
53. Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Коптиль В.И., Чашка А.И., Полканов Ю.А., Палкина Е.Ю., Хренов А.Я., Шевырёв Л.Т. Сравнительная характеристика типоморф-

- ных особенностей алмазов из терригенных отложений Воронежской антеклизы (Липецкая область) и Украинского щита (Среднее Приднестровье) в связи с проблемой прогнозирования и поисков их коренных источников // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2004. №-2. С.99-110.
54. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Характеристика и генезис смешанослойных образований в древних корах выветривания Якутии // Доклады АН СССР. 1984. Т.279. №-6. С.1467-1474.
55. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
56. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
57. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
58. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 1. Источники образования и идентификация разновидностей хлорита // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-4. С.9-19.
59. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Жухлистов А.П. Кристаллохимические и морфо-генетические особенности хлоритов в осадочном чехле земной коры. Статья 2. Минералы на основе хлоритового пакета в осадочных породах // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2009. №-5. С.12-21.
60. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
61. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфолого-генетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 2. Изменение каолинита в разных литологических типах отложений и геологическая интерпретация полученных результатов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2006. №-6. С.9-16.
62. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза.-М.: Наука. 1984. 264 с.
63. Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильяш В.В., Афанасьев Н.С. Алмазоносность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.
64. Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.
65. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
66. Bardukhinov L.D., Sedykh E.M., Evstratov A.A., Garanin K.V., Zinchuk N.N. The First Results of a Study of Large Diamonds from Industrial Deposits of Yakutia // Geology of Ore Deposites. 2024. V.66. №-4. pp.412-429.
67. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. T.465. №-2. pp.1297-1301.
68. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. T.9. №-6. pp.576-588.

69. Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Jornal of Geochechal Exploration. 2002. T.76. №-2. pp.103-112.

LITHOLOGIC-MINERALOGICAL INVESTIGATIONS DURING DIAMOND-PROSPECTING WORK

N.N. Zinchuk.

nnzinchuk@rambler.ru

On the example of Paleozoik and Mesozoic deposits of one of the main diamondiferous regions of the Siberian platform basic suppliers of terrigenous material to ancient diamondiferous placers under formation and their occurrences are characterized. Special attention is paid to characteristics of local sources of alloogenous material removal to sedimentation basins of the said period, the main of which were of Upper Devonian-Carboniferous crusts of Middle-Late Triassic crusts of weathering on terrigenous-carbonate rocks, formations of trappean origin (dolerites, tuffs, tufogene thick layers) and kimberlites. That is why redeposited in ancient sedimentary thick layers products of various types of crusts of weathering preserve structural and chrystallochemical features in relation to the minerals of eluvial thicknesses, which allow tracing the ways of terrigenous material arrival into sedimentation basins (including diamondiferous material).

Keywords: ancient crusts of weathering, hypogene and hypergene minerals, typomorphism of minerals, diamondiferous thicknesses.

УДК 552.326.6 : 553.81

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН РС (Я), г. Мирный

О НЕКОТОРЫХ ВЕЩЕСТВЕННЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПРОДУКТИВНОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД

Большинство изученных кимберлитовых диатрем представляют собой многофазные трубы. Каждая магматическая фаза внедрения, сформированная внутри диатрем, сложена кимберлитом с характерным петрографическим и петрохимическим типом, обладающим рядом устойчивых, слабо изменяющихся с глубиной типоморфных признаков. Проведенными исследованиями отмечено существенные различия в алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов, что обусловлено разным уровнем заложения и длительности функционирования образующих их магматических очагов, физико-химическими свойствами исходных составляющих, а также скоростью подъёма и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлitoобразования. Кимберлитовые брекчи завершающих этапов формирования трубок являются более продуктивными, по сравнению с порфировыми кимберлитами ранних интрузивных фаз внедрения. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и эксплозивных процессов кимберлitoобразования, которые меняются обычно во времени.

Ключевые слова: кимберлитовые трубы, алмазы и алмазоносность, интрузивные и эксплозивные процессы, типоморфизм минералов.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.49

Алмаз – полигенный минерал, образующийся не только в условиях земных недр, но и при скоростном соударении космических тел с землей [1-6]. На протяжении примерно полтора столетия лет в мире успешно эксплуатируются коренные месторождения алмазов, связанные с кимберлитовыми трубками взрыва (диатремами). Большинство исследователей считают, что алмаз кимберлитов кристаллизовался на большой глубине (порядка 150-200 км) в мантии Земли в области его стабильности ($P>45$ ГПа, $t=900-1400^{\circ}\text{C}$) намного раньше образования кимберлитовых тел, а поэтому этот минерал здесь является ксеногенным образованием. По нашему мнению [7-12], его первоисточником являются дезинтегрированные мантийные породы (перидотиты и эклогиты), фрагменты которых вынесены кимберлитовой магмой в земную кору. Форма залегания алмазоносных кимберлитов – трубы и дайки, а силлы обычно не содержат алмазы. Специалисты,

занимающиеся оценкой коренных месторождений алмазов, разделяют их на два генетических типа: эксплозивный, включающий в основном трубы взрыва, и интрузивный (гипабисальный), объединяющий дайковые, жильные, штокоподобные тела и силлы. По содержанию алмазов среди коренных месторождений алмазов выделяются весьма высоко-, средне- и низкоалмазоносные. Кимберлитовые трубы (в том числе и промышленно алмазоносные) различаются между собой по многим параметрам: и располагаются в различной геотектонической обстановке, образовались в широком возрастном интервале, в различной степени эродированы, отличаются по минералого-петрохимическим особенностям. Индивидуальные особенности четко проявляются у кимберлитов, размещающихся в различных провинциях, полях, а иногда даже в рядом расположенным диатремам. Неравномерное распределение алмазов в кимберлитовых диатремах [7–11] существенно осложняет плановую отработку коренных месторождений. Выявление особенностей вертикальной изменчивости алмазоносности кимберлитовых пород до глубины их рентабельной отработки является одной из главнейших задач и проблем разработки таких месторождений. Несмотря на в целом значительную изученность кимберлитовых диатрем Сибирской платформы (СП), вопросы их алмазоносности во многом являются недостаточно изученными и дискуссионными по следующим причинам: а) закрытости данных опробования по многим месторождениям; б) несопоставимости данных опробования эксплорационных и эксплуатационных проб; в) не всегда опробуются строго раздельно различные типы кимберлитов. Кроме того, имеются определенные некоторые элементы субъективизма при определении петрографических типов кимберлитов различными исследователями [12–16]. Наиболее детально вопросы изменения алмазоносности различных типов кимберлитов изучались на примере трубы Мир, где многие исследователи получили данные об их различии. При этом выделяется различное количество петрографических типов (от 3-х до 6-и и более), которые по-разному распространены как в плане, так и на разведенную (до 1200 м) глубину. Кимберлитовая трубка Мир на поверхности имеет (рис.1) форму овала (размер по длинной оси – 490 м, по короткой – 320 м) со слабым пережимом в средней части. До глубины 200 м трубка представляет собой типичную воронку, глубже (примерно до 900 м) – цилиндрическое тело с незначительным сужением книзу, а затем на глубине около 1000 м от поверхности она переходит в серию подводящих даек. Верхние горизонты трубы Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава [17–21]. Кимберлитовые брекчии (КБ) первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубы. КБ второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в

юго-восточной части трубы и инъецируют брекчии северо-западной половины диатремы. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубы вытянутое в северо-западном направлении дайковое тело размером 30 x 120 м. Контакты этого тела с вмещающими кимберлитовыми брекчиями секущие, в зоне контакта широко развита сульфидная минерализация. Трехфазность строения нижних горизонтов диатремы установлена [22–27] также по изучению керна, вскрытого скважинами при глубоком бурении с целью оценки продуктивности этой части месторождения. Между кимберлитами первой и второй фаз внедрения (на глубину около 1 км) прослеживается зона сочленения («шовная зона») подводящих каналов, обогащенная ксенолитами вмещающих пород («ксенолитовый пояс»). Установлено [28–32], что алмазоносность пород, слагающих трубку, в плане и по вертикали зависит от закономерностей распределения кимберлитов разных фаз внедрения в объеме рудного тела. Отмечено, что атакси-тавая и крупнопорфировая разновидности характеризуются минимальной, а автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) максимальной алмазоносностью. Существенное влияние на различие в алмазоносности оказывает присутствие кристаллов средних и крупных классов [33–37]. По гранулометрическому составу и морфологическим особенностям алмазов, окраске и степени дефектности кристаллов на глубоких горизонтах месторождения выделено [38–41] два участка на северо-западе и юго-востоке трубы. Здесь отмечено различие по алмазоносности магматических фаз внедрения, а также в содержании в них разных классов крупности и их оптическим свойствам. Кимберлиты раннего этапа консолидации отличаются снижением качества алмазов и уменьшением алмазоносности. КБ характеризуются и более высокими экономическими показателями. Кроме упомянутых трех фаз КБ, формирование которых происходило в результате последовательного внедрения самостоятельных порций кимберлитового расплава из эволюционирующего магматического очага [42–45], вдоль контакта с вмещающими породами повсеместно отмечаются своеобразные кимберлитовые брекчии (5–50 м), названные эндоконтактовыми. Последние не связаны с самостоятельной фазой формирования диатремы, а представляют собой своеобразные фациальные разновидности упомянутых КБ. Возникновение таких пород обусловлено повышенным содержанием ксеногенного материала вмещающих трубы терригенно-карбонатных пород и влиянием на кимберлиты пневматолитово-гидротермальных растворов [46–48]. Породы этой зоны в диатремах наиболее интенсивно карбонатизированы и насыщены (достигая до 60 % объема) ксенолитами терригенно-карбонатных пород. Довольно интересной является также зона кимберлитовых пород, разделяющая породы первой и второй фаз внедрения. Она имеет ширину до

нескольких десятков метров и характеризуется высокими концентрациями рифов вмещающих пород, размеры которых достигают иногда нескольких десятков метров, совпадая с пережимом диаграммы, рассекая её в почти меридиональном направлении на две части (рис. 1). В результате геологоразведочных работ с подсчетом полезного компонента отмечено продолжение ксенолитового пояса и на глубоких (до 1000 м) горизонтах, образуя своеобразную шовную зону, по которой сочленяются два самостоятельных тела, имеющие на глубине изолированные подводящие каналы [49–51]. Слабоизмененные кимберлиты трубки отличаются высокой магнезиальностью, а иногда и повышенным содержанием K_2O . Слабо или практически неизмененные кимберлиты среди сильно переработанных вторичными процессами магматических образований отличаются низким содержанием карбонатной составляющей и повышенным – флогопита. На глубоких горизонтах трубки Мир отмечены также небольшие участки, сложенные атакситовым кимберлитом (АК), представляющим собой песчаникоподобную породу, нередко слоистой текстуры. По внешнему виду она напоминает осадочно-вулканогенные образования, характерные для верхних горизонтов некоторых слабо эродированных диатрем, однако от последних отличается преобладанием кимберлитового материала. В целом КБ описываемой диатремы содержат переменное количество обломочного материала терригенно-карбонатных пород чехла платформы, траппов и ксенолитов пород верхней мантии [52–55].

Внутритрубочные дайки сложены в различной степени серпентинизированным кимберлитом темно-серого до черного цвета с порфировой структурой и ориентированной текстурой, обусловленной субпараллельным расположением порфировых выделений оливина, а также обогащенной флогопитом карбонат-серпентиновой основной массы. В кимберлитовых породах даечного комплекса, в отличие от вмещающих их КБ, не отмечены ксенолиты осадочных пород, конвергентных включений, а также крупные выделения первичных минералов. Внутритрубочные дайки вскрыты разведочными скважинами на глубинах 1004,7–1005,2 и 1258 м [56–58]; ширина их достигает несколько десятков сантиметров. Дайковый кимберлит представляет собой мелкопорфировую породу темно-серого цвета, сложенную псевдоморфозами по оливину и многочисленными чешуйками и пластинчатыми кристаллами флогопита светло-коричневого цвета. Основная масса пород состоит из агрегатов серпентина с примесью кальцита. Помимо внутритрубочных даек, при разведке трубки были вскрыты и другие дайковые тела кимберлитов, которые представлены темно-серыми плотными породами с афировой структурой, практически без порфировых выделений оливина или псевдоморфоз по нему.

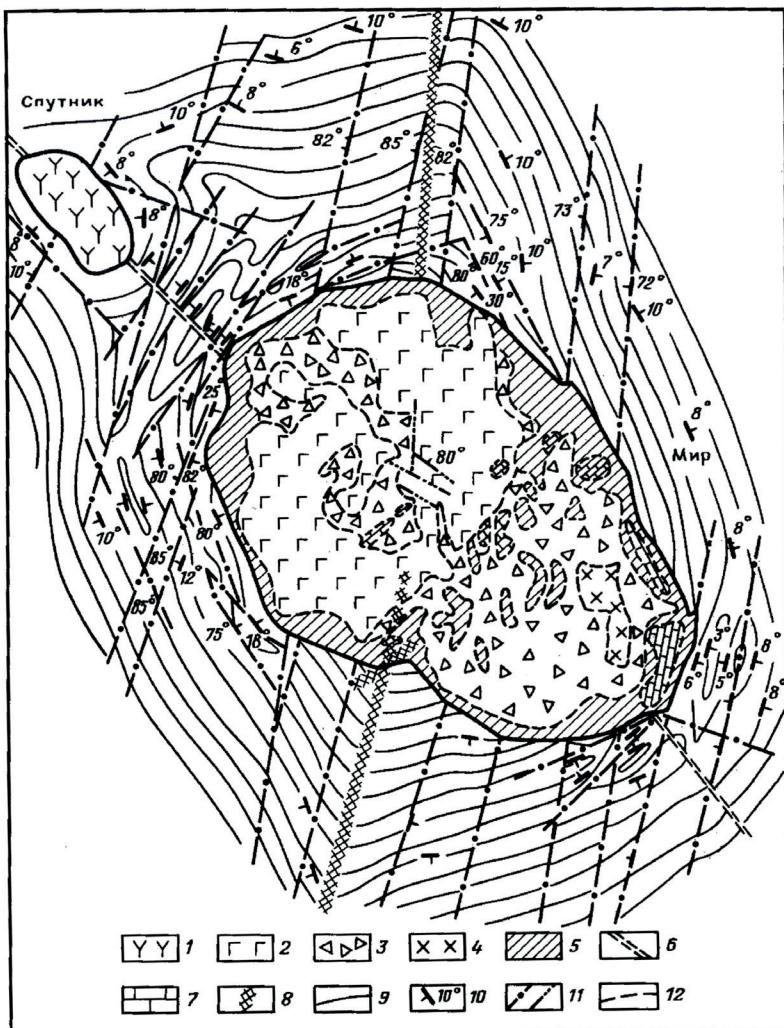


Рис.1. Геолого-структурная схема кимберлитовых трубок Мир и Спутник (МБАР).
 1 – трубка Спутник; 2 – 4 – трубка Мир с кимберлитами соответственно первой – третьей фаз внедрения; 5 – зоны эндоконтактов; 6 – кимберлитовая дайка; 7 – ксенолиты осадочных пород; 8 – зона дробления с галенитовой и сфалеритовой минерализацией; 9 – вскрытые карьером пластины вмещающих карбонатных пород; 10 – элементы залегания осадочных пород и разрывных нарушений; 11 – разрывные нарушения; 12 – границы разновидностей кимберлитовых пород.

В 131 м на северо-восток от трубы Мир расположена кимберлитовая трубка Спутник (рис. 1), имеющая в плане размеры 140 x 90 м. Форма трубы овальная с вытянутой в северо-западном направлении длинной осью. Вмещающими породами диатремы на уровне современного среза служат отложения нижнего ордовика мощностью до 280 м. Глубже трубку окружают породы кембрийского возраста. В вертикальном разрезе трубка быстро выклинивается, переходя на глубине 330 м в подводящую дайку мощностью 15 м, а на глубине 375 м – в систему даек мощностью 2–3 м. Эти дайки под трапповым силлом объединяются в более мощную дайку – подводящий канал северо-западной ориентировки. Для трубы характерно повышенное содержание ксенолитов вмещающих пород и траппов. По степени выветрелости и постмагматической измененности среди магматических пород трубы выделяется несколько разновидностей. Наиболее изменены кимберлитовые породы верхних горизонтов диатремы (до 25 м) и на контакте с вмещающими породами, где они превращены в буровато-желтоватую глинисто-карбонатную массу. Глубже, ниже зоны гипергенного преобразования пород, залегают КБ от серого до грязно-серого цвета. Карьером около трубок Мир и Спутник во вмещающих породах вскрыты три кимберлитовые дайки. Одна из них (Южная) прослежена на юго-восток от трубы Мир на расстоянии до 200 м. Вторая (Центральная), вскрытая между обеими трубками, как бы соединяет их. К северо-западу от трубы Спутник на расстояние 300 м от контакта простирается дайка Северная. Мощность этих даек колеблется от 10 до 30 см. Основное тело каждой дайки часто расщепляется на несколько более тонких прожилков мощностью от 1 до 10 см. Во вмещающих породах прожилки либо выклиниваются, либо снова соединяются с главным телом. Характер взаимоотношения даек с трубками позволяет относить их к дотрубочным образованиям, сформировавшимся в начальную стадию развития диатрем [6, 12]. Кимберлитовые породы даек отличаются от кимберлитов трубок Мир и Спутник высоким содержанием карбонатного материала, повышенной ролью пиропа и пикроильменита, а также титана и фосфата. Несколько дайковых тел кимберлитов сложной морфологии отмечено под пластовым телом долеритов на глубине около 500 м. Дайковый кимберлит верхних и глубоких горизонтов существенно различаются, что выражается, прежде всего, в увеличении степени карбонатизации более нижних их частей. Существенно отличается по составу от всех отмеченных выше структур и вскрытое карьером и буровыми скважинами около трубок Мир и Спутник пластовое кимберлитовое тело (силл), рвущее дайку долеритов, а также корневую зону трубы Спутник, протягиваясь на десятки метров севернее последней.

Содержание алмазов в трубке Мир значительно выше, чем во многих высоко-алмазоносных месторождениях Мира [1, 7]. Алмазы представлены октаэдрами (до 61 %), ромбододекаэдрами (до 10 %), комбинированными кристаллами (до 29 %) и кубами (меньше 1 %). Характерной особенностью алмазов трубки Мир, как и других кимберлитовых тел с промышленной алмазоносностью Малоботубинского алмазоносного района (МБАР), является резкое преобладание кристаллов октаэдрического габитуса (рис. 2) при сравнительно невысоких содержаниях ламинарных кристаллов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитуса и ламинарных ромбододекаэдров. Преобладают бесцветные камни (до 75 %), но встречаются также дымчато-серые (до 14 %), буровато-красные (до 7 %), голубовато-зеленые (до 1 %), желтые (до 1 %) и лиловые (2 %). Общая доля сростков нередко достигает до 18 %, а шпинелевых двойников – до 10 %. Значительное количество алмазов трубки Мир в той или иной степени трещиноваты, причем типоморфными для месторождения являются секущие трещины, не характерные для кимберлитовых диатрем других алмазоносных районов СП. Одной из причин этого факта является высокое содержание примесного азота в форме А-центра и неоднократное распределение центров фотолюминесценции, приводящее к дополнительным напряжениям в структуре алмаза при технологических процессах добычи и обогащения полезного компонента. А-центр является основным оптически-активным дефектом в алмазах и на его долю приходится около 75 % общего содержания А– и В1– дефектов [33,48].

Поскольку трубки Мир и Спутник, дайки и силлоподобное тело представляют собой единую взаимосвязанную рудную систему, нами [11,37] предпринята первая попытка провести сравнительное изучение особенностей алмазов из различных типов пород на всю глубину пробуренных колонковых скважин при разведке диатремы (нижние части) и их производственной отработки (верхние горизонты). При исследовании алмазов основное внимание уделялось морфологическим, оптическим и другим свойствам кристаллов. При этом основное внимание было уделено кристаллам октаэдрического габитуса, их сросткам, двойникам и агрегатам, поскольку кубические и ромбододекаэдрические формы наблюдались редко и не отражали специфику выделяемых разновидностей КБ. Использовались также признаки алмазов, включающие особенности приобретенные кристаллами в процессе их транспортировки кимберлитовой магмой, её дифференциации и раскристаллизации, которые отнесены к дефектным (появление коричневой окраски, дымчатость, коррозионная скульптура, включения графита, желто-оранжевая фотолюминесценция и

другие). На глубоких горизонтах трубки Мир КБ второй фазы внедрения составляют более 80 % объема тела, тогда как аналогичные породы начальной фазы отмечаются только на отдельных участках [12]. Различие в алмазоносности КБ двух фаз внедрения можно объяснить разубоживанием кимберлитов первой фазы в результате насыщения их ксенолитами пород осадочного чехла и меньшей скоростью подъёма и глубиной зарождения первых порций кимберлитовой магмы. Однако в целом алмазоносность каждого конкретного типа кимберлитовых пород колеблется в широких пределах [17]. Несмотря на в целом почти равномерное распределение алмазов по классам крупности, если не учитывать конкретных разновидностей пород, для образований различных фаз отмечаются определенные различия. Так, КБ первой фазы содержат максимальное количество мелких и максимальное число крупных кристаллов. В отличие от этого, в КБ второй фазы внедрения возрастает содержание крупных и уменьшается роль мелких кристаллов. Выявленная закономерность в соотношениях мелких и крупных кристаллов в брекчиях обеих фаз внедрения оказывает существенное влияние на колебания средней массы кристаллов, минимум и максимум которой зафиксированы для отдельных разновидностей первой и второй фаз формирования кимберлитовой трубки Мир. В приконтактовых зонах кимберлитов с вмещающими трубку породами увеличивается количество мелких кристаллов, тогда как количество крупных становится больше по мере приближения к центру диатремы. При этом, содержание алмазов в КБ приконтактовых зон зависит лишь от того, какой разновидностью (первой или второй) сложены эти участки. В КБ начальной фазы внедрения доминируют дымчатые и коричневые алмазы и их осколки. В КБ второй фазы становления диатремы (автолитовой и микролитовой) количество таких алмазов намного ниже. Степень сохранности кристаллов алмаза, их средняя масса и алмазоносность пород второй разновидности глубоких горизонтов трубки Мир значительно выше, чем аналогичных параметров в этих же породах верхних горизонтов, что связано с динамикой заполнения диатремы и скоростью кристаллизации кимберлитового субстрата.

По минералогическим особенностям в кимберлитовых породах трубки Мир преобладают (рис.2) бесцветные, реже эпигенетически окрашенные в дымчато-коричневые цвета (из-за пластической деформации) алмазы 1 разновидности по Ю.Л.Орлову [Орлов, 1984] при незначительном (до 2 %) содержании серых поликристаллических агрегатов УШ разновидности и единичных находках алмазов с оболочкой 1У разновидности (как желтовато-зеленого, так и молочно-серого цвета), октаэдрического габитуса, реже – комбинационного ряда октаэдр-ромбододекаэдр-куб.

Характерной типоморфной особенностью алмазов трубки Мир является одно из максимальных среди месторождений мира содержание бесцветных плоскограных октаэдров с острыми, иногда слегка округленными ребрами, названными кристаллами мирнинского типа. Из морфологических типов кристаллов преобладают [47] тонколаминарные октаэдры со споповидной и занозистой штриховками, превалирующие над груболаминарными камнями с поликентрически растущими гранями, сложенными как тригональными, так и дитригональными слоями роста. Основная масса алмазов представлена монокристаллами; на долю двойников и сростков приходится не более 20 % общего количества кристаллов. Значительное количество алмазов трубки Мир в той или иной степени трещиноваты, причем типоморфными являются секущие трещины, не характерные для кимберлитовых месторождений алмазоносных полей СП. В кимберлитовой трубке Спутник алмазоносность кимберлитов в 4 раза ниже, чем в трубке Мир. Для алмазов из кимберлитов трубки Спутник характерно преобладание (до 70 %) мелких кристаллов и небольшое количество (до 7 %) средних размеров. Обнаружены ромбодекаэдры и кристаллы переходной формы, однако основная масса – алмазы октаэдрического габитуса и их осколки. Для алмазов этой небольшой



Рис.2. Фото алмазов из кимберлитов трубки Мир (МБАР).

трубы характерно повышенное (до 19 %) содержание твердых включений эклогитовой ассоциации, что обычно свойственно более ранней и менее глубинной фазе кимберлитового магматизма [17, 20, 32]. В кимберлитовых жилах, откартированных в районе куста трубки Мир, доля мелких алмазов достигает до 80 %, а среднего класса – до 19 %. Преобладающее количество алмазов в жилах имеют ромбододекаэдрический габитус [33]. Обычно они сложно деформированные, трещиноватые, с коричневой окраской с полосами пластической деформации. Развитые в кимберлитовых жилах мелкие алмазы и их осколки, коричнево-дымчатые, графитизированные, корродированные кристаллы указывают на сложные термодинамические условия их образования (перепады давления, температуры и газового режима).

Многие исследователи кимберлитового магматизма различных древних платформ, на основании сравнения геологического строения и минералого-петрографического состава, считают, что в каждом алмазоносном районе обычно находится крупное многофазное месторождение и намного больше простых по строению диатрем. В пределах Мирнинского кимберлитового поля (МКП) МБАР, наряду с многофазной трубкой Мир, отмечены более простые по строению диатремы (Интернациональная, имени ХХIII съезда КПСС, Дачная, Тайская и Амакинская) и ряд жил, наиболее изученной среди которых является самостоятельная кимберлитовая жила А-21. Наиболее ценной в промышленном отношении является кимберлитовая трубка Интернациональная, расположенная в 16 км к юго-западу от диатремы Мир на правобережье р. Ирелях, в верхнем течении её правых притоков Маччоба-Салаа и Улаах-Юрях. Трубка Интернациональная тяготеет к зоне Западного разлома, размещаясь на расстоянии 3 км от его осевой линии. Трубка сопровождается системой даек, ориентированных в северо-восточном, северо-западном или почти меридиональном направлениях. На поверхности трубка имеет форму неправильного овала (рис. 3), вытянутого на северо-запад. В среднепалеозойское и мезозойское время около 470 м верхней части диатремы было уничтожено в результате длительной эрозии [5–7, 20–24]. От растрата сохранилась нижняя 120-метровая его часть. Далее на глубину остатки растрата переходят в цилиндрический канал с почти вертикальными контактами. До глубины примерно 1000 м размеры трубы существенно не уменьшаются, однако тело её в целом склоняется в северо-восточном направлении. Трубка прорывает горизонтально залегающие терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя и перекрывается нижнеюрскими отложениями мощностью от 2,1 до 9,2 м. В раннетриасовое время диатрема была перекрыта пластовым телом долеритов. В её верхней части

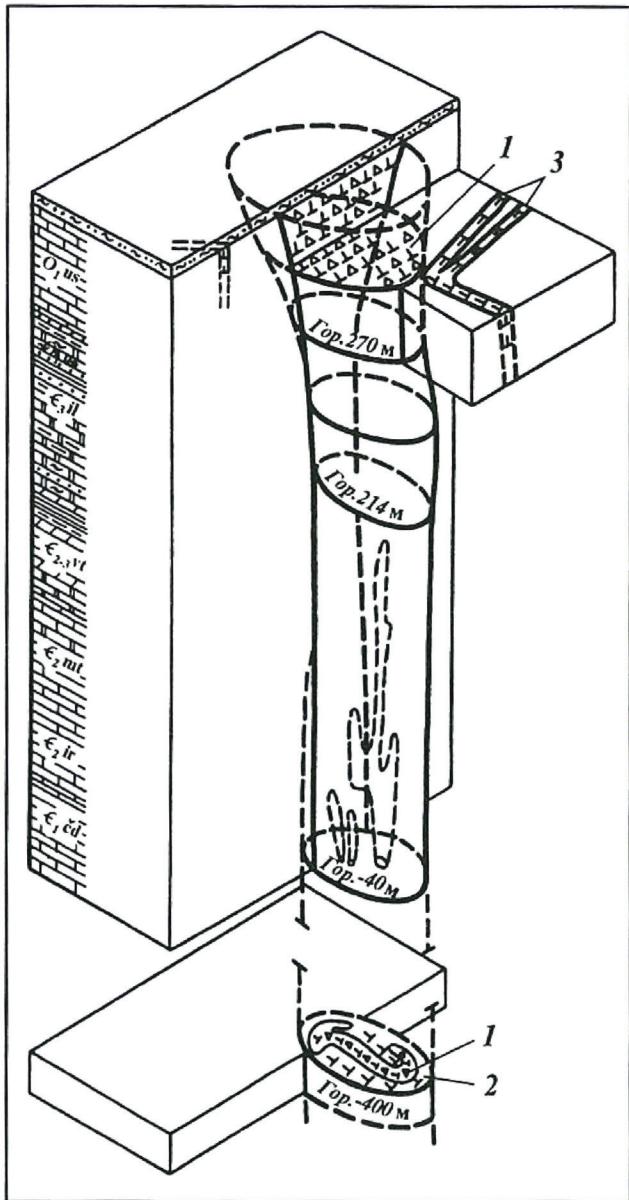


Рис.3. Блок-диаграмма кимберлитовой трубы Интернациональная (МБАР).
1 – кимберлитовая брекчия, 2 – порфировый кимберлит, 3 – кимберлитовые дайки

установлена слабо выраженная элювиальная кора выветривания (КВ) с содержанием в глинистой массе обломков обожженных пород, что подчеркивает избирательный характер гипергенного изменения элювиальных образований диатремы [15–17]. В таких профилях псевдоморфозы серпентина и кальцита по оливину, редкие зерна индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) скементированы карбонат-серпентиновыми агрегатами. Из ксенолитов наиболее распространены (5–30 %) обломки терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. В небольших количествах встречаются включения траппов. Обнаружены также единичные обломки кристаллических сланцев фундамента СП. Повышенное (40–60 %) количество ксенолитов карбонатных пород зафиксировано в приконтактовой зоне (особенно на участках полого залегания контактов). Характерной особенностью верхних горизонтов диатремы (до глубины примерно 370 м) является относительно высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород. Последний представлен песчанистой, алевритовой и глинистой фракциями, в которых доминируют тонкозернистые выделения кварца, полевых шпатов, турмалина, сфена, ставролита и глинистых минералов. Ниже указанной глубины количество перечисленных минералов постепенно уменьшается и на глубинах ниже 500 м они полностью исчезают. С глубиной строение кимберлитового тела усложняется и в этих частях выделяются кимберлиты трех фаз внедрения, слабо различающихся между собой по строению, составу и алмазоносности [27, 36]. Значительный объем кимберлитовых пород на глубоких горизонтах приходится на КВ, сложенные округлыми и овальными обособлениями пород ранней генерации. Автолиты имеют обычно более мелкопорфировую структуру, чем выполняющие кимберлиты. По содержанию и составу ИМК породы трубки Интернациональная отличаются от подавляющего большинства кимберлитовых тел не только МКП, но и всей СП. Характерным для описываемой диатремы является низкое содержание минералов титанистой ассоциации (пикроильменит и оранжевый пироп) и повышенное – хромистой (хромшпинелид, хромдиопсид и хромистый пироп). Сильно серпентинизированные ксенолиты мантийных пород в описываемой диатреме очень редки. Трубку Интернациональная сопровождают десяток дайковых тел (мощностью от нескольких сантиметров до 1 м), некоторые из которых алмазоносны.

По своим типоморфным особенностям алмазы трубки Интернациональная (рис. 4) являются характерными для группы коренных месторождений с промышленной алмазоносностью МБАР и в целом близки к алмазам трубки Мир (рис. 2). Среди них резко (до 71 %) преобладают кристаллы октаэдрического габитуса 1 разновидности,

реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрического габитуса (23%) при ничтожном (меньше 1 %) содержании ламинарных ромбододекаэдров. Типичные округлые алмазы уральского (бразильского) типа, являющиеся отрицательным фактором алмазоносности кимберлитов, встречены в небольшом количестве только в мелких классах (-2+0,5 мм). Содержание ламинарных ромбододекаэдров увеличивается по мере уменьшения крупности кристаллов и в классе -1+0,5 мм достигает 10 % их общего количества, что сопоставимо с таковым в трубке Мир [37]. Типоморфной особенностью алмазов трубы Интернациональная является сравнительно высокое (до 16 %) содержание плоскограных октаэдров с острыми ребрами мирнинского типа, являющихся лучшей частью алмазного сырья. По морфологическим типам преобладают тонколаминарные кристаллы преимущественно октаэдрического габитуса со сноповидной и занозистой штриховкой, преобладание над грубослоистыми индивидами с полицентрически растущими гранями и плоскогранными. Общее содержание алмазов с твердыми включениями является сравнительно невысоким и не превышает 21 % общего количества кристаллов. Среди них резко преобладают эпигенетически включения графита, часто в ассоциации с сульфидами. На долю сингенетических включений приходится примерно 5 % общего количества алмазов, причем среди них доминируют (99 %) включения ультраосновной ассоциации, что сближает их с кристаллами большинства эксплуатируемых месторождений СП [27, 32]. Концентрация в алмазах примесного азота в форме А-центра является высокой и распределение его характеризуется однодальной кривой с максимумом в области $(15\text{--}18)\cdot10^{19}$ см⁻³. Содержание А-центра составляет 626 at ppm, причем А-центр составляет 78% общей концентрации А- и В1-дефектов. Содержание «пластиночных» дефектов (Р и В₂) также низкое – 3,4 см⁻¹. Отмечена связь концентрации азота с крупностью кристаллов. В целом типоморфными особенностями алмазов трубы Интернациональная являются: резкое преобладание кристаллов октаэдрического габитуса 1 разновидности при высоком содержании плоскограных острореберных октаэдров, невысокая ламинарность, низкое содержание двойников и сростков, представленных преимущественно двойниками по шпинелевому закону и низкое содержание алмазов с признаками природного травления. Также для них характерна повышенная степень прозрачности, невысокое содержание окрашенных камней и кристаллов с твердыми включениями. Преобладает розово-сиреневая фотолюминесценция кристаллов и высокое содержание в них примесного азота в форме А-центра. Постоянно присутствуют грязно-фиолетовые октаэдры.



Рис.4. Фото алмазов из кимберлитов трубки Интернациональная (МБАР).

Для получения более обширной информации по рассматриваемой тематике, проведено сопоставление имеющихся материалов по алмазоносности и их связи со структурно-текстурными особенностями кимберлитов трубок Ботуобинская (Средне-Мархинский алмазоносный район – СМАР), Удачная и Айхал (Далдыно-Алакитский алмазоносный район - ДаАР), а также по керну разведочного материала с привязкой к петрографическим типам. Эти трубки сформированы [7, 12] в результате нескольких (не менее двух) фаз внедрения кимберлитового расплава, каждой из которых соответствует собственный петрографический тип породы. Последовательность магматических фаз внедрения установлена по резким геологическим контактам и включениям ксеноавтолитов, отражающим временные границы этапов консолидации разных петрографических типов. АКБ завершающих эксплозивных фаз внедрения характеризуются в целом повышенной алмазоносностью, по сравнению с предшествующими по образованию интрузивными ПК. Это соотношение (в условных единицах) для восточного тела трубки Удачная составляет 1,3 : 1, западного – 1,5 : 1, трубок Айхал и Ботуобинская – 1 : 1,5. Примерно такое же соотношение отмечено и для трубки Нюробинская. Превалирует мнение, что последние фазы внедрения кимберлитов у многофазных трубках более алмазоносны. Используя методы математической статистики,

определен [7], что участки с различной алмазоносностью в трубках располагаются соответственно распространению кимберлитов разных фаз внедрения, причем породы завершающих этапов формирования характеризуются повышенной продуктивностью. Сами границы кимберлитовых пород разных фаз внедрения обычно нечеткие, трудно картируемые, а критерии определения фаз и последовательности их формирования в ряде случаев весьма условны.

В трубках сложного внутреннего строения присутствуют алмазы различной крупности, габитуса и свойств [3, 7]. Обычно ранние фазы внедрения кимберлитов трубы Мир менее алмазоносны, содержат минимальное количество октаэдров по сравнению с более поздними фазами внедрения. Большинство алмазов из кимберлитовых жил имеют ромбододекаэдрический габитус; кристаллы сильно деформированы, трещиноваты, имеют дефектную окраску. Значительная их часть содержит включения эпигенетического графита, а поверхности ромбододекаэдров (с шагреневым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. Исследуя типоморфные особенности алмазов трубок с промышленной алмазоносностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.), установлено [12, 16], что наиболее высокопродуктивными являются рудные столбы, сложенные АКБ. Для этого петрографического типа характерно повышенное содержание в них кристаллов алмаза октаэдрического габитуса в крупных классах, с одновременным снижением количества ромбододекаэдров. Менее алмазоносными считаются рудные столбы, выполненные ПК, для которых характерно увеличение количества кристаллов ромбододекаэдроидов, с уменьшением числа октаэдров, а также повышенная роль круглых алмазов. Образование додекаэдрических поверхностей исследователи связывают с условиями растворения при повышенных температурах. Результаты экспериментов по искусственноному получению алмаза [7] свидетельствуют о том, что габитус кристалла варьирует в зависимости от температуры. По мере повышения температуры появляются куб-октаэдр-додекаэдры, что позволяет предполагать более высокое содержание крупных фенокристов оливина в ПК. Последние во всех изученных трубках характеризуются более мощными келифитовыми каймами на гранатах ультраосновной ассоциации. Это свидетельствует о более длительной их реакции с кимберлитовым расплавом, то есть меньшей скорости внедрения транспортируемого флюида, что могло приводить и к растворению алмазов. Завершающие вулканические фазы внедрения кимберлитовой магмы характеризовались высокими скоростями подъёма, что могло положительно отразиться на сохранности алмазов и их соотношении в настоящее время. Однако,

такая закономерность характерна не всем диатремам. Например, в трубке Дальняя (ДААР) более алмазоносными оказались ПК. Обнаружены также различия [12] в распространении кристаллов с разным типом их внутреннего строения в кимберлитах разных фаз внедрения Накынского поля (НКП) СМАР (трубки Ботуобинская и Нюробинская). Установлено, что среди алмазов из АКБ повышенено содержание кристаллов с желтым и желто-зеленым свечением и снижено с розовым, розово-сиреневым и оранжевым, что существенно отличается от аналогичных свойств минерала из ПК. Были обнаружены различия по интенсивности образования продуктивных зародышей кристаллов алмаза из разных типов кимберлитов.

Рассматривались также [4, 12] вопросы взаимосвязи химического состава кимберлитов и алмазоносности, которые базировались на результатах химического анализа более 3 тысяч образцов кимберлитов различных структурно-петрографических разновидностей по всем изученным коренным месторождениям алмазов Якутии. Линейный корреляционный анализ содержаний алмазов и доминирующих оксидов из кимберлитов трубок Мир и Интернациональная (МБАР), Сытыканная, Юбилейная и Удачная (ДААР) надежных, устойчивых зависимостей не обнаружил, что связано вероятно с тем, что имеющиеся в распоряжении данные по алмазоносности 10-метровых разведочных интервалов включали несколько структурно-текстурных разновидностей пород. Однако, применение множественного регрессионного анализа подтвердило [4] гипотезу о наличии связи между химизмом кимберлитов разрабатываемых месторождений СП и их алмазоносностью. Имеющиеся базы данных химических анализов были разделены по уровням алмазоносности для отдельных диатрем на 50 групп, для каждой из которых были вычислены средние значения, которые затем были использованы в уравнениях множественной регрессии. В результате в каждой кимберлитовой трубке было установлено по две основные популяции (подгруппы), различающиеся по содержаниям отдельных петрогенных компонентов. Отмечено, что ПК ранних фаз внедрения, характеризующиеся повышенной магнезиальностью, титанистостью и железистостью, менее продуктивны по сравнению с кимберлитовыми брекчиями завершающих стадий формирования диатрем; чем меньше в популяциях TiO_2 , Fe_2O_3 , больше K_2O и Al_2O_3 , тем выше алмазоносность популяций.

Таким образом, на основании изучения геологического строения и вещественного состава трубок и жил, исследования алмазоносности кимберлитов, морфологии, гранулометрии и окраски алмазов проведена детализация модели пространственного размещения жильных

тел, трубок Мир, Спутник, Интернациональная и др. Установлено, что жильные тела, трубки Мир и Спутник отличаются по алмазоносности, гранулометрическому составу и качеству алмазов. Наиболее обогащены мелкими и низкосортными алмазами жильные тела и рудные столбы, отвечающие первым фазам (этапам) внедрения. Обилие мелких, окрашенных и низкосортных алмазов в жилах и трубках раннего этапа внедрения (трубка Спутник) вызвано тем, что кимберлитовый расплав при их становлении прошел достаточно длинную историю развития. Это создало неблагоприятные для сохранности алмазов термодинамические условия, что привело к появлению дефектных алмазов. Различия алмазоносности, гранулометрического состава, количества окрашенных алмазов, кристаллов с включениями графита, трещиноватых и поврежденных камней их жил, трубок Мир, Спутник, Интернациональная и др. являются индикаторами различных термодинамических условий формирования этой природной рудной системы (вариации вещественного и газового составов, перепады РТ-условий). Подводя итоги исследованиям по сопоставлению текстурно-структурных типов кимберлитовых пород сложнопостроенных трубок СП по алмазоносности, морфологическим и оптическим характеристикам алмазов, можно отметить о существовании различий в алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов, что обусловлено различным уровнем заложения и длительности функционирования образующих их магматических очагов, физико-химическими свойствами исходных составляющих, а также скоростью подъёма и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлитообразования. Все основные разновидности кимберлитов и включения в них, обнаруженные в верхних частях диатрем, найдены и на глубине, причем не отмечено зональности в распределении ксенолитов. Интенсивность замещения последних вторичными минералами зависит от степени измененности кимберлитов, вмещающих эти ксенолиты. Отмеченная нередко повышенная степень переработки ксенолитов на глубине, по сравнению с верхними горизонтами, связана с воздействием на кимберлиты и содержащиеся в них ксенолиты высокоминерализованных вод, локализованных в пределах мощных залежей соленосных толщ во вмещающих кимберлиты СП кембрийских отложений. Сравнительное исследование крупности, морфологии, оптических свойств кристаллов и алмазоносности пород диатрем подтверждает различие между выделенными разновидностями КБ различных фаз внедрения. Особенности происхождения и извержений кимберлитовых расплавов могли влиять на преобразование первоначальной формы кристаллов алмаза, что вызвано их растворением (иногда до полного

уничтожения) и коррозией. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и эксплозивных процессов кимберлitoобразования, которые меняются во времени. Изложенные материалы позволяют предполагать, чем большие объёмы трубок будут сложены ПК интрузивных фаз внедрения, тем ниже будет их алмазоносность, что подтверждено результатами опробования многих диатрем на СП. Для всех разрабатываемых кимберлитовых трубок этого региона с глубиной увеличивается объём КБ, что подчеркивает их рентабельную оценку. Различная продуктивность выделенных типов кимберлитовых пород имеет большое практическое значение для выбора оптимального режима обогащения пород. Для повышения эффективности процесса обогащения отдельных разновидностей КБ следует учитывать их различия в соотношениях ксенолитов, петрофизических свойств, распределения породообразующих минералов, характер вторичной минерализации и насыщенности алмазами.

Библиографический список

1. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
2. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Полигенез алмазов в связи с проблемой коренных россыпей северо-востока Сибирской платформы // Доклады Академии наук. 1998.Т.361. №-3. С.366-369.
3. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Логвинова А.Н. Особенности распределения россыпных алмазов, связанных с докембрийскими источниками // Записки Российского минералогического общества. 2009. Т.138. №-2. С.1-13.
4. Афанасьев В.П., Похilenko Н.П., Логвинова А.М., Зинчук Н.Н., Ефимова Э.С., Сафьянников В.И., Красавчиков В.О., Подгорных М.М., Пругов В.П. Особенности морфологии и состава некоторых хромшпинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
5. Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2000. №-3.(9). С.37-55.
6. Горшков А.И., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов А.П., Мохов А.В., Сивцов А.В. Новый упорядоченный смешанослойный минерал лизардит-сапонит из кимберлитов Южной Африки // Доклады РАН. 2002. Т.382. №-3. С.374-378.
7. Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мищенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшигин Ю.В., Кошкарев Д.А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности Юго-Западной части Сибирской платформы // Сб.: Геологические аспекты минерально-сырьевой базы Акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения. Дополнительные материалы по итогам региональной научно-практической конференции «Актуальные проблемы геологической отрасли АК «АЛРОСА» и научно-методическое обеспечение их решений», посвященной 35-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». Мирный: МГТ. 2003. С.50-84.

8. Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. №-7. С.58-66.
9. Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-12. С.1704-1715.
10. Зинчук Н.Н. О зональности распространения коренных месторождений алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.16. Пермь: ПГНУ.2013. С.209-223.
11. Зинчук Н.Н. Опыт литолого-минералогических исследований древних осадочных толщ в связи с алмазоисковыми работами (на примере Сибирской платформы) // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2014. №-1. С.13-19.
12. Зинчук Н.Н. Особенности строения и состава коры выветривания на туфогенных образованиях в алмазоносных регионах Сибирской платформы // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2015. Т.90. №-4. С.42-52.
13. Зинчук Н.Н. Об основных геолого-поисковых обстановках при прогнозировании кимберлитовых трубок // Наука и образование.2016. №-4 (84). С.7-15.
14. Зинчук Н.Н. Об особенностях и значении геолого-генетической типизации кимберлитового сырья // Геммология. Материалы 8-й геммологической конференции.-Томск: Томский НЦТИ. 2017. С.48-60.
15. Зинчук Н.Н. Особенности алмазоносности разных фаз внедрения кимберлитов // Отечественная геология. 2017. №-1. С.105-111.
16. Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология.2018. №-2. С.29-39.
17. Зинчук Н.Н. Алмазы из кимберлитов Накынского поля Сибирской платформы // Геммология. Материалы 9-й геммологической конференции.-Томск: Томский НЦТИ. 2019. С.69-78.
18. Зинчук Н.Н. Особенности алмазоносности разных типов кимберлитов // Геммология. Материалы 9-й геммологической конференции.-Томск: Томский НЦТИ. 2019. С.78-93.
19. Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021. №-2. С.41-56.
20. Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыпях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2021. №-3. С.50-61.
21. Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. №-4. С.35-52.
22. Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология.2022. №-1. С.36-47.
23. Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. №-2. С.100-120.
24. Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2022. №-4. С.38-52.
25. Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. №-4. С.34-49.
26. Зинчук Н.Н. Об особенностях флюидных и гидротермальных включений в некоторых минералах кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26.-Пермь: ПГНУ. 2023. С.45-64.
27. Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. №-1. С.46-69.

28. Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопоисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. №-1 (29). С.5-28.
29. Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдистых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т.22. №-1. С.32-50.
30. Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. О специфике изучения алмаза при прогнозно-поисковых работах (на примере Сибирской платформы) // Руды и металлы. 2021. №-3. С.59-75.
31. Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Б. Особенности минерагении алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). М.: МГТ. 2004. 172 с.
32. Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О специфике термобарических факторов оруденения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.26. Пермь: ПГНУ.2023. С.65-86.
33. Зинчук Н.Н., Зуев В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д. Стратегия ведения и результаты алмазопоисковых работ // Горный вестник. 1997. №-3. С.53-57.
34. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Сравнительные особенности алмазов из коренных источников с высокой плотностью расположения кимберлитовых тел // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2023. №-1 (65). С.28-42.
35. Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П. Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. 1987. №-10. С.66-72.
36. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1996. №-1. С.53-61.
37. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1997. №-2. С.53-63.
38. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-1. С.45-53.
39. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Кристаллохимические и структурные особенности глинистых минералов в корах выветривания в зависимости от типа исходных пород // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2001. Т.76. №-3. С.69-79.
40. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. №-2. С.57-68.
41. Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетические разновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1. Механизм образования каолинита в корах выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.
42. Мацюк С.С., Зинчук Н.Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии.-М.: Недра. 2001. 428 с.
43. Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.Н. Эпохи мощного корообразования в истории Земли.-Воронеж: ВГУ. 1999. 102 с.
44. Орлов Ю.Л. Минералогия алмаза. 2-е изд. М.: Наука. 1984. 264 с.
45. Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов Мира.-М:Недра.1998. 555 с.
46. Харьков А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов А.В., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов.-М. Недра. 1991. 304 с.

47. Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. 1987. Т.296. №-5. С.1228-1233.
48. Afanas'ev V.P., Zinchuk N.N., Griffin V.L. in el. Diamond prospects in the Southwestern plankt of the Tungusk Sineklise // Geology of ore Deposits. 2005. Т.47. №-1, pp.45-62.
49. Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V. The age of Predictable primary diamond sources in the Northeastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. 2015. Т.465. №-2. pp.1297-1301.
50. Kotelnikov D.D., Zinchuk N.N. Comparative analysis of clay Mineral evolution under the Conditions of humid and arid Lithogenesis // Russian Geology and Geophysics. 2008. N.-10. pp.121-144.
51. Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Vorcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. Т.9. №-6. pp.576-588.

MATERIAL ASPECTS OF KIMBERLITE ROCKS PRODUCTIVITY N.N. Zinchuk, M.N. Zinchuk

Most of investigated kimberlite diatremes of the represent multiphase pipes. Each magmatic phase of intrusion, formed inside diatremes, is composed by kimberlites with specific petrographic and petrochemical type possessing a number of stable, weakly changing with depth typomorphic features. Carried out investigations indicated sufficient distinctions in diamondiferousness of different intrusion phases of kimberlites, which is stipulated by different level of emplacement and duration of functioning of forming them magmatic hotbeds, physical-chemical properties of initial components, as well as by velocity of ascent and character of kimberlite magma advance in the process of different kimberlite-formation stages. Kimberlite breccias of completion stages of pipes formation are most productive in comparison with porphyritic kimberlites of early intrusive penetration phases. When assessing productivity of kimberlite pipes it is necessary to consider real correlations of intrusive and explosive processes of kimberlite-formation in diatremes, which usually change in time.

Keywords: Kimberlite pipes, diamonds and diamondiferousness, intrusive and explosive processes, typomorphism of minerals.

УДК 553.2

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

МЕДИСТЫЕ ПЕСЧАНИКИ ПРИКАМЬЯ

Рассмотрен геохимический аспект, стратиграфическое, формационное положение и состав медистых песчаников в Пермском крае. Обосновывается их экзогенное образование и генетическая общность с месторождениями мира. Показано их краснаведческое и экологическое значение

Ключевые слова: *медиственные песчаники, геохимия, условия залегания.*

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.70

Медистые песчаники образуют важный геолого-промышленный тип месторождений меди. Среди них наиболее известными являются песчаники Прикамья, Удокана в Сибири, Джезказгана в Казахстане, Роан в Центральной Африке. На долю месторождений типа приходится около 10 % мировых запасов и 14 % мировой добычи [3].

Медь в Периодической системе Д.И. Менделеева находится в побочной подгруппе I группы вместе с серебром и золотом. Кларк Cu $1,43 \cdot 10^{-3}$ мас. % [7]. В распределении по магматическим породам выявляется её способность обогащать породы основного отряда, что указывает на её базальтофильность.

По строению электронной оболочки атома медь относится к d-элементам. Как у элемента группы I, у неё на внешнем 4-м слое существует один s-электрон, а на 3-м – десять спаренных d-электронов ($3d^{10}4s^1$). По этой причине медь может отдавать один s-электрон с 4-го внешнего слоя и становиться одновалентной, вместе с тем в окислительных условиях атом меди может терять ещё один электрон с третьего слоя и становиться двухвалентным.

Радиус одновалентного иона (нм) меди (Cu^+) достаточно большой (0,098). Это позволяет меди в восстановительных условиях замещать в минералах такие базальтофильные элементы, как Ca^{2+} (0,104) и Ag^+ (0,113), а также гранитофильный Na^+ (0,098) и обеспечивать вхождение её в плагиоклазы, клинопироксены, амфиболы. Крупный радиус иона серебра приводит к задержке его кристаллизации и концентрации в месторождениях меди.

Радиус иона двухвалентной меди меньше одновалентной (Cu^{2+} 0,080). Он близок к радиусу ионов таких базальтофильных элементов, как Fe^{2+} (0,080), Mn^{2+} (0,091), V^{2+} (0,072), Zn^{2+} (0,083), Sc^{3+} (0,083), а также гипербазитофильного магния Mg^{2+} (0,074). Это указывает на возможность её вхождения в состав пироксенов и амфиболов, а также магнетита.

В магматическом процессе на стадии плавления мантийного пиролита медь преимущественно переходит в состав базальтовой магмы, увеличивая своё содержание в ней в 2,5 раза по сравнению с гипербазитами. Медь накапливается в породах основного отряда благодаря описанным выше кристаллохимическим возможностям входить в состав породообразующих минералов.

В экзогенных условиях ион двухвалентной меди (Cu^{2+}) мигрирует в окислительной обстановке в сульфатных водных растворах. В восстановительных условиях ион меди приобретает валентность один (Cu^{1+}) и концентрируется на восстановительном барьере, образуя скопления в водоносных горизонтах проницаемых песчаных пород.

В щелочных окислительных условиях степей и пустынь медь перемещается вместе с уранатами, ванадатами и хроматами, концентрируясь с ними в восстановительных условиях. Можно обратить внимание на близость радиуса иона Cu^{2+} (0,080) к радиусам U^{4+} (0,089), V^{2+} (0,072), Cr^{2+} (0,083), а радиуса иона Cu^{+} (0,098) к радиусу U^{3+} (0,104).

В Пермском крае концентрация медистых песчаников стратиграфически тяготеет к шешминскому горизонту уфимского яруса нижнего отдела пермской системы.

Тектонически она приурочена к регressiveвой стадии периколлизационного режима. Сам орогенез и обусловившая его коллизия протекали восточнее во внутренних мегазонах Уральской складчатой системы (Тагильско-Магнитогорской синклиниорной и Восточно-Уральской). Именно здесь находятся источники вещества для отложений пермского возраста в первую очередь в виде офиолитовой ассоциации, куда входят источники меди в формации натриевых базальтов с гидротермально-осадочными колчеданами, источники железа, титана и ванадия в составе пород дунит-клинопироксенит-габбровой формации, источники хрома в составе альпинотипных гипербазитов дунит-перidotитовой формации.

В пределах регressiveвой периколлизационной стадии литогенеза происходит смена галогенной карбонатно-сульфатно-хлоридной кунгурско-соликамской формации ($\text{P}_1\text{k-P}_1\text{sl}$) лагунно-континентальной красноцветной терригенной шешминско-казанской ($\text{P}_1\text{ss-P}_2\text{kz}$).

Литологически в пределах соликамской свиты происходит смена толщи доломитов, мергелей, известняков, расположенной внизу свиты толщей аргиллитов, алевролитов песчаников с прослойми известняков, линзами гипса и ангидрита. Соликамская свита перекрывается шешминской, состоящей из красноцветных песчаников, алевролитов, аргиллитов, мергелей с прослойми известняков.

К описанной смене формационного и литологического состава осадочных пород приурочены повышенные концентрации меди.

Большинство проявлений меди в Пермском крае, как уже отмечалось, находится в породах шешминского горизонта ($P_1uf_2^{ss}$) верхов уфимского яруса, протягивающихся субмеридиональной полосой шириной от 30 до 70 км через всю территорию края вдоль восточного борта Восточно-Европейской платформы несколько западнее стыка ее с Предуральским прогибом Уральской складчатой системы.

Именно в этой полосе пород существовал восстановительный геохимический барьер, заставивший двухвалентную сульфатную медь, сделавшую одновалентной и выпасть в осадок в виде халькозина, борнита и других минералов. Скорее всего, этот барьер существовал в грунтовых и пластовых водах, где сульфат-ион с глубиной превращался в сульфид-ион.

В создании восстановительного барьера важную роль играли остатки наземных древесных растений, которые наблюдаются в геологических обнажениях и к которым тяготеет медная минерализация. Подобная приуроченность минерализации к остаткам растений с образованием биоморфоз описана в рудных медно-ванадий-урановых залежах плато Колорадо в США, которая отмечается по всему разрезу мезозойских триас-юрских отложений [2].

Концентрация меди в Предуралье характерна для прибрежно-морских и дельтовых отложений. При этом рудовмещающими являются серые олигомиктовые и полимиктовые песчаники с карбонатным или карбонатно-глинистым цементом, чередующиеся с красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В некоторых случаях медное оруденение приурочено к глинистой составляющей разреза.

Скопления рудных компонентов имеют ленточную, линзовидную, караваеобразную и четковидную форму. Опираясь на морфологию проявлений, можно полагать, что рудообразование происходило в речных, озёрных и лагунных осадках.

Протяженность залежей варьирует от первых десятков до 1500 м при ширине до 100 – 150 м (редко более). Мощность продуктивных слоев от 0,1 – 0,2 до 6 – 8 м, причем при мощности рудоносной толщи до 60 м присутствует от 2 до 6 рудных уровней, разделенных безрудными

или слабоминерализованными породами. Такая прерывистость оруденения может свидетельствовать о прерывистости условий миграции и осаждения.

Наиболее высокие содержания меди наблюдаются в грубообломочных породах: конгломератах и гравелитах (до 12,0%). Преобладающие в толще песчаники содержат меди 2,0–2,5 %, глинистые сланцы и мергели – 2,0–4,0 %, средние содержания по проявлению редко превышают 1,5–2,0 %. Приведённые данные свидетельствуют о повышенных содержаниях меди в хорошо проницаемых породах, сквозь которые могли проникать большие объёмы водных растворов.

Основными первичными рудными минералами являются халькозин, борнит, ковеллин, халькопирит, пирит; в зоне окисления распространены куприт, тенорит, малахит, азурит, фольбортит, самородная медь [6]. Кроме меди в медистых песчаниках концентрируются V_2O_5 (до 1 %), Ag (до 100 г/т), Au (до 2 г/т), Pb и Zn (до 2–3 %), Cd, Ge, Se, Te, Co, Re. Ванадиево-медное оруденение в пермских песчаниках западнее Пермского края сменяется урановым в Удмуртии, где оно локализуется в верхах казанских и низах татарских отложений.

По данным А.Б. Халезова (2019) [5] медное оруденение локализуется ещё в двух регионах Предуралья. Восточнее в Кировской области и Татарстане, где оно протягивается через долину р. Вятки до г. Бугульма, где приурочено к казанскому ярусу средней перми. Южнее на востоке Оренбургской области оно приурочено к татарскому ярусу средней перми. Таким образом, концентрация меди в Предуралье осуществлялась разновременно и разноместно. После концентрации в Пермском крае оно сместились вверх по разрезу к востоку и югу.

Приведённая характеристика пермских медистых песчаников в целом аналогична медистым песчаникам Джезказгана и медно-cobальтового пояса Африки (Конго, Замбия). Главное отличие пермских песчаников заключается в рассеянном характере оруденения и катагенетических и метаморфических изменениях джезказганских и африканских горных пород и руд.

В Пермском крае промышленное освоение медистых песчаников началось в 1640 г. С развитием медеплавильного дела связано зарождение г. Перми (1723) и Пермской губернии в XVIII в. [4].

В настоящее время залежи медистых песчаников представляют минералого-генетический, краеведческий и туристический интерес. Вместе с тем они создают экологическую проблему, образуя геохимические аномалии и потоки в рыхлых отложениях и загрязняя окружающую среду главными и попутными химическими элементами руд [1].

Библиографический список

1. Беус А.А., Грабовская Л.И., Тихонова Н.В. Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1976. 248 с.
2. Бэтман А.М. Промышленные минеральные месторождения. М.: изд-во ИЛ, 1949. 648 с.
3. Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. М., 2019. 422 с.
4. Ибламинов Р.Г. Геология и полезные ископаемые Пермского края: учебное пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2023. 138 с.
5. Халезов А.Б. Уран и медь верхнепермской красноцветной формации Предуралья (парагенетические связи) // Минеральное сырье, № 37, М.; ВИМС, 20119. 142с.
6. Чайковский И.И., Харитонов Т.В. Медистые месторождения // Геологические памятники Пермского края: Энциклопедия / Под общ. ред. И.И. Чайковского; Горный ин-т УрО РАН. Пермь. 2009. С. 323 – 328.
7. Ярошевский А.А. Геохимия земной коры // Российская геологическая энциклопедия: в трёх томах. Т. I. М.; СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ , 2010. С. 374–375.

COPPER-COLORED SANDSTONES OF THE KAMA REGION

R.G. Iblaminov

riaminov@psu.ru

The geochemical aspect, stratigraphic, formation position and composition of the copper sandstones in the Perm region are considered. Their exogenous formation and genetic similarity with the deposits of the world are substantiated. Their local history and ecological significance.

Keywords: copper sandstones, geochemistry, conditions of occurrence.

УДК 550.4:556

Ю.А. Килин, И.И. Минькович
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ПРИЧИНЫ ЗАМУТНЕНИЯ ВОД РОДНИКОВ В ИРЕНСКОМ КАРСТОВОМ РАЙОНЕ

Замутнение родниковых вод, приуроченных к сульфатно-карбонатным обложениям кунгурского яруса - Р_{жк} представленных гипсами, ангидритами, известняками, доломитами связано с процессами физического и химического выветривания. В результате воздействия потока подземных вод на продукты выветривания образуется перенасыщенный водный раствор гипса с высоким содержанием тонкодисперсной минеральной фракции, который проявляется в местах выхода замутненностью родников. Родники с замутнением приурочены к районам разработки месторождений нефти, где наблюдается нефтяное загрязнение. Происходит непосредственно реакция между сульфатами и растворенными в воде углеводородами при участии сульфатредукцирующих бактерий.

Ключевые слова: замутненность, взвесь, выщелачивание,
новообразования, сульфатно-карбонатные отложения.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.75

Замутнение поверхностных и подземных вод происходит в местах разгрузки родников. По данным исследований, проведенных в Иренском карстовом районе, такие родники зафиксированы в бассейнах правых притоков р. Ирень (реки: Тураевка, Каменка, Ясылка). Воды родников приуроченные к иренским отложениям имеют большую степень загрязнения нефтепродуктами. Загрязнения были выявлены в карстовых депрессиях Тураевской, Ясыльской, Каменской приуроченных к Кокуйскому месторождению нефти, и в районе верхнего течения реки вблизи сел Верх Ирень, Антагузи, Енапаево и д. Уразметьево приуроченных к Енапаевскому, Дороховскому и Казаковскому месторождениям нефти.

Родники, вытекающие из закарстованных сульфатно-карбонатных отложений иренского горизонта кунгурского яруса, имеют дебит от 0,1 до 50 л/с, а в некоторых случаях достигают 100л/с. Верхняя пачка иренского горизонта представлена лунежским гипсангидритовым водоносным горизонтом, подстилаемым тюйскими известняками. В местах, где тюйские известняки приподняты над урезами рек, лунежская

пачка безводна или обводнена спорадически. Воды родников насыщены сульфатом кальция до 1385 мг/дм³, имеют сульфатно-кальциевый состав с минерализацией до 2630 мг/дм³. Разгрузка родников приурочена к зонам разломов, трещиноватости и закарстованности. Родники связаны с зонами горизонтальной и сезонной циркуляции карстовых вод. Дебиты родников зависят от сезона года, минимальные приурочены к зимним месяцам максимальные к весенним месяцам и связаны со степенью закарстованности поверхности водосборов, так площадной коэффициент закарстованности на четырех карстовых полях изменяется от 0,965 до 19,5%, на отдельных участках он достигает 44,7% (Ясыльское поле). На таких участках атмосферные осадки быстро просачиваются в водоносные горизонты, что приводит к формированию напорного потока к местам их разгрузки. Потоками выносится мелкодисперсный материал (взвеси), а иногда и дресва, щебень, гравий из каверн и подземных карстовых полостей. Как уже отмечалось Д.С. Соколовым, Н.А. Гвоздецким, К.А. Горбуновой и др. формирование карстовых полостей сразу сопровождается и процессами их старения. К старению, прежде всего, относится обрушение пород сводов, заполнение их суффозионным материалом, поступающим с дождовыми осадками по вертикальным закарстованным трещинам и каналам. Причем вертикальный перенос материала в карстовые полости заканчивается на уровне горизонта грунтовых вод, далее медленный перенос обломочного материала происходит по потоку подземных вод в горизонтальном направлении, при этом скорость потока будет зависеть от закарстованности массива горных пород (рис. 1).

По данным В.Н. Катаева, 2018, при исследовании родников бассейна реки Каменки установлено, что во взвесях присутствует большое количество разнообразных минеральных компонентов (кварц, карбонаты, сульфаты, фосфаты, глинистые минералы и возможно цеолиты). Идентификацию взвешенных частиц проводили сотрудники Сектора на-нominералогии (профессор Б.М. Осовецкий, инженер И.В. Бадьянова, лаборант С.В. Мусакулова). Крупные фракции обломочного материала, вынесенные родниками, быстро осаждаются в местах их выхода, мелкодисперсные – формируют замутнённость

В летние периоды исследований 2018–2024 гг. в карстовых озерах Ясыльской, Тураевской, Каменской карстовых депрессиях наблюдалось замутнение воды (цвет белый, серый). В осенние периоды (сентябрь – октябрь), когда уровни воды в озерах понижались, на осушенной растительности наблюдались новообразования в виде корковидных налетов гипса белого цвета (рис. 2). Такие же новообразования отмечены

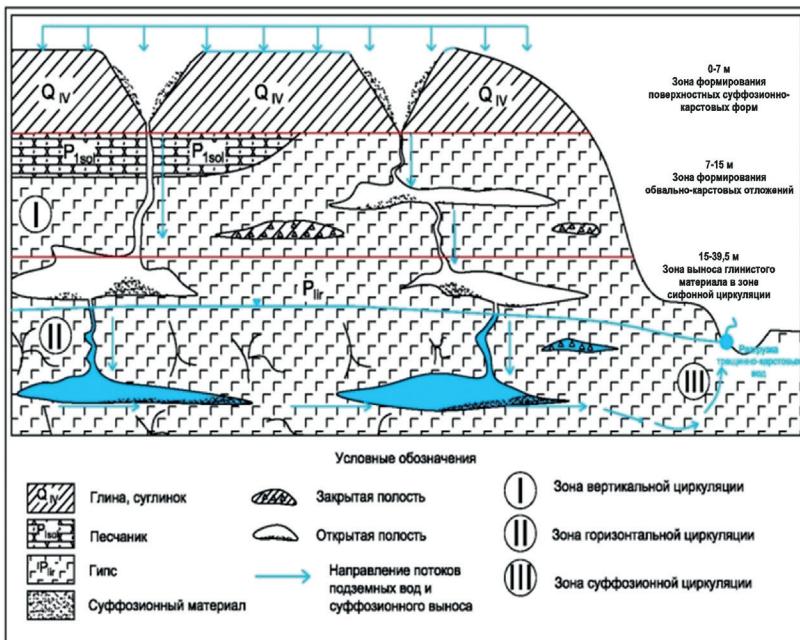


Рис.1. Схема транзита заполнителя в массиве закарстованных гипсов

Катаевым В.Н., 2018г в Каменской депрессии [1]. Химический состав новообразований исследовался микрозондовым методом Сектором наноминералогии и показал присутствие CaO (81,2%), SO₃ (11,8%), SiO₂ (7%). Это подтверждает, что белые налеты представлены сульфатом кальция (гипсом), а микрозернистая масса является гипсом с примесью хальцедона.

Исследования по проблемам замутненности родникового стока проводились Плотниковой М.Д., 2019 г. в Ясыльской депрессии [3]. Установлено, что взвеси являются производными при реакции дегидратации гипса CaSO₄·2H₂O, сначала образуется полуводный гипс (полугидрат гипса) CaSO₄·0,5H₂O который растворяется в воде и образует насыщенный раствор. Растворимость полугидрата составляет 7 г/дм³, растворимость гипса 2,1 г/дм³. При последующей реакции гидратации образуются кристаллы гипса:



Процесс продолжается до полной гидратации. Причина новообразований связана с химическим составом воды озер, который формируется за счет разгрузки замутненных родниковых вод. По данным



Рис. 2. Замутнение родника Каменка (слева), новообразования из гипса (справа)

мониторинговых исследований вода в озерах сульфатно-кальциево-гидрокарбонатная с минерализацией от 2192,8 мг/дм³ до 2227,8 мг/дм³. Содержание сульфат-иона изменяется от 788,7 мг/дм³ до 1361 мг/дм³, содержание хлор-иона от 18,5 мг/дм³ до 24,8 мг/дм³, содержание магния от 32,9 мг/дм³ до 39,4 мг/дм³, общая жесткость от 29,2⁰ до 33,7⁰. В данных условиях гипс осаждается на растительных остатках в виде новообразований.

В формировании химического состава сульфатного типа вод наряду с растворением гипса важную роль играет процесс ионного обмена. Сульфат-ион является промежуточным компонентом до минерализации 3-4 г/дм³ его содержание в водах увеличивается, а затем резко уменьшается. В крепких рассолах гипс практически отсутствует, сульфат-ион образует слаборастворимую соль CaSO₄ (ангибит). В анаэробных условиях без доступа кислорода SO₄ частично восстанавливается до сероводорода, этому могут способствовать сульфатредуцирующие бактерии. Примером данного явления служит сероводородный источник у д. Самарова, разгружающийся в реку Ирень. Выход пластовых вод представлен тремя родниками на участке шириной 10 м, в 0,5 м от уреза р. Ирень. Минерализация воды родников составляет 3460,3 мг/дм³, содержание сульфат иона 2419 мг/дм³, гидрокарбонат иона 197,4 мг/дм³, магния 232 мг/дм³, натрия 70 мг/дм³, кальция 502 мг/дм³. У воды наблюдается сильный сероводородный запах и светлый налет серы на прилегающей поверхности грунтов, замутненная вода имеет белый цвет (рис. 3).

Образование сероводорода и в последующем самородной серы происходит по следующей схеме:

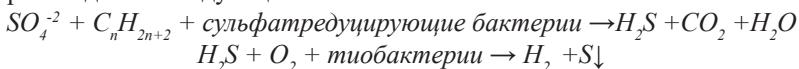




Рис.3. Сероводородный источник у д Самарова, берег р. Ирень



Рис.4. Замутненность воды ручья в пещере Пономаревская

Проявление образования серы обусловлено активными биохимическими процессами сульфатредуцирующих бактерий, за счет поступления углеводородных газов [2]. Родники с замутнением приурочены к районам разработки месторождений нефти, где наблюдается нефтяное загрязнение. Происходит непосредственно реакция между сульфатами и растворенными в воде углеводородами при участии сульфатредукции бактерий. При участии тионовых бактерий и кислорода образуется самородная сера.

При исследовании родников практически везде фиксировался сильный запах сероводорода. В Пономаревской пещере, расположенной в верховьях Ясыльского лога, запах сероводорода фиксировался с 1998 года. По дну пещеры протекает ручей с нефтяным загрязнением в виде пленок и сгустков и водой белого цвета. В русле наблюдаются отложения тяжелых битумных фракций нефти с гипсом. На поверхности водного зеркала, кроме нефтепродуктов были зафиксированы кальцитовые пленки (рис. 4).

Выводы: 1. Состав приповерхностной толщи сульфатных отложений характеризуется наличием породообразующих минералов – гипса и ангидрита, а также примесей – глинистых минералов, кварца, доломита, полевых шпатов, кальцита, представленных в виде отдельных кристаллов, зерен, агрегатов размером от долей миллиметра до первых миллиметров. Транзит тонкодисперсного и грубообломочного материала происходит через трещины и каналы в карстовом массиве через зону вертикальной нисходящей циркуляции трещинно-карстовых вод до уровня грунтовых вод, затем в зоне горизонтальной, сезонного колебания и сифонной циркуляции до места разгрузки родниковых вод, что приводит к замутненности.

2. В результате процесса химического выветривания сульфатов и гидратации формируются вторичные отложения гипса. Изменение динамики потока трещинно-карстовых вод особенно в паводковый период тонкодисперсные продукты физического выветривания и переотложенные продукты гидратации (химического выветривания) смываются, образуя перенасыщенный водный раствор полугидрата гипса. В результате смены обстановок происходит выпадение из раствора гипса в виде кристаллов с высоким содержанием тонкодисперсной минеральной фракции.

3. При минерализации сульфатных вод 3-4 г/дм³ содержание сульфат-иона уменьшается. В крепких рассолах гипс практически отсутствует, сульфат-ион образует слаборастворимую соль CaSO₄ (ангидрит). В анаэробных условиях без доступа кислорода SO₄ частично восстанавливается до сероводорода. Происходит непосредственно реакция между сульфатами в растворенном виде и углеводородами при участии сульфатредукцирующих бактерий. При участии тионовых бактерий и кислорода образуется самородная сера.

Библиографический список

1. Катаев В.Н., Ермолович И.Г. Генезис и состав новообразований в малых реках территорий развития сульфатного карста // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения память П.Н. Чирвинского. Вып.21. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2018. С.378-385.
2. Максимович Г.А., Миньевич И.И. Самородная сера карстовых полостей // Гидрогеология и карстоведение. Вып.7. Пермь, 1975. С.29-46.
3. Плотникова М.Д., Медвецова Н.А., Бортник А.Г. О причинах возникновения замутненности вод в бассейне реки Ясыл// Антропогенная трансформация природной среды. 2019. №5. С. 45-50.

CAUSES OF TURBIDITY OF SPRING WATERS IN THE IRENSKY KARST REGION

Yu. A. Kilin, I.I. Minkevich

yuakilin@mail.ru

Turbidity of spring waters confined to sulfate-carbonate deposits of the Kun-gurian stage - P1kg represented by gypsum, anhydrite, limestone, dolomites is associated with the processes of physical and chemical weathering. As a result of the impact of the underground water flow on the weathering products, a supersaturated aqueous solution of gypsum with a high content of finely dispersed mineral fraction is formed, which manifests itself in the places of the outlet of turbidity of springs. Springs with turbidity are confined to areas of oil field development, where oil pollution is observed. A direct reaction occurs between sulfates and hydrocarbons dissolved in water with the participation of sulfate-reducing bacteria.

Keywords: turbidity, suspension, leaching, neoformations, sulfate-carbonate deposits.

УДК 553.3.072

А.Ю. Кисин, М.Е. Притчин, Д.А. Озорнин
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

**ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И МИНЕРАЛОГИИ
МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ ЮГО-ВОСТОКА
ПЕРМСКОГО КРАЯ**

Проведены исследования медистых сероцветных песчаников на юго-востоке Пермского края (пос. Аспа, Ашап, Юг). Песчаник сложен аповулканогенными кремнями и халцедонами (до 95%); кварц до 5%. По составу отвечает граувакке. В тяжелой фракции преобладает хлоритизированный биотит, магнетит и циркон; обычны кристаллы титанита и спессартина. Циркон, титанит и спессартин однотипные, без признаков механического износа. Предполагаются местные источники материала, обусловленные, возможно, раннепермской текtonомагматической активизацией.

Ключевые слова: медистые песчаники, граувакка, геология рудных месторождений, Восточно-Европейская платформа, Пермский край

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.81

В связи с истощением разведанных месторождений меди на Урале растет интерес к медистым песчаникам Приуралья, которые отрабатывались на протяжении 2-х веков и служили сырьевой базой многих металлургических заводов региона [3, 4]. Свидетельством этого служат исследования этих месторождений и рудопроявлений последние десятилетия [1, 3-11]. Рудная минерализация достаточно подробно описана в серии статей [1, 3-10].

Авторами в 2023 г. отобрано 2 пробы медистых песчаников около п. Аспа (Уинский район). Порода очень пористая, слабо скементирована гипсом и легко разрушается руками до рыхлых песков. Пробы после дезинтеграции были отмыты на лотке вручную и разделены в бромоформе. Затем тяжелая и легкая фракции изучались оптическими методами, с отбором наиболее интересных минералов для исследованием их с использованием сканирующего электронного микроскопа JSM-6390LV фирмы Jeol с энергодисперсионной приставкой INCA Energy 450 X-Max 80 фирмы Oxford Instruments в ЦКП «Геоаналитик» Института геологии и геохимии УрО РАН.

Наш интерес вызвали собственно пески, которые в литературе описаны достаточно кратко и однотипно, типа «шешминская свита» сложена переслаивающимися красно- и сероцветными песчаниками,

алевролитами, аргиллитами с прослойями конгломератов, в нижней части – с мергелями и известняками» [5]. Минеральный состав песчаников не охарактеризован.

Песчаник с п. Аспа по цвету можно отнести к сероцветным. Представлен он на 95% окремнелыми (кремень, халцедон) частичками вулканогенных пород; кварц составляет около 5% по объему. Содержание тяжелой фракции менее 1%. В кремнях и халцедонах отмечаются многочисленные включения хлоритов, эпидота, кристаллов магнетита, хлоритизированного биотита, реликты розоватого плагиоклаза. Зерна угловатые, слабоокатанные. По существу – это граувакка по вулканогенным породам.

Кристаллы хлоритизированного биотита слагают основную массу тяжелой фракции и обычно покрыты пленками медной зелени. Здесь также отмечается повышенное содержание магнетита и циркона. Циркон светлый, чуть желтоватый, прозрачный; кристаллы обычно без признаков механического износа; часто наблюдаются включения магнетита и апатита.

В тяжелой фракции песчаников довольно часто встречаются обломки кристаллов прозрачного коричневого титанита, без признаков механического износа (рис. 1). В качестве включений в титаните замечен только магнетит. Нередко в тяжелой фракции отмечаются хорошо оформленные прозрачные кристаллы оранжевато-коричневого граната, по составу отвечающие спессартин-альмандину (рис. 2). Гранат иногда содержит включения магнетита. Кроме этих минералов, в тяжелой фракции песчаника отмечены серпентин, амфибол, тальк, андрадит, титаномагнетит, малахит и куприт.

В 2024 году экспедиционные работы были проведены на проявлениях медиистых песчаников в бассейне р. Ашап и около п. Юг. Бассейн р. Ашап нас заинтересовал и предполагаемой здесь астроблемой или кольцевой структурой 8 км в диаметре [4, 6, 7], отчетливо просматриваемой на космоснимках. Южной границей структуры служит долина р. Ашап. В обоих бортах долины наблюдаются выходы зеленовато-серых песчаников с отчетливой косой слоистостью. Особенно хорошо они вскрыты глубоким врезом дороги в п. Ново-Михайловка (рис. 3). Однако признаков ударных структур или неотектонических деформаций в песчаниках не выявлено. Преобладающее падение северное (от речки), под углом около 30°. Шлиховым опробованием речного аллювия р. Ашап и ее левого притока р. Рассоха, а также дезинтегрированных, сыпучих медиистых песчаников в высоком обрывистом правом борту долины р. Ашап также ничего необычного не обнаружено (в песчаниках отмечены знаки

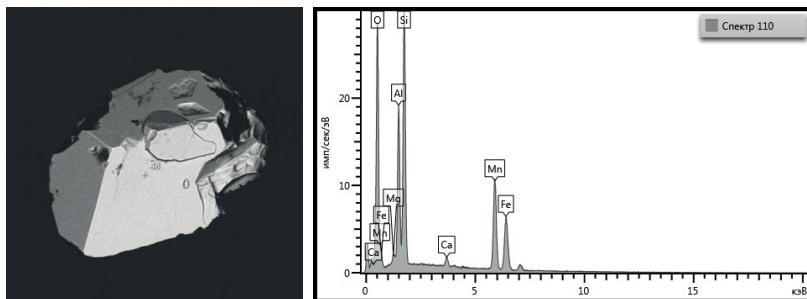


Рис. 1. Обломок кристалла титанита без признаков механического износа и его спектр. Медистый песчаник. пос. Аспа

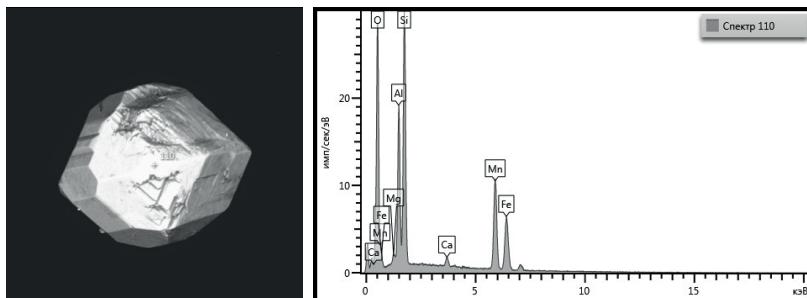


Рис. 2. Кристалл спессартин-альмандин и его спектр. Медистый песчаник. пос. Аспа

золота и единичные магнитные сферулы). Легкая фракция, как и в песчаниках п. Аспа, представлена аповулканогенными кремнями и халцедонами с небольшой примесью кварца; тяжелая фракция также почти идентичная вышеописанной. Однако крутое падение слоистости песчаников во внутрь кольцевой структуры и ее большой диаметр (8 км) можно объяснить кальдерой неизвестной природы. Для выяснения этого вопроса необходимо знать условия залегания песчаников вдоль всего периметра структуры.

В песчаниках около пос. Юг содержание кварца составляет 20–25%; заметно больше и кристаллов хлоритизированного биотита, но меньше титанита и спессартин-альмандини.

Все исследователи медистых песчаников юго-востока Пермского края единодушны в отношении источника материала данных песчаников, считая его уральским [1, 3–11 и др.]. Однако ряд фактов вызывает сомнение в обоснованности такого мнения. Как показало изучение минерального состава песчаника – это окремнелые вулканогенные породы.



Рис. 3. Обнажение зеленовато-серых песчаников с отчетливой косой слоистостью в п. Ново-Михайловка. Вид на север.

Чужеродного материала нет, что невозможно при его сносе с Урала. Кристаллы хлоритизированного биотита таблитчатые и толстотаблитчатые, что исключает дальний перенос. Кристаллы титанита, спессартин-альмандин и циркона также не имеют признаков механического износа. Иногда они содержат включения магнетита, что также можно трактовать в пользу их вулканогенно-магматического происхождения.

Ранее отмечалось [2], что в аллювии речек на Осинском поднятии, расположенном в 40-45 км к западу от описываемых песчаников, много циркона и спессартина, в т.ч. без признаков механического износа. Внешне они не отличимы от таковых в песчаниках. Здесь же много гравийно-галечного материала вулканогенного происхождения. Окатанность высокая, характерная для прибрежно-морских условий. Аналогичная галька встречается в аллювии р. Аспа в одноименном посёлке. Имеются все признаки, что материал песчаников и данного гравийно-галечного материала имеют один источник.

К сказанному следует добавить, что такой же материал (включая цирконы, спессартин и титанит) распространен в аллювии р. Тюй, расположенном в 80 км к югу от п. Аспа [2], но отсутствует в Предуральском прогибе на широте Уфимского плато. Примечательно,

что плато появилось в раннекунгурское время в результате тектонических процессов и больше не опускалось. Медистые песчаники обрамляют плато с севера и запада. Относятся они к шешминской свите уфимского яруса, лежащем на отложениях кунгурского яруса. То есть, песчаники сформировались через несколько миллионов лет после поднятия плато. В таком случае, появление «местного» вулканогенного материала могло быть связано с тектономагматической активизацией северного и западного обрамления Уфимского плато.

Характер локализации медной минерализации в песчаниках и их окружении непротиворечиво объясняется привносом меди гидротермальными растворами из глубинных источников, что предполагают и другие исследователи [1, 3-10 и др.].

Заключение.

1. Исследования минерального состава сероцветных песчаников на юго-востоке Пермского края показывают их принадлежность к гравакке вулканогенного происхождения.

2. Материал песчаников несет все признаки местных источников и исключает уральское или иное происхождение.

3. Песчаники образовались вслед за подъёмом Уфимского плато, что позволяет предполагать их связь с тектономагматической активизацией платформенной коры, прилегающих к нему с севера и запада участков. Источники меди предположительно глубинные, обусловленные тектономагматической активизацией.

4. Ашапская кольцевая структура не имеет подтверждения геологоминералогическими признаками. Ее природа остается не установленной.

Работа выполнена в рамках Госзадания № Гос. учета НИОКР 123011800011-2 «Рудообразующие процессы и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых во внутриплитных коллизионно-складчатых поясах»

Библиографический список:

1. Волков А.В., Новиков И.А., Разумовский А.А., Мурашов К.Ю., Сидорова Н.В. (2018) Геохимические особенности и условия образования медистых песчаников Оренбургского Предуралья. // Литосфера, 18 (4), 593-606. DOI: 10.24930/1681-9004-2018-18-4-593-606
2. Кисин А.Ю., Коротеев В.А. Блоковая складчатость и рудогенез. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. 346 с.
3. Пермская медь: обзор литературы [Электронный ресурс]: аннот. библиогр. указ. / сост. Т. В. Харитонов; Перм. гос. нац. исслед. ун-т. – Электрон. дан. – Пермь, 2016.
4. Харитонов Т.В. Ашапская кольцевая структура – астроблема? // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2013. № 16. С. 167-172.

5. Харитонов Т.В. Три стадии образования медистых песчаников Пермского края: теоретические рассуждения и поисковые выводы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2019. № 22. С. 263–272.
6. Харитонов Т.В., Бадюков Д.Д. Ашапская кольцевая структура. // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2010. № 13 С. 169-174.
7. Хасанов Р.Р., Гайнов Р.Р., Варламова Е.С., Исламов А.Ф. Механизмы замещения сульфидами меди растительных остатков в пермских отложениях Вятско-Камской меденосной полосы // Ученые Записки Казанского государственного университета. Естественные науки. Том 151, кн. 4. 2009. С. 162-170.
8. Чайковский И.И. Рудные минералы медистых песчаников пермского Прикамья. // Годичное собрание РМО. “Современные методы минералого-геохимических исследований как основа выявления новых типов руд и технологий их комплексного освоения”. СПб.: СПГГИ, 2006. 65-68.
9. Чайковский И.И., Мулыгин М.Ю., Коротченкова О.В., Чиркова Е.П., Трапезников Д.Е. Минералогия медистых песчаников юга Соликамской впадины // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2018. № 21.
10. Чайковский И.И., Федоров Т.В. Геохимические особенности пород Южно-Пермской меденосной площади // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С.287-293.

FEATURES OF THE COMPOSITION AND MINERALOGY OF THE CUPRIFEROUS SANDSTONES OF THE SOUTHEASTERN PERM KRAI

A.Y. Kisin, M.E. Pritch, D.A. Ozornin
kissin@igg.uran.ru

Studies of cupriferous grey-colored sandstones in the southeast of the Perm Krai (villages of Aspa, Ashap, Yug) have been conducted. Sandstone is composed of apovolcanogenic flints and chalcedonies (up to 95%); quartz up to 5%. The composition corresponds to greywacke. The heavy-mineral fraction is dominated by chloritized biotite, magnetite, and zircon; titanite and spessartine crystals are common. Zircon, titanite, and spessartine are of the same type, with no signs of mechanical wear. We assume that the sources of the material were local, possibly related to the Early Permian tectonic magmatic activation.

Keywords: *cupriferous sandstones, greywacke, geology of ore deposits, East European Platform, Perm Krai*

АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ НА ЗАПАДЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ

Проведены региональные и прогнозно-рекогносцировочные геохимические исследования и на западе Сибирской платформы. По результатам исследований выполнена комплексная интерпретация геохимических показателей с районированием и оценкой геохимических полей. Установлены 30 крупных комплексных геохимических аномалий и 6 основных групп аномалий, в которых можно прогнозировать зоны нефтегазонакопления.

Ключевые слова: геохимические методы поисков месторождений нефти и газа, приповерхностная гидросфера, литосфера, фитосфера, геохимические аномалии, Сибирская платформа.

DOI: [10.17072/chirvinsky.2025.87](https://doi.org/10.17072/chirvinsky.2025.87)

Введение. Геохимические поиски нефти и газа (ГПНГ) проводятся на западе Сибирской платформы с семидесятых годов XX в. В Красноярском крае, эти методы в комплексе со структурно-поисковыми работами внесли важнейший вклад в открытие основных месторождений нефти и газа [2, 4, 10]. Ранее, были рассмотрены результаты ГПНГ в западной части Сибирской платформы в пределах Байкитской антеклизы по отдельным методам и показателям: гидрохимическим [12, 13, 14], гидрогазогеохимическим и газогеохимическим [8, 11], гидробиохимическим [6], литогеохимическим и фитогеохимическим [9, 10], битуминологическим [7, 16].

Цель настоящей работы – анализ комплекса наиболее перспективных показателей на нефть и газ, и районирование геохимических полей с возможностью прогнозирования зон нефтегазонакопления.

Комплексная интерпретация геохимических показателей. При геохимических поисках нефти и газа объектом непосредственных поисков становится не залежь, а ее отражение в виде полей аномальных концентраций [1], поэтому основная задача исследований - выявление этих аномальных полей (картирование), а затем их генетическая диагностика.

В основу интерпретации данных ГПНГ положен принцип аномалийности, согласно которому при оценке содержаний компонентов в пробах учитываются не столько абсолютные величины, сколько превышения над фоном, существующим в исследуемом районе [4]. Обработка данных ГПНГ проводилась по схеме, разработанной ВНИИЯГГ с усовершенствованием. Функциональная схема обработки данных приведена на рис. 1.

На начальном этапе обработки данных решалась задача контроля качества измерения геохимической и гидрогеологической информации, которая проводилась по стандартной методике основанной на выяснении относительной погрешности анализов. Систематизация исходных данных по геохимическим и гидрогеологическим объектам состояла из составления каталогов различных анализов по родникам,



Рис. 1. Функциональная схема обработки данных прогнозно-рекогносцировочных геохимических исследований

водотокам, скважинам, шурфам (база данных Северной ГПП ГГП «Енисейнефтегазгеология» и др.); вычисления геохимических коэффициентов; установления типа вод и принадлежности водопунктов к различным водоносным комплексам (применялся кластерный анализ и гидрохимический способ).

На следующем этапе производилось выделение факторов контролирующих концентрации ингредиентов с помощью однофакторного дисперсионного анализа. С учетом факторов было произведено выделение объектов, максимально приближенных к условиям однородной среды. Задача исключения влияния неоднородностей среды решалась путем нормирования значений показателей (деления их значений на среднее значение по каждой совокупности). Задача картирования гидро-газобиохимических и геохимических показателей заключалась в установлении их значений на тopoоснове и построение карт распределения показателей в изолиниях.

Задача выделения аномальных полей концентраций (ПКА) подразумевала изучение структуры геохимического поля концентраций (ПК) с целью нахождения границы между нормальными и аномальными значениями поля. В качестве исходного материала для решения этой задачи использовались карты распределения геохимических показателей в изолиниях, и применялся аппарат математической статистики. Разделение исходных данных геохимического поля на нормальное и аномальное поле производилось по формуле:

$$\Phi = x \pm s;$$

где Φ – фон (нормальное поле), x – среднее арифметическое, s – стандартное отклонение.

При $\Phi > (x+s)$ поле считалось аномальным. Достоверность оконтуренных (сгруппированных) ПКА (аномалий) оценивалась путем сравнения параметров распределения полеобразующего ингредиента в рамках аномального и нормального поля и проверялась на уровне значимости 95 % по t – критерию Стьюдента.

Количественная оценка степени надежности выявленных аномалий проводилась с помощью коэффициента гетерогенности ПК:

$$\varphi = t_{\text{выч}} / t_{\text{критич}} \quad (g=0,005f),$$

где g – уровень значимости, f – число степени свободы.

В случае значимой аномалии $\varphi > 1$, причем степень ее надежности будет тем больше, чем значительнее отличие от единицы [18].

Интерпретация и анализ генетических особенностей геохимических полей и генетической природы аномалий является наиболее сложным актом. В основу их была положена комплексная обработка

геохимических и гидрогеологических данных (системный анализ), включающая установление пространственных визуальных и статистических связей выделенных ПКА между собой (факторный анализ) и ее структурно-тектоническими условиями площади, интенсивностью неотектонических движений, разрывной тектоникой, структурой региональных ПК индикаторов глубинности – гелия, хлора и особенностями геологического строения площади.

Методика и районирование геохимических аномальных зон способом равнозначных градаций. Для комплексной интерпретации геохимических показателей и оценки перспектив нефтегазоносности территории была разработана методика выделения перспективных геохимических аномальных зон (участков) способом равнозначных градаций. Подобная схема с использованием «квартилей» была разработана ранее во ВНИИЯГГе [5]. В наших работах эта схема модернизирована для реального прогноза нефтегазоносности локальных объектов.

Построение схемы перспектив нефтегазоносности способом равнозначных градаций и ее анализ включали следующие операции:

1) определение оптимального набора информативных (прямых) показателей;

2) разделение показателей на одинаковые градации (баллы) по каждому виду, независимо от их размерности, исходя из закона нормального распределения. Конкретное значение отдельной градации устанавливается для каждого показателя статистическим путем, для этого определяется среднее значение показателя (среднеарифметическое – x , медиана – Me и moda – Mo) и стандартное отклонение (s).

Устанавливается 6 градаций: 1 балл – менее ($x-s$) или $< Mo$; 2 балл – от ($x-s$) до x ; 3 балл – от x до ($x+s$); 4 балл – от ($x+s$) до ($x+2s$); 5 балл – от ($x+2s$) до ($x+3s$); 6 балл – более ($x+3s$);

3) нанесение на всю площадь прямоугольной сетки 4 x 4 км (2 х 2 см в масштабе 1:200 000) с нанесением значений геохимических показателей;

4) оценка квадратов площадью 16 км² по каждому показателю (с учетом объективных дискретных и средних значений геохимических показателей в квадрате) с отнесением значений к центру квадратов;

5) расчет суммарного балла по группе показателей;

6) расчет статистических параметров суммарного балла;

7) выбор градаций и проведение изолиний по расчетному суммарному баллу способом интерполяции рациональными дробями;

8) анализ схемы равнозначных градаций и расчетная оценка перспектив локальных объектов.

В результате проведения комплексных гидрогазобиохимических и геохимических исследований на территории Байкитской антеклизы, удалось получить набор геохимических показателей (которые по информативности можно интерпретировать, как прямые показатели нефтегазоносности) с достаточно равномерной сетью опробования по отдельным площадям (Иркинеевская, Светланинская, Кузьмовская, Камовская, Юрубченская) [10, 15]. К ним можно отнести 4 главных показателя: метан (CH_4), сумму тяжелых углеводородов (ΣTU) и суммарную биогенность в приповерхностной гидросфере, а также – хлороформенные битумоиды в породах (ХБА). В таблице приведена характеристика основных геохимических показателей с разделением на нормальное и аномальное геохимическое поле в зоне гипергенеза Байкитской антеклизы.

С целью выяснения влияния природных факторов на формирование геохимических аномалий проведен факторный анализ по гидрогазобиохимическим показателям в различных гидрогеологических районах Байкитской антеклизы. В качестве переменных были взяты 17 физических, химических, микробиологических и газовых переменных в природных водах (подземных и поверхностных).. В результате статистической обработки в группах подземных и поверхностных вод выделено по 5 главных фактора (фильтрационный, геоморфологический, климатический, инфильтрационный-гипергенный и нефтегазопоисковый), которые охватывают около 70 % общей дисперсии. Основной фактор – «нефтегазопоисковый», характеризует обогащение вод органического вещества (ОВ) глубинного генезиса. В подземных водах он вносит 8% в суммарную дисперсию, в поверхностных водах – 7%. В поверхностных водах высокие нагрузки попадают на минерализацию, этан, БО бензол. Анализируя вклад этого фактора по рассмотренной территории, можно отметить, что точки с высокой нагрузкой сконцентрированы в пределах большинства геохимических аномалий, пространственно совпадающих с локальными положительными структурами. Этот факт подтверждает их эпигенетическую природу и определяет их перспективность.

Нефтегазогеологическое районирование геохимических полей

По нефтегазогеологическому районированию рассматриваемая территория находится в пределах Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции и охватывает Байкитскую нефтегазоносную область которая подразделяется на два нефтегазоносных района: Камовский и Тычанский [3]. Основные перспективы нефтегазоносности связаны с рифейскими, вендскими и нижнекембрийскими отложениями, продуктивность которых доказана Куюбинским и Оморинским газоконденсатными и Юрубченским газоконденсатно-нефтяным месторождениями. В

Таблица

*Характеристика основных геохимических показателей
зоны гипергенеза Байкитской антеклизы*

Показатели	Единицы измерения	Пределы концентраций		Средние концентрации	
		min	max	нормальное поле	аномальное поле
Гидрохимические	Тип вод по В.А. Сулину		Cl-Ca	HCO ₃ -Na	SO ₄ -Na, HCO ₃ -Na, Cl-Mg
	Сумма солей	г/дм ³	0,01	12,1	0,3
	HCO ₃ ⁻	мг/дм ³	6,1	506,5	207,5
	SO ₄ ²⁻	мг/дм ³	0,0	1075,9	14,4
	Cl ⁻	мг/дм ³	0,0	6730,8	7,1
	NH ₄ ⁺	мг/дм ³	0,0	4,0	0,2
	CO ₂ ^{газ}	мг/дм ³	0,0	220,0	10,5
	Br ⁻	мг/дм ³	0,0	65,5	2,0
	I ⁻	мг/дм ³	0,0	7,0	0,4
	r Na/Cl		0,1	43,8	2,4
Гидрогазогеохимические	Газонасыщенность	см ³ / дм ³	16	70	30
	O ₂	%-об	0,0	38,2	19,1
	N ₂	%-об	54,6	96,1	76,7
	CO ₂	%-об	0,0	23,0	2,6
	He	%-об, п · 10 ⁻⁴	0,0	3400,0	7,8
	CH ₄	%-об, п · 10 ⁻⁴	0,2	3540,0	7,9
	C ₂ H ₆ + высш. (Σ ТУ)	%-об, п · 10 ⁻⁴	0,0	267,6	0,9
	CH ₄		0,0	1969,2	23,5
	C ₂ H ₆ + высш.		0,0	394,3	1,2
	Σ i		0,0	1,5	0,1
Биогеохимические	Σ n		0,0		0,1
	C ₂ H ₆ + высш.		0,0		6,4
	«Голодный Мюнц»	услов. ед.	0	300	71
	БО пропан+бутан	услов. ед.	0	400	73
	БО пентан	услов. ед.	0	500	75
	БО бензол	услов. ед.	0	500	82
Битуминологические	БО толуол	услов. ед.	0	300	90
	Суммарная биогенность	услов. ед.	0	1270	330
	XBA	% на породу	0,000	0,320	0,001
	β = XBA/OB · 100	%	6,4	100	20,7
	XBA/CBA		0,5	5,4	0,9

задачу региональных и прогнозно-рекогносцировочных геохимических и гидрогеологических исследований входит выделение региональных и локальных элементов нефтегеологического районирования (зон и объектов) [4].

В результате обработки данных прогнозно-рекогносцировочных и региональных ГПНГ с достаточно высокой степенью надежности закартированы аномалии по прямым геохимическим показателям: 40 – по метану, 48 – по сумме ТУ, 42 – по суммарной биогенности и 62

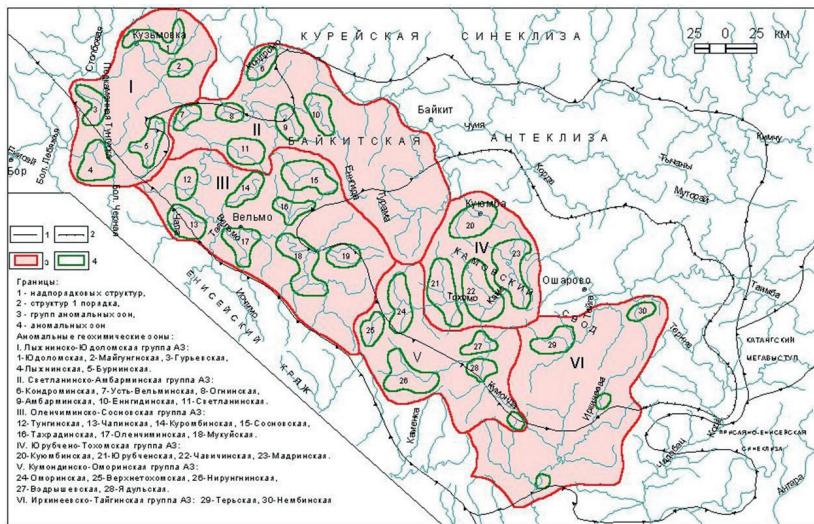


Рис. 2. Схема районирования геохимических полей Байкитской антеклизы

– по битумоидам (ХБА). В пространственном отношении значительная часть их группируется в 30 больших (с площадями более 100 км²) аномальных зон (А3). Общая площадь всех АЗ на Байкитской антеклизе и прилегающей к ней территории в северо-западной части составляет около 10 тыс. км². Анализ пространственного размещения АЗ, их структурно-тектонической приуроченности, специфических геохимических особенностей, а также нефтегазопоискового значения позволил провести их районирование. На схеме районирования геохимических полей (рис. 2) выделены 6 основных групп АЗ: Лыжнинско-Юдоломская, Светланинско-Амбарминская, Оленчинско-Сосновская, Юрубченово-Тохомская, Кумондинско-Оморинская и Иркинеевско-Тайгинская. По площади они имеют большое сходство с прогнозируемыми зонами нефтегазонакопления [17, 19] и структурно-тектоническими зонами поднятий, выделенных по структурно-геологическим работам (В.И.Бурмин, М.В.Чусов и др.).

Таким образом, в западной части Сибирской платформы закартировано 30 комплексных геохимических аномальных зон, обобщенные в 6 основных групп. В пределах групп можно с большой долей вероятности прогнозировать зоны нефтегазонакопления. В пределах комплексных геохимических аномальных зон (которые контролируются положительными тектоническими структурами) можно прогнозировать месторождения нефти и газа.

В специальном приложении (база данных ГГП «Енисейнефтегаз-геология») приведена подробная характеристика аномальных зон, показано их нефтегазопоисковое значение, даны рекомендации на проведение дальнейших работ. На отдельные объекты составлены паспорта перспективных геохимических аномалий.

Библиографический список

1. Ванюшин В.А., Петухов А.В., Сиротюк В.А. Вопросы оптимальной стратегии проведения геохимических поисков залежей нефти и газа // Методы оценки нефтегазоносности локальных ловушек. М.: Наука, 1981. С. 110-114.
2. Варламов А.И., Ефимов А.С., Кринин В.А. Ресурсный потенциал и перспективы развития сырьевой базы Восточно-Сибирской нефтегазоносной мегапровинции // В сборнике: Геология и геофизика - 2022: наука, производство, инновации. Мат-лы II Межд. науч.-практ. конф. Тверь, 2022. С. 150-153.
3. Геология нефти и газа Сибирской платформы / А.С. Анциферов, В.Е Бакин, И.П. Варламов и др. М.: Недра, 1981. 552 с.
4. Геохимические методы поисков нефтяных и газовых месторождений / О.В.Барташевич, Л.М.Зорькин, С.Л.Зубайраев и др. М.: Недра. 1984. 300 с.
5. Инструктивные указания по проведению газобиохимических поисковых работ на нефть и газ / Г.А.Могилевский, В.М.Богданова, З.П.Телегина и др. М.: ОНТИ ВНИИГГ, 1974.
6. Копылов И.С. Биогеохимические показатели, аномалии и их нефтегеологическое значение (Тунгусский бассейн) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2021. № 24. С. 106-112.
7. Копылов И.С. Битуминологические показатели перспектив нефтегазоносности на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 133-140.
8. Копылов И.С. Газогеохимические показатели нефтегазоносности в надсолевом комплексе на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2023. № 26. С. 129-133.
9. Копылов И.С. Геохимические исследования приповерхностной литосферы и фитосферы на западе Сибирской платформы // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2024. № 27. С. 73-80.
10. Копылов И.С. Геоэкология нефтегазоносных районов юго-запада Сибирской платформы. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т. 2013. 166 с.
11. Копылов И.С. Гидрогазогеохимические показатели нефтегазоносности Тунгусского бассейна // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2023. № 26. С. 122-128.
12. Копылов И.С. Гидрогеологические и геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности Байкитской антеклизы // В книге: Геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения нефтяных и газовых месторождений Нижнего Приангарья. Тезисы докладов. Красноярск, 1996. С. 67-68.
13. Копылов И.С. Гидрогеологические и геохимические нефтегазопоисковые исследования в юго-западной части Сибирской платформы // В книге: Поиски и разведка месторождений нефти и газа в Красноярском крае. VIII региональная научно-практическая конференция. Красноярск, 1988. С. 112-113.
14. Копылов И.С. Гидрогеохимические показатели зоны гипергенеза Тунгусского бассейна и их нефтегеологическое значение // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2022. № 25. С. 141-147.

15. Копылов И.С., Баландин А.П., Гилько О.П., Шарова О.А., Васильева Н.М., Бурмина А.И. Результаты геокриологических, гидрогеологических и geoхимических нефтегазопоисковых работ в юго-западной части Сибирской платформы. Отчет о НИР. Красноярск: Енисейнефтегазгеология, 1992. 193 с.
16. Копылов И.С., Испанов Н.А., Тишина М.А. Комплексирование геологических, geoхимических и гидрогеологических методов при структурно-геологической съемке // В книге: Геология и нефтегазоносность Красноярского края. V региональная научно-практическая конференция. Красноярск, 1983. С. 75-77.
17. Кринин В.А., Порозов И.И. Зональность распределения углеводородов и нефтегазоносность осадочного чехла западной части Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 2020. № 4. С. 29-44.
18. Методические рекомендации по geoхимическим методам поисков месторождений нефти и газа / Л.М.Зорькин, Н.В.Лопатин, О.В.Барташевич и др. М.: ОНТИ ВНИИГГ, 1975. 285 с.
19. Нефтегазоносность древних продуктивных толщ запада Сибирской платформы / А.К.Битнер, В.А.Кринин, Л.Л.Кузнецов и др. Красноярск, КФ СНИИГ-ГиМС, 1990. 114 с.

ANALYSIS OF GEOCHEMICAL FIELDS IN THE WEST OF THE SIBERIAN PLATFORM AND FORECASTING OIL AND GAS ACCUMULATION ZONES

I.S. Kopylov

georif@yandex.ru

Regional and forecast-re-reference geochemical studies were carried out in the west of the Siberian platform. Based on the results of the research, a comprehensive interpretation of geochemical indicators with the zoning and assessment of geochemical fields was performed. 30 large complex geochemical anomalies and 6 main groups of anomalies were installed, in which it is possible to predict the accumulation zones of oil and gas.

Keywords: geochemical methods for the search for oil and gas deposits, hydrosphere, lithosphere, phytosphere, geochemical anomalies, Siberian platform.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ОБ АУТИГЕННОМ
МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ В МЕСТАХ РАЗГРУЗКИ
ХЛОРИДНЫХ ВОД В БАССЕЙНЕ РЕКИ СОЛОНИХИ
(ПЕРМСКИЙ КРАЙ)

Соляная залежь Верхнекамского месторождения солей отражается появлением на земной поверхности хлоридных вод, мигрирующих в результате природных факторов с глубины. Для выявления особенностей минералообразования на таких участках нами были изучен осадок двух родников бассейна реки Солонихи (Александровский муниципальный округ Пермского края; над восточной границей соляной залежи), имеющих хлоридный натриевый состав и общую минерализацию 15,13–23,67 г/л. При минералогическом анализе были выявлены псевдоморфозы пирита, реже барита и кальцита по растительному дегриту. Визуально отмечается прямая корреляция между интенсивностью процессов пиритизации и баритизации и общей минерализацией воды.

Ключевые слова: минералообразование в хлоридных родниках, фрамбоиды пирита, барит, кальцит, раннедиагенетическая сульфатредукция, гидролиз алюмосиликатного материала, Верхнекамское месторождение солей

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.96

Введение. Существование в недрах Пермского края соляной залежи Верхнекамского месторождения калийных солей отражается на земной поверхности появлением, в том числе, просачивающихся хлоридных вод. Их миграция обусловлена нарушением сплошности надсолиной толщи в результате природных факторов – растворение солей на глубине и деформация и просадка вышележащих пород, особенно по периферии залежи.

В рамках научно-исследовательских работ по изучению минералого-геохимических процессов холодных просачиваний хлоридных и сульфатных вод Пермского Прикамья нами был выполнен региональный маршрут в район реки Солонихи (Александровский муниципальный округ Пермского края; над восточной границей соляной залежи) и исследованы места выходов хлоридных вод. В 1966–68 гг. при проведении гидрогеологической съемки под руководством В.А. Поповцева здесь фиксировались восходящие и нисходящие родники с дебитом 0,5–5 л/с и общей минерализацией от 0,08 до 23,3 г/л. В

настоящей публикации приводятся предварительные результаты минералогического изучения осадка из двух родников.

Методика исследования. Подготовка минералогических проб к изучению заключалась в их промывке (в водопроводной воде) и расситовывании. После отделения глинистой компоненты пробы рассеивались на следующие классы +10; -10+2,5 мм; -2,5+0,25 мм и -0,25 мм. Далее с использованием стереомикроскопа Stemi 508 (Carl Zeiss, Germany) с универсальной цветной цифровой камерой Zeiss Axiocam 208 с разрешением 8,3 мегапикселей для каждой фракции выполнялся минералогический анализ с выделением монофракций, которые затем исследовались в сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 (Tescan, Чехия).

Результаты минералогических исследований.

Крупная фракция проб (больше 2,5 мм) представлена преимущественно органическими главным образом растительными остатками, визуально на поверхности которых изредка фиксируются аутигенные кальцитовые и гидроксидно-железистые минеральные фазы (рис. 1). Часть растительно-го детрита углефицирована до черного цвета.

Кальцит образует остроромбoidalлические блочные пойкилокристаллы (отдельные или щетки) размером 50–100 мкм. В качестве

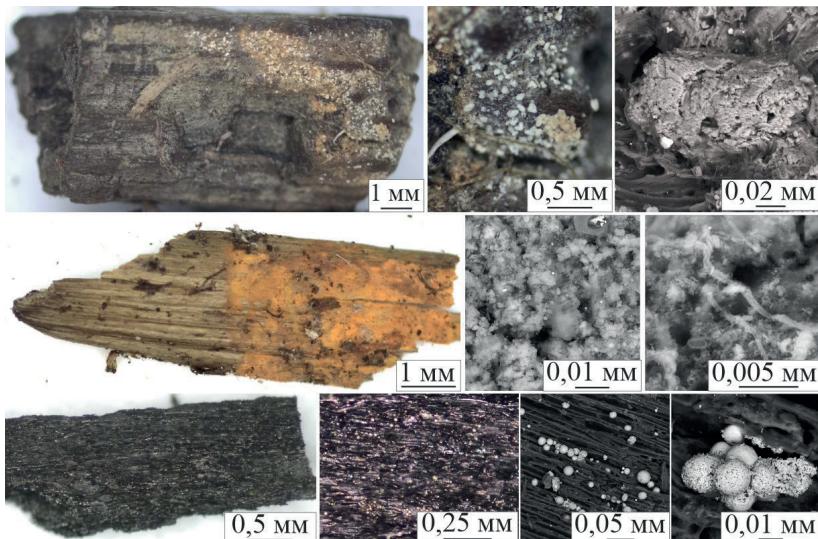


Рис. 1. Аутигенные фазы кальцита (первый ряд), гидроксидов железа (второй) и пириита (третий) на растительных остатках крупной фракции проб

включений в них выявлены диатомеи («запечатанные» внутри и как отпечатки на поверхности) и терригенный алевритовый материал.

Гидроксиды железа образуют корочку на поверхности растительных остатков, имеющую колломорфное и микроглобулярное строение. Заметны нити и шаровидные образования железобактерий. Гидроксиды железа также как и кальцит облекают диатомовые водоросли.

Пирит наблюдается на всех органических и минеральных частицах в виде россыпи субмикронных кристаллов, а на углефицированной древесине формирует шаровидные фрамбоиды диаметром 5–20 мкм, состоящие из субмикронных индивидов, и локализованные линейными скоплениями согласно древесной структуре.

Фракция –2,5+0,25 мм представлена также растительным детритом, но на частицах в большей степени проявляются процессы аутигенного минералообразования (пирит, барит, кальцит, гидроксиды железа, сульфид меди, оксид титана). Также здесь выявлены минерально-органические образования, псевдоморфозы пирита по растительным остаткам и аутигенный кальцит.

Минерально-органические образования бежевого или бурого цвета представляют собой терригенный агломерированный материал, по составу отвечающий глинистому веществу с примесью алевритового материала и органического дегрита (рис. 2). Внутри таких образований обнаруживаются органические остатки, в том числе сферы диаметром 0,5–1 мм, на внутренней и внешней поверхностях которых формируются отдельные рассеянные субмикронные кристаллы и фрамбоиды пирита диаметром 5–20 мкм. Бежевый или бурый цвет стяжений, вероятно, обусловлен различным количеством органического материала в составе агломерата. Кроме того, в валовом составе агломерата присутствует кальций, что может указывать на наличие кальцита (аутигенного?).

Пирит образует псевдоморфозы выполнения и облекания по растительным остаткам (рис. 3). Морфологически он представлен сростками шаровидных образований диаметром 5–30 мкм, часто имеющих

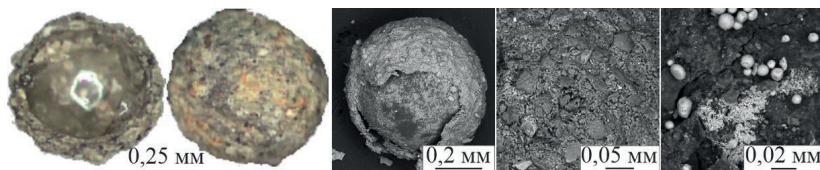


Рис. 2. Минерально-органические образования с внешней оболочкой, имеющей обломочную структуру, и с фрамбоидным пиритом на внутренней стороне органической сферы

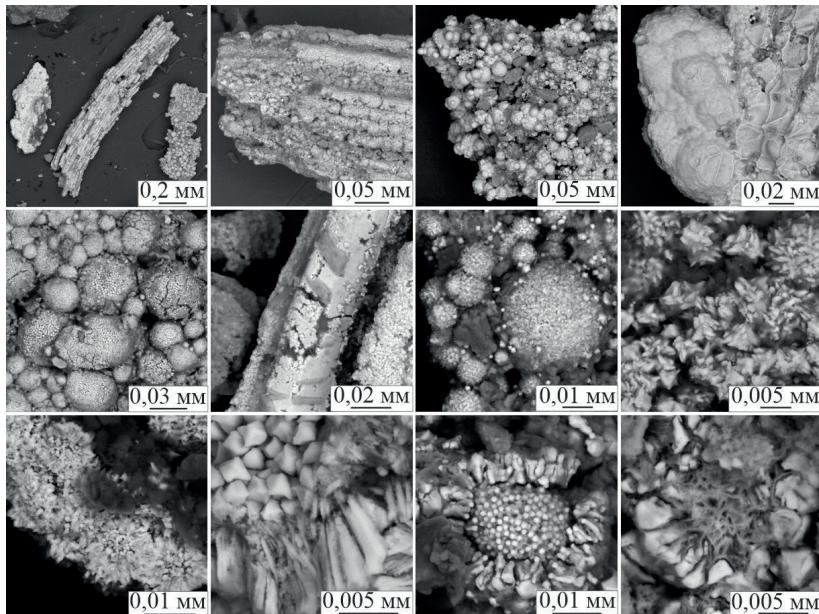


Рис. 3. Псевдоморфозы пирита по растительности: первый ряд – общий вид и структура частиц; второй ряд – морфология агрегатов и кристаллов; третий ряд – зональные агрегаты пирита с различной степенью окисления до гидроксидов железа

зональное строение – фрамбоиды пирита с крустикационной корочкой/оторочкой, нередко последняя отсутствует. Частицы в различной степени окислены до гидроксидов железа – большей частью окислена корочка, реже центральный фрамбoid.

Гидроксидно-железистые частицы (рис. 4) представляют собой либо ожелезненные растительные остатки, обрастающие гидроксидами железа с глобулярным строением и с заметными на поверхности железобактериями, либо полностью окисленные пиритовые псевдоморфозы с сохранением структур выполнения и фрамбoidalной. При этом строение апопиритовых частиц усложняется наложением глобулярной структуры, обусловленной жизнедеятельностью железобактерий.

Барит, также как и пирит, формирует псевдоморфозы по растительным остаткам, но в меньшем количестве, чем пирит (рис. 5). Выявлены две морфологические разности кристаллов, при этом присутствуют признаки их хронологической преемственности (вторая «обрастает» первую). Первая представлена расщепленными кристаллами (от споновидных до сферолитов диаметром около 10 мкм), вторая

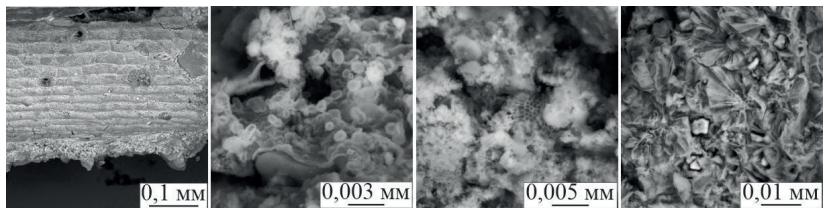


Рис. 4. Гидроксидно-железистый агрегат по растительному остатку, в котором заметны отпечатки и железобактерии (фото 1 и 2); полностью окисленные агрегаты пирита с сохранением его структуры (фото 3 и 4)

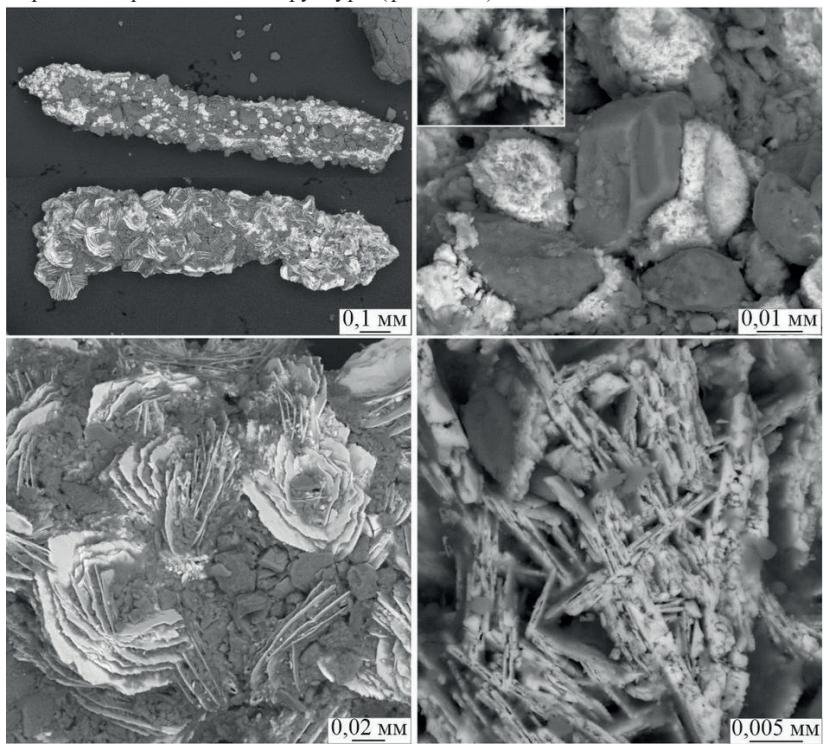


Рис. 5. Псевдоморфозы барита по растительным остаткам и различная морфология кристаллов и агрегатов

— пластинчатыми кристаллами, часто образующими агрегаты типа «гипсовой розы» диаметром 50–70 мкм. При образовании агрегатов обе разности «захватывают» терригенные алевритовые частицы. В химическом составе барита зафиксирована примесь стронция (11,64–21,08 мол. %) и кальция (2,77–6,8 мол. %).

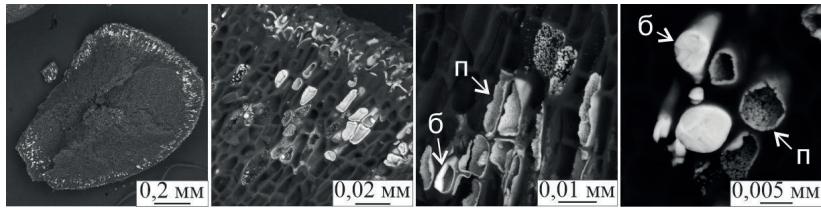


Рис. 6. Псевдоморфы выполнения пирита (п) и барита (б) по растительности

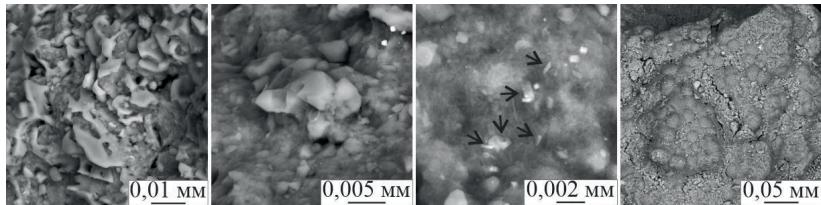


Рис. 7. Новообразованные кварц (фото 1 и 2) и оксид титана (фото 3) в алюмосиликатном материале; кремнезем с почковидной поверхностью (фото 4)

Аутигенные пирит и барит зафиксированы в некоторых семенах (?). Они инкрустируют (пирит) или полностью выполняют (барит) цилиндрические полости по периферии семечки (заметно на поперечном сколе) (рис. 6).

В пробах выявлены частицы неправильной формы, имеющие валовый алюмосиликатный (глинисто-кварцевый или каолинитовый) и силикатный (реже) состав (рис. 7). На поверхности первых частиц отмечаются признаки аутигенного образования (регенерации?) кварца, для вторых характерна почковидная поверхность и колломорфное строение. Кроме того, в алюмосиликатной (новообразованный каолинит?) пелитоморфной части зафиксированы субмикронные кристаллы оксида титана.

На некоторых частицах изредка обнаруживается сульфид меди в виде дендритовидных агрегатов уплощенных кристаллов.

Кальцит формирует относительно редкие рыхлые агрегаты бежевого цвета, часто облекая растительный детрит и «захватывая» терригенные алевритовые частицы (рис. 8). Скелетные кристаллы, слагающие агрегат, имеют дендритовидный облик, а размеры их варьируют в диапазоне от первых микронов до 10–15 мкм. На поверхности агрегатов изредка наблюдаются рассеянные оксидно-марганцевые частицы. В химическом составе кальциита выявлена незначительная примесь магния, железа, иногда стронция.

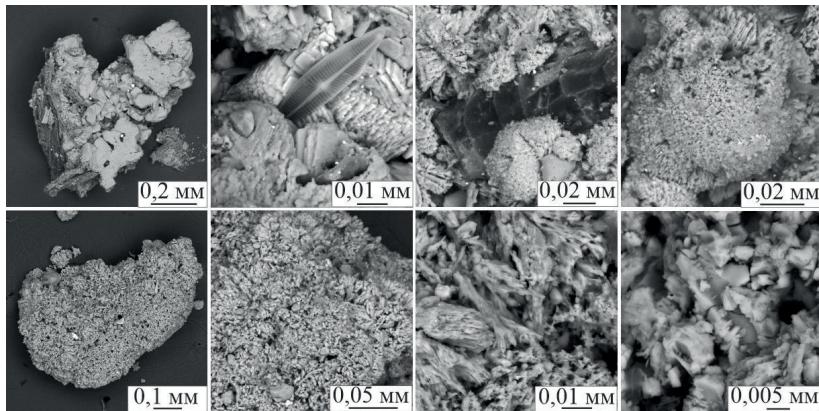


Рис. 8. Агрегаты кальцита и детали их строения. Заметны признаки облекания растительных остатков и диатомовых водорослей

Фракция – 0,25 мм в пробах представлена преимущественно терригенным материалом (кварц, хромшпинелиды, циркон), часто присутствует аутигенный фрамбоидный пирит, представляющий собой составную часть агрегатов из более крупных классов.

Обсуждение и заключение. По данным химического анализа вода изученных родников имеет хлоридный натриевый состав с общей минерализацией 15,13 и 23,67 г/л в первом и втором роднике соответственно. По результатам минералогического исследования грунта можно отметить визуально большее количество пиритовых и баритовых псевдоморфоз во второй пробе с более высокой минерализацией воды, т.е. можно предположить прямую связь между минерализацией воды и интенсивностью процессов образования пирита и барита. Хронологическую последовательность образования сульфидных и сульфатных частиц (их совместных сростков) пока выявить не удалось.

Широкое распространение аутигенного пирита в пробах связано с процессами биогенной сульфатредукции, чему способствуют большое количество органического материала и анаэробные условия в грунте. Источником железа могли служить как глинистый материал, так и вода.

Появление барита в осадке родников связано с содержанием бария в воде, выщелоченного из соляной и надсоленой толщи [1].

Относительно небольшое количество аутигенного кальцита в пробах связано с низким содержанием гидрокарбонат-ионов в воде (292 и 282 мг/л) и кислой средой, обусловленной высоким содержанием органического дегрита. При содержаниях сульфат-иона 1530 и 2420 мг/л в пробах не выявлено (пока?) аутигенного гипса.

Определение «аутигенности» алюмосиликатных частиц с включениями оксидов титана пока проблематично, так как похожие частицы ранее нами отмечались в соляной и надсолианой толщах [2], т.е. в осадок р. Солонихи они могли быть привнесены с глубины. Однако не исключено и преобразование терригенного материала непосредственно в осадке родников, тем более что здесь широко распространены процессы сульфатредукции, необходимые для «запуска» гидролиза глинистого материала, а также присутствуют косвенные признаки экстракции металлов из глинистого материала.

Таким образом, минеральный состав грунта из хлоридных родников бассейна р. Солонихи определяется главным образом преобразованием органического и, в меньшей степени, терригенного (глинистого) вещества. Здесь формируются псевдоморфозы пирита с различной степенью их последующего окисления, реже барита и кальцита. Такое аутигенное минералообразование обусловлено воздействием на почвы хлоридных вод, мигрирующих с глубин соляной залежи ВКМКС.

Работа выполнена за счёт финансирования гранта РНФ № 24-17-20007.

Библиографический список

1. Коротченкова О.В. Целестин и барит неизмененного разреза Верхнекамского месторождения солей (Пермский край) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский; Перм. гос. нац. исслед. уч-т. Пермь, 2019. Вып. 22. С. 73–79.
2. Чайковский И.И., Чайковская Е.В., Коротченкова О.В., Чиркова Е.П., Уткина Т.А. Аутигенные минералы титана и циркония Верхнекамского месторождения солей // Геохимия, 2019. Т.64. № 2. С.182–194.

PRELIMINARY DATA ON AUTIGENIC MINERAL FORMATION IN NATURAL CHLORIDE WATER DISCHARGE SITES IN THE SOLONIKHA RIVER BASIN (PERM REGION)

O. V. Korotchenkova

korotchenkova@mi-perm.ru

The Verkhnekamskoe Salt Deposit is reflected in the appearance of natural chloride waters on the earth's surface, migrating from the depths as a result of natural factors. To identify the features of mineral formation in such areas, we studied the soil of two springs in the Solonikha river basin (Aleksandrovsky Municipal District of Perm Krai; above the eastern boundary of the salt deposit) with a sodium chloride composition and a total mineralization of 15,13–23,67 g/l. During the mineralogical analysis of the soil, pseudomorphs (on plant detritus) of pyrite, less often barite and calcite were revealed. Visually, a direct correlation is noted between the intensity of pyritization and baritization processes and the total mineralization of water.

Keywords: mineralization in chloride springs, pyrite framboids, barite, calcite, hydrolysis of aluminosilicate material, Verkhnekamskoe Salt Deposit, sulfate reduction

УДК 553.3:553.9

М.М. Михненко^{1,2}, С.А. Дьякова¹, Н.Д. Сергеева¹

¹Институт геологии УФИЦ РАН, г. Уфа

²Институт природы и человека УУНиТ, г. Уфа

**ПЕСЧАНИКИ САЛИХОВСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА В РАЗРЕЗЕ
СКВАЖИНЫ 4 АСЛЫКУЛЬСКАЯ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ
ОБЛАСТИ (ДАННЫЕ ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ
ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ И АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ)**

Салиховская свита верхнего венда Волго-Уральской области – важный литостратиграфический горизонт для межрегиональных корреляций, наличие проявлений нефти и газа позволяют рассматривать свиту объектом для поиска углеводородов. Изучены песчаники салиховской свиты (скв. 4 Аслыкульская) на сканирующем электронном микроскопе. Уточнен состав породообразующих и акцессорных минералов, определены ранее не диагностируемые минералы редкоземельных элементов, что позволит в дальнейшем выделить дополнительные критерии корреляции и уточнить возможные источники кластики для песчаников салиховской свиты.

Ключевые слова: минералогия, салиховская, свита, венд, сканирующая электронная микроскопия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.104

В пределах Волго-Уральской области (юго-восточная окраина Восточно-Европейской платформы) вендинские отложения развиты в Верхнекамской и Шкапово-Шиханской впадинах, разделенных Сарапульско-Яныбаевской седловиной. Отложения венда мощностью более 2 км со структурным несогласием залегают на подстилающих образованиях рифея и кристаллического фундамента и наиболее полно представлены в Шкапово-Шиханской впадине. Здесь в разрезе венда выделены кировская (сергеевская, байкибашевская и старопетровская свиты) и шкаповская (салиховская и карлинская свиты) серии [6]. Характерным литостратиграфическим горизонтом шкаповской серии является салиховская свита, красноцветные песчаники и алевролиты которой вскрыты многими скважинами на Южно-Тавтимановской, Кабаковской, Северо-Кушкульской, Кушкульской, Аслыкульской, Ахмеровской и др. разведочных площадях.

Первоначально салиховская свита (V_{2sl}) выделена К.Р. Тимергазиным в 1953 г. [8] в качестве нижней песчаниковой толщи шкаповской свиты со стратотипом в скважине 51 Салиховская, позднее

© Михненко М.М., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д., 2025

было рекомендовано к использованию наименование свиты (салиховская) [4]. В разрезе скважины 51 Салиховской из интервала 2861–2867 м был поднят песчаник, пропитанный нефтью. Этот факт стал причиной интереса к отложениям салиховской свиты как перспективного объекта для поиска углеводородов. К сожалению, разрез салиховской свиты скв. 51 Салиховская по ряду причин не отвечает условиям, предъявляемым к стратотипам [7], поэтому возникла необходимость выявления эталонных разрезов свиты.

В качестве опорного разреза для салиховской свиты предлагается параметрическая скв. 4 Аслыкульская, расположенная в районе оз. Аслы-Куль, в 110 км юго-западнее г. Уфы (см. рис. 1). Отложения свиты в скважине вскрыты в интервале глубин 2430–2550 м и представлены полимиктовыми песчаниками мелко- и среднезернистыми, обычно хорошо или средне сортированными и алевролитами розовато- и зеленовато-серыми, вишневыми и темно-вишневыми с неравномерными тонкими прослойями темно-вишневых и голубовато-зеленых глинистых пород.

Ранее для уточнения литолого-минералогического состава отложений свиты и получения информации о петрофонде питающих провинций выполнено изучение терригенных пород салиховской свиты с использованием метода тяжелых фракций [2]. Результаты этих исследований показали, что в составе шлиховых минералов песчаников (скв. 4 Аслыкульская) преобладают: циркон, апатит, турмалин, слюды (минералы-спутники кислых по составу пород), рутил, эпидот, гранат и др. (минералы метаморфических пород). Из числа аутигенных минералов отмечена повышенная концентрация гематита, в подчиненном значении лимонит, пирит и барит. Песчаники характеризуются существенно-гранатовой минеральной ассоциацией с повышенной концентрацией эпидота и гематита. Основной минерал ассоциации, гранат, представлен полуокатанными обломками кристаллов неправильной формы со ступенчато-черепитчатым рельефом граней, бледно-розовой и розовой окраски с лиловым или красноватым оттенками, отмечаются темно-розовые разности, размеры обломков изменяются от 0.075x0.075 до 0.1x0.15 мм.

Для уточнения химического состава и кристаллохимических особенностей породообразующих и акцессорных минералов песчаников салиховской свиты нами использованы возможности сканирующей электронной микроскопии (СЭМ).

Электронно-микроскопическое изучение состава минералов проведено в аншлифах (4 образца с глубин 2499, 2523.3, 2523.5 и 2543 м) на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с

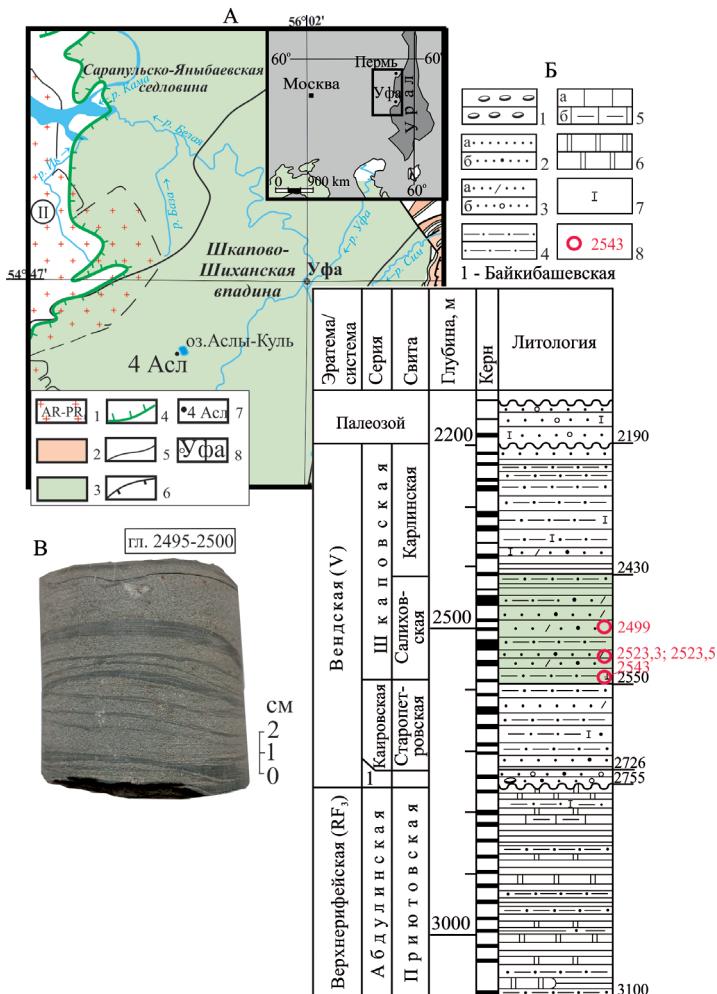


Рис. 1. Обзорная карта распространения вендинских отложений в пределах Волго-Уральской области (А), по [1, 3], фрагмент разреза верхнедокембрийских отложений по скважине 4 Аслыкульская (Б), по [5], и образец керна песчаников с прослоями аргиллитов (В)

Условные обозначения к карте (А): 1–3 – отложения: 1 – архея – раннего протерозоя, 2 – рифея, 3 – венда; 4–6 – границы: 4 – распространения вендинских отложений, 5 – стратиграфические, 6 – тектонические; 7 – местоположение скважины; 8 – населенные пункты.

К колонке (Б): 1 – конгломераты; 2–3 – песчаники: 2 – кварцевые (а) и полевошпат-кварцевые (б); 3 – полимиктовые (а) и гравийные (б); 4 – алевролиты; 5 – известняки кристаллические (а) и глинистые (б); 6 – доломиты; 7 – кальцитизация, 8 – глубины отбора проб.

энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа), аналитик С.С. Ковалев. Пересчет химических составов на формульные коэффициенты минералов осуществлялся с использованием программного обеспечения Excel и MineralCalc.

Основные породообразующие минералы представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом (рис. 2).

Минералы группы плагиоклаза включают: альбит с примесью кальция (0.16–0.48 мас. %), калия (0.07–1.22 мас. %), железа (0.09–0.62 мас. %) и редко титана (0.37%); анортит с примесью марганца (0.13–0.31 мас. %), титана (0.14 мас. %) и скандия (0.14–0.28 мас. %).

Минералы группы калиевых полевых шпатов в основном представлены ортоклазом и реже санидином. В ортоклазе содержание натрия достигает 0.15–1.18 мас. %, присутствуют железо (0.10–2.32 мас. %), магний (0.66–1.25 мас. %), титан (0.09–0.62 мас. %) и барий (0.19–1.07 мас. %). Санидин содержит примесь железа (0.10–0.34 мас. %) и бария (0.38 мас. %).

В песчаниках часто присутствует барит в угловато-окатанных обломках (кластогенный) или зернах неправильной формы (аутигенный), заполняющих межзерновое пространство (рис. 2, гл. 2543).

Для некоторых аксессорных минералов: циркона, фторапатита, рутила и ульвошпинели уточнены состав и морфология.

Для циркона характерна форма нахождения в виде кристаллов с хорошо сохранившимися гранями, их размеры достигают 100 мкм (рис. 2, гл. 2523.5). По химическому составу для всех обнаруженных цирконов характерно присутствие примеси гафния (0.75–1.25 мас. %), в единичных точках определены натрий (0.23 мас. %) и железо (0.23–0.28 мас. %).

Фторапатит присутствует в виде зерен небольшого размера (15–60 мкм), слабо окатанных. Химический состав отличается наличием примесей натрия (0.14 мас. %), хлора (0.3 мас. %), марганца (0.26 мас. %), железа (0.2–0.29 мас. %) и церия (0.6 мас. %).

Отмечен обломок породы, состоящий из зерен рутила и ульвошпинели (рис. 2, гл. 2523.5). В ульвошпинели неравномерно распределены примеси алюминия (0.09 мас. %) и кальция (0.12 мас. %). Для рутила характерны довольно крупные зерна размером от 20 мкм до 100 мкм, примесь кремния (0.10–0.14 мас. %), кальция (0.07–0.11 мас. %), железа (0.30–6.15 мас. %), ниobia (0.29–0.47 мас. %), единично марганца (0.24 мас. %) и ванадия (0.54 мас. %).

Минералы редкоземельных элементов представлены Семонацитом (преимущественно), алланитом и ксенотитом. Размеры их зерен составляют 10–35 мкм. Довольно часто монацит присутствует в

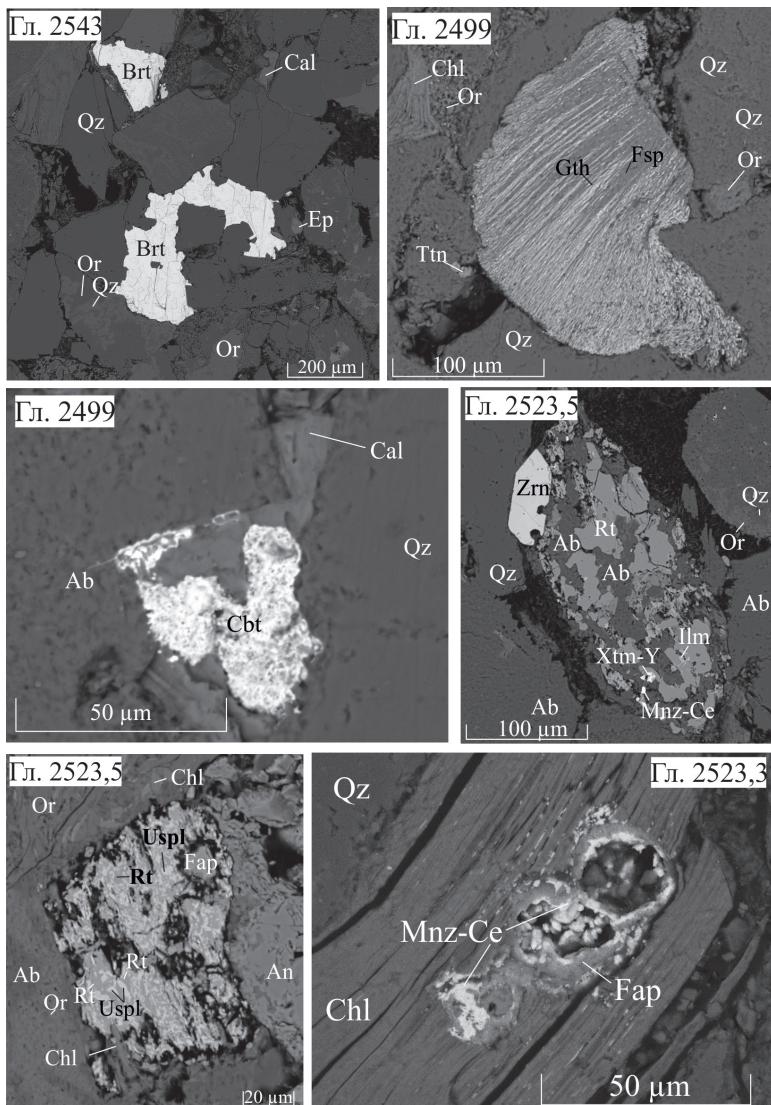


Рис. 2. Минеральное разнообразие песчаников салиховской свиты, полученное по данным сканирующей электронной микроскопии (СЭМ)

Условные обозначения: Qz – кварц, Or – ортоклаз, Ab – альбит, An – анортит, Fsp – полевой шпат, Brt – барит, Cal – кальцит, Ep – эпидот, Chl – хлорит, Mnz-Ce – Се-монанит, Xtm-Y – Y-ксенотим, Gth – гётит, Ilm – ильменит, Zrn – циркон, Uspl – ульвошпинель, Rt – рутил, Fap – фторапатит, Ttn – титанит, Cbt – кобальтин.

виде окатанных зерен или мелких агрегатов, заполняющих межзерновое пространство. Также отмечено присутствие монацита в виде неправильных зернистых масс, заполняющих внутренние округлые пустотные пространства и нарастающих на внутренней поверхности сфер, которые снаружи покрыты апатитом (возможно коллофаном) (рис. 2, гл. 2523.3).

Рудные минералы представлены преимущественно гётитом и в единичных зернах ильменитом, титанитом, кобальтином (рис. 2, гл. 2499). Гётит присутствует в волокнистых агрегатах и зернах с размерами от 15 мкм до 100–200 мкм. Иногда отмечаются зерна полевого шпата, замещенные гетитом (см. рис. 2, гл. 2499).

Таким образом, в ходе исследований с использованием сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) уточнен химический состав и пересчитаны формульные коэффициенты минералов, слагающих песчаники салиховской свиты. Так в числе породообразующих минералов кроме кварца, ортоклаза и альбита определены санидин и анортит. В группе минералов редкоземельных элементов отмечены Ce-монацит (преимущественно), алланит и ксенотит, ранее не диагностированные в шлихах из-за маленького размера зерен. Среди рудных разностей впервые встречены кобальтин и титанит.

Данные изучения СЭМ породообразующих и акцессорных минералов в осадочных толщах венда, в комплексе с другими методами исследования вещества, могут помочь при решении целого ряда геологических задач: корреляции стратифицированных толщ, уточнении состава пород питающих провинций и палеогеографических реконструкций осадочных бассейнов.

Работа выполнена в соответствии с планами научно-исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема гос. задания FMRS-2025-0016).

Библиографический список

1. Башкова С.Е., Субботина Н.Б., Карасева Т.В. Закономерности строения рифейских и вендских отложений Волго-Уральского нефтегазоносного бассейна // Вестник Пермского университета. 2011. Вып. 3. С. 8–17.
2. Козлова О.В., Ратов А.А., Солодова С.А., Бояркин С.А. Литолого-петрографические и минералогические особенности ашинской молассы венда на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. №. 2. С. 88–101. DOI: <http://doi.org/10.31084/2619-0087/2019-2-7>
3. Козлова О.В., Солодова С.А., Ратов А.А. Новые данные минералогических исследований отложений старопетровской свиты венда в разрезе глубокой скважины 40 Красноусольская (Предуральский краевой прогиб) // Геологический вестник. 2020. № 3. С. 68–75. DOI: 10.31084/2619-0087/2020-3-5

4. Объяснительная записка к схеме стратиграфии верхнего докембра Русской платформы. Киев: ИГ АН УССР, 1978. 36 с.
5. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Карасева Т.В. Верхний протерозой (рифей и венд) Волго-Уральской области в параметрических и глубоких скважинах. Уфа: Книга-Принт, 2021. 196 с.
6. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго – Уральской области: Объяснительная записка / Сост. Е. М. Аксенов, В. И. Козлов. Уфа. 2000. 91 с. и схема на 2-х листах.
7. Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.
8. Тимергазин К.Р. Доживетские отложения Западной Башкирии. Девон Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1953. С.179–183

SANDSTONES OF THE SALIKHOVO FORMATION, VENDIAN IN
THE SECTION OF WELL 4, ASLYKUL, VOLGA-URALIAN AREA
(ELECTRON MICROSCOPY DATA OF ROCK-FORMING AND
ACCESSORY MINERALS)

M.M. Mikhnenko, S.A. Dyakova, N.D. Sergeeva

riphey@ufaras.ru

The Salikhovo Formation of the Upper Vendian of the Volga-Uralian area is an important lithostratigraphic horizon for interregional correlations; the presence of oil and gas manifestations allows us to consider the suite as an object for hydrocarbon exploration. Sandstones of the Salikhovo Formation (well 4 Aslykul) were studied using a scanning electron microscope. The composition of rock-forming and accessory minerals was clarified, previously undiagnosed minerals of rare earth elements were identified, which will allow us to further identify additional correlation criteria and clarify possible sources of clastics for the sandstones of the Salikhovo Formation.

Keywords: mineralogy, Salikhovo, Formation, Vendian, scanning electron microscopy

УДК 551.583.16:551.343

С.К. Мустафин, А.В. Милушкина, К.С. Милушкин
Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа

**ПРИРОДА, СОСТАВ И СВОЙСТВА МНОГОЛЕТНЕМЁРЗЛЫХ
ПОРОД ТЕРРИТОРИИ ОСВОЕНИЯ КРИОЛИТОЗОНЫ АРКТИКИ
(НА ПРИМЕРЕ ПОЛУОСТРОВА ГЫДАН)**

Обсуждаются результаты изучения природы, состава и свойств четвертичных отложений криолитозоны Гыдана, которые послужат надёжным основанием для сооружения и последующей надёжной безопасной эксплуатации ответственных инженерных сооружений в сложной и неоднородной геологической среде криолитозоны Арктики. Материалы комплексного инженерно-геологического исследования грунтов составят основу базы данных регионального мониторинга естественного состояния и динамики техногенной трансформации геологической среды криолитозоны для прогнозирования, оценки и снижения рисков в целях устойчивого развития территории.

Ключевые слова: Гыдан, криолитозона, многолетнемёрзлые породы, инженерно-геологические элементы, прогнозирование геологических рисков.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.111

Стратегию развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года определяет основные направления, задачи и меры по развитию Арктической зоны, а также механизмы, этапы и ожидаемые результаты их реализации в сферах экономического, социального развития, формирования транспортной, энергетической и инженерной инфраструктуры [1].

В формировании четвертичных отложений территории полуострова Гыдан определяющее значение имели геологические события, плейстоцен и голоцен. Трангрессии, и регрессии Арктического бассейна образовали комплекс позднеплейстоцен-голоценовых террас морского и лагунно-морского генезиса.

Четвертичные образования Гыдана слагают комплекс грунтов мощностью в сотни метров – от галечников до глин, с преобладанием в разрезе суглинков, супесей, мелких и пылеватых песков. Глинистые грунты типичны для толщ морского генезиса, прибрежно-морские, лагунно-морские и аллювиальные образования в целом характеризуются более песчаным составом.

Выделен ряд геолого-генетических комплексов отложений:

а) Морские верхнеплейстоценовые отложения казанцевской водораздельной равнины (IV морской террасы, mQIII);

- б) Лагунно-морские верхнеплейстоценовые отложения III морской террасы (ImQIII2-3); Аллювиальные верхнеплейстоцен-голоценовые отложения первых надпойменных террас (aIII-IV);
- в) Аллювиально-делювиальные верхнеплейстоцен-голоценовые отложения долин малых водотоков (adIII-IV);
- г) Лагунно-морские голоценовые отложения морской лайды (ImIV);
- д) Аллювиально-морские голоценовые отложения поймы низовий рек (amQIV);
- е) Аллювиальные голоценовые отложения речных пойм (aIV);
- ж) Озерно-болотные верхнеплейстоцен-голоценовые отложения на поверхности морской равнины, лагунно-морской террасы и I надпойменной террасы (IbIII-IV);
- з) Озерно-болотные голоценовые отложения на поверхности лайды и пойм (IbIV).
- 1) Комплекс верхнеплейстоценовых морских отложений казанцевской свиты (mQIII) слагает одноименную морскую равнину (IV морскую террасу) и имеет наиболее широкое распространение. Мощность казанцевских отложений от 15-20 до 40-50 м.
- 2) Комплекс верхнеплейстоценовых лагунно-морских отложений (ImIII2-3) III морской террасы распространен в центральной, восточной и юго-восточной частях месторождения вдоль крупных речных долин. Общая мощность отложений комплекса не превышает 15-20м.
- 3) Комплекс верхнеплейстоцен-голоценовых аллювиальных отложений (aIII-IV) I надпойменной террасы встречается фрагментарно. Общая мощность комплекса составляет 3 -5 м.
- 4) Комплекс верхнеплейстоцен-голоценовых аллювиально-делювиальных отложений (adIII-IV) широко развит на водораздельных поверхностях в пределах всей изыскиваемой территории и приурочен к долинам малых рек и ручьев, включая днища долин и их склоны. Общая мощность отложений комплекса составляет 2-10 м.
- 5) Комплекс голоценовых лагунно-морских отложений лайды (ImIV) распространен локально, протягиваясь узкой полосой шириной 200-250 м вдоль центральной части побережья Обской губы на междуречьях приусьевых участков долин рек. Представлен двумя типами разрезов: а) песками и супесями с прослойми суглинков; б) переслаиванием супесей, песков, суглинков (с глубины 8 м подстилаются суглинками). Общая мощность отложений лайды 3-5 м.
- 6) Комплекс голоценовых аллювиально-морских отложений (amIV) приурочен к поймам низовий рек. В разрезах доминируют пески

мелкие и пылеватые; содержатся включения растительных остатков. Общая мощность отложений комплекса не превышает 3-10 м.

7) Комплекс голоценовых аллювиальных отложений (alV) слагает поймы и русла в долинах крупных рек описываемой территории. Общая мощность пойменных отложений составляет 3-15 м.

8) Комплексы верхнеплейстоцен-голоценовых и голоценовых озерно-болотных отложений (IbIII-IV, IbIV) распространены широко на III лагунно-морской террасе, поймах рек и крупных фрагментах I надпойменной террасы, менее широко - на казанцевской морской равнине и лайде. Общая мощность комплекса не более 3 м.

На исследованной территории доминируют три типа разрезов:

- 1) преимущественно песчаного состава;
- 2) переслаивания песков, супесей, суглинков,
- 3) преимущественно суглинистого состава.

Эти грунтовые толщи выступают в качестве оснований для всех видов инженерных сооружений. Слагающие эти толщи осадки пережили лишь первые стадии литогенеза и в немерзлом состоянии, в большинстве случаев обладают невысокой несущей способностью и являются повышенными сжимаемыми [2].

Первичные свойства грунтов в процессе практически повсеместного глубокого промерзания претерпели коренные изменения и в настоящее время свойства грунтов определяются совокупностью геокриологических факторов: температурой грунтов, типом, режимом (сезонным, многолетним) промерзания, величиной льдистости, криогенным строением, засоленностью.

Исследуемые грунты предварительно разделены на инженерно-геологические элементы (далее – ИГЭ) с учетом их происхождения, текстурно-структурных особенностей и литотипов.

Выделенные ИГЭ приведены в таблице 1. Наименование грунта выделенных ИГЭ дано в соответствии с нормативными значениями характеристик.

Развитие криолитозоны обусловлено низкими температурами воздуха и факторами геолого-географической обстановки – рельефом местности, снежным покровом, степень дренированное поверхности.

Характерно сплошное распространение мерзлоты сливающегося типа. Мощность ММП изменяется от нескольких десятков до 150-200 м.

Категория сложности инженерно-геокриологических условий оценивается как –III (сложная).

Криогенное строение грунтов в основном определяется их литологическим составом и влажностью. Пескам свойственна массивная

криотекстура; отмечаются микрошлиры льда толщиной до 1 мм. По льдистости разделяются от слабольдистых до льдистых. Суммарная льдистость изменяется от 0,34 до 0,44 д.е.

Торфы атакситовой и слоисто-сетчатой криотекстуры, сильнольдистые. Наиболее льдиста центральная часть залежи торфа.

Криогенное строение глинистых грунтов отличается большим разнообразием: шлиры льда располагаются горизонтально, косо, вертикально, в виде сетки. Различаются глинистые грунты от нельдистых до льдистых. Льдистость за счет ледяных включений изменяется от 0,02 до 0,22 д.е. Пластовые льды залегают на контактах между различными грунтами.

В верхней части разреза наличие пластовых льдов обусловлено процессами промерзания и протаивания, а также наличием участков стоячей воды, либо временных водотоков.

В средней части разреза ниже глубины протаивания, талые участки предположительно имеют реликтовое происхождение. Наличие участков талых грунтов необходимо учитывать при проектировании фундаментов зданий и сооружений.

Нормативное значение среднегодовой температуры многолетнемерзлых грунтов (ММГ) ($T_{o,n}$) допускается принимать равным температуре ММГ на глубине 10,0 м от поверхности. По данным термокаротажа среднегодовые температуры грунтов на глубине 10,0 м от поверхности изменяются от минус 0,4 до минус 4,4 °С.

По данным термокаротажа нормативное значение среднегодовой температуры многолетнемерзлых грунтов $T_{o,n}$ на глубине нулевых годовых колебаний температур 10,0 м составляет минус 2,8 °С .

Диапазон изменения мощности сезоннопротаивающего слоя от изменения увлажнения пород на участках, лишенных растительного покрова и при наличии дернового слоя, может достигать 20%, а на участках с моховым покровом - до 60%.

Чем больше влажность пород, тем меньше глубина оттаивания. Влияние древесной и кустарниковой растительности сказывается лишь косвенно, через снегонакопление и условия затененности.

На глубину оттаивания определенное влияние оказывает снежный покров, так на участках с максимальным снегонакоплением мощность талого слоя может увеличиться до 50%.

На период изучения объект находился в мерзлом состоянии, что не позволило установить фактическую глубину промерзания и оттаивания грунтов. Нормативная глубина слоя сезонного промерзания и оттаивания для каждого ИГЭ приведена в таблице 2.

Таблица 1

Инженерно-геологические элементы (ИГЭ) толщи многослойных пород объекта на Гыдане

Номер ИГЭ состав	Глубина залегания кровли, м мин/макс	Глубина залегания подошвы, м мин/макс	Вскрыта мощность, м мин/макс
ИГЭ-1. Лед	1,00/14,20	2,80/15,30	5,50/0,20
ИГЭ-2. Сугеник мягкопластичный незасоленный п. _{тап} QIII	0,10/9,60	0,30/10,00	3,70/0,10
ИГЭ-3. Горф атакситовый, мерзлый, очень сильнодействий, среднеразложившийся, в талом состоянии	0,00/4,00	0,30/5,50	3,00/0,30
ИГЭ-4. Песок мелкий средней плотности, водонасыщенный незасоленный, п. _{тап} QIII	0,00/15,70	0,50/17,00	15,30/0,20
ИГЭ-5. Глина слонисто-сечатой криотекстуры мерзлая слабоэластичная незасоленная в талом состоянии	0,10/15,20	6,80/17,00	6,70/1,80
ИГЭ-6. Сугеник слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлый, неильмистый, незасоленный, в талом состоянии тупопластичный п. _{тап} QIII	0,10/17,00	1,40/21,00	12,20/0,60
ИГЭ-7. Сугеник слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлый, слабобольистый, незасоленный, в талом состоянии текучепластичный п. _{тап} QIII	0,10/16,70	0,60/25,00	16,90/0,30
ИГЭ-8. Сугеник слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлый, льдистый, незасоленный, в талом состоянии текущий п. _{тап} QIII	0,10/16,30	0,90/19,00	16,90/0,50
ИГЭ-9. Суспесь слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлая, неильмистая, незасоленная, при оттаивании пластичная п. _{тап} QIII	0,10/15,00	1,50/17,00	12,10/1,00
ИГЭ-10. Суспесь слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлая, слабольдистая, незасоленная, при оттаивании пластичная п. _{тап} QIII	0,10/16,40	0,30/25,00	20,60/0,20
ИГЭ-11. Суспесь слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлая, листистая, с примесью орг.вещ-ва, незасоленная, в талом состоянии текущий п. _{тап} QIII	0,00/15,00	0,50/17,00	11,00/0,40
ИГЭ-12. Суспесь слонисто-сечатой криотекстуры, мерзлая, сильнольдистая, с примесью органического вещества, незасоленная, в талом состоянии текущий п. _{тап} QIII	0,10/9,00	1,20/12,70	11,50/0,30
ИГЭ-13. Песок средней крупности массивной криотекстуры, мерзлый, слабобольдистый, слабозасоленный п. _{тап} QIII	0,00/15,60	1,00/17,00	13,10/0,70
ИГЭ-14. Песок мелкий массивной криотекстуры, мерзлый, слабобольдистый, слабозасоленный, при оттаивании плотный, водонасыщенный п. _{тап} QIII	0,00/17,70	0,30/22,00	17,00/0,20
ИГЭ-15. Песок мелкий массивной криотекстуры, мерзлый, льдистый, слабозасоленный, при оттаивании рыхлый, водонасыщенный п. _{тап} QIII	0,00/15,10	0,70/17,00	15,00/0,60
ИГЭ-16. Песок пылеватый массивной криотекстуры, мерзлый, слабобольдистый, слабозасоленный, при оттаивании плотный, водонасыщенный п. _{тап} QIII	0,10/16,10	1,00/17,00	16,00/0,40
ИГЭ-17. Песок пылеватый массивной криотекстуры, мерзлый, льдистый, слабозасоленный, при оттаивании рыхлый, водонасыщенный п. _{тап} QIII	0,00/14,30	1,50/17,00	8,00/1,40

ММП в естественных условиях обладают высокими прочностными свойствами. При сохранении температурного состояния грунтов они будут служить надежным основанием для инженерных сооружений. Изменение естественных условий при хозяйственном освоении территории приведет к деградации многолетнемерзлой толщи, а, следовательно, и к большим просадкам пород.

Таблица 2

Нормативная глубина сезонного оттаивания и промерзания

Номер ИГЭ	Нормативная глубина сезонного промерзания, м	Нормативная глубина сезона оттаивания, м
ИГЭ-2	3.15	1.34
ИГЭ -3	2.34	0.61
ИГЭ-4	3.36	1.84
ИГЭ-5	3.62	1.65
ИГЭ-6	4.03	1.86
ИГЭ-7	3.70	1.68
ИГЭ-8	3.57	1.50
ИГЭ-9	4.08	1.88
ИГЭ-10	3.72	1.74
ИГЭ-11	3.63	1.53
ИГЭ-12	2.99	1.39
ИГЭ-13	3.60	1.84
ИГЭ-14	3.64	1.99
ИГЭ-15	3.27	1.83
ИГЭ-16	3.60	1.99
ИГЭ-17	3.57	1.84

Гранулометрический состав многолетнемерзлых четвертичных отложений Гыдана определяют частицы со средним диаметром 500 и 100 мкм, размер которых варьируется с глубиной: в верхнем торфяном слое представлены крупные фракции (500 и > 704 мкм), в супеси размер частиц преимущественно 100 мкм, слоистые пески состоят из фракции 500 мкм, на глубинах 0,2, 9, 10 м высока доля частиц фракции >704 мкм.

Результаты гранулометрического анализа всех выделяемых ИГЭ ММП территории изучения приведены в таблице 3.

Наблюдается корреляция между влажностью керна и размерами частиц материала: супеси и суглинки с преобладающим размером частиц в 100 мкм лучше всего удерживают влагу.

Анализ геохимического спектра элементов в составе ММП криолитозоны Гыдана, по данным специализированных исследований выявил повышенные содержания As, концентрации которого в слоях керна с органическим веществом превышали как кларковые значения, так и

Таблица 3

Гранулометрический состав зернистых ИЛЭ, выделенных в криолитозоне Гыдана

Номер ИЛЭ	Классы крупности, мм. Содержание зерен частиц, %							0,05-0,01 0,01- 0,002
	>10,0	10,0-5,0	5,0- 2,0	2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	
ИЛЭ-1.	-	-	-	-	-	-	-	-
ИЛЭ-2.	-	-	-	0,6	3,5	7,2	11,9	19,5
ИЛЭ-3	-	-	-	-	-	-	-	-
ИЛЭ-4.	-	0,2	0,8	7,4	12,2	18,2	41,6	19,6
ИЛЭ-5.	-	-	-	0,9	3,6	6,8	12,5	17,2
ИЛЭ-6.	-	-	-	0,8	3,2	7,4	12,3	17,4
ИЛЭ-7.	-	-	-	0,8	3,3	7,3	12,2	17,5
ИЛЭ-8.	-	-	-	0,8	3,3	7,3	12,2	17,5
ИЛЭ-9.	-	-	-	0,9	3,3	7	12,4	27,1
ИЛЭ-10.	-	-	-	0,8	3,3	7,3	12,3	27,3
ИЛЭ-11.	-	-	-	0,8	3,1	7	12,9	26,8
ИЛЭ-12.	-	-	-	0,5	2,6	6,5	13,1	23,9
ИЛЭ-13.	3,5	7	7,4	7,2	12,4	17,4	18,8	26,3
ИЛЭ-14.	-	0,7	2,8	7,1	12	17,3	41	19,1
ИЛЭ-15.	-	0,7	3	7	12	17,2	40,9	19,2
ИЛЭ-16.	-	0,6	2,8	6,1	11	17,3	31,2	31
ИЛЭ-17.	-	0,7	3,1	7,2	12,1	17,3	29,7	29,9

ориентировочно допустимые концентрации. Небольшие отклонения от ОДК установлены для Cu и Ni. Выявлена зависимость содержания элементов от гранулометрического состава и влажности.

Так, супеси и суглинки с размером основной фракции 100 мкм удерживают влагу и Cu, Pb, Ni, As, Br, а пески (фракции 500 мкм) обеднены микроэлементами и обладают небольшой влагонасыщенностью. Установлено накопление металлов в слоях, содержащих примеси органического вещества [3].

Из опасных геологических и неблагоприятных инженерно-геологических явлений на территории исследования существуют риски проявления, характерных для криолитозоны Арктики, экзогенных геологических процессов: подтопление территории, заболачивание и торфообразование, морозное пучение грунтов в зоне сезонного промерзания-оттаивания, криогенное пучение грунтов (бугры пучения).

При оттаивании мерзлых грунтов глинистые грунты приобретают, от мягкопластичной до текучей консистенцию. Песчаные разности при оттаивании становятся водонасыщенными, торф – средней влажности.

Прогноз осадки грунта при оттаивании состоит из определения нормативной глубины сезонного оттаивания или многолетнего оттаивания грунтов и величины осадки оттаивающего грунта.

Для уменьшения последствий техногенного воздействия на геологические геокриологические условия рекомендуется предусмотреть мероприятия, обеспечивающие сохранение расчетного теплового режима грунтов основания в процессе строительства и эксплуатации. Для уточнения и корректировки расчетных данных в результате прогноза, рекомендуется создавать мерзлотную службу для стационарных наблюдений.

Изменений инженерно-геологических и геокриологических условий не произойдет при сохранении естественных условий грунтов и проведении необходимых мероприятий.

При строительстве рекомендуется использовать мерзлые грунты по I принципу, так как на участке изысканий распространена сплошная мерзлота сливающегося типа. Средняя температура грунтов на глубине нулевых годовых колебаний температур составляет минус 2,8°C.

При оттаивании подземных льдов и льдистых грунтов происходят значительные осадки и теряется несущая способность грунта. При проектировании рекомендуется учесть наличие таликовых зон, расположенных на глубинах возможного устройства основания фундаментов и предусмотреть устройство оснований соответственно выше либо ниже зоны грунтов в талом состоянии.

Рекомендуется рассмотреть возможность устройства оснований фундамента в талых грунтах, при условии соблюдений требований нормативно-технической документации. Рекомендуется выполнять работы с учетом нормативной глубины сезонного промерзания и пучинистых свойств грунтов основания. Для предупреждения развития опасных геологических процессов (заболачивания, наледей, эрозионных процессов) рекомендуется организовать сток атмосферных и хозяйственных вод, исключающий нарушение почвенного слоя.

Часть участка работ находится в пределах береговой и акваториальной зоны Обской губы, из чего следует сложная и изменчивая схема фильтрации воды в грунтах.

Прогнозируемый подъем уровня воды зависит от литологического состава грунтов, их льдистости и количества выпавших осадков и может составлять от 0,5 м до 1,5 м. Надмерзлотные грунтовые воды подозерных несквозных таликов и подрусловые воды Обской губы гидравлически тесно связаны между собой, характеризуются близким составом, минерализацией и свойствами.

Грунтовые воды весьма пресные, по химическому составу гидрокарбонатные кальциево-натриевые, слабоагрессивные к бетону марки W4 по водородному показателю, по остальным показателям – неагрессивные. К бетонам марок W6, W8, W10-W12 эти воды неагрессивные. По степени агрессивного воздействия воды на арматуру железобетонных конструкций воды неагрессивные. По степени агрессивного воздействия жидких сульфатных сред, содержащих бикарбонаты, для бетонов марок W4-W8 – неагрессивная.

По степени воздействия вод на металлические конструкции степень агрессивного воздействия грунтов ниже уровня подземных вод – слабоагрессивные. Неагрессивные грунтовые воды при попадании в них промышленных стоков становятся агрессивными. При проектировании необходимо предусмотреть мероприятия, исключающие попадание загрязняющих веществ в грунтовые воды в результате аварий, разливов, утечек, сносом атмосферными осадками.

К специфическим грунтам на исследуемой территории относятся органические и мерзлые засоленные грунты. К органическим грунтам относятся мохово-растительный слой и торф. Мощность мохово-растительного слоя до 0,1 м.; распространение повсеместное.

По комплексу природных факторов, определяемых тектоникой, геологическим строением, геоморфологическими особенностями, взаимоотношением литологических разностей и геокриологическими условиями, на основании проведенного комплекса инженерно-геологических

работ на площади проектируемых объектов выделен один геолого-генетический комплекс - казанцевская морская равнина, который подразделяется в зависимости от литологического строения района, в интервале изученного литологического разреза, на районы.

Характеристика инженерно-геологических районов и их распространение отражены на картах инженерно-геокриологического районирования масштаба 1:5000. Специфические грунты представлены биогенными, органоминеральными, засоленными типами.

Инженерные сооружения находятся во взаимодействии с водами первого гидрогеологического комплекса – надмерзлотными водами несквозных таликов, поверхностных водотоков. Существуют риски подтопления, морозного пучения грунтов в зоне сезонного промерзания-оттаивания: солифлюкция, термоэррозия и термокарст, оврагообразование.

Инженерно-геологические условия оцениваются как сложные. На территории выявлено несколько литологических слоев с резко изменчивыми мощностями, невыдержаные по простирианию.

Целью геофизических изысканий является изучение геоэлектрического разреза, определение наличия блуждающих токов и коррозионных свойств грунтов на проектируемых площадках и линейных, трубопроводах и линиях ВЛ (воздушных линий).

Электропроводность мерзлых грунтов зависит от литологии, минерализации, льдистости, криогенной текстуры и температуры.

Таблица 4
Геоэлектрическая характеристика грунта таблица соответствия ИГЭ и диапазона УЭС по данным ВЭЗ

Номер ИГЭ	Диапазон сопротивлений
ИГЭ-1	5486 Ом×м
ИГЭ-4	823 – 885 Ом×м
ИГЭ-6; ИГЭ-7; ИГЭ-8.	428 – 577 Ом×м
ИГЭ-13; ИГЭ-14; ИГЭ-15; ИГЭ-16; ИГЭ-17;	1820 – 2350 Ом×м
ИГЭ-9; ИГЭ-10; ИГЭ-11, ИГЭ-12	1020 – 1232 Ом×м

Геологический разрез на всю глубину бурения сложен высокоомными грунтами (табл. 4). Высокие удельные электрические сопротивления грунтов объясняются криогенным состоянием геологической среды.

Примененные методы исследований, модификации исполнения и технология их производства в допустимой мере реализовали свои

возможности. По результатам геофизических исследований на данных проектируемых сооружениях ближайших токов в земле, опасной величины не обнаружено. Установлено, что коррозионная агрессивность грунтов по отношению к углеродистой стали до глубины 1м. – низкая (мерзлые грунты), до глубины 3м. – низкая (мерзлые грунты). Геоэлектрические разрезы, построенные в результате интерпретации, имеют двухслойный, трехслойный характер.

Материалы комплексного инженерно-геологического исследования ММП криолитозоны Гыдана составят основу базы данных регионального мониторинга естественного состояния и динамики техногенной трансформации геологической среды криолитозоны для прогнозирования, оценки и снижения рисков в целях устойчивого развития территории Арктической зоны Российской Федерации.

Библиографический список

1. Стратегия развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года. Утверждена Указом Президента РФ от 26 октября 2020 года №645.
2. *Мустафин С. К., Милушкина А. В., Милушкин К. С.* Исследование инженерно-геологических условий территории промышленного освоения криолитозоны Арктики. В сб.: LXXVII Герценовские чтения. Санкт-Петербург, РГПУ им. А.И.Герцена, 2024. С. 67 -71.
3. *Саева О. П., Юрьевич Н. В., Синицкий А. И. и др.* Особенности распределения элементов в многолетнемерзлых породах полуострова Гыдан. Новосибирск: Интерэкспо Гео-Сибирь, 2019. - С. 129-136.

THE NATURE, COMPOSITION AND PROPERTIES OF PERMAFROST ROCKS OF THE ARCTIC CRYOLITHOZONE DEVELOPMENT AREA (ON THE EXAMPLE OF THE GYDAN PENINSULA).

S.K.Mustafin, A.V.Milushkina, K.S.Milushkin

sabir.mustafin@yandex.ru

The results of studying the nature, composition and properties of Quaternary sediments of the Gydan cryolithozone, which will serve as a reliable basis for the construction and subsequent reliable safe operation of critical engineering structures in the complex and heterogeneous geological environment of the Arctic cryolithozone, are discussed. The materials of a comprehensive engineering and geological study of soils will form the basis of a database for regional monitoring of the natural state and dynamics of man-made transformation of the geological environment of the cryolithozone for forecasting, assessing and reducing risks for the sustainable development of the territory.

Keywords: Gydan, cryolithozone, permafrost rocks, engineering and geological elements, forecasting geological risks.

**РОЛЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
В СОСТАВЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОГО КОМПЛЕКСА
НА РОССЫПНЫЕ АЛМАЗЫ УРАЛА**

Значение минералогических исследований как составной части прогнозно-поискового комплекса на россыпные алмазы Урала заключается в использования их результатов при решении следующих задач: 1) минералогическом контроле алмазоносности россыпи, 2) оценке степени разубоживания россыпных отложений местными породами, 3) целесообразности проведения разведочных работ на данном объекте.

Ключевые слова: алмаз, поиски, россыпи, минералогия, Урал.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.122

Открытие кайнозойских россыпей алмазов на территории западного склона Урала и результаты детальных исследований вещественного состава их отложений дают обширную информацию о процессах россыпенования и особенностях данного алмазоносного района. В настоящее время открываются новые возможности для продолжения поисково-разведочных работ на россыпи алмазов в других районах западного склона Урала [7, 8]. В разрабатываемом с этой целью прогнозно-поисковом комплексе работ на россыпные алмазы Урала специальный раздел будет посвящен минералогическим исследованиям.

Следует отметить, что изучение минерального состава отложений здесь и раньше было обязательным при поисковых исследованиях на россыпи алмазов. Однако, получаемая при этом информация учитывалась в недостаточной степени.

Среди проблем, которые считались наиболее актуальными при рассмотрении данных минералогических исследований, одной из первоочередных являлось обнаружение минералов-спутников как индикаторов близости коренного источника алмазов. Действительно, такие находки были не редкостью и им придавалось важное поисковое значение. В рассматриваемом в настоящее время проекте прогнозно-поискового комплекса на россыпные алмазы западного Урала эта задача как обязательная исключается в связи с окончательным решением вопроса об удаленности

коренных источников уральских россыпных алмазов. Однако, в качестве вспомогательной она остается, и даже может иметь определенное значение при оценке степени алмазоносности россыпепроявления на поисковой стадии.

Ранее вполне приемлемым считалось применение методики выделения тяжелой фракции отложений путем промывки пробы в лотке с получением «серого» шлиха. Однако такой способ выделения тяжелых минералов в значительной степени ограничивал реальные возможности минералогических методов. В рассматриваемом проекте прогнозно-поискового комплекса отмывке шлиха в лотке отводится сугубо вспомогательная роль. Она рекомендуется только для решения некоторых вспомогательных задач (например, обнаружения минералов-спутников как индикаторов повышенной алмазоносности россыпи).

Наконец, изучение минерального состава тяжелой фракции россыпных отложений нередко проводилось уже в ходе разведочных работ. Нами предлагается выполнять минералогические исследования на стадии поисков или даже в процессе специальных тематических исследований. При этом возможна ситуация, когда из числа нескольких полигонов, на которых было проведено поисковое бурение, должен быть выбран только один для постановки разведочных работ, и минералогические данные при этом могут иметь определяющее значение.

Целью настоящей статьи является рассмотрение основных направлений и методов использования минералогических исследований в рамках разрабатываемого прогнозно-поискового комплекса работ на россыпные алмазы западного склона Урала.

При этом мы исходим из следующего основного поискового критерия: кайнозойские россыпи алмазов в палеодолинах рек на территории западного склона Урала образуются только в результате перемыва отложений промежуточного коллектора (такатинского или силурийского) [7]. После выбора подходящего участка на основе анализа геологического строения территории необходимо рассматривать роль многих других факторов, влияющих на формирование кайнозойских россыпей алмазов (динамики водного потока, неотектонической обстановки, геоморфологических факторов и др.). При этом одним из первых индикаторов, свидетельствующих о возрасте пород источника питания обломочного материала россыпи, является минеральный состав тяжелой фракции.

Минеральные ассоциации тяжелой фракции отложений палеозойских коллекторов алмазов. Обзор работ по исследованию минерального состава тяжелой фракции палеозойских алмазоносных отложений западного склона Урала, в первую очередь, позволяет сделать вывод о

существенном влиянии методики ее выделения на получаемые результаты. Почти все ранние исследования основывались на изучении состава шлихов. В частности, Н.Б.Бекасовой [1] для такатинских пород западного склона Урала было выделено 7 терригенно-минералогических провинций. При этом в составе шлихов постоянным и обычно преобладающим минералом являлся циркон. Кроме того, в переменных количествах обычно отмечались лейкоксен, рутил и турмалин. Аналогичные результаты получены и уральскими исследователями [9], если исключить указанные авторами оксиды железа, которые явно являются аутигенными.

Нами еще в 60-х годах прошлого века были выполнены методические работы с целью сравнения минерального состава тяжелой фракции такатинских отложений, полученного при отмывке шлиха и при разделении навески в бромоформе [3]. В первом случае минеральная ассоциация оказалась цирконовой, во втором – лейкоксеновой. Лейкоксеновая минеральная ассоциация в тяжелой фракции такатинских отложений надежно доказана также Ю.Г.Пактовским [6].

В отличие от них, в алмазоносных силурийских отложениях минеральный состав тяжелой фракции, полученной после разделения навески в бромоформе, характеризуется мономине-ральной цирконовой ассоциацией [5].

Первоисточниками питания для обломочного материала аллювия как раннесилурийских, так и раннедевонских речных систем являлись древние (вероятно, докембрийские) коры выветривания, сформировавшиеся на кимберлитах и вмещающих докембрийских породах территории восточной части Волго-Уральского щита. В долинах этих рек происходила транспортировка алмазов в восточном направлении до побережья моря. Процессы дополнительной сортировки обломочного материала и обогащения его алмазами происходили на морском побережье за счет волновой деятельности или ветрами.

Различие минеральных ассоциаций в составе тяжелой фракции силурийских и такатинских отложений можно объяснить следующим образом. Речные системы в раннесилурийское время предположительно имели типичные признаки неразвитых эрозионных ложбин. Реки были относительно небольшими по протяженности, фации нечетко выражены, сортировка обломочного материала по крупности и плотности проявлялась в крайне слабой степени. В результате, при переносе к морскому побережью состав тяжелой фракции отложений палеорек в основном соответствовал таковому в породах источников питания. Отсюда, в составе тяжелой фракции силурийских отложений циркон являлся преобладающим минералом.

В раннетакатинское время эрозионная деятельность на территории платформы значительно усилилась. Произошло заметное углубление речной сети, она получила более широкое распространение по площади. В результате эрозией были вскрыты новые кимберлитовые тела, в том числе многие располагались на значительном удалении от побережья моря. Отсюда, перенос обломочного материала в реках раннедевонского времени осуществлялся на значительно большие расстояния. При таком переносе происходила естественная сортировка тяжелых минералов по гидравлической крупности. В результате по мере переноса роль циркона как минерала, обладающего меньшей миграционной способностью, постепенно снижалась. Соответственно, преобладающим минералом в составе тяжелой фракции девонских отложений оказался лейкоксен. Определенное влияние на указанные процессы могло оказать различие климатической обстановки раннесилурийского и раннедевонского времени, которая обычно существенно влияет на характер речной деятельности и особенно эрозионных процессов.

Следствием описанной выше эволюции россыпебразования могло также быть различие крупности алмазов в разновозрастных коллекциях. В частности, в отложениях силурийского коллектора алмазы должны быть крупнее, что унаследовали бы и образованные за счет их размыва кайнозойские россыпные отложения.

Минералогический контроль алмазоносности кайнозойских россыпей. Присутствие в тяжелой фракции кайнозойских речных отложений территории западного склона Урала минеральных ассоциаций с преобладанием циркона или лейкоксена является одним из поисковых критериев на алмазоносные россыпи. В отличие от них, при детальном изучении минерального состава тяжелой фракции современного аллювия западного склона Урала нами установлено почти повсеместное присутствие эпидотовой ассоциации, за исключением Косьвинской провинции (здесь она пироксеновая) [3].

Классическим примером являются результаты изучения минерального состава тяжелой фракции отложений Волынского месторождения, полученные еще в 70-х годах прошлого столетия сотрудниками Пермского университета. Исследования выполнены по методике с выделением тяжелой фракции в бромоформе из класса частиц размером 0,25–0,1 мм [2].

В составе тяжелой фракции отложений этого месторождения преобладающими оказались минералы, являющиеся индикаторами размыва отложений *алмазоносного промежуточного коллектора* – такатинской свиты (табл. 1). С использованием представительного фактического материала

(пробы были отобраны из керна скважин трех разведочных линий, всего выполнено 25 детальных минералогических анализов) было установлено присутствие в тяжелой фракции россыпи циркон (14%) – турмалин (17%) – лейкоксеновой (46%) минеральной ассоциации (табл. 1).

Таблица 1
*Минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции
(0,25-0,1 мм) отложений Волынского месторождения, %*

РЛ	Лейко- ксен	Цир- кон	Турма- лин	Ана- таз	Иль- менит	Эпи- idot	Амфи- болы	Про- чие
130	44,1	16,4	16,4	3,9	6,8	2,5	2,1	6,0
126	46,2	7,4	16,1	2,5	6,2	3,5	5,5	7,8
118	47,4	18,3	19,2	5,3	0,9	1,0	0,5	6,9

Однако, в речных палеодолинах всегда в той или иной степени происходит разубоживание концентраций алмазов, поступивших из пород промежуточного коллектора, материалом местных неалмазонесущих пород. Так, минералогические исследования в процессе разведочных работ на россыпи в Чикман-Нярском районе [2] показали сильное разубоживание обломочного материала речных отложений местными неалмазонесущими породами. В результате, в тяжелой фракции преобладающим минералом оказался ильменит (35-58%), присутствовали пироксены (в отдельных прослоях до 50% и более), а также амфиболовы (до 5% и более) и эпидот (до 6% и более). При этом минералогические индикаторы участия в формировании этой россыпи отложений такатинской свиты также присутствовали (содержание лейкоксена, циркона и турмалина - до 35%) (табл. 2). В ходе разведочных работ содержания алмазов в россыпи оказались некондиционными.

Таблица 2
*Минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции
0,25-0,1 мм отложений Чикман-Нярской депрессии (РЛ 161), %*

Гори- зонт	Иль- менит	Лейко- ксен	Пиро- ксены	Цир- кон	Турма- лин	Эпи- idot	Амфи- болы	Про- чие
1	34,9	13,1	33,2	3,6	3,4	4,0	4,3	3,0
2	52,2	18,3	4,3	8,2	3,7	2,8	1,2	7,8
3	48,2	22,2	4,6	8,1	5,3	2,3	1,9	6,8
4	57,6	18,4	0,6	10,7	3,9	2,1	0,5	2,9

Для отложений недавно открытой Сюзёвской россыпи [8] характерна лейкоксен-турмалин-цирконовая минеральная ассоциация. Хотя основным источником питания алмазоносного обло-мочного материала также являлись такатинские отложения, роль лейкоксена в тяжелой фракции оказалась подчиненной (табл. 3).

Таблица 3
*Минеральный состав аллотигенной части тяжелой фракции
 0,25-0,1 мм отложений Сюзёвской россыпи, %*

Глубина, м	Лейко-ксен	Циркон	Турма-лин	Ана-таз	Иль-менит	Эпи-дот	Ав-гит	Про-чие
Скважина 39								
1-7	7,1	8,0	9,0	1,4	69,7	0,9	0,7	0,9
8-18	11,7	25,7	18,8	12,7	27,8	0,3	0,6	1,6
19-24	7,8	40,0	21,7	10,3	15,0	0,5	2,3	2,3
25-30	3,2	43,5	24,3	8,5	7,3	0,2	6,0	6,2
31-32	3,5	46,0	22,0	7,5	4,0	3,5	7,5	5,1
Скважина 45								
1-10	20,0	19,8	39,3	6,7	7,7	0,4	-	4,8
11-20	19,3	18,6	36,7	8,9	5,1	0,3	0,1	8,7
21-30	17,6	29,7	25,7	10,6	1,7	-	-	4,2
31-40	18,0	32,7	23,6	14,3	6,9	0,3	0,1	2,9
41-44	12,3	28,5	27,3	12,2	8,0	-	-	4,3

Сам факт открытия Сюзёвской россыпи на территории Чикман-Нярской депрессии, где предыдущие поисково-разведочные работы подтверждали присутствие алмазов и в то же время сильное разубоживание аллювия местными неалмазоносными породами, имеет важное прогнозно-поисковое значение .

Полученные данные позволяют сделать вывод о том, что поисковым признаком на кайнозойские алмазоносные россыпи территории Западного Урала является присутствие минеральной ассоциации тяжелой фракции с преобладанием лейкоксена, циркона и турмалина.

Различие минерального состава тяжелой фракции отложений Сюзёвской россыпи и такатинского коллектора можно объяснить следующим образом. При перемыве отложений последнего речными потоками с активной динамикой происходит естественная сортировка минералов по гидравлической крупности, в процессе которой роль циркона в составе тяжелой фракции становится определяющей.

При этом отчетливо проявляются и признаки локального разубоживания отложений Сюзёвской россыпи неалмазоносными местными породами. Они особенно заметны при формировании верхних горизонтов на некоторых участках (содержание ильменита в тяжелой фракции иногда превышает 60%).

Роль фациального фактора. Одним из факторов, обусловливавших высокие концентрации алмазов в кайнозойских россыпях, является присутствие в разрезе аллювия высокоалмазоносных прослоев и линз. Результаты поисковых работ на алмазы в палеореках территории западного склона Урала показали, что распределение алмазов в русловых отложениях является резко неравномерным. Наиболее высокие их концентрации (некоторые из них можно отнести к «уроганным») встречаются только в отдельных прослоях или линзах грубообломочного аллювия. Причем, на определенном отрезке долины алмазы в русловом аллювии могут вообще отсутствовать.

Наиболее перспективными поисковыми объектами на россыпные алмазы являются отложения речных водотоков 3-го и 4-го порядков с изменчивой динамикой руслового потока. В таких реках участки замедленного течения постоянно сменяются быстротоками. Формирование высокоалмазоносных прослоев и линз в таких реках обусловлено концентрацией алмазов крупного размера, перенос и накопление которых возможны только на участках с высокой скоростью водного потока.

В связи с этим уже на поисковой стадии важным вопросом является установление присутствия в разрезе аллювия таких прослоев и линз, которые можно было бы отнести к микрофациям «быстрых струевых течений». Они в значительной степени влияют на средние содержания алмазов в россыпи и на запасы драгоценного камня. Иногда только благодаря их присутствию россыпь оказывается кондиционной.

Некоторые примеры могут быть приведены по материалам изучения алмазоносности Сюзёвской россыпи. Здесь отдельными скважинами были вскрыты неалмазоносные блоки. Наиболее вероятной причиной отсутствия в них алмазов можно считать снижение скорости водного потока на данном участке русла реки и, как следствие, разубоживание аллювия обломочным материалом неалмазоносных местных пород. Основанием для такого заключения является характерный состав тяжелой фракции, в составе которой в заметном количестве появляются не только обычный ильменит, но даже авгит и эпидот.

Однако, многими скважинами в разрезе Сюзёвской россыпи были вскрыты и высокоалмазоносные прослои, предположительно приуроченные к участкам быстротоков. В качестве минералогического

индикатора соответствующей динамики водного потока, которая обусловливает их формирование, может быть использован коэффициент, представляющий собой отношение содержаний минералов существенно разной миграционной способности: циркон/турмалин+лейкоксен. Так, среднее его значение для тяжелой фракции отложений неалмазоносных прослоев Сюзёвской россыпи – 0,43, а для высокоалмазоносных – 0,81.

Изложенное выше позволяет предложить некоторые рекомендации по использованию поисковых критериев на кайнозойские россыпи алмазов Урала. В одном из случаев полигон, на котором были проведены поисковые работы, может целиком представлять собой зону сильного разубоживания алмазоносного материала промежуточного коллектора. Об этом, в частности, будут свидетельствовать данные изучения состава тяжелой фракции. Использование результатов минералогических исследований на поисковой стадии дает возможность отказаться от проведения разведочных работ на таком участке.

Роль аутигенного комплекса минералов. Минеральный состав аутигенного комплекса тяжелых минералов россыпеносных отложений закономерно меняется с глубиной со сменой ассоциаций, соответствующих фациям: окислительной, нейтральной, слабо и сильно восстановительной. Например, характерным компонентом-индикатором слабо восстановительной фации в разрезе отложений Сюзёвской россыпи является маггемит, присутствие которого обуславливает высокие значения магнитной восприимчивости.

Этот фактор следует учитывать при планировании применения геофизических методов в составе прогнозно-поискового комплекса на россыпные алмазы. В частности, имелись случаи, когда выявление таких магнитных аномалий принималось за поисковый признак на кимберлиты с последующей потерей значительных финансовых затрат и времени.

Заключение. Использование минералов как индикаторов алмазоносности кайнозойских россыпей предлагается считать одним из важных составных частей прогнозно-поисковых работ на территории западного склона Урала.

Использование минералогических индикаторов алмазоносности отложений россыпи является особенно важным с учетом того, что перспективы алмазоносности объекта могут быть оценены до проведения разведочных работ. При необходимости выбора для проведения разведочных работ только одного из нескольких поисковых участков минералогические данные помогут сделать этот выбор с высокой долей уверенности.

Библиографический список

1. Бекасова Н.Б. К методике литолого-минералогического изучения осадочных и осадочно-метаморфических толщ // Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1971. Вып. 2. С. 21-30.
2. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. 128 с.
3. Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикаамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК. 2004. 292 с.
4. Осовецкий Б.М., Пактovский Ю.Г., Попов А.Г., Чуйко В.А. Источники питания и история формирования уральских россыпей алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. 2023. Вып. 26. С. 196-206.
5. Пактovский Ю.Г. Силурийский промежуточный коллекtor алмазов (Южное Притиманье, Пермский край) // Вестник Пермского университета. Геология. 2021. Т. 20, № 4. С. 301-319.
6. Пактovский Ю.Г. Минеральные ассоциации тяжелой фракции базальных пород силура и девона на Северном Урале в Вишерском алмазоносном районе // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2024. Вып. 7(44). С. 197-204.
7. Пактovский Ю.Г., Попов А.Г. Девонский коллекtor алмазов Урала // Литосфера, т. 23, № 4. 2023. С. 683-700.
8. Чуйко В.А., Синкин В.А., Наумов В.А., Плюснин И.А., Калинин К.П. Сюзёвское месторождение россыпных алмазов: новый этап изучения алмазоносности Западного Урала // Литосфера. 2023. № 4. С. 702-713.
9. Щербаков О.А., Щербакова Н.В., Кириллов В.А. и др. Палеоструктурные особенности Вишерского Урала в связи с его алмазоносностью . Пермь, 1997. 102 с.

THE ROLE OF MINERALOGICAL INVESTIGATIONS AS THE PART OF PROGNOSIS-RESEARCH COMPLEX ON DIAMOND PLACERS IN THE URALS

B.M.Osovetsky

opal@psu.ru

The role of mineralogical investigations as a part of prognosis-research complex on placer diamonds in the Urals is concluded in the use of their results for decision of the next problems: 1) the use of mineralogical control of placer diamondiferous; 2) appreciation of the negative influence of local rocks; 3) making the decision on the question concerning the choice of objects for prospecting works.

Keywords: diamonds, placers, mineral-indicators, the Western Urals.

УДК 553.81:550.85

Ю.Г. Пактовский¹, В.А. Чуйко², И.А. Плюснин²

¹Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

²ООО «Алмайнинг», г. Пермь

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ЛИТОЛОГИЧЕСКОМУ ОПРОБОВАНИЮ ОТЛОЖЕНИЙ ОСНОВАНИЯ ТАКАТИНСКОЙ СВИТЫ В ЯЙВИНСКОМ АЛМАЗОНОСНОМ РАЙОНЕ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

В статье рассматривается значение метода литологического опробования для поиска алмазных россыпей на Урале. На примере новых изучаемых участков, примыкающих к западному флангу Сюзёвского месторождения россыпных алмазов, показаны минеральные ассоциации тяжелой фракции литологических проб, взятых из основания такатинской свиты в Яйвинском алмазоносном районе (Средний Урал). Проводится сопоставление полученных результатов с результатами ранее проведенного литологического опробования в Вишерском алмазоносном районе (Северный Урал). Подчеркивается сходство полученных новых данных с уже известными. Отмечается, что минеральная ассоциация тяжелой фракции пород основания такатинской свиты как в том, так и в другом районах – лейкоксеновая, при этом минеральный агрегат лейкоксен является индикаторным для кор выветривания. Полученные данные позволяют рекомендовать методику литологического опробования для поисковых работ на новых территориях в алмазоносных районах, в частности, для определения пространственного положения потенциально алмазоносных пород, их минеральных ореолов рассеяния, а также для стратиграфического расчленения «немых» геологических толщ.

Ключевые слова: Пермский край, Средний Урал, нижний девон,
такатинская свита, литологическое опробование, гранулометрия,
минералогия, лейкоксен, алмазные россыпи.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.131

В процессе поисковых работ применяются различные, наиболее подходящие для конкретных условий геологические методы, которые выбираются из прогнозно-поискового комплекса, составленного для данной территории. В последнее время нами широко применяется метод литологического опробования потенциально перспективных алмазоносных пород на Урале. Он позволяет в достаточно сжатые сроки и оптимально в финансовом отношении определить перспективы алмазоносности по индикаторным минералам на новых участках. Методика литологического

опробования включает в себя: 1) отбор литологических проб в поле; 2) лабораторную пробоподготовку; 3) гранулометрический анализ исследуемых отложений; 4) количественный минералогический анализ аллотигеной и аутигенной частей тяжелой фракции; 5) анализ тяжелой фракции. Для экспресс-метода, в случае производственной необходимости, анализируется только аллотигенная часть тяжелой фракции проб.

Литологические пробы (0,3–0,5 кг) отбираются в поле при проведении геологических маршрутов, описании обнажений горных пород, при бурении скважин, проходке канав и шурfov; дополнительно при промывке шлиховых, малообъемных и крупнообъемных проб и т.д. Сами литологические пробы ни в коем случае не промываются и в поле не сокращаются. На лабораторном этапе проводится макроскопическое описание проб, их фото документирование и пробоподготовка. На аналитическом – гранулометрический и минералогический анализы. Детальность минералогических исследований, включающая в себя и прецизионные методы, зависит от цели и поставленных задач. Такая методика литологического опробования обоснована на Урале Б.М. Осовецким [10, 11, 12]. Особенность ее в том, что литологические пробы, в отличие от шлиховых, отбираются и исследуются без промывки, т.е. с сохранением всего комплекса минералов тяжелой фракции без их потерь.

Основоположником методики количественного минералогического анализа тяжелой фракции является А.А. Кухаренко [4], разработавшего этот метод, что характерно, тоже на уральском материале. Поначалу она применялась только для промываемых с помощью лотка, ковша, бутары и т.п. проб. Неизбежные при промывке потери тяжёлых минералов («пограничной плотности», по отношению к тяжелой жидкости; уплощенных, чешуйчатых и т.д.) прекрасно осознавались основоположником [4] как естественное ограничение шлихового опробования. По сути, это ограничение было на десятилетия закреплено в инструктивных и методических документах, регламентирующих шлиховую съемку на разных этапах и стадиях геологоразведочных работ [7]. Действительно, при проведении ГРР очень часто важна оперативность получения данных (поэтому на практике часто используется минералогический экспресс-метод [8]), но необходимо признать, что результаты количественного минералогического анализа при литологическом опробовании более объективны и предпочтительны, чем результаты шлихового, хотя, конечно, один метод никак не отменяет другого. Естественным ограничением метода литологического опробования является сравнительно небольшое видовое количество «тяжелых» минералов, и особенно редких минеральных видов, однако минеральная

ассоциация определяется им вполне однозначно и точно. Минеральная ассоциация включает в себя наиболее распространенные в данных отложениях и на данной территории минералы, разделенные на аллотигенную и аутигенную части тяжелой фракции. На изучаемой территории минеральные ассоциации сравниваются как по латерали, так и в вертикальном разрезе.

В данной статье рассмотрены некоторые предварительные результаты литологического опробования на примере новых перспективных участков, расположенных в тех же геологических условиях, что и недавно открытое Сюзевское месторождение россыпных алмазов [19]. Первоочередной задачей являлось определение выходов на поверхность отложений такатинской свиты раннего девона, особенно базальной ее части, и приуроченных к ним разновременным корам выветривания, с которыми традиционно связываются промышленные перспективы уральской алмазоносности.

Предварительно необходимо заметить, что литологическое опробование коренных пород на Западном склоне Урала всегда носило спорадический, а не регулярный характер, даже в Вишерском алмазоносном районе [13]. На Среднем Урале таких работ проведено еще не было, хотя рыхлые отложения мезо-кайнозойских алмазоносных депрессий изучались [6]. Подчеркнем, в настоящей работе сделан акцент на установление минеральных ассоциаций тяжелой фракции коренных пород такатинской свиты – как ее основания (межформационные коры выветривания), так и вышележащих отложений этой свиты.

По результатам буровых работ, проведенных ООО «Алмайнинг», были подтверждены данные предшественников о том, что полоса такатинских отложений протягивается вдоль западного фланга Сюзевской россыпи в субмеридиональном направлении, формируя положительный рельеф холмов-гривок, разделяющих слабо выработанные долины левых притоков р. Сюзь. В южной части изучаемой территории полоса такатинских отложений срезается субширотным разломом, который разделяет нижне-среднепалеозойские и верхнепротерозойские отложения старопечниковой свиты верхнего венда. Казалось бы, геологическая позиция такатинских и вендских отложений – как бы «в головке» Сюзевской россыпи – с одинаковым основанием позволяет предполагать как такатинский, так и вендинский коллекtor алмазов, что является принципиальным вопросом в данной геологической ситуации.

Проведенное ранее исследование гранулометрического состава депрессионных отложений Сюзевского месторождения показало, что обломочный материал депрессии представлен обломками пород

такатинской свиты [17]. С другой стороны, по результатам крупнообъемного опробования выяснилось, что южный фланг месторождения, расположенный в поле развития вендских отложений, в промышленном отношении пуст. Таким образом, на данной территории существование вендского коллектора не подтвердилось, и алмазоносность Сюзёвской россыпи можно было бы однозначно связать с такатинским коллектором. Но оставался вопрос, являются ли он аналогом такатинского коллектора в Вишерском алмазоносном районе.

Первоначально в рекогносцировочных маршрутах были отобраны образцы песчаников «такатинского облика» из элювия на вершине безымянной грядки, разделяющей ручьи Полуденный и Верхний, в надежде, что они могут трассировать выходы основания такатинской свиты в элювиальных развалих. Забегая несколько вперед, можно сразу сказать, что эта надежда не оправдалась. Представленный образец представлял из себя крупнозернистый песчаник с примесью гравийных зерен (табл. 1) общего желтовато-серого цвета с тонкой пропиткой ржаво-желтыми гидроксидами железа. Из образца взята небольшая проточная пробы № 1/1 общей массой 48,85 г.

Таблица 1
Гранулометрический состав литологической пробы 1/1, мас. %

Гранулометрические классы, мм					Сумма, %
2,0-1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	-0,1	
8,9	49,9	25,5	10,6	5,2	100,0

Все гранулометрические классы пробы просмотрены под бинокулярным микроскопом МБС-10. Класс 0,25–0,1 мм, согласно принятой нами методике [10], разделен в тяжелой жидкости (бромуформ) для количественного минералогического анализа.

Несмотря на сравнительно небольшой объем пробы и непредставительное количество аллотигенных минералов, тем не менее, минеральная ассоциация тяжелой фракции, характерная для раннепалеозойских пород региона, проявилась очень отчетливо (табл. 2), с подавляющим преобладанием циркона (76,5 %). Лейкоксен как продукт гипергенного изменения всех титанистых минералов (ильменит, рутил, брукит, анатаз) стоит несколько особняком и имеет тенденцию накапливаться в корах выветривания [2], в отличие от многих других относительно устойчивых минералов (например, – группы граната, которые испытывают тенденцию к постепенному растворению).

Таблица 2
Количественный минералогический анализ протолочной пробы 1/1.
Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал/разность	Сумма, шт.	Сумма, %
1	Турмалин	7	5,1
2	Лейкоксен	22	16,2
3	Анатаз	3	2,2
4	Циркон	104	76,5
	Сумма аллотигенных минералов	136	100,0
	Доля аллотигенных минералов		81,4
9	Гидрогетит	6	19,4
10	Гематит	15	48,4
11	Агрегаты цемента пород	7	22,6
12	Пиролозит	3	9,7
	Сумма аутигенных минералов	31	100,0
	Доля аутигенных минералов		18,6
	Всего	167	100,0
	Отношение аллотигенных минералов к аутигенным	4,4	

Минеральную ассоциацию тяжелой фракции образца №1/1 можно охарактеризовать как лейкоксен (16,2%) – цирконовую (76,5%). Однако, по данным ранее проведенных исследований в Вишерском алмазоносном районе, для отложений основания такатинской свиты характерна устойчивая лейкоксеновая ассоциация [14, 15, 16, 18]. Оставалась только сделать вывод, что элювиальные развалины такатинских пород на вершине холма-гривки относятся к вышележащим, не алмазоносным слоям такатинской свиты и не имеют отношения к базальным породам свиты. Как только полевые поисковые работы вышли на южный склон гривки, обращенный к долине руч. Верхний, это предположение подтвердилось. Следовательно, минералогический метод можно использовать также и для предварительного, полевого стратиграфического расчленения геологического разреза. В дальнейшем контакт силурийских и девонских пород (карбонатных и терригенных, соответственно) был вскрыт скважинами и экскаваторными канавами на южном склоне бэзымянного холма-гривки.

В экскаваторной канаве 11 в интервале глубин 5,0–5,2 м полевыми геологами отобрана пробы №8. В лабораторных условиях методом

квартования из этой большой пробы отобраны три литологические (8-1, 8-2, 8-3) с тем, чтобы провести минералогический анализ с кратным запасом надежности (исходные массы проб: 354,77; 375,25; 341,12 г, соответственно; общая масса 1071,14 г). Макроскопически материал пробы представляет собой отложения характерного светло-серого и светло-коричневато-желтого цветов, глинисто-алеврито-песчаные, тонкослоистые, тонкими слойками ожелезненные. Дезинтегрированный, в основном, материал содержит обломки мелкодресвяной размерности, представленные мелко-среднезернистым кварцевым песчаником с базальным алеврито-глинистым цементом.

В таблице 3 приводятся средние значения гранулометрического состава пробы №8, взятые по результатам трех гранулометрических анализов.

Таблица 3
*Средний гранулометрический состав литологической пробы №8
(8-1, 8-2, 8-3), мас. %*

Масса пробы исх., г	Масса пробы конеч., г	Гранулометрические классы, мм							Сумма
		+1,0	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01	
1071,1	601,87	3,70	5,21	11,47	21,42	9,27	4,95	43,98	100,0

По данным гранулометрического анализа, эти отложения можно охарактеризовать как глинистый разнозернистый песчаник. В песчано-алевритовых классах наблюдается логнормальное одномодальное распределение частиц, что говорит об одном источнике их образования. Глинистые частицы (43,98 %) в гранулометрическом распределении частиц образуют отдельную моду, что может указывать на ассоциацию минералов, конечным продуктом разрушения которых являются глинистые минералы.

По результатам количественного фазового анализа (аналитик Е.М. Томилина), валовый минеральный состав пелитовой фракции пробы №8 (табл. 4) подтверждает превалирование глинистых минералов (71,4 %). Какие именно глинистые минералы – это тема дальнейшего исследования. Количественный валовый минеральный состав глинистых минералов в пелитовой фракции проведен на рентгеновском порошковом дифрактометре D2 Phaser («Bruker», ФРГ).

Количественный минералогический анализ пробы №8 также проводился по классу 0,25–0,1 мм, по принятой нами методике [10].

Таблица 4

Валовый минеральный состав пелитовой фракции пробы №8, %

№ п/п	Минерал	Содержание, %
1	Кварц	14,7
2	Калиевые полевые шпаты	13,2
3	Плагиоклазы	0,7
4	Глинистые минералы	71,4
Сумма		100

Очевидно, что количественный минералогический анализ дает основание сделать однозначное заключение о лейкоксеновой минеральной ассоциации тяжелой фракции всех трех частей литологической пробы 8 (табл. 5, 6). Шлиховые минералы не представляют больших затруднений для диагностики. Среди аллотигенных минералов преобладает лейкоксен, который строго говоря, является минеральным агрегатом, но в виду специфики шлихового метода, в рамках этого раздела минералогии, его вполне возможно называть минералом, как иногда называют минералом лимонит или янтарь, ввиду его особой важности при изучении минералогии кор выветривания. Лейкоксен представлен различными по форме минеральными агрегатами: лепёшковидный, эллипсовидный, изометрично-округлый, неправильной формы (эти агрегаты легко рассыпаются при давлении); особое внимание на себя обращают сохранившие кристаллографические грани и ребра предполагаемых исходных минералов, особенно ильменита. Также разнообразны у зерен лейкоксена оттенки желтого, по преимуществу, цвета лейкоксена: светло-желтый, желтовато-светло-серый, желтовато-серый и т.д., а также – восковой или жирный блеск, более или менее яркий.

Из других титанистых минералов: рутил, черный и красный, встречен в единичных зернах; анатаз также редок, отличается очень мелкими кристалликами, собранными в щетки, с алмазным блеском и голубоватым оттенком.

Второй по встречаемости минерал тяжелой фракции класса 0,25–0,1 мм – циркон. Призматического облика зерна циркона хорошо окатаны, вплоть до формы, почти сферической, в большинстве своем сохраняют алмазный блеск и прозрачны, но некоторые замутнены, или микротрецинами, или микровключениями; по гранулометрии тяготеют к нижней границе класса.

Третий по встречаемости минерал тяжелой фракции класса 0,25–0,1 мм – турмалин так же, как и циркон, хорошо окатан, до идеальной

шарообразной формы; преобладают непрозрачные разности кажущегося черного цвета (в тонких сколах зерна прозрачны), очень редко – зеленого; весьма твердый; блеск стеклянный. Хромшпинелиды встречены в единичных зернах октаэдрического габитуса черного цвета с полуметаллическим блеском с непритупленными ребрами и вершинами. Также единичны зерна розового граната, одно из которых несет на скользящих гранях следы гипергенного растворения.

Таблица 5
Количественный минералогический анализ тяжелой фракции литологической пробы №8, %. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ п/п	Минерал/разность	8-1	8-2	8-3	Среднее по трем пробам
1	Лейкоксен	72,6	70,9	71,0	71,6
2	Циркон	10,6	14,5	20,7	14,9
3	Турмалин	14,9	11,5	5,9	11,1
4	Рутил черный	0,5	0,4	-	0,3
5	Рутил красный	-	0,9	0,6	0,6
6	Анатаз	1,0	0,9	0,6	0,8
7	Хромшпинелиды	-	0,9	1,2	0,7
8	Гранат	0,5	-	-	-
Сумма аллотигенных минералов		100,0	100,0	100,0	100,0
Доля аллотигенных минералов		59,9	72,1	37,8	54,4
9	Гидрогетит	34,5	9,1	5,0	13,9
10	Псевдоморфозы гидрогетита по пириту	0,7	2,3	2,9	2,2
11	Гематит	5,8	14,8	68,7	42,0
12	Агрегаты цемента пород	38,5	27,8	38,5	34,5
13	Барит	0,7	-	-	0,2
14	Пиролюзит	0,7	2,3	-	0,6
Сумма аутигенных минералов		100,0	100,0	100,0	100,0
Доля аутигенных минералов		40,1	27,9	62,2	45,6
Всего минералов		100,0	100,0	100,0	100,0
Отношение аллотигенных минералов к аутигенным		1,5	2,6	0,6	1,2

Таблица 6

Сравнительная таблица минеральных ассоциаций тяжелой фракции пород основания такатинской свиты в Вишерском (ВАР) и Яйвинском (ЯАР) алмазоносных районах, по [13], [14] и материалам данной статьи, %

№ п/п	Минерал/разность	Южная Рассольная, ВАР	Сухая Волынка, ВАР	Помский участок р.ч. Верхний, ЯАР
1	Лейкоксен	78,7	61,2	71,6
2	Ильменит	2,5	-	-
3	Рутил	0,3	0,3	0,9
4	Анатаз	8,3	0,3	0,8
5	Турмалин	2,6	6,4	11,1
6	Циркон	6,7	31,5	14,9
7	Хромшпинелид	0,3	0,3	0,7
8	Гранат	0,3	-	-
9	Тальк	0,3	-	-
Сумма аллотигенных минералов		100	100	100
Доля аллотигенных минералов		45,4	67	54,5
10	Гидрогетит	72,4	28,5	13,9
11	Гематит	27,6	19,2	42,0
12	Магнетит	-	1,7	-
13	Пирит	-	8,7	-
14	Псевдоморфозы гидрогетита по пириту	-	41,3	2,2
15	Агрегаты цемента пород	-	-	41,1
16	Барит	-	-	0,2
17	Пиролюзит	-	-	0,6
18	Магнитные сферулы	-	0,6	-
Сумма аутигенных минералов		100	100	100
Доля аутигенных минералов		54,6	33	45,5
Всего минералов		100	100	100
Отношение аллотигенных минералов к аутигенным		0,8	2	1,2

Среди аутигенных минералов в средних значениях преобладает гематит (42,0 %), в основном, в виде пелитоморфных агрегатов. Гидрогетита значительно меньше (13,9 %), но по отдельным пробам соотношение гематита и гидрогетита обратное, что связано, на наш взгляд, с неравномерной пропиткой разных слоев породы железосодержащими растворами. Так, в пробе 8-1 преобладает гидрогетит (34,5 %) и, соответственно, содержание гематита низкое (5,8 %). А в пробе 8-3 – наоборот (5,0 % и 68,7 %, соответственно). Особое внимание обращают на себя неправильной, как бы лепесковидной, формы зерна, которые мы назвали агрегатами цемента пород. Минеральный состав их специально не изучался, но по некоторым признакам он близок к лейкоксену: пелитоморфный кварц, гидрогетит, гематит, глинистые минералы; попадание в тяжёлую фракцию обусловлено достаточным ожелезнением. Собственно, своей формой они напоминают материал заполнения межзернового пространства, как оно наблюдается в шлифах; но, высвобожденные из породы, эти зерна приобретают сложный и даже причудливый облик; граничных форм они не имеют, не несут следов окатывания, достаточно мягки и хрупки; и, по сути, цементом являться не могут, поскольку не скрепляют зерна породы, но, скорее, способствуют их разъединению. Процессу дезинтеграции, как мы уже отмечали, может способствовать регенерация кварца в породе. По всей вероятности, это есть механизм выветривания породы в действии – за счет преобразования и изменения вещества цемента.

Во всех трех случаях минеральная ассоциация тяжелой фракции проб – лейкоксеновая. Имеет смысл также отметить соотношение циркона и лейкоксена в минеральной ассоциации тяжелой фракции, которое при достаточных статистических данных может иметь индикаторное значение.

Переходим к некоторым предварительным выводам из проведенного исследования. Первое – минеральная ассоциация тяжелой фракции отложений основания такатинской свиты в Яйвинском алмазоносном районе – лейкоксеновая. Второе – по преобладающему компоненту тяжелой фракции – лейкоксену, индикатору кор выветривания, возможно сопоставление Яйвинского и Вишерского алмазоносных районов на геологический момент корообразования. Третье – методику литологического опробования можно рекомендовать для поисковых работ на новых перспективных территориях в алмазоносных районах.

В заключение необходимо выразить глубокую благодарность коллегам из ЦКП ПГНИУ и лично Е.М. Томилиной за помошь в проведенных исследованиях.

Библиографический список

1. Акимов Л.В., Набровенков О.С., Риндзюнская Н.М., Андреичева Л.Н., Майорова Т.П., Ревердатто М.В., Иванов Н.М., Кавалершина Е.А., Недашковская Н.Н. Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале. Отв. ред. Н.П. Юшкин. УрО АН СССР, КНЦ ИГ. Сыктывкар, 1988. 112 с.
2. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
3. Калинин К.П., Пактovский Ю.Г. Минералогическая характеристика среднего течения р. Сосьвы Чикман-Нярской депрессии (Средний Урал) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Пермь: гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2020. Вып. 3(40). С. 68–70.
4. Кужарено А.А. Минералогия россыпей. М.: Гос. науч.-тех. изд-во, 1961. 320 с.
5. Лебедев Г.В. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. В 2 т. Т. 1. Прогнозирование и поиски месторождений. Пермь, 2017. 220 с. Т. 2. Разведка месторождений. Пермь, 2022. 200 с.
6. Лунев Б.С., Осовецкий Б.М. Мелкие алмазы Урала. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1996. 128 с.
7. Методические указания о проведении геологоразведочных работ по стадиям (твердые полезные ископаемые). М.: Изд-во ВИЭМСа, 1984. 24 с.
8. Наумова О.Б. Экспресс-метод определения минералогического состава тяжелой фракции // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: мат-лы региональной науч.-практ. конф. Пермь, 2000. С. 112–115.
9. Осовецкий Б.М. Методика минералогического анализа по нескольким гранулометрическим фракциям (на примере Прикамья) // Геология и петрография Западного Урала / Пермь: гос. ун-т. Учен. зап. Пермь. ун-та. № 318. Пермь, 1976. Вып. 7. С. 111–120.
10. Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркутского ун-та, 1986. 259 с.
11. Осовецкий Б.М. Минералогические диаграммы и их применение в литологии // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 2. С. 134–140.
12. Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2004. 292 с.
13. Осовецкий Б.М., Пактovский Ю.Г., Чуйко В.А. Минералогические индикаторы алмазоносности уральских россыпей // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22, № 3. С. 243–266.
14. Пактovский, Ю.Г. Минеральные ассоциации тяжелой фракции базальных пород силура и девона в Вишерском алмазоносном районе на Северном Урале // Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. Пермь: гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2024. Вып. 7(44). С. 197–204.
15. Пактovский, Ю.Г., Попов А.Г. Девонский коллектор алмазов Урала // Литосфера (русск.). № 4. 2023. С. 683–700.
16. Пактovский Ю.Г., Томилина Е.М. Новые данные о базальных отложениях татаринской свиты на Южно-Рассольниковском месторождении алмазов (Пермский край) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогенеза. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Пермь: гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2023. Вып. 26. С. 207–214.
17. Пактovский Ю.Г., Чуйко В.А., Калинин К.П. Поисковое значение дробного гранулометрического анализа в изучении алмазоносных россыпей // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22, № 2. С. 133–144.
18. Пактovский Ю.Г., Плюснин А.В., Томилина Е.М., Староселец Д.А., Афонин И.В., Рабцевич Е.С., Сулима А.И., Чуйко В.А. Результаты изучения разреза татаринской свиты «Южная Рассольная» на территории Полюдово-Колчимского антиклиниория Западно-Уральской зоны складчатости (Красновишерский

- район Пермского края) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335. № 6. С. 143–159.
19. Чуйко В.А., Синкин В.А., Наусов В.А., Плюснин И.А., Калинин К.П. Сюзевское месторождение россыпных алмазов // Литосфера, 2023. С. 701–713.

NEW DATA ON LITHOLOGICAL SAMPLING OF SEDIMENTS OF THE BASIS OF THE TAKATA FORMATION IN THE YAIVINSKY DIAMOND-BEARING REGION (MIDDLE URAL)

Y.G. Paktovsky, V.A. Chuiko, I.A. Plyusnin

urijpaktovskij65@gmail.com

The article discusses the importance of the lithological sampling method for searching for diamond placers in the Urals. Using the example of new study areas adjacent to the western flank of the Syuzevsky placer diamond deposit, mineral associations of the heavy fraction of lithological samples taken from the base of the Takata formation in the Yaivinsky diamond-bearing region (Middle Urals) are shown. The results obtained are compared with the results of a previously conducted lithological sampling in the Vishera diamondiferous region (Northern Urals). The similarity of the new data obtained with the already known ones is emphasized. It is noted that the mineral association of the heavy fraction of the base rocks of the Takata Formation in both areas is leucoxene, while the mineral aggregate leucoxene is an indicator for weathering crusts. The data obtained make it possible to recommend a lithological sampling technique for prospecting work in new territories in diamond-bearing areas, in particular, to determine the spatial position of potentially diamond-bearing rocks, their mineral dispersion halos, as well as for the stratigraphic division of “silent” geological strata.

Keywords: Perm region, Middle Urals, Lower Devonian, Takata formation, lithological sampling, granulometry, mineralogy, leucoxene, diamond placers.

УДК 549.01:54.055

С.С. Потапов¹, А.А. Горячев², Д. В. Макаров², Н.В. Паршина¹

¹Институт минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, г. Миасс

²Институт проблем промышленной экологии Севера
КНЦ РАН, г. Апатиты

К МИНЕРАЛОГИИ ШЛАКОВ МЕТАЛЛУРГИЧЕСКОГО ПЕРЕДЕЛА МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД НА ПЛОЩАДКЕ МОНЧЕГОРСК АО «КОЛЬСКАЯ ГМК»

С применением рентгенофазового анализа, сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионной спектроскопии изучен минеральный состав шлаков металлургического передела на площадке Мончегорск АО «Кольская ГМК». Силикатная матрица шлака представлена диопсидом $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, оливином $(\text{Mg}, \text{Fe})(\text{SiO}_4)$, а так же конечными членами изоморфного ряда – форстеритом Mg_2SiO_4 и фаялитом Fe_2SiO_4 , что типично для шлаков. В незначительных количествах в шлаке присутствуют кварц SiO_2 и кристобалит SiO_2 . Методом РФА из сульфидных минералов установлен лишь пирит FeS_2 . Методом СЭМ ЭДС обнаружены кубанит CuFe_2S_3 , пентландит $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$, пирротин $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$, самородное железо.

Ключевые слова: медно-никелевая руда, металлургические шлаки, минеральный состав, диопсид, оливин, форстерит, фаялит, кубанит, пентландит, самородное железо, Мончегорск, Кольская ГМК.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.143

Введение. В современных условиях актуально вовлечение во вторичный передел отходов (а по сути – техногенных месторождений) горнорудного и металлургического производства. Именно с целью утилизации и использования отходов металлургического передела медно-никелевых руд площадки Мончегорск АО «Кольская ГМК» (ранее – комбинат «Североникель») проведено изучение минерального состава шлаков. «Североникель» – комбинат по производству никеля и меди, расположенный в г. Мончегорск Мурманской области (рис. 1).

Из истории комбината «Североникель». В 1930 г. академиком А.Е. Ферсманом было открыто месторождение медно-никелевых сульфидных руд Терраса в западной части массива Ниод. С этого времени началось систематическое геологическое изучение Мончегорского района.

С целью переработки руд месторождения Терраса в 1934 г. было принято решение о создании комбината «Североникель». А 29 апреля 1935 г. наркомом тяжелой промышленности СССР Серго Орджоникидзе



Рис. 1. Вид на комбинат «Североникель» АО «Кольская горно-металлургическая компания».

В мае 1942 г. было принято решение о восстановлении комбината и уже осенью 1942 г. было восстановлено производство файнштейна, а полный цикл производства был восстановлен к осени 1945 г. 20 декабря 1942 г. было принято Постановление ГКО СССР о выпуске комбинатом «Североникель» нестандартного никеля.

В 1963 г. впервые в СССР на комбинате было наложено производство карбонильного никеля. В том же году «Североникелю» было присвоено имя В.И. Ленина. В 1966 г. комбинат был награждён орденом Ленина.

В 1979 г. на комбинате впервые была получена электролитная медь.

В 1982 г. на комбинате вступил в строй медно-никелевый комплекс по переработке рудного сырья и файнштейна Норильского горно-металлургического комбината.

В 1989 г. комбинат «Североникель» вошёл в состав государственного концерна «Норильский никель», который в 1994 г. был акционирован.

В 1998 г. комбинаты «Североникель» и «Печенганикель» были объединены в составе АО «Кольская горно-металлургическая компания».

В декабре 2002 г. на «Североникеле» было введено в эксплуатацию новое гидрометаллургическое отделение с уникальной технологией

был подписан приказ об ударном строительстве на Кольском полуострове металлургического комбината мощностью 10 тыс. т никеля и 10 тыс. т меди в год. Одновременно со строительством комбината началось и строительство Мончегорска.

23 февраля 1939 г. комбинат дал первый товарный огневой никель, а с июля 1940 г. он начал также производить кобальт.

В 1941 г. в связи с началом Великой Отечественной войны оборудование комбината было, в основном, эвакуировано, главным образом, на Урал и в Норильск. Эвакуированные работники комбината помогли наладить выпуск никеля на Норильском комбинате.

«обжиг – выщелачивание – электроэкстракция», которая позволяет утилизировать до 98 % серы.

В 1989–1990 гг. комбинат выплавлял 140 тыс. т никеля в год, затем начался спад и в 1993–1996 гг. комбинат производил около 60 тыс. т никеля и меди, работая главным образом на норильской руде.

До закрытия плавильного цеха площадки Заполярный – Никель АО «Кольская ГМК» в декабре 2020 г., на площадке Мончегорск перерабатывали поступающий оттуда файнштейн. В настоящее время ведется переработка файнштейна из Заполярного филиала ПАО «Норильский никель», а также значительное количество вторичных материалов, содержащих цветные и драгоценные металлы.

Методика исследований. По проектной производственной программе по выпуску металлов комбината «Североникель» в зависимости от набора сырья образовывалось порядка 850–950 тыс. т в год электропечных шлаков. Период эксплуатации шлакоотвала 1937–2002 гг. Проектная площадь, отведенная под шлакоотвал (93.3 га), использована на 89 % (занимаемая отвалом площадь – 83.3 га). За годы эксплуатации накоплено около 60 млн. т шлака. Средневзвешенная плотность отвальных шлаков составляет 3.06 т/м³. Агрегатное состояние твёрдое, непылящее.

Складирование огненно-жидких отходов осуществлялось переливом расплава из ковшей на бровку откоса отвала. Свежие слитые шлаки для скорейшего остывания заливались водой, что приводило к охлаждению, растрескиванию на отдельности и расчленению на глыбы, щебень, и дресву. Размеры и раскрытие образующихся трещин различны – от нескольких сантиметров до десятков метров в длину, ширина раскрытия колеблется от долей и нескольких миллиметров до 0.3–1.0 м.

21 ноября 2023 г. на отвалах площадки Мончегорск АО «Кольская ГМК» были отобраны образцы шлаков. Откос шлакоотвала был вскрыт с помощью фронтального погрузчика. Отбор шлаков выполнялся по всей мощности вскрытого массива. Была отобрана представительная проба массой 300 кг, вещественный состав которой затем исследовали комплексом физических и физико-химических методов.

Для исследований методом рентгенофазового анализа (РФА) были выбраны 5 образцов шлака разной крупности: крупный монолитный образец (CH-1); крупный пористый образец (CH-2); средний монолитный образец (CH-3); средний пористый образец (CH-4); мелкий смешанный шлак (CH-5) (рис. 2). Исследования проведены на дифрактометре ДРОН-2.0, CuK_α-излучение в лаборатории ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (аналитики Е.Д. Зенович, П.В. Хворов). Расшифровка



Рис. 2. Исследованные образцы шлака.

дифрактограмм выполнена с использованием эталонов сравнения картотеки рентгеновских данных JCPDS или ASTM, а также электронной базы данных Минкрист.

Для изучения внутреннего строения шлаков, химического состава минералов и внутрифазовой неоднородности были изготовлены искусственные аншлифы на основе эпоксидной смолы, куда были включены частицы изучаемых шлаков. Перед исследованием на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) на образцы наносилось углеродное напыление толщиной 20-25 нм на напылителе Quorum Q150 ES Plus. Исследование проводилось на сканирующем электронном микроскопе ZEISS EVO 24 (Carl Zeiss AG, Оберкохен, Германия), оборудованным энергодисперсионным рентгеновским спектрометром UltimMax 170 (Oxford Instruments PLC, Рединг, Великобритания). Ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 2.0 нА, время накопления спектра 30 с. Все изображения и спектры обрабатывались и рассчитывались с помощью ПО Oxford AzTec ED.

Результаты минералогических исследований. На полученных рентгенограммах образцов шлака (рис. 3) дешифрируются преимущественно рефлексы диопсида $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ и оливина $(\text{Mg},\text{Fe})(\text{SiO}_4)$, а также конечных членов изоморфного ряда – форстерита Mg_2SiO_4 и фаялита Fe_2SiO_4 , что характерно для шлаков [1-7, 11]. Таким образом, минеральный состав силикатной матрицы изученных образцов шлака близок. В незначительных количествах в шлаке присутствуют кварц SiO_2 и кристобалит SiO_2 . Методом рентгенофазового анализа, видимо, из-за малого содержания, не установлены сульфиды цветных металлов (прежде всего, никеля и меди), но фиксируются рефлексы пирита FeS_2 . Судя по отсутствию гало в области $2\theta = 20-40^\circ$ стекловатая фаза отсутствует или присутствует в незначительных количествах. То есть при остывании шлака произошла практическая его полная кристаллизация.

В качестве примера приведём результаты исследования образца шлака СН-3 методом сканирующей электронной микроскопии (СЭМ)

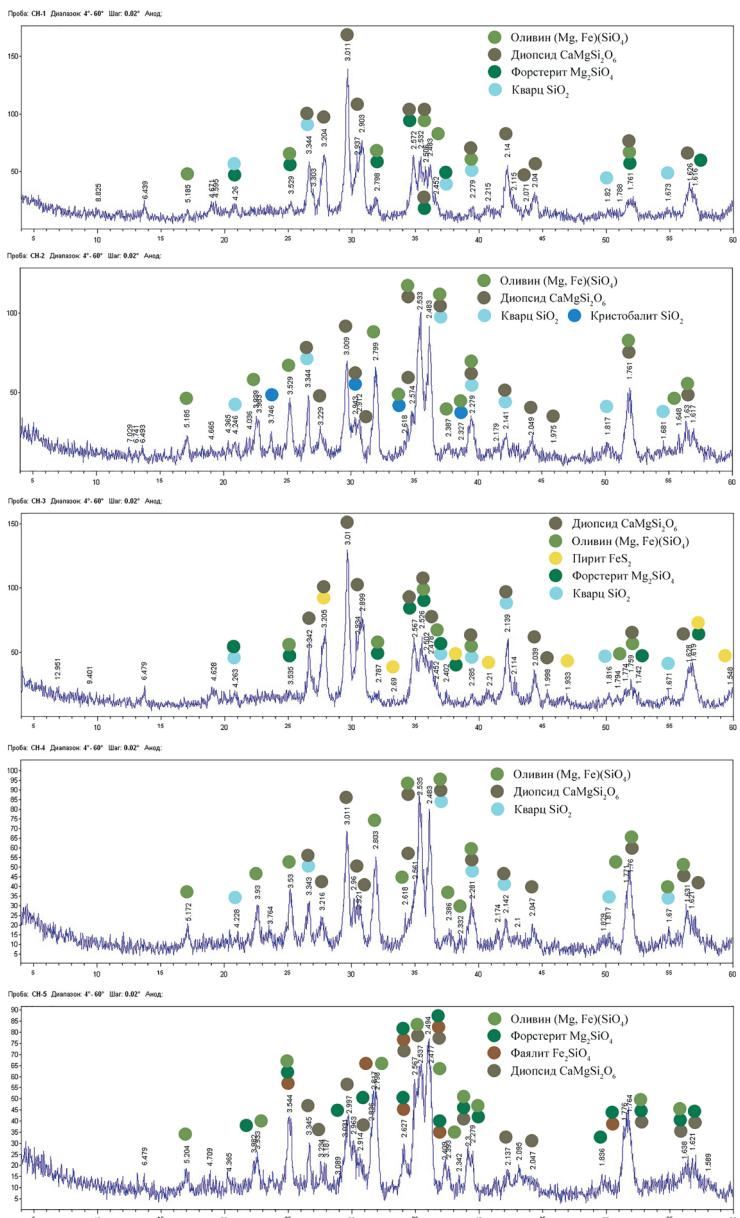


Рис. 3. Рентгенограммы образцов шлака.

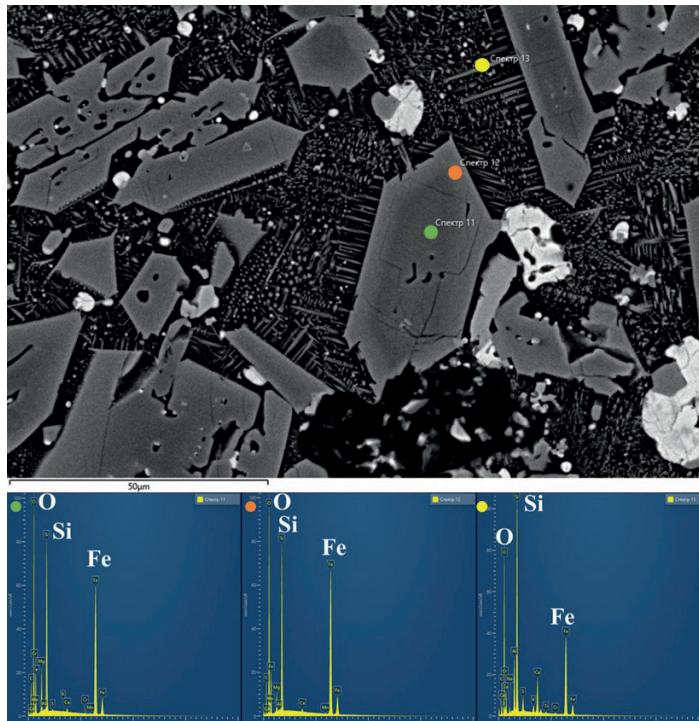


Рис. 4. СЭМ-фото и ЭД-спектры образца шлака СН-3.

и энергодисперсионной спектроскопии (ЭДС). Зафиксированные спектры отвечают минералам силикатной матрицы (рис. 4) и сульфидным минералам (рис. 5). В отдельных участках препарата шлака зафиксированы включения в силикатную матрицу самородного железа. На отдельных участках препаратов по ЭДС отмечено наличие ванадия и хрома. В образце зафиксировано значительное количество магния, входящего в состав форстерита. И наличие магния связано с включением серпентина и талька в исходной руде. Отмечены участки с повышенным содержанием меди и никеля, отвечающие, соответственно, кубаниту CuFe_2S_3 и пентландиту $(\text{Fe}, \text{Ni})_9\text{S}_8$ (причем часть никеля также может входить в состав пирротина в качестве изоморфной примеси. (см. рис. 5).

Потенциальные практические результаты исследований.

Известно, что извлечение полезных минеральных компонентов из техногенного сырья, каковым, в частности, являются отходы пирометаллургии, имеет большие перспективы [8-10, 12, 13]. Вовлечение металлургических шлаков во вторичный передел экономически целесообразно, его

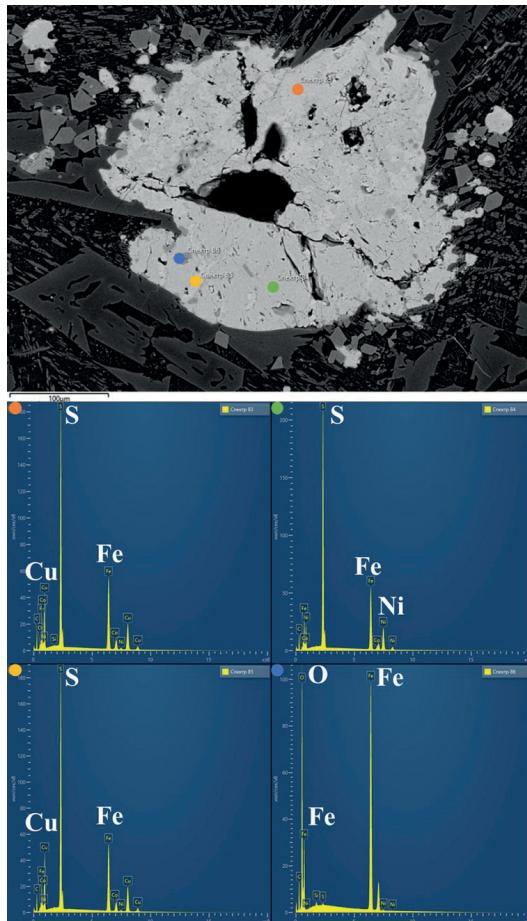


Рис. 5. СЭМ-фото и ЭД-спектры образца шлака СН-3.

следствием является уменьшение загрязнения природной окружающей среды, улучшение экологической обстановки, получение новых видов сырья и товарной продукции. Комплексность переработки металлургических шлаков подразумевает извлечение рудной металлической компоненты с последующим вовлечением силикатной матрицы в производство строительных материалов, в частности, добавки в цемент, в качестве заполнителя в строительных работах, изготовление бетонов на основе шлака, изготовления керамических материалов, стёкол, стекловолокна и стекловаты, прессованных материалов и др. Всё это позволит оптимизировать экологическую ситуацию, получить экономический эффект

и наладить производство новой товарной продукции. Всё это возможно на основании детального исследования минерального и химического состава шлаков, изучения их технологических свойств и разработки новых нетрадиционных технологий извлечения рудной компоненты (металла) и широкого применения силикатной матрицы шлаков для получения новых продуктов.

В дальнейшем целесообразно провести детальное опробование шлакоотвала с отбором представительных проб на поверхности и в объёме отвала по сети разведочных линий. Это позволит определить изменчивость вещественного состава шлаков.

Авторы выражают благодарность к.г.-м.н. А.А. Компанченко за проведение исследований на сканирующем электронном микроскопе.

Исследование выполнено неформальным творческим коллективом по теме «Минералого-геохимические исследования и палеоэкологические реконструкции природных и техногенных процессов» в рамках государственного задания Института минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (регистрационный № АААА-А-21-121011990025-5) с использованием аналитических возможностей центров коллективного пользования.

Библиографический список:

1. Ерохин Ю.В., Козлов П.С. Фаялит из шлаков Среднеуральского медеплавильного завода (г. Ревда) // Минералогия техногенеза–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 32-40.
2. Ерохин Ю.В., Захаров А.В., Леонова Л.В. Вещественный состав шлаков Карабашского медеплавильного завода // Вестник МГТУ им. Г. И. Носова. 2019. Т. 17. № 3. С. 12-18.
3. Козлов П.С., Ерохин Ю.В., Козлова И.В. Фаялитовые шлаки Мариинского передельного завода // Минералогия техногенеза–2011. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 39-50.
4. Макаров Д.В., Потапов Д.С., Потапов С.С., Корнева Е.А., Светлов А.В., Баярова Ю.Л. Исследование отвальных шлаков медно-никелевого производства ОАО «Кольская ГМК» // Современные методы технологической минералогии в процессах комплексной и глубокой переработки минерального сырья. Плаксинские чтения–2012. Материалы международного совещания. 10-14 сентября 2012 г. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2012. С. 329-332.
5. Потапов Д.С., Потапов С.С. К минералогии металлургических шлаков уральских заводов // Материалы симпозиума «Минералогические перспективы». Сыктывкар: Геопринт, 2011. С. 347-349.
6. Потапов Д.С., Потапов С.С. Минералого-геохимические исследования металлургических шлаков как основа для их использования и переработки // Новые технологии обогащения и комплексной переработки труднообогатимого природного и техногенного минерального сырья. Плаксинские чтения 2011. 19-24 сентября 2011 г. Верхняя Пышма. Екатеринбург: Издательство «Форт Диаграм-Исеть», 2011. С. 76-80.
7. Потапов Д.С., Потапов С.С., Макаров Д.В. Минералогия гранулированных шлаков комбината «Печенганикель» // Минералогия техногенеза–2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 95-101.
8. Потапов Д.С., Потапов С.С. Вторичный передел металлургических шлаков

как фактор оздоровления экологической ситуации // Экологические системы и приборы. 2013. № 9 (сентябрь). С. 24-35.

9. Потапов С.С. Металлургические шлаки как потенциальное вторичное техногенное сырьё // Антропогенная трансформация природной среды: материалы Международного семинара «Научные чтения памяти Н.Ф. Реймерса и Ф.Р. Штильмарка. 14-17 декабря 2009 г. Пермь: ПГУ, 2009. С. 272-275.

10. Потапов С.С., Потапов Д.С., Паршина Н.В., Макаров Д.В., Светлов А.В., Ерохин Ю.В. Минералого-geoхимические исследования шлаков металлургического передела медно-никелевых руд как потенциального техногенного сырья // Рациональное недропользование: сб. науч. трудов / Под ред. С.Е. Гавришева. Магнитогорск: Изд-во Магнитогорск. Гос. техн. ун-та им Г.И. Носова, 2014. С. 195-202.

11. Потапов С.С., Паршина Н.В., Наумкин Д.В. Минеральный состав неметеоритного вещества // Девятнадцатые всероссийские научные чтения памятиильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: ИМин УрО РАН, 2018. С. 38-48.

12. Светлов А.В., Потапов С.С., Потапов Д.С., Кравченко Е.А., Ерохин Ю.В., Потокин А.С., Селиванова Е.А., Суворова О.В., Кумарова В.А., Нестеров Д.П., Макаров Д.В., Маслобоев В.А. Исследование возможности извлечения цветных металлов и производства строительных материалов из шлаков медно-никелевого производства // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2015. Т. 18. № 2. С. 335-344.

13. Anton Svetlov, Sergey Potapov, Daniil Potapov, Yury Erokhin, Anatoly Usov, Alexander Potokin, Olga Suvorova, Victoria Kumarova, Dmitry Makarov. Extraction of Nonferrous Metals and Production of Building Materials from Copper-Nickel Smelting Slags // Inzynieria Mineralna. Journal of the Polish Mineral Engineering Society. 2015. July – December. P. 243-248.

TO THE MINERALOGY OF SLAG FROM METALLURGICAL CONVERSION OF COPPER-NICKEL ORES AT THE MONCHEGORSK SITE OF JSC KOLA MMC

Potapov S.S., Goryachev A.A., Makarov D.V., Parshina N.V.
s.potapov-60@yandex.ru

The mineral composition of slags from metallurgical processing at the Monchegorsk site of JSC Kola MMC was studied using X-ray phase analysis, scanning electron microscopy and energydispersive spectroscopy. The silicate matrix of the slag is represented by diopside $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, olivine, $(\text{Mg},\text{Fe})(\text{SiO}_4)$, as well as end members of the isomorphic series – forsterite Mg_2SiO_4 and fayalite Fe_2SiO_4 , which is typical for slags. Quartz SiO_2 and cristobalite SiO_2 are present in the slag in small quantities. The X-ray diffraction method revealed only pyrite FeS_2 among sulfide minerals. The SEM EDS method revealed cubanite CuFe_2S_3 , pentlandite $(\text{Fe},\text{Ni})_9\text{S}_8$, pyrrhotite $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$, and native iron.

Keywords: copper-nickel ore, metallurgical slags, mineral composition, diopside, olivine, forsterite, fayalite, cubanite, pentlandite, native iron, Monchegorsk, Kola MMC.

УДК 550.63:551.71/72

А.Ю. Пузик¹, М.О. Аносова², Р.Г. Ибламинов¹, С.Б. Суслов³

¹Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

²Институт геохимии и аналитической химии
имени В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва

³АО «Гекарт-Пермь»

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ПО ЦИРКОНУ ИЗ РИОЛИТОВ ФЕДОТОВСКОЙ СВИТЫ КВАРКУШСКО-КАМЕННОГОРСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ ЗАПАДНОГО УРАЛА

Представлены новые данные U-Pb изотопного геохронологического исследования циркона из риолитов линевского комплекса федотовской свиты Каменноморского антиклинория Среднего Урала. Такие исследования отложений верхнего рифея до сих пор никем не проводились и представлены впервые, до этого федотовская свита являлась «немой».

Ключевые слова: циркон, *U-Pb геохронология, Западный Урал, Федотовская свита, Верхний рифей.*

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.152

Объектом данного исследования, послужили риолиты линевского комплекса «немой» федотовской свиты верхнего рифея. Исследуемые породы находятся на западном склоне Среднего Урала, в Горнозаводском районе Пермского края.

Породы расположены в пределах Каменноморского антиклинория, являющегося составной частью структуры II-го порядка: Кваркушско-Каменноморского мегантиклинория байкалид, относящегося, в свою очередь, к Центрально-Уральскому поднятию (ЦУП). Кваркушско-Каменноморский мегантиклинорий в позднем рифее и венде формировался в рифтогенной обстановке. Самыми древними магматическими породами территории (Рис.1), являются вулканиты федотовской свиты.

Федотовская свита (RF_{fd}) является нижней свитой басегской серии, впервые выделена А.А. Кухаренко в 1945г. по р. Койва у пос. Федотовка. По данным геологической съемки проведенной С.Б. Сусловым в 1996 и 2004 гг., установлена идентичность состава федотовской и кырминской свит. Аналогичных взглядов придерживался и Б.Д Аблизин [1].

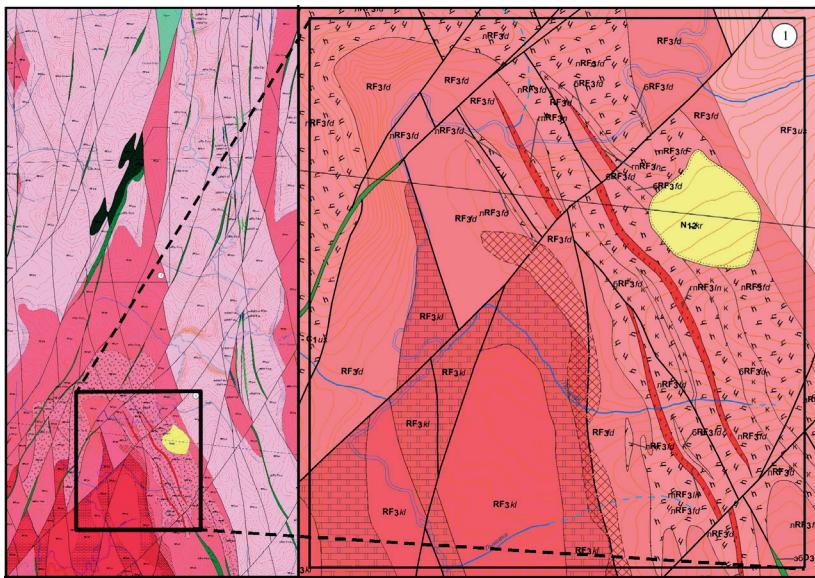


Рис.1. Геологическая карта отложений федотовской свиты позднего рифя

В результате проведённых тематических работ С.Б. Сусловым в 2014 году [2], состав свиты несколько изменился: на основании документации разрезов, канав, шурфов и скважин предлагается трёхчленное деление федотовской свиты.

Нижняя подсвита, представлена углисто-серийт-кварцевыми сланцами тёмно-серыми до чёрного мощностью до 150 м.

Средняя подсвита представлена вулканогенной пачкой, сложенной метаморфизованными риолитами, реже их туфами. Среди риолитов наблюдаются прослои базальтов мощностью до 50–80 м и подчинённые прослои до 15 м углисто-серицит-кварцевых сланцев, часто интенсивно метасоматически изменённых до магнетит-хлорит-серицитовых; кварц-доломит-альбитовых; хлорит-серицит-кварц-альбитовых; лейкоксен-серицитовых; альбит-серицит-хлоритовых; хлорит-лейкоксен-серицитовых; альбит-анкерит-серицитовых; серицит-гематит-кварцевых сланцев, а также редкие прослои окремнелых известняков (0,5–2,0 м).

Мощность вулканогенной пачки около 300 м. Максимальным распространением вулканиты пользуются на периклинальном замыкании крупной антиклинальной структуры. Южнее истоков р.Лыковка мощности вулканитов резко уменьшаются и в районе р.Кырма они

исчезают совсем. На западном крыле антиклинали вулканиты протягиваются по водоразделу с р.Берёзовка и исчезают на широте р.Петровка.

Верхняя подсвита федотовской свиты, представлена мощной пачкой углисто-серцит-кварцевых сланцев тёмно-серых до чёрного тонкополосчатых с будинированными линзовидными прослоями тёмно-серых кварцитопесчаников от 5-30 см до нескольких метров (преимущественно в верхней половине интервала), в нижней части – иногда будины окремнелых известняков (до 1 м). Мощность пачки углистых сланцев – 450-700 м, а всей федотовской свиты – до 1150 м. Присутствие углеродсодержащих сланцев позволяет предположить восстановительные условия осадконакопления мелководного морского бассейна [3, 4].

Для уточнения возраста федотовской свиты верхнего рифея были проведены изотопно-геохронологические исследования циркона из риолитов линевского комплекса федотовской свиты. Материалами для данного исследования послужили образцы, отобранные из обнажений реки Койва, в районе поселка Теплая гора. Каменный материал на основании петрографического описания представлен метариолитами.

Совместно с коллегами из Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (аналитик Аносова М.О.) проведены уран-свинцовые изотопно-геохронологические исследования циркона

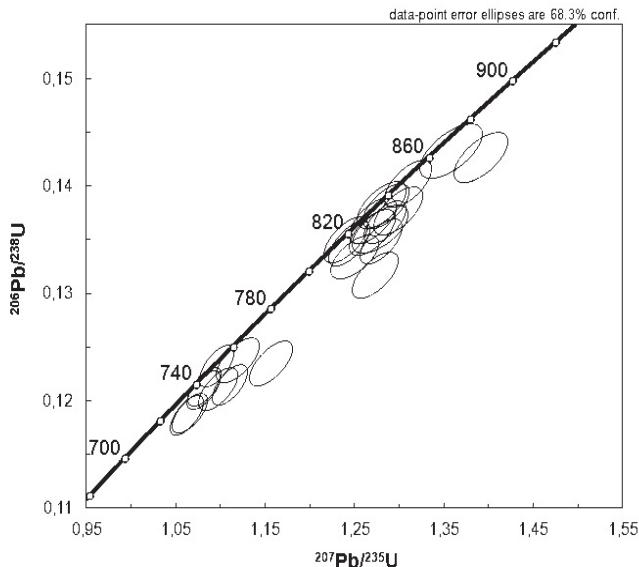


Рис.2. График с конкордией для цирконов из риолитов линевского комплекса федотовской свиты.

из риолитов линевского комплекса федотовской свиты методом LA-ICP-MS. По результатам исследования построена диаграмма с конкордией (рис. 2) и рассчитано средневзвешенное значение возраста по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Как видно на рис. 2, полученные значения возрастов для циркона из риолитов линевского комплекса федотовской свиты образуют две группы. Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по изотопному отношению $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, для первой группы циркона составляет $738,3 \pm 8,1$ млн. лет, для второй группы - $824,2 \pm 6,9$ млн. лет. Вероятно, присутствие в исследуемой выборке разновозрастных зёрен циркона отражает наличие наложенных процессов.

В результате проведенных исследований, удалось подтвердить предположение предшественников (ссылка) о верхнерифейском возрасте ранее «немой» федотовской свиты.

Библиографический список:

1. Аблизин Б. Д., Клюжина М. Л., Курбацкая Ф. А. и др. Верхний рифей и венд Западного склона Среднего Урала. М.: Наука, 1982. 135 с.
2. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1: 200 000. Издание второе. Серия Пермская. Лист О-40-XVII (Горнозаводск). Объяснительная записка / С.Б. Суслов, В.Н. Зорин, А.Н. Кинёв, А.А. Рыжов, В.И. Шевченко, И.А. Фролова. - СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. - 262 с.
3. Ибламинов Р.Г. К вопросу о минерагеническом районировании территории западного склона Среднего и Северного Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении // Пермь: Пермский ун-т, 2001. С. 34 – 44.
4. Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Автореферат дис. докт. Геол.-мин. Наук. Москва, МГУ, 1985. С. 38.

U-Pb DATING USING ZIRCON FROM RHYOLITES OF THE FEDOTOVSKAYA FORMATION OF THE KVARKUSH- KAMENNOGORSKY MEGANTICLINORIUM OF THE WESTERN URALS

A.Yu. Puzik, M.O. Anosova, R.G.Iblaminov, S.B. Suslov

alex.puzik@mail.ru

New data from a U-Pb isotope geochronological study of zircon from rhyolites of the Linevsky complex of the Fedotovskaya formation of the Kamennogorsk anticlinorium of the Middle Urals are presented. Such studies of Upper Riphean deposits have not yet been carried out by anyone and are presented for the first time; before this, the Fedotov formation was “mute”.

Ключевые слова: *zircon, U-Pb geochronology, Western Urals, Fedotovskaya formation, Upper Riphean.*

УДК 552.541

М.А. Пшевлодский, Е.А. Меньшикова, С.В. Мусакулова

Пермский государственный национальный
исследовательский университет

НЕКОТОРЫЕ ПРАКТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМИЧЕСКОГО (ДСК/ТГ) АНАЛИЗА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Приведены результаты синхронного термического (ДСК/ТГ) анализа известняков, представленных органогенно-детритовыми и пелитоморфными разностями. Выполнение термического анализа на небольшой навеске и низкой скорости нагрева демонстрирует, наряду с выраженным эндотермическим эффектом диссоциации карбоната кальция, эффект кристаллизации извести.

Ключевые слова: карбонатные породы, известняк, диссоциация, кристаллизация, дифференциальная сканирующая калориметрия, термогравиметрия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.156

Карбонатные породы используются для производства широкого перечня строительных материалов. При этом направлениях использования определяется минеральным составом, видом и количеством примесей, физико-механическими характеристиками [1, 2, 3]. Многие ценные продукты на их основе (известь, цемент, клинкер, керамика) производятся с применением процесса обжига, параметры которого можно изучить методом термического анализа [4]. Большое внимание к изучению карбонатных пород связано с нефтегазовой отраслью. В многочисленных работах [5, 6, 7] этого направления авторами ставятся задачи совершенствования методических подходов по изучению карбонатных коллекторов нефти и газа, которые основываются на четком представлении об их свойствах, условиях образования и преобразования, формирующих емкостные и фильтрационные свойства. Важной задачей исследований карбонатных пород является и аспект формирования в них карстовых явлений, который связан с анализом вопросов влияния структурно-текстурных характеристик на процессы закарствованности [8, 9, 10, 11].

Целью данного исследования является оценка влияния кристаллохимических особенностей карбонатных пород на результаты термического анализа. Исследования проведены на примере шести образцов учебной коллекции кафедры минералогии ПГНИУ, представленных

пелитоморфными (образцы 1, 2, 3) и органогенно-детритовыми (образцы 4, 5, 6) разностями (таблица).

Исследования проб проведено с применением метода синхронного термического анализа, сочетающего термогравиметрический (ТГ) метод, основанный на изучении закономерностей изменения массы образца при нагревании, и дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК), фиксирующей тепловые эндо- и экзоэффекты, происходящие в образце при нагревании или охлаждении. Анализ проведен на синхронном термоанализаторе STA 409 PC Luxx (Netzsch). Воздушно сухой образец, после измельчения помещался в корундовый тигель и нагревался до температуры 1200°C со скоростью 10°C в минуту. Исследование проводилось в динамической газовой атмосфере с применением Ar (скорость подачи газа – 10 мл/минуту для весовой системы, 20 мл/минуту для измерительной камеры). Анализ термических кривых проведен с применением опубликованных данных термического анализа минералов и горных [12, 13]. Результаты исследований, включая макроскопическое описание образцов, приведены в таблице.

При нагревании карбонатные минералы подвергаются диссоциации с разложением на оксид металла и углекислый газ, что приводит к разрушению первоначальной структуры. Реакция диссоциации – эндотермическая [12, 13]. Наглядную информацию о начале и окончании процесса диссоциации можно получить по данным термического анализа (ДТА, ДСК). Согласно многочисленным опубликованным данным, посвященным изучению преобразования карбонатов при нагревании с применением термического анализа, детальный анализ которых проведен в работе [1], единственным эффектом в кальците является эндотермический эффект диссоциации, который происходит в высокотемпературном интервале (начало процесса при 750°C, окончание – при 1050°C, максимум эндоэффекта по данным разных авторов достигается от 825 до 930°C). На эти результаты оказывают влияние различные факторы (скорость нагрева, масса навески, наличие различных примесей в анализируемом веществе, его кристаллохимические особенности) [12]. При этом эффект кристаллизации CaO, который описан в технологических работах [4, 14, 15] не указан, включая даже справочные геологические данные [12, 13].

Проведенные авторами исследования образцов известняка, выполненные на примере навески в 5 мг и скорости нагрева 10°C в минуту, продемонстрировали присутствие для всех образцов выраженного экзотермического эффекта кристаллизации CaO (извести), который для отдельных образцов энергетически сопоставим с эффектом диссоциации

и наблюдался в диапазоне 1000-1100°C (рис. 1). Переход для отдельных образцов на большую скорость нагрева (30°C в минуту) и навеску в 20 мг также подтвердил наличие этого эффекта (рис. 2).

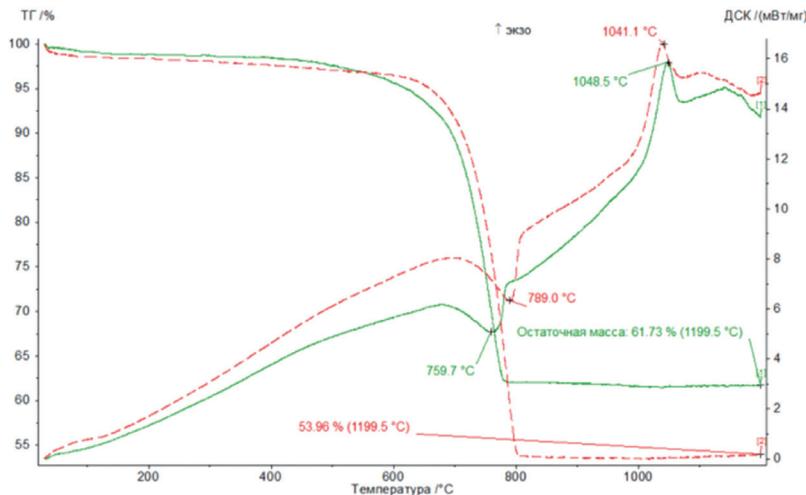


Рис. 1. Термические кривые (ДСК, ТГ) образцов 2 (линии 1) и 5 (линии 2, пунктир) для навески 5 мг, скорость нагрева 10°C в минуту

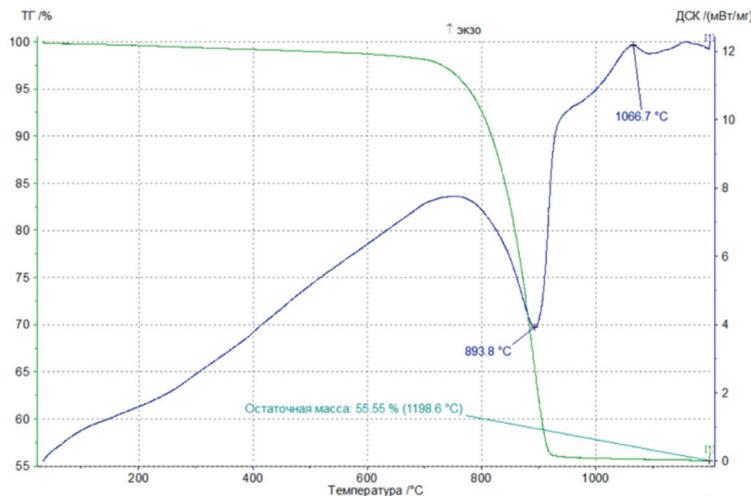


Рис. 2. Термические кривые (ДСК, ТГ) образца 4 для навески 20 мг, скорость нагрева 30°C в минуту

Таблица

Результаты исследований образцов карбонатных пород

№	Макроописание образца	Результаты термического ДСК/ТГ анализа
1.	Известняк светло-серого цвета с мелко-микрозернистой структурой (размеры зерен менее 0,1 мм). Текстура массивная, порода плотная, излом раковистый. Основная масса сложена кальцитом, наблюдаются единичные обломки скелетных форм менее 3 мм, присутствуют единичные примазки глинистого материала желтовато-коричневого цвета	Эндотермический эффект диссоциации кальцита с пиком эффекта при 790,7°C с потерей массы 36,66%. Кристаллизация извести с пиком эффекта при 1058,3°C. Остаточная масса в диапазоне эксперимента 62,34%
2.	Известняк глинистый светло-серого цвета. Структура пелитоморфная, текстура неясно слоистая, образец плотный. Излом раковистый, ступенчатый. Основная масса сложена кальцитом	Эндотермический эффект диссоциации кальцита с пиком эффекта при 759,7°C с потерей массы 35,30%. Кристаллизация извести с пиком эффекта при 1048,5°C. Остаточная масса в диапазоне эксперимента 61,73%
3.	Известняк светло-серого цвета с микрозернистой структурой. Текстура неясно слоистая, образец плотный, крепкий, излом раковистый, ступенчатый. Основная масса сложена кальцитом. Наблюдаются равномерное распределение по породе дендритов темно-серого, почти черного цвета	Эндотермический эффект диссоциации кальцита с пиком эффекта при 782,2°C с потерей массы 42,95%. Кристаллизация извести с пиком эффекта при 1048,1°C. Остаточная масса в диапазоне эксперимента 56,80%
4.	Известняк дегритовый серого цвета, местами с коричневатым оттенком. Структура биоморфно-дегритовая. Текстура массивная, образец высокой крепости, излом ступенчатый. Порода сложена обломками различных скелетных форм, в частности морских лилий и брахиопод, размером от 2 мм до 10 мм. Все скелетные формы сложены кальцитом. На поверхности породы наблюдаются примазки глинистого материала желтовато-коричневого цвета	Эндотермический эффект диссоциации кальцита с пиком эффекта при 775,3°C с потерей массы 37,22%. Кристаллизация извести с пиком эффекта при 1041,4°C. Остаточная масса в диапазоне эксперимента 61,18%
5.	Известняк светло-бежевого цвета. Структура биоморфная цельноскелетная. Текстура массивная, плотная, со ступенчатым изломом. Порода представлена раковинами двухстворок (ракушечник), размерами от 4 мм до 10 мм. Основная масса сложена кальцитом.	Эндотермический эффект диссоциации кальцита с пиком эффекта при 789°C с потерей массы 42,76%. Кристаллизация извести с пиком эффекта при 1041,1°C. Остаточная масса в диапазоне эксперимента 53,96%
6.	Известняк дегритовый серого цвета с коричневатым оттенком. Структура разнодегритовая с размерами скелетных форм от 2 мм до 10 мм. Текстура массивная. Порода визуально сложена обломками морских лилий, гастropод, мшанок, брахиопод. Все скелетные формы сложены кальцитом. Образец пористый с биопустотами размером до 5 мм.	Эндотермический эффект диссоциации кальцита с пиком эффекта при 779,3°C с потерей массы 38,43%. Кристаллизация извести с пиком эффекта при 1039,9°C. Остаточная масса в диапазоне эксперимента 61,5%

Таким образом, современные приборы термического анализа характеризуются высокой чувствительностью метода, отсутствие эффекта кристаллизации в справочных геологических данных объясняется применением приборов с более низкой чувствительностью. Возможно ограничением проявления этого эффекта является большая масса навески (0,3-0,8 г для данных в работе [13], 100 мг – для данных в работе [12]), значительная скоростью нагрева (65° в минуту). Известно, что CaO в отличие от карбоната кальция обладает более низкой теплопроводностью [15], что ограничивает нагрев навески в глубине слоя, блокирует эффект диссоциации и возможно выраженную кристаллизацию. Часто диапазон исследований карбонатов ограничивается температурой 900-1000°C, что оставляет этот эффект за границами исследования.

Полученная дополнительная информация о фазовых превращениях карбонатных пород в процессе нагревания может быть использована специалистами для оптимизации режима обжига, ей следует дополнить и справочные источники по термическому анализу минералов и горных пород. Задачей дальнейших исследований является изучение других разновидностей карбонатных пород на наличие отмеченного эффекта кристаллизации, который может быть дополнительным диагностическим признаком в рамках минералого-литологических исследований, оценки технологических свойств карбонатного сырья.

Библиографический список

1. Чумаченко Н.Г., Хафизов И.М., Упорова М.Г. К вопросу о диссоциации карбонатов при обжиге // Традиции и инновации в строительстве и архитектуре. Строительные технологии: сборник статей /Под редакцией М.В. Шувалова, А.А. Пищулева, А.К. Стрелкова. 2020. С. 18-23.
2. Лозовая С.Ю., Ченцов А.Е., Севостьянов А.Э. Анализ области применения карбонатных пород в строительстве // Энергосберегающие технологические комплексы и оборудование для производства строительных материалов: Межвузовский сборник статей / Под редакцией В.С. Богданова. Том Выпуск XVII. Белгород : Белгородский государственный технологический университет им. В.Г. Шухова, 2018. – С. 214-217.
3. Тараканов О.В., Белякова Е.А., Кагина А.А. Перспективы применения карбонатных пород в бетонах нового поколения // Региональная архитектура и строительство. 2021. № 3(48). С. 87-96.
- Батенин В.М., Ковбасюк В.И., Кретова Л.Г., Медведев Ю.М. Пылевой реактор обжига известняка // Теплофизика высоких температур. 2015. Т.53. №2. С.301-311. DOI: 10.7868/S0040364415020040
4. Таныкова Н.Г., Петрова Ю.Ю., Лазарев Д.А., Спассенных М.Ю., Козлова Е.В. Комплексное исследование карбонатов в породах методами ИК-спектроскопии, термического анализа и пиролиза Рок-Эвал // Нефтепромысловая химия: Материалы VIII Международной научно-практической конференции. М.: Российский государственный университет нефти и газа (национальный исследовательский университет) имени И.М. Губкина, 2021. С. 188-191.
5. Коробкин, В. В., Саматов И.Б., Тулемисова Ж.С. Данные изучения минерального состава и рассеянного органического вещества в породах каменноугольно-

- permского разреза юго-западной части Шу-Сарыусского бассейна // Геология и охрана недр. 2018. № 2(67). С. 17-29.
6. Лобова Г.А., Исаев В.И., Кузьменков С.Г., Лунева Т.Е., Осипова Е.Н. Нефтегазоносность коллекторов коры выветривания и палеозоя юго-востока Западной Сибири (прогнозирование трудноизвлекаемых запасов) // Геофизический журнал. 2018. Т. 40, № 4. С. 73-106.
 7. Катаев В.Н. Теория и методология структурно-тектонического анализа в карстоведении: автореф. дисс. д.г.-м.н. Пермь, 1999. 45 с.
 - Катаев В.Н., Ермолович И.Г. Структурно-текстурные ассоциации, трещиноватость и закарстованность карбонатных пород // Материалы VI Всероссийского литологического совещания «Концептуальные проблемы литологических исследований в России». Казань, 2011. Т. I. С. 367-371.
 8. Абатурова И.В., Грязнов О.Н. Инженерно-геологические условия месторождений Урала в скальных массивах //Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 2014. № 6. С. 160-168.
 9. Катаев В.Н., Щербаков С.В., Ермолович И.Г. Общегеологический подход к карстологическому прогнозу //Геология и полезные ископаемые Западного Урала. 2020. № 3 (40). С. 208-217.
 10. Комплексный термический анализ минералов. Справочник-Атлас /НСОМ-МИ. Кристаллохимические методы. Методические рекомендации №101. М.: ВИМС, 1994.
 11. Термический анализ минералов и горных пород /В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Т.Н. Красавина, Е.Л. Розинова. Л.: Недра, 1974. 399 с.
 12. Нестеров А.В., Датукашвили Д.О. Производство кальциевой извести в России // Строительные материалы. 2017. № 3. С. 52–59.
 13. Монастырёв А.В. Производство извести. М.: Высшая школа, 1971. 272 с.

SOME PRACTICAL RESULTS OF THERMAL (DSC/TG) ANALYSIS OF CARBONATE ROCKS

M.A. Pshevrolsky, E.A.Menshikova, S.V.Musakulova
kahiro8000@gmail.com

The results of synchronous thermal (DSC/TG) analysis of limestones are presented. Limestones are represented by organogenic-detrital and pelitomorphic varieties. Thermal analysis on a small sample and low heating rate demonstrates, along with the pronounced endothermic effect of calcium carbonate dissociation, the effect of lime crystallization.

Keywords: carbonate rocks, limestone, dissociation, crystallization, differential scanning calorimetry, thermogravimetry.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
В РАЙОНЕ РЕКИ РАССОЛЬНАЯ ВИШЕРСКОГО
АЛМАЗНОСНОГО РАЙОНА

В статье приведены результаты исследования минерального состава, структурно-текстурных особенностей горных пород венда в районе реки Рассольная на территории Вишерского алмазоносного района. Для изучения пород применен петрографический, рентгенофазовый и рентгенофлуоресцентный анализ. По результатам комплексного изучения был уточнен состав горных пород ильвожской и кочешорской свит. Породы ильвожской свиты представляют собой песчаники с переслаивание глинистых алевролитов. Породами кочешорской свиты являются различные песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Ключевые слова: венд, ильвожская свита, кочешорская свита,
Северный Урал, Вишерский алмазоносный район.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.162

Введение. Вишерский алмазоносный район – это крупнейший в Пермском крае алмазоносный район, он находится в пределах Колчимского поднятия, которое расположено на стыке структур Тимана и Урала. С точки зрения исследования, данный район, в котором сконцентрированы основные промышленные запасы россыпных алмазов Урала, всегда будет привлекать внимание исследователей к себе. Не смотря на то, что проводились различные исследования в разные временные промежутки, некоторые вопросы по данному району остаются не до конца изученными. Возраст верхних горизонтов древних толщ Урала является одной из самых обсуждаемых тем уже почти сто лет. В данных тезисах мы рассмотрим более детально отложения свит в пределах Колчимского поднятия [1].

Материалы и метод исследования. Каменный материал был отобран автором и студентами 2 курса кафедры минералогии и петрографии в июне 2023 г. Образцы горных пород ильвожской свиты были отобраны на правом берегу реки Рассольная (рис. 1ж). Образцы горных пород кочешорской свиты были отобраны на месторождениях Северная и Южная Рассольная (рис. 1к). Исследования выполнены автором с использованием аппаратуры Центра коллективного пользования и

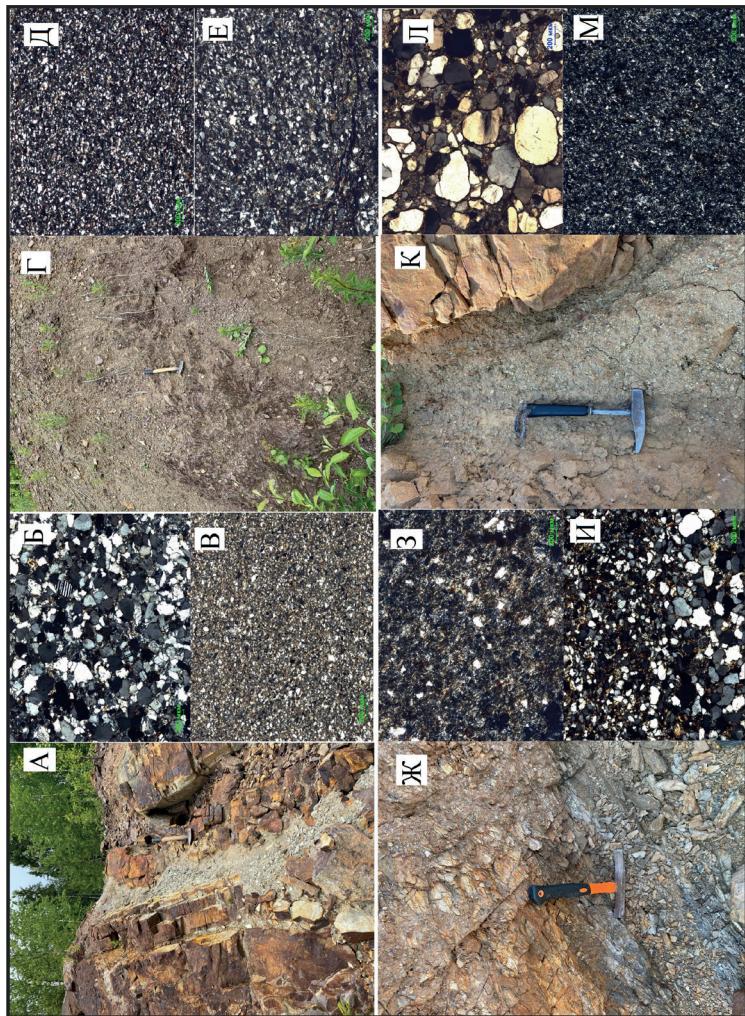


Рис. 1. А, Г – выход горных пород Ильинской свиты на правом берегу реки Рассольная; Ж, К – выход горных пород Кочешорской свиты на месторождение Южная Рассольная; Б, В, Д, Е, З, И, Л, М – микропhotографии шлифов горных пород с анализатором

Сектора наноминералогии ПГНИУ. Петрографическое изучение шлифов проведено на оптическом микроскопе Olympus BX51 (Япония). Рентгенофазовый анализ образцов выполнялся с применением рентгеновского порошкового дифрактометра D2 Phaser (фирма «Bruker», ФРГ). Рентгенофлуоресцентный анализ был выполнен с применением волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра последовательного типа действий S8 Tiger (аналитик Казымов К.П.).

Результаты и обсуждения. Ильяковская свита представлена полевошпатово-кварцевыми песчаниками (рис. 1А) с переслаиванием глинистых алевролитов (рис. 1Г). Обломочная часть песчаников состоит из кварца, полевого шпата, слюды, единичных зерен циркона, сфена, а так же из обломков пород различного генезиса: глинистые породы, кремневые породы, кварциты, реже встречаются обломки гранитоидов. Цемент глинистый поровый гидрослюдистого состава. В обломочной части алевролитов преобладают зерна кварца, полевого шпата, цемент порово-пленочный глинистый гидрослюдистого состава. Для пород характерна сланцеватость, по которой порода хорошо раскалывается.

Породы кочешорской свиты представлены песчаниками с переслаиванием глинистых алевролитов и аргиллитов (рис. 1Ж,К). Песчаники отличаются друг от друга по текстурно-структурным особенностям, по составу обломочной части и по цементу. Одни образцы представлены разнозернистыми песчаниками (рис. 1И,Л), в составе которых обломки зерен кварца, обломки кварцитов и единичные обломки гранитоидов с поровым глинистым цементом. Другие горные породы представлены тиллитовидными гравелистыми песчаниками, в обломочной части которых содержатся обломки зерен кварца, обломки кварцитов, алевролитов, доломитов, глинистых пород. Цементирующая часть преобладает над обломочным материалом, представлена гидрослюдой. Также встречаются кварцитопесчаники, которые сложены зернами кварца со следами регенерации, иногда зёрна по периферии растворены, но чаще всего границы зерен кварца имеют относительно мозаичное строение, что свидетельствует о начале метаморфизма. Алевролиты глинистые, иногда встречаются песчанистые, со слоистой текстурой. В минеральном составе преобладают зерна кварца, полевого шпата. Цемент пленочно-поровый глинистый, представлен гидрослюдой. Аргиллиты алевролитовые, песчанистые (рис. 1З,М) с алеврито-пелитовой, псаммиталевропелитовой структурой, тонкослоистой текстурой. В минеральном составе тонкодисперсный глинистый материал, преимущественно гидрослюдистового состава, зерна кварца и полевого шпата.

Рентгенофазовый анализ проводился для сланцеватых пород для уточнения названия. Исследователи и ученые на территории Колчимского поднятия много описывали аргиллитов, которые чередуются между слоями песчаников, имеют пелитовую структуру и сланцеватую текстуру, данные породы хрупкие и хорошо раскалываются по сланцеватости. Но по данным рентгенофазового анализа (табл.1), который был проведен впервые для пород этих свит, только в кочешорской свите встречаются аргиллиты. А для ильяшовской свиты в валовом минеральном составе образцов преобладают кварц и полевые шпаты, что характеризует данные породы как алевролиты глинистыми, так как по определению в них недостаточно содержания глинистых минералов, чтоб они были аргиллитами. Такие же выводы характерны для пород устьчурочинской свиты [3].

Анализ химического состава данных горных пород и петрохимических модулей позволил выделить хемотипы осадочных пород. В основном породы ильяшовской свиты относятся к типу силиты, а кочешорской – к сиаллитам [4]. Также общий состав данных пород уточнялся с помощью классификационной диаграммы М. Хирона. Фигуративные точки рассматриваемых пород ильяшовской и кочешорской свит были приурочены к полям аркозов, вакков и литаренитов.

Таблица 1
Валовый минеральный состав образцов

Минералы	Содержание, %					
	Ильяшовская свита			Кочешорская свита		
	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Обр. 5	Обр. 6
Кварц	39,8	54,3	51,0	34,8	31,8	32,5
Полевые шпаты	18,1	24,3	28,2	10,6	13,0	9,8
Глинистые минералы	40,9	20,8	20,4	50,9	51,0	53,1
Кальцит	1,2	0,6	0,4	2,1	1,8	2,8
Анатаз	0,0	0,0	0,0	1,7	2,5	1,8

По результатам исследований образцов горных пород был уточнен и дополнен состав ильяшовской и кочешорской свит в пределах Колчимского поднятия. Аргиллиты ильяшовской свиты на основании литологических изучений оказались глинистыми алевролитами. Породы ильяшовской свиты относятся к силитам, которые характеризуют обломочные породы, а породы кочешорской свиты относятся к сиаллитам,

в котором большинство глинистых и алервоглинистых пород. Также с помощью классификационной диаграммы Хиррона уточнен общий состав пород. Они относятся к ваккам, аркозам или таренитам. Изучение состава горных пород комплексом методов позволяет сделать вывод, что отложения свит состоят из продуктов размыва подстилающих отложений свит верхнего рифея, а также из вулканогенных пород, гранитоидов и гнейсов, источником которых являются поднятия Тимана с выходами пород кристаллического фундамента Русской плиты. Нижние толщи ильявоожской и кочешорской свит соответствуют флишиоидной формации предгорного краевого прогиба, а верхние толщи – молассовой [2].

Библиографический список

1. Беккер Ю.Р. Венд Урала // Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т.2. Стратиграфия и геологические процессы. Ответственные редакторы Соколов Б.С., Федонкин М.А. Наука, Москва, 1985. С. 76–83.
2. Пактovский Ю.Г. Ранний палеозой как стадия россыпной алмазоносности в Южном Притиманье (Пермский край): диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Пермь, 2022. 187 с.
3. Томилина Е.М. Новые данные о вендских отложениях Колчимского поднятия /Геология, геэкология и ресурсный потенциал Урала и сопредельных территорий. 2024. № 12. С. 64-66.
4. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – Спб.: Наука, 2000. – 479 с.

THE MATERIAL COMPOSITION OF THE VENDIAN DEPOSITS IN THE AREA OF THE RASSOLNAYA RIVER IN THE VISHERSKY DIAMOND-BEARING AREA

E.M. Tomilina

tomilinaelena.psu@yandex.com

The article presents the results of a study of the mineral composition, structural and textural features of vendian rocks in the area of the Rassolnaya river in the Vishersky diamond-bearing area. Based on the results of a comprehensive study, the composition of the rocks of the Ilyavozhskaya and Kocheshor formations was clarified. The rocks of the Ilyavozhskaya formation are sandstones with interlacing of clay siltstones. The rocks of the Kocheshor formation are various sandstones, siltstones and mudstones.

Keywords: vendian, Kocheshorskaya and Kocheshor formations, Northern Urals, Krasnovisherskiy diamondiferous region.

УДК 552.111

И.И. Чайковский¹, В.А. Корякин², Е.П. Чиркова¹

¹Горный институт УрО РАН, г. Пермь

²Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

О МЕХАНИЗМАХ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ПЕТРОГЕННЫХ И РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОЛОСЧАТО-ВКРАПЛЕННЫХ РУДАХ РУДНИКА «СКАЛИСТЫЙ» ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО УЗЛА

Охарактеризованы полосчато-вкрашенные руды, для которых показано проявление силикатно-оксидного (оливин, шпинель, плагиоклаз) фракционирования, силикатно-сульфидной и халькопирит-пирротиновой несмесимости. Установлено накопление в сульфидном расплаве не только флюидов (Cl, P, H₂O, O₂), но и петрогеных компонентов (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO, K₂O) которые вызывают во вмещающих породах окисление железа, появление гидроксилодержащих минералов и проявление различных типов метасоматических реакций, мобилизацию и пространственное перераспределение благородных металлов и халькофильных элементов.

Ключевые слова: Талнахская интрузия, вкрашенные руды,
магматические и постмагматические процессы

DOI: 10.17072/chirvinsky.2025.167

Для выявления процессов дифференциации, проявившихся в силикатных и сульфидных расплавах, были исследованы вкрашенные руды рудника «Скалистый» с глубины около 1600 м. Талнахский интрузив является типичным представителем рудоносных массивов норильского типа, который дифференцирован от пикритовых габбро-долеритов в подошве до габбро-диоритов в кровле ([ссылка](#)). Вкрашенные руды приурочены к нижней части рудоносной интрузии (пикритовые и такситовые габбро-долериты). Исследование химического и минерального состава проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микронализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20 (Tescan, Чехия).

В отличие от типичных «капельников» сульфидные обособления не только расслоены на пирротиновую (нижнюю) и халькопиритовую (верхнюю) части иногда пространственно разобщенные, но и вытянуты согласно неясной полосчатости габброидов, особенно крупные (рис. 1). В кровле мелких округлых и крупных вытянутых сульфидных агрегатов присутствует оторочка мелкозернистой породы шириной до 2 см,

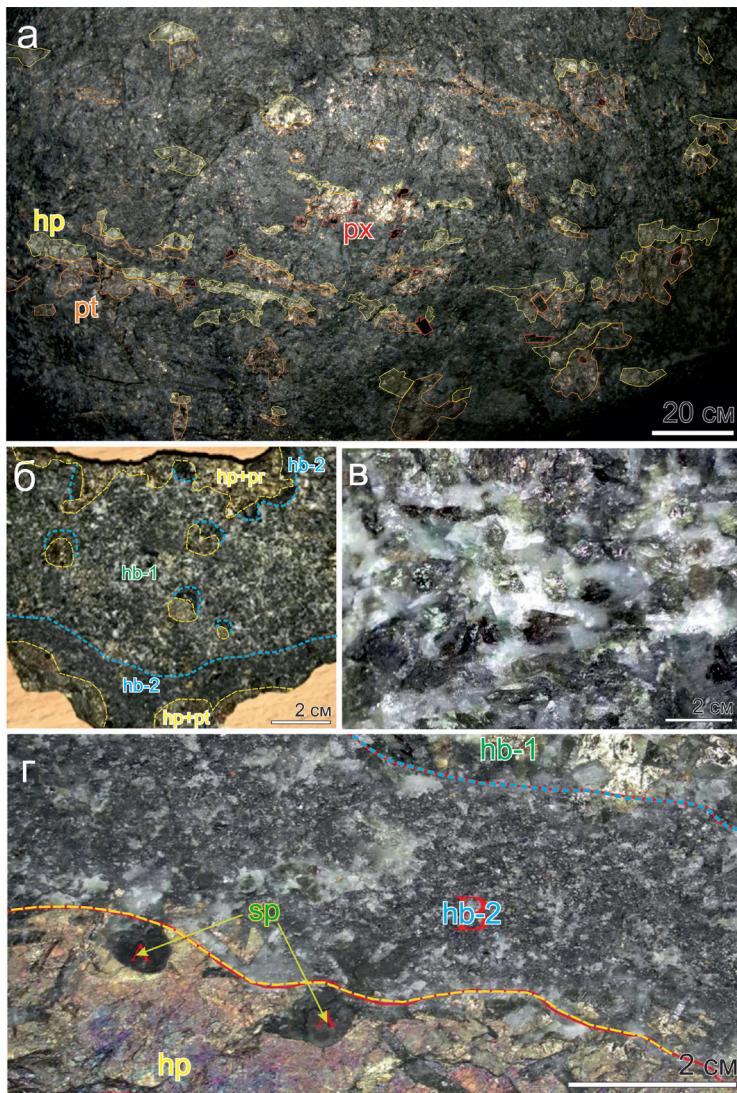


Рис. 1. Общий вид и детали строения оруденелых габброидов: а – полосчато-вкрапленные сульфидные обособления расслоившиеся на пирротиновые (pt) и халькопиритовые (hp) агрегаты и вкрапленность крупных кристаллов пироксена (px); б – взаимоотношение троктолита (hb-1), сульфидных обособлений и ореола мелко-зернистой метасоматической породы (hb-2) над ними; в – детали строения троктолита; г – сферолиты серпентина (sp) на контакте халькопирита и метасоматической породы

образование которой Э.М. Спиридовон [4] связывает с воздействием на основную породу флюида, отделившегося от сульфидного расплава.

Основная масса габброида сложена среднезернистыми неясными темными и светлыми полосами, позволяющими отнести породу к троктолиту (рис. 2). Первые представлены зернами трещиноватого субизометричного оливина и шпинелю со слаженными очертаниями, вторые – битовнитом. Кроме того отмечены отдельные зерна энстатита и его реакционные каймы с магнетитом на оливине, актинолит (с магнетитом) по оливину, изометричные зерна ильменита с фрагментами магнетитовой каймы, мелкие каплевидные агрегаты сульфидов (пирротина, халькопирита, петландинта). Ксеноморфный хлорапатит отмечается

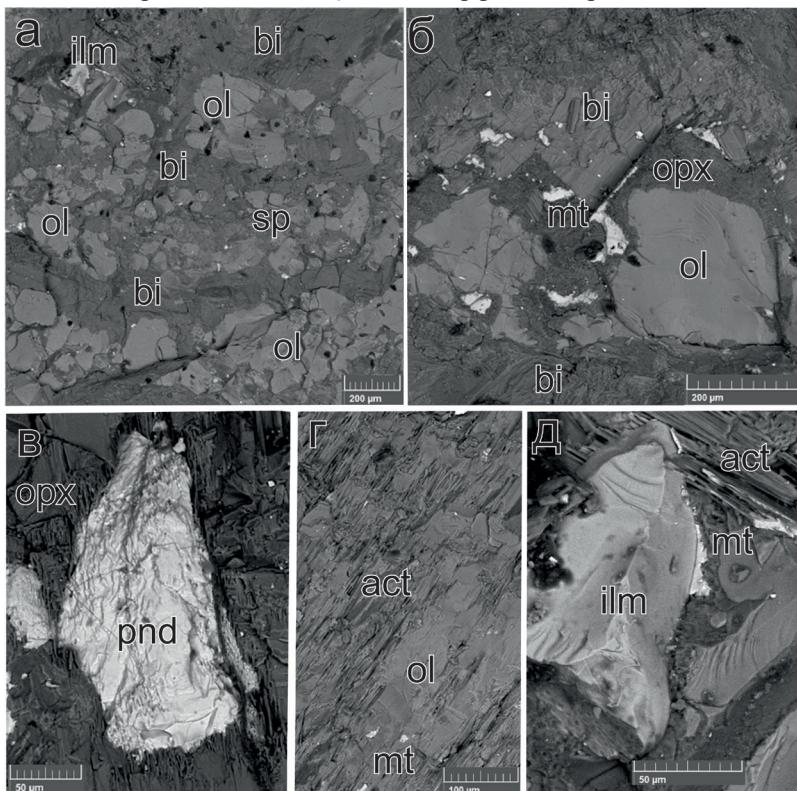


Рис. 2. Детали строения троктолита: а – неясно полосчатое строение, обусловленное неравномерным распределением оливина (ol), шпинели (sp) и битовнита (bi); б – реакционная кайма ортопироксена (орpx) и магнетита (mt) на оливине; в – коррозионные отношения ортопироксена и пентландита (pnd); г – актинолит (act) и магнетит по оливину; д – магнетитовая кайма на ильмените (ilm)

в виде отдельных зерен, но чаще тяготеет к сульфидным обособлениям (пирротиновым и халькопиритовым).

Мелкозернистые каймы над сульфидными обособлениями содержат наряду с реликтовыми минералами троктолитов (оливин, шпинель, ильменит) собственные: анортит, халькопирит, флогопит и серпентин (табл. 1, рис. 3). Оливина становится существенно меньше (за счет замещения актинолитом, серпентином и флогопитом), а доля реликтовой шпинели увеличивается. Здесь же отмечен магнетит с вrostками бадделеита. Мелкозернистые породы по сравнению с исходными обеднены кремнием, кальцием и натрием (табл. 2, рис. 4)

Таблица 1

*Сопоставление кристаллохимических формул минералов
в первичной породе и измененных оторочках*

Минерал	Реальная формула	
	Среднезернистая основная масса	Мелкозернистая оторочка
Оlivин	Fo ₇₂	Fo ₇₀₋₇₃
Плагиоклаз	An ₇₁	An ₉₁
Энстатит	(Fe _{0,32-0,49} Ca _{0,02} Mg _{1,50-1,62} Na _{0,02-0,09})Si _{1,91-2,07} O ₆	-
Ильменит	(Fe _{0,88-0,99} Mg _{0,06-0,18} Mn _{0,02-0,04}) (Ti _{0,92} V _{0,01})O ₃	-
Шпинель	(Mg _{0,67} Fe _{0,15})(Al _{1,85} Fe _{0,31})O ₄	(Mg _{0,65} Fe _{0,17})(Al _{1,82} Fe _{0,34})O ₄
Актинолит	(Ca _{1,41} Na _{0,41})(Mg _{3,63} Fe _{1,37})(Al _{1,-} Si _{6,83} O _{22,6} (Cl _{0,08} OH _{1,92})	+
Хлорапатит	Ca _{4,85-4,96} (P _{2,93-3,11} O ₁₂) (Cl _{0,95-0,96})	-
Фторапатит	Ca _{4,89-5,34} (P _{3,12} O _{11,54-11,99})(Cl _{0,12-} F _{0,50-0,60} OH _{0,38})	-
Пирротин	Fe _{0,90-0,98} S _{1,01-1,1}	-
Пентландит	(Fe _{4,36} Ni _{4,27})S _{8,37}	-
Халькопирит		Cu _{0,91-0,96} Fe _{0,99-1,03} S _{2,01-2,10} (Mg _{2,71-2,86} Fe _{0,08-0,14})
Серпентин	-	(Si _{1,96-2,01} Al _{0,03-0,07} O _{4,87-5,18}) (Cl _{0,02-0,08} OH _{3,92-3,98})
Флогопит	-	(K _{0,63-0,87} Na _{0,11-0,16}) (Mg _{2,38-2,86} Ti _{0,04} Fe _{0,56-0,76}) (Si _{2,87-3,54} Al _{1,31-1,63} O ₁₆) (Cl _{0,12} OH _{1,88})

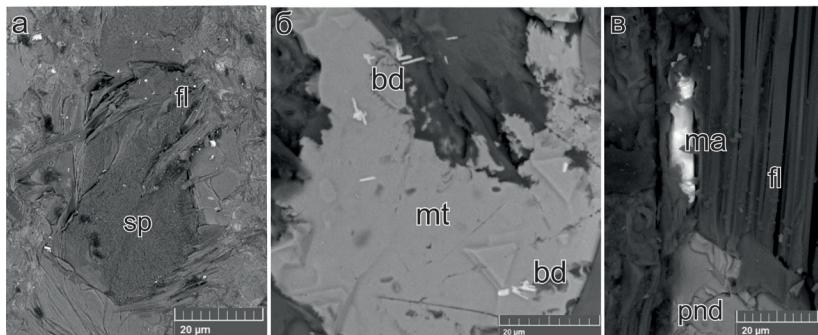


Рис. 3. Детали строения метасоматической породы: а – псевдоморфозы серпентина (sp) и флогопита (fl) по оливину; б – магнетит (mt) с вкрапленностью бадделеита (bd); в – майнерит (ma) в флогопите вблизи пентландита (pnd)

Таблица 2

*Результаты валового анализа
крупнозернистого троктолита (кз) и
мелкозернистой метасоматической
породы (мз), мас. %*

	кз	мз
O	43,57	44,93
Si	20,70	15,62
Ti	0,23	0,23
Al	9,25	14,09
Fe	9,14	8,85
Mg	6,59	7,26
Mn	0,16	0,13
Ca	6,48	5,40
Na	1,61	0,75
K	0,88	1,37
S	0,62	0,50
Cl	0,57	0,65
Cu	0,19	0,32

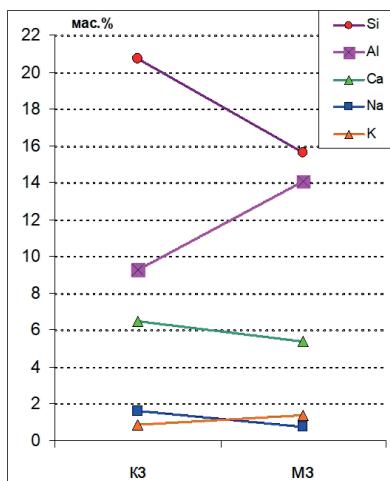


Рис. 4. Поведение элементов в процессе метасоматоза базитов на контакте с сульфидными обособлениями

В крупных сульфидных обособлениях отмечены укрупненные зерна плагиоклаза замещенного по перефирии хлоритом, а также поздние секущие прожилки флогопита (рис. 5). На границе с мелкозернистой породой отмечены сферолиты серпентина враставшие в сульфидную массу. По периферии мелких изометрических сульфидных «капель» нередко отмечаются кристаллы ильменита, вrostки апатита (рис. 6).

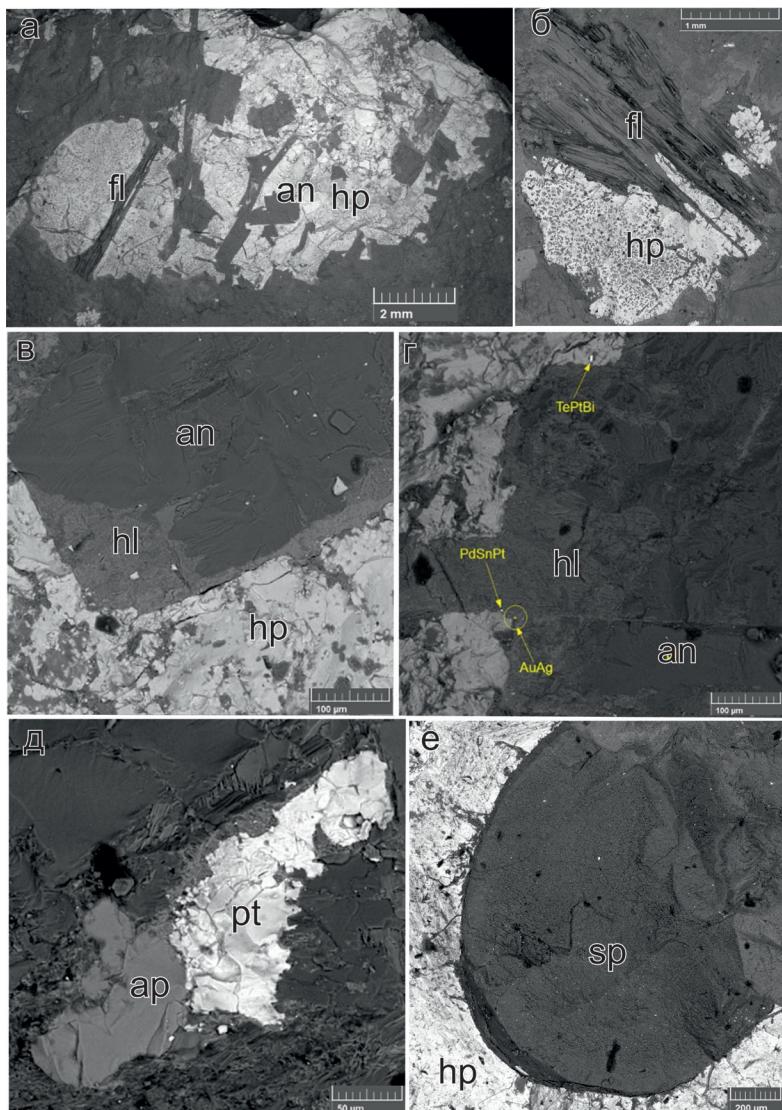


Рис. 5. Минералы приуроченные обособлениям сульфидов; а–крупное выделение халькопирита (hp) с вrostками флогопита (fl) и анонита (an); б–сросток флогопита и халькопирита; в, г – реакционная хлоритовая кайма (рд) на вростке анонита (an) в сульфидной массе и приуроченные к ней включения электрума (Au,Ag), рустанбургита (Pd,Pt,Sn) и мончешита (Te,Pt,Bi); д – хлорапатит (ap) на контакте с пирротином (pt); е – сферолит серпентина (sp) врастаящий в скопление халькопирита

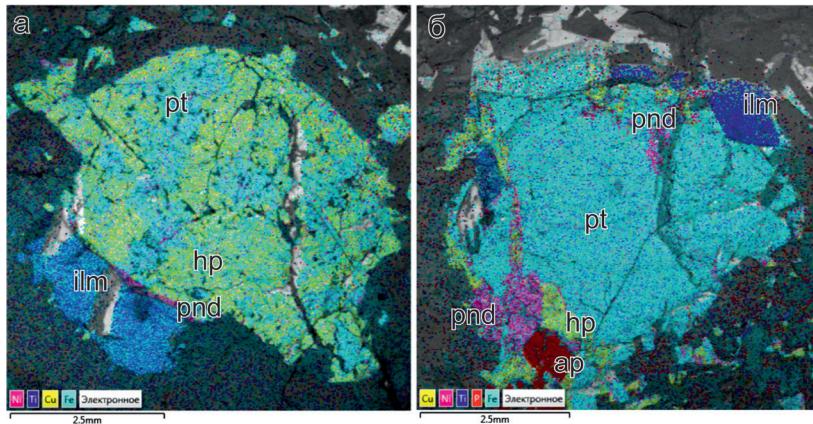


Рис. 6. Мелкие каплевидные сульфидные обособления (а, б) и их минералы: пирротин (pt), халькопирит (hp), пентландит (pnd), хлор-апатит (ap) и ильменит (ilm)

Во вкрашенных рудах зафиксировано большое число микроКлючений (0,2-2 мк) интерметаллидов, теллуридов, сульфидов и оксохlorоридов, большинство из которых локализовано в пределах пирротина, халькопирита и пентландита или вблизи них (табл. 3).

Таблица 3
Реальные формулы микроминералов и их пространственная локализация

Минерал-включение	Реальная формула	Вмещающий минерал*				
		1	2	3	4	5
Паоловит	Pd _{1,33±1,34} Sn _{0,65±0,67}	+				
Рустенбургит	(Pt _{0,25-0,26} Pd _{2,41-2,44})Sn _{1,30±1,34}	+				
?	Pb _{1,03-1,26} Ag _{1,07-1,40} Se _{0,94-1,14} Te _{0,52-0,63}	+				
Pd-Мончейт	Pd _{0,92} Pt _{0,04-0,19} (Te _{0,84-0,85} Bi _{0,78-0,79} As _{0-0,26})	+			+	
Майнерит	Pd _{1,01-1,03} Bi _{0,95} Te _{1,02-1,04}	+	+			
Гессит	Ag _{1,92-2,07} Te _{0,93-1,08}	+	+	+		
Котульскийт	Pd _{1,02-1,13} (Te _{0,36-0,70} Bi _{0,48-0,61} Sn _{0-0,14})	+				
Галенит	PbS	+				
Бисмуклит	Bi _{0,99} Cl _{1,02} O _{0,99}	+				
Мончейт	Pt _{0,92-1,04} (Te _{1,56-1,61} Bi _{0,43-0,76})	+	+			
Сопчейт	Ag _{3,02-3,33} Pd _{3,35-3,54} Te _{4,30-4,43}			+		
Соболевскийт	Pd _{0,94-0,96} Bi _{0,82-0,83} Te _{0,03-0,15} Sb _{0,06-0,07}			+		
Электрум	Au _{0,51-0,60} Ag _{0,40-0,49}			+		+

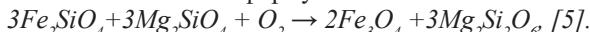
* 1-пирротин, 2-халькопирит 3- пентландит, 4-флогопит, 5-энстатит

Общие текстурные особенности руд, реальные кристаллохимические формулы минералов и их пространственные взаимоотношения позволяют показать проявление следующих процессов.

1. Наличие шпинели в описываемых рудах говорит о пересыщении глиноземом, вероятно связанным с фракционной природой самих троктолитов.

2. Вытянутость крупных сульфидных обособлений вдоль неясной полосчатости и их расслоение на пирротиновую и халькопиритовую части, иногда пространственно разобщенные, говорит о преобладании на руднике «Скалистом» латерального течения расплава и проявлении силикатно-сульфидной и пирротин-халькопиритовой жидкостной несмесимости уже во время течения. О постепенном затвердевании расплава во время течения может говорить трещиноватость части зерен оливина.

3. Замещение оливина ортопироксеном и магнетитом в троктолите идущее с уменьшением железистости (f_{ol} -28, f_{opx} -21), свидетельствует о проявившемся после кристаллизации основной силикатной массы окислении и может быть описано формулой:



4. Замещение оливина (f-28) актинолитом (f-27) подтверждается незначительным количеством образовавшегося магнетита и отражает привнос флюида с кальцием, алюминием, хлором и гидроксил-ионом.

5. Коррозионные взаимоотношения пироксена и пентландита в троктолите отражает сульфидизацию (замещение) образовавшихся железистых силикатов.

6. Тяготение хлор-апатита к сульфидным обособлениям в троктолите отражает растворимость фосфата кальция в пирротиновом и халькопиритовом расплаве и его отделение при остывании.

7. Замещение оливина флогопитом (f-20) и серпентином (f-4) в мелкозернистой породе в кровле сульфидных обособлений и субизометрических «капель» отражает поступление из сульфидного расплава воды, калия и алюминия. Исчезновение первично-магматического битовнита и образование вторичного анортита может говорить о происходящем при хлоридно-калиево-глиноземистом метасоматозе выносе натрия. Сопоставление валовых составов первичной среднезернистой породы и вторичной мелкозернистой оторочки, говорит о том, что при замещении выносятся еще и кремний с кальцием.

8. Реакционное замещение плагиоклаза железистым хлоритом в центре крупного сульфидного обособления свидетельствует о «сбросе» оксидного железа из сульфидного расплава в силикатную fazу. Рост сферолитов серпентина во внутрь сульфидного расплава, говорит о том, что из сульфидного флюида выносились также кремний, магний, хлор и вода. Об отделении из сульфидного расплава еще и калия с кремния

свидетельствует рассечение сульфидных обособлений более поздним флогопитом. Вероятно, с фракционированием оксидных железа и титана, может быть связано образование ильменита по периферии изометрических сульфидных «капель».

9. Пространственная локализация микроминералов показывает, что для различных сульфидов (и силикатов) характерен свой набор минералов, однако только золото в составе электрума тяготеет к пентландиту. Минералы остальных элементов (Ag, Pd, Pt, Pb, Sn, Bi, Te, Se) не проявили определенной геохимической связи с пирротином, халькопиритом или пентландитом, что может говорить об их кристаллизации не из расплава на магматической стадии, а из флюидов на некотором расстоянии от исходного субстрата.

Описываемые вкрашенные руды свидетельствуют о сложной истории их формирования и проявлении разнообразных процессов силикатно-оксидного (оливин, шпинель, плагиоклаз) фракционирования, силикатно-сульфидной и халькопирит-пирротиной несмесимости, накопления в сульфидном расплаве не только флюидов (хлор, фосфор, вода, кислород?), но и петрогенных компонентов (SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , FeO , MgO , CaO , K_2O) которые вызывают окисление, гидролиз и различные типы метасоматических реакций, мобилизацию и пространственное перераспределение малых элементов (Ag, Pd, Pt, Pb, Sn, Bi, Te, Se).

Процессы окисления, проявленные в оливин-содержащих магматитах объясняются реакцией диссоциации воды, которая может проникать в магматический комплекс в эпоху растяжения и высокотемпературной гидратации [1, 2]. Однако диссоциация воды ведет не к окислению, а образованию гидроксил-содержащих силикатов (серпентинов, амфиболов, хлоритов и др.) и H^+ , который приводит к образованию самородных минералов (аварийт, медь, золото и др.), что было показано М.И. Новгородовой [3]. Представляется, что наличие обильной магнетитовой вкрашенности в массивных сульфидных рудах, описываемой как результат взаимодействия сульфидного расплава с силикатными породами [4], может являться результатом перехода кислорода растворенного в сульфидном расплаве в свободную форму. Кроме кислорода в нем присутствуют и оксиды, из которых кристаллизуются, дорастают (и замещаются) плагиоклазы и флогопит. Магнетит в самих габброидах, вероятно, формируется неоднократно за счет формирования вторичных минералов с убывающей железистостью ($f_{\text{act}} - 27$, $f_{\text{opx}} - 21$, $f_{\text{flog}} - 20$, $f_{\text{sep}} - 4$).

Наличие относительно низкокремнистых мелкозернистых флогопит-анортитовых шапок над сульфидными обособлениями отражает проявление специфического метасоматоза габброидов – калиевого, обескремнивающего.

Библиографический список

1. Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах //Отечественная геология. 1999. № 3, с. 31-39
2. Ефимов А.А., Малич К.Н. Магнетит-ортопироксеновые симплекситы в уральских оливиновых габбро: структурный след реакций окисления в связи с процессом водного метаморфизма. Ежегодник ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург, 2007. с. 159-164
3. Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.
4. Спиридонов Э.М. Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. –М.: Научный мир, 2009. 218 с.
5. Muir I.D., Tilley C.E. Contribution to the petrology of Hawaiian basalts, I. The picroitic basalt of Kiaeua //Am. J. Sci. 1957. V. 255.p. 241-253.

ON THE MECHANISM OF DIFFERENTIATION OF PETROGENIC AND ORE ELEMENTS IN BANDED-DISSEMINATED ORES OF THE SKALISTIY MINE OF THE TALNAKH ORE CLUSTER

I.I. Chaikovskiy, V.A. Koryakin, E.P. Chirkova

ilya@mi-perm.ru

The banded-disseminated ores are characterized, for which the manifestation of silicate-oxide (olivine, spinel, plagioclase) fractionation, silicate-sulfide and chalcopyrite-pyrrhotite immiscibility is shown. It has been established that the sulfide melt accumulates not only fluids (Cl, P, H₂O), but also petrogenic components (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO, K₂O), which cause iron oxidation, the appearance of hydroxyl-containing minerals and various types of metasomatic reactions, mobilization and spatial redistribution of noble metals and chalcophile elements.

Keywords: *Talnakh intrusion, disseminated ores, magmatic and postmagmatic processes*

Д.В. Шешуков

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, г. Пермь

ПРИМЕНЕНИЕ КР-СПЕКТРОСКОПИИ ДЛЯ КАЧЕСТВЕННОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГАЗОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

В статье представлены результаты качественного анализа газовых включений двух образцов солей Верхнекамского месторождения, взятых из учебной коллекции кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ. Исследование выполнялось с целью освоения методики диагностики газовых включений в минералах с помощью КР-спектроскопии. Полученные результаты были сравнены с исследованиями других специалистов.

Ключевые слова: КР-спектроскопия, Верхнекамское месторождение солей, газовые включения.

DOI: [10.17072/chirvinsky.2025.177](https://doi.org/10.17072/chirvinsky.2025.177)

Для определения вещественного состава включений различного агрегатного состояния разработано множество методов, некоторые из них подразумевают извлечение этих включений из минерала-хозяина [2]. В большинстве случаев извлечение такого включения не скажется на результатах анализов. С газообразной и жидкой фазой дела обстоят сложнее: из жидкой фазы могут уйти растворенные в ней летучие вещества, а газообразная фаза может смешаться с атмосферным воздухом. В этом случае подойдут либо неразрушающие оптические методы, химические анализы, либо термический анализ с приставкой газового анализатора ICP-MS.

В данной статье изучение газовых включений было проведено с помощью микроскопа с приставкой комбинационного рассеяния света. Несмотря на простоту и скорость данного метода, минусы всё же можно выделить. Одной из самых распространенных проблем, связанных с определением включений является наложение пиков минерала-хозяина на пики включения. Второе ограничение метода – глубина съемки должна составлять несколько микрон.

Для проведения исследования было отобрано 2 образца солей Верхнекамского месторождения («перистый» галит и молочный сильвин) из учебной коллекции кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ. Выбор не случайный – в данных минералах достаточно много

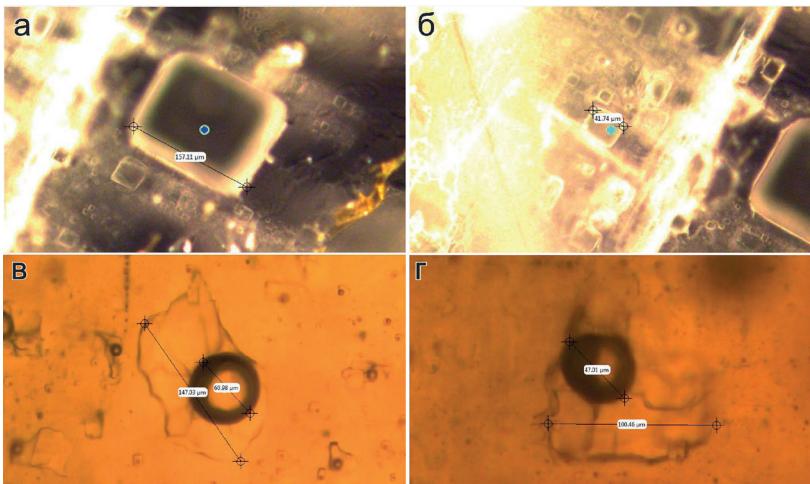


Рис. 1. Газово-жидкие микровключения в перистом галите (а, б) и молочно-белом сильвине (в, г)

крупных газовых включений. Галит и сильвин являются неактивными для метода комбинационного рассеяния света. Это значит, что можно корректно изучать включения. Включения в галите представлены в виде квадратных или прямоугольных вакуолей, заполненных газом или раствором, размеры варьируются от нескольких микрон до первых сотен микрон (рис.1. а, б). В сильвине же включения представлены в виде вакуолей неправильной формы, заполненных чаще всего двумя фазами вещества – раствором с пузырьком газа (рис.1. в, г). Размеры таких включений колеблются от первых десятков до первых сотен микрон. Газ в таких включениях может занимать до 50% объема вакуоли.

Исследование проводилось на конфокальном Рамановском микроскопе Senterra II. Исправность показаний проверялось с помощью стандартного образца кремния. Литературный пик кремния – 521 cm^{-1} , фактический пик кремния – 520 cm^{-1} [1]. Так как расхождение с показаниями составляют не более 3-x cm^{-1} , будем считать показания прибора верными. Параметры съемки: в качестве возбуждающего излучения выступал красный лазер с длиной волны $\lambda=785\text{ nm}$, мощность лазера 25–100 мВт. Апертура $25\times 1000\text{ мкм}$. Спектральный диапазон – $85\text{--}4463\text{ см}^{-1}$. Время накопления спектра – от 10 до 20 сек, количество повторов – от 5 до 30 раз. Такой разброс обусловлен различной глубиной обнаруженных включений и их размером, концентрацией газов внутри включений, а также составом минерала-хозяина. Результаты съемки представлены в таблице.

Таблица

Сравнение полученных результатов с литературными данными [1, 3, 4]

Вещество	Характерные пики, см ⁻¹	Измеренные пики при $\lambda=785$ нм, см ⁻¹			
		Включения в галите		Включения в сильвине	
		1 включение	2 включение	1 включение	2 включение
H_2O жидкая	2750–3900 [4]	3159–3400	3106–3393	3147–3355	3173–3360
	3219 [3]	3220	3224	3213	3214
	1630 [4]	-	1630*	1639*	-
H_2O пар	3657–3756 [4]	-	-	3645–3686	3677*
	3657 [3]	-	-	3662*	3677*
	1595 [4]	-	-	1583*	-
NH_3	3336 [4, 3]	-	-	3365*	-
N_2	2331 [3, 4], 2330 [1]	-	-	2326	2327
NO	1877 [1]	1880	1880	1880	1879
CO_2	2349 [1]	2359	-	-	-
	1388 [1, 3, 4]	1388	1388	1386	1388
	1370 [3, 4]	-	1369	1370	-
	1286 [1], 1285 [3, 4]	1261	1284, 1262, 1252	1285, 1263, 1256	1262
	667 [1]	-	-	-	-
CO	2143 [3, 4], 2140 [1]	2143*	2143*	2123	2145*
O_2	1555 [1, 3, 4]	1555	1555	1556	1555
NO_2	1610 [1]	1610*	1610*	1610*	-
	1325 [1]	1330*	1328	1330	1320
	752 [1]	-	-	-	-
SO_2	1351 [1]	1347*	1355	1356	-
	1151 [4], 1147 [1]	1151	1150, 1120	1140	1137
	524 [4], 517 [1]	524*	-	-	-

Примечание: * пики слабые или отсутствуют

Можно заметить, что полученные результаты немного отличаются от результатов исследования предшественников. Это может быть связано с индивидуальными особенностями молекул газовых включений, глубиной нахождения включений, а также с давлением внутри самого

включения. Несмотря на то, что съемка проводилась в защитном боксе прибора, велика вероятность влияния атмосферного воздуха на лазер, что может увеличивать пики тех или иных соединений.

В дальнейшем планируется проведение дополнительных анализов методом термогравиметрии (ТГА) с анализом выделяющихся газов (EGA-МС) для уточнения полученных результатов. Если по результатам термогравиметрии получится подтвердить вещественный состав газовых включений исследуемых образцов, можно будет приступать к освоению методики количественного анализа минералов и их включений.

Исследования выполнены с использованием оборудования лаборатории прецизионных методов исследования вещества ПГНИУ.

Библиографический список

1. Колесов Б.А. Прикладная КР-Спектроскопия. Новосибирск: изд-во СО РАН, 2018. 389 с.
2. Плечов П.Ю. Методы изучения флюидных и расплавных включений. Москва: изд-во КДУ, 2014. 268 с.
3. Ernst A.J. Burke Raman microspectrometry of fluid inclusions // Lithos 2001. V. 55. P. 139-158.
4. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli F. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration 2012. V. 112. P. 1-20.

USING THE RAMAN-SPECTROSCOPY METHOD FOR THE QUALITATIVE DETERMINATION OF GAS INCLUSIONS

D.V. Sheshukov

gg7716payd@gmail.com

The article presents the results of a qualitative analysis of the gas inclusions of two salt samples of a Verkhnekamskoye deposit, taken from education collection of a mineralogy and petrography department of PSU. Research was performed for mastering the methodology determination of gas inclusions in minerals using Raman spectroscopy method. The results were compared with researches other specialists.

Keywords: Raman spectroscopy method, Verkhnekamskoye salt deposit, gas inclusions.

ХРОНИКА

РЫБАЛЬЧЕНКО

Анатолий Яковлевич

01.06.1952 – 20.12.2024



20 декабря 2024 года скоропостижно ушел из жизни замечательный человек – геолог, геолог-съемщик, геолог-поисковик Анатолия Яковлевич Рыбальченко.

Мы потеряли не просто коллегу по совместной профессиональной деятельности, а очень неординарного, очень талантливого во многих сферах, очень доброго, очень принципиального, очень жизнерадостного, и, в конце концов очень красивого человека.

Анатолий пришел в геологию предельно сознательно, пройдя основательную геологическую подготовку еще в юношеские годы, в школе №10 г. Краснокамска под руководством директора – географа с большой буквы Полушкина Евгения Степановича. Почему проходили, – а мы, просто, учились в одном классе и сидели за одной партой. Нашей дружбе 58 лет – это неплохой срок.

Практическое обучение Анатолий начал в Мойвинской геологосъемочной партии Пермской экспедиции, где провел все практики, защитил диплом. Здесь он не просто закрепил теоретические знания, полученные в родном университете и приобрел практические навыки геолога-съемщика, а приобрел идеологию геолога-исследователя, бескомпромиссного, творческого, опирающегося только на истинный фактурный материал. Кроме того, здесь он получил неоценимый опыт руководства и общения с достаточно непростыми, а зачастую и сложными и, даже, трагическими моментами организации полевых работ в труднодоступных ненаселенных районах. Из студенческой жизни в прямое производство Анатолий вышел очень хорошо подготовленным профессиональным геологом и руководителем.

После окончания университета очень активно и плодотворно трудился в Тыпильской геологосъемочной партии, пройдя путь от рядового геолога до начальника партии. Отлично откатированные листы масштаба 1:50 000 на Северном Урале являются образцом геологической логики во всех аспектах, в том числе не только в грамотных

стратиграфических и тектонических построениях, но и в главном – минерагеническом выхлопе этих работ, а именно в золоте и редких металлов районов верховья рек Велс, Шудья и Косьва.

Радикальные изменения в жизни, карьере и даже судьбе Анатолия Яковлевича произошли в конце 90-х, начале 2000-х годов. Он принял предложение НП «Уралалмаз» перейти на работу в геологическую службу предприятия сначала в качестве геолога-консультанта, а затем заместителя главного геолога. Уже через год активнейших полевых исследований в горных выработках «Уралалмаза» Анатолий пришел к парадоксальным выводам об устройстве части отрабатываемых месторождений (месторождения высоких террас и водораздельных пространств) и изложил свои выводы руководству предприятия. Выводы сии были сделаны только благодаря допуску неординарно мыслящего человека в крупные горные выработки (карьеры) с немыслимыми для геолога-съемщика масштабами техногенной обнаженности, как в площади, так и в глубину. Благодаря этим выводам и были поставлены ГСР-50, а в дальнейшем и поисковые работы на алмазы на ранее, казалось бы, переизученных площадях Вишерского, Яйвинского и Горнозаводского района и получены положительные результаты на 8 из 10 участков. Выявленные объекты были классифицированы как коренные источники флюидно-эксплозивной природы, за что Анатолий Яковлевич заслуженно получил звание «Первооткрывателя».

Если человек по настоящему талантлив, он талантлив во многом. Таков и наш Анатолий Яковлевич. Он поэт, музыкант, исполнитель своих песен, художник, прекрасный фотограф, лодочник, рыбак. Мы готовим к печати сборник его стихов и песен. Вот цитата из его песни 90-х:

*За ресурс отечества
Молотками крестимся
За ресурс
Родной, больной страны*

Все мы вышли из мира минерального, но мы, в силу своей прекрасной профессии туда и возвращаемся. Спи спокойно друг, коллега, брат. Порода тебе пухом.

Главный геолог ООО «КОМП»
Г. Морозов

ОГЛАВЛЕНИЕ

Баяндин В.Э., Чайковский И.И.	
К минералогии ряда рудопоявлений острова Большевик.....	3
Денисова Ю.В.	
Геодинамические условия образования Бадьяюского и Яротского массивов (Приполярный Урал)	11
Зинчук Н.Н.	
Литолого-минералогические исследования при поисках месторождений алмазов.....	17
Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.	
О некоторых вещественных особенностях продуктивности кимберлитовых пород.....	49
Ибланинов Р.Г.	
Медистые песчаники Прикамья.....	70
Килин Ю.А., Минькович И.И.	
Причины замутнения вод родников в Иренском карстовом районе.....	75
Кисин А.Ю., Притчин М.Е., Озорнин Д.А.	
Особенности состава и минералогии медистых песчаников юго- востока Пермского края	81
Копылов И.С.	
Анализ геохимических полей на западе Сибирской платформы и прогнозирование зон нефтегазонакопления.....	87
Коротченкова О.В.	
Предварительные данные об аутигенном минералообразовании в местах разгрузки хлоридных вод в бассейне реки Солонихи (Пермский край)	96
Михненко М.М., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д.	
Песчаники салиховской свиты венда в разрезе скважины 4 Аслыкульская Волго-Уральской области (данные электронной микроскопии породообразующих и акцессорных минералов).....	104
Мустафин С.К., Милушкина А.В., Милушкин К.С.	
Природа, состав и свойства многолетнемёрзлых пород территории освоения криолитозоны Арктики (на примере полуострова Гыдан).....	111
Осоловецкий Б.М.	
Роль минералогических исследований в составе прогнозно- поискового комплекса на россыпные алмазы Урала	122
Пактюковский Ю.Г., Чуйко В.А., Плюснин И.А.	
Новые данные по литологическому опробованию отложений основания такатинской свиты в Яйвинском алмазоносном районе (Средний Урал).....	131
Потапов С.С., Горячев А.А., Макаров Д.В., Паршина Н.В.	
К минералогии шлаков металлургического передела медно- никелевых руд на площадке Мончегорск АО «Кольская ГМК».....	143

Пузик А.Ю., Аносова М.О., Ибламинов Р.Г., Суслов С.Б.	
U-Pb датирование по циркону из риолитов федотовской свиты Кваркышско-Каменногорского мегантиклинория Западного Урала.....	152
Пшеволодский М.А., Меньшикова Е.А., Мусакулова С.В.	
Некоторые практические результаты термического (ДСК/ТГ) анализа карбонатных пород.....	156
Томилина Е.М.	
Вещественный состав вендинских отложений в районе реки Рассольная Вишерского алмазаносного района.....	162
Чайковский И.И., Корякин В.А., Чиркова Е.П.	
О механизмах дифференциации петрогенных и рудных элементов в полосчато-вкрапленных рудах рудника «Скалистый» Талнахского рудного узла.....	167
Шешуков Д.В.	
Применение КР-спектроскопии для качественного определения газовых включений.....	177