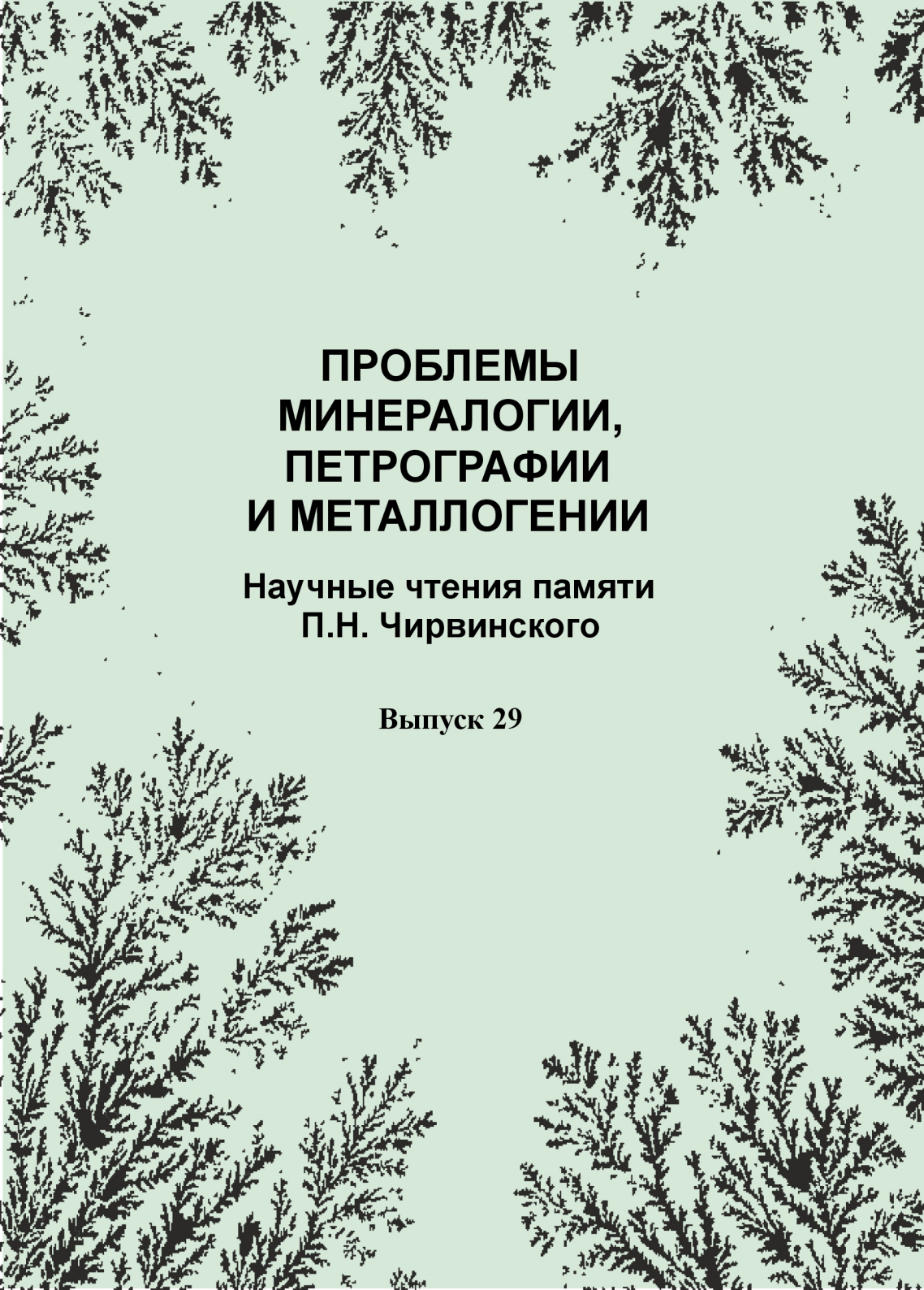


The cover features a white background with black and white photographs of evergreen branches in the corners. The top corners show branches reaching towards the center, while the bottom corners show branches growing upwards. The central text is in bold black font.

ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

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

Выпуск 29

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Федеральное государственное автономное
образовательное учреждение высшего образования
«ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ УрО РАН

РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО
Пермское отделение



ПРОБЛЕМЫ МИНЕРАЛОГИИ, ПЕТРОГРАФИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского

Выпуск 29



Пермь 2026

УДК 550.8
ББК 26.3
П78

Проблемы минералогии, петрографии и металлогении.
П78 Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского : сборник научных статей / отв. ред. И. И. Чайковский ; Пермский государственный национальный исследовательский университет. – Пермь, 2026. – Вып. 29. – 212 с.

ISBN 978-5-7944-4322-6 (Вып. 29)
ISBN 978-5-7944-1582-7

Сборник подготовлен по материалам докладов на научных чтениях, состоявшихся 10 февраля 2026 г. на кафедре минералогии и петрографии Пермского государственного национального исследовательского университета. Содержит результаты исследований, касающихся некоторых проблем минералогии, петрографии, минерогенеза, 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*

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

Ответственный редактор: И. И. Чайковский

Рецензенты: д-р геогр. наук, главный научный сотрудник Лаборатории карста и спелеологии Горного института УрО РАН **О. И. Кадебская**; д-р геол.-минерал. наук, главный научный сотрудник сектора технологической минералогии Горного института УрО РАН **А. Ф. Сметанников**; канд. техн. наук, доцент кафедры «Разработка месторождений полезных ископаемых» ПНИПУ **Е. А. Нестеров**

Научное издание

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

Подписано в печать 15.04.2026.
Формат 60×84/16. Усл. печ. л. 12,32.
Тираж 200 экз. Заказ 14.

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

ISBN 978-5-7944-4322-6 (Вып. 29)
ISBN 978-5-7944-1582-7

© ПГНИУ, 2026
© Горный институт УрО РАН, 2026

MINISTRY OF SCIENCE AND HIGHER EDUCATION OF THE RUSSIAN
FEDERATION

Federal State Autonomous Educational Institution of Higher Education
"PERM STATE UNIVERSITY"

Mining Institute of the Ural Branch
of the Russian Academy of Sciences

Russian Mineralogical Society
Perm Branch



PROBLEMS OF MINERALOGY, PETROGRAPHY AND METALLOGENY

Scientific Readings in Memory of P. N. Chirvinsky

Issue 29



Perm 2026

UDC 550.8
LBC 26.3

Problems of Mineralogy, Petrography and Metallogeny. Scientific Readings in Memory of P. N. Chirvinsky: Collection of Scientific Articles / Executive Editor I. I. Chaikovskiy ; Perm State University. – Perm, 2026. – Issue 29. – 212 p.

ISBN 978-5-7944-4322-6 (Issue 29)

ISBN 978-5-7944-1582-7

The collection was prepared based on the materials of reports presented at the scientific readings held on 10 February 2026 at the Department of Mineralogy and Petrography of Perm State University. It contains the research results addressing certain problems of mineralogy, petrography, mineralogeny, geochemistry, and other sciences that fell within the scope of P. N. Chirvinsky interests.

Intended for general-practice geologists.

UDC 550.8
LBC 26.3

*Published by decision of the Department of Mineralogy and Petrography,
Perm State National Research University*

Editorial Board: B. M. Osovetsky, R. G. Iblaminov, I. I. Chaikovskiy

Executive Editor: I. I. Chaikovskiy

Reviewers:

O. I. Kadebskaya, *Doctor of Geographical Sciences, Chief Researcher of the Laboratory of Karst and Speleology of the Mining Institute of the UB RAS.*

A. F. Smetannikov, *Doctor of Geology and Mineral Sciences, Chief Researcher of the Technological Mineralogy Sector of the Mining Institute of the UB RAS.*

E. A. Nesterov, *Candidate of Technical Sciences, Associate Professor of the Department of Mineral Deposit Development at Perm National Research Polytechnic University*

Scientific publication

Published in the author's edition.
Computer typesetting: D. E. Trapeznikov.

Signed for printing on 15.04.2026.

Format: 60×84/16.

Conventional printed sheets: 12,32.

Print run: 200 copies. Order No. 14.

Publishing Center of Perm State University (PSU).

15 Bukireva St., Perm, 614068, Russia.

Perm University Press (PSU).

15 Bukireva St., Perm, 614068, Russia.

ISBN 978-5-7944-4322-6 (Issue 29)
ISBN 978-5-7944-1582-7

© PSU, 2026
© MI UB RAS, 2026

**ПАРАГЕНЕЗИС ДОМАНИКОВЫХ И ГАЛОГЕННЫХ
ФОРМАЦИЙ В ОБЛАСТЯХ ОПУСКАНИЯ
НЕКОМПЕНСИРОВАННОГО ТИПА В ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ
ОБЛАСТИ**

Области опускания некомпенсированного типа (ООНТ) являются структурами осадочного чехла платформ. Происхождение их тесно связано с геодинамическим развитием смежных с платформой складчатых областей. В строении ООНТ участвуют формации трансгрессивно-инундационно-регрессивного цикла осадконакопления. Вертикальный ряд формаций ООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов), орогенного (Предуральская система прогибов), классов представляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая)–нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная)–нефтезакранирующая (галоженная и др.). Значительный интерес вызывает парагенез доманиковых и соленосных отложений в нефтегазоносных бассейнах, контролирующие основные запасы углеводородов. Рассматривается возможное влияние газогидратов в быстром накоплении соленосных толщ. Выделяется два типа соленосных толщ в пределах ООНТ: мелководная (шельфовая зона) и глубоководная (осевая зона).

Ключевые слова: области опускания некомпенсированного типа, галоженная формация, газогидраты, сера, сероводород, тангенциальное сжатие.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.5

Территория Волго-Уральской области охватывает восточную часть Русской плиты и Предуральский краевой прогиб. Области опускания некомпенсированного типа приурочены к участкам платформы, в которых опускание значительно превышает скорость осадконакопления. Области опускания, к которым приурочено некомпенсированное осадконакопление, в геологической литературе известны как «иловая» или «доманиковая» впадина, некомпенсированный прогиб, аккумуляционно-топографическая впадина (М.М. Грачевский), прогибы некомпенсированного типа (С.С.Эллерн) и области опускания некомпенсированного типа (Аухатов Я.Г.). Отличие между ними состоит в том, что за причину их возникновения приняты факторы: седиментационные (аккумуляционно-топографическая впадина), тектоно-седиментационные в условиях тектонического

растяжения (прогибы некомпенсированного типа) и тангенциального сжатия платформенных областей, граничащих со складчатыми областями (области опускания некомпенсированного типа).

Одним из основных условий некомпенсированного осадконакопления является их относительная глубоководность. Первые представления о глубоководности и некомпенсированности осадконакопления возникали при изучении осадочных отложений геосинклинальных областей. С развитием глубокого бурения на нефть и газ стало известно о глубоководности платформенных осадков и приуроченности их к определённым структурам осадочного чехла некомпенсированным прогибам и их системам (Предуральская система прогибов, Камско-Кинельская система прогибов, Прикаспийская синеклиза и т.д.). Многие исследователи считают, что возникновение условий некомпенсированного осадконакопления на платформах есть результат прогибания (Мирчинк и др., 1965) или опускания (Валеев, 1981) окраинных частей платформ, граничащих с геосинклинальными областями.

Ещё А.П. Карпинский в 1894 году, рассматривая общий характер колебания земной коры в пределах Европейской части России, пришёл к выводу, что направление и характер колебательных движений платформ, тесно связано с тектоническими движениями прилегающих Уральской и Кавказской геосинклиналей. Представления о передаче тектонических напряжений на платформу со стороны орогенов и формирование под их влиянием основных платформенных дислокаций были господствующими в 20-40-е годы XX века после работ А.Д. Архангельского (1932, 1941). Явления смещения сводов и прогибов Н.Н. Форш (Форш, 1955) связывал с орогенезом Уральской геосинклинали и миграцией Предуральского прогиба. Таким образом, формирование структур некомпенсированного типа в осадочных бассейнах платформ, тесно связано с процессами, проявляющимися в приграничных подвижных поясах. Развитие определяет этапы динамики осадочных бассейнов, с которыми связано заложение и развитие областей опускания некомпенсированного типа. Результатом такого влияния является проникновение глубоководных условий осадконакопления в пределы платформ в виде областей опускания некомпенсированного типа. Можно выделить следующие основные этапы развития ОООНТ: общее опускание; геоморфологическое расчленение (формирование бортовых и депрессионных зон); компенсационное поднятие (Форш, 1955), что связано с тем, что ОООНТ формировались в геотектонических режимах горизонтального сжатия и «копируют» в своём развитии некоторые черты геосинклинальных прогибов: глубоководность и цикличность. Автором принята режимная классификационная схема В.Е. Хаина, В.В. Белоусова, с некоторыми

изменениями и дополнениями, произведенными Р.Н. Валеевым (Валеев, 1981) и др. Все области опускания некомпенсированного типа подразделяются с учётом общей этапности тектонического развития земной коры на четыре основные группы располагающихся в их эволюционной последовательности – геосинклинальный, орогенный, платформенный и активизационный Аухатов, 1981; 2017). Сами ОООНТ приурочены к конкретным генетическим типам структур (краевые прогибы, перикратонные и интракратонные синеклизы, авлакогены и др.). В этой классификации можно выделить ОООНТ, возникающие в геотектонических режимах растяжения (авлакогены, рифты) и сжатия (передовые прогибы, внутриплатформенные прогибы типа Камско-Кинельской системы прогибов).

С.Бубновым и Н.М.Страховым в 1960 была предложена схема эволюционной направленности процесса литогенеза с выделением эмерсивной, трансгрессивной инундационной стадий, а Р.Н.Валеевым дополнены регрессивная и инверсионная стадий (Валеев, 1981). В строении ОООНТ участвуют формации трансгрессивно-инундационно-регрессивного цикла (доманиковая, рифовая, карбонатно-сульфатная, галогенная, угленосная и т.д.). При этом надо отметить, что трансгрессивная стадия в геологическом плане кратковременная и тесно связано с крупными тектоническими событиями (перикратонные опускания) и регрессивная стадия также кратковременная сопровождается быстрой лавинной седиментацией. Инундационная стадия занимает самое продолжительное время с широким развитием процессов биоседиментации (рифты, отложения типа доманика, биохемоседиментация серы и т.д.). Согласно Антошкиной А.И. бактерии могли участвовать в седиментации сульфатных пород (Антошкина, 2011).

Вертикальный ряд формаций ОООНТ платформенного (Камско-Кинельская система прогибов), орогенного (Предуральская система прогибов), классов представляет нефтегазоносный этаж: нефтегенерирующая (доманиковая)–нефтегазорезервуарная (карбонатная и терригенная клиноформная)–нефтеэкранирующая (галогенная и др.). Значительный интерес вызывает парагенез доманиковых и соленосных отложений в нефтегазоносных бассейнах, контролирующие основные запасы углеводородов.

Согласно проведенным нами исследованиям сульфатно-карбонатная формация в пределах шельфовой зоны ОООНТ состоит из двух субформаций: нижней субформации, которая синхронно образовалась в стадию формирования доманиковой формации, и верхней субформации, которая формировалась одновременно с галогенной формацией. Сунгатуллин Р.Х. и другие исследователи (Сунгатуллин и др., 2023) при изучении гипса и доломита Камско-Устьинского и Сюкеевского месторождений, расположенных в северной шельфовой зоне Бугурусланской ОООНТ пришли к выводу,

что нижние и верхние продуктивные пласты отличаются по содержанию микроэлементов в результате изменения солености водоема.

Области концентрированного соленакопления занимают осевые зоны ООНТ, представляющие собой узкие линейные участки. Последние, в свою очередь, благоприятны для развития галогенных формаций. При этом в зависимости от стадийности галогенеза формируются литолого-фациальные комплексы, содержащие сульфатные (полигалит, лангбейнит, кизерит), сульфатно-хлористые (каинит) и хлористые (сильвин, карналлит и бишофит) соляные минералы. Процессы галогенеза тесно связаны с переходом стадии опускания в стадию так называемого «компенсационного поднятия» (Элерн, 1984).

В научной литературе существуют различные мнения о парагенетической связи соленосных и доманиковых отложений. Первоначально галогенным отложениям была отведена пассивная роль флюидоупора или структурообразующая роль. Так, из-за интенсивной органической жизни в солеродных бассейнах М.А. Жарков, Д. Петерсон и Р. Хайт приходят к выводу о генетических причинах подобных взаимоотношений. Другая группа авторов (Валеев, Вишняков, 1975), основываясь на биологической продуктивности солеродных бассейнов, акцентируют внимание на благоприятных условиях сохранения органического вещества и его консервации в соленосной водной толще. Необходимо отметить, что доманиковые отложения формировались в ОООНТ, где компенсация происходила не всегда галогенными, а терригенными угленосными отложениями (Камско-Кинельская система в Волго-Уральской нефтеносной провинции). Сохранению ОВ осадках способствуют некомпенсированное осадконакопление и сероводородное заражение водного бассейна седиментации (Аухатов, 1981).

По нашему мнению, интенсивному соленакоплению способствовало продуцирование газов, обогащенных органическими веществами осадков (метан, сероводород и т.д.). В озере Байкал выделение газов фиксируется пузырьками газа в льдах. Выбросы газа могут быть спонтанными как в Черном море. Участие выделения газа при солеобразовании установлено при добыче нефти. Кащавцев В.Е. и Мищенко И.Т. установили, что «на интенсификацию осаждения галита влияет растворенного в нефти газа. Газовые пузырьки обладают повышенной влагоемкостью, они «отнимают» чистую воду из природного рассола, концентрируя его.» (Кащавцев, Мищенко, 2004). На наш взгляд наиболее вероятным представляется то, что интенсивное выделение газа происходит при разрушении газогидратов, широко распространенных в современных водоемах с некомпенсированным осадконакоплением (Черное море, океаны и т.д.). В тот момент, когда насыщенная солями нагретая шельфовой зоны перетекает в глубоководные

зоны ООНТ могло произойти разрушение газогидратов, что, в свою очередь, способствовало лавинной седиментации солей. При этом в образовании газогидратов участвовали разные углеводородные газы и в том числе сероводород. При разрушении газогидрата сероводород переходя в свободное состояние впоследствии обнаруживается в газовом составе рассолов, а также микровключениях сероводорода галогенных породах (Валеев, Вишняков, 1975).

Изучение латерального ряда формаций и субформаций (доманиковская – рифовая – сульфатно-карбонатная) платформенного (Бугурусланская ОООНТ) и орогенного (Предуральская, Индоло-Кубанская и др.) классов дало возможность установить приуроченность серных месторождений и серопроявлений к рифовым и сульфатно-карбонатным формациям и субформациям (Аухатов, 1981; 2010). А также установить приуроченность сероводородсодержащих углеводородов (Прикаспийская синеклиза, Предуральская система прогибов, Иркутский амфитеатр, Камско-Кинельская система прогибов, Бугурусланская впадина и др.) к рифовым формациям и субформациям бортовых и шельфовых зон ОООНТ. По мнению автора, сонахождение, парагенезис доманиковых, рифовых и сульфатно-карбонатных формаций и субформаций в областях опускания некомпенсированного типа привело к формированию первичной серной минерализации в рифовых и сульфатно-карбонатных формациях и субформациях. Формирование первичной серной минерализации происходило по общепринятой схеме: восстановление сульфат-ионов в шельфовой зоне до сероводорода органическими веществами углеводородами нефтяного ряда депрессионной зоны при участии сульфатредуцирующих бактерий с последующим окислением до элементарной серы. Происхождение сероводорода следует связывать с взаимодействием мигрировавших УВ с имевшейся в пластах самородной серой, образовавшейся на древних этапах серообразования в сульфатно-карбонатных формациях. Во время интенсивной тектонической активизации типа сжатия в неоген-четвертичное время происходило переформирование, разрушение нефтяных, газовых месторождений с сероводородом и формирование современных серных залежей при перемобилизации серной минерализации под влиянием мигрирующих углеводородных газов через сульфатно-карбонатные отложения.

Библиографический список

- Антошкина А.И. Бактериальный литогенез // Концептуальные проблемы литологических исследований в России. Материалы 6-го Всероссийского литологического совещания. Казань: Казан. Ун-т, 2011. Том 1. С. 47-50.
- Аухатов Я.Г. Особенности накопления органического вещества в условиях некомпенсированного прогибания и полезные ископаемые / Проблемы осадочной геологии докембрия. В. 7. Кн. 2. М.: Наука, 1981. С. 16-20.

- Аухатов Я.Г. Геодинамические условия возникновения областей опускания некомпенсированного типа на платформах и минерагенические особенности // *Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ.* 2017. №24. С.3-6.
- Аухатов Я.Г. Формации некомпенсированных областей опускания и связанные с ними полезные ископаемые // *Геология. Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ.* 2010. №15. С.126-128.
- Валеев Р.Н. Тектоника и минерагения рифея и фанерозоя Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1981. 215 с.
- Валеев Р.Н., Вишняков А.К. Тектоника и эпигенез галогенных отложений // *Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Изд-во Казан. Ун-та,* 1975. С.101-129.
- Кащавцев В.Е., Мищенко И.Т. Солеобразование при добыче нефти. М.:2004.432с.
- Мирчинк М.Ф., Хачатрян Р.О., Громека В.И. Тектоника и зоны нефтегазоакпления Камско-Кинельской системы прогибов. М.: Недра, 1965.
- Сунгатуллин Р. Х., Кадыров Р. И., Ибатуллина А.И., Сунгатуллина Г. М. Физико-химические исследования гипсовых месторождений Среднего Поволжья // *Литогенез и минерагения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии (г. Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г).* / Воронеж, 2023. – С.439-441.
- Форш Н.Н. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус /Тр. ВНИГ-РИ. Новая серия. В. 92. 1955.
- Эллерн С.С. Прогибы некомпенсированного типа, компенсационные поднятия и их нефтегазоносность // *ДАН СССР,1984,т..279,№4. С.972-976.*

PARAGENESIS OF DOMANIC AND HALOGENIC FORMATIONS IN AREAS OF UNCOMPENSATED SUBSIDENCE IN THE VOLGA-URAL REGION

Ya.G. Aukhatov

Institute of Ecology and Subsoil Use Problems, Kazan
 yan-89178823520@yandex.ru

Regions of uncompensated subsidence (OUTS) are structures of the sedimentary cover-platform. Their origin is closely linked to the geodynamic development of the folded areas corresponding to the platform. Formations of the transgressive-inundational-regressive sedimentation cycle participate in the construction of OUTS. A vertical sequence of ONT forms of platform (Kama-Kinel trough system) and orogenic (Pre-Ural trough system) classes representing the oil and gas-bearing stage is presented: oil-generating (Domanikovaya) – oil and gas reservoir (carbonate and terrigenous clinoform) – oil-screening (halogen, etc.). Of particular interest is the paragenesis of internal and salt-bearing sediments in the oil and gas basins that control the main hydrocarbon reserves. The possibility of the rapid influence of gas hydrates on the accumulation of thick salt-bearing layers is considered. Two types of salt-bearing strata are distinguished within the ONT: shallow-water (shelf zone) and deep-water (axial zone).

Keywords: uncompensated subsidence zone, halogen formation, gas hydrates, whey, hydrogen sulfide, tangential extension.

УДК 552.08

**И.В. Бадьянова, И.Я. Илалтдинов,
Г.Ю. Пономарева, Е.М. Томилина**
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

АНОМАЛЬНАЯ ТОЛЩА В РАЗРЕЗЕ «КЛАССИЧЕСКОГО» КУНГУРА (ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА) ЗАКАЗНИКА ПРЕДУРАЛЬЕ

На территории заказника Предуралье с применением прецизионных методов изучена толща пород мощностью 7 м, которая резко отличается от классической схемы кунгурского яруса. Авторы отождествляют толщу с дивьинской свитой Предуральского прогиба, являющейся фациальным аналогом платформенных свит саргинского и саранинского горизонтов. Аномальная толща обнажается только в двух разрезах – Камайский Лог и Межевой Лог и отличается литологическими, палеонтологическими и геохимическими особенностями. Изученные породы характеризуются микрозернистой структурой, присутствием пелитовых частиц и органического вещества, что указывает на их образование в условиях морского шельфа ниже базиса штормовых волн, на глубинах 70–100 м. Обилие терригенного и глинистого материала, растительного детрита имеет турбидитовую природу и показывает связь бассейна с Сылвенской впадиной.

Ключевые слова: кунгурский ярус, дивьинская свита, Предуралье, апвеллинг, турбидиты.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.11

Кунгурский ярус установлен А.А. Штукенбергом в 1890 г. Название дано по Кунгурскому уезду, где эти отложения широко развиты. В качестве типовых разрезов он приводит обнажения в окрестностях сёл Большие Карзи и Верхний Бардым в районе г. Красноуфимска Свердловской области. Однако среди геологов прочно укрепились представления о стратотипе яруса, расположенном в бассейне р. Сылвы в окрестностях г. Кунгура, описанном А.А. Штукенбергом в 1898 и 1932 гг. Такое же представление о стратотипе имеется и в работе Н.П. Герасимова и Е.И. Тихвинской (1934) «Разрез классического кунгура». Классический кунгур в прежнем понимании принимался в объеме филипповского и иренского горизонтов, которым в типовых разрезах соответствуют филипповская и иренская свиты, не охарактеризованные ортостратиграфическими группами фауны – фузулинидами, конодонтами и аммоноидеями. Для удобства корреляции с Международной стратиграфической шкалой объем кунгурского яруса изменен за

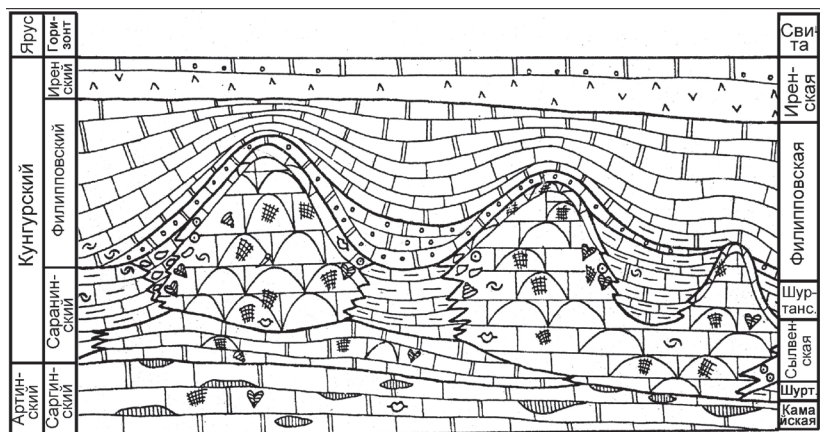


Рис. 1. Классическая схема соотношения стратонов и фаций по обнажениям и скважинам Кунгуро-Кишертского района (Путеводитель..., 1991)

счет включения в его состав саранинского горизонта артинского яруса. Подошва кунгурского яруса понижена до основания конодонтовой зоны *Neostreptognatodus pnevi*. С этим уровнем совпадает граница саранинского горизонта Восточно-Европейской платформы. Исследования авторского коллектива связаны именно с саранинским горизонтом. Типовые разрезы его свит территориально приурочены к бассейну р. Сылвы между г. Кунгуром и с. Усть-Кишерт, где расположен заказник «Предуралье». Скальные выходы хорошо известны стратиграфам и палеонтологам, а в 1937, 1991 и 2015 гг. являлись объектами геологических экскурсий в рамках Международных Конгрессов (рис. 1).

Заказник «Предуралье» находится в северной части Уфимского вала на востоке Русской плиты Восточно-Европейской платформы. Уфимский вал представляет собой новейшую (N_2-Q) тектоническую структуру сводового типа, а именно антиклиналь с очень пологими крыльями. Ядро складки расположено в Камайском логу и на территории д. Частые, здесь наблюдается максимальная вскрытая мощность артинского яруса. В палеотектоническом отношении Кунгуро-Кишертский район приурочен к Быско-Кунгурской впадине. В антиклинали Уфимского вала нижний (приуральский) отдел пермской системы обнажается в составе двух ярусов – артинского и кунгурского. Артинский ярус представлен окремненными известняками и спонголитами камайской свиты саргинского горизонта. Кунгурский ярус выделяется в составе саранинского, филипповского и иренского горизонтов. Саранинский горизонт представлен двумя разновозрастными свитами – сылвенской и

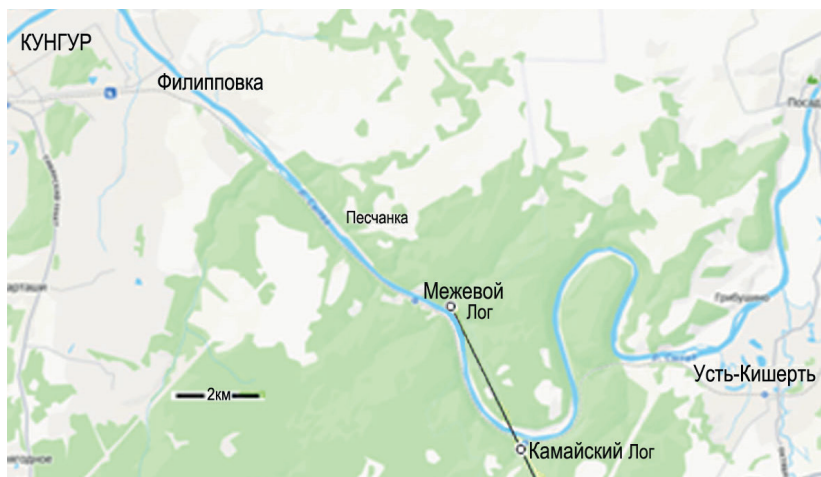


Рис. 2. Схема выходов дивьинской свиты на территории заказника Предуралье

шуртанской. В сылвенскую свиту выделены органогенные постройки (биогермы и биостромы). К шуртанской свите относятся глинистые известняки межрифовых фаций. Филипповский горизонт ложится на неровный палеорельеф кровли саранинского горизонта петропавловской и усть-каменской пачками. Иренская свита иренского горизонта практически полностью уничтожена эрозией. В целом весь разрез сложен очень светлыми карбонатными породами с примесью спонголитов.

На территории заказника имеется толща пород мощностью 7 м, которая резко отличается от классической схемы литологическими, палеонтологическими и геохимическими особенностями. Она обнажается только в двух разрезах – Камайский Лог и Межевой Лог (рис. 2).

Обнажение в Камайском логу хорошо известно и рассматривалось в ряде работ разными исследователями. К настоящему времени обособились следующие представления об идентификации данного стратона. 1. Шуртанская свита саранинского горизонта кунгурского яруса (В.Д. Наливкин, 1949; В.В. Черных, 2006). 2. Камайская свита (Н.В. Дорофеев, 1950; С.В. Наугольных, 2020). Этими авторами высказывается мнение, что в Камайском логу камайская свита залегает выше сылвенских «рифов» и относится к кунгурскому ярусу. 3. Новая свита (О.Л. Коссовая, устное сообщение). 4. Дивьинская свита (Ponomareva et al., 2015; Попов и др., 2025; Хопта и др., 2025).

В чем же особенность наших исследований? В первую очередь они отличаются «насмотренностью». Регулярные полевые наблюдения за геологическими объектами заказника Предуралье проводились

в рамках учебной практики со студентами в течение 29-и лет, начиная с 1996 г. В первые пятнадцать лет результаты полевых работ вполне укладывались в рамки классической схемы. С 2012 г. начинается изучение толщи пород, по своим характеристикам выпадающей из принятых представлений о разрезе заказника Предуралье. Ретроспектива проведенных исследований выглядит следующим образом.

2012, 2013 гг. – обнаружение и описание выходов дивьинской свиты в разрезе Камайский Лог, отбор образцов на микрофауну и микрофации.

2014 г. – обнаружение и описание выходов дивьинской свиты в разрезе Межевой Лог.

2015 г. – подготовка разрезов Межевой Лог и Камайский Лог к геологической экскурсии в рамках XVIII Международного геологического конгресса по каменноугольной и пермской системам (Казань, 2015): зачистка обнажения Межевой Лог, геохимическое опробование.

2016 г. – геохимические исследования органического вещества из пород дивьинской свиты разреза Камайский Лог: люминесцентно-биту-минологический анализ, пиролиз, ИК-спектметрия и др.

2017 г.: 1) выход монографии Геология «Предуралья» (коллектив авторов), где впервые рассмотрены результаты изучения дивьинской свиты заказника. 2) полевой отбор образцов для геохимических исследований органического вещества в типовых разрезах дивьинской свиты в окрестностях г. Красноуфимска.

2018 г. – новое опробование разрезов в связи с участием территории заказника Предуралье в совместном Российско-Китайском гранте РФФИ и Государственного фонда естественных наук Китая «Пермские климатические события и бентосная биота в Китае и России». В рамках гранта проведены полуколичественный минералогический анализ, изотопно-геохимические исследования, палеонтологический анализ (О.Л. Коссовая, Институт Карпинского, Санкт-Петербург).

2021–2023 гг. – геохимические исследования обнажений Клеповского лога на восточной границе заказника Предуралье. Предполагалось наличие здесь выходов дивьинской свиты.

2024 г. – дополнительное опробование слоя 3 обн. Закопушка разреза Камайский Лог для повторных геохимических исследований. Этот интервал разреза характеризуется самым высоким содержанием органического вещества.

2025 г. – изучение основных петрогенных элементов флуоресцентным рентгеноспектральным методом образцов обнажения Закопушка (сектор наноминералогии, ПГНИУ).

Типовая дивьинская свита является фаціальным аналогом платформенных свит саргинского и саранинского горизонтов и развита в Предуральском прогибе. Она тянется полосой 15–20 км по западному склону Сылвенской впадины в 6 км от изученных разрезов. Дивьинская свита делится на три части. Среднюю пачку называют «собственно дивьей», она сложена зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами, характеризуется постоянной примесью углистого детрита, алевроита, наличием фукоидов. Верхняя пачка представлена серыми мергелями с прослоями глинистых известняков (Беклемишев и др., 1973). В приплатформенной части мощность свиты составляет 5–10 м. В изученных разрезах заказника Предуралье в нашей дивьинской свите выделяются две части, литологически соответствующие второй и третьей пачкам типового разреза. По микрофауне (фораминиферы и конодонты) обнажение Закопушка Камайского Лога датируется кунгурским ярусом (Геология «Предуралья»..., 2017). На территории заказника аномальная толща лежит на камайской свите и покрывается в Камайском логу шуртанской свитой, в Межевом Логу – биостромом сылвенской свиты.

Почему мы не относим аномальную толщу к камайской свите. Нижняя часть обнажения Закопушка (слой 2) действительно визуально напоминает выходы камайской свиты. Отличия: темный цвет пород, примеси (терригенная, углистая, битуминозность), плитчатая текстура с ровными поверхностями наслоения, особая, более глубоководная ассоциация морских организмов (многочисленные остатки хрящевых и лучеперых рыб, ходы илоедов (фукоиды), спикулы кремневых губок (отсутствие целых скелетов), конулярии, беззамковые брахиоподы, конодонты прекрасной сохранности, известковые водоросли). В углистых мергелях встречены фрагменты наземных растений (*Paracalamites frigidus* Neub., *Tylodendron* sp.). Мергели алевроитистые, часто углистые, битуминозные с характерным запахом. Желваки кремня черные, а не белые и голубовато-серые, как в камайской свите.

Отличия аномальной толщи от шуртанской свиты: темный цвет пород, постоянное окремнение, обилие органического вещества и соответствующий запах (шуртанская свита пахнет сероводородом), наличие более разнообразной фауны и флоры. Некарбонатная часть мергелей, что видно в нерастворимом остатке, кремнистая, а не глинистая.

Описанную толщу авторы относят к дивьинской свите на основании следующих критериев. Во-первых, имеется существенное литологическое и палеонтологическое сходство с типовыми пачками. В основании разреза присутствуют спикуловые спонголиты (спикуловые турбидиты; Мизенс, 1997). Отличие – полное отсутствие фузулинид

и аммоноидей. Именно это обстоятельство О.Л. Коссовая (Институт Карпинского, г. Санкт-Петербург) считает весьма весомой причиной выделения аномальной толщи «Предуралья» в новую свиту (устное сообщение). Второй критерий палеотектонический. Весь комплекс пород «Предуралья» накапливался в режиме карбонатной платформы Восточно-Европейского моря. С востока территория ограничивалась Предуральским прогибом, который заполнялся терригенно-карбонатными породами глубоководных конусов выноса, или флишем (Мизенс, 1997). По всей территории Сылвенской впадины в артинском и кунгурском веках наблюдались юго-западные и западные потоки. Таким образом, источник терригенного материала и растительного детрита следует искать на востоке, в Сылвенской впадине. Третий аргумент мы связываем с Камайским месторождением оолитовых известняков филипповской свиты. Они образуют линзу северо-западного простирания (как и линия, соединяющая два разреза, рис. 1) между Камнями Коронка и Межевой с разведанными и утвержденными запасами по месторождению 11,3 млн т (Оборин, 2003). Только здесь петропавловская пачка оолитовых известняков достигает максимальной мощности 12 м и более, что предполагает наличие быстро заполнявшейся палеовпадины.

Мы предлагаем такую фациальную интерпретацию разреза. Осадочные породы нашей дивьинской свиты характеризуются микрозернистой структурой, присутствием пелитовых частиц и органического вещества, что указывает на их образование в условиях морского шельфа ниже базиса штормовых волн, на глубинах 70–100 м (фациальный пояс 2, верхняя часть глубоководного шельфа; Brett et al., 1993). Обилие терригенного и глинистого материала, растительного детрита имеет турбидитовую природу и показывает связь бассейна с Сылвенской впадиной. На турбидитовую природу, по нашему мнению, указывает и каменноугольный возраст цирконов из углисто-глинистых прослоев слоя 3 обнажения Закопушка (О.Л. Коссовая, устное сообщение). «Отвершек» Сылвенской впадины внедрился в массив карбонатной платформы примерно на 10 км и открывался на юго-восток. В начале филипповского времени впадина была компенсирована осадками оолитовых известняков петропавловской пачки. На дистальную часть впадины в окрестностях Межевого лога указывают следующие признаки. Органическое вещество в породах окислено и содержится в небольших количествах. Между двумя пачками вымыты плиты биострома. Вероятно мелководная абразия происходила в послесаранинское, а именно филипповское, время.

В настоящее время минералогические и геохимические данные связывают условия формирования типовой дивьинской свиты с зонами

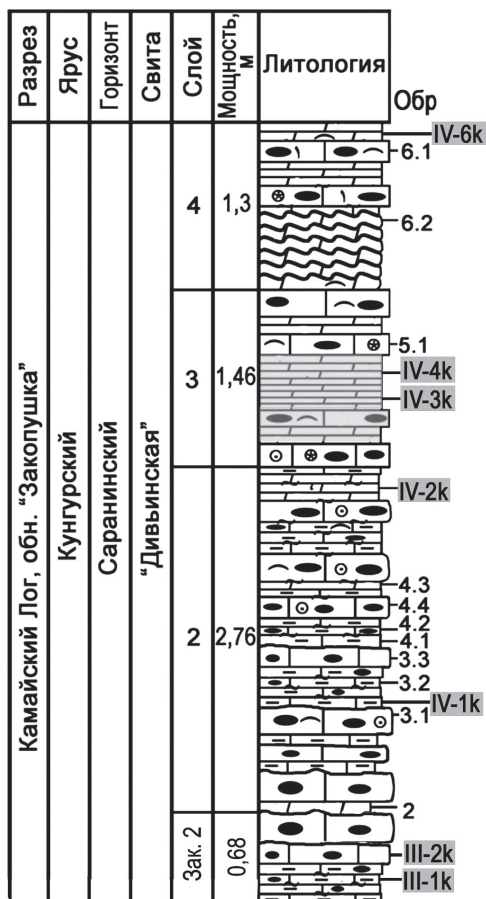


Рис. 3. Схема обнажения Закопушка разреза Камайский Лог.

Условные обозначения: 3.1 – образцы на микрофауну; IV-1k – пробы на рентгенофазовый анализ; серый цвет на разрезе указывает интервал, обогащенный органическим веществом

Межевом Логу. По всей вероятности это объясняется тем, что Камайский Лог находился в более проксимальной позиции к источнику фосфатов и восходящим глубинным водам. Наличие P_2O_5 подтверждено полуколичественным минералогическим анализом тяжелой фракции, выделенной из пород обн. Закопушка Камайского Лога (Институт Карпинского,

апвеллинга. Осадки зон апвеллинга обогащены зернами кварца, кремнистыми глинами, горючими сланцами, фосфоритами, глауконитом. Давно замечено, что фосфатные фации тесно связаны во времени и пространстве с осадками, богатыми органическим веществом» (Phosphate..., 1986). Известен также парагенезис глауконита и фосфата. Проявления экзогенного фосфогенеза обнаруживаются на юге Приуралья и связаны они с рифами Шиханами. В связи с этим появилась идея провести изучение петрогенных элементов. При исследовании химического состава пород дивьянской свиты «Предуралья» рентгенофлуоресцентным методом установлены низкие концентрации окисла фосфора (P_2O_5) на уровне 0,04–0,16 мас.% как в пробах Межевого Лога, так и Камайского Лога в нижней и верхней частях разреза. При этом концентрации P_2O_5 в Камайском Логу в полтора раза выше, чем в

Санкт-Петербург). Максимальное содержание фосфатов в тяжелой фракции составляет 52,1% (слой 2) и уменьшается вверх и вниз по разрезу до 1% с закономерным уменьшением выхода тяжелой фракции от 0,051% до 0,003%. Минеральный состав пород изучен рентгенофазовым анализом, который наряду с главными породообразующими минералами – кальцитом, доломитом и др., показал наличие низких концентраций глауконитовой фазы с уменьшением ее содержания от 0,9 (слой 2) до 0,2 мас.% вверх по разрезу.

С целью реконструкции обстановки и оценки продуктивности палеобассейна был проведен пиролитический анализ (Rock-Eval) органического вещества пород дивьинской свиты (Хопта и др., 2025). Полученные данные демонстрируют высокое общее содержание органического углерода в разрезе Камайский Лог ($C_{\text{орг}}$ до 6,08% в слое 3). В отличие от них, образцы из Межевого Лога характеризуются низкими значениями $C_{\text{орг}}$ (<0,67%), что подчеркивает фациальную неоднородность толщи. Значения Водородного индекса (HI) варьируются в широких пределах от 28 до 609 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$, что указывает на смешанный тип органического вещества (II–III, сапропелево-гумусовый тип). Наибольшие значения HI (>400 мг УВ/г $C_{\text{орг}}$), наблюдаемые в наиболее обогащенных образцах слоя 3, свидетельствуют о значительном вкладе сапропелевой (водорослевой) составляющей морского генезиса, в то время как более низкие значения отражают примесь гумусового материала. Что согласуется с палеонтологическими данными о наличии, как морской фауны, так и фрагментов наземной флоры, углистых прослоев. Это, в сочетании с низкими значениями Кислородного индекса (OI) (менее 80 мг CO_2 /г $C_{\text{орг}}$ для большинства образцов), однозначно указывают на восстановительные условия седиментации, благоприятствовавшие сохранности органического материала. Низкие значения Tmax (°C) свидетельствуют о незрелой стадии катагенеза ОВ (протокатагенез – самое начало мезокатагенеза) и отсутствии значительного термального воздействия, что обеспечило сохранность исходно органической сигнатуры.

Молекулярно-геохимический анализ биомаркеров предоставляет дополнительные аргументы в пользу реконструкции условий осадконакопления дивьинской свиты. Соотношение стеранов $\Sigma\text{C27}/\Sigma\text{C29}$ (0,66–0,87) однозначно указывает на смешанный источник органического вещества, что полностью согласуется с данными пироллиза. Ключевым доказательством высокой продуктивности палеобассейна является аномально высокое содержание бактериального гопана (H30), достигающее 22,8%. Соотношения H29/H30 и G/H30 также подтверждают интенсивную деятельность бактерий-редуцентов. Такая картина характерна для

окружающей среды, где большое количество органического материала, произведенного в фотической зоне, подвергшейся активному разложению на дне. В современных процессах осадконакопления это устойчиво ассоциируется с зонами апвеллинга, где подъем глубинных вод, обогащенных питательными веществами, стимулирует всплеск продуктивности фитопланктона.

Таким образом, в результате всех проведенных исследований, можно подвести следующие итоги. Авторский коллектив и другие участники настоящего проекта заявляют о наличии в разрезах классического кунгура аномальной толщи, которую нельзя относить к платформенным свитам кунгурского яруса. Данная толща сопоставлена с дивинской свитой Сылвенской впадины. Фактический материал свидетельствует о связи фациальных обстановок Кунгуро-Кишертского района с Предуральским прогибом. Однако на данном этапе остается еще очень много вопросов, а именно: латеральное оконтуривание впадины, в которой накопилась аномальная толща, седиментологические события на границе артинского и кунгурского веков, не проводился детальный петрографический и минералогический анализ.

Библиографический список

- Геология Предуралья (геология, геохимия и геофизика УНБ Предуралье). Монография под ред. Г.Ю. Пономаревой, И.Ю. Герасимовой, И.С. Хопта. Пермь: ПГНИУ, 2017. 216 с.
- Герасимов Н.П., Тихвинская Е.И. Разрез классического кунгура // Записки Всероссийского минералогического общества. Ч. LXIII, № 2, 1934. С. 390–440.
- Дорофеев Н.В. Геологическое строение северной части Уфимского плато (район рр.Шуртана и Сараны) // Геология Западного Урала. Тр. ВНИГРИ. Нов. сер., вып. 44. Л.: ГОСОПТЕХИЗДАТ, 1950. С. 61–147.
- Мизенс Г.А. Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
- Наливкин В.Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии // Тр. ВНИГРИ. Нов.серия, вып. 46. Л., М.: ГОСОПТЕХИЗДАТ, 1949. 205 с.
- Оборин А.А. Камайское месторождение оолитовых известняков – уникальный геологический объект / Вестник Пермского университета, 2003. Вып. 3. Заказник «Предуралье». С. 145–148.
- Попов П.П., Ботьшакова М.А., Пономарева Г.Ю., Хопта И.С. Характеристика нижнепермских потенциально нефтегазоматеринских толщ Предуральского краевого прогиба на примере дивинской свиты // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, 2024. № 6. С. 60–68.
- Путеводитель геологических экскурсий. Ч.III. Пермская геологическая система Пермского Приуралья. Международный конгресс «Пермская система земного шара». Свердловск, 1991. 153 с.
- Хопта И.С., Пономарева Г.Ю., Бадьянова И.В., Илалтдинов И.Я., Попов П.П., Томилина Е.М. Новые сведения о разрезе «классического кунгура» (пермская система) заказника «Предуралье» // Палеозой России: проблемы региональной стратиграфии и межрегиональной корреляции. Санкт-Петербург: ФГБУ «Институт Карпинского», 2025. С. 246–249.

- Черных В.В. Нижнепермские конодонты Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006, 130 с.
- Brett C.E., Boucot A.J., Jones B. Absolute depths of Silurian benthicassemblages. *Lethaia*, 1993. V. 26. P. 25–40.
- Naugolnykh Serge V. Main biotic and climatic events in Early Permian of the Western Urals, Russia, as exemplified by the shallow-waterbiota of the early Kungurian lagoons // *Palaeoworld*. – 2020. – V. 29, №. 2. – P. 391–404.
- Phosphate deposits of the World. V. 1. Proterozoic and Cambrian phosphorites. Eds: Cook P.J. and Sheigold J.H. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1986. 384 p.
- Ponomareva G.Yu., Alekseev A.S., Ivanov A.O. Kungur area. Mezhevoy Log section // *Middle Urals. Carboniferous and Permian marine and continental successions: Field trip guidebook of XVIII International Congress of Carboniferous and Permian (ICCP 2015)*. – Perm: Printing house “Aster”, 2015. P. 24–33.

AN ANOMALY FORMATION IN THE SECTION OF THE “CLASSICAL” KUNGUR (PERMIAN SYSTEM) NATURAL AREA “PREDURALE”

I.V. Badyanova, I.J. Ilaltdinov, G.Y. Ponomareva, E.M. Tomilina

*Perm State National Research University, Perm
kataev7@psu.ru*

On the territory of the Pre-Ural reserve, using precision methods, a rock sequence 7 m thick was studied, which differs sharply from the classical scheme of the Kungurian stage. The authors identify the sequence with the Divyinsky formation of the Cis-Ural trough, which is a facies analogue of the platform formations of the Sarginsky and Saraninsky horizons. The anomalous strata is exposed only in two sections - Kamaisky Log and Mezhevoy Log and is distinguished by lithological, paleontological and geochemical features. The studied rocks are characterized by a micro-grained structure, the presence of pelitic particles and organic matter, which indicates their formation in sea shelf conditions below the base of storm waves, at depths of 70–100 m. The abundance of terrigenous and clayey material, plant detritus is of turbidite nature and shows the connection of the basin with the Sylven depression.

Keywords: Kungurian stage, Divyinsky formation, Cis-Urals, upwelling, turbidites.

Е.В. Дробинина, А.А. Ежова, И.В. Бадьянова
Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНОГО КАРСТА ВБЛИЗИ ПРИКОНТАКТОВЫХ ЗОН ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ (НА ПРИМЕРЕ СУТАРСКОГО КАРСТОВОГО РАЙОНА)

В статье рассматриваются особенности карстового процесса и его проявлений в приконтактных зонах интрузивных тел. На примере участка в окрестностях Лондоковского месторождения известняков (Малый Хинган) изучены минералогический и химический состав горных пород, в которых встречаются карстопроявления. Проведен детальный анализ архивных материалов. Горные породы отличаются высоким содержанием кальцита и наличием примеси кварца, свидетельствующей об их окремнении. Сделаны выводы, что современный карстовый процесс здесь пассивен. Широко развиты погребенные формы (воронки, полости, каверны), являющиеся преимущественно реликтами древнего карстообразования, сформированы, вероятнее всего, в чистых карбонатах в иных климатических условиях.

Ключевые слова: карст, карбонаты, зональность, горные районы.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.21

Карстовый процесс, протекающий на глубине и недоступный для наблюдения за ним, накладывает значительные сложности на оценку карстовой опасности, которая и в широко распространённых и изученных обстановках чревата неоднозначностью, что уж говорить, если речь идет о малоизученных территориях, где, к тому же, геологическое строение отличается значительной пестротой. Карст европейской части нашей страны весьма полно изучен и описан рядом отечественных исследователей. Например, в известных работах пермских карстоведов содержится исчерпывающее описание особенностей карста Пермского края (Катаев, Кадебская, 2010; Катаев и др., 2013; Максимович и др., 2021).

По архивным материалам (Карст..., 1959ф) и немногочисленным опубликованным работам (Юшманов и др., 2009; География ЕАО..., 2018) на Малом Хингане, к северной части которого относится изучаемый район, карст развит широко. Карст Малого Хингана выражен немногочисленными поверхностными формами: провалами, воронками, а также колодцами, полостями, пещерами, карстовыми источниками, исчезающими ручьями и реками. Все эти проявления связаны с древними

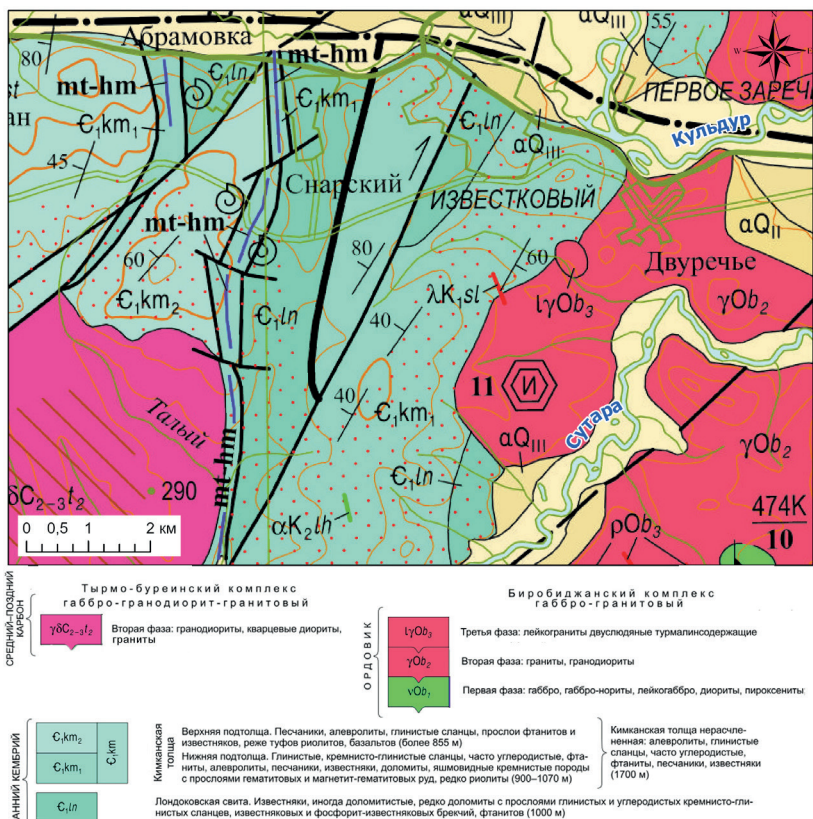


Рис. 1. Фрагмент листа М-52-XXX Государственной геологической карты масштаба 1:200000 в окрестностях пос. Известковый Еврейской автономной области

кембрийскими карбонатными породами лондоковской свиты известняков и мурандавской свиты доломитов (рис.1).

Район характеризуется отсутствием ярко выраженных поверхностных форм карста, однако авторами отчета (Карст...,1959ф) в разрезе пород выделены три вертикальных зоны развития карста: поверхностная, промежуточная и глубинная.

К *поверхностной зоне* (номенклатура приводится согласно архивному отчету (Карст...,1959ф)) отнесены отдельные проявления карста, встреченные непосредственно под рыхлыми отложениями до глубины 10-15 м. Здесь наблюдаются незаполненные полости и открытые трещины, стенки которых покрыты остаточными продуктами выщелачивания. Трещины частично заполнены натечным кальцитом и игольчатым

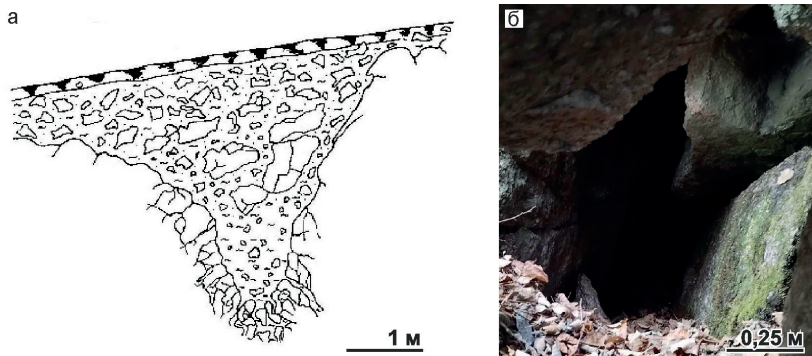


Рис. 2. Карстовые формы в районе изысканий: а – схема погребенных карстово-суффозионных воронок (Карст..., 1959ф); б – пещера

арагонитом, но чаще песчано-глинистым материалом. На слабо закарстованных участках преобладают трещины с терригенным заполнением, а на сильно закарстованных – системы линзовидных трещин, полостей и каверн, также часто заполненных дисперсным материалом. Интенсивное развитие трещин и полостей, тем не менее, не приводит к формированию крупных провальных форм.

На Лондоковском месторождении зафиксировано 12 погребенных карстовых воронок, из которых на поверхности выражены лишь две (рис. 2а). Воронки имеют вытянутую вдоль склонов форму шириной 0,5-5,0 м и длиной 3,0-30 м, глубиной до 4,5-5,0 м, где они переходят в зону сильно разрушенных, но сплошных известняков. Ниже встречаются отдельные сообщающиеся полости размером 0,2-0,7 м, частично заполненные глинистым материалом или известковым песком. Рыхлые отложения, выполняющие воронки, обычно представлены сверху вниз щебенисто-глыбовым делювием, суглинком коричневым, иногда вообще без примеси крупнообломочного материала, элювием известняков в виде щебня. Во всех этих слоях тонкодисперсный материал содержит до 20-50% карбонатного состава.

Факторами, благоприятствующими в свое время развитию карстового процесса, здесь служили хорошая обнаженность пород, наличие открытых трещин, по которым циркулирует воздух (рис. 2б), и, соответственно, может поступать вода в массив, чистый состав карбонатов и повышенное содержание кальцитовых прожилков. Отсутствие четкой выраженности в рельефе карстовых форм здесь объясняется интенсивными денудационными процессами, которые ведут к быстрому заполнению понижений обломочным материалом.

Еще одной интересной особенностью карста Лондоковского месторождения является близость даек, которые в силу своих петрографических особенностей представлены в разрезе дресвяной массой, на контакте с которой известняки растворяются вследствие хорошей водопроводимости таких субвертикальных контактов.

Ниже расположена *промежуточная зона*, представленная трещиноватыми и кавернозными известняками. Подземные формы включают полости по трещинам, каверны и каналы переменного сечения. Часты незаполненные полости вертикальной амплитудой 0,2-1,0 м (реже до 1,5 м). Характерны натечные формы кальцита и игольчатый арагонит на стенках. Вблизи даек отмечаются следы карста; трещины здесь иногда заполнены глиной. Растворение связано как с нисходящим, так и с горизонтальным движением подземных вод над водоупорными прослоями.

Глубинная зона приурочена к абсолютным отметкам 170-240 м (глубина от 30,0-40,0 м от поверхности, увеличивается в направлении водоразделов). Зона в основном обводнена. Косвенным признаком карста является пониженный выход керна. Проявления включают участки растворения по трещинам, полости, заполненные песчано-глинистым материалом с обломками известняка, реже – плотной темно-коричневой глиной, а также крупные незаполненные полости. Для этой зоны характерны крупные полости (высотой 0,2-6,0 м), заполненные обломочным материалом, составляющие 5-10% интервала керна. Незаполненные полости высотой до 1,0 м фиксировались по провалам инструмента. Глинистый заполнитель, отличающийся от современных дисперсных отложений, вероятно, был привнесен в полости давно. Подобные заполненные полости встречаются до глубины 98 м.

Повышенная закарстованность характерна для придолинных и поддолинных участков из-за активного водообмена. Гидрогеологические особенности района Лондоковского месторождения выражаются в стабилизированном уровне горизонта карстовых вод, колебания которого незначительны: от 0,5 до 3,0 м (средние данные за несколько лет), с выраженной сезонностью, с небольшой задержкой отражающей периоды дождей, снеготаяния и т.п. Кроме того, наблюдается гидравлическая связь горизонта карстовых вод с водами аллювиальных отложений долины р. Биры, что в паводковые периоды выражается в разбавлении карстовых вод водами аллювиального горизонта. Водообильность известняков неравномерна. Уровень трещинно-карстовых вод стабилен (~255 м абс.). В двух скважинах отмечены висячие водные горизонты.

По химическому анализу (май 2024 г.) воды трещинно-карстового горизонта сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Воды

пресные, значение минерализации изменяется от 0,198 до 0,204 г/дм³. Причем, анализ химического состава подземных вод, с учетом данным регионального изучения (Геологическая карта, 1959; Государственная геологическая карта, 1999), свидетельствует о стабильном характере минерализации подземных вод.

Наибольшее количество карстопроявлений располагается от земной поверхности и до уровня абсолютных отметок 170-180 м. В пределах абсолютных отметок от 220-230 до 175-180 м выделяется зона относительно интенсивного развития карста.

По результатам бурения установлено, что известняки в значительной степени закарстованы до глубины ~50 м, а в отдельных скважинах – на всю мощность. Для этих интервалов характерны сильная трещиноватость, разрушение породы, наличие пустот, частично или полностью заполненных известковистой глиной с обломками известняка. Местами известняк превращен в рыхлый шламообразный материал. Провалы инструмента редки (до 0,8 м).

На основании проведенных исследований авторы архивного отчета (Карст..., 1959ф) отмечают ряд черт, характерных для местного карста:

1. Пассивность карста в рельефообразовании;
2. Стабилизация уровня подземных вод;
3. Наличие подвешенных вод внутри массивов на малотрещиноватых разностях известняков.

В целом подобные обстановки формирования карста характерны для всех районов распространения известняков в районе Малого Хингана, в долине реки Сутары (рис.3).

На преимущественное развитие подземного и слабое проявление поверхностного карста указывает Ю.П. Парамузин (1953, 1954) для обширной площади Сибири. Он объясняет эту региональную особенность общими физико-географическими условиями, главным следствием которых является сезонность карстового процесса в поверхностных горизонтах и круглогодичность его на глубине.

В условиях горной местности на Малом Хингане ничтожное распространение поверхностного карста определяется и тем, что вертикальная скорость денудационных процессов значительно превышает скорость образования коррозионных форм, чем почти исключается влияние последних на направление развития рельефа. Проявлению карста в рельефе препятствует ограниченность площадей карбонатных пород, обычно слагающих прерывистые полосы шириной 1-2 км (рис.3) На таких массивах, представляющих собой гидрогеологические впадины

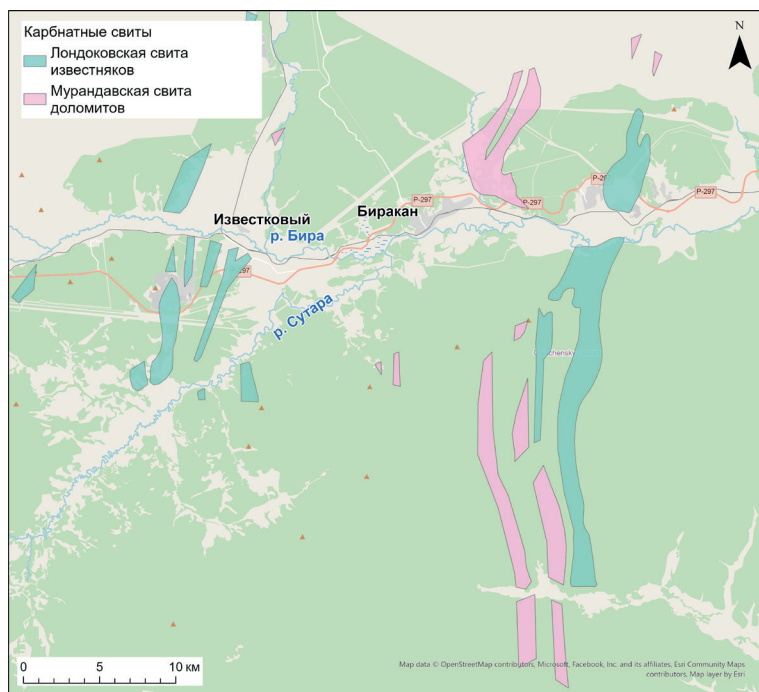


Рис. 3. Схема распространения карбонатных свит

(ограниченные подземные водные бассейны) затруднено возникновение мощных подземных рек, полей и других крупных и ярких ландшафтных проявлений карста, хотя изредка они и встречаются на Малом Хингане, например, в бассейне р. Столбухи (Пармузин, 1953; 1954).

Таким образом в карсте Малого Хингана, выделены отличительные особенности, имеющие, по всей вероятности, повсеместное распространение:

1. Слабое развитие поверхностной зоны: малочисленные небольшие формы; распространены погребенные под рыхлыми отложениями воронки, не выраженные в рельефе.
2. Небольшие, преимущественно незаполненные подземные формы в промежуточной зоне (зона аэрации).
3. Относительно интенсивное развитие глубинной зоны, приуроченной к уровню постоянного горизонта подземных вод, особенно в придолинных участках.
4. Наличие единого, хорошо связанного бассейна подземных вод в полях карбонатных пород.

5. Пассивная роль карста в направлении развития речной сети в среднегорье и более заметная – в низкогорье.

Н.А. Гвоздецким (1981) выделена Малохинганская карстовая провинция. Главные особенности карста в известняках и доломитах в пределах этой провинции определяются следующими местными геологическими, физико-географическими и геоморфологическими условиями:

1. Небольшие изолированные поля карбонатных пород.
2. Сильная дислоцированность, трещиноватость и метаморфизм пород.
3. Муссонный климат с сезонной мерзлотой.
4. Горный рельеф.
5. Сплошной чехол рыхлых отложений.
6. Стабилизация базисов эрозии.

Для изучения минерального и химического состава карбонатных пород карстового массива, были рассмотрены два образца, отобранные из двух скважин, пройденных в 6 км юго-восточнее пос. Известковый Облученского района Еврейской Автономной области (рис. 4).

По результатам петрографического анализа, включившего в себя микроскопическое минералого-петрографическое описание шлифов, анализируемые породы представлены преимущественно известняком мелко-среднезернистым слабо окремненным. Структура породы кристаллическая мелко-среднезернистая, местами обломочная - псефитовая. Текстура породы слоистая, обусловлена чередованием темно-серого и светло-серого кальцита разной размерности, местами брекчиевидная за счет раздробленности основной массы кварцевыми прожилками. Минеральный состав породы представлен преимущественно кальцитом (60-87 %). В образце 1 среди

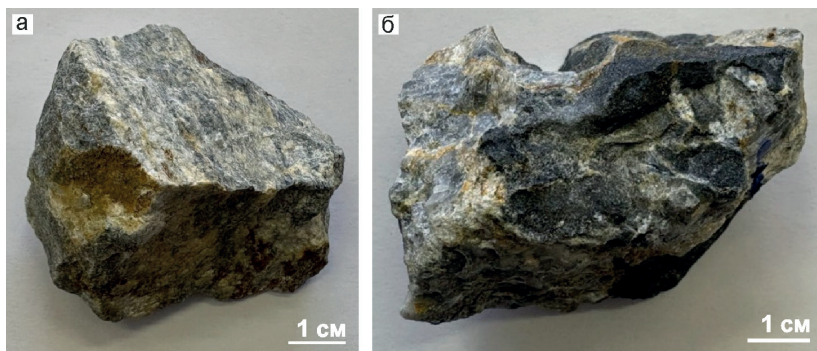


Рис. 4. Образцы известняков, отобранных из скважины в изучаемом районе

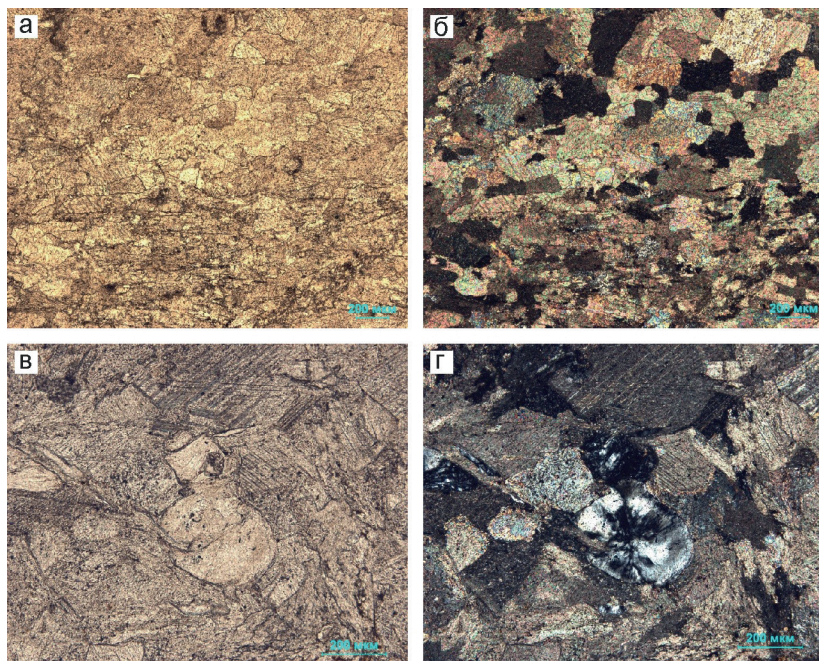


Рис. 5. Фрагменты шлифа образца 1: а, б – разномерный кальцит; в, г – сферолит халцедона в массе кальцита

кальцитовый массы встречаются зерна доломита (3 %) и халцедона (10 %). В образце 2 кальцитовую массу пересекают трещины, заполненные мелкими зернами ангидрита, глинистым веществом с гематитом, зерна кварца пересекают тонкие трещины и прожилки мощностью до 0,04 мм, заполненные микромелким кальцитом (рис. 5, 6).

Минеральный состав образца 1: кальцит (87 %), доломит (3 %), халцедон (10 %) (процентное соотношение относительно площади шлифа). Минеральный состав образца 2: кальцит (60 %), ангидрит (5 %), кварц (35 %) (процентное соотношение относительно площади шлифа).

Минеральный состав образцов по данным рентгеноструктурного анализа представлен в таблице 1. На дифрактограммах всех проб зафиксирован повышенный фон, который свидетельствует о содержании рентгеноаморфной фазы минералов (халцедон, охристые образования оксидов железа).

Химический состав проб определялся рентгенофлуоресцентным методом анализа. Результаты рентгенофлуоресцентного анализа представлены в таблице 2. Обе пробы характеризуются высоким

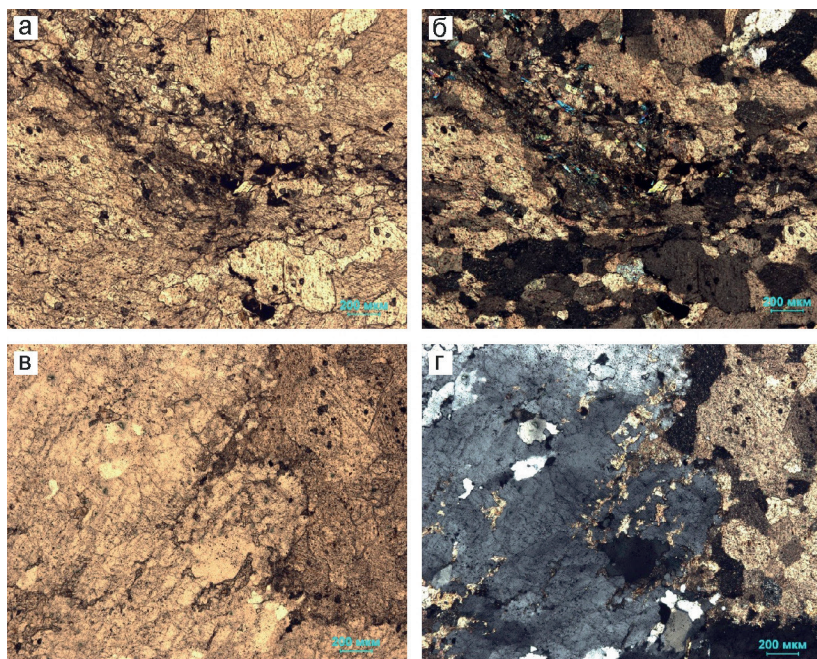


Рис. 6. Фрагменты шлифа образца 2: а, б – в кальцитовой массе фрагменты трещин, зерна ангидрита и гематита; в, г – проращение зерен кальцита через каркас зерен кварца

содержанием карбонатов, о чем свидетельствует доминирование СаО (47-54 %) и высокие значения потерь при прокаливании (ППП 36,8-42,5 %), которые в данном случае почти полностью соответствует выделению CO_2 при разложении карбонатов. Низкое содержание кремнезема и глинозема указывает на незначительную примесь этого материала, особенно в первом образце. В целом химический состав образцов соответствует их минеральному составу.

Талица 1

Минеральный состав образцов, мас. %

Минералы	Номер пробы	
	Образец 1	Образец 2
Кальцит	97,7	78,9
Кварц	2,3	20,2
Слюда	<0,1	0,9
Сумма	100,0	100,0

Талица 2

Химический состав проб по данным рентгенофлуоресцентного анализа

Элементы	Номер пробы / Содержание, мас. %	
	Образец 1	Образец 2
SiO ₂	2,06	12,54
Al ₂ O ₃	0,32	1,12
CaO	53,93	47,62
Fe ₂ O ₃	0,36	0,84
K ₂ O	0,00	0,24
MgO	0,46	0,46
MnO	0,018	0,024
Na ₂ O	0,00	0,00
P ₂ O ₅	0,08	0,03
SO ₃	0,17	0,11
TiO ₂	0,009	0,058
Cl	0,020	0,019
ППП (при 975°С)	42,45	36,81
H ₂ O (при 105°С)	0,11	0,12

Выводы. В изучаемом районе широко развит погребенный карст, а также подземные формы, сформировавшиеся, вероятнее всего, в карбонатных породах в геологическом прошлом, в других палеоклиматических условиях. Современные процессы растворения маловероятны из-за окремнения известняков. Современный карстовый массив в таких обстановках находится в состоянии относительного равновесия. Все наблюдаемые формы (воронки, полости, каверны) представляют собой, преимущественно, реликтами древнего карстообразования, модифицированные последующими денудационными и литогенетическими процессами. Таким образом, оценка карстовой опасности в таких условиях должна строиться не только на анализе данных изысканий, но и на основании комплексного исследования, в том числе, с привлечением архивных данных и прецизионных методов исследования.

Библиографический список

Гвоздецкий Н.А. Карст. М.: Мысль, 1981. 214 с.

География Еврейской автономной области: общий обзор, [Электронный ресурс] / отв. ред. Е.Я. Фрисман. Электронные текстовые данные (1 файл: 101 Мб). Биробиджан: ИКАРП ДВО РАН, 2018. 408 с.

- Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская. Лист М-52-XXX. Объяснительная записка. 1959. 59 с.*
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Буреинская. Лист М-52-XXX. Объяснительная записка. 1999. 110 с.*
- Карст Лондоковского месторождения известняков и некоторые особенности карста Малого Хингана. Хабаровск, 1959. 53 с. (ф)*
- Катаев В.Н., Кадебская О.И. Геология и карст города Кунгура. Пермь: Перм. гос. ун-т; ГИ УрО РАН, 2010. 236 с.*
- Катаев В.Н., Максимович Н.Г., Мещерякова О.Ю. Типы карста Пермского края // Вестник Балтийского федерального университета им. И. Канта. 2013. Вып. 1. С. 56–66.*
- Максимович Н.Г., Кадебская О.И., Мещерякова О.Ю. Сульфатный карст Пермского края. Пермь, 2021. 302 с.*
- Пармузин Ю.П. Распространение и особенности карста Сибири // бюлл. М.-ва исп. природы, отд.геол., т.XXVIII. в.4. 1953.*
- Пармузин Ю.П. Вопросы карстования Сибири // Известия Всесоюзного географического общества. №1. 1954.*
- Юшманов Ю.П., Панов С.О., Денега Е.Р., Кольнооккая Е.Ю. Карстовые пещеры Малого Хингана – геологические памятники природы Еврейской автономной области // Вестник ДВГС-ГА. Серия 2. Естественнонаучные знания. № 2(3) 2009. С. 47-62.*

ON THE ISSUE OF KARST IN THE CONTACT ZONES OF INTRUSIVE BODIES

E.V. Drobinina, A.A. Ezhova, I.V. Badyanova

*Perm State National Research University, Perm
alenadrobinina@yandex.ru*

The article discusses the characteristics of the karst process and how it manifests in contact zones with intrusive bodies. Using the Londok limestone deposit near Small Khingan as an example, it studies the mineralogical and chemical composition of the rocks in which karst manifestations are found. A detailed analysis of archival materials was conducted. The rocks are characterised by a high calcite content and the presence of quartz impurities, which indicates weathering. It was concluded that the modern karst process in this area is passive. Buried forms such as funnels, cavities and caverns are widely developed; these are mainly relics of ancient karst formations formed in pure carbonates under different climatic conditions.

Keywords: karst, carbonates, zonality, mountainous areas.

Н.Н. Зинчук, М.Н. Зинчук

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

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ГИПЕРГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РАЗЛИЧНЫХ ПОРОД, ПОСТУПАВШИХ В ДРЕВНИЕ ОСАДОЧНЫЕ ТОЛЩИ АЛМАЗОНОСНЫХ РЕГИОНОВ

На примере древних отложений главных алмазоносных районов Сибирской платформы охарактеризованы основные поставщики терригенного материала в формировавшиеся древние алмазоносные россыпи и их проявления. Особое внимание уделено характеристике местных источников сноса аллотригенного материала в бассейны седиментации указанного периода, главными среди которых были средне-позднетриасовые коры выветривания (КВ) на терригенно-карбонатных породах, образованиях трапповой формации (долериты, туфы и туфогенные толщи) и кимберлитах. Полученные особенности минерального состава КВ различных пород рекомендовано использовать при палеогеографических реконструкциях в алмазоносных регионах, в частности для определения источников сноса терригенного материала.

Ключевые слова: коры выветривания, терригенно-карбонатные породы, туфы и туфогенные образования, долериты, кимберлиты.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.32

Коры выветривания (КВ) возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов (Афанасьев и др., 2000₁₋₂; Василенко и др., 2000, 2001; Зинчук, 1981, 1982): интенсивности гипергенных процессов, 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. Наиболее интенсивная денудация элювиальных продуктов происходит вдоль эрозионной сети, тогда как на плоских водоразделах, наоборот, наблюдается минимальный размыв при наиболее интенсивном дренаже (Зинчук, 1991, 1998; Зинчук, Борис, 1981; Зинчук и др., 2002, 2003). На таких водоразделах обычно и формируется мощная КВ, которая сохраняется от размыва только при стечении благоприятных факторов, в первую очередь, в понижениях древнего рельефа денудационной поверхности и в тектонически опущенных блоках. На пенеппене или первичной аккумулятивной равнине дренаж был слаб, отчего здесь обычно не образуются мощные КВ. На древних платформах мира (Сибирской, Африканской,

Восточно-Европейской, Китайской и др.) остаточные КВ на различных породах имеют широкое распространение. Наиболее детально они изучены нами на Сибирской платформе (СП) в Малоботуобинском (МБАР) и Далдыно-Алаkitском (ДААР) алмазонасных районах, где благоприятные условия для формирования КВ существовали в позднедевонское-раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время (Зинчук, 2014, 2015; Зинчук, Афанасьев, 1998; Котельников, Зинчук, 2001₁₋₂) на западе и северо-востоке Тунгусской верхнепалеозойской синеклизы (ТВС) сформировались прибрежные низменные равнины, а на юге СП возникли аналогичные площади с континентальным осадконакоплением, разделяемые более высокими денудационными плато. Каменноугольному периоду активизации общего воздымания СП предшествовала эпоха относительного покоя, в течение которой дифференцированных тектонических движений практически не происходило. Рельеф суши в рассматриваемое время был сильно пенепленизирован. Выравнивание рельефа и образование элювия на исходных породах протекали постепенно на протяжении всего периода формирования поверхности выветривания, при котором элювиальные продукты поступали в коррелятивные толщи равномерно, что связано с весьма незначительными в это время изменениями тектонического режима и палеорельефа. Отложения нижнего карбона ТВС отражают погребённую поверхность выравнивания на границе девона и карбона и по всему разрезу обогащены элювиальными продуктами. На территории ТВС в карбоне и перми широкое развитие получили низменные заболоченные равнины с угленосными отложениями. В целом для позднедевонско-раннекаменноугольной эпохи характерно активное развитие процессов корообразования, протекавших в условиях теплого и влажного климата. В конце пермского периода во многих районах СП началось излияние лав и внедрение траппов, особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса. К концу этого периода длительная эпоха денудации рельефа завершилась пенепленизацией СП, которая в среднем и позднем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествовавшей юрской активизации. 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. Корообразование, денудация и переотложение продуктов этой КВ в коррелятивные толщи здесь происходили равномерно, что было обусловлено слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима.

В пределах основных алмазоносных районов СП древние КВ развиты (Афанасьев, Зинчук, 1987; Горшков и др., 2002; Зинчук, 2018; Котельников, Зинчук, 1997) на различных породах: терригенно-карбонатных нижнего палеозоя, долеритах, туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, туфогенных образованиях корвунчанской свиты и кимберлитах (рис.1-3). В структурном плане эти элювиальные толщи приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин (Афанасьев, Зинчук, 1999; Зинчук, 2021_{1,3}). В конседиментационных палеовпадинах, служивших местами аккумуляции переотложенного материала КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата, приведшие к образованию в МБАР относительно полных и мощных (до 15 м) площадных остаточных КВ на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя, которые сохранились от размыва на Улу-Тогинском, Мирнинском, Джункунском и Чернышевском палеоподнятиях, обрамляющих Кюеляхскую, Улахан-Ботубинскую и Ахтарандинскую впадины. В отдельных разрезах устанавливаются верхние горизонты КВ, свидетельствующие о

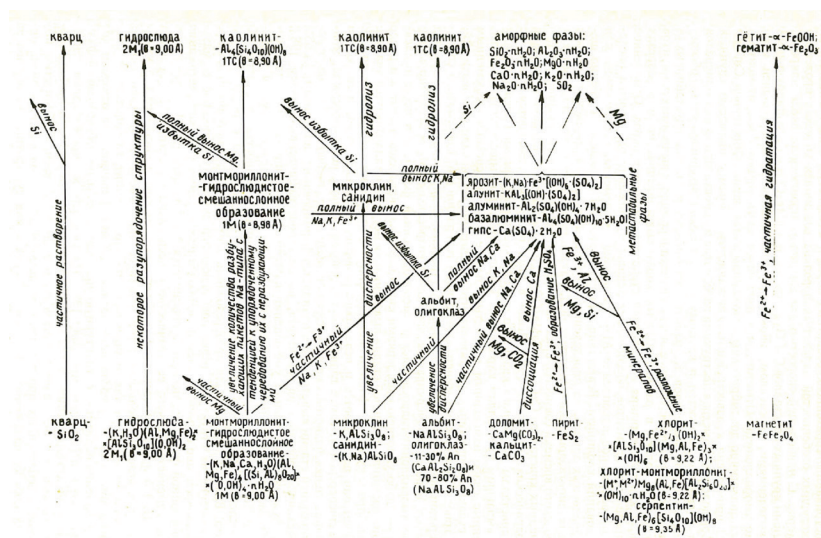


Рис. 1. Схема преобразования минералов в коре выветривания терригенно-карбонатных пород.

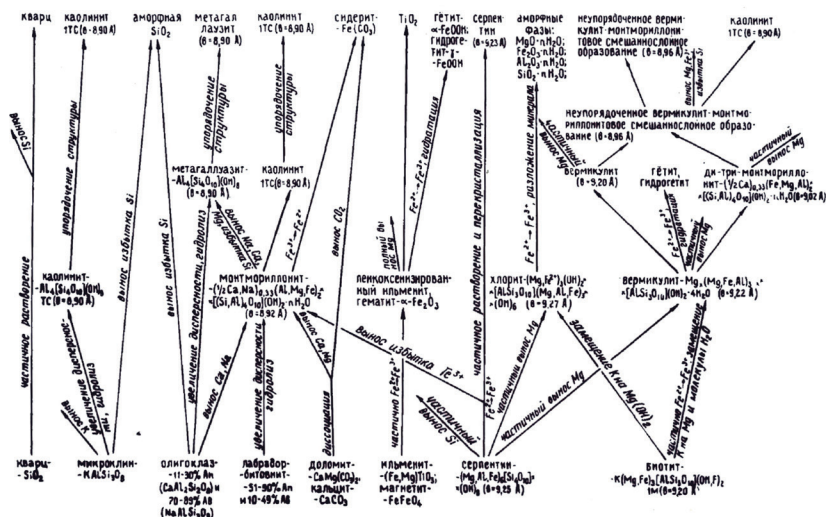


Рис.2. Схема преобразования минералов в коре выветривания туфов и туфогенных образований.

формировании в них полных профилей. Состав этих горизонтов позволяет предполагать, что корообразование происходило в теплом влажном климате при относительно хорошем дренаже. На поднятиях и их склонах наблюдаются более мелкие формы рельефа, на которых менее контрастно проявляется общая закономерность приуроченности наиболее мощных КВ к повышенным структурам. Похожие палеогеоморфологические особенности развития и распределения характерны и для средне-позднетриасовых КВ, когда в пределах этого же МБАР в мезозойское время структуры формировались в двух различных структурно-формационных зонах, резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских КВ (Афанасьев, Зинчук, 1980; Зинчук, 2022₁₋₄). Одна из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Вилуйского мезозойского наложенного прогиба (АВМП), являющегося на протяжении длительного времени (норий-ранний лейас) денудационной и только в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной поверхностью. Здесь ко времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, а также породы трапповой формации (долериты и туфы) нижнего триаса. В полосе шириной примерно до 30 км по депрессиям и древним водотокам,

(Зинчук, 2023_{1,4}; Котельников, Зинчук, 2003; Лапин, Толстов, 2007) поверхности последних циклов денудации этих двух глобальных и продолжительных эпох корообразования. Обычно выветриванию на этой территории подверглись (Зинчук, Бардухинов, 2023; Савко и др., 2003) плотные светло- иногда грязно-серые карбонатные песчанистые алевролиты и известково-доломитовые песчаники, а также отдельные прослои карбонатизированных глин. Нижние части зоны дезинтеграции в таких профилях представлены раздробленными многочисленными трещинами и микротрещинами желтыми и желтовато-серыми известково-доломитовыми песчаниками и алевролитами. Структурно-текстурные особенности материнских пород здесь обычно сохраняются полностью. Во фракции мельче 0,001 мм породы содержат (рис.1) слабо деградированную гидрослюда политипной модификации $2M_1$ с полубеспорядоченной структурой, а также триоктаэдрическое хлорит-монтмориллонитовое (ХМСО) и диоктаэдрическое монтмориллонит-гидрослюдистое (МГСО) смешанослойные образования. При этом в низах разрезов в существенном количестве присутствует гидрослюда $1M$. Для обеих смешанослойных фаз нередко характерно упорядоченное чередование пакетов, унаследованное от исходных пород нижнего палеозоя (Зинчук, 2023_{4,6}; Зинчук и др., 1981; Серокуров, 2001; Харьков, Зинчук, 1994). В средних частях таких профилей наблюдаются (Зинчук Н., Зинчук М., 2023, 2024) значительные участки (трещины и пустоты выщелачивания первичных карбонатов и триоктаэдрических минералов), заполненные преимущественно прозрачными серовато-желтыми шестоватыми кристаллами гипса, а иногда и алюминита, алунита и кальцита. Триоктаэдрические слоистые силикаты в этих частях разреза существенно уменьшаются, отчего в глинистой составляющей присутствует гидрослюда $2M_1$ и МГСО также с тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. В темно-коричневых до желтовато-серых глинах верхних частей профилей КВ этих пород преобладает МГСО с более высоким содержанием разбухающих пакетов, унаследовавшая от аналогичного образования из нижележащих отложений упорядоченное чередование слоёв на основе сочетаний АВЗ и АВ5 (Зинчук и др., 2004_{1,2}).

В профилях с более глубоким гипергенным преобразованием пород уже в верхних горизонтах зоны дезинтеграции доминируют глинистые образования, а также линзы, желваки и прожилки белых и серовато-белых вторичных образований, состоящих из алунита, алюминита, базалюминита, гипса и кальцита. Нижние части таких профилей представлены мелкозернистыми плохо отсортированными известковистыми алевролитами иногда с прожилками песчаников. В связи с более

интенсивным выветриванием пород в этом типе профилей рефлексy глинистых минералов на дифрактограммах характеризуются большей диффузностью. Концентрации FeO и Fe₂O₃ в таких породах, судя по совпадению зон выделения Si, Al, K и Fe на картинах сканирования в характеристических рентгеновских лучах, входят в основном в состав силикатных минералов (Fe²⁺ в структуру хлорита, а Fe³⁺ - трехэтажных слоев диоктаэдрического типа). Анализ кривых ИКС исходных и прокаленных до 600°C образцов из нижних частей рассматриваемого типа КВ показал, что Fe³⁺ в структуре содержащихся здесь триоктаэдрических минералов находится в октаэдрических позициях. В породах около трещин и выщелоченных пустот встречаются участки выделений более короткостолбчатого, чем в низах профилей, желтовато-серого минерала, диагностируемого как ярозит. Глинистые минералы здесь представлены гидрослюдой 2M₁ и МГСО, в структуре которой к верхам этой зоны увеличивается содержание разбухающих пакетов. Хлорит, широко развитый в нижних частях профилей КВ допозднепалеозойского возраста, по данным растровой электронной микроскопии, представлен относительно крупными частицами. Гидрослюда 2M₁ сложена псевдоизометричными микроблоками (иногда довольно крупными), отличающимися от частиц хлорита жесткостью и большей толщиной по оси *c*. МГСО 1M локализуется в виде микроагрегатов, состоящих из более мелких частиц, близких по форме к собственно гидрослуде (Зинчук, 2023₅₋₈; Зинчук Н., Зинчук М., 2025₁₋₃; Котельников и др., 2006). Меньшая стабильность смешанослойной фазы определяет последовательное увеличение вверх по разрезу роли Al в октаэдрических позициях её структуры. На это указывает частичное сохранение на ИК-спектрах полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-530 см⁻¹ после прокаливания образцов при 550-600°C.

Наиболее детально средне-позднетриасовая *кора выветривания на долеритах* изучена нами в пределах юго-восточной окраины ТВС, т.е. в пределах МБАР и ДААР. Трапповое плато, занимающее северо-западную часть МБАР, и развитая на нём площадная остаточная КВ вместе с породами субстрата в послераннеюрское время подверглись интенсивной денудации. Поэтому КВ на долеритах здесь сохранилась (от первых до 50 м) от размыва только в понижениях плато или в тектонически опущенных блоках. Обычно от размыва сохраняется лишь нижняя часть КВ – зона дезинтеграции. Размеры останцов такой КВ обычно небольшие (до 1 км², редко больше). Кроме площадных элювиальных образований этого типа, в северной части МБАР установлена линейная КВ долеритов (мощностью до 30 м), развитая вдоль зоны тектонических

нарушений. 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 отложениями. Исходные, не подвергшиеся выветриванию, породы в северной части МБАР и в ДААР представлены разнозернистыми серыми и темно-серыми долеритами, сложенными плагиоклазами (лабрадор-битовнит), моноклинными пироксенами (авгит), ильменитом, магнетитом, оливином, биотитом и стекловатым мезостазисом. Преобладают пойкилоофитовая и интерсертальная структуры, значительно реже офитовая и порфировая. Уже в нижних горизонтах зоны дезинтеграции наблюдается разложение плагиоклазов и фемических минералов и формирование по ним железисто-глинистых тонкодисперсных агрегатов. На этом этапе наблюдается существенное перераспределение Si, начальная стадия окисления Fe^{2+} и резкое усиление гидратации минералов, ведущее к скоплению в продуктах выветривания адсорбированной и конституционной воды. Вверх по разрезам увеличивается сеть различных макро-, мезо- и микротрещин, выполненных вторичными минералами (кальцитом, иддингситом, гётитом и гематитом). Большинство реликтовых минералов долеритов здесь замещены глинистыми образованиями и гидроксидами железа. На дифрактограммах воздушно-сухого препарата фракции мельче 0,001 мм выветрелого долерита с указанных частей разрезов наблюдается асимметричный рефлекс со значением 13,8 Å, свидетельствующий о многофазовом составе этих образований. После насыщения образцов глицерином на рентгенограммах отмечаются два интенсивных отражения. Первое – со значением 14,1 Å по соотношению интенсивностей рефлексов и величине параметра $b=9,20$ Å относится к вермикулиту, а второе – 17,7 Å, соответствует разбухающему монтмориллониту ($b=9,02$ Å), принадлежащему ди-триоктаэдрической разновидности. Образование в нижних горизонтах этой КВ вермикулита связано преимущественно с изменением биотита (Зинчук, 2025₁₋₂; Трухин и др., 1989). Вследствие выщелачивания из биотита K и возникновения в его структуре прослоев из молекул H_2O , координированных Mg, образуется вермикулит с близкими размерами элементарной ячейки в базисной плоскости. Вынос в дальнейшем части Mg из структуры вермикулита и окисление подавляющей массы Fe^{2+} ведёт к возникновению монтмориллонита, близкого к ди-триоктаэдрическому Mg-Fe^{3+} . О преобладании Fe^{3+} свидетельствует исчезновение полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-530 cm^{-1} на кривых ИКС после прокаливании

наименее изменённых образцов, особенно из нижней части профилей. По мере преобразования вермикулита в монтмориллонит, последовательно уменьшается параметр b исходного минерала. Монтмориллонит в межслоевых промежутках содержит в основном Mg. В продуктах начального выветривания долерит широко развит диоктаэдрический монтмориллонит ($b=8,93 \text{ \AA}$), обогащённый Na в межслоевых промежутках. В виде мономинеральной ($d=12,4 \text{ \AA}$) фазы он нередко заполняет трещины в породе. По рентгеноспектральным исследованиям этот монтмориллонит содержит в структуре, наряду с Al, некоторое количество Mg и сравнительно мало Ca. Железа в нем также немного и распределено оно по площади сканирования относительно равномерно так, что не совпадает с зонами выделения других элементов, отчего концентрация его в структуре этого монтмориллонита не наблюдается. В целом дезинтеграция долеритов на ранних стадиях выветривания на довольно крупные элементы и развитие среди продуктов гипергенеза в основном гидрофильных минералов (вермикулита и монтмориллонита), затрудняя перераспределение щелочных земель и кремнезёма, вследствие чего образование каолинита в таких профилях протекает довольно медленно. Заметно препятствует его развитию и состав собственно монтмориллонита или вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования (BMCO), характеризующихся замещением Al^{VI} на Fe^{3+} и Mg, что подчеркивается также возникновением примеси Ca-Fe-Mg-силикатов в процессе термической обработки фракции мельче 0,001 мм изменённых пород.

Кора выветривания на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва установлена в разных позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зонах МБАР. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий в процессах корообразования, по сравнению с вмещающими породами, позволяет наиболее рельефно проследить (рис.2) 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. Так, туфогенные породы трубчатых тел А-48, А-50 и др. на Мирнинском полеоподнятии подверглись выветриванию на значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими осадками и траппами вскрыта КВ значительной мощности (до 90 м). В таких разрезах установлены и более зрелые её горизонты. В центральных частях Кюеляхской верхнепалеозойской впадины и

АВМНП на туфах и туфобрекциях трубок взрыва (А-200, А-220, А-400 и др.) установлены только самые нижние горизонты (зоны дезинтеграции и начального выщелачивания) КВ мощностью в несколько метров. В пределах Мирнинского палеоподнятия, наряду с трубками взрыва, выветрелыми на значительную глубину, встречены трубчатые тела (А-88, А-103 и др.) со слабо выраженным корообразованием. Такое положение можно объяснить (Зинчук, 2025_{3,4}; Rozen et. al., 2002) различной степенью переработки агломератовых туфов и туфобрекций трубчатых тел гидротермально-метасоматическими процессами как в период их становления, так и в дальнейшем. Чем интенсивнее такие породы подверглись переработке, тем менее устойчивыми они становятся к выветриванию. Ярким примером в этом отношении является (Зинчук, 2015; Зинчук и др., 1982) трубка А-49, по породам которой, сильно изменённым гидротермально-метасоматическими процессами, в позднедевонское- раннекаменноугольное время весьма интенсивно и на значительную глубину развивалось корообразование; скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из измененных пород. Перекрывается это тело долеритами и нижнеюрской осадочной толщей общей мощностью до 17 м. Поскольку изученный разрез туфов и туфобрекций прерывается примерно 27-метровой толщей долеритов (глубины 107,8-134,4 м), то для понимания процессов выветривания и особенностей изменения вещественного состава его продуктов нами наиболее детально исследована верхняя (глубины 17,0-107,8 м) часть вскрытого скважиной разреза. Выветрелую часть этого интервала с некоторой долей условности можно разделить на две зоны, связанных постепенным переходом: верхнюю (17,1-48 м) и нижнюю (48-94,2 м). Для общей минералого-геохимической характеристики туфов и туфобрекций нами изучены также породы, залегающие ниже указанного интервала и представленные аналогичными плотными туфогенными образованиями. Исходные (материнские) породы (глубина 94,2-107,8 м) в низах трубки представлены зелеными и грязно-зелеными сравнительно плотными туфами и туфобрекциями (средняя плотность пород до 2,90 г/см³, пористость 13-25%). Основная масса пород характеризуется слабой раскристаллизованностью, реже она стекловатая. Сложены породы сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных пород, кварца, полевых шпатов, биотита и других минералов. Включения (размером до нескольких сантиметров) состоят из обломков терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. В выветрелых породах данного разреза преобладают (Зинчук, 2022_{1,2}; Зинчук и др., 1981) псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические

структуры. Дифракционная картина фракции мельче 0,001 мм образцов из низов разреза и её изменение при различных обработках указывает, что в отличие от исходных долеритов в сравнительно плотных туфогенных образованиях присутствует (рис.2) в основном хлорит, который, судя по значению $b=9,27 \text{ \AA}$, относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует об определённой «дефектности» его структуры. Наличие в слабо изменённых туфах и туфобрекчиях хлорита подчёркивается как присутствием на кривых ДТА дериватограмм эндоэффектов при 550 и 740°C, связанных, соответственно, с разрушением брусито- и талькоподобного слоев в структуре минерала, так и спектром ЯГР, указывающим на преобладание в структуре Fe^{2+} ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} \approx 2,5$). На кривых ИК-спектров в области валентных колебаний ОН-групп также отмечаются две слабые полосы поглощения с частотами около 3400 и 3600 см^{-1} (соответственно в брусито- и талькоподобных слоях). После насыщения образца глицерином появляется довольно интенсивный рефлекс 17,7 $\text{\AA}$, указывающий также на наличие во фракции мельче 0,001 мм слабо выветрелых туфогенных образований Mg-Fe-монтмориллонита, ассоциирующего с реликтовой примесью вермикулита. Высокое значение квадрупольного расщепления Δ для части Fe^3 (положение P_3) указывает на сильное искажение его октаэдров ($\Delta \geq 1 \text{ мм/с}$), что связано с окислением Fe^{2+} при возникновении вермикулита и диоктаэдрического монтмориллонита. Образующиеся ионы Fe^{3+} концентрируются в триоктаэдрических участках новообразованных структур. Основной механизм компенсации возникающего в этом случае избыточного положительного заряда связан с появлением O^{2-} за счёт депротонизации ОН-групп, что и влияет на форму октаэдров, содержащих ионы Fe^{3+} . Ещё одна форма ионов Fe^{3+} (положение P_2) также находится в октаэдрической координации, но в тех участках силикатных слоёв ди-триоктаэдрического монтмориллонита, где в ближайших по отношению к ним тетраэдрах ионы Si замещены на ионы Al, а избыточный (-) заряд компенсируется межслоевыми катионами. В этом случае фиксируются средние по величине значения $\Delta \sim 0,6-0,8 \text{ мм/с}$. Отмечается также аналогичное с материнскими породами распределение железа по структурным позициям (Зинчук, 2022₁₋₂; Кедрова и др., 2020₂; Rozen et. al., 2002), характеризующееся существенным увеличением роли его трехвалентной формы ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} \approx 1,6$). В связи с относительным накоплением в этом случае монтмориллонита, значение Δ (положение P_2) несколько снижено, что может быть связано с примесью гидроксидов с более низкими значениями Δ (порядка 0,50 мм/с), которые отдельно не выявляются вследствие недостаточного разрешения

спектра между значениями 0,60 и 0,50 мм/с. Развитые в изменённых агломератовых туфах и туфобрекчиях (как и в КВ долеритов) триоктаэдрические и ди-триоктаэдрические минералы почти полностью (за исключением следов собственно диоктаэдрической фазы с $d=12,3$ Å) растворяются в CH_3COOH . Частичное сохранение на дифрактограммах отражений, кратных $7,15$ Å, а также присутствие в образце фазы со значением $b=8,90$ указывает на примесь каолинита.

Вверх по разрезу зоны дезинтеграции этого разреза наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, который уже на глубине 92,1 м фиксируется под растровым электронным микроскопом в виде локальных выделений в породе. Свидетельством его разрушения служит исчезновение, по данным ЯГР, ионов Fe^{2+} и формы Fe^{3+} с наиболее высоким Δ . При этом ионы железа переходят в трехвалентное состояние (оксиды и гидрооксиды). Образуется гематит, о чём свидетельствует появление в спектре ЯГР шести линий с параметрами $H_{\text{эф}} \sim 503$ кэ, $\Delta \sim 0,15$ мм/с, $\delta \sim 0,17$ мм/с (относительно Pd), что является результатом зеемановского расщепления уровня ядер железа в $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ при действии эффективных магнитных полей. Постепенно исчезают (Зинчук, 2015) в этой зоне вермикулит и Mg-Fe^{3+} -монтмориллонит, вместо которых возникает неупорядоченное ВМСО с $d=1,49$ Å, что указывает на увеличение роли трехвалентных катионов (в том числе Al), в его структуре. Неупорядоченный характер этого смешанослойного образования определяется также почти полной аморфизацией его при прокаливании при 550-600°C ибо собственно монтмориллонит или вермикулит дают (Зинчук, 2022_{2,3}) чёткую дифракционную картину с периодом 9,6-9,8 Å. Это образование полностью растворяется в 10% растворе HCl и частично в тёплой 5% CH_3COOH . Оно характеризуется исчезновением полосы поглощения Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-539 см⁻¹ после прокаливания образцов при 600°C, что свидетельствует о сохранении в его структуре элементов триоктаэдричности. Из трехвалентных катионов в октаэдрических позициях минерала преобладают ионы Fe^{3+} , что подтверждается наличием в центральной части спектра ЯГР дублета линий (Зинчук, 2015), обусловленных присутствием ионов Fe^{3+} в положении P_2 . Фиксируются входящие в октаэдрические сетки этого же минерала ионы Fe^{3+} в положении P_1 с наименьшим значением Δ . Октаэдры, включающие ионы Fe^{3+} этой формы, наименее искажены благодаря симметричному окружению только трехвалентными ионами в октаэдрической сетке с ионами Si^{4+} в тетраэдрической. Первый дублет ионов Fe^{3+} силиката (положение P_1) отражает их вклад в структуру гётита, который, судя по интенсивному рефлексу $4,16$ Å на дифрактограммах, присутствует

здесь в существенном количестве. Из-за высокой дисперсности частиц гётита в мессбауэровском спектре не выявляется сверхтонкая структура Fe^{3+} , хотя дублет линий четко фиксируется. Выше по разрезу с повышением содержания гётита этот дублет выявляется по минимальной полуширине спектра ($\Gamma_1=0,28$ мм/с). Однако в верхах этой КВ содержание гётита несколько сокращается. В этом направлении увеличивается содержание каолинита, представленного относительно тонкими по оси микроблоками размером не более 2-3 мкм, ассоциирующего с аморфным кремнезёмом.

Кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса распространена ограничено. Такие туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно небольших полей лишь в самой северо-западной части МБАР. На остальной территории траппового плато отмечаются мелкие разобщённые сложных очертаний останцы этих пород, выполняющие отрицательные формы раннетриасового рельефа. Сохранившаяся мощность КВ туфогенных образований корвунчанской свиты обычно составляет первые метры (иногда до 27 м). Выветрелые породы в таких профилях представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных местах составляет до половины объёма туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно кристалло-литовитрокластическая, псефито-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых порообразующих минералов (кварца, полевых шпатов и др.). Нередко в этих плотных туфогенных породах отмечаются следы вторичных изменений – ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. По мере выветрелости пород изменяется и их окраска. В нижних частях профилей выветривания (т.е. на ранней стадии преобразования пород) по первичным железистым минералам (магнетит и др.), содержащим в основном двухвалентное железо, развиваются псевдоморфозы в виде безводного оксида Fe – гематита. Выше по разрезу он переходит в наиболее устойчивый в гипергенных условиях гидроксид Fe – гётит. При окислении Fe^{2+} в структуре хлорита и разложении последнего вначале также возникает гематит, который по мере усиления выветрелости пород переходит в гётит. Биотит последовательно трансформируется в парагенетическую ассоциацию вермикулита и монтмориллонита. Последний на

ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и Fe^{3+} близок к ди-триоктаэдрическому типу. Анализ изменения форм железа в продуктах выветривания позволил дифференцировать его распределение и соотношение форм с различной валентностью по разрезу и в составе отдельных минеральных фаз. В хлорите Fe^{2+} находится в двух позициях (M_1 и M_2), преобладая в цис-позициях (т.е. M_1), а Fe^{3+} в вермикулите и в ди-триоктаэдрическом монтмориллоните также распределён по двум позициям, соответственно P_3 и P_2 .

Кора выветривания на *кимберлитовых породах* отмечена на многих трубках СП. Так, в МБАРКВ кимберлитов отмечена на трубках имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная, Амакинская, Интернациональная и Мир. Наиболее химически переработанными являются кимберлиты трубки им. XXIII съезда КПСС (Зинчук, 2023_{1,3}; Кедрова, 2020_{1,2}; Коптиль, 1994), по скважинным разрезам которой отмечена более глубокая химическая переработка других кимберлитовых диатремах СП. Изученные нами новые разрезы (скв.А-63К и шахта 102) позволили провести (рис.3) комплексные исследования минерального состава кимберлитовых пород в процессе выветривания. Исходные, подвергшиеся выветриванию, породы этой трубки представлены серой и голубовато-серой плотной кимберлитовой брекчией (скв.А-63К, глубина 32,9 м; шахта 102, глубина 30 м и ниже). Преобладающая масса породы сложена агрегатами кальцита и серпентина с мелкими рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочного материала редко превышает 25% объёма породы. Из слоистых силикатов таких пород установлены пластинчатые серпентины, структура которых состоит из слоёв типа *A* и *B* (Зинчук, 2015, 2022_{1,2}). Ассоциирует серпентин в таких участках с гидрослюдой, МГСО, хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом. Гидрослюда связана в основном с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный последнему политип 1М. Выше по разрезу усиливается трещиноватость пород. Трещины выполнены грязно-бурыми (местами до серовато-чёрных) вторичными образованиями. Отдельные прослои сложены сероцветными глинистыми образованиями с большим количеством мелких (мельче 0,1 мм) выделений гидроксидов железа и сидерита. Иногда на фоне сильно изменённых (до глинистого состояния) образований встречаются единичные слабо изменённые псевдоморфозы серпентина. Содержание гидрослюд здесь небольшое, но нередко возрастает количество монтмориллонита, причем вверх по разрезу он становится более поликатионным, так как в составе лабильных межслоевых продуктов относительно возрастает роль Na. Судя по значению *b* (8,93 Å), в октаэдрических сетках его структуры присутствует

главным образом Al и частично Fe^{3+} . По всему профилю выветривания монтмориллонит ассоциирует с переменной примесью MgCO . В этой части профилей присутствует более существенная, чем в неизменённых кимберлитах, примесь Fe-Mg- или близкого к Mg типу хлорита, представленного за счёт частичной деградации смесью разностей как с «нормальной», так и с «дефектной» структурами (Зинчук и др., 2004_{1,2}; Кедрова и др., 2022). В ассоциации с ними отмечается примесь серпентина, представленного структурным типом *A*. Это сопровождается уменьшением его параметра *b* (с 9,20 до 9,15 Å) вследствие повышения в структуре роли катионов с меньшим ионным радиусом (Fe^{3+}). Судя по проявлению в этой зоне (в прослоях с невысоким содержанием хлорита) на кривых ДТА дериватограмм интенсивного эндоэффекта при температуре 540-560°C и экзоэффекта при 900-910°C, а также сохранению на дифрактометрических кривых слабых рефлексов, кратных 7,15 Å после обработки образцов HCl, в этих продуктах выветривания есть примесь каолинита. В продуктах выветривания самих верхних горизонтов описываемых профилей содержится (Зинчук, 1998, 2024) в основном монтмориллонит, ассоциирующий с неупорядоченным MgCO , в межслоевых промежутках которой преобладают Mg и Ca. Значительно увеличивается здесь и отношение интенсивностей рефлексов 10 и 5 Å на дифрактограммах, что указывает на последовательное изменение совершенства структуры и химизма слюдистых минералов. На кривых ИК-спектров образований самих верхних частей профилей сохраняются полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525-530 см⁻¹ после прокаливании образцов при 600°C, которая исчезает в продуктах нижних частей профилей. Это свидетельствует об увеличении по разрезу содержания Al в структуре трехэтажных минералов разбухающего типа. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхних частей разреза, а содержание каолинита практически не меняется.

Заключение. В основных алмазоносных районах СП одновременному выветриванию в позднем девоне - раннем карбоне и среднем - позднем триасе подверглись различные породы, что обусловило специфический характер гипергенных продуктов, возникающих особенно на промежуточных стадиях, в профиле KB на породах каждого типа. В ряде случаев денудация элювиальных толщ, сформированных на рассматриваемых породах, также происходила в одно и то же время. В отдельные участки аккумулятивных бассейнов, за счёт размыва и переотложения продуктов выветривания различных пород, поступал весьма неоднородный материал, характеризующийся для каждой определённой коры специфическими типоморфными особенностями как первичных,

так и вторичных минералов. В связи с этим важно установить в разрезах КВ на различных породах главные типоморфные признаки, свойственные индивидуальным разностям первичных и вторичных минералов. Так, присутствующий в *терригенно-карбонатных породах* триоктаэдрический, в основном раннекатагенетический тонкодисперсный хлорит, образующий цемент в породах и возникающий, в отличие от метаморфических разностей этого минерала, при низких значениях P и T среды, быстро разлагается в зоне гипергенеза. Поэтому пелитоморфные продукты выветривания этих пород представлены исключительно диоктаэдрическими минералами. На ранних стадиях выветривания это первичные минералы (гидрослюда и МГСО), а на более поздних стадиях и вторичные минералы (в частности, каолинит). О преобладании трехвалентных катионов в октаэдрических позициях структуры указанных минералов свидетельствует параметр b их элементарных ячеек ($9,0 \text{ \AA}$ у разновидностей трехэтажного и $8,9 \text{ \AA}$ – двухэтажного типа), а также дегидратация их в два этапа (в интервалах около $100\text{--}200$ и $500\text{--}600^\circ\text{C}$). Особенностью глинистой составляющей КВ терригенно-карбонатных пород, независимо от времени их формирования, следует считать повсеместное присутствие в её составе гидрослюда $2M_1$ с Al и Fe^{3+} в октаэдрических позициях. Характерным минералом в продуктах выветривания терригенно-карбонатных пород является также МГСО, специфической особенностью которого, наряду с преобладанием в нижних частях разрезов (по отношению к гидрослуде $2M_1$), считается тенденция к упорядоченному чередованию пакетов, унаследованная от предыдущего этапа интенсивного катагенетического преобразования исходных пород. Для верхних частей этого типа КВ характерен и каолинит с полубеспорядочной структурой. Присутствие каолинита и гидрослюда $2M_1$ со значительно разупорядоченной структурой следует считать прямым и наиболее надёжным типоморфным признаком относительно глубокой стадии выветривания терригенно-карбонатных пород. В связи с большей по сравнению со смешанослойной фазой и гидрослудой $1M$, устойчивостью гидрослюда $2M_1$, она начинает преобладать над последними, что является дополнительным, кроме парагенезиса с каолинитом, типоморфным признаком для данной стадии выветривания этих пород. Отличительной особенностью глинистых минералов в слабо изменённых профилях КВ *долеритов* является сохранение Mg-Fe^{3+} -монтмориллонита до тех пор, пока в породах фиксируется вермикулит. Это связано с тем, что на первом этапе выноса Mg из межслоевых промежутков вермикулита монтмориллонитовые слои возникают на поверхности кристаллов исходного минерала со стороны боковых граней.

Обе фазы остаются сегрегированными друг от друга и в структурном отношении представляют механическую смесь. Ди-триоктаэдрический тип монтмориллонита одновременно с парагенетической ассоциацией минерала с вермикулитом является надежным типоморфным признаком продуктов ранней стадии выветривания долеритов. По мере возникновения в верхних частях наиболее изменённых профилей пакетов монтмориллонита в пределах всего объёма кристаллов микроблоки вермикулита распадаются на отдельные слои, сохранившие, несмотря на сопровождающую этот процесс их существенную диоктаэдризацию, реликтовую структуру последнего. Такие слои, неупорядоченно чередуясь с разбухающими пакетами, образуют смешанослойную фазу, присутствие которой в продуктах выветривания основных пород, в связи с совершенно иной природой чередующихся пакетов, является их типоморфным признаком. При резком уменьшении количества вермикулитовых пакетов в структуре смешанослойного образования оно (с одновременным резким увеличением количества дефектов в структуре) всё более приближается к диоктаэдрическому типу, что сопровождается также усилением роли Al в октаэдрических позициях структуры этой фазы. Данное смешанослойное образование характеризуется беспорядочным наложением слоёв в структуре и пониженными значениями параметра b (8,94-8,96 Å) элементарной ячейки. Ему свойственно также слабое разбухание с глицерином после насыщения K, что указывает на относительно высокий заряд силикатных слоёв структуры. Для нижних горизонтов КВ *туфогенных образований* трубок взрыва СП наиболее характерными слоистыми силикатами являются вермикулит и низкотемпературных хлорит. Последний, как и хлорит из КВ терригенно-карбонатных пород, быстро разлагается вверх по разрезу. На основе вермикулита здесь, как и в продуктах выветривания долеритов, вначале возникает ассоциация вермикулита и $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита, которые в верхних частях разреза в результате гомогенизации переходят в неупорядоченное ВМСО. Более интенсивное преобразование туфогенных пород трубок взрыва привело к существенно более раннему, чем в долеритах, образованию каолинита. Последний в этом случае формируется в три стадии: по микроклину, средним плагиоклазам (через стадию их монтмориллонитизации) и по ВМСО, причём у слоистых фаз перед этим ухудшается степень совершенства структуры. По данным электронографии и растровой электронной микроскопии, каолинит в этом случае характеризуется в целом беспорядочным наложением слоёв в структуре и нечеткой псевдогексагональной формой кристаллов, особенно при возникновении его по смешанослойной фазе, что характерно для изменённых

основных пород. Парагенезис такого каолинита с неупорядоченным ВМСО может служить прямым и весьма надёжным признаком довольно глубокой стадии выветривания этих пород. В исходных туфогенных породах некоторых трубок и корвунчанской свиты средние и основные плагиоклазы преобладают над микроклином, что обусловило появление в продуктах их выветривания каолинита с метагаллуазитом. Это позволяет использовать такую парагенетическую ассоциацию в качестве типоморфной как для идентификации основных пород в целом, так и для дифференциации отдельных их разновидностей по продуктам выветривания. Особый интерес представляет вопрос о типоморфных особенностях продуктов *выветривания кимберлитов*, в которых в различной степени сохраняются устойчивые минералы этих пород (алмазы и их парагенетические спутники – пироп, пикроильменит, хромшпинелиды и др.). Как в плотных, так и в выветрелых кимберлитах нередко отмечаются келифитовые каймы, являющиеся продуктом реакции пироба с расплавом. Внешняя поверхность их обычно покрыта бугорчатыми образованиями, повторяющими рельеф зерна по келифитовой каймой, которая часто имеет радиально-лучистое строение. Между основанием каймы и поверхностью пироба, как и по трещинам в нем, отмечаются пелитоморфные новообразования, в составе которых преобладает хлорит с незначительной примесью флогопита и кальцита. В глинистой составляющей продуктов выветривания кимберлитов, кроме содержащихся и в легкой фракции серпентина, хлорита и вермикулита, присутствует также монтмориллонит, МГСО и гидрослюда. В октаэдрических сетках структуры разбухающих минералов, судя по $b=8,93 \text{ \AA}$, содержатся главным образом Fe^{3+} и Al. В нижних и средних частях КВ кимберлитов эта смешанослойная фаза характеризуется тенденцией к упорядоченному чередованию пакетов. К верхам профилей в ней появляются явные элементы разупорядочения структуры и в лабильных межслоевых промежутках, как и в монтмориллоните, преобладают Mg и Ca. По кристаллохимическим особенностям указанная смешанослойная фаза рассматриваемого типа КВ существенно отличается от аналогичной в изменённых терригенно-карбонатных породах. Это связано с иными природой и химизмом исходного материала, за счёт которых в кимберлитах возникло указанное образование, представленное продуктами диоктаэдризации флогопита и дальнейшей его дегградации, что обуславливает свойственный указанным продуктам высокий отрицательный межслоевой заряд, который наследуется от исходной слюдистой структуры. Такие особенности смешанослойной фазы, характеризующейся специфической неоднородностью слагающих её пакетов, являются важным типоморфным

признаком продуктов выветривания кимберлитов. Для продуктов выветривания этих пород характерен пластинчатый серпентин, структура которого состоит из слоёв типов *A* и *B*. Серпентин сохраняется вплоть до самых верхов профилей выветривания, где характеризуется политипом *A*. При этом для частиц новообразованного политипа (*A*) вначале характерна округлая глобулярная форма (размер глобул до 0,5 мкм). Глобулы образуются иногда на острых гранях других минералов. Они сочленяются в вытянутые червеподобные сростки длиной в несколько микрометров. Вверх по разрезу профилей выветривания обычно увеличиваются размеры новообразованного серпентина и их сростков. Морфологические выделения серпентина в неизменных породах существенно отличаются от его форм в продуктах гипергенного изменения кимберлитов и родственных им пород. Характерная для элювиальных продуктов гидрослюда связана с изменением флогопита и наследует свойственный ему политип 1М, что является важнейшим её типоморфным признаком.

Библиографический список

- 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 разновидности (по классификации Ю.Л. Орлова) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2000. №5. С.79-97.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №1. С.90-96.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. №3. С.281-288.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минералогия зоны гипергенеза.-М.:ИГЕМ АН СССР.-1980.-С.45-54.
- Афанасьев В.П., Похиленко 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 хромитинелидов алмазоносных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №12. С.1729-1741.
- Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. Автолитовые кимберлиты как продукт вязкостной дифференциации кимберлитового расплава в диаграмах // Петрология. 2000. Т.8. №3. С.549-560.
- Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г. О сопряжённости составов глубинных включений в петрохимических разновидностях кимберлитов в диаграмах Якутии // Петрология. 2001. Т.9. №1. С.1-12.
- Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н. Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири.-Новосибирск: Параллель. 2019. 754 с.
- Гориков 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.

- Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. №-8. С.22-29.
- Зинчук Н.Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии // Геология и геофизика. 1982. №-8. С.81-90.
- Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. №-7. С.58-66.
- Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-12. С.1704-1715.
- Зинчук Н.Н. Опыт литолого-минералогических исследований древних осадочных толщ в связи с алмазопроисковыми работами (на примере Сибирской платформы) // Вестник Воронежского государственного университета. Геология. 2014. №-1. С.13-19.
- 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.
- Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2018. №-2. С.29-39.
- 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.
- Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россылях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2021. №-3. С.50-61.
- Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021. №-4. С.35-52.
- Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022. №-1. С.36-47.
- Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022. №-2. С.100-120.
- Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2022. №-4. С.38-52.
- Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022. №-4. С.34-49.
- Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023. №-1. С.46-69.
- Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопроисковых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023. №-1 (29). С.5-28.
- Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдястых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т.22. №-1. С.32-50.
- Зинчук Н.Н. Сульфаты в кимберлитовых породах // Отечественная геология. 2023. №-2. С.56-72.
- Зинчук Н.Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского университета. Геология. 2023. №-2. С.28-43.
- Зинчук Н.Н. О геолого-поисковых типах кимберлитовых трубок // Известия Коми НЦ УрО РАН. Науки о Земле. 2023. №-2 (60). С.43-56.
- Зинчук Н.Н. Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2023. №-6. С.62-77.

- Зинчук Н.Н. Особенности сульфидов в кимберлитовых породах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2023. №-4. С. 47-62.
- Зинчук Н.Н. Об особенностях слоистых силикатов в отложениях различных осадочных формаций // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 27.-Пермь: ПГНУ. 2024. С.32-49.
- Зинчук Н.Н. Литолого-минералогические исследования при поисках месторождений алмазов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Выпуск 28.-Пермь: ПГНИУ.-2025.-С.17-48.
- Зинчук Н.Н. Особенности боратов в кимберлитовых породах // Вестник Воронежского ун-та.Геология.-2025.-№-1.-С.70-78.
- Зинчук Н.Н. Особенности состава основной массы кимберлитов // Отечественная геология.-2025.-№-1.-С.79-103.
- Зинчук Н.Н. Изменение некоторых минералов кимберлитов под воздействием траппов // Отечественная геология. 2025. №-4. С.56-78.
- Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. №-2. С.66-71.
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Особенности алмазов из кимберлитов Алакит-Мархинского поля Сибирской платформы // Сб.: Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции.-Томск: Томский ЦНТИ. 2023. С.12-24.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. №-8. С.22-29.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Стегницкий Ю.Б. Структурно-формационное и минерагеническое районирование территорий развития погребенных кор выветривания и продуктов их переотложения в алмазоносных регионах (на примере Якутской кимберлитовой провинции) // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-7. С.950-964.
- 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.
- Зинчук Н.Н., Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Тектонические аспекты прогнозирования кимберлитовых полей. Новосибирск: Сибтехнорезерв. 2004. 166 с.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Основные поставщики аллотигенных минералов при формировании древних алмазоносных толщ // Сб.: Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции. Томск: Томский ЦНТИ. 2023. С.24-38.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Типоморфные особенности продуктов выветривания различных пород в связи с алмазопроисковыми работами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Вып.27. Пермь: ПГНУ. 2024. С.8-31.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О некоторых вещественных особенностях продуктивности кимберлитовых пород // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Выпуск 28.-Пермь: ПГНИУ.-2025.-С.49-69.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Геолого-петрофизические и минералого-петрографические исследования кимберлитовых пород // Известия КНЦ УрО РАН. Науки о Земле.-2025.-№-3.-С.5-26.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О некоторых особенностях изучения вторичных минералов кимберлитовых пород // Вестник Пермского университета. Геология. 2025. Т.24. №-3. С.261-282.

- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д., Шлыков В.Г., Жухлистов 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.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Горшков А.И. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешанослойного образования в кимберлитах одной из трубок Южной Африки // Литология и полезные ископаемые. 2003. №-1. С.87-96.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н. Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. 1982. №-2. С.42-53.
- Кедрова Т.В., Богуш И.Н., Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д., Липашова А.Н. Алмазы укугутской свиты россыпи Нюрбинская, Накынское кимберлитовое поле Сибирской платформы // Руды и металлы. 2020. №-2. С.69-77.
- Кедрова Т.В., Богуш И.Н., Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д., Липашова А.Н. Типоморфные свойства алмазов из дяхтярской толщи россыпи Нюрбинская (Сибирская платформа) // Вестник Воронежского университета. Геология. 2020. №-3. С.45-54.
- Кедрова Т.В., Богуш И.Н., Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д., Липашова А.Н., Афанасьев В.П. Россыпи алмазов Накынского кимберлитового поля // Геология и геофизика. 2022. Т.63. №-3. С.291-302.
- Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук.-ИГМ СО РАН.-Новосибирск. 1994. 25 с.
- 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.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2001. №-12. С.45-51.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Бюлл. МОИП. Отдел геолог., 20012. Т.76. №-1. С.45-53.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Об аномалии общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратиферу // Вестник Воронежского госуниверситета. Серия геология. 2003. №-2. С.57-68.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетически разнообразности 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.
- Лапин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В. Изотопный состав Sr- и Nd-кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады РАН. 2007. Т.414, №-1. С.78-82.
- 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.
- Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра. 2001. 198 с.
- Трухин В.И., Жилыева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М. МГУ. 1989. 165 с.

Харькив А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. М.: Недра. 1994. 143 с.
Rozen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V., Manakov A.V., Zinchuk N.N. Yakutian kimberlite position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // *Geologiya and Geofizika*. 2002. V.43. №-1. pp.3-26.

ABOUT SPECIFIC FEATURES OF HYPERGENE FORMATIONS OF KIMBERLITES BROUGHT TO ANCIENT SEDIMENTARY THICK LAYERS OF DIAMONDIFEROUS REGIONS

N. N. Zinchuk, M. N. Zinchuk

*West Yakut Scientific Center AS of the Republic of Sakha, Mirny
nnzinchuk@rambler.ru*

On the example of Mesozoic and Paleozoic 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 allothigenous material removal to sedimentation basins of the said period, the main of which were Middle-Late Triassic crusts of weathering on terrigenous-carbonate rocks, formations of trapean origin (dolerites, tuffs, tufogene thick layers) and kimberlites. The obtained features of the mineral composition of the weathering crust of various rocks are preferably used in paleogeographic reconstructions in diamond-bearing regions, in particular for determining the sources of terrigenous material.

Keywords: crusts of weathering, terrigenous-carbonate rocks, tuffs and tufogene formations, dolerites, kimberlites.

О МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ ПРОДУКТИВНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ

Большинство изученных кимберлитовых диатрем представляют собой многофазные трубки. Каждая магматическая фаза внедрения, сформированная внутри диатрем, сложена кимберлитом с характерным петрографическим и петрохимическим типом, обладающим рядом устойчивых, слабо изменяющихся с глубиной типоморфных признаков. Кимберлиты разных фаз внедрения в одной и той же диатреме различаются между собой как соотношением порфировых и кластических структурных элементов, так и содержанием индикаторных минералов. Проведенными исследованиями отмечены 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 кимберлитообразования. Кимберлитовые брекчии завершающих этапов формирования трубок являются более продуктивными, по сравнению с порфировыми кимберлитами ранних интрузивных фаз внедрения. Особенности происхождения и извержений кимберлитовых расплавов могли существенным образом влиять на преобразование первоначальной формы кристаллов алмазов, что вызвано их растворением (иногда до полного уничтожения) и коррозией. При оценке продуктивности кимберлитовых трубок необходимо учитывать реальные соотношения в диатремах интрузивных и взрывных процессов кимберлитообразования, которые меняются обычно во времени.

Ключевые слова: Кимберлитовые трубки, кимберлитообразование, алмазы и алмазоносность, интрузивные и взрывные процессы, типоморфизм минералов.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.55

Неравномерное распределение алмазов в кимберлитовых диатремах (Афанасьев и др., 1987, 2000а,б; Бардухинов, Зинчук, 2022; Василенко и др., 2019; Зинчук 1981, 1982, 1991, 1998, 2015а,б) существенно осложняет плановую отработку коренных месторождений. Выявление особенностей вертикальной изменчивости алмазоносности кимберлитовых пород до глубины их рентабельной отработки является одной из главных 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 эксплоразведочных 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 (Афанасьев и др., 1987, 1980, 2000; Зинчук 2018, 2019, 2020, 2021а,б,в, 2022). Наиболее детально вопросы изменения алмазоносности различных типов кимберлитов изучались на примере трубки 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 разведанную (до 1200 м) глубину. Кимберлитовая трубка Мир на поверхности имеет 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 трубки Мир образовались в результате трехфазного внедрения кимберлитового расплава (Зинчук 2022а,б,в,г). Кимберлитовые брекчии (КБ) первой фазы слагают большую часть северо-западной половины трубки. КБ второй фазы на уровне современного эрозионного среза локализованы в юго-восточной части трубки и инъецируют брекчии северо-западной половины диатремы. Кимберлитовые породы третьей фазы формируют на юго-востоке трубки вытянутое в северо-западном направлении дайковое тело размером 30 х 120 м. Контакты этого тела с вмещающими кимберлитовыми брекчиями секущие, в зоне контакта широко развита сульфидная минерализация. Трехфазность строения нижних горизонтов диатремы установлена (Зинчук 2022д, 2023а,б) 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»).

Ксенолиты осадочных пород составляют основной объем ксеногенного материала в кимберлитовых породах изученной части месторождения. Подсчет ксеногенного материала проводился на поверхности срезов штуфных образцов линейным способом с учетом отдельных

крупных ксенолитов, учитываемых при документации керна скважин. Так как размер ксенолитов колеблется от долей миллиметра до нескольких метров, приводимые средние содержания по разновидностям и в целом по изученной части месторождения характеризуют возможный нижний предел содержаний (Зинчук 2023в,г,д,е). Наиболее насыщены ксенолитами терригенно-осадочных пород нижнего палеозоя породы первой фазы внедрения (около 10% в среднем), но здесь не выявлены крупные ксенолиты (размером в несколько метров). Крайне неравномерно ксенолиты осадочных пород распределены в автолитовой и микролитовой кимберлитовой брекчии. Встречаются участки с незначительным содержанием ксенолитов и участки, насыщенные ксенолитами самых разнообразных размеров – от первых сантиметров до нескольких метров (скважины 54Д, 60Д, 655, 68, 70 и др.). Подобные участки отмечаются в основном в приконтактных частях на северо-западе месторождения (Зинчук 2023ж; 2024а,б,в). Среди ксенолитов присутствуют практически все разновидности известково-магнезиальных пород нижнепалеозойской вмещающей кимберлиты толщи (известняки доломитовые, доломитистые, глинистые, песчанистые; доломиты известковые, известковистые, глинистые и др.). Наиболее крупные ксенолиты (размеров в несколько метров и более) наблюдаются на уровне своих стратиграфических подразделений во вмещающих диатрему пород. Большинство мелких ксенолитов окружено серпентин-карбонатной каймой, толщина которой в приконтактных частях трубки обычно увеличивается (Зинчук 2024г; 2025а,б; Зинчук, Афанасьев, 1998). Отмеченные особенности распределения в кимберлитах ксенолитов карбонатных пород существенно влияют на химический состав пород диатремы (рис.1). По изученным разрезам суммарная концентрация CaO , MgO и CO_2 варьирует от 25 до 53%. Резкое увеличение в кимберлитах по сравнению с вмещающими породами концентрации MgO вызвано не только значительными переменах количества доломита, но и преобладанием серпентина в основной массе пород. Последнее подчеркивается и повышенными концентрациями SiO_2 и H_2O (рис.1). Часть кремнезема связана с постоянным присутствием в породах тонкодисперсных выделений кварца, главным источником которого также являются вмещающие трубку терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Изменение фоновых содержаний Al_2O_3 , Fe_2O_3 и FeO обусловлено в основном обогащением отдельных участков и горизонтов некоторыми минералами-новообразованиями (гётитом, апатитом, пироауритом и др.).

Установлено (Зинчук, Бардухинов, 2021, 2022а,б), что алмазность пород, слагающих трубку, в плане и по вертикали зависит от

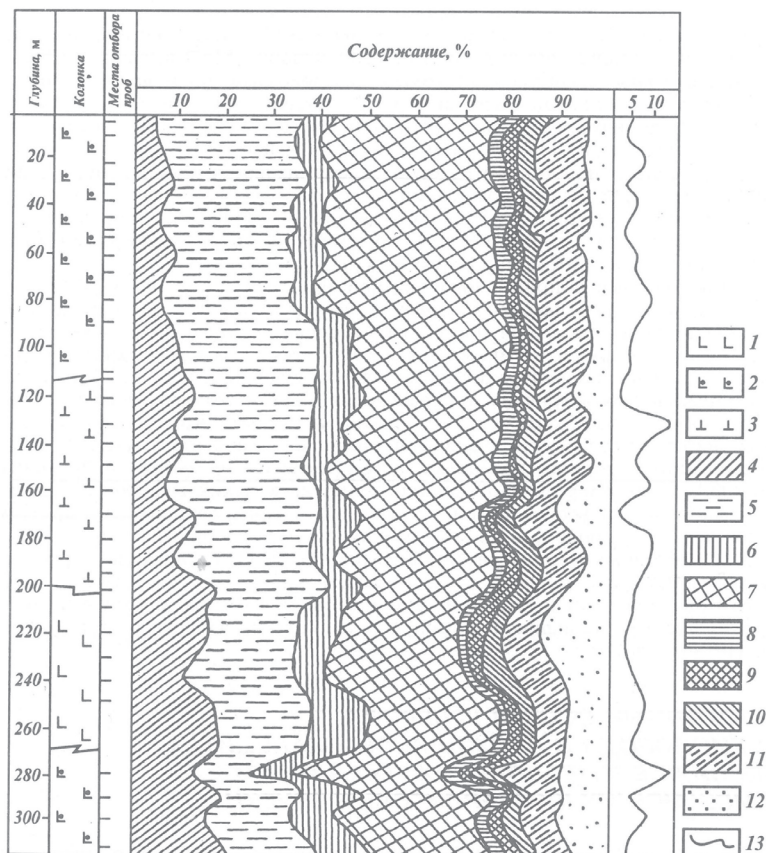


Рис. 1. Распределение основных петрогенных компонентов в кимберлитах трубки Мир, вскрытых скв.56:

1 – кимберлиты с массивной текстурой цемента; 2-3 – автолитовая (2) и крупнопорфировая (3) кимберлитовая брекчия; 4 – CaO; 5 – MgO; 6 – CO₂; 7 – SiO₂; 8 – Al₂O₃; 9 – Fe₂O₃; 10 – FeO; 11 – H₂O; 12 – остальные компоненты; 13 – ксенолиты осадочных пород.

закономерностей распределения кимберлитов разных фаз внедрения в объеме рудного тела. Отмечено, что атакситовая и крупнопорфировая разновидности характеризуются минимальной, а автолитовые кимберлитовые брекчии (АКБ) максимальной алмазонасностью. Существенное влияние на различие в алмазонасности (рис.2) оказывает присутствие кристаллов средних и крупных классов (Зинчук, Бардухинов, 2022в, 2024; Зинчук, Борис, 1981). По гранулометрическому составу и



Рис.2. Алмазы из кимберлитов трубки Мир (Малоботуобинский алмазоносный район)

морфологическим особенностям алмазов, окраске и степени дефектности кристаллов на глубоких горизонтах месторождения выделено (Зинчук, Герасимчук, 2006) два участка на северо-западе и юго-востоке трубки. 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 (Зинчук, Зинчук, 2018, 2019, 2020), 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 трубки терригенно-карбонатных пород и влиянием на кимберлиты пневматолитово-гидротермальных растворов (Зинчук,

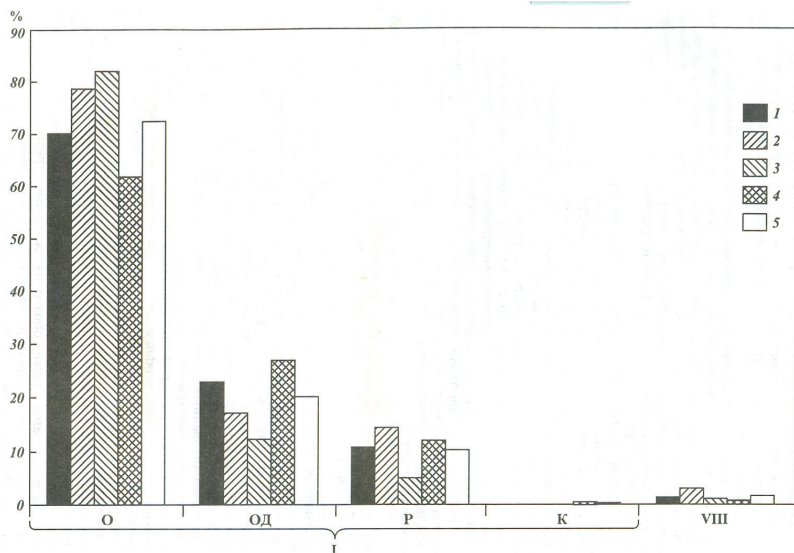
Зинчук, 2021). Породы этой зоны в диатремах наиболее интенсивно карбонатизированы и насыщены (достигая до 60 % объема) ксенолитами терригенно-карбонатных пород. Довольно интересной является также зона кимберлитовых пород, разделяющая породы первой и второй фаз внедрения. Она имеет ширину до нескольких десятков метров и характеризуется высокими концентрациями рифов вмещающих пород, размеры которых достигают иногда нескольких десятков метров, совпадая с пережимом диатремы, 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 (Зинчук, Зинчук, 2022). 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 (Зинчук, Зинчук, 2020, 2023а,б, 2024, 2025).

Для внутритрубочных даек характерна различная степень серпентинизированности кимберлитов 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. Для кимберлитов даечного комплекса, в отличие от вмещающих их КБ, не характерны ксенолиты осадочных пород, конвергентных включений, а также крупные выделения первичных минералов. Изучены внутритрубочные дайки по керну разведочных скважин в интервалах глубин 1004,7-1005,2 и 1258 м (Зинчук, Коптиль, 2020, 2023; Кедрова и др., 2022; Коптиль, 1994) ширина их достигает несколько десятков сантиметров. Кимберлит даек представляет собой мелкопорфировую породу

темно-серого цвета, сложенную псевдоморфозами по оливину и многочисленными чешуйками и пластинчатыми кристаллами флогопита светло-коричневого цвета. Основная масса таких пород состоит из агрегатов серпентина и кальцита. При разведке глубоких горизонтов трубки были вскрыты и другие дайковые тела кимберлитов, представленные темно-серыми плотными породами с афировой структурой, практически без порфириковых выделений оливина или псевдоморфоз по нему.

На северо-восток от трубки Мир расположена кимберлитовая трубка Спутник (рис.1), имеющая в плане размеры 140 x 90 м, овальную форму с вытянутой в северо-западном направлении длинной осью. Диатрема на уровне современного среза находится в отложениях нижнего ордовика (мощностью до 280 м). Глубже этих глубин трубку окружают породы кембрийского возраста. Трубка на глубинах 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. Такие дайки под трапповым силлом объединяются в более мощную дайку – подводящий канал северо-западной ориентировки. В целом для трубки характерно повышенное содержание ксенолитов вмещающих пород и траппов. Среди магматических пород трубки выделяется несколько разновидностей. Кимберлитовые породы верхних горизонтов диатремы (до 25 м) наиболее изменены и на контакте с вмещающими породами они превращены в буровато-желтоватую глинисто-карбонатную массу. Ниже зоны гипергенного преобразования пород залегают КБ серого и грязно-серого цвета. При разработке диатрем, около трубок Мир и Спутник во вмещающих породах вскрыты три кимберлитовые дайки. Южная дайка прослежена на юго-восток от трубки Мир на расстоянии до 200 м. Центральная дайка, вскрытая между обеими трубками, как бы соединяет их. На расстояние 300 м к северо-западу от трубки Спутник от контакта простирается дайка Северная. Мощность этих даек колеблется от 10 до 30 см. Отмечена особенность расщепления основного тела каждой дайки на несколько более тонких прожилков мощностью от 1 до 10 см. Прожилки кимберлитов во вмещающих породах либо выклиниваются, либо снова соединяются с главным телом. Взаимоотношение даек с трубками позволяет относить их к дотрубочным образованиям, сформировавшимся в начальную стадию развития диатрем (Котельников, Зинчук, 1997, 2021а,б). Установлено отличие кимберлитовых пород даек от кимберлитов трубок Мир и Спутник высоким содержанием карбонатного материала, повышенной ролью пиропы и пикроильменита, а также титана и фосфата. Дайковые тела кимберлитов сложной морфологии отмечены под пластовым телом долеритов на глубине около 500 м.

Отмечено различие дайкового кимберлита верхних и глубоких горизонтов, выражающиеся, прежде всего, в увеличении степени карбонатизации более нижних их частей. 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 трубки Спутник, протягиваясь на десятки метров севернее последней (Котельников и др, 2006; Савко и др, 2023; Серокуров 2021).



минералов переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрическому габитуса и ламинарных ромбододекаэдров. Доминируют 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 %) разновидности минерала. Доля сростков нередко достигает до 18 %, а шпинелевых двойников – до 10 %. Большое 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. Во многом это связано с высоким содержанием примесного азота в форме А-центра и распределением центров фотолюминесценции, приводящее к дополнительным напряжениям в структуре алмаза при добыче и обогащении полезного компонента. А-центр является основным оптически-активным дефектом в алмазах и на его долю приходится около 75 % общего содержания А- и В1-дефектов (рис. 4).

Трубки Мир и Спутник, дайки и силлоподобное тело представляют собой единую взаимосвязанную рудную систему, что позволило нам (Rosen et al., 2002; Serov et al., 2001; Vasilenko et al., 2002) 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 при изучении алмазов уделено нами кристаллам октаэдрического габитуса, их сросткам, двойникам и агрегатам, поскольку кубические и ромбододекаэдрические формы наблюдались редко и не отражали специфику выделяемых разновидностей КБ. При этом 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). Для кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир КБ второй фазы внедрения составляют более 80 % объема тела, тогда как аналогичные породы начальной фазы отмечаются только на отдельных участках (Зинчук, 2022д). Отмеченное различие в алмазоносности КБ двух фаз внедрения можно объяснить разубоживанием кимберлитов первой фазы в результате насыщения их ксенолитами пород осадочного чехла и меньшей скоростью подъема и глубиной зарождения первых порций кимберлитовой магмы. Однако в целом алмазоносность каждого конкретного типа

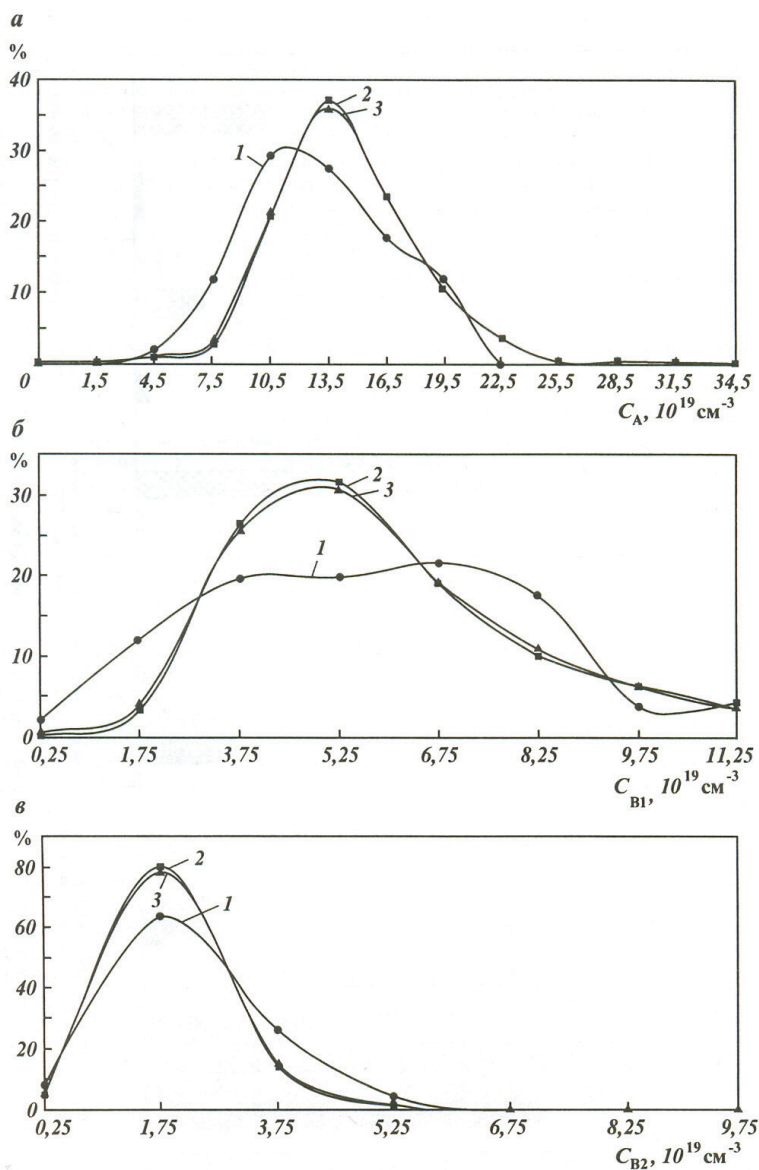


Рис.4. Распределение алмазов трубки Мир по концентрации C примесей:
 а – А-центра, б – V1-дефекта, в – V2-дефекта; 1 – 2 – алмазы классов -8 + 4 мм и -4 + 2 мм соответственно; 3 – среднее.

кимберлитовых пород колеблется в широких пределах (Зинчук, 1982; Зинчук, 2023а). 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. 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 (Зинчук, 2023б,в,г).

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 плоскогранных октаэдров с острыми, иногда слегка округленными ребрами, названными кристаллами мирнинского типа. Из морфологических типов кристаллов преобладают (Зинчук, 2015) тонколаминарные октаэдры со сноповидной и занозистой штриховками, превалирующие над груболаминарными камнями с полицентрически 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 ромбододекаэдры и кристаллы переходной формы, однако основная масса – алмазы октаэдрического габитуса и их осколки. Для алмазов этой небольшой

трубки характерно повышенное (до 19 %) содержание твердых включений эклогитовой ассоциации, что обычно свойственно более ранней и менее глубинной фазе кимберлитового магматизма (Зинчук, 1982, 2021б, 2023а,б,в,г,д). 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 (Афанасьев и др., 1980; Зинчук, 2021г). 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).

В различных древних платформах мира, на основании сравнения геологического строения и минералого-петрографического состава кимберлитов, отмечено, что в каждом алмазодонном районе обычно находится крупное многофазное месторождение и намного больше более простых по строению диатрем. В пределах Мирнинского кимберлитового поля МБАР, наряду с многофазной трубкой Мир, отмечены более простые по строению диатремы (Интернациональная, имени XXIII съезда КПСС, Дачная, Таёжная 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 правом берегу 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, вытянутого на северо-запад. В среднепалеозойское и мезозойское время около 470 м верхней части диатремы было уничтожено в результате длительной эрозии (Бардухинов, Зинчук, 2022; Василенко и др., Зинчук, 1981, 1982, 2020, 2021а,б). От раструба сохранилась нижняя 120-метровая его часть. Далее на глубину остатки раструба переходят в цилиндрический канал с почти вертикальными контактами. До глубины примерно 1000 м размеры трубки 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 установлена слабо выраженная элювиальная кора выветривания (КВ) с содержанием в глинистой массе обломков обохренных пород, что подчеркивает избирательный характер гипергенного изменения элювиальных образований диатремы (Зинчук, 2021в,г, 2022а,б). В таких профилях псевдоморфозы серпентина и кальцита по оливину, редкие зерна индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) сцементированы карбонат-серпентиновым агрегатом. 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 приконтактной зоне (особенно на участках пологого залегания контактов). Характерной особенностью верхних горизонтов диатремы (до глубины примерно 370 м) является относительно высокое содержание примеси терригенного материала вмещающих пород. Последний представлен песчанистой, алевроитовой 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 алмазонасности (Зинчук, 2015, 2023б). Значительный объем кимберлитовых пород на глубоких горизонтах приходится на КБ, 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 Мирнинского поля, 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 алмазонасны.

Алмазы трубки Интернациональная (рис.5) являются характерными для группы коренных месторождений с промышленной

алмазонасностью МБАР и в целом близки к алмазам трубки Мир (рис.2). Среди них резко (до 71 %) преобладают кристаллы октаэдрического габитуса 1 разновидности по Ю.Л.Орлову, реже переходного от октаэдрического к ромбододекаэдрического габитуса (23%) при ничтожном (меньше 1 %) содержании ламинарных ромбододекаэдров (рис.5). Типичные округлые алмазы уральского (бразильского) типа, являющиеся отрицательным фактором алмазонасности кимберлитов, встречаются 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 (Зинчук, 2018). Типоморфной особенностью алмазов трубки Интернациональная является сравнительно высокое (до 16 %) содержание плоскогранных 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



Рис.5. Алмазы из кимберлитов трубки Интернациональная (Малоботубинский алмазонасный район).

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 (Зинчук, 2021в, 2023е,ж, 2024а,б,в). Концентрация в алмазах примесного азота в форме А-центра является высокой и распределение его характеризуется (рис.6) одномодальной кривой с максимумом в области $(15-18) \cdot 10^{19} \text{ см}^{-3}$. 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 – $3,4 \text{ см}^{-1}$. Отмечена связь концентрации азота с крупностью кристаллов. В целом типоморфными особенностями алмазов трубки Интернациональная являются: резкое преобладание кристаллов октаэдрического габитуса 1 разновидности при высоком содержании плоскогранных остросереберных 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.

Проведено сопоставление имеющихся материалов по алмазности 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 (Зинчук, 1981, 2023г) 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 алмазностью, 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 Нюрбинская.

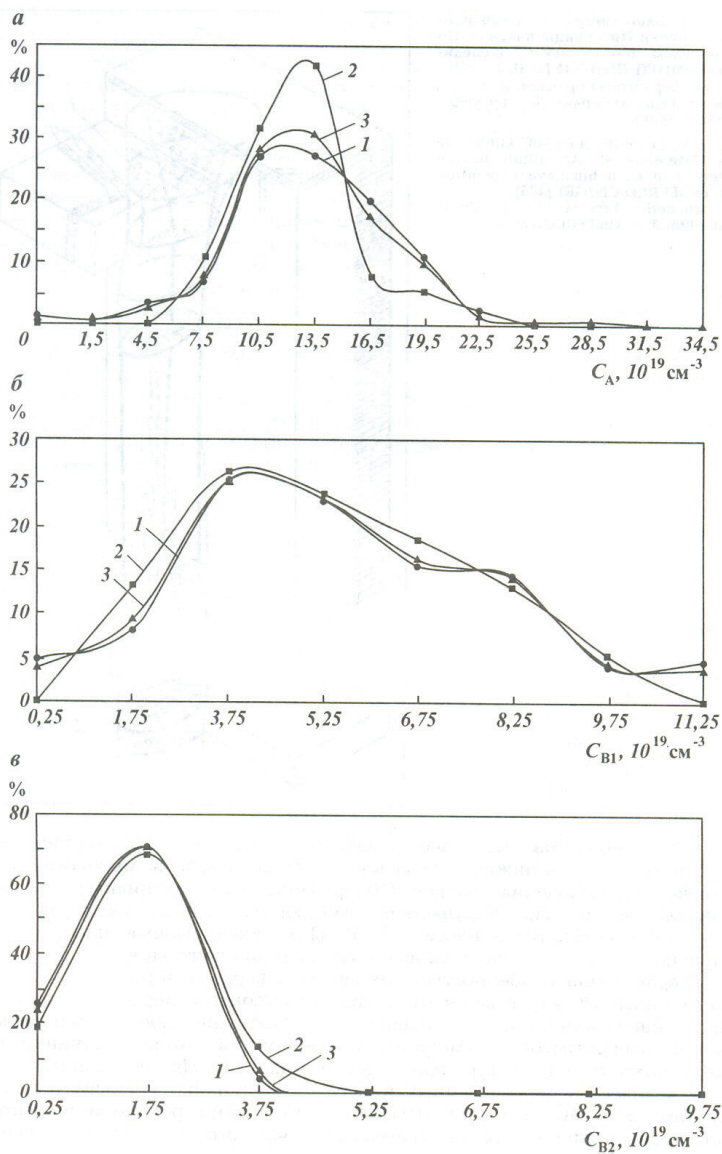


Рис.6. Распределение алмазов трубки Интернациональная по концентрации C примесей.

а – А-центра, б – V1-дефекта, в – V2-дефекта; 1-2 – алмазы классов -4+2 мм и -8+4 мм; 3 – среднее.

Превалирует мнение, что последние фазы внедрения кимберлитов у многофазных трубках более алмазоносны. Используя методы математической статистики, определено (Зинчук, 2017, 2019, 2020), 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.

Для кимберлитов трубок сложного внутреннего строения характерны алмазы различной крупности, габитуса и свойств (Афанасев и др, 1980; Зинчук, 1982). Обычно ранние фазы внедрения кимберлитов трубки 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 шагреньевым рельефом) свидетельствуют о пластической деформации алмаза. Исследуя типоморфные особенности алмазов трубок с промышленной алмазоносностью (Удачная, Сытыканская, Юбилейная, Комсомольская и др.), установлено (Зинчук, 1991, 1998, 2015, 2023г), 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 округлых алмазов. Образование додекаэдрических поверхностей исследователи связывают с условиями растворения при повышенных температурах. Результаты экспериментов по искусственному получению алмаза (Зинчук, 2018) 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 (Зинчук, 1982) в распространении кристаллов с разным типом их внутреннего строения в кимберлитах разных фаз внедрения Накынского поля (трубки Ботуобинская и Нюрбинская). Установлено, что среди алмазов из АКБ повышено 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.

Нами рассмотрены особенности 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 (Зинчук, 2024г, 2025а,б; Зинчук, Афанасьев, 1998). Линейный корреляционный анализ содержаний алмазов и доминирующих оксидов из кимберлитов трубок Мир и Интернациональная (МБАР), Сытыканская, 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 (Афанасьев и др., 2000) 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 (Зинчук, Бардухинов, 2021, 2022а,б). 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 (Зинчук, Бардухинов, 2024; Зинчук, Борис, 1981; Зинчук. Герасимчук 2006).

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 подъема и характером продвижения кимберлитовой магмы в процессе разных этапов кимберлиитообразования. 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 алмазонасности 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 кимберлитообразования, которые меняются во времени. Изложенные материалы позволяют предполагать, чем большие объёмы трубок будут сложены ПК интрузивных фаз внедрения, тем ниже будет их алмазонасность, 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 порообразующих минералов, характер вторичной минерализации и насыщенности алмазами.

Библиографический список

- 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.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Минералогия древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1987. №-1. С.90-96.
- Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Харьков А.Д., Соколов В.Н. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород // Минералогия зоны гипергенеза.-М.:ИГЕМ АН СССР.-1980.-С.45-54.
- Афанасьев В.П., Похиленко 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 алмазонасных площадей в связи с проблемой «ложных» индикаторов кимберлитов // Геология и геофизика. 2000. Т.41. №-12. С.1729-1741.
- 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.
- Василенко В.Б., Кузнецова Л.Г., Зинчук Н.Н. Петрохимическая фактография кимберлитовой провинции Восточной Сибири. Новосибирск: Параллель. 2019. 754 с.
- Зинчук Н.Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. №-8. С.22-29.

- Зинчук Н.Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии // Геология и геофизика. 1982. №-8. С.81-90.
- Зинчук Н.Н. Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1991. №-7. С.58-66.
- Зинчук Н.Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород // Геология и геофизика. 1998. Т.39. №-12. С.1704-1715.
- Зинчук Н.Н. Особенности гипергенного изменения кимберлитов и проблема поисков коренных месторождений алмазов. Статья 1. Коры выветривания на кимберлитах Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Бюллетень МОИП. Отдел. геолог., 2015. Т.90. Вып.5. С.28-40.
- Зинчук Н.Н. Особенности гипергенного изменения кимберлитов и проблема поисков коренных месторождений алмазов. Статья 2. Коры выветривания на кимберлитах Африканской платформы // Бюллетень МОИП. Отдел. геолог., 2015. Т.90. Вып.6. С.58-70.
- Зинчук Н.Н. Особенности минералов слюд в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2018. №-2. С.29-39.
- Зинчук Н.Н. Особенности терригенного материала в древних алмазоносных толщах // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского.-Вып.22.-Пермь: ПГНУ.-2019.-С.191-207.
- Зинчук Н.Н. Специфические особенности элювия различных пород // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского.-Вып.23.-Пермь: ПГНУ.-2020.-С.187-205.
- Зинчук Н.Н. Типоморфные свойства индикаторных минералов кимберлитов и их использование при прогнозировании месторождений алмаза на Сибирской платформе // Отечественная геология. 2021а. №-2. С.41-56.
- Зинчук Н.Н. Докембрийские источники алмазов в россыях фанерозоя // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2021б. №-3. С.50-61.
- Зинчук Н.Н. Геологические исследования при поисках алмазных месторождений // Вестник Воронежского университета. Геология. 2021в. №-4. С.35-52.
- Зинчук Н.Н. О влиянии кимберлитового магматизма на литолого-минералогические особенности древних осадочных алмазоносных толщ // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского.-Вып.24.-Пермь: ПГНУ.-2021г.-С.36-53.
- Зинчук Н.Н. Роль петролого-минералогических и геохимических исследований в оценке потенциальной алмазоносности кимберлитов // Отечественная геология. 2022а. №-1. С.36-47.
- Зинчук Н.Н. Кремнистые минералы в кимберлитах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2022б. №-4. С.38-52.
- Зинчук Н.Н. Особенности петрографического изучения кимберлитовых пород // Отечественная геология. 2022в. №-4. С.34-49.
- Зинчук Н.Н. Коры выветривания и их роль в формировании посткимберлитовых осадочных толщ // Руды и металлы. 2022г. №-2. С.100-120.
- Зинчук Н.Н. О древних алмазах в россыях // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского.-Вып.25.-Пермь: ПГНУ.-2022д.-С.68-84.
- Зинчук Н.Н. О специфике глинистых минералов в осадочных формациях // Вестник Пермского университета. Геология. 2022е. №-1. С.10-23.
- Зинчук Н.Н. О геохимических особенностях разновозрастных образований алмазоперспективных территорий // Отечественная геология. 2023а. №-1. С.42-55.
- Зинчук Н.Н. Литолого-стратиграфические исследования при алмазопроисловых работах // Вестник СВФУ. Науки о Земле. 2023б. №-1 (29). С.5-28.

- Зинчук Н.Н. Особенности гидротермального и гипергенного изменения слюдитых кимберлитов // Вестник Пермского университета. Геология. 2023в. Т.22. №-1. С.32-50.
- Зинчук Н.Н. Об особенностях флюидных и гидротермальных включений в некоторых минералах кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. -Вып.26.-Пермь: ПГНУ.-2023г.-С.45-64.
- Зинчук Н.Н. Особенности сульфидов в кимберлитовых породах // Вестник Воронежского университета. Геология. 2023д. №-4. С.47-62.
- Зинчук Н.Н. Особенности кальцита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского университета. Геология. 2023е. №-2. С.28-43.
- Зинчук Н.Н. Особенности распространения и генезиса некоторых карбонатных минералов в кимберлитовых породах (на примере Сибирской платформы) // Отечественная геология. 2023ж. №-6. С.62-77.
- Зинчук Н.Н. Геолого-тектоническое строение и особенности развития Сибирской платформы в связи с алмазописковыми работами // Отечественная геология. -2024а.-№-3. С.43-72.
- Зинчук Н.Н. О некоторых особенностях региональной поисковой алмазной минералогии // Вестник Пермского госуниверситета. Геология.- 2024б.-Т.23.-№-2.-С.152-172.
- Зинчук Н.Н. Особенности магнетита из кимберлитовых пород // Вестник Воронежского университета.Геология.-2024в.-№-3.-С.32-47.
- Зинчук Н.Н. Об особенностях некоторых индикаторных минералов кимберлитовых пород // Вестник Пермского госуниверситета.Геология.-2024г.-Т.23.-№-4.-С.352-376.
- Зинчук Н.Н. Особенности состава основной массы кимберлитов // Отечественная геология.-2025а.-№-1. С.79-103.
- Зинчук Н.Н. Особенности боратов в кимберлитовых породах // Вестник Воронежского ун-та. Геология.-2025б.-№-1.-С.70-78.
- Зинчук Н.Н., Афанасьев В.П. Генетические типы и основные закономерности формирования алмазоносных россыпей // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1998. №-2. С.66-71.
- 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.
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Алмазы из низкопродуктивных кимберлитов // Руды и металлы. 2022а. №-1. С.77-93.
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. О специфике докембрийских источников алмазов в россыпях // Вестник Пермского ун-та. Геология. 2022б. Том 21. №-2. С.149-166.
- Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д. Алмазы из полупромышленных кимберлитов // Вестник Воронежского ун-та. Геология. 2022в. №-2. С.32-45.
- 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.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 1981. №-8. С.22-29.
- Зинчук Н.Н., Герасимчук А.В. Научно-методическое обеспечение прогноза и поисков алмазных месторождений на современном этапе // Руды и металлы.-2006.-№-4.-С.5-12.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О специфике и продуктивности обогащенных слюдами кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып. 21. Пермь: ПГНУ. 2018. С.290-305.

- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Глинистые минералы в решении алмазопроисловых работ // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Вып.22. Пермь: ПГНУ. 2019. С.110-127.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О литолого-минералогических особенностях древних алмазосных толщ // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.23. Пермь: ПГНУ. 2020. С.206-223.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Сравнительные особенности продуктов выветривания различных пород // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.24. Пермь: ПГНУ. 2021. С.54-78.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. О специфике и продуктивности обогащенных слюдами кимберлитов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. Вып.25.-Пермь: ПГНУ. 2022. С.85-100.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Основные поставщики аллотигенных минералов при формировании древних алмазосных толщ // Сб.: Геммология. Материалы юбилейной 10-й научной конференции. Томск: Томский ЦНТИ. 2023а. С.24-38.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н.О специфике термобарических факторов оруденения // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского.-Вып.26.-Пермь: ПГНУ.2023б.-С.65-86.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Типоморфные особенности продуктов выветривания различных пород в связи с алмазопроисловыми работами // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н.Чирвинского. Вып.27. Пермь: ПГНУ. 2024. С.8-31.
- Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. Геолого-петрофизические и минералого-петрографические исследования кимберлитовых пород // Известия КНЦ УрО РАН. Науки о Земле.-2025.-№-3.-С.5-26.
- Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Особенности алмазов из древних осадочных толщ на площадях влияния кристаллических массивов.-2020.-№-3.-С.75-88.
- 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.
- Кедрова Т.В., Богуш И.Н., Зинчук Н.Н., Бардухинов Л.Д., Липашова А.Н., Афанасьев В.П.Россыпи алмазов Накынского кимберлитового поля // Геология и геофизика. 2022. Т.63. №-3. С.291-302.
- Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой прогнозирования и поисков алмазных месторождений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геол.-минерал. наук.-ИГМ СО РАН. Новосибирск. 1994. 25 с.
- 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.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского госуниверситета. Геология. 2001а. №-12. С.45-51.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н. Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. 2001б. №-12. С.45-51.
- 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.
- Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н., Кузьмин В.А. Морфогенетическиразновидности каолинита в корах выветривания и осадочном чехле земной коры. Статья 1.

- Механизм образования каолинита в корях выветривания различных петрохимических типов пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2006. №-5. С.19-25.*
- Савко А.Д., Зинчук Н.Н., Шевырёв Л.Т., Ильяш В.В., Афанасьев Н.С. Алмазонасность Воронежской антеклизы. Труды НИИГ Воронежского ун-та. 2003. Т.17. 121 с.*
- Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозировании и поисках месторождений алмазов. М.: Недра. 2001. 198 с.*
- Толстов А.В., Зинчук Н.Н. Вклад Алмазной лаборатории ЦНИГРИ в научную кладовую Якутии // Руды и металлы. 2022. №-2. С.25-35.*
- Трухин В.И., Жилева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траптов. М. МГУ. 1989. 165 с.*
- Харьков А.Д., Зинчук Н.Н. Атлас-определитель пород и руд месторождений алмазов кимберлитового типа. М.: Недра. 1994. 143 с.*
- Rosen O.M., Serenko V.P., Spetsius Z.V., Manakov A.V., Zinchuk N.N. Yakutian kimberlite position in the Siberian craton and composition of the upper and lower crust // Geologiya and Geofizika. 2002. V.43. №-1. pp.3-26.*
- Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya. Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. 2001. T.9. №-6. pp.576-588.*
- Vasilenko V.B., Kuznetsova L.G., Volkova N.I., Zinchuk N.N., Krasavchikov V.O. Diamond potential estimation based on Kimberlite major element chemistry // Journal of Geochemical Exploration. 2002. T.76. №-2. pp.93-112.*

MATERIAL-PETROLOGICAL ASPECTS OF KIMBERLITE PRODUCTIVITY

N.N. Zinchuk

*West Yakut Scientific Center AS of the Republic of Sakha, Mirny
nnzinchuk@rambler.ru*

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. Kimberlites of different intrusion phases in the same diatreme differentiate by both correlation of porphyritic and clastic structural elements and content of indicator minerals. 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. Specific features of origin and eruptions of kimberlite melts could sufficiently impact transformation of initial diamond crystals shape, which is cause by their dissolution (sometimes to complete destruction) and corrosion. 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, kimberlite-formation, diamondiferousness, diamonds, intrusive processes, explosive processes, typomorphism of minerals.

УДК 553.2

Р.Г. Ибламинов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

ИСТОЧНИКИ И ОСАДИТЕЛИ ХРОМА НА ПЕРМСКИХ РАВНИНАХ

Рассмотрены источники хрома в составе гипербазитов Урала и его осадители на Пермских равнинах в поздней перми в виде волконскоита.

Ключевые слова: хромитинелиды, Урал, геохимия, среда миграции и осаждения, литогенный волконскоит.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.79

Источники хрома, мигрирующего в составе водных растворов по Предуральским равнинам в конце пермской эпохи весьма разнообразны. Прежде всего, это ультраосновные магматические горные породы (рис. 1), в которых среднее содержание хрома (0,3 %) превышает кларковое для земной коры ($3,5 \times 10^{-3}$ %) (Ярошевский, 1990, 2010) в 86 раз. Поэтому мы называем хром *гипербазитофильным элементом* (Ибламинов, 2021).

Хром в Периодической системе находится в побочной подгруппе VI группы вместе с молибденом и вольфрамом, что указывает на его шестивалентность. В горизонтальной строке 4-го периода он входит в состав семейства железа.

Атом хрома на наружном 4-м слое имеет 1 электрон, а на втором снаружи 3-м слое 5 электронов: $3d^5 4s^1$. Наличие одного электрона на

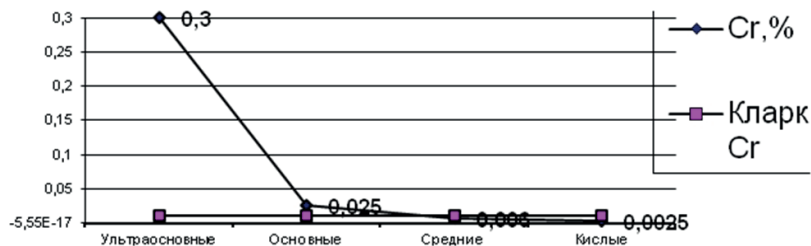


Рис. 1. Распределение средних содержаний хрома по отрядам магматических горных пород, мас. %

внешнем слое отличает хром от остальных элементов семейства железа, у которых на внешнем слое присутствуют по два s-электрона. Благодаря этому его максимальная валентность может быть равна VI, но он чаще имеет валентность III и редко в сильно восстановительных условиях II. По характеру заполнения электронной оболочки хром принадлежит к d-элементам и тем самым к семейству железа, с химическими элементами которого он часто образует геохимические ассоциации.

По величине радиусов ионы хрома (нм) уменьшаются с увеличением валентности Cr^{2+} (0,083), Cr^{3+} (0,064), Cr^{6+} (0,035). Радиус наиболее распространённого в природе иона Cr^{3+} сходен с радиусами ионов Fe^{3+} (0,067), Mn^{3+} (0,070), Co^{3+} (0,064) и практически одинаков радиусу иона Al^{3+} (0,067). Это кристаллохимически благоприятствует совместному нахождению названных элементов в составе хромовой шпинели. Радиус Cr^{6+} близок радиусу Si^{4+} (0,039) и P^{5+} (0,035).

В магматическом процессе в первичном базальте, выплавившемся из пиrolита (по А Рингвуду – пироксен-оливиновая порода), содержание хрома на порядок ниже, чем в гипербазитах. При дифференциации базальтовой магмы хром рассеивается, его содержание в средних породах уменьшается ещё на порядок и в кислых становится минимальным. Таким образом, в магматическом процессе хром концентрируется только в деплетированном пиrolите, т.е. в гипербазитах, где его содержание в 1,2 раза выше, чем в мантии.

В платформенных рифтовых обстановках в процессе дифференциации мантийного материала хром накапливается в наиболее высокотемпературных дифференциатах среди дунитов, гарцбургитов и ортопироксенитов – пород гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формации. Формируются стратифицированные плутоны гипербазитов с пластообразными телами хромовых руд.

В Уральской складчатой системе ранние концентрации хрома возникли в Протоуральской мегазоне в условиях рифтово-интраокеанического тектонического режима в позднем протерозое Кваркушко-Каменногорской структурно-формационной зоны (Ибламинов, 2023). Они связаны с Сарановским габбро-анортозит-дунит-гарцбургитовым комплексом вышеназванной формации. Сформировался достаточно мощный расслоенный комплекс, который позже подвергся интенсивным дислокациям. В настоящее время он занимает площадь примерно 100×40 км (рис. 2).

В зону гипергенеза комплекс вместе с хромшпинелидами был введен в раннем венде. Обломки хромититов найдены в породах танинской (вильвинской) свиты раннего венда С.Б. Сусловым. В это время

господствовала механическая миграция материала в условиях прибрежно-континентальной терригенной тиллитовидной формации эмерсивно-трансгрессивной обстановки при ледовом типе литогенеза. Мощность терригенной формации в настоящее время составляет 560 м.

Позже в *магматическом процессе* участвовала Палеоуральская мегазона первоначально в условиях спрединговой обстановки Уральского палеоокеана в начале каледонского цикла. В результате плавления океанической коры хром накапливался в высокотемпературном остатке (рестите). Из реститового расплава формировались альпинотипные гипербазиты, в состав которых входили подформные тела хромшпинелидов, размер которых определялся размерами тел гипербазитов (Ибламинов, 2024).

Гипергенными признаками размыва гипербазитов в ордовике служат аномальные содержания хрома в фаунистически охарактеризованных известковистых песчаниках хапхарской свиты нижнего-среднего ордовика (O_{1-2}). Известковистые песчаники содержат реликты разрушающихся хромшпинелидов и фуксит – хромсодержащий мусковит (определения И.Б. Попова). Описанные породы располагаются в Центрально-Уральской зоне Северного Урала в долине р. Мойва. Они принадлежат базальной терригенно-вулканогенной формации, мощность которой достигает 350 м. Породы формировались в трансгрессивной обстановке в условиях гумидного вулканогенного типа литогенеза.

Аналогичные аномалии хрома в ордовикских породах тельпоской свиты (аналоге хапхарской) описаны севернее на Полярном Урале.

Магматический процесс хромообразования продолжился во время девонского спрединга, который происходил на Восточном Урале, и по своей интенсивности превосходил ордовикский. К нему добавился задуговой островодужный спрединг, протекавший в период каменноугольной субдукции.

Таким образом, можно предполагать, что в пределах Уральской системы гипербазиты вместе с рудными телами, как возможные источники экзогенного хрома, формировались первоначально в рифтогенной обстановке протерозоя, затем в спрединговых обстановках ордовика и девона и задуговых – карбона. В условиях коллизии особенно в сутурных зонах они подвергались эрозии и разрушались. Их современное положение иллюстрирует рис. 3.

Палеозойское осадконакопление на Западном Урале, начавшееся в ордовике, прерывалось в девоне и нижнем карбоне. На континенте в будущем Предуралье в палеозое седиментогенез начался с конца нижнего девона и происходил преимущественно в морских условиях,

прерываясь визейским угленакоплением. В конце пермского времени в связи с коллизией окончательно закрывается Уральский палеоокеан. Формируется суперконтинент Пангея (рис. 4). Территория Прикамья оказывается в аридной зоне (между 20 и 40° с.ш.).

В результате территория Пермского края оказалась самой засушливой, расположенной в области распространения аридных красноцветов, гипсов, солей и палеотемператур, оцениваемых в 20–26° (Scotese, 2018). Создались физико-химические условия для водной миграции и осаждения химических элементов, трудно мигрирующих в других обстановках. Их особенность заключалась в сильной обводненности и соответственно залесённости территории (Халезов, 2019).

Последовательно вверх по разрезу и в направлении с востока от Урала на запад на Русскую плиту формируются следующие осадочные формации и связанные с ними концентрации элементов.

1. Кунгурско-соликамская галогенная формация с накоплением карбонатов Ca, Mg, сульфатов Ca, хлоридов Na, K, Mg, Rb.

2. Шешминско-казанская лагунно-континентальная формация, в

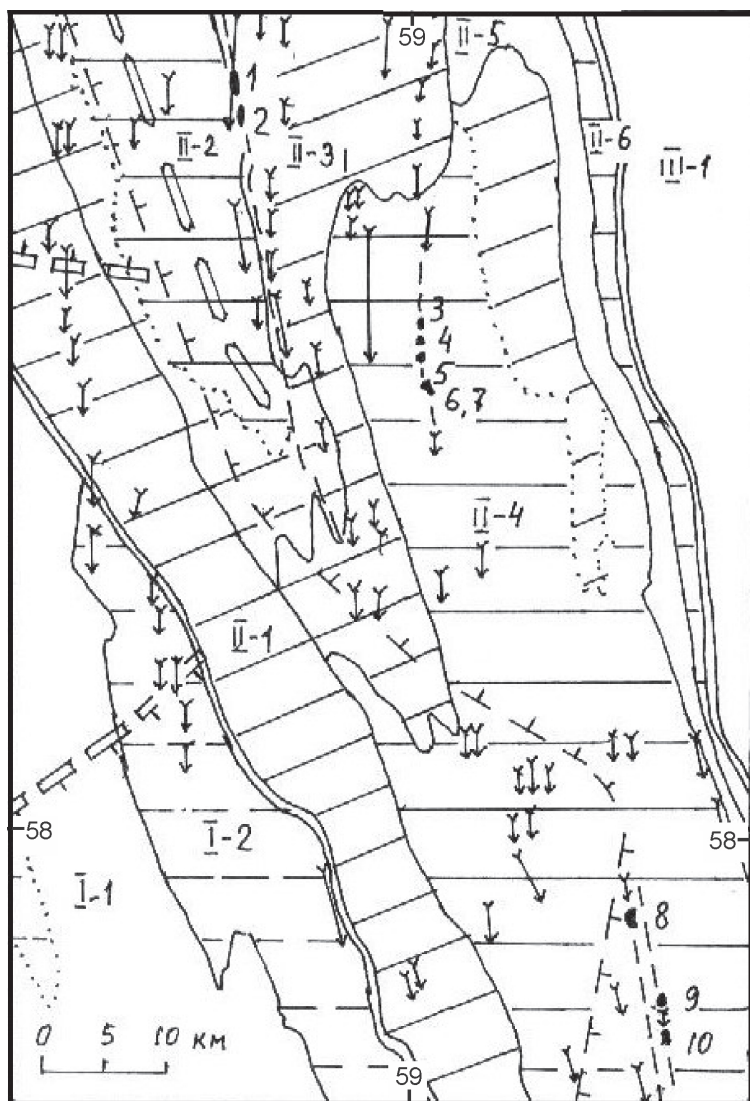
Рис. 2. Геологическое положение тел Сарановского магматического комплекса (Ибламинов, 2002) (составлено автором по материалам Ю.А. Будрина, В.А. Цыганкова, А.М. Зильбермана, Г.О. Пунтусовой, Ф.А. Курбацкой).

Тела магматических комплексов: 1 – Сарановского (1 – Северное Сарановское, 2 – Южное Сарановское; 3, 4, 5 – Кырминские; 6, 7 – Воронковские; 8 – Клыктянское; 9, 10 – Ашкинские), 2 – Усьвинского; 3 – разломы, контролирующие положение тел Сарановского комплекса.

Структуры фундамента по данным геофизики: 4 – границы субширотного зеленокаменного пояса архейской гранит-зеленокаменной области, 5 – западная граница опущенного и переработанного блока фундамента Русской плиты, 6 – осевая зона рифейско-вендского палеорифта, фиксирующаяся в фундаменте и чехле линейным распространением пород с повышенной магнитной восприимчивостью, а в чехле – с повышенной плотностью.

Геологические формации осадочного чехла: 7 – рифейские грабенные, 8 – верхне-рифейско-нижневендская рифтовая спармагмитовая, 9 – верхневендская синеклизная флишидно-молассоидная, 10 – палеозойские.

II – структуры осадочного чехла и их номера. I – Западно-Уральская внешняя зона складчатости, её Кизеловско-Дружининская структура с I-1 – Староуткинской структурой и I-2 – Сыльвицко-Сулемским моноклинорием; II – Центрально-Уральское поднятие: Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий (его структуры: II-1 – Вильвинско-Шишимский моноклинорий, II-2 – Кваркушко-Басегский антиклинорий, II-3 – Усьвинско-Серебрянский седловидный синклинорий, II-4 – Каменногорский антиклинорий); Уловско-Висимский мегасинклинорий (II-5 – Висимский синклинорий); Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий, Верхнепечорско-Кутимский антиклинорий (II-6 – Колпаковский блок); III – Тагильско-Магнитогорский прогиб, Тагильский мегасинклинорий (III-1 – Лозьвинско-Ревдинская моноклиналь)



	1		4		7		10
	2		5		8		11
	3		6		9		



которой накопились водный ванадат Cu и V (фольбортит $\text{Cu}_3[\text{VO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), а также сульфиды меди.

3. Татарская континентальная пестроцветная карбонатно-терригенная формация с концентрацией хрома в виде хромового монтмориллонита (волконскоита) и западнее – урана в составе настурана, коффинита и других минералов.

В результате в направлении с востока на запад от Предуралья к Русской плите возникла геохимическая зональность: Ca , Mg , Na , K , $\text{Rb} \rightarrow \text{Cu}$, $\text{V} \rightarrow \text{Cr} \rightarrow \text{U}$. Если первая ассоциация образовалась в результате седиментогенеза, то последующие являются инфильтрационными, связанными с

Рис. 3. Схема гипербазитовых поясов Урала (по Л.Д. Булыкину из Овчинников, 1998).

Альпинотипные пояса:

- 1 – Харбейский,
- 2 – Вишерский,
- 4 – Нязепетровский.
- 5 – Зилаирский,
- 6 – Главный Уральский
- 6ж – Кемпирсайский,
- 7 – Узункырский,
- 8 – Серовско-Невьянский,
- 9 – Миасско-Кацбахский,
- 10 – Салдинско-Свердловский,
- 11 – Асбестовско-Режевский,
- 12 – Алапаевско-Челябинский,
- 13 – Айдырлинско-Татищевский,
- 14 – Анихово-Бородиновский,
- 15 – Аккаргинско-Джетыгаринский,
- 16 – Притобольский,
- 17 – Шевченковско-Жетыкульский,
- 18 – Ольгинский.

Стратифицированный пояс:

- 3 – Сарановский

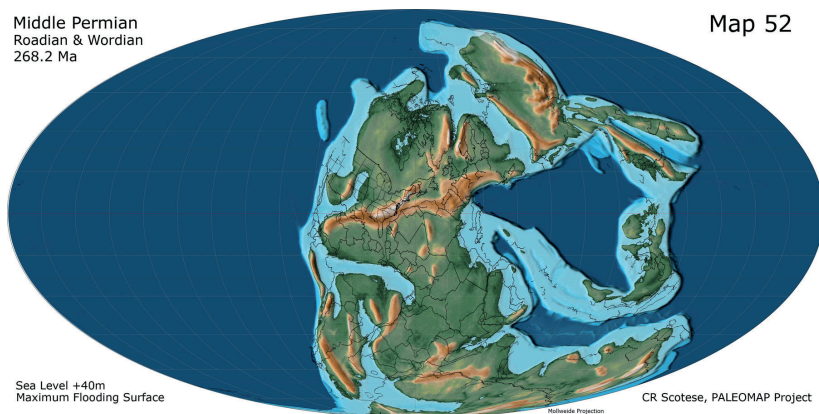


Рис. 4. Палеотектоническая реконструкция для средней перми около 268,2 млн лет назад (Scotese, 2018)

миграций химических элементов в растворённом состоянии и осадчением на геохимических барьерах.

В описанных выше палеоклиматических условиях господствовала окислительная щелочная среда, которая характерна для позднепермских ландшафтов степей и пустынь. Приобретают максимальную валентность и образуют с кислородом комплексные анионы следующие химические элементы: $[V^{5+}O_4]^{3-}$, $[Cr^{6+}O_4]^{2-}$, $[Se^{6+}O_4]^{2-}$, $[Mo^{6+}O_4]^{2-}$, $[U^{6+}O_4]^{2-}$, а также медь с переменной валентностью. Перечисленные комплексные анионы мигрируют в окислительной обстановке и осаждаются либо вступая в реакцию с элементами-осадителями (как фольбортит) либо в восстановительной обстановке, которую обычно создают растительные организмы (как сульфиды меди).

Широко известны концентрации названных элементов в США на плато Колорадо, где они образуют месторождения, именуемые *карнотит-роскозитовыми песчаниками*. Там рудные тела залегают в красно- и сероцветных косослоистых песчаниках формации Моррисон (юра) и Чайнл (триас), содержащих остатки растений и кости пресмыкающихся. Оруденение встречено по всему разрезу пород палеозоя, мезозоя, палеоген-неогена и приурочено к органическим остаткам. Так, два окаменелых ствола деревьев (р-н р. Сан-Мигуэль), один из них размером 30х1,2 м, дали 105 т руды, содержащей на 175 000 долл. радия, 27 300 долл. урана и на 28 200 долл. ванадия (Бэтман, 1949). Ч.Ф. Парк и Р.А. Мак-Дормид (1966) отмечают аномальные содержания в рудах селена, хрома и молибдена. В рудах присутствуют фольбортит и зелёный глинистый минерал.

Подробное описание и исследование уникального хромистого монтмориллонита, названного волконскоитом, ведутся на кафедре минералогии и петрографии Пермского госуниверситета с предвоенных времен (Александров и др. 1941; Енцов и др., 1952; Чайковский, Симакова, 2009). Последние описания приведены в работе А.Б. Халезова (2019).

Все они указывают на приуроченность волконскоита к аллювиальным песчаным толщам верхнепермских отложений, зажатым среди глинистых пород (ваппов) и содержащих стволы деревьев (рис. 5, 6)

В описанных объектах волконскоит образует биоморфозы по остаткам древесины (рис. 7).

Волконскоит ($Mg_{0,5}Cr^{3+}_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2 \cdot 4H_2O$), образующий биоморфозы по древесине, сопровождается минералогическими ореолами кальцита, реже окремнения, которые можно считать предминерализационными, и гидроксидами железа ржаво-бурого цвета («ржавца»), которые являются постминерализационными образованиями. По приведённым данным в конечном счёте получается следующая схема минералообразования: древесина → карбонатизация → волконскоитовая минерализация → накопление оксида железа III.

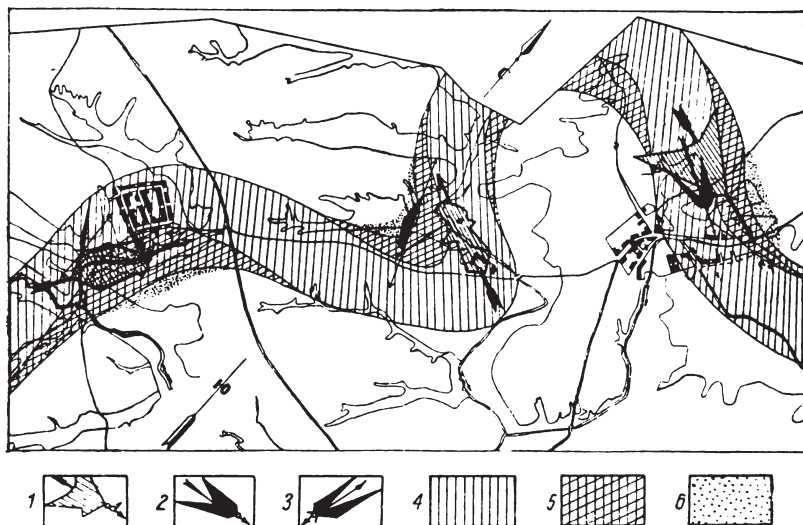


Рис. 5.: Положение залежей волконскоита в речной сети: 1 – розы наклонов плоских галек и направления течения потоков; 2 – розы наклонов волконскоитовых тел и направления течения потоков; 3 – розы ориентировки волконскоитовых тел; 4 – русловая зона потока; 5 – участки, обогащенные волконскоитом; 6 – аргиллит (каменистая глина – «вапп») (Енцов и др. 1952)

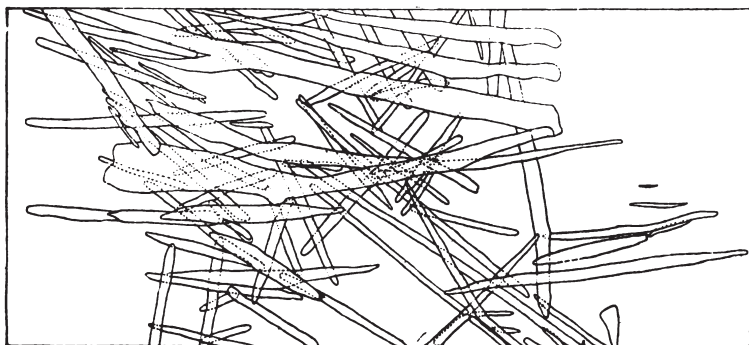


Рис. 6.: Проекция на горизонтальную плоскость тел волконскоита в карьере № 2 горы Пахомовой, пройденном в широтном направлении. Уменьшено в 150 раз (Енцов и др. 1952)

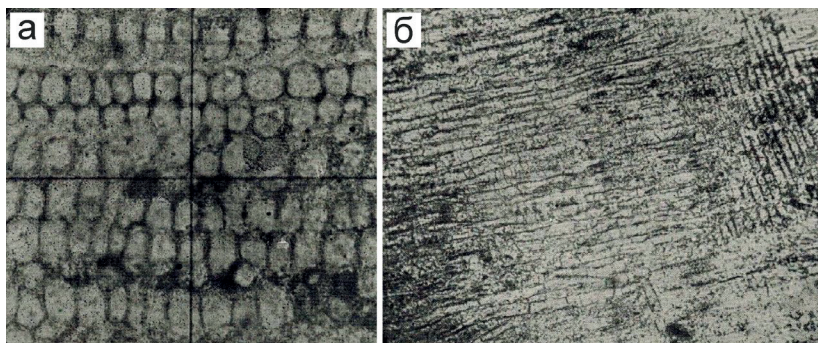


Рис. 7.: Микрофотографии «известковой палочки» с остатками древесины *Dadoxylon viatscheslavi* Zal. Ник. ||: а – поперечный разрез, увел 350; б – продольный разрез осевой части волконскоитового тела, увел. 105 (Енцов и др. 1952)

С геохимической точки зрения карбонатизацию обеспечивает щелочная среда по реакции: $\text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^{1-} + \text{OH}^{1-} \rightarrow \text{CaCO}_3 \downarrow + \text{H}_2\text{O}$.

В щелочной среде приобретают подвижность кремнезём и глинозём (рис. 8).

В щелочной окислительной среде приобретает подвижность ион шестивалентного хрома, например в виде $\text{Ca}^{2+} + [\text{Cr}^{6+}\text{O}_4]^{2-}$.

В конечном счете, создаётся окислительная щелочная среда с усилением щёлочности за счёт карбонатизации, благоприятная для водной миграции всех компонентов, необходимых для создания волконскоита (Al, Si, Cr). Как только водная фаза попадает в остатки древесины среда с окислительной меняется на восстановительную.

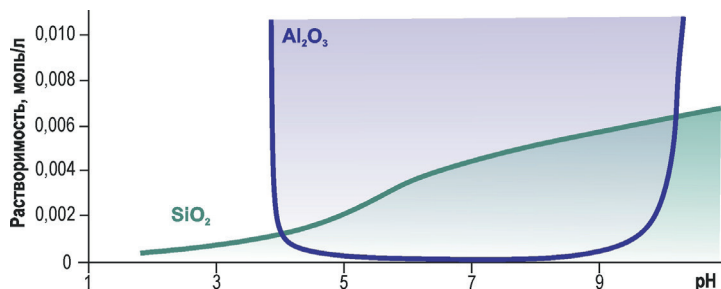


Рис. 8. Растворимость кремнезёма и глинозёма как функция pH (Тугаринов, 1973)

В восстановительной среде хром из шестивалентного восстанавливается до трёхвалентного, который вместе с названными элементами выпадает в осадок. В этой же восстановительной среде присутствующее железо становится двухвалентным, легко подвижным и выносится за пределы среды реакции и, попадая в окислительную среду, выпадает в виде оксида или гидроксида в осадок в виде «ржавца».

Таким образом возникает новый тип литогенных месторождений хромового монтмориллонита – волконскоита.

Библиографический список

- Александров В.В., Игнатьев Н.А., Кобяк Г.Г. Волконскоит Прикамья // Учен. зап. Перм. ун-та. 1941. Т. IV, вып. 3. 77 с.
- Бэтман А.М. Промышленные минеральные месторождения / пер. с англ. под ред. В.М. Крейтера. М.: Изд-во иностр. лит., 1949. 648 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. С 132–227.
- Енцов Г.И., Игнатьев Н.А. и Старков Н.П. К геолого-петрографической характеристике волконскоитовых месторождений Прикамья // Записки Всесоюзного минералогического общества. Серия 2, часть 81, вып 3. 1952. С. 179 – 184.
- Ибламинов Р.Г. Геологическая история Сарановского месторождения хромовых руд – отражение истории развития региона // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2002. С. 229–247.
- Ибламинов Р.Г. Минерогенная зональность и фильтрационных руд в породах пермской системы на восточной окраине Русской плиты // Пермская система: стратиграфия, палеонтология, палеогеография, геодинамика и минеральные ресурсы: сб. матер. Междунар. науч. конф. / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2011. С. 255–258.
- Ибламинов Р.Г. Геология месторождений полезных ископаемых: учеб. пособие / Перм. гос. ун-т. Пермь, 2019. 232 с.
- Ибламинов Р.Г. Петрологическая классификация химических элементов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. статей / отв. ред. И.И. Чайковский; Перм. гос. нац. исслед. ун-т; Горный ин-т УрО РАН. Пермь, 2021. Вып. 24. С. 79 – 87..
- Ибламинов Р.Г. Геология и полезные ископаемые Пермского края: учеб. пособие / Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2023. 138 с.

- Ибламинов Р.Г. Геолого-промышленные типы месторождений. Тип хромшпинелиевый в альпинотипных гипербазитах // Вестник Пермского университета. Геология. С. 301 – 321. 2024 DOI: 10.17072/psu.geol.23.3.301.
- Короновский Н.В. , Хашин В.Е. , Ясаманов Н.А. Историческая геология: учебник. М. Изд. центр «Академия», 2008. 464 с.
- Парк Ч.Ф., Мак-Дормид Р.А. Рудные месторождения. М.: Мир, 1966. 545 с.
- Тугаринов А.И. Общая геохимия: краткий курс / учебное пособие. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
- Халезов А.Б. Уран и медь верхнепермской красноцветной формации Предуралья (парагенетические связи) // Минеральное сырьё № 37. М.: ВИМС, 2019. 142 с.
- Чайковский И.И., Симакова Ю.С. Чагинская группа месторождений (местонахождения уникального минерала – волконскоита) // Геологические памятники Пермского края: энциклопедия. Пермь: Книжная площадь, 2009. С. 329 – 334.
- Ярошевский А.А. Кларки химических элементов верхней части континентальной коры (гранитно-метаморфической оболочки). Средние содержания (г/т) химических элементов в главных типах магматических пород // Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов, В.А. Бугров и др. М.: Недра, 1990. С. 12–13.
- Ярошевский А.А. Геохимия земной коры // Российская геологическая энциклопедия: в трёх томах. Т. I. М.; СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. С. 374–375.
- Paleogeographic Maps, maps 43 - 48 from Volume 3 of the PALEOMAP Atlas for ArcGIS (Jurassic and Triassic) and maps 49 – 52 from Volume 4 of the PALEOMAP PaleoAtlas for ArcGIS (Late Paleozoic), Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL

SOURCES AND SETTLERS OF CHROME IN THE PERM PLAINSHIPS

R.G. Iblaminov

*Perm State National Research University, Perm
riaminov@psu.ru*

The sources of chromium in the hyperbasites of the Urals and its settlers in the Permian plains in the Late Permian in the form of volkonskoite are considered.

Keywords: chromium spinelides, Urals, geochemistry, migration and sedimentation environment, lithogenic volkonskoite.

И.Я. Илалтдинов, К.Н. Калина, И.С. Белоусов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

ОБ ЭВОЛЮЦИИ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ЗОЛОТА В ЗОНЕ КОНЦЕНТРАЦИИ СОВРЕМЕННОГО АЛЛЮВИЯ

Исследован гранулометрический состав золота равнинных рек Кужва и Янчер Верхнекамской впадины в зоне концентрации фации переката русловой макрофации через определенные отрезки времени. Установлено увеличение степени сортировки и уменьшение крупности золота.

Ключевые слова: золото, гранулометрия, аллювий.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.90

Процесс формирования концентраций золота в рыхлых отложениях на начальном этапе определяется возникновением благоприятных условий для их образования и сохранения. Частицы золота, являющиеся аксессуарными терригенными минералами реликтовых обломочных компонентов руслового аллювия, подвергаются механической осадочной дифференциации вместе с вмещающей их водно-аллювиальной толщей (Фролов, 1992). В дальнейшем в процессе длительной эволюции россыпеобразования зоны концентрации могут пройти этап аккумуляции, либо прекратить свое существование.

Изучение концентрации зерен тяжелых минералов в россыпи на основе современной теории русловых процессов не представляется возможным ввиду разномасштабности явлений. Время формирования аллювиальных россыпей измеряется промежутками времени десятка и сотни тысяч лет, в течение которых гидрологический и русловой режимы неоднократно изменялись. Наблюдения в естественной обстановке за путями миграции тяжелых минералов в водном потоке и обстановкой их накопления в россыпи практически невозможны (Разумихин, 1982).

Несмотря на указанные выше ограничения, предпринята попытка оценить изменение гранулометрического состава золота через определенный интервал времени в местах установленных повышенных концентраций золота фации переката русловой макрофации аллювия равнинных рек Кужва и Янчер Верхнекамской впадины. Поперек фации переката, представленной песчано-гравийно-галечным материалом, были отобраны бороздовые крупнообъемные пробы (100 литров) через

определенные отрезки времени. На реке Кужва опробование проведено в 2002 и 2003 годах, а на реке Янчер в 2005 и 2024 годах. Методика отбора в обоих случаях была идентичной. Различие наблюдалось лишь в обогащении проб до серого шлиха. Если на реке Кужва при обогащении проб в 2002 и 2003 году использовался винтовой сепаратор, то на реке Янчер в 2005 году проба обогащена на винтовом сепараторе, а в 2024 году думыта в канадском лотке.

Методика выделения золота из серого шлиха во всех случаях была одинаковой – это фракционирование серого шлиха в тяжелой жидкости (бромформе) и домывка тяжелой фракции до ультраконцентра в чашке с тяжелой жидкостью, с последующей выборкой золота под бинокляром марки МБС–10. Рассев золота проводился на ситах, соответствующих дробной γ -шкале В.П. Батурина. Взвешивание выделенных фракции золота проводилось на аналитических весах с точностью до 0,05 мг.

Анализ дробного гранулометрического состава золота на исследованных объектах с интервалом времени опробования через один год на реке Кужва и девятнадцать лет на реке Янчер позволил выявить в первом приближении общую закономерность независимо от диапазона времени. Во-первых, увеличивается степень сортированности золота по крупности. В частности, полимодальное распределение частиц золота по крупности на объекте Кужва в 2002 году с модами 0,63–0,5, 0,25–0,2 и 0,16–0,125 мм в 2003 году сменяется одномодальным с модой в классе 0,125–0,1 мм. Аналогичная картина наблюдается и на объекте Янчер со смещением модальных классов в 2005 году – 0,25–0,2 и 0,1–0,08 мм в сторону класса крупности 0,1–0,08 мм (табл. 1). Во-вторых, уменьшается средняя крупность металла (M_d , мм), на объекте Кужва с 0,18 мм до 0,17 мм, а на объекте Янчер с 0,145 мм до 0,123 мм.

Сравнение гранулометрического состава золота на исследованных объектах с опубликованными литературными данными позволило оценить удаленность зон концентрации золота на равнинных реках от коренных источников питания (Осовецкий, 1986). Золото реки Кужва имеет гранулометрический спектр достаточно близкий к распределению золота по крупности для равнинных рек средней удаленности от коренных источников питания, а гранулометрический состав золота реки Янчер указывает на максимальную удаленность от коренных источников (табл. 2).

Формирование гранулометрического состава золота неразрывно связано с механической дифференциацией аллювия, для которой важную роль играет фактор времени. В толщах незрелого аллювия,

Таблица 1

Дробный гранулометрический состав золота, мас. %

Объект, год	Класс, мм											
	0,63– 0,5	0,5–0,4	0,4– 0,315	0,315– 0,25	0,25– 0,2	0,2– 0,16	0,16– 0,125	0,125– 0,1	0,1– 0,08	0,08– 0,063	0,063– 0,05	<0,05
Кужва, 2002	1,8	–	7,6	9,7	16,1	14,7	16,1	14,7	14,3	3,2	1,2	0,6
Кужва, 2003	–	2,0	2,0	9,3	14,8	15,2	18,0	20,9	17,6	0,2	–	–
Янчер, 2005	–	1,9	2,1	5,5	14,1	10,7	11,5	12,8	20,2	12,0	6,8	2,4
Янчер, 2024	–	–	–	3,3	3,5	14,9	14,9	21,4	25,6	10,7	4,9	0,8

Таблица 2

Гранулометрический состав золота равнинного аллювия, мас. %

Объект и удаление от коренных источ- ников	Класс, мм					
	1,0–0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	0,1–0,05	<0,05	
Кужва, 2002	1,8	17,3	61,6	18,7	0,6	
Кужва, 2003	–	13,3	68,9	17,8	–	
Среднее*	3,7	15,8	64,4	14,4	1,7	
Янчер, 2005	–	9,5	49,1	39,0	2,4	
Янчер, 2024	–	3,3	54,7	41,2	0,8	
Максимальное*	–	3,6	42,6	45,2	8,6	

*Примечание: * – по данным Б.М. Осовецкого (1986)*

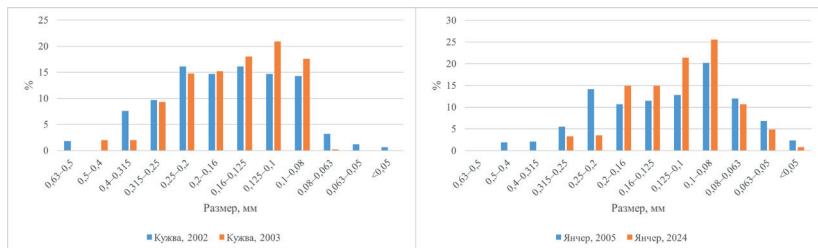


Рис. Графики распределения гранулометрического состава рек Кужва и Янчер

образование которого происходит в течение короткого времени, концентрации мелких частиц в основании аллювия не возникают. Они характерны для зрелого аллювия, который многократно подвергался перемыву (Осовецкий, 1986). Увеличение степени сортировки золота и одномодальный характер распределения его по крупности можно объяснить, увеличением степени зрелости аллювия и фактором времени.

Библиографический список

Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.

Разумихин Н.В. Палеогеографические и гидрологические основы формирования аллювиальных россыпей. Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1982. 256 с.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 1.: Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

ON THE EVOLUTION OF THE GRANULOMETRIC COMPOSITION OF GOLD IN THE AREA OF MODERN ALLUVIAL CONCENTRATION

I.J. Ialtdinov, K.N. Kalina, I.S. Belousov

Perm State National Research University, Perm

kali_xs26@mail.ru

Researchers studied the granulometric composition of the gold from the Kuzhva and Yancher rivers in the Verkhnekamskaya depression in the zone of concentration of the riverbed macrofacies through certain time intervals. They found that the degree of sorting increased and the size of the gold decreased.

Keywords: gold, granulometry, alluvium

УДК 553.3:553.9

К.П. Казымов¹, Е.М. Томилина¹, Ю.В. Рейхардт²

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь,
ООО «Георазведка», Пермь

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВОЛКОНСКОИТА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Описаны основные характеристики волконскоита и вмещающих пород с помощью петрографического анализа образцов, которые были отобраны на Самосадкинском месторождении (Пахомова гора). Исследование минерального состава волконскоита на микроуровне позволяет определить его текстурные особенности и в частности зону перехода – граница зальбанда. Волконскоит представляет собой хромсодержащий диоктаэдрический смектит.

Ключевые слова: Волконскоит, Татарский ярус, Самосадки, петрографический анализ.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.94

Введение. Первые полноценные исследования волконскоита в шлифах были проведены группой учёных под руководством Игнатьева Н.А. (Александров и др., 1940) в начале 40 годов прошлого столетия в Пермском (Молотовском) университете. Были описаны шлифы с 6 его месторождений и проявлений. В конце пятидесятых годов Енцов Г.И. в отчёте (Енцов, 1950) на основании микроскопического описания, выполненного в лаборатории Уральского государственного геологического управления детально описывает петрографический состав волконскоитовых тел, позднее в работах Дозмарова А.С. (Дозмаров и др., 1987) и диссертации Симаковой Ю.С. (Симакова, 2002) описанию шлифов уделено особое внимание с целью определения его генезиса.

В настоящих исследованиях авторы на основании петрографического анализа приводят описание его петрографического строения и в том числе из зоны контакта с вмещающими породами. Исходным материалом образцов был отобран на проявлениях волконскоита Самосадкинского месторождения.

Геологическое строение месторождения. В общих чертах геологическое строение достаточно простое и представляет собой чередование верхнепермских запесочных и плотных глин (по типу вапа), песчаников с прослоями конгломератов. Конгломераты из галек кварцевых, кремневых

и изверженных пород от насыщенно красно-оранжевых до серых тонов. Песчаники от светло-серых до красно-бурых. К последним как правило приурочены волконскоитовые тела. Песчаники содержащие волконскоит залегают на плотной красно-коричневой глине и окрашены в жёлто-бурые тона, цемент преимущественно глинистый. Красно-бурые песчаники, которые именуют “ржавцом” и к которому приурочены проявления волконскоита являются поисковым признаком. Отложения перекрыты почвенно-растительным слоем, в нижней части которого прослой глины, песков, галечников.

В соответствии с геологической картой листа Лист О-40-XXV (Чайковский) (Государственная..., 2017) отложения относятся к Ильинской и Белохолуницкой пачкам Татарского яруса.

Волконскоитовые тела залегают в виде линзочек, прожилок и гнезд (рис. 1а,б). В виду бессистемной хищнической добычи минерала и опасного состояния штолен, отбор образцов весьма затруднителен и возможно в ближайшее время будет не возможен.

Волконскоит имеет плотное, глиноподобное строение. При непосредственном отборе разрушается до состояния дресвы. Окрас минерала от травянисто зелёного до насыщенного тёмно-зелёного. Контакт с вмещающими породами (участки зальбанда) имеет резкие границы. Всего было отобрано 1,8 кг образцов, из которых только 0,5 кг стали основой для изготовления шлифов ввиду их малой размерности и сильной выветрелости.

Изучение шлифов проводилось с помощью поляризационного микроскопа Meiji Techno ML 9420 (Япония) с диагностикой минералов, описанием структуры и текстуры, включений и вторичных изменений породы и др. При диагностике минералов учитывались их оптические свойства (показатель преломления, псевдоабсорбция, форма и размер зёрен порообразующих минералов и др.), а также характер и состав микровключений.

Фотографирование шлифов выполнено на поляризационном микроскопе высшего класса Olympus BX51 (Япония) с увеличением в 50 и 100 раз. Всего описанию было подвергнуто 10 образцов в том числе с участками (границами) вмещающих пород – песчаников.

Петрографическое описание. В результате петрографического изучения образцы представлены волконскоитом и вмещающими породами: песчаниками, алевритами и известняками.

Волконскоит в шлифах представляет собой однородную массу зеленых цветов, иногда с буроватыми оттенками (рис. 1в,г). На фоне этой основной массы наблюдается ряд параллельных узких полос, имеющих волнистые очертания и окрашенные в темно-бурые цвета. Иногда эти волнистые полосы замыкаются, ограничивают собой участок своеобразной неправильной или овальной формы. С анализатором основная масса шлифа слабо

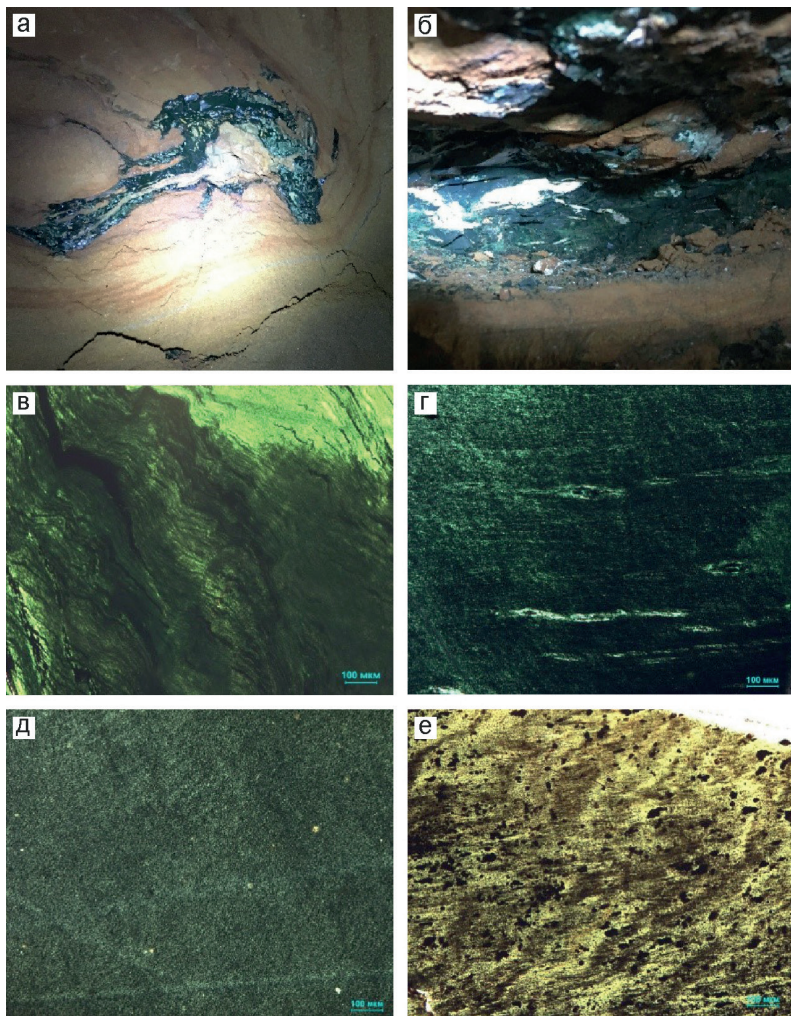


Рис. 1. Волконтоитовые тела и их строение. а, б – волконскоитовые тела в стенках штольни № 2 (а, б); в-е – строение волконскоита в шлифах (д – с включениями кварца, е – с включениями углистого детрита) в, е – без анализатора, г, д - с анализатором

двупреломляется и сохраняет свои зеленые цветовые тона, в некоторых участках наблюдается волнистое угасание.

В некоторых образцах волконскоита наблюдаются включения зерен кварца неправильной, угловатой формы размером менее 0,03 мм (рис. 1д), включения чешуек слюды размером менее 0,02 мм, а также

встречаются образцы, в которых на основной массе волконскоита наблюдаются углефицированный растительный детрит неправильной и удлиненной формы размером менее 0,15 мм (рис. 1е). Вмещающие породы представлены граувакковым песчаником, полевошпат-кварцевыми алевролитами и известняками.

Для граувакковых песчаников характерна псаммитовая разномасштабная структура, с размерами зерен от 0,05 до 0,25 мм, преобладают зерна 0,12-0,22 мм (рис. 2а, б). Среди обломков различаются полуокатанные и угловатые обломки. Средний минеральный состав песчаников: кварц (~30%), полевые шпаты (~15%), слюда (биотит, хлорит) (~5%) и обломки пород различного генезиса (~50%): Обломки пород представлены кварцитами, микросланцами, эффузивами, глинистыми и кремневыми породами. В песчаниках диагностированы минералы характерные для магматических пород основного, среднего и кислого состава: эпидот, амфиболы и пироксены. Рудные минералы – единичные зерна магнетита размером менее 0,02 мм. Для пород характерен пленочно-поровый глинистый цемент, преимущественно гидрослюдистого состава. В одном шлифе диагностирован базальный карбонатный цемент, который представлен кальцитом, образующим пойкилитовые кристаллы размером 1,0-2,0 мм. В шлифах равномерно в цементе распределен растительный детрит в виде темно-бурых, черных углефицированных включений неправильной формы размером 0,01-0,18 мм.

Для алевролитов характерны псаммит-алевритовая и алевритовая структуры с размерами зерен от 0,01 до 0,12 мм, преобладают зерна 0,01-0,08 мм (рис. 2в, г). Среди обломков различаются полуокатанные, окатанные и неокатанные обломки. Средний минеральный состав алевролитов: кварц (~70%), полевые шпаты (~15%), слюда (~5%) и обломки пород различного генезиса (~10%). Обломки пород представлены кварцитами, микросланцами, глинистыми и кремневыми породами.

В породах диагностированы минералы характерные для магматических пород кислого и среднего состава: амфиболы и пироксены. Для пород характерен пленочно-поровый глинистый цемент гидрослюдистого состава. В шлифах равномерно в цементе распределен растительный детрит в виде темно-бурых, черных углефицированных включений неправильной формы размером 0,01-0,08 мм.

Диагностированы два вида известняка. Первый известняк с кристаллической микрозернистой структурой с размерами зерен менее 0,05 мм (рис. 2д). Основная масса сложена кальцитом. Порода пересекается разнонаправленными прожилками толщиной до 2,0 мм. Прожилки выполнены разномасштабным спаритовым кальцитом размером 0,08-0,3 мм. Второй известняк мраморизованный сульфатный (рис. 2е). Минеральный состав представлен

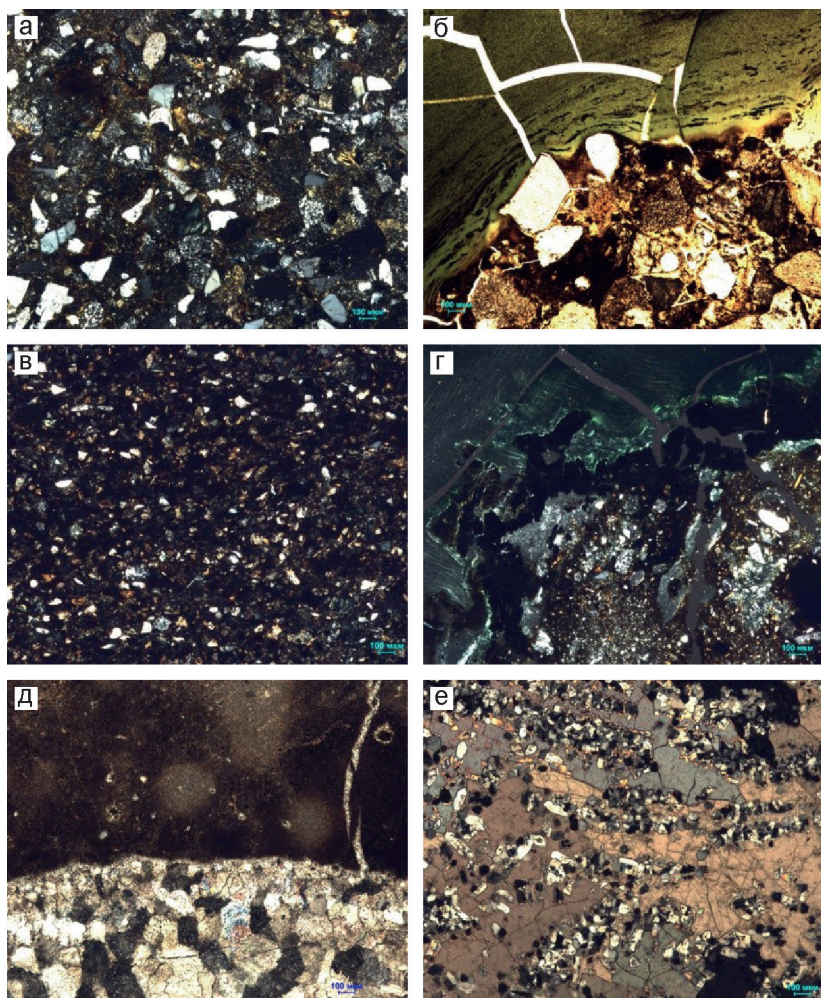


Рис. 2. Микрофотографии шлифов пород вмещающих волконскоитовые тела.
а – фрагмент шлифа с анализатором, песчаник граувакковый с пленочно-поровым глинистым цементом; б – фрагмент шлифа без анализатора, граница волконскоита и грауваккового песчаника; в – фрагмент шлифа с анализатором, алевролит полевошпат-кварцевый с пленочно-поровым глинистым цементом; г – фрагмент шлифа без анализатора, граница волконскоита и алевролита; д – фрагмент шлифа с анализатором, граница известняка микрозернистого к кальцитовой прожилкой; е – фрагмент шлифа без анализатора, известняк мраморизованный сульфатный

гранобластовым кальцитом размером 0,05-2,05 мм, а сульфаты представлены призматическими и таблитчатыми зернами барита и гипса.

Выводы. Волконскоит в шлифах представляет собой однородную массу с морфоэлементами реликтовой древесины;

Включения в волконскоите по составу аналогичны составу вмещающих пород. В цементе всех вмещающих пород выявлен растительный детрит в виде темно-бурых, черных углефицированных включений;

Вмещающие породы представлены граувакковым песчаником, полевошпат-кварцевыми алевролитами и известняками. Обломочная часть песчаников преимущественно состоит из обломков горных пород разного генезиса, что указывает на незрелость обломочного материала, а в сочетании со средней сортировкой и с разной степенью окатанности говорит о незначительной дальности переноса материала. По данным петрографического состава обломочной части можно предположить, что первичные породы, которые разрушались, расположены в пределах Уральской складчатой области.

Библиографический список

- Александров В.В., Игнатьев Н.А., Кобяк Г.Г. Волконскоит Прикамья // Уч. зап. Молотовск. ун-та. 1940. Т.4. Вып. 3. 77 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Второе поколение. Серия Пермская. Лист О-40-XXV (Чайковский). / В. М. Бабенышев, Г. И. Волкова, Л. И. Колодяжная и др. // Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 101 с.
- Дозмаров А. С., Зорин С. В., Данилевич И. С. и др. Отчет по общим поискам волконскоита в Чагинском, Бол. Сосновском, Очёрском и Оханском районах Пермской области, проведенным в 1982–1987 гг. – Пермь, 1987.
- Енцов Г. И. Отчет о результатах геологоразведочных и поисковых работах на месторождениях волконскоита в Очёрском и Чагинском районах Молотовской области за 1949 г. – Молотов, 1950.
- Симакова Ю.С. Минералогия и генезис волконскоита, Екатеринбург, УрО РАН, 2002 г.

RESEARCH OF THE MINERAL COMPOSITION OF VOLKONSKOITE BY POLISHED ANALYSIS METHODS

K.P. Kazymov¹, E.M. Tomilina¹, J.V. Reichardt²

¹Perm State National Research University, Perm

²Georazvedka LLC, Perm

kazymov@psu.ru

The main characteristics of volkonskoite and its host rocks are described using petrographic analysis of samples collected at the Samosadky deposit (Pakhomova Gora). The study of the mineral composition of volkonskoite at the micro level allows us to determine its textural features and, in particular, the transition zone – the selvage boundary. Volkonskoite is a chromium-bearing dioctahedral smectite.

Keywords: Volkonskoite, Tatar stage, Samosadki, petrographic analysis.

Ю.А. Килин, И.И. Минькевич

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

РАСТВОРИМОСТЬ И ГИДРАТАЦИЯ ГИПСОАНГИДРИТОВ

Гипсоангидритовые породы имеют широкое распространение в верхней части земной коры, по данным Г.А.Максимовича (1962) площадь занятая обнаженными и погребенными гипсами и ангидритами составляет 7 млн. км². Изучение растворимости, гидратации ангидритов, дегидратации гипсов является важной задачей карстоведения. В природной обстановке не всегда могут возникать условия необходимые для гидратации, и процесс может быть ограничен одной его фазой, т.е. растворением. В 1983-1992 гг сотрудниками Института карстоведения и спелеологии РГО К.А.Горбуновой, И.И.Минькевич был проведен многолетний эксперимент по растворимости гипса и ангидрита. Сделаны выводы, что полученные данные об отсутствии дефицита насыщения, не означают прекращения процессов растворения гипса и ангидрита, процесс протекает постоянно, активизируясь в весенне-летний период. Процесс гидратации ангидрита зависит от степени его увлажнения, в зоне постоянного увлажнения гидратация идет без увеличения объема породы. В условиях недостаточного увлажнения (зона аэрации) гидратация идет с увеличением объема, что приводит к деформациям вышележащих пород.

Ключевые слова: Гипсоангидриты, растворимость, гидратация, многолетний эксперимент по растворимости, гидратационные деформации.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.100

Введение. Сульфатные породы с момента накопления их в морских бассейнах претерпевают изменения, диагенетический цикл происходит по схеме гипс – ангидрит – гипс. После опускания поверхности на глубину 500-600м происходит дегидратация гипса и переход его в ангидрит, при подъеме территории в приповерхностной зоне 100-120м происходит гидратация ангидрита с образованием гипса. Гидратация идетчерез промежуточную стадию с образованием полугидрата $\text{CaSO}_4 \cdot 1/2\text{H}_2\text{O}$. В условиях равновесия реакция преобразования гипса в ангидрит происходит без образования полугидрата (Дир и др., 1966). Превращение гипса в ангидрит приводит к уменьшению объема и образованию пустот, которые могут, заполняются галитом. При гидратации происходит увеличение объема, по данным Ю.А.Косыгина (1940) до 54-67%. Увеличение может быть разное, т.к. сульфат кальция

в растворенном виде выносятся подземными водами и из перенасыщенных растворов выпадает в осадок в местах их разгрузки. Увеличение объема вызывает деформацию перекрывающих пород. Проявления гидратации фиксируются разными исследователями на глубине от 30 до 150м. Самая большая глубина зафиксирована в штате Луизиана на глубине 180-360м (Д.Ньюлэнд, 1926). По данным К.А.Горбуновой (1965) в районе с Усть-Кишерть в отложениях поповской свиты ангидрит с включениями гипса вскрыт на глубине 61,8м. В обнажениях в Предуралье часто встречаются ангидриты и промежуточные разновидности (полугидраты).

При определенных условиях гидратация ангидрита может протекать без изменения объема. Сам процесс некоторые ученые (С.И.Парфенов, 1967) считают его метасоматическим, т.е гипсы представляют собой продукты частичного растворения ангидритов, вынесенные части которых замещены кристаллизационной водой, при этом давление кровли не является фактором препятствующим гидратации.

В природной обстановке не всегда могут возникать условия необходимые для гидратации, и процесс может быть ограничен одной его фазой, т.е растворением. Кроме этого, при известном соотношении между скоростью движения подземного потока и скоростью растворения процесс может закончиться выпадением гипса из раствора. Сам процесс гидратации ангидрита авторы Н.И. Масленицкий (1937), А.М.Кузнецов (1962) связывают с процессом выщелачивания.

К.А.Горбунова (1979) объясняет процесс гидратации ангидрита степенью его увлажнения, в зоне активного водообмена гидратация идет без увеличения объема породы. В условиях недостаточного увлажнения гидратация идет с увеличением объема и при благоприятной глубине залегания пород приводит к деформациям вышележащих пород.

Результаты исследования. По результатам многолетнего эксперимента по растворимости гипсов и ангидритов в Кунгурской ледяной пещере который проводился Институтом карстоведения и спелеологии РГО с 1.06.1983 по 11.10.1992гг К.А.Горбуновой, И.И. Минькевич, Е.П.Дорофеевым было установлено:

В условиях низких температур относительная скорость растворения ангидрита с доломитом (III) в сульфатных водах в 1,7 раза больше, чем гипса (II). Процессы растворения гипса и ангидрита носят сезонный характер и «контролируются» изменением величины дефицита насыщения воды сульфатом кальция. Денудация образцов примерно за годовой период (373 сут.) составила соответственно: I – 75, II – 50, III – 110 мг/см²/сут · 10⁻³. В целом за весь период эксперимента денудация поверхности образцов составляет 106,5 – 194,8 мг/см²/сут · 10⁻³ (рис.1).

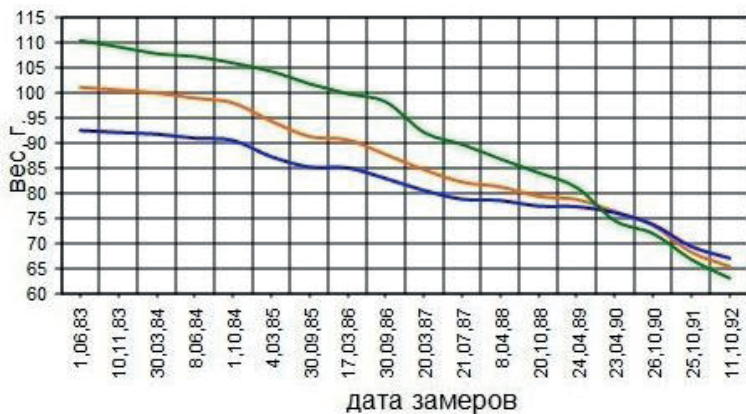


Рис. 1. График изменения веса плиток от времени. Зеленая линия гипс 100%; оранжевая линия ангидрит 90%, гипс 10; синяя линия ангидрит 82%, доломит 18%.

Растворение плиток происходило при невысоких температурах в воде сульфатно-кальциевого состава при ее медленном движении. Температура воды в озере по данным ежемесячных наблюдений за 1983–1985 гг. составляла 3,6–4,0°С при температуре воздуха 3,4–4,4°С. Поверхность озера была покрыта пятнами или сплошной пленкой из кальцита с включением единичных кристаллов гипса.

В результате проведенных исследований установлено, что процесс растворения гипса и ангидрита в условиях пещеры возрастает во времени. Он контролируется структурой, текстурой, составом минеральных зерен, включением плохо растворимых примесей. Одновременно с растворением протекает гидратация ангидрита и залечивание микротрещин с тонковолокнистым - селенитом. На седьмой год наблюдений установлен факт наступления равновесия растворимости ангидрита и гипса.

Растворимость гипсов и ангидритов изучался нами в Иренском карстовом районе и во время экспедиционных исследований в пещерах Подолии и Буковины. Процесс растворения гипсоангидритовых пород связан с выщелачиванием, при котором растворение идет выборочно: сначала растворяется чистый гипс, при этом часть плохорастворимых примесей превращается в мульчу, которая выносится в весенний период при увеличении водопритока, что вызывает замутнение воды. В карстовых озерах, питающихся родниками, в Ясылской, Тураевской, Каменской депрессиях Иренского карстового района наблюдалось замутнение воды (цвет белый, серый). В составе взвеси присутствуют разнообразные минеральные компоненты (кварц, карбонаты, сульфаты,

фосфаты, глинистые минералы). При перенасыщении вод озер происходит выпадение гипса в виде белых налетов на растительности. Химический состав новообразований был исследован микрозондовым методом в лаборатории наноминералогии ПГНИУ и показал присутствие CaO (81,2%), SO_3 (11,8%), SiO_2 (7%). Это подтверждает, что белые налеты представлены сульфатом кальция (гипсом), а микрозернистая масса является гипсом с примесью халцедона.

В.Н.Катаевым, 2018 установлено, что взвеси являются производными при реакции дегидратации гипса $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, сначала образуется полуводный гипс (полугидрат гипса) $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$ который растворяется в воде и образует насыщенный раствор. Растворимость полугидрата составляет 7 г/дм^3 , растворимость гипса $2,1 \text{ г/дм}^3$. При последующей реакции гидратации образуются кристаллы гипса.



Процесс продолжается до полной гидратации.

Приведенные примеры по исследованиям растворимости гипсоангидритовых пород в Кунгурской пещере и химического состава родникового стока показывают неоднозначность протекания процессов растворения и гидратации для зоны полного водонасыщения. На плитках установленных в озерах с сульфатно – кальциевым составом вод повышенной минерализации наблюдались процессы растворения (выщелачивания) с образованием каверн, которые заполнялись селенитом, что привело к незначительному увеличению объема образцов. На образцах ангидрита появлялись налеты и корочки гипса.

Разгрузка перенасыщенных сульфатом кальция родниковых вод приводит к выпадению гипса в местах их разгрузки, т.е процесс идет без увеличения объема. Эти два противоположных процесса связаны с растворением (выщелачиванием) гипсоангидритовых пород в зоне водонасыщения. В переходной зоне, где вода появляется во время паводков, гидратация ангидрита происходит без растворения с увеличением объема, что приводит к деформациям вышележащих пород. Это зоны поверхностной, вертикальной нисходящей и переходной зоны циркуляции-трещинно-карстовых вод. Появление воды здесь связано с количеством атмосферных осадков инфильтрующихся в карстовый массив, а также от паводковых уровней в переходной зоне.

В.Н.Катаевым, 1995 при анализе геолого-структурных особенностей Кунгурской пещеры установлены многочисленные нарушения карстового происхождения, в том числе связанные с процессами гидратации и дегидратации. Отмечены пликативные и дизъюнктивные нарушения, приуроченные к сводовым и присводовым частям пещеры

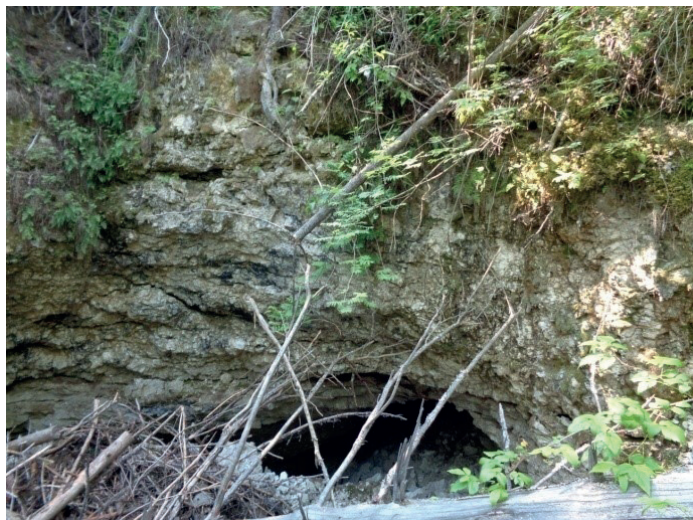


Рис. 2. Вход в пещеру Пономаревская 1, Иренский карстовый район.

(гrotы Колизей, Метеорный, Коралловый, Вышка, Великан). Нарушения представлены изгибами отдельных прослоев, пачек, трещин сжатия. В гrotе Длинный отмечено гидратационное смятие слоев.

На обнажениях гипсоангидритовых пород в Иренском карстовом районе нами зафиксированы многочисленные факты деформаций связанных с процессами гидратации ангидритов. Примером является обнажение гипсов с линзами ангидрита в привходовой части пещеры Пономаревская 1 в виде сферы, с многочисленными гидратационными и гравитационными трещинами (рис.2). Деформации представлены в виде смятия слоев, изгибов, гидратационных трещины сжатия, микро-трещин отдельностей.

И.В.Головачев, 2025 приводит примеры образования гидратационных гипсовых полых бугров пучения в Юго-Восточном Приаралье. Бугры пучения имеют высоту 1,0-1,5м, в поперечнике около 2,0-4,0м (рис.3). Он описывает различные формы проявления деформаций (бугры пучения, пloyчатость, складкообразование и т.д.) на поднятиях солянокупольных структур Северного Прикаспия, вызванные гидратацией. Бугры пучения отмечены им в Ахтубинском районе Астраханской области в русле р.Горькая.

Выводы.

1. Сульфатные породы с момента накопления их в морских бассейнах претерпевают изменения, диагенетический цикл происходит по



Рис. 3.Полый бугор гидратации (фото И.В.Головачева).

схеме гипс – ангидрит – гипс. При этом происходят два противоположных процесса гидратация – переход ангидрита в гипс и дегидратация - переход гипса в ангидрит.

2. При процессе гидратации ангидрита в зонах недостаточно увлажненных наблюдается увеличение объема породы, что приводит к деформациям вышележащих пород. При наличии постоянного присутствия воды увеличения объема не происходит.

3. Процессы растворения гипса и ангидрита носят сезонный характер и «контролируются» изменением величины дефицита насыщения воды сульфатом кальция. В образцах образуются микротрещины, каверны, что связано с выщелачиванием. Одновременно с растворением протекает гидратация ангидрита и залечивание микротрещин с тонковолокнистым гипсом - селенитом. На седьмой год наблюдений по растворимости гипсоангидритов в Кунгурской пещере установлен факт наступления равновесия растворимости ангидрита и гипса.

Библиографический список

- Горбунова К.А. Гидратация ангидрита и сопутствующие ей явления / Карст и гидрогеология Предуралья. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С.35-41
- Горбунова К.А. Дорофеев Е.П., Максимович Н.Г., Минькевич И.И. Исследование процесса растворения гипсоангидритов в условиях Кунгурской пещеры. Пещеры. Методика изучения: Межвуз. сб.науч.трудов / Перм. ун-т.- Пермь, 1986. С.39-47.
- Горбунова К.А. Дорофеев Е.П., Минькевич И.И. Экспериментальное изучение

растворимости сульфатных пород подземными водами в Кунгурской пещере. Пещеры. Итоги исследований: Межвуз. сб.науч.трудов /Перм. ун-т.-Пермь,1993. С.140-149.

Головачев И.В. Гидратация гипсов и формы ее проявления в Северном Прикаспии. Гидрогеология и карстоведение вып.22: Межвуз.сб.науч.трудов /Перм. гос.науч.исслед.у-нт.-Пермь,2025. С.92-98.

Минькевич И.И., Грудневский А.Г.Исследование растворимости гипсоангидридов в условиях Кунгурской ледяной пещеры. Кунгурская ледяная пещера, 300 лет научной и туристической деятельности. Мат. Межд. Науч.-практ. конф. Пермь, 2003. С.86-95.

SOLUBILITY AND HYDRATION OF HYPISOANHYDRITES

Yu.A. Kilin, I.I. Minkevich

Perm State National Research University, Perm

iks-org@mail.ru

Gypsum anhydrite rocks are widespread in the upper part of the Earth's crust, according to G.A. Maksimovich (1962), the area occupied by exposed and buried gypsum and anhydrites is 7 million km². The study of solubility, hydration of anhydrites, and dehydration of gypsum is an important task of karst science. In a natural environment, the conditions necessary for hydration may not always occur, and the process may be limited to one phase, i.e. dissolution. In 1983-1992, K.A.Gorbunova and I.I.Minkevich, employees of the Institute of Karst Science and Speleology of the Russian Geographical Society, conducted a long-term experiment on the solubility of gypsum and anhydrite. It is concluded that the data obtained on the absence of saturation deficiency does not mean the cessation of the processes of dissolution of gypsum and anhydrite, the process proceeds constantly, becoming more active in the spring and summer period. The process of hydration of anhydrite depends on the degree of its moisture, in the zone of constant moisture hydration occurs without increasing the volume of the rock. In conditions of insufficient moisture (aeration zone), hydration proceeds with an increase in volume, which leads to deformations of the overlying rocks.

Keywords: Hypso anhydrites, solubility, hydration, long-term experiment on solubility, hydration deformations.

И.С. Копылов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЛАНДШАФТЫ И МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ (АЛМАЗЫ, ЗОЛОТО, УГЛЕВОДОРОДЫ)

Статья посвящена разработке нового геодинамического подхода к прогнозированию месторождений алмазов, золота и углеводородов. В основе лежит концепция «геодинамического ландшафта» как целостной системы, отражающей взаимодействие глубинных и поверхностных процессов. Разработан и применен комплекс методов, включающий ландшафтно-геодинамический и линейно-геодинамический анализ. Исследование доказывает, что крупнейшие скопления полезных ископаемых закономерно приурочены к узлам пересечения линейментов и кольцевым ландшафтными аномалиям. Показана специфика связи каждого типа ресурсов с определёнными геодинамическими сценариями, например, алмазов – с активизацией кратонов мантийными плюмами. Полученные закономерности подтверждаются на примерах крупнейших мировых провинций. Работа закладывает основу для принципиально новой, причинно-следственной модели прогнозной минерации.

Ключевые слова: геодинамический ландшафт, минерация, алмазы, золото, углеводороды, ландшафтно-геодинамический анализ, ландшафтная аномалия, геоактивная зона, прогноз месторождений.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.107

Введение. *Геодинамический ландшафт (ГДЛ)* – это исторически сложившаяся и пространственно ограниченная целостная геосистема, возникающая в результате устойчивого взаимодействия и взаимной адаптации литосферных (эндогенных) и гипергенных (экзогенных) потоков энергии и вещества, литогенной основой которой служат новейшие и современные геодинамические структуры. ГДЛ представляет собой иерархическую систему, от планетарного уровня до локального, контролируемого конкретными активными разломами.

Современная геология минеральных месторождений с конца XX в. переживает методологический переворот, связанный с переходом от анализа изолированных рудных полей к пониманию их места в эволюции литосферы (Mitchell, Garson, 1981; Хаин, Ломизе, 1995; Ибламинов, 2001). Понятие «геодинамический ландшафт» в данном контексте трактуется как устойчивая совокупность геологических

процессов, протекающих в специфической геотектонической обстановке в определенный интервал геологического времени. Каждый такой ландшафт порождает характерный спектр полезных ископаемых. Цель работы – выявить системные закономерности пространственно-временного размещения месторождений алмазов, золота и углеводородов как ключевых индикаторов глубинных процессов в коре и мантии.

Методология исследования. Настоящее исследование базируется на междисциплинарном методологическом фундаменте, интегрирующем принципы классической геологии месторождений, современной тектонофизики и ландшафтно-геодинамического анализа. Основная гипотеза предполагает, что пространственно-временное распределение месторождений-гигантов алмазов, золота и углеводородов является не случайным, а закономерным следствием и индикатором специфических, долгоживущих геодинамических режимов («ландшафтов») и протекающих в их рамках процессов. Для верификации этой гипотезы применяется комплекс методов, который можно структурировать по следующим уровням: общегеологический и историко-геологический, ландшафтно-и линейно-геодинамический, инструментально-аналитический.

Общегеологический и историко-геологический уровень. На этом уровне используются методы сравнительного тектогенеза и формационного анализа. Их применение позволяет провести реконструкцию палеогеодинамических обстановок (палеоокаин, палеорифтов, палеоорогенов) для ключевых эпох минералообразования. Особое внимание уделяется анализу парагенетических рядов горных пород и полезных ископаемых, являющихся дискретными индикаторами определенных геодинамических сценариев (например, ассоциация кимберлитов с траппами и карбонатитами; связь орогенного золота с коллизионными гранитоидами и надвиговыми дислокациями). Проводится сравнительный анализ глобальных распределений месторождений-гигантов (Высоцкий и др., 1973; Mitchell, Garson, 1981; Козлов, Копылов, 2019) и их наложение на палеогеодинамические реконструкции. Используются методы: метод актуализма (перенос современных геодинамических моделей на прошлое); изотопно-геохронологический анализ для привязки рудо- и нефтегазообразования к геодинамическим событиям; термомеханическое моделирование литосферы для понимания условий стабилизации кратонов и формирования рифтов.

Ландшафтно-геодинамический анализ (ЛГА) является системообразующим методом исследования. Под *геодинамическим ландшафтом* понимается устойчивая во времени (десяtkи-сотни млн лет) пространственная структура литосферы, характеризующаяся

специфическим набором взаимосвязанных тектонических, магматических, метаморфических и осадочных процессов. В основе ЛГА лежит не просто формальное описание тектонической обстановки, а выявление причинно-следственных связей между глубинными мантийными процессами, реакцией литосферы и формированием минеральных систем. Процедура ЛГА включает:

1). *Выделение иерархии геодинамических ландшафтов (геотектонических обстановок; геомов по В.Б. Сочаве)* – от глобальных (плюм – кратон, субдукционная зона) до региональных (авлакоген, передовой прогиб) и локальных (рифтогенный грабен, вулcano-тектоническая депрессия).

2). *Анализ временной эволюции ландшафта (геодинамической серии)*: установление этапности его развития (например, для пассивной окраины: домезозойский кристаллический фундамент → континентальный рифт → стадия океанического спрединга → стадия пассивной окраины с мощным осадочным чехлом → возможная инверсия) и идентификацию «рудообразующего окна» – конкретного этапа, благоприятного для формирования определенного типа месторождений (Goldfarb, Groves, 2015).

3). *Составление пространственно-временных корреляционных диаграмм (палеток)*, на которых сопоставляются эволюция геодинамического ландшафта, магматические события, осадконакопление и эпохи минерализации. Это позволяет выявить лаг-время между геодинамическим триггером (например, коллизией) и пиком рудоотложения (Allen P., Allen J., 2013).

4). *Идентификация геодинамических «прекурсоров» и «наследников»*. Например, установление, что гигантские осадочные бассейны углеводородов часто наследуют ранние рифтогенные структуры, которые, в свою очередь, могут быть реакцией на более древний орогенез или плюмовую активность.

5). *Районирование и типизация геодинамических ландшафтов*. В основе методологии районирования и типизации ландшафтно-геологических (геохимических и геодинамических) систем лежат принципы системного анализа и ряд положений о геосистемах, разработанных В.Б. Сочавой (1978), где для систематизации подразделений природной среды применяется принцип двухрядной классификации геосистем: геомер – типологических выделов и геохор – единиц регионального ряда. Геомерами разных уровней можно рассматривать геодинамические ландшафты (геотектонических обстановок). Таксономическими единицами районирования регионального ряда являются: геохоры разных порядков

– ландшафтно-геодинамические пояса (терагеохоры), провинции (гига-геохоры), области (мегагеохоры), районы (макрогеохоры), подрайоны (мезогеохоры) (Копылов, Даль, 2015; Копылов, 2019).

6). *Многоуровневое дешифрирование кольцевых структур – ландшафтных аномалий* (ЛА) – основной картографический метод ЛГА. В классификации ландшафтных аномалий выделяется более 12 уровней генерализации (по дешифрированию материалов дистанционного зондирования (МДЗ)) с соответствующими масштабами изучения, размерами и видами геологических объектов: от планетарного и континентального (М. 1:100 000 000 – 1:50 000 000, картирование крупных кратонов, орогенов, синеклиз), до локальных (М. 1:50 000-1:25 000, картирование локальных объектов, структур, месторождений). Крупнейшие ЛА классифицируются как морфоструктурно-геодинамические ландшафтные аномалии (МГЛА). Например, на Африканском континенте выделены 7 МГЛА I порядка (с размером 1-2,2 тыс. км), 17 МГЛА II порядка (800-1000 км), и 60 МГЛА III порядка (от 300-400 до 800 км). Отмечается связь крупных МГЛА с перспективными зонами полезных ископаемых, особенно по алмазам и углеводородам (Копылов, 2025). На Западном Урале и Приуралье (Пермский край) выделено более 5 тыс. ЛА (с размерами 1-10 км), все известные месторождения и проявления углеводородов, алмазов, золота контролируются ландшафтными аномалиями (Копылов и др., 2015; Копылов, 2018).

Линеаментно-геодинамический анализ (ЛиГА). Если ЛГА дает объемно-временную модель, то ЛиГА фокусируется на анализе линейных (плоскостных) структур литосферы – линеаментов, понимаемых как глубоко проникающие, долгоживущие зоны нарушенной сплошности, играющие роль каналов для флюидов, магм и контролеров осадочных бассейнов. Это субпрямолинейные индикаторы тектонических нарушений любых размеров. Метод основан на интеграции данных дистанционного зондирования (ДЗЗ), геофизических полей (гравитационных, магнитных) и геологических карт.

Алгоритм ЛиГА включает:

1). *Многоуровневое дешифрирование линеаментов.* Выявление и ранжирование линеаментных систем по масштабу (планетарные, региональные, зональные, локальные и др.), времени заложения и реактивации, а также по морфоструктурным признакам в данных ДЗЗ и на картах аномальных полей (Копылов, 2019, 2025).

2). *Анализ геодинамической природы линеаментов.* Разделение на унаследованные (реактивированные) и вновь образованные структуры. Установление их связи с конкретными геодинамическими режимами:

рифтовые грабены, трансформные разломы, зоны субдукции, коллизонные швы, сдвиговые системы и др. (Condie, 2011).

3). *Построение моделей линеаментных узлов и их верификация.* Выявление пересечений линеаментов разного порядка и направленности, которые являются зонами повышенной проницаемости литосферы. Именно такие узлы часто контролируют размещение кимберлитовых трубок (якутские провинция, африканские провинции), эпитермальных золоторудных полей (Тихоокеанский пояс) и структурных ловушек углеводородов.

4). *Реконструкция полей напряжений.* По конфигурации и кинематике линеаментных систем реконструируются палеонапряженные состояния литосферы, что критически важно для понимания механизмов формирования трещиноватости коллекторов и миграционных путей флюидов.

Инструментальные и аналитические методы

Для количественного обоснования выводов ЛГА и ЛиГА привлекаются:

- *геофизическое (сейсмическое, гравимагнитное) моделирование.* Для визуализации глубинного строения литосферы в ключевых геодинамических ландшафтах (Чадаев и др., 2012);

- *геохимические и изотопные методы* ($^{234}\text{U}/^{284}\text{U}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$ и др.), для точной привязки событий магматизма, метаморфизма и минерализации к этапам эволюции геодинамического ландшафта и их характеристики (Тихонов, Копылов, 2004; Копылов, 2012);

- *термобарогеохимия и микровключения.* Для определения РТХ-условий формирования месторождений и состава рудообразующих флюидов, что позволяет судить об их глубинности и источнике;

- *термомеханическое численное моделирование.* Для оценки устойчивости литосферы, сценариев ее растяжения, сжатия или взаимодействия с мантийным восходящим потоком, что позволяет прогнозировать потенциальные зоны магматизма и флюидодинамических аномалий.

Интеграция всех перечисленных методов в рамках единой геодинамической парадигмы позволяет перейти от описательных корреляций к построению причинно-следственных моделей минерации.

Геодинамические ландшафты и их связь с минерацией

Геодинамические ландшафты и минерация алмазов

Коренные месторождения алмазов (кимберлиты, лампроиты) являются исключительными маркерами состояния субконтинентальной литосферной мантии (СКЛМ). Их пространственная приуроченность

к древним кратонам (>2.5 млрд лет) и обусловлена наличием глубоких (>150 км) холодных и жестких корней, где возможна стабилизация алмазной фации (Устинов и др., 2017). Однако сам магматизм, выносящий алмазы, является следствием деструкции этих стабильных областей. Выделяются два основных геодинамических сценария.

Активация кратонных окраин. Наиболее продуктивный сценарий связан с взаимодействием мантийных плюмов с кратонной литосферой (Van Hinsbergen D.J.J. и др., 2011; Ernst R.E. и др., 2013). Плюм вызывает термо-механическую эрозию корня кратона, дегазацию и частичное плавление метасоматизированной СКЛМ, что приводит к взрывному кимберлитовому магматизму. Примеры: прорывы кимберлитов Сибирской платформы (плюм триасового траппового магматизма), провинции Южной Африки (связь с горячим полем Карару).

Рифтогенез в кратонных областях. Реликтовые рифтовые зоны (авлакогены) ослабляют литосферу, создавая каналы для подъема глубинного магматизма. Этот процесс часто имеет пульсирующий характер и растянут во времени.

Таким образом, алмазоносность – это продукт «стресса» устойчивой системы: взаимодействия глубинного теплового потока (плюм, суперплюм) с холодной кратонной литосферой.

Геодинамические ландшафты и минерализация золота

Золоторудные системы демонстрируют более широкий спектр геодинамических обстановок, но их пиковая продуктивность также связана с ключевыми перестройками (Goldfarb, Groves, 2015).

Орогенные месторождения (мезотермальные тип). Формируются в сдвигово-надвиговых режимах на поздних стадиях коллизионного орогенеза, когда происходит тектоническое утолщение коры, ее частичное плавление и масштабный выброс метаморфогенных флюидов. Золото концентрируется в системах крутопадающих кварцевых жил (напр., месторождения Канадского, Балтийского щитов).

Эпитермальные месторождения кайнозойского возраста. Приурочены к активным континентальным окраинам и островным дугам. Их формирование связано с субдукционными процессами, когда обогащенные металлами флюиды, высвобождающиеся из погружающейся плиты, инициируют магматизм и создают системы гидротермальных жил и прожилков (Тихоокеанский рудный пояс).

Связь с плюмовыми событиями. Крупнейшие провинции (напр., Витватерсранд, палеопротерозойские конгломераты) могут быть связаны с глобальными геодинамическими событиями в том числе, плюмовым магматизмом. Магматизм, ассоциированный с плюмами

(щелочно-гранитоидный), также формирует редкометалльно-золоторудные объекты в пределах континентов.

Общей закономерностью является приуроченность крупных золоторудных событий к периодам смены геодинамического режима (от сжатия к растяжению, активизации глубинных разломов) и отражение их в зонах повышенной трещиноватости (Копылов, Шкляев, 2019; Копылов, Наумов и др., 2019; Копылов, Устинов, 2025; Копылов, Чирков, 2025).

Геодинамические ландшафты и минералогия углеводородов

Углеводороды, в отличие от алмазов и золота, являются продуктом преимущественно осадочно-бассейновых процессов, но их масштабная генерация и аккумуляция жестко контролируются геодинамикой.

Пассивные окраины. Наиболее продуктивный тип бассейнов. Длительное subsidирование, формирование мощного осадочного чехла с качественными нефтематеринскими толщами (часто в рифтовой стадии) и крупными ловушками (структурами роста, соляными куполами) создает условия для гигантских месторождений (Персидский залив, Мексиканский залив, Западно-Сибирская плита).

Внутриконтинентальные рифты и авлакогены. Рифтогенез создает глубокие депрессии с быстрым захоронением органики, а последующее погружение («саги» стадия) обеспечивает созревание. Пример – бассейн Северного моря.

Передовые и межгорные прогибы. Формируются в ходе коллизионного орогенеза и аккреции. Их нефтегазоносность зависит от наличия унаследованного осадочного выполнения и термального режима (Прикаспийская впадина).

Критическим геодинамическим фактором выступает *тепловой поток*. Аномально высокий поток (рифтинг, плюм) может привести к перезреванию органического вещества, а устойчиво-пониженный (кратоны) – к консервации. Крупнейшие провинции возникают в условиях оптимального, часто унаследованного, термического режима.

Согласно *теории абиогенного (глубинного, неорганического) происхождения нефти и газа*, основные положения которой были сформулированы Д.И. Менделеевым, развиты Н.А. Кудрявцевым, В.Б. Порфирьевым, П.Н. Кропоткиным и др. и систематизированы А.И. Тимурзиевым (2013), углеводороды синтезируются в верхней мантии Земли из неорганического углерода и водорода при высоких давлениях и транспортируются к поверхности по зонам повышенной проницаемости литосферы. Ключевую роль в формировании месторождений играют не осадочные бассейны как генераторы, а геодинамические

обстановки, обеспечивающие вертикальную миграцию этих флюидов в литосферу.

В данном контексте *геодинамические ландшафты* (рифты, окраины, орогены, внутриплитные поднятия) перестают быть лишь фоном для осадконакопления. Они рассматриваются как прямые индикаторы и результат активности *геоактивных зон (ГАЗ)* – структур, обеспечивающих прямую связь между мантией и земной корой. Следовательно, связь «нефтегазоносность – геодинамический ландшафт» является вторичной, тогда как первична связь «нефтегазоносность – *геоактивная зона*» (Козлов, Копылов, 2019).

Формирование геодинамических ландшафтов над геоактивными зонами

ГАЗ являются *первопричиной* формирования наблюдаемых геодинамических обстановок:

- *рифты* образуются над линейными ГАЗ в виде восходящих мантийных диапиров или зон растяжения;
- *орогены и окраины* формируются в результате взаимодействия литосферных плит, границы которых сами по себе являются мощнейшими ГАЗ;
- *внутриплитные поднятия и трапповый магматизм* – прямое следствие активности мантийных плюмов (точечных ГАЗ);
- *кольцевые структуры* в осадочном чехле часто отражают воздействие скрытых глубинных ГАЗ (плюмов, диапиров) на жесткие блоки фундамента (Ali, 2019; Korylov, 2019).

Минерагенические корреляции (на примерах Африки)

Установлена пространственная связь выделенных структур (по ЛГА, ЛиГА) с крупными месторождениями:

- нефтегазоносные бассейны Северной и Западной Африки (Сирт, Нигерийский, Конго) локализованы в пределах МГЛА I и II порядков, совпадающих с синеклизами, где мощность литосферы составляет 160-240 км (Моделевский и др., 2016, Козлов, Копылов, 2019).
- поля кимберлитов и россыпей алмазов Южной и Центральной Африки приурочены к внутренним частям кратонов (МГЛА I порядка – Калахари, Конго), но тяготеют к их периферии, где фиксируются линеаменты континентального ранга (Устинов и др., 2017, Копылов, 2025);
- рудные узлы цветных и редких металлов часто пространственно совпадают с пересечениями линеаментов СЗ и СВ направлений и границами МГЛА более низких порядков.

Заключение. Проведенный анализ позволяет сформулировать следующие фундаментальные закономерности:

1) геодинамический ландшафт – это поверхностное выражение активной или унаследованной глубинно-флюидной системы – прямой индикатор и результат активности *геоактивных зон*;

2) крупнейшие скопления алмазов, золота и углеводородов формируются в строго определенных *геодинамических ландшафтах*, являющихся узловыми элементами долгоживущих (сотни млн лет) геодинамических циклов;

3) *время формирования месторождений* часто коррелирует с эпохами глобальных геодинамических перестроек: распадом и сборкой суперконтинентов, масштабным плюмовым магматизмом, изменениями режима субдукции;

4) существует *глубинная взаимосвязь* между типами полезных ископаемых: активизация кратона плюмом может привести к одновременному или последовательному формированию траппов, кимберлитов и золотоносных гидротермальных систем в обрамлении. Осадочные бассейны, наложенные на рифтогенные структуры, контролирующие размещение золота, могут стать нефтегазоносными;

5) установленные закономерности подтверждают *концепцию линейно-узлового контроля оруденения*. Крупные МГЛА (кратоны) определяют металлогеническую специализацию (например, алмазность), а их активизированные границы (зоны линейментов) создают каналы для флюидной миграции и локализации рудных скоплений и углеводородных систем. Это создает основу для прогнозного моделирования на малоизученных территориях;

6) предлагаемый *геодинамический подход* к минерагении создает основу для принципиально нового уровня прогноза, где поисковые критерии выводятся из реконструкции эволюции литосферы региона, а не только из анализа прямых геологических признаков оруденения.

Библиографический список

Геология и полезные ископаемые Африки / И.В. Высоцкий, Я.Г. Кац, Г.П. Леонов, Е.Е. Милановский, В.П. Поникаров, В.Е. Хаин (отв. ред.). М.: Недра, 1973. 544 с.

Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. Пермь, 2001. 220 с.

Козлов С.В., Копылов И.С. Закономерности размещения уникальных и крупных месторождений нефти и газа в земной коре, нефтегазогенерирующие глубинные зоны образования углеводородов и первичные астеносферные землетрясения как единый планетарный процесс // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 1. С. 64-72.

Копылов И.С. Анализ геологических и минерагенических условий, планетарная тектоническая трещиноватость и линейментная сеть Африки // В сборнике: Аэрокосмические методы в геологии. Пермь, 2025. С. 11-41.

Копылов И.С. Геодинамические и геохимические ландшафты: систематизация, районирование, аномалии // Проблемы минералогии, петрографии и метал-

- логении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2019. № 22. С. 345-352.
- Копылов И.С. Ландшафтно-геодинамический анализ при поисках нефти и газа. Beau Bassin, Mauritius, 2018. 210 с.
- Копылов И.С. Морфонеотектоническая система оценки геодинамической активности. Пермь, 2019. 131 с.
- Копылов И.С. Региональный ландшафтно-литогеохимический и геодинамический анализ. Saarbrücken, 2012. 152 с.
- Копылов И.С., Даль Л.И. Типизация и районирование ландшафтно-геохимических систем // Современные проблемы науки и образования. 2015. № 2-1.
- Копылов И.С., Наумов В.А., Голдырев В.В., Брюхов В.Н. Региональный структурно-геодинамический анализ Вишерской площади по результатам аэрокосмогеологических исследований с целью поисков золота // В сборнике: Аэрокосмические методы в геологии. Пермь, 2019. С. 77-84.
- Копылов И.С., Наумов В.А., Наумова О.Б., Харитонов Т.В. Золото-алмазная колыбель России. Пермь, 2015. 131 с.
- Копылов И.С., Устинов А.О. Аэрокосмогеологический анализ золоторудных месторождений Карлинского типа (Невада, США) // В сборнике: Аэрокосмические методы в геологии. Пермь, 2025. С. 228-240.
- Копылов И.С., Чирков А.С. Методологический подход при поисках рудного и россыпного золота с применением аэрокосмических методов (на примере Бодайбинского района, Иркутской области) // В сборнике: Аэрокосмические методы в геологии. Пермь, 2025. С. 121-137.
- Копылов И.С., Шкляев Д.И., Трофимов Р.Н. Применение аэрокосмических методов для поисков золота на Среднем Урале (листы О-40-Х, XVI) // В сборнике: Аэрокосмические методы в геологии. Пермь, 2019. С. 145-158.
- Моделевский М.С., Моделевский М.М. Общая оценка нефтегазового потенциала Африканского континента // Геология и геофизика. Т. 57, № 9. 2016. С. 1707-1714.
- Сочава Б.В. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978. 319 с.
- Тимурзиев А.И. Современное состояние теории происхождения и практики поисков нефти: тезисы к созданию научной теории прогнозирования и поисков глубинной нефти // Глубинная нефть. 2013. Т. 1, №1. С.18-44.
- Тихонов А.И., Копылов И.С. Изотопно-гидрогеохимический метод и перспективы его использования для поисков коренных месторождений алмазов на территории Пермской области // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского. 2004. № 6. С. 187-192.
- Устинов В.Н., Голубев Ю.К., Загайный А.К., Кукуй И.М., Микоев И.И., Лобкова Л.П., Антонов С.А., Конкин В.Д. Анализ перспектив алмазоносности Африканской провинции в связи с развитием минерально-сырьевой базы Российской Федерации за рубежом // Отечественная геология. 2017. №6. С. 52-66.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
- Чадаев М.С., Гершанок В.А., Гершанок Л.А., Копылов И.С., Коноплев А.В. Гравиметрия, магнитометрия, геоморфология и их параметрические связи. Пермь, 2012. 91 с.
- Ali M.D., Kopylov I.S. Lineament-geodynamic analysis of the republic of Somalia for oil and gas search // Aerospace methods in geology. Perm, 2021. P. 204-216.
- Kopylov I.S., Ali M.D. Aerospace analysis of East Africa and Northern Somalia (for geodynamic assessment and searching for oil and gas) // Geoecology, engineering geodynamics, geological safety. Pecherkinskie reading. Perm, 2021. P. 406-418.
- Allen, P.A., Allen, J.R. Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment. 3rd ed. Wiley-Blackwell, 2013. – 632 p.

- Condie K.C. *Mantle Plumes and Their Record in Earth History*. Cambridge University Press, 2001. 306 p.
- Goldfarb, R.J., Groves, D.I. *Orogenic Gold: Common or Evolving Fluid and Metal Sources over Time* // *Journal of Earth Science*. 2015. Vol. 104, № 2. P. 303-322.
- Ernst R.E., Bleeker W., Söderlund U., Kerr A.C. *Large Igneous Provinces and Supercontinents: Toward Completing the Plate Tectonic Revolution* // *Lithos*, V 174, 2013. P. 1-14.
- Mitchell A.H.G., Garson M.S. *Mineral deposits and global tectonic settings*. London; New York: Academic Press, 1981. 405 p.
- Van Hinsbergen D.J.J., Buiter S.J.H., Torsvik, T.H., Gaina C. & Webb S.J. (eds) *The formation and evolution of Africa from the Archaean to Present: introduction*. Geological Society, London, *Special Publications*, 357, 1–8. DOI: 10.1144/SP357.1 0305-8719/11/\$15.00 #The Geological Society of London, 2011.

GEODYNAMIC LANDSCAPES AND MINERAGENIC REGULARITIES (DIAMONDS, GOLD, HYDROCARBONS)

I.S. Kopylov

*Perm State National Research University, Perm
georif@yandex.ru*

This article is devoted to the development of a new geodynamic approach to predicting diamond, gold, and hydrocarbon deposits. It is based on the concept of a “geodynamic landscape” as an integrated system reflecting the interaction of deep and surface processes. A set of methods has been developed and applied, including landscape-geodynamic and lineament-geodynamic analysis. The study demonstrates that the largest mineral accumulations are consistently associated with lineament intersections and ring-shaped landscape anomalies. The relationship between each resource type and specific geodynamic scenarios is demonstrated, for example, diamonds, with the activation of cratons by mantle plumes. The resulting patterns are confirmed using examples from the world’s largest provinces. This work lays the foundation for a fundamentally new, cause-and-effect model of predictive minerageny.

Keywords: geodynamic landscape, minerageny, diamonds, gold, hydrocarbons, landscape-geodynamic analysis, landscape anomaly, geactive zone, deposit forecast.

С.И. Кульбиков

Независимый исследователь

СОЛЁНЫЕ КЛЮЧИ И РАССОЛОПОДЪЁМНЫЕ ТРУБЫ ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ

Показано, что топонимике Пермского края немало наименований с корнем “соль” отражающих его специфику. Проведен исторический обзор изученности соляных источников начиная с 1888 г. свидетельствующий о выпаривании соли еще предками коми-пермяков. Приведены данные о пространственном положении солёных ключей и рассолоподъёмных труб, которые не ограничены контурами залежей кунгурских солей и литературных источников в которых они упоминаются.

Ключевые слова: солёные ключи, рассолоподъемные трубы, сользавод.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.118

Если взглянуть на карту Пермского края, то можно увидеть немало названий с корнем “соль” или производных от этого слова. В пермской ономастике представлены топонимы Соликамск, Усолъе, есть даже на юге Пермского края населенный пункт Сользавод. Особенно много производных от слова “соль” в названиях рек. Так, А.С. Кривощёкова-Гантман указывает “... реки Рассоленки, Рассолица, Рассольная. Так же, по сообщению В.В. Киреева, только в бассейне реки Чусовой несколько рек носит имя Рассольная” (Кривощёкова-Гантман, 1983). Пожалуй, не меньшее количество рек названы Усолками. Такие гидронимы можно встретить на севере края: есть Усолки впадающие в Вишерку и Колву, Вишеру и Яйву; есть Усолки – притоки у Косьвы и Чусовой. На юге Пермского края они тоже встречаются. Все эти гидронимы указывают, что по берегам этих рек находились или находятся соляные источники обозначающие площадь Пермского солеродного бассейна, размеры которого занимают значительную площадь территории края. Соленосный бассейн распространяется по меридиану от северной до южной границ региона, а в широтном направлении от восточной границы края, а в противоположной стороне несколько западнее реки Камы. По берегам же Рассольных и Усолков происходит разгрузка рассольного горизонта через соляные ключи, которые встречаются не только в поймах названных рек. И Верхнекамское месторождение соли (ВКМС) является только ядром Пермского солеродного бассейна.

До второй половины XIX века в описаниях путешествий по Прикамью или в статьях “Горного журнала” редко обращалось внимание на выходы солёных вод на поверхность, да и то, показывали на их единичные проявления и, как правило, связанные с расположением в Соликамске, Усолье и их окрестностях.

Одним из первых, кто обратил внимание на солянные ключи и остатки рассолоподъемных труб, был П. Кротов. В труде “Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала” (Кротов, 1888) он весьма подробно описывает приповерхностные слои осадочных пород, на рассматриваемый им территории, описывает окаменелости, встречающиеся на востоке Соликамского и Чердынского уездов, уделяет внимание полезным ископаемым в этих уездах. Кротова особенно привлекает проблема происхождения и распространения солёных источников на территории Верхнекамья и западного склона Урала. В своих рассуждениях о пластах каменной соли, он делает предположение, что в междуречье Камы, Колвы и Вишерки пласты каменной соли если и не выйдут на поверхность, то подойдут к ней очень близко. Он основывает свои предположения на том, что если пласты каменной соли в Новом Усолье встречаются на глубине 80-100 саженей, в Соликамске – до пятидесятисаженной глубины, то в районе села Жуланова еще ближе к поверхности. Обращают на себя анализы рассолов, предоставленные П. Кротову служащим промыслов графа Шувалова – К. Шмидтом за 1867 год. Из представленной справки можно узнать, что в рассолах семи рассолоизвлекальных труб есть сульфат калия (K_2SO_4), а в рассолах Покровской трубы находится – 0.0177% хлорида калия (KCl). Что, возможно, является первым упоминанием о соединениях калия, в рассолах, добываемых в Новом Усолье и Соликамске.

В 1914 году И.Я. Кривошековым был опубликован труд под названием “Словарь географический и статистический Чердынского уезда Пермской губернии” (Кривошеков, 1914). Описывая тот или иной населенный пункт, автор уделяет большое внимание его расположению, чем занимаются насельники, добывая средства к существованию. Так же рассказывается где, в том или ином месте находятся солёные источники и рассольные скважины. В отношении “Словаря” можно сказать, что он содержит несколько сот страниц, весьма подробный и объемный труд.

В начале XX века стали рассматривать проект строительства железной дороги от станции Солеварни Луньевской ветки Уральской горнозаводской железной дороги до Ухты. Для обоснования постройки новой линии были необходимы сведения о возможной загрузке будущей дороги. Одним из перевозимых грузов могла стать поваренная соль

северо-запада Пермской губернии. Поэтому запрашивают горного инженера Чердынского горного округа Г.А. Додонова “о соляных источниках” по пути следования будущей железной дороги в Чердынском уезде. И Додонов представляет в горное ведомство список мест, где в Чердынском уезде находятся выходы рассолов. Впоследствии, на основе собранных сведений, он в 1915 году публикует статью “Соль в Чердынском уезде” в “Записках Уральского Общества Любителей Естествознания”, где уточняются и систематизируются сведения о соляных ключах и рассоло-подъемных трубах Чердынского уезда.

Одновременно с Г.А. Додоновым, в том же выпуске Записок УОЛЕ, напечатана статья Е.Н. Короткова “Минеральные воды Урала” (выборка из “Указателя месторождений полезных ископаемых Урала”, составленного Коротковым в 1913 году). Статья достаточно большая, несколько десятков страниц, где представлены сведения на разнообразных минеральных источники (а не только рассолоизвлекательные трубы и соляные ключи; например: горько-солёные или солёные с сероводородом), указываются солёные озера Южного Приуралья и Зауралья. Особенностью является то, что на каждое местонахождение дается публикация, откуда были взяты сведения. Например, Попов “Хозяйственное описание Пермской губернии...”. И хотя сведений относящихся к территории современного Пермского края немного, но они или подтверждают, или дополняют других авторов.

В августе 1928 года В.Н. Поносов, краевед, сотрудник Чердынского краеведческого музея, публикует статью “Солеварение и его пионеры в Пермском крае” (Поносов, 1928). Взяв сведения из более ранних публикаций, он даёт ряд местонахождений рассольных скважин, находящихся в Чердынском районе и, основываясь на том, что все они расположены рядом с древними поселениями предков коми-пермяков или с современными коми-пермяцкими населёнными пунктами, делает вывод, что “пионерами”, теми, кто первыми начал вываривать соль в Прикамье, являлись коми-пермяки. Не оспаривая того, что местное автохтонное население производило соль еще до прихода русских переселенцев, отметим, добыча рассола у предков коми-пермяков была примитивной – солёную воду черпали из ключей. А бурение скважин было принесено русскими, поскольку представляло весьма сложный технический процесс.

В 1986 году в Соликамске проходила научно-практическая конференция “Соль и освоение края”, посвященная открытию музея (точнее музейного комплекса), на территории бывшего Усть-Боровского солеваренного завода, рассказывающая как о соляной промышленности

России, так и о технологии выварки соли. В материалах, изданных по результатам конференции, есть статья коллектива авторов – И.Н. Шестова, А.В. Шурубор, З.А. Шиляевой “Естественные выходы солёных вод и их роль в развитии солеварения в Прикамье” (Шестов и др., 1986). В публикации рассматривается вопрос расположения выходов солёных источников и рассолоизвлекательных труб на севере Пермского края и Березниковско-Соликамского района, а также и по рекам Косье, Чусовой, Барде. Заметим, что один из авторов – И.Н. Шестов, сам побывал на реках Вишерке, Вишере, Колве, Глухой Вильве, Яйве и Усолке.

Переходя к освещению заявленной темы, сразу отметим, что основной (центральный) Березниковско-Соликамский район (от реки Яйвы на юге – Яйвинского острожка Строгановых на речке Усолке, левого притока Яйвы), до южной границы бывшего Чердынского уезда (по реке Боровой и речке Лысьве, правый приток Камы), мы рассматривать не будем, поскольку о нем существуют многочисленные публикации. Нас интересует расположение рассолоизвлекательных труб и выходов на поверхность солёных вод вне пределов или на границе Верхнекамского месторождения солей (ВКМС).

Описание мест разгрузки рассольных горизонтов начнем с северо-запада Пермского края. С территории бывшего Чердынского уезда, сейчас это Гайинский, Чердынский и частично Соликамский, Красновишерский районы, то есть междуречье Камы, Вишерки и Колвы.

На северо-западе и севере Пермского края можно выделить места, где расположены соляные ключи и древние рассолоподъемные трубы. Так, можно указать выходы рассолов по реке Пильве и ее притокам Кочь и Пыдолу, в окрестностях деревни Ужгинской. Рассолоизвлекательные трубы есть на речке Пыдол, в 20 километрах от ее впадения в Пильву; и у сёл Пянтег и Коркино. Между этих сел, но уже на правом берегу реки Камы, отмечены солёные родники у села Большие Долды. Отметим только, что если у деревни Ужгинской выходы рассолов и трубы находятся на территории ВКМС, хотя и рядом с его северо-западной границей, то вот рассолоподъемные трубы у сел Коркино и Пянтег вне пределов месторождения.

Восточнее деревни Ужгинской, южнее Чусовского озера и по вытекающей из него речки Вишерки, обнаружено много мест выхода рассолов, тогда как рассолоподъемные трубы имеются только у деревни Фадино, стоящей на правом берегу Вишерки. Впрочем, рядом с деревней наблюдаются и солёные источники. Они выявлены на речке Ларевке, что ниже на 5 верст (5 километров) озера Чусовского. В 1,5 верстах от села Семь Сосен на левом берегу Вишерки есть Солёное

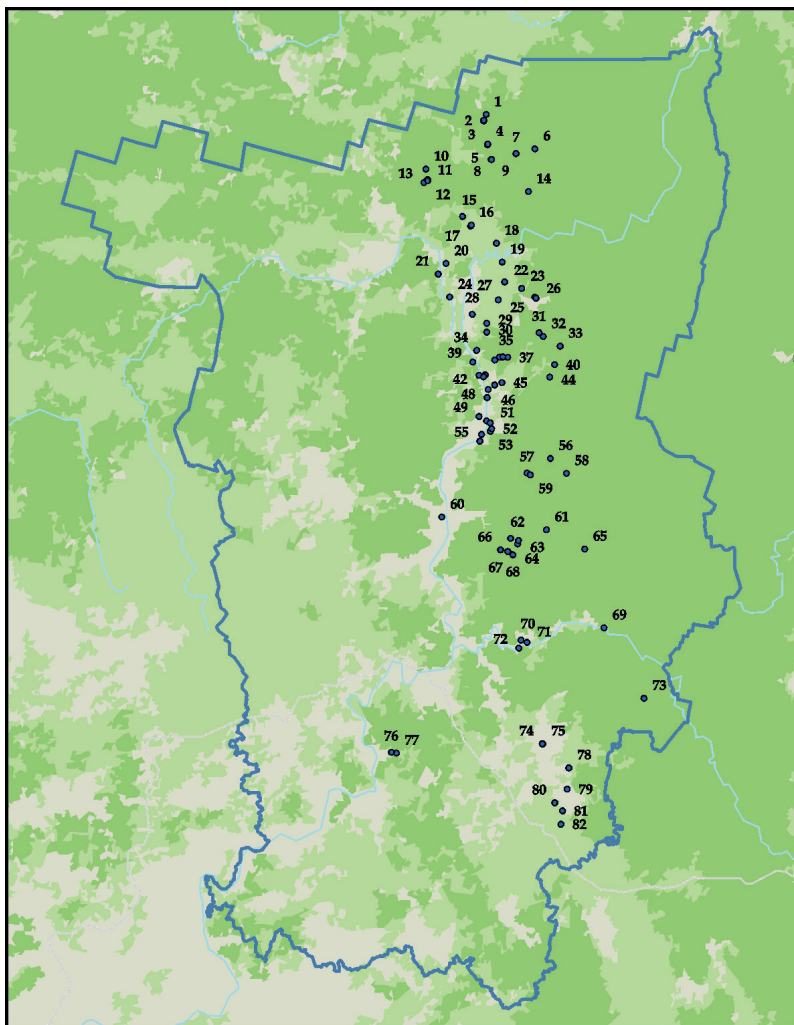


Рис. Расположение древних рассолодобычных скважин и солёных источников.
Цифровая основа подготовлена Д.С. Грибковым

озеро, в которое впадает соляной ключ. Они же есть на реке Солёной, правом притоке Вишерки, ниже на 2-3 версты села Семь Сосен. Ключи встречаются и по реке Березовой между деревнями Грязнуха и Верх Березовая. Выходы рассолов есть на речках Верхняя и Нижняя Усолка, правых притоках Вишерки. Особо отметим, что разгрузка рассольных горизонтов находится вне пределов ВКМС.

На юге, от впадения речки Вишерки в Колву, на 5 верст ниже села Камгорт указаны соляные ключи. Рассолоподъемная труба есть у села Цыдва (Монастырское), расположенного на речке Цыдовке, в 10 верстах выше её впадения в Колву справа. Трубу также можно найти в озере Кождель, на левом берегу Колвы, напротив села Вильгорт. На левом притоке Колвы реке Низьве у горы Рассольной указываются как соляные ключи, так и рассолоизвлекательные трубы. Есть трубы и в 20 верстах от города Чердынь, по дороге в деревню Бахари (стоящей на правом берегу Вишеры у города Красновишерск).

Продвигаясь далее на восток от устья Колвы вверх по течению реки Вишеры, достигаем следующего района с разгрузкой соляных горизонтов. Это местонахождение рассолов условно можно разделить на две группы: 1) По реке Язьве, левого притока Вишеры и 2) По речке Глухой Вильве, левого притока Язьвы.

К первой группе можно отнести рассолоподъемные трубы и солёные источники по речке Усолке (Рассольной), впадающей в Вишеру слева, несколько выше устья Язьвы. На Усолке в 3 (1.5-0.5 км) от деревни Кислой, где в XVI-XVII веке были солеваренные промыслы упомянутые в переписных книгах Яхонтова (1579 г.) и Кайсарова (1623-24 гг.) Еще трубы и ключи отмечены в 7 верстах от деревни Суянковой (Гари) – сейчас это, возможно, населенный пункт Суяново или Суянки. По реке Язьве и ее притокам (кроме Глухой Вильвы) рассолы встречаются: на речке Дальняя Сурья, ранее просто Сурья, правом притоке Язьвы, солёные источники есть на правом берегу Язьвы у нежилой деревни Симановой; рассолоизвлекательные трубы в 3-4 верстах от села Язьва, на зимней дороге в село Немзю. Соляные ключи и трубы есть в 3 верстах от деревни Нижней Бычиной. К язьвинской группе, пожалуй, можно отнести и рассолоизвлекательную трубу на озере Нюхти.

По речке Глухой Вильве и ее притокам выходы солёных вод обозначены источниками: 1) на Глухой Вильве на 1-2 версты ниже устья речки Зельги; 2) так же на Глухой Вильве, но ниже на 2 (8-ми, по другим источникам) версты устья речки Долгой; 3) на речке Большой Сим, по дороге из деревни Сим в деревню Камень; 4) на речке Большой Дураком, у деревни Рублевой; 5) только в одном месте в бассейне Глухой Вильвы есть рассолоподъемная труба и соляные ключи, на речке Большой Дураком, по дороге из деревни Полом в деревню Низову (Низовую).

Южнее впадения Колвы в реку Вишеру расположен другой район с выходами рассолов и древними скважинами; его условный центр можно обозначить селом Верх Мошево. К нему относятся проявления и на реке Толыч, левом притоке Вишеры, в последней четверти XVI и в XVII

веке располагался промысел, упомянутый и Яхонтовым, и Кайсаровым. От него остались рассолоизвлекательные трубы, одну из которых можно видеть в русле реки еще в настоящее время. По речке Мошевице, у села Верх Мошево, есть рассолоподъемные трубы; на той же речке у деревни Зуевой ниже на 3 версты и выше на 2 версты Г.А. Додонов упоминает рассолоизвлекательные трубы. На северо-восток от села Верх Мошево, солёный источник на речке Нечаихе, в двух верстах от деревни Клепиковой и трёх от села Татарское. Солёный ручей впадает слева в реку Мошевицу у села Жуланово. По пойме реки Боровой отмечают большое количество, как солёных источников, так и рассолоизвлекательных труб. Их можно видеть выше и ниже по течению реки у села Верх Борового. Кстати, выше села, в урочище Рассолы Г.А. Бординских был раскопан древний (X-XI века) промысел по производству соли предками коми-пермяков – родановцами. От села Вер Борового, вниз по течению Боровой на левом притоке, речки Азлас, указаны рассолоподъемные трубы. А у села Косолапово выявлены как соляные ключи, так и рассолоизвлекательные трубы.

На правом берегу реки Камы, к условному “Мошенскому” району проявлений рассолов, примыкают рассолоподъемные трубы на речке Вильва, у одноимённого села Вильва, и в Григоровской курье, у деревни Григорово. К ним же можно отнести остатки солеваренного промысла Пыскорского Спасо-Преображенского монастыря, действовавшего в 30-годах XVII века, о котором писал еще Н.В. Устюгов. Рассолоизвлекательная труба отмечена между речкой Лысвой (правый приток Камы) и речкой Поповкой в озере у истока озера Черева.

Если спуститься вниз на юго-восток от города Березники, то на реке Вильва, правом притоке Яйвы, ниже села Всеволодо-Вильва и речки Зарьи, находится рассолоподъемная труба. А на речке Лытва, ниже города Александровск, указан соляной ключ.

Следующий район, обозначающий южную границу ВКМС, хотя собственно это не район, а извилистая линия вдоль реки Косьвы, начинается на правом берегу Камы, с устья реки Иньвы, где рядом с селом Кыласово до 1954 года можно было увидеть рассолоподъемную трубу. В настоящее время она, скорее всего, затоплена водами Камского водохранилища. Продолжается линия по реке Косье, на берегах которой: соляные ключи можно встретить у деревни Таборы и деревни Шестаки; рассолоподъемные трубы у деревни Ключанка; источники и скважины на правом берегу Косьвы у деревни Серегово, в устье Косьвы у деревни Усть-Пожва (Наумята), и между деревнями Камгортом и Золотята. Южнее границы ВКМС, в нижнем течении реки Чусовой, еще

Строгановыми были основаны промыслы по добыче поваренной соли: в 1569 году – Нижние Чусовские городки, а в начале XVII столетия – Верхние Чусовские городки. Эти предприятия работали до 70–80-х годов XVIII века. От них остались только скважины по добыче рассола. Да по берегу Чусовой, в местах расположения городков, встречались и солёные источники. Остатки рассолоподъёмных труб находили и у деревни Верхние Пеньки, расположенной между городками. В настоящее время все эти проявления выходов рассолов затоплены Камским водохранилищем.

Значительно менее известны соляные ключи выше по течению реки Чусовой. Ниже камня Гладкого и выше впадения в Чусовую речки Семеновки (Глухой) расположены солёные источники. И уже совсем в горах выходы рассолов наблюдаются на Усьве, на 2 версты ниже впадения в неё речки Мутной и в устье реки Койвы. Хотя, возможно, И.Ф. Штукенберг был не точен, так как немного выше устья Койвы, на правом берегу Чусовой есть урочище, имеющее знаковое название – Рассолы. Скорее всего, именно там и есть соляные ключи.

Обращают на себя внимание выходы солёных вод и скважины на юге Пермского края в бывшем Кунгурском уезде. Так, солёные источники есть в верховьях речки Талаля, притока реки Кумышь, и на речке Лек, притоке Сылвы.

Рассолоподъёмные трубы можно встретить: у села Сользавод и ниже по течению реки Барда; на речке Шаква, притока Сылвы, около села Березового, и в устье речки Меча, притока Сылвы; на реке Сылве у села Красный Яри и в, находящегося недалеко, бывшей Черноярской волости, центром которой являлось село Черный Яр.

Солёные ключи и рассолоподъёмные трубы есть по реке Сылва в 1.5 верстах от села Тохтарёво солёное озеро и рядом скважины; и, как пишет И.Ф. Штукенберг, у деревни Шарапьева (Шаравяева) в Красноярской волости.

На юго-западе от города Пермь и в стороне от условного Сылвинско-Бардымского района выходов рассолов, соляные ключи (как обозначает Коротков) расположены на левом притоке Камы реке Пиза у деревни Кашиной и на её правом притоке речке Северной (до революции 1917 года эти реки назывались соответственно Пизь Полуденный и Пизь Северный).

Наличие рассолоизвлекающих труб на юге Пермского края свидетельствует о том, что здесь в свое время были попытки организовать производство поваренной соли. Такими предпринимателями являлись, например, купцы братья Осокины, которые в первой половине

XVIII века поставили свой промысел на реке Барде. Но, уже в 1750 году купцы прекращают выварку соли и вкладывают свои капиталы в производство железа. Объяснялось это тем, что и солеварение, и металлургия в качестве горючего материала требовало много древесины, а для занятия тем и другим одновременно ее не хватало, так как уже в XVIII веке начинает ощущаться недостаток леса в Кунгурском уезде. А поскольку производство соли стало низкорентабельным из-за введенной в 1705 году государственной монополии на продажу соли, тогда как производителям металлов государство предоставляло различные привилегии, то промышленники начинают вкладывать свои деньги в металлургию. Наличие в Южном Прикамье не менее семи мест, где расположены рассоподъемные трубы, свидетельствует от том, что не только братья Осокины организовывали здесь производство соли. Так можно назвать и А.Г. Демидова, владевшего Суксунским железоделательным заводом. Демидов и построил солеваренный промысел вблизи от своего металлургического предприятия, благо опыт по выварке соли был, поскольку в Соликамске у Демидовых были свои варницы. Возможно, существовали и другие, кто пытался в Кунгурском уезде наладить выварку соли, но о них в настоящее время сведений нет.

В заключение можно утверждать, что Прикамский солеродный район не ограничивался только площадью Верхнекамского месторождения соли, с условным Березниковско-Соликамским центром, где в настоящее время сосредоточена добыча хлорида калия. В прошлом, в разное время, выварку соли можно было наблюдать на севере – от реки Вишерки у деревни Фадиной, до рек Сылта и Барда на юге. На северо-западе рассолоизвлекательные трубы описаны у сел Пянтег и Коркино; на западе по правому берегу Камы – на ее притоке Вильве, в Григоровской курье и устье Иньвы. На северо-востоке у деревни Кислой стоящей на речке Усолке, левом притоке Вишеры, на притоке Глухой Вильвы речке Большой Дураком (по дороге из деревни Полом в деревню Низовую). На востоке по реке Вильве, ниже села Всеволодо-Вильва и речки Зарьи. На юге скважины для извлечения рассолов показаны у сел Красный и Черный Яр.

А если еще добавить выходы солёных источников, то на севере их можно встретить на юге Чусовского озера, в верховьях Вишерки, на ее притоках Еловке и Ларевки. На северо-востоке по речке Глухой Вильве и ее притоках. На востоке в устье Койвы и на Усьве, ниже ее притока речки Мутной. Западная сторона выходов соляных ключей ограничивается рекой Камой; на юге это выходы солёных источников на реке Пизе и ее притоке Северной.

Как видим, выходы рассолов на поверхность не ограничиваются контурами ВКМС. И вряд ли список обозначенных нами мест рассолоподъёмных труб и проявлений соляных ключей является окончательным. В этом отношении можно привести слова Г.А. Додонова относительно Чердынского уезда: "Настоящий перечень, конечно, не обнимает всего количества соляных месторождений Чердынского уезда, а является, может быть, только десятой частью". Здесь укажем на рассолоизвлекательную трубу у озера Нюхти, которая не описана ни в одном письменном источнике, сведения и фотография о которой представлены автору соликамским историком Г.А. Бординских. Если обратиться к И.Я. Кривошекову, то он пишет о том, что все Усть-Улсовские вогулы (манси) имеют фамилию Солеваровы, вследствие чего можно предположить, что на реке Улс или выше по течению Вишеры, где-то есть соленые ключи, на которых манси занимались вываркой соли. Указывая нам на то, что дальнейшие исследования принесут нам новые точки выходов рассолов на карте Пермского края.

Автор выражает благодарность Д.С. Грибкову, за помощь в подготовке карты с расположением древних рассолодобычных скважин и солёных источников (см. рис.)

Таблица

Реестр солёных ключей и рассолоподъёмных труб

№ на карте	Тип	Местонахождение	Библиографический источник
1	ключ	5 вёрст ниже оз. Чусовского, около р.Ларёвки	Кривошеков 1914 Додонов 1915 Шестов 1986
2	ключ	оз. Солёное, на лев. берегу р. Вишерки, в 1,5 версте от д.Семь Сосен	Додонов 1915
3	ключ	р. Солёная, пр. приток р. Вишерки, 2-3 версты ниже д. Семь Сосен	Додонов 1915
4	ключ	р. Вишерка, пр. приток р. Колвы, в 0,5 версты выше д. Фадиной	Кривошеков 1914 Додонов 1915. Шестов 1986
5	труба	р. Вишерка, пр. приток р. Колвы, у д. Фадиной	Кривошеков 1914 Коротков 1915 Шестов 1986
6	ключ	р. Берёзовая, между деревень Грязнуха и Верх Берёзовая	Коротков 1915
7	ключ	д. Раскат, Корепинская волость, на пр. берегу р. Колвы	Додонов 1915 Коротков 1915 Шестов 1986
8	ключ	р. Верхняя Усолка, приток р. Вишерки	Додонов 1915
9	ключ	р. Нижняя Усолка, пр. приток р. Вишерки, ниже на 0,5 версты от р. Верхняя Усолка	Додонов 1915

10	ключ	р. Пыдол, в 10 верстах от устья р. Пильва	Кротов 1888 Кривошеков 1914 Додонов 1915 Коротков 1915 Поносов 1928
11	ключ	р. Кочь, в 1 версте от д. Ужгинской, что на р. Пильва	Кротов 1888 Додонов 1915 Коротков 1915 Поносов 1928
12	ключ	р. Усолка, приток р. Пильвы, близь с. Ужгинское	Кривошеков 1914
13	ключ	д. Ивановская (Федорцова), на р. Пильва	Кривошеков 1914 Коротков 1915 Поносов 1928
14	ключ	р. Низьва, левый приток р. Колвы, у г. Разсольной	Кротов 1888 Додонов 1915
15	труба	с. Цыдва (Монастырское), в 10 верстах	Поносов 1928 (2 трубы) Шестов 1986
16	ключ	ниже с. Камгорт на 5 вёрст по р. Колве	Додонов 1915 Поносов 1928
17	труба	с. Вильгорт, на левом берегу р. Колва	Кривошеков 1914 Додонов 1915
18	труба	по дороге из г. Чердынь, в 20 верстах в д. Бахари	Додонов 1915
19	ключ	р. Усолка, лев. приток р. Вишеры, в 7 верстах от д. Суянской (Гари), выше устья р. Язьвы	Кротов 1888 Кривошеков 1914 Додонов 1915 (2 трубы) Коротков 1915 Поносов 1928 (4 трубы) Шестов 1986
20	труба	д. Корнино, в 2 верстах от чудского городища, на лев. берегу р. Кама	Кривошеков 1914 Додонов 1915 Коротков 1915 Поносов 1928
21	ключ	д. Большие Долды, Пянтежской волости	Додонов 1915
22	труба	с. Язьва (3-4 верстах) по зимней дороге в с. Немзю	Додонов 1915 (2 трубы) Поносов 1928 (10 труб)
23	труба	р. Рассольная (Усолка) в 1,5 верстах от р. Язьва в 3 верстах (1,5-0,5 км.) от д. Кислой	Кривошеков 1914 Додонов 1915 (7 труб) Коротков 1915 Поносов 1928 (7 труб) Шестов 1986
24	труба	в 4 верстах от с. Пянтег, у Чудского городища	Додонов 1915
25	ключ	р. Сурья, пр. приток р. Язьвы	Коротков 1915 Поносов 1928 Шестов 1986
26	ключ	р. Язьва, в 3 верстах от д. Нижняя. Бычина	Додонов 1915 Поносов 1928
27	труба	оз. Нюхти, точной привязки к берегу озера нет	Бординских Г.А. устно

28	труба	р. Толыч, лев. приток р. Вишеры, в 15 верстах от д. Лопаницыной, напротив д. Могилинькой	Кривошеков 1914 Додонов 1915 (7 труб) Поносов 1928 (12 труб)
29	ключ	р. Нечаиха, в 2 верстах от д. Клепиковой и д. Татарского (Татарской?) Мошевской волости	Додонов 1915
30	труба	р. Мошевица у д. Жуланово	Додонов 1915
31	ключ	р. Глухая Вильва, в 1-2 верстах ниже р. Зельги	Кривошеков 1914
32	ключ	р. Глухая Вильва, в 2 (8 по другим источникам) верстах ниже устья р. Долгой	Кротов 1888 Додонов 1915 Поносов 1928
33	ключ	р. Большой Сим, у дороги из д. Сим в д. Камень	Кротов 1888 Додонов 1915 Коротков 1915 Поносов 1928
34	труба	д. Верх Мошево, р. Мошевица	Додонов 1915
35	труба	р. Боровица, ниже с. Верх Борового	Кротов 1888 Додонов Г.А.
36	труба	р. Азлас, пр. приток р. Боровица	Шестов 1986
37	ключ	р. Боровица, выше с. Верх Борового	Додонов Г.А. (10 труб и ключ) Поносов 1928 (7 труб)
38	ключ	р. Боровица, у л. Косолапово	Коротков 1915
39	труба	р. Вильва, в 5 верстах от р. Кама	Кривошеков 1914
40	ключ	р. Большой Дураком, приток р. Глухой Вильвы у дороги из д. Полом в д. Низовую	Кротов 1888 Додонов 1915 Коротков 1915
41	труба	р. Кама, у пр. (остров) и лев. берега, у с. Верх Борового	Коротков 1915 Шестов 1986 Кульбиков 2010 Богданов 2014
42	труба	Григоровская курья	Кривошеков 1914
43	труба	Варничный остров, напротив с. Усть-Борового	Устюгов 1957
44	ключ	р. Большой Дураком, приток р. Глухой Вильвы, у д. Рублёва	Коротков 1915 Поносов 1928
45	труба	с. Городище, р. Усолка	Кривошеков 1914
46	ключ	г. Соликамск, по р. Усолке от с. Красное (ныне Соликамск) до Людмилинской скважины	Устюгов 1957
47	труба	устье р. Усолки, Усть-Усольский (Пантелеймоновский) соляной промысел Рязанцевых	Кульбиков 2010 Богданов 2014
48	труба	между р. Лысьвой (пр. приток р. Камы) и р. Поповки, озеро в котором трубы у истока оз. Черева	Устюгов 1957
49	труба	устье р. Пыскорки, пр. приток р. Камы	Устюгов 1957
50	труба	с. Дедюхино, Дедюхинский промысел	Устюгов 1957
51	труба	с. Лёнва, Лёнвенский промысел	Устюгов 1957
52	труба	Берёзовый остров, Березниковский промысел	Устюгов 1957 Самосатский 1924
53	труба	устье р. Зырянки, лев. приток р. Кама, Усть-Зырянский промысел	Устюгов 1957

54	труба	устье р. Огурдинки, пр. приток р. Кама, у д. Огурдино	Мельников-Печерский 2018
55	труба	устье р. Яйва, лев. приток р. Кама, Орёл-городок (Кергедан)	Устюгов 1957
56	труба	р. Вильва, ниже Всеволодо-Вильвенского завода и р. Сарьи	Коротков 1915
57	труба	с. Усть-Игум на р. Яйве	Додонов 1915 Коротков 1915 Шестов 1986
58	ключ	з. Александровский (бывшая д. Лытва) на р. Лытва	Додонов 1915 Коротков 1915
59	труба	д. Гора (ранее называлось с. Яйва, в XVII Яйвенский острожек)	Устюгов 1957 Головчанский
50	труба	р. Иньва (пр. приток), при впадении в р. Каму, близ с. Кыласово	Додонов 1915
61	ключ	р. Косьва, ниже д. Шестаки	Коротков 1915 Шестов 1986
62	ключ	д. Дурнята, на р. Исток, пр. приток р. Колвы	Коротков 1915 Коротков 1915
63	ключ	д. Серёгово, пр. берег р. Косьва	Шестов 1986
64	труба	д. Ключанка, на р. Косьва	Коротков 1915
65	ключ	р. Усьва, в 2-х верстах ниже р. Мутной, Архангело-Пашийская дача	Коротков 1915
66	ключ	д. Усть-Пожва (Наумята), в устье р. Косьвы	Додонов 1915 Коротков 1915
67	ключ	р. Косьва, между деревнями Золотята и Куж-гортом	Коротков 1915 Коротков 1915
68	ключ	д. Таборы, на р. Косьва	Шестов 1986
69	ключ	р. Чусовая, ниже камня Гладкого и выше на 2 версты р. Семёновки (Глухой)	Коротков 1915
70	труба	р. Чусовая, Нижне-Чусовские городки	Коротков 1915 Коротков 1915 Устюгов 1957
71	труба	р. Чусовая, Верхне-Чусовские городки	Коротков 1915 Коротков 1915 Устюгов 1957
72	труба	д. Верхние Пеньки, р. Чусовая	Коротков 1915
73	ключ	р. Талая (верховья), пр. приток р. Кумыш, Кунгурского уезда	Коротков 1915
74	труба	р. Шаква, пр. приток р. Сылвы у Шаквинского завода (не найдено, поставлено около с. Берёзовка)	Коротков 1915 Шестов 1986
75	труба	р. Шаква, пр. приток р. Сылвы, около с. Берёзового	Коротков 1915 Шестов 1986
76	ключ	. Пизь Северный, лев. приток р. Камы	Коротков 1915
77	ключ	р. Пизь Полуденный, у д. Кашиной	Коротков 1915
78	труба	Сользавод на р. Барда	Коротков 1915 Шестов 1986
79	ключ	р. Лек, пр. приток р. Сылвы	Шестов 1986

80	труба	в Черноярской волости	Коротков 1915
81	ключ	р. Сылва, у с. Красный Яр недалеко от Шаравьяса (Шарапияса)	Коротков 1915 Шестов 1986 Штукенберг
82	ключ	р. Сылва, на пр. берегу в 1,5 версты от с. Тохтарёво солёное озеро	Штукенберг Коротков 1915
83	труба	устье ручья Меча, приток р. Сылвы	Штукенберг
84	труба	р. Барда, ниже Барандукова	Штукенберг
85	ключ	на р. Чусовой, близ устья Койвы	Штукенберг

Библиографический список

- ГАСО, Ф. 55 "Лесное отделение, Главный Лесничий Уральских горных заводов", оп. I, Д. – 743 "Сведения о соляных оброчных статьях состоящих в заведывании Уральского Горного Управления и данные касающиеся солепромышленности", Л. – 82(об.).
- Додонов Г.А. *Соль в Чердынском уезде* // *Записки Уральского Общества Любителей Естествознания*, т. XXXV, в. 4-5. Екатеринбург. 1915, С. 110-116.
- Кривощёкова-Гантман А.С. *Географические названия Верхнего Прикамья (с кратким топонимическим словарём)*. Пермь, Пермское книжное издательство. 1983. 141 с.
- Кротов П.И. *Геологические изыскания на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала (Труды Геологического Комитета, Том VI)* /. – СПб. 1888.
- Кривощёков И.Я. *Словарь географическо-статистический Чердынского уезда Пермской губернии*. – Пермь, издание Чердынского Уездного Земства, 1914.
- Коротков, Е.Н. *Минеральные воды Урала (Выборка из "Указателя месторождений полезных ископаемых Урала, составленная Е.Н. Коротковым")*. - // "Записки Уральского Общества Любителей Естествознания", т. XXXV, выпуск 4-5, Екатеринбург, 1915.
- Поносов В.Н. *Солеварение и его пионеры в Пермском крае*. // сб. "Чердынский край", издание "Общества изучения Чердынского края" и музея, выпуск №3, Усолье, 1928.
- Шестов И.Н., Шурубор А.В. Шилева З.А. *Естественные выходы солёных вод и их роль в развитии солеварения в Прикамье* // *Материалы научно-практической конференции "Соль и освоение края", ответственная за выпуск Хмельницкая В.В., Соликамск. 1986. С. 84-88.*

SALT SPRINGS AND BRINE PIPES OF THE PERM REGION

S.I. Kulbikov

Independent researcher
unimka-camni@yandex.ru

It is shown that the toponymy of the Perm region contains numerous names with the root «sol» (salt), reflecting its specific character. A historical review of the study of salt springs, beginning in 1888, is conducted, demonstrating the evaporation of salt by the ancestors of the Komi-Permyaks. The study showed that in the Perm region. Data is provided on the spatial location of salt springs and brine pipes, which are not limited by the contours of the Kungur salt deposits and literary sources in which they are mentioned.

Keywords: salt springs, brine pipes, salt factory.

УДК 55:502/504

Е.А. Меньшикова, П.А. Белкин, С.М. Блинов, Е.М. Томила

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ ОТСТОЙНИКА ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОТХОДОВ

Представлены результаты исследований минерального состава осадков в техногенном отстойнике в г. Березники (Пермский край, Россия), происхождение которых связано с процессами производства соды. Наряду с отходами производства соды, в отстойник также поступали сточные воды из других отраслей промышленности. Изучение состава накопленного осадка проведено по ненарушенным колонкам. Образцы были проанализированы с помощью рентгеновской дифракции и синхронного термического (ДСК/ТГ) анализа. Минеральный состав отложений в каждом слое всех исследованных колонок характеризуется преобладанием кальцита, осажденного из сточных вод. Наряду с кальцитом, благодаря присутствию магния и натрия в растворе, осаждались и другие карбонаты – доломит и натрий (натрон), а также сложные переходные карбонатные фазы (нортупит и трона). Вместе с карбонатными минералами были установлены хлоридные соли галит и сильвин, сульфаты – гипс и бассанит, а также пирит и самородная сера. Группа терригенных минералов представлена кварцем, полевыми шпатами и алюмосиликатами. В нижних слоях отложений возросла роль аморфной фазы и неминеральных соединений, что было установлено по результатам термического анализа. Полученные данные о вариациях минерального состава отложений представляют собой исходную информацию для выбора методов утилизации накопленных отходов.

Ключевые слова: производство соды, промышленные отходы, карбонатные минералы, рентгенофазовый анализ, термический (ДСК/ТГ) анализ.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.132

В общих объемах образования промышленных отходов традиционно ведущее место занимают отходы горнодобывающей отрасли, которая, как правило, технологически совмещается с химической или металлургической переработкой сырья. Предприятием указанного профиля является АО «Березниковский содовый завод» (БСЗ), который осуществляет выпуск соды аммиачным методом (метод Сальве) и является одним из крупнейших производителей кальцинированной соды в России (Блинов и др., 2019). В процессе производства соды на БСЗ

образуется большое количество отходов. При аммиачном способе получения соды в процессе извлечения аммиака образуется хлорид кальция, который, с одной стороны, является важным побочным продуктом, с другой, стороны составляет большую часть отходов производства. В шламонакопители отходы поступают в виде пульпы, в которой преобладает жидкая фаза (до 98%), которая характеризуется сильнощелочной средой (рН 12,3) и высокой минерализацией (~180 г/л). В ее составе содержится значительное количество растворенных ионов – хлоридов, сульфатов, натрия и калия, аммония, миграционная способность которых достаточно велика.

Изучаемый объект был построен в 60-70-х годах прошлого века в промышленной зоне г. Березники и использовался в качестве резервного отстойника для сброса и отстаивания дистилляционной жидкости во время строительства основного шламохранилища БСЗ. Однако даже после ввода в эксплуатацию основного объекта размещения отходов отстойник долгое время оставался буферным резервуаром, принимая, вместе с отходами производства кальцинированной соды, и другие промышленные стоки. Кроме того, этот отстойник был гидравлически соединен с открытой канализацией промышленных стоков города, которая принимала стоки с нескольких предприятий. В результате смешивания дистилляционной жидкости со сточными водами различного состава, в том числе с металлургических заводов и предприятий органического синтеза, в отстойнике накопилась многометровая (до 5 м) толща отложений, с выраженными слоями различной мощности, каждый со своими уникальными характеристиками, в том числе и микробным разнообразием, несмотря на экстремальные щелочные и засоленные условия (Belkin et al., 2024).

Анализ космических снимков как в естественном цветовом диапазоне, так и посредством расчёта спектральных индексов свидетельствует о периодическом изменении состояния объекта, площади, покрытой водой. Комплексное изучение этих изменений и установление чётких временных границ формирования различных слоёв осадка способствуют определению условий образования и накопления отходов, что является полезным при выборе стратегий их утилизации (Дробинина и др., 2025).

Комплексный подход к оценке загрязнения осадков отстойника, сочетающего современные методы геохимического анализа и алгоритмы машинного обучения, которые позволили визуализировать разделение осадка по основным литогенным компонентам их состава с одновременным учетом нагрузки тяжелыми металлами, демонстрирует

относительную однородность нижней части осадков и пеструю верхнюю часть толщи, что отражает частую смену условий осадконакопления на протяжении последнего периода существования отстойника. Автоматизированный расчет данных позволил выделить слои осадка, характеризующиеся повышенной нагрузкой тяжелыми металлами. Наиболее загрязненные слои приурочены к средней части отложений (Белкин, Дробинина и др., 2025).

В 90-е годы прошлого века после промышленной реструктуризации это временное хранилище стало муниципальной собственностью, вышло из-под юрисдикции существующих компаний и теперь требует рекультивации. Согласно действующему законодательству, в связи с нахождением рассматриваемого объекта в пределах земель городского поселения и водоохранной зоны Камского водохранилища, консервация отходов на месте невозможна. Кроме того, специфика накопленных отходов (высокая минерализация и щелочная среда) не способствует разложению отходов при консервации объекта. В связи с этим рациональным способом ликвидации накопленных отходов является утилизация и переработка накопленных осадков. С учетом разнообразия стоков и отходов, которые попадали в него на протяжении десятков лет первым шагом к решению вопроса переработки накопленных отходов является достоверное установление его морфологических особенностей и вещественного состава (Белкин, Ушакова и др., 2025).

Минеральный состав образцов исследован методом рентгеновской дифракции с использованием порошкового дифрактометра XRD D2 Phaser (Bruker, Германия), оснащенного рентгеновской трубкой с медным анодом (излучающим $\text{CuK}\alpha$, $\lambda = 1,54060 \text{ \AA}$), генератором с напряжением 30 кВ и током 10 мА, линейным детектором LYNX EYE и никелевым фильтром. Условия визуализации: расходящаяся щель 0,6 мм, щели Соллера: первичная $2,5^\circ$, вторичная $2,5^\circ$; угловой диапазон 2θ от 5° до 70° ; частота импульсов в каждой точке 1,0 с; шаг 0,03. Обработка кривых проводилась с использованием программного обеспечения Diffraс.Eva (версии 1.2), поиск минеральных фаз – базы данных порошковой дифрактометрии PDF-2 (2010 г.), количественный анализ – программного обеспечения Toras версии 4-2. Безреференсный анализ проводился на основе метода Ритвельда – процедуры минимизации отклонения между экспериментальными и теоретически рассчитанными дифрактограммами. Определялось только содержание кристаллической части породы, а сумма минеральных фаз доводилась до 100%.

Для изучения образцов также использовались методы термического анализа: дифференциальная сканирующая калориметрия (ДСК),

основанная на регистрации тепловых эффектов, сопровождающих физические превращения и химические реакции, происходящие с веществом при нагревании; термогравиметрический анализ (ТГ), основанный на получении и изучении закономерностей изменения массы вещества при нагревании. Основными результатами термического анализа являются термограммы, которые позволяют количественно оценить основные процессы, происходящие с веществом при нагревании, и предоставляют дополнительную информацию о формах элементов, включая аморфную фазу. Экспериментальные исследования проводились на синхронном термическом анализаторе STA 409 PC Luxx (Netzsch, Германия). Образцы после измельчения помещали в корундовый тигель и нагревали до температуры 1200°C со скоростью 30 °C в минуту. Образцы исследовали в динамической газовой атмосфере аргона (скорость потока газа 10 мл/мин для системы взвешивания и 20 мл/мин для измерительной камеры). Исследования проводились в Секторе наноминералогии центра коллективного пользования ПГНИУ.

Согласно рентгенофазовому анализу, минеральный состав кристаллической фазы осадков характеризуется преобладанием карбонатных минералов (табл.) (Belkin et al., 2025).

Таблица

Обобщенные данные о минеральном составе осадков (кристаллическая часть) по результатам рентгенофазового анализа, мас. %

Колонка	Стат. параметр	$\Sigma carb.$	$\Sigma Al-Si$	ΣS	ΣCl	Портландит
W	M	66.6	4.7	5.1	18.3	3.3
	σ	6.9	4.1	4.4	7.9	3.1
	Cv	10.3	88.7	87.0	43.2	94.2
N	M	73.6	9.5	2.8	12.1	—
	σ	9.8	10.4	0.6	3.4	—
	Cv	13.3	110.3	21.6	28.3	—
S	M	70.7	11.4	5.5	9.2	—
	σ	9.8	4.4	1.8	3.0	—
	Cv	13.8	38.9	33.1	32.9	—
E	M	74.2	2.7	7.6	12.8	0.8
	σ	9.9	1.5	4.4	7.2	0.4
	Cv	13.3	55.2	58.5	56.5	53.5

Примечания: M – среднее содержание по колонке, σ – стандартное отклонение, Cv – коэффициент вариации, %; $\Sigma carb.$ – сумма карбонатных минералов (кальцит, доломит, сода и др.); $\Sigma Al-Si$ – сумма алюмосиликатных минералов (полевые шпаты, глины, кварц); ΣS – сумма минералов с серой (гипс, пирит, бассанит, сера); ΣCl – сумма хлоридных минералов (галит, сильвин).

Все дифрактограммы исследованных слоев осадка имеют высокий фоновый уровень и отсутствие пиков при малых углах. Это указывает на присутствие рентгеноаморфного вещества. Результаты термического анализа (ДСК/ТГ) подтверждают этот вывод. Согласно результатам анализа, характерным эффектом, наблюдаемым в высокотемпературном диапазоне для исследованных осадков, является термическое разложение карбонатных соединений. Этот процесс происходит независимо от совершенства кристаллической структуры вещества и сопровождается поглощением тепла и потерей массы. Расчетные данные термического анализа содержания карбонатов (на основе потери массы в диапазоне разложения карбонатов, являющегося основной осадочной фазой) аналогичны данным рентгенофазового анализа, но только для образцов из верхней части исследованных колонок. Для других исследованных слоев содержание карбонатов значительно ниже, что указывает на присутствие аморфной фазы или неминеральных соединений. Полученные результаты подтверждают сложность решения задачи оценки форм элементного состава таких объектов, как техногенные отложения.

Содержание кальцита в кристаллической фазе исследованных образцов варьируется от 40% до 88%. Этот минерал образуется путем тонкого осаждения из жидкой фазы пульпы, которая является отходом при аммиачном методе производства соды. Наряду с кальцитом, благодаря присутствию магния и натрия в растворе осаждались другие карбонаты – доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и сода $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ (натрон), а также сложные переходные карбонатные фазы – нортупит $\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$ и трона $\text{Na}_3\text{H}(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. В среднем кристаллическая фаза всех исследованных образцов содержит 71% карбонатных минералов (табл.).

Вторая по распространенности группа минералов в кристаллической части исследованных осадков – это хлоридные соли: галит (NaCl) и сильвин (KCl). В среднем они составляли 13% минерального состава всех исследованных образцов. Наличие этих минералов указывает на то, что исходные рассолы, из которых образовался осадок, были сильно минерализованы. Кроме того, насыщенные хлоридные рассолы являются компонентом дистилляционной жидкости, используемой при производстве соды по методу Сольве.

Среди обнаруженных в кристаллической части исследованных осадков минералов серы отмечены гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и полуводный гидрат сульфата кальция бассанит ($\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$). В ряде слоев также были обнаружены пирит (FeS_2) и самородная сера (S). В среднем, содержание минералов серы составляло 5%.

Группа терригенных минеральных компонентов в кристаллической фазе отложений включает кварц, полевой шпат и алюмосиликатные минералы. Их присутствие, вероятно, связано с привносом терригенного материала, переносимого ветром и поверхностным стоком с прилегающей территории. В среднем содержание этих минералов в исследованных образцах составило 7%.

Отмечено изменение минерального состава по глубине внутри каждой колонки. В западной части отстойника (колонка W), помимо типичных карбонатных минералов – доломита и соды – характерно присутствие в довольно больших количествах (до 7%) минерала портландита – гидроксида кальция. Этот минерал может также осаждаться из раствора в сильнощелочных условиях. В слое W6 были обнаружены как отдельные кристаллы, так и твердые желтые прослои толщиной до 1 см, состоящие на 86% из портландита.

Специфической особенностью осадка в восточной колонне E является максимальное содержание кальцита (до 88% в верхних слоях E9 и E7). Особенностью отложений колонны E является и высокое содержание бассанита. Его максимальное содержание наблюдается в слое 8 – до 10% и в нижних слоях E1–E3 – 7–11%.

Минеральный состав отложений южной колонны S также характеризуется преобладанием карбонатных минералов (кальцит до 76%, доломит до 4,1% и сода до 9,3% в слое S5). Среди сернистых соединений преобладает гипс (1,5%–8,3%), тогда как пирит и бассанит обнаружены не были. В средних и нижних слоях наблюдалась самородная сера (до 5,3%).

Таким образом, полученные данные о вариациях минерального состава осадков рассматриваемого объекта с дополнением исследований химического состава (Belkin et al., 2025) является исходными данными для выбора методов утилизации накопившихся отходов. Необходимые направления дальнейших исследований осадка включают определение содержания некоторых опасных токсикантов, углубленное изучение аморфной фазы осадка и детальное изучение органического вещества, содержащегося в осадке, определение токсичности накопившегося осадка.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 24-77-10062, <https://rscf.ru/project/24-77-10062/>.

Библиографический список

- Блинов С.М., Меньшикова Е.А. Использование отходов предприятий Пермского края // Вестник Пермского университета. Геология. 2019. Т. 18. № 2. С. 179–191. DOI: 10.17072/psu.geol.18.2.179
Belkin P., Nechaeva Yu., Blinov S., Vaganov S., Perevoshchikov R., Plotnikova E.

- Sediment Microbial Communities of a Technogenic Saline-Alkaline Reservoir // Heliyon. 2024. T. 10. № 113. e33640. DOI: 10.1016/j.heliyon.2024.e33640*
- Дробинина Е.В., Белкин П.А., Ваганов С.С., Перевошиков Р.Д. Особенности дистанционного изучения территорий долговременного складирования промышленных отходов // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2025. Т. 22. № 4. С. 276-287. DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-4-276-287
- Белкин П.А., Дробинина Е.В., Храмова С.И. Оценка загрязненности осадков в заброшенном шламохранилище и их стратификация с использованием алгоритмов машинного обучения // *Вестник Пермского университета. Геология*. 2025. Т. 24. № 4. С. 376-384. DOI: 10.17072/psu.geol.24.4.376
- Белкин П.А., Ушакова Е.С., Пугач В.В., Дробинина Е.В. Оценка потенциальных экологических рисков при долговременном складировании отходов промышленного производства соды // *Проблемы недропользования*. 2025. № 2 (45). С. 13-21. DOI: 10.25635/2313-1586.2025.02.013
- Belkin P., Blinov S., Drobina E., Menshikova E., Vaganov S., Perevoshchikov R., Tomilina E. Factors of Bottom Sediment Variability in an Abandoned Alkaline Waste Settling Pond: Mineralogical and Geochemical Evidence // *Minerals*. 2025. 15 (6). 662. DOI: 10.3390/min15060662

MINERAL COMPOSITION OF SLUDGE FROM A HIGHLY MINERALIZED ALKALINE INDUSTRIAL WASTE SETTLEMENT TANK

E.A. Menshikova, P.A. Belkin, S.M. Blinov, E.M. Tomilina

*Perm State National Research University, Perm
menshikova_e@list.ru*

The article presents the results of a study of the mineral composition of sediments in a man-made settling pond in Berezniki (Perm Krai, Russia), originating from soda production processes. Along with soda production waste, wastewater from other industries also entered the sedimentation pond. The composition of the accumulated sediment was studied using undisturbed columns. Samples were analyzed using X-ray diffraction and simultaneous thermal analysis (DSC/TG). The mineral composition of the sediments in each layer of all the studied cores is characterized by a predominance of calcite precipitated from wastewater. Along with calcite, due to the presence of magnesium and sodium in the solution, other carbonates—dolomite and sodium (natron)—as well as complex transitional carbonate phases (nortupite and trona)—were also precipitated. Along with carbonate minerals, chloride salts (halite and sylvite), sulfates (gypsum and bassanite), as well as pyrite and native sulfur, were identified. The group of terrigenous minerals is represented by quartz, feldspars, and aluminosilicates. In the lower layers of the sediments, the role of the amorphous phase and non-mineral compounds increased, as determined by thermal analysis. The obtained data on variations in the mineral composition of the sediments provide initial information for selecting methods for the disposal of accumulated waste.

Keywords: soda production, industrial waste, carbonate minerals, X-ray phase analysis, thermal (DSC/TG) analysis.

УДК 553.776 :661.833.321.045.5 (470.1)

Т.П. Митюшева¹, А.М. Митюшев²

¹*Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина
ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар*

²*Сыктывкарский государственный университет
им. Питирима Сорокина, Сыктывкар*

УНИКАЛЬНЫЙ НА РУССКОМ СЕВЕРЕ СЕРЕГОВСКИЙ СОЛЯНОЙ ПРОМЫСЕЛ

На Европейском северо-востоке Сереговский солеваренный завод существовал более 300 лет. Цель работы: дать краткую историческую справку о получении соли из подземных рассолов в районе солянокупольной структуры; показать высокую значимость Сереговского соляного промысла как первого промышленного предприятия для Коми края, как уникального исторического и горно-геологического объекта, имеющего статус объекта культурного наследия федерального значения.

Ключевые слова: соляной промысел, рассол, Сереговский солеваренный завод, скважина (труба), Серегово, Республика Коми.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.139

Выходы соленых вод на поверхность в виде естественных источников (родников) всегда привлекали внимание как возможные места для получения выварочной соли или как целебные. На территории современной Республике Коми известны минеральные источники в различных районах (на реках Ухте, Мезени, Вычегде и др.), на которых существовали солеварни местного значения. Наиболее известны Сереговские соленые источники на р. Выми (правом притоке р. Вычегды) (рис. 1). Они находятся в 80 км от Сыктывкара (ранее в Яренском уезде Вологодского края) и использовались с древних времен. Полагаем не случайно, в районе села Серегово установлены археологические стоянки, начиная с эпохи неолита (начало V – середина III тысячелетия до н.э.) (Археологические..., 1997).

Первые упоминания о выварке соли на Севере Руси относятся к первой половине XII столетия, первые письменные упоминания о солеварении на р. Вычегде (Соли Вычегодской) – к XIV–XVI в. (Аристов, 1866), а на р. Выми известны с XVI в. Аника Строганов – родоначальник сольвычегодско-пермских Строгановых, занимаясь соляным промыслом на Вычегде и Каме, пушной торговлей с Печоры через село

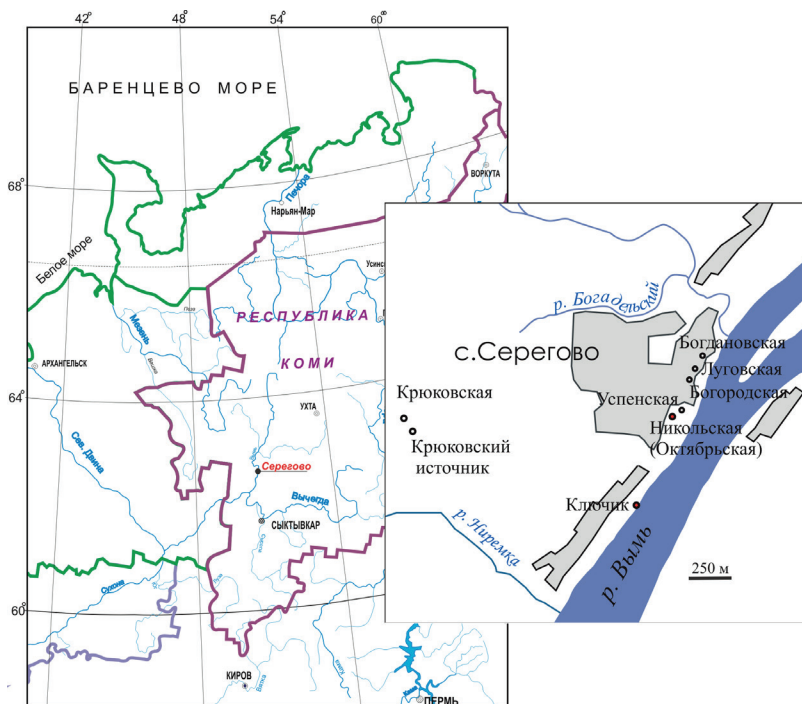


Рис.1. Местоположение Сереговского соляного промысла и старинных рассольных труб (скважин) в с. Серегово

Усть-Вымь (НАРК. Ф.407, оп.4, д.1274, л.121; Ф.165, оп.1, д.48, л. 2), не мог не проявить интерес к соленым ключам и на Выми. В 1582 г., во время царствования Ивана IV, Строгановым было даровано право на землю реке Выми: «Царь и великий князь Иван Васильевич всея Руси Офоньку Строганова пожаловал на дикое место дал льготы на 15 лет: от лета 7090 до лета 7104-го. А в те урочные лета Выми реке расчистить и на тех диких местах росольные места искать и ему на том месте трубы росольные и варницы ставить и пашни распахать и лес розчищать» (НАРК. Ф. 963. Оп. 1. Д. 6. Л. 84-84 об.; Цембер, 1929). В 1582–1584 гг. промышленник Афанасий (Офонасий) Владимирович Строганов (племянник Аники) дополнительно прикупил у вымских крестьян участки по р. Выми под Сереговой горой. В 1586 г., А. В. Строганов выхлопотал жалованную грамоту от царя Федора Ивановича, которая разрешала поставить «на своей купленной земле по реке по Выми под Сереговою горою варницу, варничный амбар, трубы рассольные и варить соль» (Архив..., 2001; Цембер, 1929).

Но постоянное производство на соляном варничном промысле и возникновение Сереговского солеваренного завода связывают с именем московского гостя Даниила Григорьевича Панкратьева (Цембер, 1929) купившего землю в 1637 г. и его сына, гостя Ивана Даниловича. Период владения соляным промыслом Панкратьевыми был наиболее эффективным в его истории. Выварка соли в XVII–XIX в. достигала до 310 тыс. пудов, работало до 15 черных варниц (Митюшева, 2022). Далее завод переходил «из рук в руки». В 1746 г. солепромысел был куплен вологодскими купцами Рыбниковыми, в 1820 г. Сереговский завод был продан братьям Витушенниковым из Вологды, в 1859 г. – «Беломорской компании». В 1885 г. хозяином стал архангельский купец А. В. Булычев, затем – Гурылев из Великого Устюга. А в феврале 1919 г. завод был национализирован и перешел в руки Советской власти.

Большую часть добытой соли из Серегово поставляли на рынки Руси. Весной на дощаниках соль сплавляли по Выми–Вычегде–Северной Двине–Сухоне в Вологду, Устюг, Сольвычегодск и другие города и ярмарки. Водным путем или зимой на санях, соль также вывозили на местный рынок, обеспечивая потребности региона.

В районе с. Серегово созданы благоприятные геолого-гидро-геологические условия для выхода рассолов и высокоминерализованных вод на дневную поверхность. Эти подземные воды приурочены к сильно трещиноватым крутозалегающим толщам (мощностью до 700–750 м) пермской системы, которые распространены по периферии Сереговской солянокупольной структуры – единственной установленной на Европейском Севере.

Рассол получали через рассолоподъемные трубы (скважины), которые имели глубины от 150 до 330 м и находились в эксплуатации до 200 лет (Митюшева, 2022). Содержание соли составляло 2–9° раствора по ареометру Бомэ (до 96 г NaCl в 1 л рассола). Первые данные о составе солей добываемых рассолов четырех труб приведены в работе К. Скальковского (1985) по данным К. Кнауца. Благодаря архивным и фондовым материалам, имеется возможность проследить солесодержание в рассолах в процессе эксплуатации скважин за период более 150 лет.

Известны некоторые наименования рассольных труб и их расположение в районе с. Серегово (рис. 1): Богдановская, Климентовская, Луговая, Богородская, Крюковская и Никольская. Считаем, что в целом старинных скважин было не менее 10. Часть скважин была пробурена в неудачных в геологическом отношении местах, и рассол требуемого качества не был получен. Неудачи в бурении скважин связаны не только со сложным геологическим строением данного района, но и отсутствием



Рис. 2. Водоподъемная башня над скважиной Октябрьская. На заднем плане видны здания курорта «Серегово». На переднем плане – на высоких сваях находились рассолопроводы, по которым самотеком рассол поступал к варницам солевого завода. Фото из архива санатория «Серегово» (примерно 1930 г.)

квалифицированных трубных мастеров. Надо отметить, что глубина буровых скважин в Серегове была больше, чем в других центрах солеварения. Например, в Леденге рассол добывали из труб глубиной до 140—150 м (Колесников, 1992), а в Соли Камской – с глубины в 30—50 саженей (до 100 м) (Устюгов, 1957).

До наших дней сохранилась Никольская скважина с водоподъемной башней (рис. 2), после революции 1917 г., она была переименована в Октябрьскую. Хлоридно-натриевые рассолы этой скважины добывались солеваренным заводом с 1881 г. до 1952 г. Начиная с 1929 г. рассолы использовались также и курортом «Серегово».

В Национальном архиве Республики Коми сохранились материалы о жизни промысла, в т.ч. конструкции скважин, времени пересадок обсадных трубок, крепости рассолов и др. Каждая из действовавших на солепромысле скважин многократно была «пересажена» – произведен ремонт, замена деревянных трубок. Обсадная конструкция первых скважин была однотипна: матица длиной до 7 м, в нее были опущены трубки литные и жерляные, ствол скважины внизу был открыт. Деревянные трубки были из сосны или лиственницы. Бурение и обсадку труб в Серегово, осуществляли трубные мастера солепромысла. По нашему мнению, они руководствовались инструкцией по бурению скважин XVI–XVII вв. «Роспись как зачать делать новая труба на новом месте» (Колесников, 1992). Проходкой Никольской скважины руководили

первоначально – управляющий Сереговским солеваренным заводом Вюртембергский подданный опытный химик Карл Кнаус, затем приглашенные трубные мастера Г. Паули из Пруссии: Г.Фон Альберти и Касип (Касин?) (НАРК Ф. 165. Оп. 1. Д. 34; Митюшева, 2022).

Важно подчеркнуть, что если другие солеваренные заводы Вологодской губернии в связи с истощением рассолов или по иным причинам прекратили существование, то Сереговский солеваренный завод проработал на базе подземных минеральных вод до 50-х гг. XX в.

Подтверждением известности и важности Сереговского солепромысла являются и посещения его всеми исследователями – путешественниками Севера. Иван Лепехин в 1771 г. в составе Оренбургского отряда Академии наук посетил Сереговские соляные варницы, и описал их состояние (Лепехин, 1814). В 1843 г. граф А. Кейзерлинг возвращаясь из экспедиции на Печору, побывал в Серегово и описал геологический разрез и работу завода (Барбот-де-Марни, 1868). В 1864 г. Н. Барбот-де-Марни, путешествовавший по Северным губерниям с целью исследования пермской системы и сопровождаемый К. А. Скальковским совершил экскурсию в район Сереговского солеваренного завода и изучил горные породы (Барбот-де-Марни, 1868; Скальковский, 1865). В конце XIX – начале XX вв. Серегово посетили Н. Н. Яковлев и А. Н. Замятин (Замятин, 1916), затем и многие другие исследователи.

В 1950-53 гг. Северной Комплексной Геологической Экспедицией под руководством Э. А. Кальберг был открыт шток каменной соли Сереговской диапировой структуры. Это позволило начать выварку пищевой соли из рассолов выщелачивания каменной соли, залегающей на глубинах свыше 270 м. В 2001 г. завод прекратил существование.

В настоящее время в с. Серегово функционирует курорт местного значения «Серегово», добываются хлоридно-натриевые бромные рассолы из пород верхнекулойской свиты нижней перми с минерализацией до 130 г/л месторождения минеральных вод «Сереговское-1». Ранее эти рассолы добывались для получения соли на солеваренном заводе. В районе диапировой структуры также разведаны запасы питьевых минеральных сульфатно-хлоридных натриевых вод месторождения «Сереговское-2» для нового строящегося санатория.

Историческая значимость Сереговского соляного промысла для Северного края и России в целом, подтверждается тем, что сохранившиеся деревянные сооружения сользавода Постановлением Совета министров РСФСР от 4.12.1974 г. №624 «О дополнении и частичном изменении Постановления Совета Министров РСФСР от 30 августа 1960 г. № 1327 «О дальнейшем улучшении дела охраны памятников культуры в



Рис. 3. Сохранившиеся в районе с. Серегово старинная скважина «Ключик» (а) и Крюковский колодец–скважина (б)

РСФСР» были включены в перечень объектов культурного наследия федерального значения под общим наименованием «Сереговский солеваренный завод». Ансамбль (комплекс) состоит из объектов: деревянный соляной амбар, весовая и трубы. Сереговский солеваренный завод как объект культурного наследия федерального значения числится в реестре под номером 111620461910006 (Сведения..., 2025). Он имеет статус памятника промышленной архитектуры с датой создания XVII-XIX в.

В настоящее время на старинном Сереговском рассолопромысле сохранились водоподъемная башня над скважиной Никольская (Октябрьская), один соляной амбар XIX в. (второй – сгорел), а также деревянные конструкции старинных скважин и колодцев (рис. 3). Наблюдения последних 20 лет, свидетельствуют о разрушении под воздействием природных факторов и варварском уничтожении местным населением этих объектов культурного наследия, имеющих также и геолого-горноисторическую ценность. Существует угроза полной потери деревянных зданий солеваренного завода – первого промышленного предприятия в Коми крае, существовавшего более 300 лет.

Работа выполнена в рамках выполнения темы НИР «Развитие минерально-сырьевого комплекса Тимано-Североуральско-Баренцевоморского региона на основе эффективного прогноза, геологического моделирования, геолого-экономической оценки ресурсного потенциала и новых технологий переработки полезных ископаемых», ГР в системе ЕГИСУ НИОКТР – 122040600011-5.

Библиографический список

- Аристов Н. Я. Промышленность древней Руси. СПб., 1866. С. 68–73.
- Археологические памятники Республики Коми. Отв. ред. Э. А. Савельева. М.: ДиК, 1997. 758 с.
- Архив гостей Панкратьевых XVII – начала XVIII в. Составитель Л. А. Тимошина. Т. 1. М.: Эдиториал УРСС, 2001. 392 с.
- Барбот-де-Марни Н. Геоэкономическое путешествие в северные губернии Европейской России // Зап. Императорского С.-Пб. минералог. общ. сер. 2. ч. III. СПб: Типограф. Императорской Академии наук, 1868. С. 204–283.
- ГУРК НАРК (Национальный архив Республики Коми) Ф. 165. Оп. 1. Д. 34.
- ГУРК НАРК (Национальный архив Республики Коми) Ф. 407, оп. 4, д. 1274, л. 121; Ф. 165, оп. 1, д. 48, л. 2.
- ГУРК НАРК (Национальный архив Республики Коми) Ф. 963. Оп. 1. Д. 6. Л. 84-84 об.
- Замятин А. Н. Очерк полезных ископаемых Севера Европейской России и Урала. Петроград: типография «Северная печать», 1916. С. 1–40.
- Колесников П. А. Первое инженерное наставление по глубинному бурению скважин // Проблемы историографии и источниковедения истории Европейского Севера. Межвуз. сб. научн. тр. Вологда, 1992. С. 189–191.
- Лепехин И. И. Дневные записки путешествия Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства. Продолжение. Санкт-Петербург: Имп. Акад. Наук, 1814. т. III. С. 278–280.
- Митюшева Т. П. Исторический очерк о соляных трубах (скважинах) Сереговского солеваренного завода (XVII-XIX века) // Известия Коми научного центра Уральского отделения Российской академии наук. Серия «Науки о Земле». 2022. № 2 (54). С. 84–93. DOI 10.19110/1994-5655-2022-2-84-93.
- Сведения из Единого государственного реестра объектов культурного наследия (памятников истории и культуры) народов Российской Федерации <https://opendata.mkrf.ru/opendata/7705851331-egrkn/> (Дата обращения 01.07.2025 г.).
- Скальковский К. Современное положение солеварения в Северных губерниях и будущность их по отношению к горной промышленности // Горн. журн., ч. II, 1865. С. 75–97.
- Устюгов Н. В. Солеваренная промышленность Соли Камской в XVII веке. Москва: АН СССР. 1957. 347 с.
- Цембер А. А. К истории основания Сереговского солеваренного завода // Записки Общества изучения Коми края. Вып. 2. Устьысольск, 1929. С. 48–50.

THE SEREGOVSKY SALTWORKS, UNIQUE IN THE RUSSIAN NORTH

T.P. Mityusheva¹, A.M. Mityushev²

¹Acad. N.P. Yushkin Institute of Geology Komi Scientific Center, Syktyvkar

²Pitirim Sorokin Syktyvkar State University, Syktyvkar
mityusheva@geo.komisc.ru

Seregovsky saltworks in the European North-East existed for more than 300 years. The purpose of the work: to give a brief historical background on the production of salt from underground brines in the area of the salt-diapir; to show the high significance of the Seregovsky salt industry as the first industrial factory for the Komi region, as a unique historical and mining-geological site, having the status of a cultural heritage site of federal significance.

Keywords: saltworks, brine, Seregovsky salt industry, well (pipe), Seregovo, Komi Republic.

Б.М. Осовецкий

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕСЧАНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ

Рассмотрены особенности микроструктуры обломочного каркаса и каолинового цемента нефтеносных песчаников на основе данных сканирующей электронной микроскопии. Указаны критерии, обуславливающие повышенную их нефтеносность. Даны рекомендации по их использованию с целью прогнозирования нефтеносности коллекторов.

Ключевые слова: нефтеносность, микроструктура, электронная микроскопия, песчаник, обломочный каркас, каолинит.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.146

Введение. В последние годы существенно возросло количество работ, выполненных литологами по тематике изучения вещественного состава и структурных особенностей нефтеносных песчаников.

Основой этих исследований является широкое применение возможностей и методов современной сканирующей электронной микроскопии. В частности, последние активно используются при изучении гранулометрического состава зёрен обломочного каркаса песчаных коллекторов с применением дробной гранулометрической шкалы. Объектами детальных исследований являются также микро- и наноструктуры глинистого цементирующего вещества песчаников (Гальянова и др., 1987; Окнова, Рожков, 1978; Шванов, 1969).

Автором статьи предлагаются определённые приёмы обработки и анализа данных сканирующей электронной микроскопии, получаемых при изучении песчаных коллекторов а аншлифах, которые могут быть использованы в процессе прогнозно-поисковых работ на ранних этапах освоения нефтяных ресурсов на новых территориях (Осовецкий, и др., 2024; Осовецкий, 1993, 2020).

Микроструктура обломочного каркаса песчаника. Дробная гранулометрическая шкала при изучении зёрен обломочного каркаса нефтеносных песчаников используется уже около ста лет. С целью замера поперечников большого количества зёрен в шлифах и аншлифах под электронным микроскопом предложено большое количество методик,

включая автоматизированные системы и компьютерные программы обработки результатов. Имеются многочисленные приёмы обработки получаемой информации.

Однако, затрудняющими обстоятельствами являются высокая трудоёмкость этих исследований. Кроме того, особенности технологии изготовления шлифов и аншлифов с получением случайных срезов зёрен песчаника приводят к необходимости корректировки результатов с применением разного рода поправок. Результатом является сравнительно небольшое количество публикаций с данными дробной гранулометрии песчаников.

Предлагаемый нами подход заключается в применении на первом этапе разбраковки песчаных коллекторов на две группы по результатам дробного гранулометрического анализа зёрен обломочного каркаса; соответственно с одно- и бимодальными распределениями частиц по крупности. Исходной предпосылкой является установленная многими исследователями особая роль коллекторов с одномодальным распределением зёрен обломочного каркаса по крупности как наиболее нефтеносных. Причиной является повышенный объём межзернового пустотного пространства в таких песчаниках, что обуславливает благоприятные условия для миграции нефти. Наоборот, в песчаниках с бимодальными распределениями обломочных зёрен межзерновые пустоты заполнены частицами заполнителя, и объём их пустотного пространства существенно сокращается.

На следующем этапе устанавливается соответствующая модальная узкоразмерная фракция зёрен обломочного каркаса. Это позволит использовать следующий прогнозный критерий: чем крупнее мода, тем выше нефтеносность песчаника. Причиной является соответствующее увеличение объёма межзернового пустотного пространства и соответственно каналов миграции нефти.

Теоретически может быть 10 разностей песчаников с одномодальным распределением обломочных зёрен (соответственно, с модальными классами: 1,0-0,8 мм, 0,8-0,63 мм и т.д. по шкале гамма-Батурина). Для упрощения процедуры рекомендуется не проводить замер каждого зерна, а только определять принадлежность его к определённому узкоразмерному классу.

Примером является гистограмма распределения зёрен одномодального песчаника с модой в узкоразмерном классе 0,4-0,315 мм (рис. 1).

Другие особенности микроструктуры обломочного каркаса песчаников выявляются при детальном электронномикроскопическом описании аншлифов (рис. 2). В первую очередь, они основаны на данных

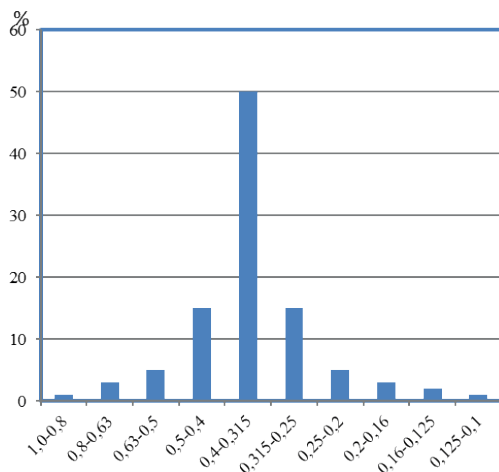


Рис. 1. Гистограмма распределения обломочных частиц хорошо сортированного одномодального среднезернистого песка (по горизонтальной оси – классы дробной шкалы в мм)

замера длины и ширины каждого зерна, оценке плотности их упаковки, особенностях формы зёрен, степени их окатанности, характера поверхности, трещиноватости и др.

Большое значение имеют характеристики межзернового пустотного пространства. В частности, характеризуются типы межзерновых пустот (щелевидные, треугольные, прямоугольные и т.д.), их размеры, сочленение (сообщающиеся или несообщающиеся), распространённость, заполнение цементирующим новообразованным веществом и т.д.

Отдельным направлением изучения микропустотного пространства является оценка микротрещиноватости песка. Основными характеристиками этого типа пустотного пространства являются распространённость и параметры микротрещин, заполненность их цементирующим или новообразованным веществом и др.

Микроструктура цементирующего вещества песка. Опыт работы многочисленных научных коллективов показывает, что наиболее перспективными в отношении промышленной нефтеносности являются песчаники с каолиновым цементом или с его существенным участием. Это обусловлено особыми процессами изменения экзогенного каолинового вещества в песчаниках на стадии катагенеза, благодаря которым оно преобразуется в микроструктуры особого типа, получившие название «карточный домик» или «книжный домик». Особенности этих

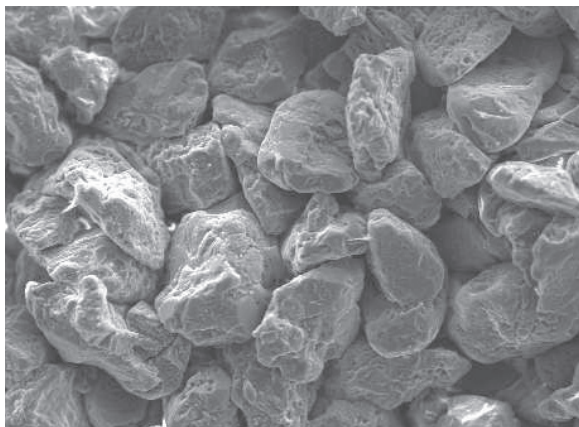


Рис. 2. Микроструктура мелкозернистого песчаника с одномодальным (мода 0,2-0,16 мм) распределением зёрен по крупности

микроструктур являются закономерное расположение кристаллов каолинита в параллельной ориентировке по отношению друг к другу.

В таких микроструктурах появляется принципиально новый тип микропустотного пространства, представляющего собой микро-пустоты между монокристаллами каолинита. Его основными характеристиками являются значительный объём пустотного пространства в виде узких и весьма протяженных каналов, обычно соединяющихся друг с другом. Последние становятся, наряду с межзерновыми пустотами между частицами обломочного каркаса песчаника, основными каналами миграции нефти в коллекторе и, как правило, обуславливают его повышенную нефтеносность (рис.3).

Важными особенностями каолинита в нефтеносных песчаниках являются существенное различие степени кристаллического совершенства их кристаллов и нарушенности микроструктур «книжного домика». Степень кристаллического совершенства каолинита устанавливается на основе данных рентгеноструктурного анализа с определением индекса кристаллического совершенства Хинкли. Значения последнего варьируют обычно в интервале от 1,5 до 0,5.

Степень нарушенности микроструктур каолинита «книжный домик» оценивается по данным сканирующей электронной микроскопии на основе визуальной оценки его морфологических особенностей (см. рис.3). В частности, нами предлагается разделение микроструктур «книжного домика» на 4 класса по степени нарушенности (рис. 3, а – класс 2, б – класс 3).

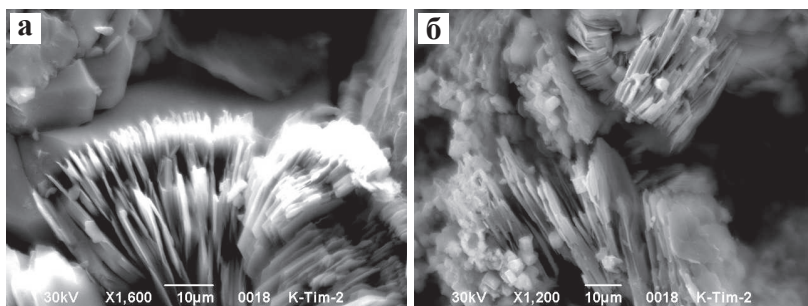


Рис. 3. «Веерообразный» микроагрегат каолинита в межзерновом пустотном пространстве песчаника, на зерне полевого шпата (а) и кварца (б)

Роль особенностей микроструктуры в формировании нефтеносности песчаника. Нами изучены особенности микроструктуры нефтеносных песчаников ряда месторождений Западной Сибири и Соликамского района Пермского края. Выполнялось исследование обломочного каркаса и каолинитового цемента песчаников в аншлифах методами сканирующей электронной микроскопии.

В составе изученных коллекторов присутствовали как высоко-нефтеносные, так и низконефтеносные песчаники с широким диапазоном коллекторских свойств (пористости и проницаемости). Основными признаками микроструктур нефтеносных песчаников являются одномодальный гранулометрический состав зёрен обломочного каркаса и присутствие микроагрегатов «книжного домика» в каолиновом цементе с небольшим количеством дефектов (первая группа по предлагаемой их систематике).

Для слабонефтеносных песчаников характерны наличие моды в мелкоразмерном диапазоне обломочных зёрен и высокий уровень нарушенности микроагрегатов «книжного домика» каолинита.

Песчаники с отсутствием нефти отличаются бимодальными гистограммам распределения обломочных частиц и полным отсутствием микроагрегатов «книжного домика» в составе цементирующего вещества.

При этом существенное значение имеет влияние наложенных процессов. Среди них особенно большую роль играют тектонические процессы, сопровождающиеся уплотнением зёрен обломочного каркаса, соответственно снижением доли пустотного пространства и деформациями микроструктур «книжного домика» каолинита, а также наложенные процессы минералообразования, которые обуславливают заполнение пустотного пространства песчаника разнообразными вторичными минералами (кальцит, ангидрит, пирит и др.).

Выводы. Приведённые в статье данные позволяют использовать некоторые дополнительные литологические признаки при прогнозной оценке нефтеносности коллекторов на начальном этапе изучения кер-на скважин в лаборатории. В частности, при изучении аншлифов под электронным микроскопом рекомендуется воспользоваться следующими критериями.

Во-первых, при изучении микроструктуры обломочного каркаса рекомендуется разделить коллекторы на группы с одномодальными и бимодальными распределениями обломочных частиц. Последние с большой долей вероятности могут быть отнесены к слабонефтеносным.

Во-вторых, для одномодальных коллекторов путём замера представительного количества зёрен в аншлифах необходимо установить модальный узкоразмерный класс. Повышенная нефтеносность характерна для песчаников с наиболее крупными зёрнами обломочного каркаса.

В-третьих, при изучении цементирующего вещества песчаника каолинитового состава необходимо установить присутствие и степень нарушенности микроструктур «книжного домика».

Библиографический список

- Гальянова Т.И., Пименов Ю.Г., Прошляков Б.К. Коллекторские свойства осадочных пород на больших глубинах. М.: Недра, 1987. 200 с.
- Оконова Н.С., Рожков Г.Ф. К вопросу о гранулометрическом анализе в илифах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 3. С. 742-745
- Осовецкий Б.М., Казымов К.П., Галкин С.В. Возможности применения метода электронной микроскопии при изучении литологических особенностей нефтеносных песчаников // Недропользование. 2024. Т. 24, № 4. С. 178-185.
- Осовецкий Б.М. Дробная гранулометрия аллювия. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1993. 343 с.
- Осовецкий Б.М. Катагенетический каолинит в терригенных коллекторах // Проблемы минералогии, петрографии и металло-геологии. Вып. 23. Пермь: Перм. ун-т, 2020. С. 129-139.
- Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения (Распространение, структуры, текстуры). Л.: Недра, 1969. 248 с.

MICROTEXTURE OF SANDSTONE OIL COLLECTORS

B.M. Osovetsky

Perm State National Research University, Perm

opal@psu.ru

The data of scanning electron microscopy give the opportunity for detailed investigation of oil-bearing sandstones textures with analysis of particle sizes in sample framework and forms of kaolinite textures of “book-homes” types in polish samples. The most typical characteristics of oil collectors are unimodal distributions of sandy grains and perfect microtextures of kaolinite.

Keywords: oil content, microstructure, electron microscopy, detrital kaoli sandstone.

УДК 553.81:550.85

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

¹Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

²ООО «Алмайнинг», Пермь

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИИ ТАКАТИНСКОГО КОЛЛЕКТОРА АЛМАЗОВ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

В статье продолжают рассматриваться некоторые аспекты литологического опробования в применении к поискам алмазных россыпей на Урале. Уникальность описываемого авторами случая состоит в том, что из крупнообъемных проб базальных отложений такатинской свиты впервые на Среднем Урале были получены алмазы, как в 1960-е гг. они были получены на Северном Урале, в смежном минерагеническом алмазоносном районе. Литологические пробы, отобранные из такатинского промежуточного коллектора, позволяют судить о минеральных ассоциациях тяжелой фракции этих пород. Таким образом, характерные для уральских россыпей минеральные ассоциации уже изучены на Северном и Среднем Урале. Прделанная работа может способствовать расширению возможностей минералогического метода при поисках алмазных россыпей уральского типа.

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

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.152

Проблема источников алмазов уральских россыпей имеет долгую историю. Отметим только один факт этой истории, установленный коллективом геологов под руководством А.Д. Ишкова в середине 1960-х гг. Тогда источником алмазов россыпей были признаны песчаники, гравийные песчаники и конгломераты основания такатинской свиты, трансгрессивно залегающие в низах девона (Ишков, 1966). Это утверждение обсуждалось на закрытом Совещании по геологии алмазных месторождений, прошедшем в г. Перми в 1966 г. Обсуждение приняло рекомендации по дальнейшему изучению фациального состава такатинской свиты и установлению закономерностей распределения в ней алмазов. Ретроспективно можно сказать, что это была поворотная точка в истории развития алмазной тематики на Урале, поскольку эти рекомендации, по сути, действуют до сих пор. В данной статье мы продолжим рассмотрение метода литологического опробования отложений, перспективных на алмазную минерализацию.

По мере разворачивания алмазопроисловых работ идея промежуточных коллекторов получала все новые подтверждения. Все известные алмазные россыпи на Северном Урале оказались сопряжены с отложениями базальной пачки такатинской свиты. Крупнообъемное опробование этих пород на Северном Урале, в частности, на Ишковском карьере и на участке Сухая Волынка, показало их алмазонасность и морфологическое сходство алмазов из промежуточного коллектора и из россыпей. На Среднем Урале дело осложнялось тем, что промышленная рентабельность местных россыпей значительно уступала россыпям Вишерского минералогического района. Тем удивительнее было недавнее открытие здесь крупнейшей за всю алмазную историю Урала россыпи – Сюзёвской (Чуйко и др., 2023). Однако проблема источников алмазов россыпей, как ее сформулировал А.Д. Ишков, для Среднего Урала оставалась еще не доказанной. Алмазонасность самой такатинской свиты требовала здесь подтверждения, для этого необходимо было провести крупнообъемное опробование такатинских отложений. В прошлом году эта работа была проделана геологами ООО «Алмайнинг» (гл. геолог В.А. Чуйко); и, что самое важное, алмазы из отложений такатинской свиты были получены.

В предыдущей нашей статье мы рассмотрели некоторые предварительные результаты литологического опробования на новом перспективном участке (Пактовский и др., 2025). В той статье авторы сделали вывод о том, что минеральная ассоциация тяжелой фракции предполагаемого промежуточного коллектора является лейкоксеновой и может быть сопоставлена с аналогичными отложениями с уже установленной алмазонасностью в Вишерского алмазонасном районе.

В настоящей статье предлагаются результаты литологического опробования алмазонасной, по результатам крупнообъемного опробования, канавы, заложенной в основании такатинской свиты. В разрезе экскаваторной канавы авторы выделили два слоя (сверху – вниз: А и Б), различающихся по цвету и структурно-текстурным признакам. Из этих слоев были отобраны литологические пробы.

Слой А, мощностью 0,8–1,0 м, имеет общий вишнево-красный цвет и представлен глиной вишневой, участками зеленовато-серой и ржаво-желтой, алевритистой и песчанистой, интенсивно окрашенной красными гидроксидами железа, с параллельной тонкой слоистостью. Слой Б, мощностью около 1,0 м, представлен глиной коричневатой-желтой, зеленовато-серо-желтой, алевритистой и песчанистой, окрашенной ржаво-желтыми гидроксидами железа, участками комковатой, с неясной тонкой слоистостью. Эти терригенные отложения залегают на волнистом, неровном карбонатном плотике, предположительно, силура.

Слой Б при продвижении экскаватора вниз по склону холма-грядки, разделяющего долины ручьев, правых притоков основной реки, постепенно увеличивал свою мощность за счет неровности плотика, образуя как бы небольшую западину, или, на производственном жаргоне, «яму». По опыту геологоразведочных работ на Западном Урале, известно, что такие западины, или «ямы», являются хорошими «ловушками» для алмазов и, как правило, обогащены полезным компонентом, в отличие от крупных эрозионно-карстовых образований, где происходит разубоживание полезного ископаемого, что было известно, по крайней мере, уже в 1970-е гг. на Вишерском Урале (Ветчанинов, 1987).

При макроописании в лаборатории отмечено, что материал литологических проб, кроме цвета и, соответственно, хромофора, не имеет резких различий. В таблице 1 приводятся данные гранулометрического состава литологических проб А и Б. Гранулометрический состав песчано-алевритовой части отложений (64,61 и 54,97%) отличается достаточно мало; песчано-алевритовые частицы преобладают в их составе. В целом эти данные не отличаются от гранулометрии литологической пробы, о которой шла речь ранее (Пактовский и др., 2025). Эти отложения также можно охарактеризовать как глинистый разномодальный песчаник с модой в мелкопесчаном классе, что может свидетельствовать об одном источнике их образования. Однако не совсем ясно, какое значение при этом имеет десятипроцентное различие между пробами А и Б в песчано-алевритовой и пелитовой фракциях – возможно, только в степени дезинтеграции исходной породы.

Глинистые частицы проб А и Б (табл. 1) в гранулометрическом распределении образуют отдельную моду как указание на ассоциацию минералов, конечным продуктом разрушения которых являются глинистые минералы. По ряду предыдущих исследований (Томилина и др., 2023), глинистые минералы представлены, по преимуществу, иллитом. В условиях выветривания гидрослюда очень неустойчивы, и продукты их разрушения образуют гидроксиды железа и кремнезема (Лазаренко, 1971). В корах выветривания алмазных россыпей Западного Урала нередко встречаются целые толщи глинизированных и частично дезинтегрированных коренных пород, окрашенных в желтые (гетит, гидрогетит) и красные (гематит, гидрогематит) тона. А.Г. Бетехтин отмечает, что гидрогематит обычно встречается в коллоидном виде (Бетехтин, 1950).

Тонкодисперсные агрегаты гидрогетита и гидрогематита в этих случаях определяют окраску пород, очень часто находящихся в одном разрезе, что известно также в экологической геологии (Меньшикова,

Блинов, 2004). По нашему мнению, процессы окрашивания этих пород в желтые и красные цвета – разнесены во времени, и между ними в разрезе необходимо устанавливать стратиграфический перерыв, диапазон которого еще требуется установить. Тем не менее, некоторые данные минералогического метода могут оказаться здесь полезны и интересны.

Таблица 1
Гранулометрический состав литологических проб А и Б, %

№ пробы	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	
А	255,7	168,97	1,25	6,76	16,59	26,28	10,04	4,94	34,14	100,0
Б	254,66	145,17	1,76	5,34	12,83	22,30	9,96	4,53	43,28	100,0

Выход тяжелой фракции Б.М. Осовецкий считает самостоятельной геологической подсистемой (Осовецкий, 1986; 2004). По этому параметру между слоями А и Б выясняется существенное различие (табл. 2).

Таблица 2
Выход тяжелой фракции литологических проб А и Б, %

№ проб	Масса класса, г	Масса ТФ, г	Выход ТФ, г
А	66,77	3,0492	4,5668
Б	56,42	0,0227	0,0401

Из таблицы 2 видно, что выход тяжелой фракции в слое А – в 113 раз больше, чем в слое Б. Причем повышенный выход тяжелой фракции в слое А, как мы увидим далее из минералогического анализа, связан исключительно с аутигенным гематитом, который образовал округлые землистые агрегаты наподобие оолитов. Агрегаты тонкодисперсного гематита достаточно хорошо распадаются в ультразвуковой ванне, вплоть до полного растворения, окрашивая воду в красный цвет.

Количественный минералогический анализ тяжелой фракции проб А и Б проведен по гранулометрическому классу 0,25–0,1 мм по единой методике, используемой во всех наших исследованиях для определения ассоциаций аллотигенных минералов (Осовецкий, 1986; 1992). Выяснилось, что в случае с первой пробой (А) определить минеральную ассоциацию тяжелой фракции невозможно, поскольку в ней не

набирается представительное количество зерен аллотигенных минералов. Мы подсчитали, что нехватка зерен составляет величину, различающуюся с необходимым более чем на порядок (табл. 3). Это при том, что масса тяжелой фракции обратно пропорциональна этой величине.

В тяжелой фракции пробы А отмечены: лейкоксен (15 зерен), циркон (9) и единичные зерна анатаза и хромшпинелида. Эти редкие зерна исключительно устойчивых аллотигенных минералов соотнесены с количеством зерен аутигенных агрегатов гематита в тяжелой фракции класса 0,25–0,1 мм в количестве 2100 штук (табл. 3). Из таблицы 3 видно, что отношение аллотигенных минералов к аутигенным в тяжелой фракции пробы А составляет ничтожно малую величину (0,01), что может свидетельствовать об отсутствии условий концентрации аллотигенных минералов в данной геологической среде. И наоборот, очень благоприятные условия для концентрации подвижных золь и гидроксидов железа и осаждение их в толще, играющей роль геохимического барьера. Концентрация охристого гематита отмечена нами во всех гранулометрических классах пробы А, что даже наводит на мысль о промышленном содержании железа в слое А. Еще необходимо отметить, что в аутигенной части тяжелой фракции пробы А в классе 0,25–0,1 мм, кроме гематита, все другие компоненты отсутствуют.

Тяжелая фракция пробы Б представляется собой резкий контраст таковой пробы А. Несмотря на то, что выход тяжелой фракции пробы Б традиционно низок, как и в большинстве геологических сред Западного Урала, тем не менее зерен аллотигенных минералов достаточно для определения минеральных ассоциаций. В представительном количестве более 10% преобладают исключительно устойчивые компоненты: турмалин (12,8) – циркон (25,0) – лейкоксен (58,1). Количество минеральных видов увеличивается с 4 для пробы А до 10 для пробы Б.

Турмалин-циркон-лейкоксеновая минеральная ассоциация является наиболее характерной для тяжелой фракции базальных пород такатинской свиты, что было отмечено неоднократно (Осовецкий, 2004; Осовецкий и др., 2023; Пактовский, 2024; 2025; Пактовский, Томилина, 2023).

С этой точки зрения минеральные ассоциации тяжелой фракции основания такатинской свиты на Среднем и Северном Урале ничем существенно не отличаются и указывают на благоприятные условия концентрации и накопления аллотигенных компонентов, к которым в россыпных алмазоносных районах относится и алмаз. Авторы выражают надежду на то, что проделанная работа может способствовать расширению возможностей минералогического метода при поисках алмазных

россыпей уральского типа, несмотря на складывающуюся вокруг алмазного рынка логику обстоятельств (Горяинов, 2021).

Таблица 3

Количественный минералогический анализ тяжелой фракции литологических проб А и Б, %. Гранулометрический класс 0,25–0,1 мм

№ пробы		А		Б	
№ п/п	Минерал/разность	Сумма	%	Сумма	%
1	Лейкоксен	15	57,7	223	58,1
2	Циркон	9	34,6	96	25,0
3	Турмалин			49	12,8
4	Рутил черный (коленчатый двойник)			1	0,3
5	Рутил красный			5	1,3
6	Анагаз	1	3,8	4	1,0
7	Хромшпинелиды	1	3,8	2	0,5
8	Магнетит (октаэдр)			2	0,5
9	Ильменит			1	0,3
10	Актинолит			1	0,3
Сумма аллотигенных		26	100,0	384	100,0
Доля аллотигенных		1	1,2	63	62,7
11	Гидрогетит			46	20,2
12	Псевдоморфозы гидрогетита по пириту (октаэдр, гексаэдр)			4	1,8
13	Гематит	2100	100,0	93	40,8
14	Пелитоморфные агрегаты цемента пород			84	21,9
15	Пирролизит			1	0,4
Сумма аутигенных		2100	100,0	228	100,0
Доля аутигенных		99	98,8	37	37,3
Всего		2126	100,0	612	100,0
Отношение аллотигенных минералов к аутигенным		0,01		1,7	

Библиографический список

- Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Гос. изд-во геол. лит-ры, 1950. 956 с.
- Ветчинов В.А. Такатинская свита среднего девона – источник алмазов уральских россыпей // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 137–141.
- Горяинов С.А. Криптоэкономика мирового алмазного рынка // *De Conspiratione / О заговоре: сб. монографий; сост. А.И. Фурсов. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2021. С. 145–216.*
- Ишков А.Д. Источники алмазов Уральских россыпей на примере Красновишерского района // *Советские по геологии алмазных месторождений (тезисы докладов). Пермь: Изд-во «Звезда», 1966. С. 32–35.*
- Лазаренко Е.К. Курс минералогии. Учебник для университетов. М.: Высшая школа, 1971. 608 с.
- Меньшикова Е.А., Блинов С.М. Эколого-геохимическое состояние донных отложений рек Кизеловского угольного бассейна в период после ликвидации шахт // *Вестник Пермского университета. Геология. 2004. Вып. 3. С. 167–174.*
- Осовецкий Б.М. Методика минералогического анализа по нескольким гранулометрическим фракциям (на примере Прикамья) // *Геология и петрография Западного Урала / Перм. гос. ун-т. Учен. зап. Перм. ун-та. № 318. Пермь, 1976. Вып. 7. С. 111–120.*
- Осовецкий Б.М. Тяжелая фракция аллювия. Изд. Иркутского ун-та, 1986. 259 с.

- Осовецкий Б.М. Минералогические диаграммы и их применение в литологии // *Литология и полезные ископаемые*. 1992. № 2. С. 134–140.
- Осовецкий Б.М. Минералогия мезокайнозоя Прикамья. Пермь: Изд-во ПГУ, ПСИ, ПССГК, 2004. 292 с.
- Осовецкий Б.М., Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А. Минералогические индикаторы алмазонасности уральских россыпей // *Вестник Пермского университета. Геология*. 2023. Т. 22, № 3. С. 243–266.
- Пактовский, Ю.Г. Минеральные ассоциации тяжелой фракции базальных пород силура и девона в Вишерском алмазонасном районе на Северном Урале // *Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2024. Вып. 7(44). С. 197–204.*
- Пактовский Ю.Г. Силурийский коллектор алмазов // монография. Электронный ресурс. Пермский гос. нац. исслед. университет. Пермь, 2025. 226 с. Режим доступа: <http://www.psu.ru/files/docs/science/books/mono/Paktovskij-Silurijskij-kollektor-almazov>.
- Пактовский Ю.Г., Томилина Е.М. Новые данные о базальных отложениях такатинской свиты на Южнорассольнинском месторождении алмазов (Пермский край) // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / отв. ред. И.И. Чайковский. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2023. Вып. 26. С. 207–214.*
- Томилина Е.М., Пактовский Ю.Г., Исаева Г.А. Сравнительная характеристика пелитовой фракции проб базальных пород девонского алмазонасного коллектора (Пермский край) // *Геология и полезные ископаемые Западного Урала: сб. науч. ст. / под общ. ред. П.А. Красильникова. Перм. гос. нац. исслед. ун-т. Пермь, 2023. Вып. 6(43). С. 75–81.*
- Чуйко В.А., Синкин В.А., Наусов В.А., Плюснин И.А., Калинин К.П. Сюезевское месторождение россыпных алмазов // *Литосфера*, 2023. С. 701–713.

MINERAL ASSOCIATIONS OF THE TAKATA DIAMOND RESERVOIR IN THE MIDDLE URALS

Y.G. Paktovsky¹, V.A. Chuiko², I.A. Plyusnin²

¹*Perm State National Research University, Perm*

²*Almaining LLC, Perm*

urijpaktovskij65@gmail.com

The article continues to consider some aspects of lithological testing applied to diamond placer prospecting in the Urals. The uniqueness of the case described by the authors lies in the fact that diamonds were obtained for the first time in the Middle Urals from large-volume samples of basal sediments of the Takata formation, as in the 1960s. They were obtained in the Northern Urals, in an adjacent mineragenic diamond-bearing region. Lithological samples taken from the Takata intermediate reservoir allow us to judge the mineral associations of the heavy fraction of these rocks. Thus, the mineral associations characteristic of the Ural placers have already been studied in the Northern and Middle Urals. The work done may contribute to expanding the possibilities of the mineralogical method in the search for diamond placers of the Ural type.

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

УДК 552.574

М.А. Пшевлодский, И.В. Бадьянова, А.В. Шумилов

Пермский государственный национальный
исследовательский университет, Пермь

ИССЛЕДОВАНИЕ ГАЗОВ В ПОРОДАХ УГОЛЬНЫХ ОТВАЛОВ КИЗЕЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА ПРИ ПОМОЩИ ТЕРМИЧЕСКОГО (ДСК/ТГ) АНАЛИЗА И КВАДРУПОЛЬНОЙ МАСС-СПЕКТРОМЕТРИИ

Приведены результаты синхронного термического (ДСК/ТГ) анализа, совмещённого с квадрупольной масс-спектрометрией, трёх образцов углей, отобранных из отвалов Кизеловского угольного бассейна. Получены ДСК/ТГ кривые изучаемых образцов. Детектированы различные газообразные продукты, интенсивно выделяющиеся во время нагрева.

Ключевые слова: уголь, Кизеловский угольный бассейн, метан угольных пластов, газ угольных пластов, дифференциальная сканирующая калориметрия, термогравиметрия, квадрупольная масс-спектрометрия.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.159

Газы угольных пластов (ГУП) являют собой крайне сложную многокомпонентную систему, которая связана генетическим и физическим образом с угольным веществом. Основу ГУП составляет метан, доля которого может колебаться в значительных пределах (от единиц до 98%) (Пармузин, 2017). Однако, возвращаясь к многокомпонентности данной системы, следует уточнить, что в её составе также могут быть широко представлены гомологи метана, а также водород, азот и углекислый газ (Голицын и др., 2002; Кравцов, 1968; Шишмина, 2010). Дополнительными факторами, осложняющими изучение газов угольных пластов, выступают: общая сложность устройства угольных месторождений, выраженная в специфической зональности различных газосодержащих толщ, наличие газа в свободной, сорбированной формах, а также в замкнутых пространствах, порах (Василенко и др., 2024; Кравцов, 1968; Шишмина, 2010).

Подробное изучение и освоение ГУП имеет многогранное значение. Во-первых, метан угольных пластов является перспективным видом нетрадиционного природного газа не только в Российской Федерации, но и в зарубежных государствах, что подтверждается активным освоением данного полезного ископаемого в таких странах, как США, Канада,

Австралия, Китай (Пармузин, 2017; Тетенькин, Казанов и др., 2024). Во-вторых, если рассматривать данную проблему в эксплуатационно-техническом аспекте, то можно заключить, что контроль в вопросах газовой выделения является ключевым условием для безопасного освоения угольных месторождений (Плаксин и др., 2023; Ремезов и др., 2007). В-третьих, следует учитывать и экологическое значение газов угольных пластов, так как метан, составляющий в них основную долю, является мощным парниковым газом. Часть эмиссии метана в окружающее пространство представлена именно внезапными выбросами ГУП в шахтное пространство и непосредственно в приземную атмосферу (Клименко и др., 2023; Тында, 2025; Ходырев, 2024).

Особую актуальность данные вопросы приобретают в отношении закрытых угольных бассейнов, где добыча прекращена, но процессы газовой выделения продолжают (метан в составе выделяющихся газов может составлять до 80%) (Саббаган и др., 2025). Кизеловский угольный бассейн (Пермский край), сыгравший значительную историческую роль в индустриализации Урала, был полностью закрыт в начале 2000-х годов (Корнилков и др., 2000). Затопление шахтных выработок и формирование многочисленных терриконов фактически создало новую геохимическую и экологическую реальность (Максимович, Пьянков, 2018). Угольсодержащие породы в отвалах, подвергающиеся активному атмосферному воздействию, окислению и самовозгоранию, могут оставаться длительно действующими источниками метана и других соединений, продолжая оказывать негативное воздействие на окружающую среду и климат (Качурин и др., 2024; Максимович, Пьянков, 2018). При этом следует отметить, что детальные данные о текущем газогенерационном потенциале и составе летучих продуктов из техногенных образований данного бассейна ограничены.

Целью настоящего исследования является оценка состава газов, выделяющихся из углей Кизеловского бассейна при нагревании, на основе анализа трёх образцов угля, отобранных из породных отвалов.

Исследование образцов проведено с применением метода синхронного термического анализа, сочетающего термогравиметрический (ТГ) метод, основанный на изучении изменения массы исследуемого образца при нагревании, и дифференциальной сканирующей калориметрии (ДСК), фиксирующей тепловые эндо- и экзоэффекты, протекающие в образце при процессах нагрева или охлаждения. Экспериментальные исследования выполнены на синхронном термоанализаторе STA 449 Jupiter фирмы Netzsch-Geratebau GmbH, совмещённом с квадрупольным масс-спектрометром QMS 403 D Aeolos фирмы Netzsch-Geratebau GmbH.

Таблица

Термические эффекты в изучаемых образцах

№	Характерные эффекты и их характеристики
1	Дегидратация сорбированной влаги – эндотермический процесс до температуры 111,6°C, потеря массы 2,43%. Потеря остатков сорбированной влаги и улетучивание наименее стойких компонентов угля в температурном диапазоне до 286,6°C, потеря массы 1,65%. Деструкция летучих и более стойких компонентов угля с двумя экзотермическими температурными пиками при 404°C и 472,2°C, суммарная потеря массы (до утихания процесса при температуре 559,7°C – 37,65 %. Эндотермический пик 436,7°C – разрушение дроблёного материала пробы. Дальнейшая потеря массы с температуры 559,7°C и до конца эксперимента 13,59%. Остаточная масса на конец эксперимента 44,66%.
2	Дегидратация сорбированной влаги – эндотермический процесс до температуры 154,4°C, потеря массы 0,34%. Потеря остатков сорбированной влаги и улетучивание наименее стойких компонентов угля в температурном диапазоне до 310,6°C, потеря массы 1,97%. Деструкция летучих и более стойких компонентов угля с двумя экзотермическими температурными пиками при 399,8°C и 481,5°C, суммарная потеря массы (до окончания процесса при температуре 654,1°C) 39,68 %. Эндотермический пик 439,3°C разрушение дроблёного материала пробы. Дальнейшая потеря массы с температуры 654,1°C и до конца эксперимента 11,99%. Остаточная масса на конец эксперимента 47,22%.
3	Дегидратация сорбированной влаги – эндотермический процесс до температуры 116,9°C, потеря массы 0,53%. Потеря остатков сорбированной влаги и улетучивание наименее стойких компонентов угля в температурном диапазоне до 299,3°C, потеря массы 1,44%. Деструкция летучих и более стойких компонентов угля с тремя экзотермическими температурными пиками при 401°C, 469,5°C и 601,7°C, суммарная потеря массы (до окончания процесса при температуре 640,1°C) 34,01%. Эндотермические пики при 436,7°C и 513,2°C – разрушение дроблёного материала пробы. Дальнейшая потеря массы с температуры 640,1°C и до конца эксперимента 8,19%. Остаточная масса на конец эксперимента 56,72%.

Исследование образцов проводилось в динамической газовой среде: для весовой системы и измерительной камеры применялся в качестве продувочного газа Ar (скорость подачи 10 мл/мин для весовой системы и 30 мл/мин для измерительной камеры). Воздушно сухой образец в виде дроблённого материала (размер частиц от 0,5 до 2-3 мм) помещался в корундовый тигель и нагревался в соответствии с температурной программой, которая включала в себя нагрев до 1000°C со скоростью 10°C в минуту. Исследования позволили установить целый ряд выделяющихся газообразных продуктов во время разнообразных

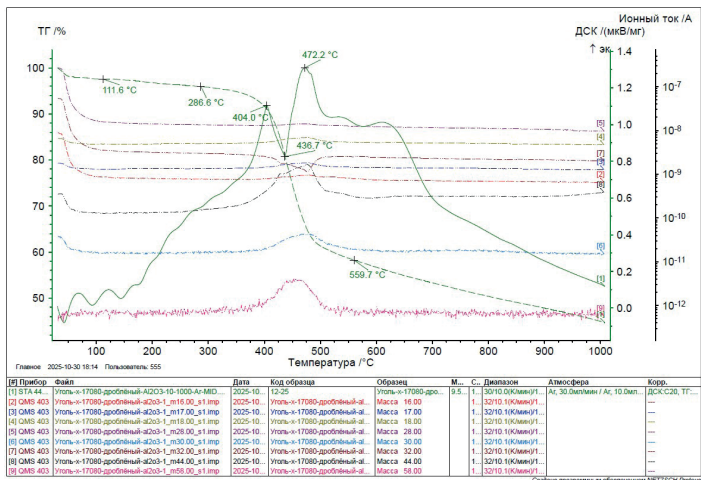


Рис. 1. Термограмма первого исследуемого образца с наложенными на неё данными квадрупольного масс-спектрометра

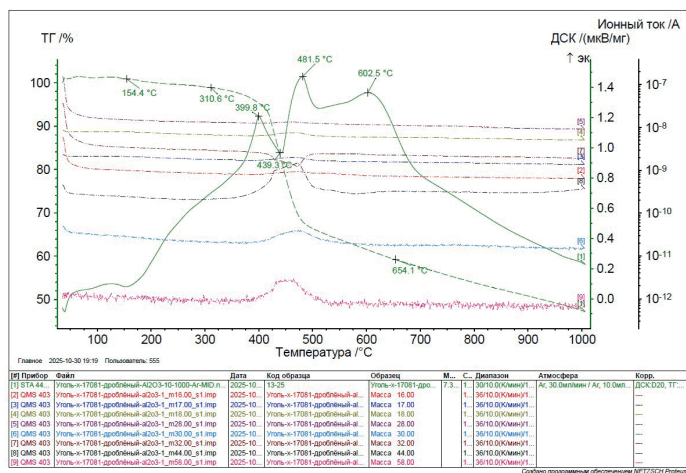


Рис. 2. Термограмма второго исследуемого образца с наложенными на неё данными квадрупольного масс-спектрометра

термических эффектов (таблица). Выделялись следующие газообразные продукты с соответствующей молярной массой: 16, 17, 18, 28, 30, 32, 44, 58. Перед подробной характеристикой и описанием выделяющихся продуктов, соответствующих выше обозначенным молярным массам, следует сделать уточнение, что, не смотря на слабую выраженность некоторых пиков (по данным масс-спектральных исследований) по

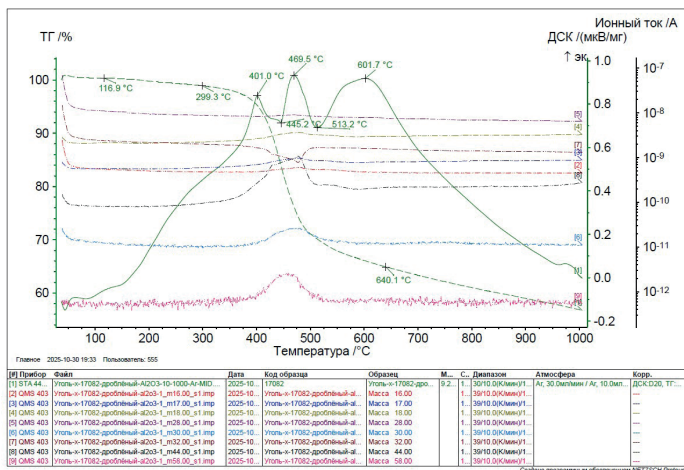


Рис. 3. Термограмма третьего исследуемого образца с наложенными на неё данными квадрупольного масс-спектрометра

причине наличия примесей (чрезвычайно малых примесей кислорода, азота, метана, углекислого газа и водяных паров) в лабораторном аргоне высокой чистоты, появление даже таких слабых пиков было бы невозможно без выделения соответствующих им газообразных продуктов в результате процессов термической деструкции и дегазации исследуемых образцов.

Большая часть выделяющихся газообразных продуктов пришлось на температурный диапазон от 350 до 600 °С. Характер выделения данных продуктов был практически идентичен во всех трёх изучаемых образцах (рис.1, 2, 3). Первоначальные пики практически всех описанных далее газообразных продуктов в начале измерения (до температуры 60-70 °С) вызваны наличием различных примесей в измерительной камере масс-спектрометра, которые удаляются из неё по мере нагрева и выхода прибора на рабочий режим.

Установлено, что молярной массе 16 соответствует метан (CH_4), однако, пик метана обладает слабовыраженным характером, вследствие содержания примеси метана в лабораторном аргоне высокой чистоты.

Молярной массе 17 скорее всего соответствует гидроксильный радикал (HO).

Молярной массе 18 соответствует вода (H_2O), которая активно начинает выделяться с температуры около 400 °С до 520-540 °С (как и большая часть газообразных продуктов в данных образцах). По всей видимости, вода либо находится внутри кусочков угля и выделяется

при активном улетучивании и термическом разложении менее и более термически стойких компонентов угля, либо вода образуется в результате химических реакций (как пример, реакция сгорания сероводорода).

Молярной массе 28 соответствуют сразу два газообразных продукта угарный газ (CO) и азот (N_2), точная идентификация того, какой газ выделялся в ходе исследований затруднена, так как оба газа могут присутствовать в данных условиях. Однако, следует сделать уточнение, что, вполне вероятно, весь выделяющийся CO был окислен до CO_2 , что отлично видно по отрицательному пику кислорода (O_2) и зеркальному по отношению к кислороду пику углекислого газа (CO_2).

Молярной массе 30 соответствует этан (C_2H_6).

Молярной массе 32 соответствует кислород (O_2), что отлично видно по тому, как данный газ вступает в реакцию окисления CO до CO_2 : пик CO_2 обратно пропорционален уменьшению содержания O_2 .

Молярной массе 44 соответствуют сразу два газообразных продукта – углекислый газ (CO_2) и пропан (C_3H_8). На основании вышеупомянутой реакции с кислородом скорее всего пику на температурах 350-600°C по большей части соответствует углекислый газ.

Молярной массе 58 соответствует бутан (C_4H_{10}).

Результаты исследований позволяют сделать следующие выводы. Во-первых, угольные породы Кизеловского угольного бассейна являются перспективным объектом для дальнейшей работы по изучению газов угольных пластов. Во-вторых, детектирование различных выделяющихся газообразных продуктов во время проведения термического анализа, несмотря на наличие в лабораторном аргоне некоторых примесей, всё равно остаётся задачей поддающейся решению, хоть и сопряжённом с некоторыми трудностями. В-третьих, имеется потенциал расширения перечня молярных масс, фиксируемых масс-спектрометром, для более подробного изучения всех газообразных продуктов, сопровождающих процесс ДСК/ТГ анализа.

Библиографический список

- Василенко Т.А., Шабаров А.Н., Вильнер А.Н. Метан угольных пластов: фазовые состояния и проблемы извлечения // Метан угольных пластов: Тезисы докладов XI научно-практической конференции ООО «Газпром добыча Кузнецк», Кемерово, 25 сентября 2024 года. Кемерово: ООО «Газпром добыча Кузнецк», 2024. С. 7-8.
- Голицын М.В., Голицын А.М., Пронина Н.В. и др. Газоугольные бассейны России и мира. Москва, 2002. 249 с.
- Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2023 году / Гл. ред. Тенькин Д.Д., Казанов О.В. М.: РОСНЕДРА, 2024. 716 с.
- Качурин Н.М., Лускин Г.Г., Рубцов А.С., Овсянников М.С. Комплексная экологическая оценка воздействия породных отвалов угольных шахт на окружающую

- щую среду // *Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле*. 2024. № 4. С. 605-613.
- Клименко В.В., Терешин А.Г., Коликов К.С., Бернадинер И.М. Перспективы России в снижении выбросов метана и присоединении к Глобальному соглашению по метану // *Энергетическая политика*. 2023. № 11 (190). С. 56-73. DOI 10.46920/2409-5516.2023_11190_56.
- Корнилов В. Н., Неволин Н. В., Ветошкин В. В. 200 лет работы Кизеловского бассейна // *Известия УГТУ*. 2000. №11. С. 39-47.
- Кравцов А.И. Геологические условия газоносности угольных, рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых // М.: Недра, 1968. 330 с.
- Максимович Н.Г., Пьянков С.В. Кизеловский угольный бассейн: экологические проблемы и пути решения / Пермский государственный национальный исследовательский университет, Естественно-научный институт. Пермь: ООО «Раритет», 2018. 288 с.
- Пармузин П.Н. Зарубежный и отечественный опыт освоения ресурсов метана угольных пластов: монография. Ухта: УГТУ, 2017. 109 с.
- Плаксин М.С., Родин Р.И., Козырева Е.Н. Исследование давления газа в призабойной части угольного пласта с применением инновационного метода // *Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле*. 2023. № 2. С. 408-418.
- Ремезов А.В., Хлудов С.И. Опыт дегазации угольных пластов и использование каптированного газа метана для выработки тепловой и электрической энергии // *Вестник Кузбасского государственного технического университета*. 2007. №3(61). С. 23-25.
- Саббаган А., Фролов В.Я., Кожубаев Ю.Н., Милицын А.А., Ершов Р.В. Методы утилизации шахтных газов для производства электроэнергии и тепла // *Известия Тульского государственного университета. Технические науки*. 2025. № 2. С. 97-109. DOI 10.24412/2071-6168-2025-2-97-98.
- Тында Г.Б., Береговой Р.В. Исследование влияния расстояния между источником метана и подошвой выработки на вероятность возникновения прорывов метана из почвы // *Способы и средства создания безопасных и здоровых условий труда в угольных шахтах*. 2025. № 3 (70). С. 149-153.
- Ходырев, Е. Д. К вопросу о формировании зон, опасных по прорывам метана на земную поверхность, при затоплении угольных предприятий // *Труды РАН ИМИ*. 2024. № 3-2(41). С. 47-56. DOI 10.24412/2519-2418-2024-341-47-56.
- Шишмина Л.В. Химия нефти и газа. Томск: ТПУ. 2010. 121 с.

STUDY OF GASES IN ROCKS OF COAL DUMP OF THE KIZEL COAL BASIN USING THERMAL (DSC/TG) ANALYSIS AND QUADRUPOLE MASS SPECTROMETRY

M.A. Pshevlodsky, I.V. Badyanova, A.V. Shumilov

Perm State National Research University, Perm

kahiro8000@gmail.com

The results of simultaneous thermal analysis (DSC/TG) combined with quadrupole mass spectrometry are presented for three coal samples collected from the Kizel coal basin waste heaps. DSC/TG curves were obtained for the studied samples. Various gaseous products intensely released during heating were detected.

Keywords: coal, Kizel coal basin, coalbed methane, coalbed gas, differential scanning calorimetry, thermogravimetry, quadrupole mass spectrometry.

СОЛЕСОДЕРЖАЩИЕ ОТХОДЫ ПРИ ДОБЫЧЕ ГАЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В статье проанализированы физико-химические условия возникновения солей в призабойной зоне пласта и насосно-компрессорных трубах месторождений УВ Восточной Сибири Непско-Ботуобинской антеклизы. Основными солями-кольматантами являются катагенетический галит, гипс, целестин. Предложена система переработки солей на промысле, рассчитаны сроки окупаемости и получение дополнительной прибыли.

Ключевые слова: солеобразование, кольматанты, галит, гипс, целестин.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.166

Введение. Восточная Сибирь один из относительно новых и быстро развивающихся нефтегазодобывающих регионов. Формирование минералов в призабойной зоне пласта (ПЗП), в насосно-компрессорных трубах (НКТ) и в наземном оборудовании системы сбора и подготовки приводит к снижению производительности скважин, сокращению межремонтного периода, отказу насосов и другого промышленного оборудования, что, влияет на технико-экономические показатели разработки месторождения.

Одним из главных методов борьбы с образованием солей-кольматантов в ПЗП и НКТ выступает применение ингибиторов. Для правильного применения ингибиторов требуется идентифицировать, какой тип солей будет формироваться, так как ингибиторы узконаправленны.

Цель работы – разработать систему применения соледержащих отходов при добыче углеводородов для использования их в качестве ингибиторов гидратообразования. Задачи – проанализировать физико-химические условия солеотложений в ПЗП и НКТ, предложить систему переработки солей на промысле, рассчитать сроки окупаемости и получение дополнительной прибыли.

Объектом исследований являются месторождения УВ Восточной Сибири Непско-Ботуобинской антеклизы. Разрез представлен венд-нижнекембрийскими терригенно-карбонатным и соленосно-карбонатным комплексами.

Достоверность полученных результатов основана на комплексировании литолого-геохимических методов и математическом моделировании.

Методика и материалы: 1. минеральный состав солей-кольматантов, 2. данные по химическому составу пластовых и подтоварных закачиваемых вод, 3. моделирование процессов гидратообразования с учетом закачиваемых солей-кольматантов. 4. статистическая оценка экономической рентабельности.

Солеотложение – это выпадение из раствора различных соединений неорганического типа, происходящее в результате формирования перенасыщенных растворов как в смеси пластовой и закачиваемой воды (смешение «разнокомпонентных» вод), так и в результате изменения термобарических условий (снижение температуры и давления при подъеме и транспортировке добываемой продукции).

К основным видам кольматантов, которые образуются во время разработки месторождений УВ, относятся: сульфатные соли (гипс, ангидрит, барит, целестин), карбонатные соли (кальцит, магнезит) и хлоридные соли (галит). Обычно встречаются в виде смеси с другими соединениями, редко представлены чистыми разностями.

Отложение хлористого натрия (NaCl) происходит из-за формирования насыщенных растворов хлорида натрия, которые формируются при продвижении вглубь пласта закачиваемой воды, которая растворяет катагенетический галит и постепенно достигает насыщения по NaCl . В результате к добывающей скважине поступает насыщенный солевой раствор, который при снижении термобарических условий, особенно при эксплуатации с использованием давления ниже давления насыщения, что сопровождается дегазацией и испарением раствора, «отдает» часть галита в виде твердого осадка.

Проникновение закачиваемых пресных вод в зону размещения добывающих скважин и их смешение с хлористым натрием приводит к формированию галита, а смешение закачиваемых сульфатных вод с хлоридно-кальциевыми приводит к отложению сульфатных солей. Формирование минералов в ПЗП и НКТ и их вынос в наземном оборудовании может достигать до 650 кг/сут.

На месторождениях Непско-Ботуобинской антеклизы отложения карбонатов фиксируются в виде незначительного налета карбоната кальция менее 1 мм на поверхности погружных насосов. Увеличение интенсивности отложений карбонатов кальция и магния на месторождениях Непско-Ботуобинской антеклизы прогнозируется на заключительных стадиях разработки месторождений в результате снижения

пластового давления ниже давления насыщения, приводящего к снижению парциального давления углекислого газа, необходимого для поддержания карбонатного равновесия.

Отложение гипса происходит в результате смешения закачиваемых вод с высоким содержанием сульфат-иона с хлоридно-кальциевыми водами продуктивных пластов с меньшим содержанием сульфат-иона. Также на увеличение сульфат-иона в растворе может оказывать влияние растворение и выщелачивание сульфат-содержащих минералов продуктивных пластов.

Формирование малорастворимого целестина и практически нерастворимого барита, растворимости которых составляют (в г/л, при стандартных условиях) $1,4 \cdot 10^{-3}$ и $2,3 \cdot 10^{-5}$ соответственно, происходит, потому что барий и стронций являются гидрохимическими аналогами кальция, их накопление в хлоридных рассолах аналогично накоплению кальция. Отложения сульфата бария и сульфата стронция в отличие от гипса практически не растворяются даже сильными кислотами.

Садка барита практически всегда сопровождается образованием радиоактивных осадков радиобарита (Ba(Ra)SO_4), формирование которого связано с изоморфным замещением радием бария в кристаллической решетке BaSO_4 . Этот процесс происходит потому, что радий является геохимическим аналогом бария, содержится всегда в пластовых и остаточных водах нефтегазовых залежей, но не образует самостоятельную минеральную фазу, вследствие крайне малого кларка (Шарилов и др., 2025). Предприятия-недропользователи практически не определяют содержание ионов бария и стронция в пластовых водах.

Одним из решений данной проблемы является закачка получаемых солей в виде водно-метанольного раствора в газосборную систему для борьбы с гидратообразованием.

Математическая модель процессов солеотделения. На настоящее время существуют следующие коммерческие симуляторы (конечно-разностное моделирование), учитывающие PVT-свойства трехфазных смесей: Nysys, Olga, PIP, которые позволяют учитывать полный состав смеси, строить кривые гидратообразования, проводить расчет технологических схем, учитывать растворимые в воде соли. Математическая модель UNIQUAC описывает уравнения состояния жидкостей. Основана на расчёте коэффициентов активности веществ на основе представлений о локальном (молекулярном) составе растворов. Включает также уравнение состояния реального газа – CPA.

Для расчета технологической модели подготовки воды и солевых растворов был взят следующий состав исходной смеси (таблица).

Таблица

Состав исходного раствора для моделирования

Компонент	Моль %
H ₂ O	1,734
MeOH	0,105
NaCl	0,091
KCl	$9,13 \cdot 10^{-4}$
NaBr	$3,67 \cdot 10^{-4}$
CaCl ₂	0,031
KBr	0,004
CaBr ₂	0,004
N ₂	0,611
CO ₂	0,450
CH ₄	92,459
C ₂ H ₆	0,162
C ₃ H ₈	0,056
i-C ₄ H ₁₀	1,073
n-C ₄ H ₁₀	1,073
i-C ₅ H ₁₂	1,073
n-C ₅ H ₁₂	1,073

Состав исходной смеси. Технологическая модель подготовки воды и солевого раствора предполагает включение следующих основных позиций: отделение солей-кольматантов и их складирование будет проводится в установке обессоливания, затем их смешение с водой из емкости с подготовленной водой и метанолом для получения водно-метанольного раствора (ВМР), после чего подача ВМР в систему.

Расчет моделей ректификации и входа в установку комплексной подготовки газа (УКПГ) проводился при следующих параметрах. Выходной газ: температура – 23°C, давление – 5 МПа, температура точки росы для углеводородов – (-19,8)°C, температура точки росы для воды – 22,9°C. В результате получилось регенерированного метанола при температуре – 10,1°C, давлении – 0,36 МПа, массовый расход – 24 т/сут. Данные модели позволяют анализировать кривые гидратообразования, а также затраченное количество энергии на ректификацию ВМР с учетом разбавленных солей.

Для отделения солей-кольматантов предлагается печное выпаривание, электролиз или обратный осмос. Моделирование выпаривания воды в ПО Hysys позволило рассчитать следующие остаточные параметры. Входная вода: температура – 70 0C, давление – 0,109 МПа, объемный расход – 160,4 тыс. м³/сут. Пары: температура – 120 0C, давление – 0,109 МПа, объемный расход – 149,2 тыс. м³/сут, молярная доля воды – 1. Остаточная соль: массовый расход – 27,3 т/сут, молярная доля

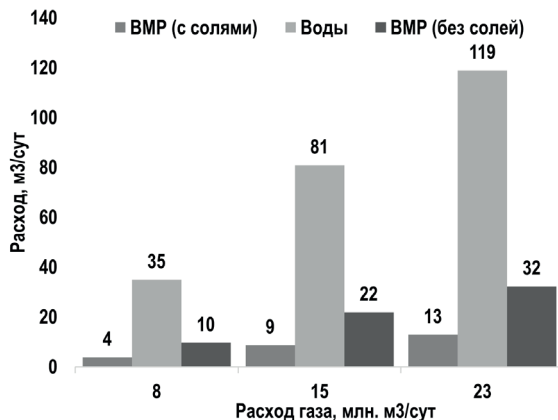


Рис. 1. Влияние наличия солей-кольматантов в ВМР на оптимизацию ингибирования гидратообразования

солей – 0,99. Моделирование мембранного электролиза в ПО Hysys позволило рассчитать следующие остаточные параметры. Вход на обессоливание: массовый выход ВМР – 95 т/сут. Выход очищенной воды: массовый выход очищенной воды – 70 т/сут. Спецификация электролиза в ПО Hysys: мощность – 3200 КВт/час, толщина катода – 25 мм, толщина анода – 25 мм, расстояние между катодом и мембраной – 1,25 мм, пористость – 0,3.

Анализ и оптимизация рисков образования газогидратов при закачке в систему сбора и подготовки ВМР показал, что расход газа при использовании ВМР снижается почти на 40%, а количество ВМР, расходуемого на подготовку, снижается более чем в два раза (в м³/сут) по сравнению с использованием чистого метанола (рис. 1).

Анализ экономического эффекта позволил рассчитать кривые CAPEX, OPEX и NPV (рис. 2) при вводе установки с 2026 года. NPV (чистая приведённая стоимость) составит 167 млн. руб. PI (индекс доходности инвестиций) составит 1,1. OPEX (операционные расходы) выровняются к 2028 году, CAPEX (капитальные затраты) к 2028 году полностью нивелируются.

Таким образом, на основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Для венд-нижнекембрийских отложений месторождений УВ Непско-Ботоубинской антеклизы существует риск образования кольматантов: сульфатных солей кальция, бария и хлоридных солей натрия, магния и кальция вследствие смешения вод с разным химическим составом (подтоварной и пластовой). Моделирование

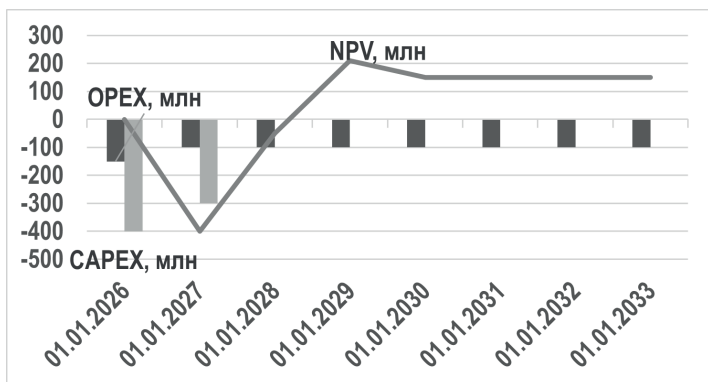


Рис. 2. Анализ экономического эффекта

процессов подготовки ВМР: солевого раствора, воды и метанола, позволило рассчитать полный технологический процесс солеотделения и эффективности установок. Максимальный экономический эффект от закачки ВМР с добавлением солей-кольматантов состоит в уменьшении потребления метанола в качестве ингибитора гидратообразования. Рекомендуется учитывать наличие солей-кольматантов и возможность их использования в качестве дополнительного компонента при ингибировании гидратообразования месторождений УВ Восточной Сибири.

Библиографический список

Шаринов Ф.А., Вобликова Е.Ю., Киреева Т.А., Мухаметишин В.Ш., Гилязетдинов Р.А. Прогноз отложения сульфатных солей кальция, бария и стронция при разработке нефтегазоконденсатного месторождения Непско-Ботуобинской антеклизы (Восточная Сибирь) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 1. С. 69–77.

SALT-CONTAINING WASTE FROM GAS EXTRACTION IN EASTERN SIBERIA

M.V. Solomon

*Saratov National Research State University
named after N.G. Chernyshevsky, Saratov
solomonmv@list.ru*

Annotation: the article analyzes the physico-chemical conditions of the occurrence of salts in the bottom-hole zone of the formation and the pumping and compressor pipes of the hydrocarbon deposits of Eastern Siberia Nepsko-Botuobinskaya antecline. The main colmatant salts are catagenetic halite, gypsum, and celestine. A salt processing system has been proposed in the field, payback periods and additional profit have been calculated.

Keywords: salt formation, colmatants, halite, gypsum, celestine.

О ВОЗМОЖНОЙ ПРИРОДЕ КРУПНЫХ КАМЕННЫХ ШАРОВ И НЕОБХОДИМОСТИ ИХ СОХРАНЕНИЯ

Рассмотрены некоторые проявления крупных конкреций и необходимость их сбережения в качестве геологических памятников природы.

Ключевые слова: каменные шары, конкреции, траванты, геологическое наследие.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.172

Концептуально к живой природе причислялись все организмы, которые, именно особого строения и «образа жизни», не только живут по определённому сценарию, продлевая за определённое время свои жизненные циклы, а ещё и растут, и размножаются. К неживой же природе, в том числе каменной оболочки Земли, соответственно причисляется, всё – только с приставкой «не». Не живой, не растущий, не эволюционирующий и т.д. Именно это и относилось к каменной оболочке планеты. Однако ее объекты (минеральные индивиды и агрегаты) демонстрируют способность расти и объединяться в породные агрегаты, увеличиваясь в объёме.

В качестве объекта нашего внимания выбраны конкреции, для изучения которых важны способы фиксации и тщательной документации инструментально, параметров изменений. Помимо этого следует принимать во внимание: воздействие кислотных дождей, снежного и ледяного покровов, периодически возникающих цунами и ураганов, эманации вулканического пепла и газов, а также воздействие на них прочих земных катаклизмов, которые всегда присутствуют на планете в процессе её эволюции. Не должны остаться без внимания и преобразования тех некоторых известных в геологии явлений, о которых речь пойдёт далее.

Процесс образования конкреций – сложный геологический процесс, в котором часто участвуют все виды воды. В том числе – твёрдые (лёд, снег и иней), жидкие (чистые воды, в разной степени концентрированные рассолы и растворы в широком спектре составов и температур), а также и газообразные в состоянии смога, ветра и пара. Ещё менее предсказуемы влияния на процесс низкой температуры в условиях ледяных пещер и вечной мерзлоты.

Регулятором формы, состава и состояния минералов, да и – пород, выступают иногда как отдельные факторы, а иногда число «участников» расширяется за счёт увеличения и объёмов вещества, и проявления не единственного, а в совокупности разнообразных сочетаний. В том числе и богатого разнообразия био- и геологических сред (Гептнер А.Р., 2018) действующих в каком-то определённом порядке (точном или хаотичном).

Конкреции являются одними из интересных созданий природы. Они довольно часто появляются в литературных источниках и на фотографиях, с комментариями о непонятно откуда взявшиеся и по какой причине появившиеся объекты. При этом иногда даже присутствуют элементы таинственности и мистики, реже гипотезы и предположения механизма их образования и существования.

Иногда, конкреции могут иметь довольно сложное строение с различными отростками, ответвлениями и даже пустотами внутри, в связи с чем, их именуют и ооидами, и сферолитами, и травантами.

Трованты (рис.1) из «Парка камней» (в 150 км от Будапешта) якобы растут, приходя в контакт с водой за не установленный срок времени, от нескольких сантиметров до глыб весьма внушительных размеров. И хотя иногда среди них попадаются даже огромные индивиды, которые достигают внушительных размеров, на данный момент нет сведений о скорости их роста. Кроме того, по мнению некоторых «специалистов и очевидцев», они могут и самостоятельно передвигаться, и даже размножаться.

Не менее интересен и геологический памятник природы (ГПП), расположенный в Котельничском р-не Кировской обл., в 4-х км на северо-восток от ОП «846 км» ж/д ветки «Шабалино – Котельнич-2». И хотя д. Жуковляне найти трудно (осталось лишь 2 дома), тем не менее, этот ГПП постоянно посещают экскурсанты из городов Кирова, Вятки, Советска и других пунктов Кировской обл. И хотя его популярность



Рис.1. Якобы растущие под действием воды конкреции (камни – трованты), которые являются экспонатами геопарка «Парка камней» в Венгрии

весьма высока, средств на изучение, сбережение и для охраны нет. Ни – НИИ, ни частные предприниматели, ни фонды благотворительности их не выделяют. К сожалению, по этой причине эти уникальные объекты природы, к тому же – ГПП России, могут пропасть. И хотя «народная тропа» к ним не зарастает, ситуация не меняется никаким образом. Более того, что на практике никто и никаким образом их и не охраняет, поэтому после публикаций в печати об интересных объектах, подобного типа ГПП находятся ещё в более беззащитном положении, подвергаясь разрушению от нахлынувших посетителей.

Подобные образования различного есть в разных регионах России. В том числе на Волге, на её побережье близ с.Тархановской пристани и курорта Ундоры (на границе Татарстана с Ульяновской обл. и южнее). Тростники встречаются и вблизи н. п. Сенгилей на юге Ульяновской области. При этом: во всех перечисленных населённых пунктах они разные по внутреннему строению, составу, размерам (рис. 2).

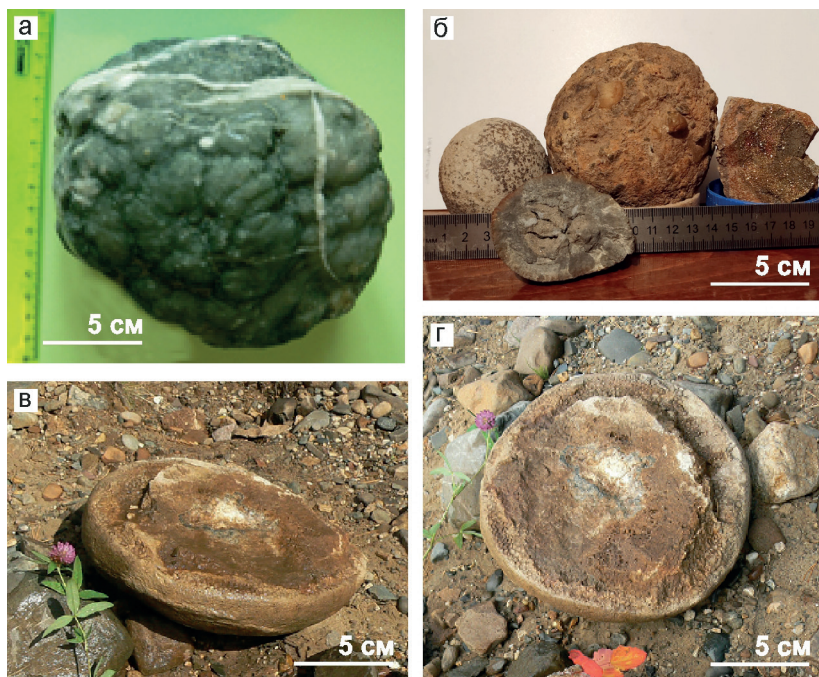


Рис. 2. Конкреции разного состава и формы Республики Татарстан и Ульяновской обл.: а) сфероид – головчатый гипс с брошантитом, б) Fe-содержащие или железистые, в) глинисто-карбонатные (рис.2 в; нижние фотографии представляют две половинки одной конкреции).

В Волжском бассейне у с. Мокрая Ольховка было обнаружено также несколько крупных шаров разной величины (диаметра до 1 – 1,2 м), и находящихся на глубине 10–12 м, которые оказались на поверхности после обрушевшего и размытого грунта в половодье (рис.3.). Некоторыми местными и приезжими специалистами предполагается их образование по яйцам древних птиц или динозавров. Сведений об их происхождении нет несмотря на их нахождение в некоторых музеях и научно-исследовательских организациях. К сожалению, подобные объекты никаким образом не охраняются и находятся под угрозой исчезновения, несмотря на их отнесение к геологическим памятникам природы (ГПП)

По мнению многих «очевидцев», они могут самостоятельно передвигаться и размножаться, подобно камням, находящимся в 10 км от Котельнича (Кировская обл.). Для «жуковлянских» и «скрипинских» конкреций также характерно наличие трещин, делящих наиболее крупные объекты пополам, что ударами молний (рис.4).

Образование близкие к конкрециям формируются на мелководных прибрежных участках пляжей в зимнее время (Дорофеев, 2019), которые благоприятны для шарообразного зарождения и передвижения

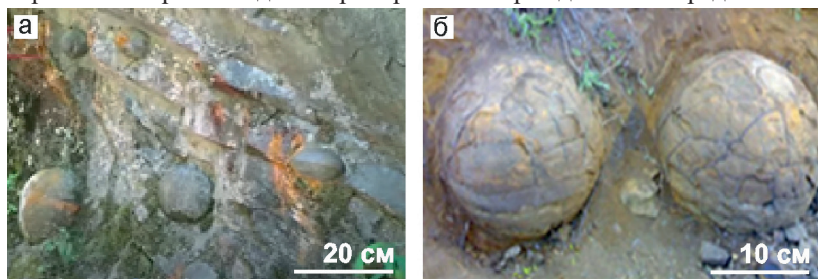


Рис. 3. Конкреции (траванты) у села Мокрая Ольховка (Волгоградская обл.)

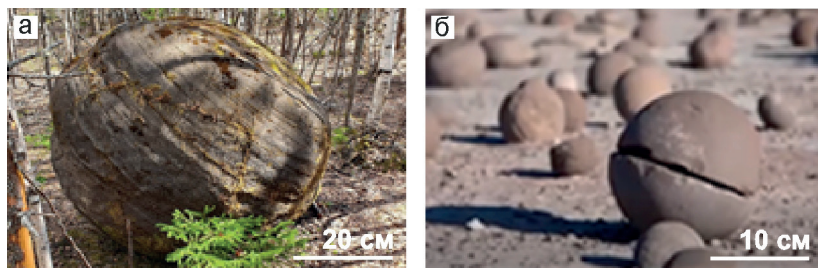


Рис. 4. «Жуковлянские шары» (а) и «Скрипинские кучуры» (б) в мелколесье и пустыне

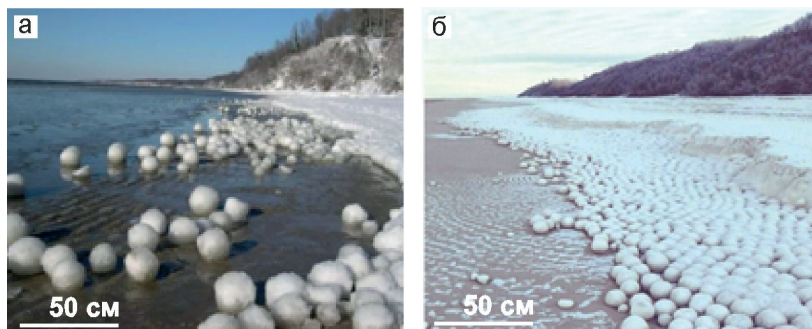


Рис. 5. Похожие на конкреции ледяные образования на речных пляжах

(рис. 5). Схожее с конкрецией образование встречено в районе 3-х камчатских вулканов: Авачинского, Безымянного и Толбачика (рис. 6). Автором предполагается, что исходным материалом послужил вулканический материал (песок, пепел и кусочки ранее изверженной и остывшей лавы) и снег.

В некоторых источниках (Антошкина, 2019) приводятся сведения о составе конкреций, касающиеся минерального состава и некоторых конкреций, и шаров, где в их составе могли быть и икаит – $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, и глауберит – $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ или гейлюсит. И на заключительном этапе образование этих объектов в вулканических областях планеты завершалось – глендонитом – $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$. При этом гексагональный и тетрагональный облик некоторых из перечисленных «кристаллов» глендонита позволяют подозревать в качестве первичного минерала, также



Рис. 6. Тровант (?) вблизи вулканов



Рис. 7. Элементы слоистого и концентрического строения глинисто- карбонатной конкреции

и тунисит – $\text{NaHCa}_2\text{Al}_4[(\text{OH})_{10}(\text{CO}_3)_4]$ или моногидрокальцит – $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. Кстати, некоторые конкреции могут иметь концентрическое строение (рис. 7).

Приведенные в работе примеры говорят о многообразии проявления сферических форм в природе и необходимости их сбережения, как экскурсионных объектов и примеров самоорганизации вещества.

Библиографический список

- Антошкина А. И. Модель роста и органо-минерализации карбонатных ооидов // Литология осадочных комплексов Евразии и шельфовых областей: материалы IX Всерос. Литологич. совещания. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2019. – С.20-21.
- Гептнер А.Р. Биохемогенное образование глендонитов «Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода» № 76, 2018. – С.73-85.
- Дорофеев А. М. Необычное метеорологическое явление (Архивная копия от 1 января 2019 на Wayback Machine) // Вестник Витебского державного университета. – 1998. – N 4 (10). – С. 94-97.

ON THE POSSIBLE NATURE OF LARGE STONE BALLS AND THE NEED FOR THEIR PRESERVATION

O.G. Stolova

*JSC “TsNIIGeolnerud”, Kazan
olga_stolova@bk.ru*

Some manifestations of large concretions and the need to preserve them as geological natural monuments are discussed.

Keywords: stone balls, concretions, travantes, geological heritage.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОДИНАМИКИ ВЕНДА КОЛЧИМСКОГО ПОДНЯТИЯ

Приведены результаты исследования вещественного состава вендских отложений в пределах Колчимского поднятия. Проведена палеоклиматическая реконструкция, которая основывается на составе глинистого материала, где главная роль отводится гидрослуде. Это позволяет сделать вывод о нивальном типе климата с преобладанием физического выветривания над химическим. Также исследования пород подтверждают, что отложения венда состоят из продуктов размыва подстилающих отложений свит верхнего рифея, а также из гранитоидов и гнейсов, источником которых являются поднятия Тимана. Для определения геодинамической природы был применен ряд дискриминационных диаграмм.

Ключевые слова: венд, Колчимское поднятие, палеоклимат, палеогеодинамика.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.178

Введение. Вендские отложения облекают выступы докембрийских толщ на западном склоне Урала и протягиваются с небольшими перерывами с юга на север на расстояние около 800 км. Ширина этой зоны местами достигает первых десятков километров. К востоку от основной полосы вендские образования выполняют отдельные изолированные грабены, мульды и характеризуются локальным распространением.

Довендская история рассматриваемой территории более чем на протяжении 1 млрд. лет определялись дифференцированными движениями блоков фундамента в условиях преобладающего растяжения (Вендская система ..., 1985). Результатом этих движений является на востоке платформы сеть линейных грабенообразных прогибов – авлакогенов, выполненных достаточно мощными толщами преимущественно терригенного состава. В среднем рифее в пределах Урала было сформировано крупное интракратонное опускание, где накопились осадки терригенного и карбонатного состава при резком подчинении вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (Маслов, Ишерская, 1998). В позднем рифее в осевой зоне формирующегося Тимано-Уральского подвижного пояса в результате процессов континентального рифтогенеза образовалась система

субмеридиональных грабенообразных структур, выполненных преимущественно терригенными породами (Пактовский, 2019). Венд образно может рассматриваться как период перехода от «юного» этапа развития платформы к «зрелому», собственно платформенному (Вендская система ..., 1985).

Материалы и метод исследования. Каменный материал был отобран автором и студентами 2 курса кафедры минералогии и петрографии в июне 2023 г. Исследования выполнены автором с использованием аппаратуры Центра коллективного пользования и 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. На Северном Урале Ю.Р. Беккер (1968) объединяет вендские отложения в чурочную серию. Строение серии в восходящем разрезе: устьчурочинская свита, чурочинская свита, ильвовожская свита и кочешорская свита.

Породы устьчурочинской свиты представлены полевошпат-кварцевыми песчаниками, песчаниками гравелистыми и глинистыми алевролитами. Породы чурочинской свиты представлены тиллитовидными конгломератами и песчаниками. Ильвовожская свита представлена полевошпат-кварцевыми песчаниками (рис. 23) с переслаиванием глинистых алевролитов. Породы кочешорской свиты представлены песчаниками с переслаиванием глинистых алевролитов и аргиллитов (Томилина, 2023, 2025).

Рентгенофазовый анализ проводился для пелиталевровитовых пород с целью уточнения названия. На территории Колмчимского поднятия в работах в работах Ю.Р. Беккера, Ю.Д. Смирнова, О.А. Кондяйна и других исследователей приводится макроскопическое описание аргиллитов, которые чередуются между слоями песчаников, имеют пелитовую структуру и сланцеватую текстура, данные породы хрупкие и хорошо раскалываются по сланцеватости. Но по данным рентгенофазового анализа (Томилина, 2025), который был проведен впервые для пород этих свит, только в кочешорской свите встречаются аргиллиты. Для других свит 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.

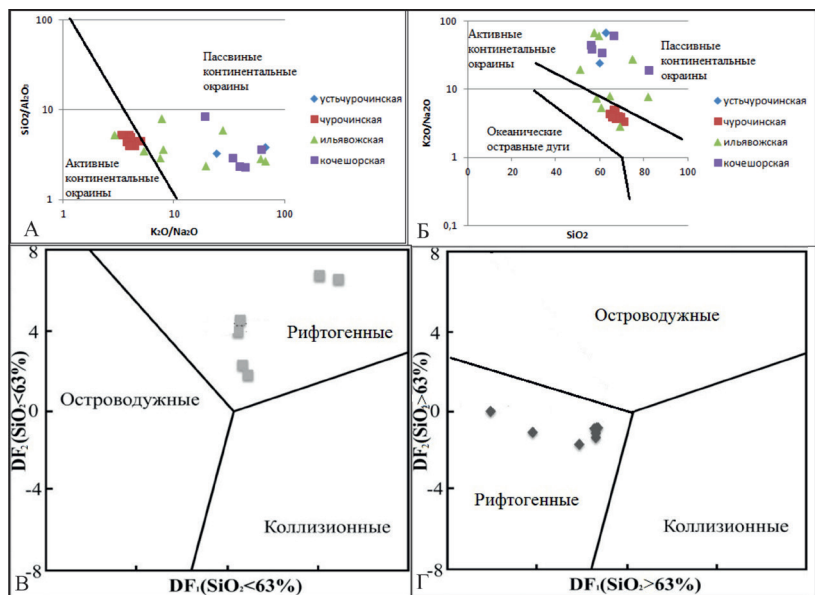


Рис. 1. Геодинамические диаграммы: А – диаграмма Дж. Мейнарда $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$; Б – диаграмма Б. Розера и Р. Корша SiO_2-K_2O/Na_2O ; В, Г – диаграммы DF_1-DF_2 С. Верма и Дж. Армстронга-Алтрина

Глинистая составляющая в вендских отложениях исследуемой территории представлена преимущественно гидрослюдой, реже диагностируется второстепенный хлорит. Наличие данной ассоциации указывает на относительно холодный и сухой климат в областях сноса и преобладание процессов физического выветривания (Маслов и др., 1999). Преобладание гидрослюды среди глинистых минералов в пелитовой фракции отложений позволяет сделать вывод о нивальном типе климата с преобладанием физического выветривания над химическим. Отсутствие смешанослойных образований во всех свитах венда, возможно, указывают на обломочное происхождение глинистых минералов. Так как основным источником вещества для формирования глинистых толщ выступают силикатные породы, подвергающиеся выветриванию на континенте, а также ранее накопленные глинистые образования. Накапливались обломочные глины преимущественно в прибрежно-морских и мелководно-морских обстановках интеркратонных и перикратонных водоемов (Фролов, 1993). На отдельных участках вместе с терригенными морскими образованиями формировались тиллитовидные отложения (Маслов, Ишерская, 1998).

Для определения геодинамической природы был применен ряд дискриминационных диаграмм (рис. 1). По петрохимическим данным на диаграммах Дж. Мейнарда (Maynard, 1982), Б. Розера и Р. Корша (Roser, Korsch, 1986) фигуративные точки устьчурочинской, ильважской и кочешорской свит попали в поле пассивных континентальных окраин, а фигуративные точки чурочинской и часть ильважской свит попадают в поле активных континентальных окраин, но некоторые точки тяготеют к полю пассивных континентальных окраин. Диаграммы DF1-DF2 С. Верма и Дж. Армстронга-Алтрина существуют в двух вариантах – отдельно для кислых и основных разностей, где граница между этими разностями установлена авторами диаграммы по содержанию кремнезема 63% (Armstrong-Altrin, Verma, 2005). На диаграммах DF1-DF2 для кислых и для основных разностей были вынесены точки всех рассматриваемых пород, которые независимо от содержания кремнезема расположились в поле рифтогенных обстановок.

Заключение. Впервые сделана попытка палеоклиматической реконструкции, которая по данным о составе глинистых минералов основывается на том, что климат в венде относится к нивальному. Отложения венда имели общий источник сноса и поступали в бассейн из континентальных зон, и представляют собой результат физического выветривания (Томилина, 2025). В вендское время произошел подъем исследуемой территории, где образовавшиеся обширные области сноса чередовались с сохранившимися рифтовыми зонами, межгорными и краевыми прогибами, в которых аккумуляровались отложения преимущественно терригенной молассы (Пактовский, 2019).

Библиографический список

- Вендская система. историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т.2. Стратиграфия и геологические процессы. Ответственные редакторы Соколов Б.С., Федонкин М.А. Наука, Москва, 1985. 237 с.*
- Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1999. 324 с.*
- Маслов А.В., Ишёрская М.В. Основные черты стратиграфии и палеогеографии позднего венда западного склона Южного Урала и прилегающих районов востока Русской платформы / Палеогеография аенд-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 30-43.*
- Пактовский Ю.Г. Стадийность геологического развития территории Южного Прикамья в позднем протерозое // Вестник Пермского университета. Геология. 2019а. Том 18, № 2. С. 108–124.*
- Томилина Е.М. Вещественный состав горных пород чурочинской свиты в Вишерском алмазодонном районе Пермского края // Вестник Пермского университета. Геология. 2023. Т. 22, № 4. С. 297–310.*
- Томилина Е.М. Вендские отложения Колчимского поднятия: состав и палео-*

- климат / Вестник Пермского университета. Геология. 2025. Том 24, № 4. С. 308–318.
- Фролов В.Т. Литология. В 3 кн. Кн. 2: учебное пособие. М.: изд-во МГУ, 1993. 432 с.
- Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // *Geological Society London Special Publications*. 1982. V. 10. № 1. P. 551–561.
- Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic settings of sandstone-mudstone suits using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *Journal of Geology*. 1986. V. 94. № 5. P. 635–650.
- Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings // *Sedimentary Geology*. 2005. № 177. P. 115–129.

MAIN FEATURES IF THE PALEOGOGRAPHY AND PALEOGEODYNAMICS OF HNE VENDIAN KOLCHIM UPLIFT

E.M. Tomilina

Perm State National Research University, Perm

tomilinaelena.psu@yandex.com

The results of a study of the material composition of the Vendian deposits within the Kolchim uplift. For the first time, an attempt has been made at paleoclimatic reconstruction, which is based on the composition of clay material, where the main role is assigned to illite. This allows us to conclude that the climate of the epoch is close to the nival type with a predominance of physical weathering over chemical. Rock studies also confirm that the Vendian deposits consist of the products of erosion of the underlying sediments of the Upper Riphean formations, as well as granitoids and gneisses, the source of which are uplifts of the Timan with outcrops of rocks of the crystalline basement of the Russian Plate. A series of discrimination diagrams were used to determine the geodynamic nature.

Keywords: vendian, Kolchim uplift, paleoclimate, paleogeodynamics.

Т.В. Федоров, И.И. Чайковский
Горный институт УрО РАН, Пермь

НОВЫЕ МЕХАНИЗМЫ ОСАЖДЕНИЯ МЕДИ В ШЕШМИНСКИХ ПЕСЧАНИКАХ ЮЖНО-ПЕРМСКОГО МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНА

Рассмотрены новые механизмы осаждения и переотложения меди в меденосных песчаниках Пермского края. Показано, что в песчаниках, вскрытых у п. Юг, медь сорбировалась чешуйками кластогенных слюд и хлоритов за счет осмоса, а осаждалась в виде малахита за счет изменения pH при гидролизном разложении алюмосиликатов. Для проявления вблизи пос. Новые Ляды зафиксировано формирование меденосной коры выветривания за счет растворения рассеянного малахита органическими кислотами и отложения на карбонатном барьере.

Ключевые слова: медистые песчаники, механизм осаждения, Южно-Пермский минерагенический район.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.183

В настоящее время предполагается, что источником меди в медистых песчаниках Предуралья являются красноцветные толщи, из которых она мобилизуется элизионными водами (Лурье, 1988; Тюрин, 2018). Логично предположить, что наряду с терригенным материалом, медь привносилась из размываемых колчеданных месторождений и поверхностными водами (Мязина, 2025). Отсутствие ореола измененных пород и жильных зон позволяет рассматривать поступление меди с гидротермами вдоль разломных зон в пермское (Люткевич, 1958,) или альпийское время (Данилова, 2024) в качестве маловероятного.

Известно несколько механизмов формирования медной минерализации в медистых песчаниках Предуралья. Самым общепринятым считается осаждение на восстановительном барьере за счет разложения растительных (реже животных) остатков (Рычков, 1759; Лепехин, 1795; Паллас, 1809; Хасанов и др. 2009; Хамадиев, Хасанов, 2015), Реакцию образования сульфидов меди на углистых остатках приводят Р.Р. Хасанов с соавторами (2015). Отложение на растительных остатках и обломках черных кремней зафиксировано и для самородной меди (Чайковский и др., 2018). Некоторыми исследователями предполагается образование сульфидов меди из элизионных вод, контактирующих с восходящими потоками подсолевых углеводородных газов (Тюрин, 2019).

Допускается, что осаждение меди из сульфатных растворов могло происходить и на карбонатном барьере (Смирнов, 1936; Перельман, 1989). Возможность его реализации подтверждается наличием малахитовых кайм на обломках известняка и онколитах в медистых песчаниках (Чайковский, Кондратенко, 2005). Эта же реакция могла проявиться и при окислении сульфидов в самих медистых песчаниках, что подтверждается наличием вокруг них ореола малахита и азурита.

Еще два механизма осаждения предполагается на основе находок псевдоморфоз хризоколлы и самородной меди по вулканокластическому материалу (Чайковский, Кондратенко, 2005; Чайковский и др., 2018). В первом случае сложенная гидрослюдой измененная вулканокластика замещается медьсодержащими коллоидами, во втором – медь могла отлагаться при гидролизе стекла с выделением водорода.

Изучение двух медепроявлений (п. Юг и п. Новые Ляды) расположенных в пределах Южно-Пермского минерагенического района позволило выявить еще два механизма отложения меди.

Проявление в пос. Юг. В ходе изучения обнажения, представленного скальным выступом с устьями заброшенных штолен, расположенных у пос. Юг было зафиксировано, несколько типов медной минерализации. Это участки с малахитовым и азуритовым цементами в песчаниках, прожилки и гнезда в аргиллитах, малахитовые фитоморфозы, оторочки вокруг углефицированного детрита, а также многочисленные чешуйки слоистых силикатов, в которых малахит развивается полойно и даже может полностью их замещать (рис. 1).

Исследование химического состава слоистых силикатов показало, что они представлены частично выветрелыми слюдами и хлоритами, состав которых не стехиометричный. На типизационных диаграммах видно, что исследуемые филосиликаты относятся к магнезиальным разновидностям: клинохлору и флогопиту (рис. 3). Соотношение алюминия, железа и магния в хлоритах позволяет связывать их основными и, в меньшей мере, с ультраосновными породами (рис. 4).

Наблюдаемые взаимоотношения допускают как минимум два механизма осаждения. Можно предполагать, что магний, входящий в состав слоистых силикатов, замещается медью, по аналогии с известной реакцией замещения двухвалентного железа, на пример в колчеданных месторождениях. Однако такое замещение должно было сопровождаться образованием медистых слюд и хлоритов, чего не наблюдается. Зафиксированные взаимоотношения кластогенных зерен филосиликатов и новообразованного малахита, образующих ряд: расщепленные агрегаты вдоль плоскостей спайности → чередующиеся слои → полные

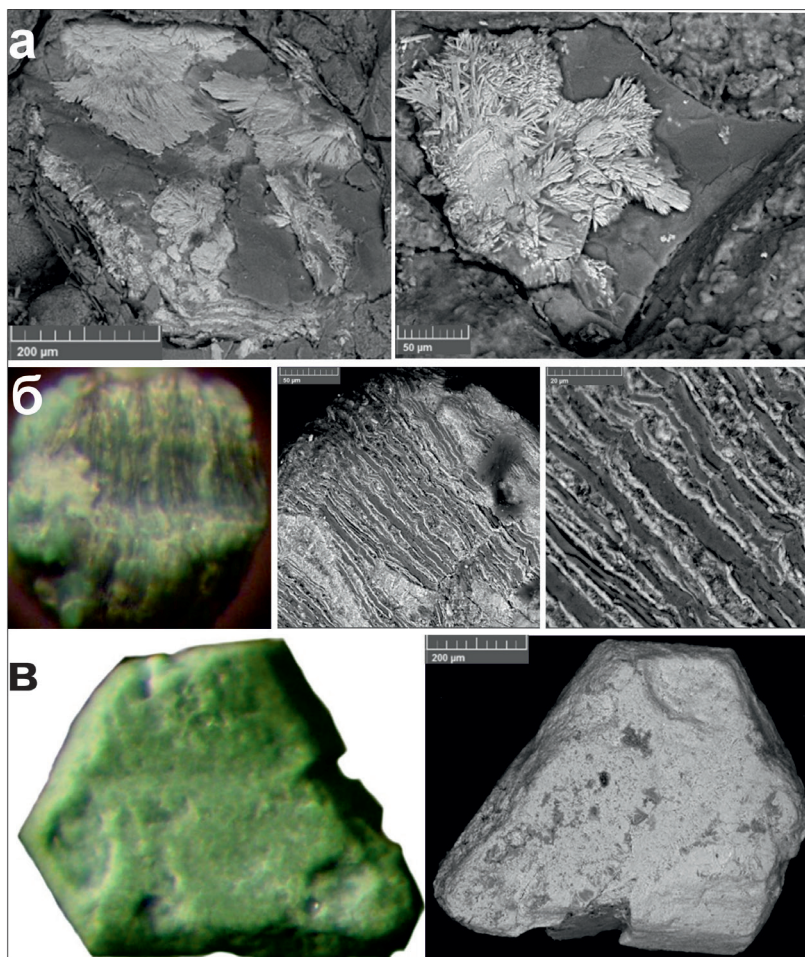


Рис. 1. Взаимоотношение зерен кластогенного хлорита и новообразованного малахита: а – расщепленные агрегаты вдоль плоскостей спайности; б – их переслаивание; в – полные псевдоморфозы

псевдоморфозы, позволяют предполагать проникновение медистых растворов между слоями не за счет ионно-обменных реакций, а за счет осмотических сил, проявляющихся в начавшихся выветриваться минералах. Именно они приводят сначала к механическому расклиниванию вдоль плоских сеток, а затем и выщелачиванию магния, алюминия и кремния.

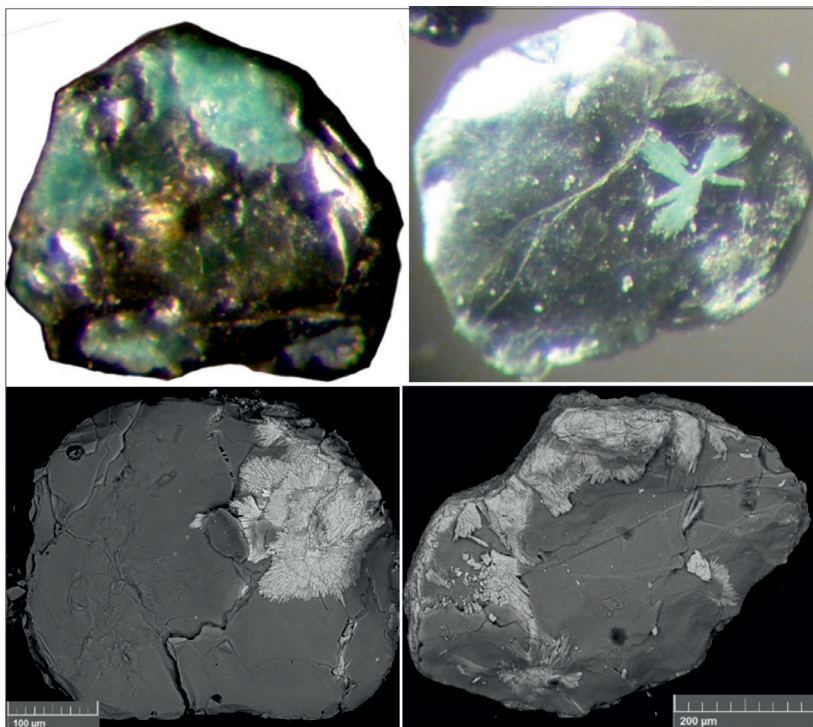


Рис. 2. Расщепленные агрегаты игольчатого малахита вдоль плоскостей спайности флогопита

Таким образом, слоистые силикаты, в силу особенностей своей структуры выступают вначале в качестве осмотического насоса. Последующее гидролизное разложение алюмосиликатов приводит к подщелачиванию растворов и кристаллизации малахита. Следовательно, слюды и хлориты можно рассматривать как физико-химический барьер для меденосных растворов.

Проявление в районе п. Новые Ляды. В карьере «Протон», который находится в 2 км от п. Новые Ляды вскрыт разрез, сложенный в основании неизменными песчаниками с кальцитовым поровым цементом и рассеянной (менее 1 об.%) вкрапленностью малахита (рис. 5). Выше расположены песчаники с полностью выщелоченным карбонатом. На границе этих зон развит горизонт, в которых весь карбонатный цемент (10-15 об.%) представлен малахитом, а над ним – пористый горизонт, обогащенный охристыми гидроксидами железа. Граница между этими зонами постепенная.

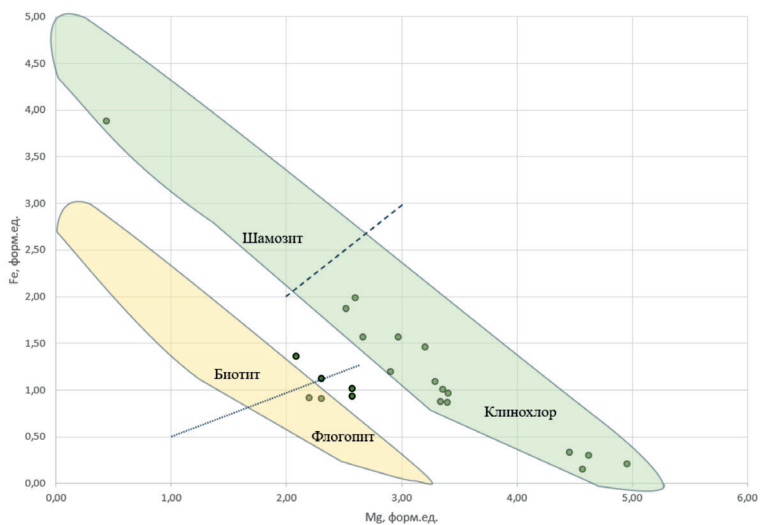


Рис. 3. Соотношения Mg и Fe в слюде и хлорите Юговского рудника (нормировано на 10 форм. ед.) (поля слюд и хлоритов по Диру и др., 1966)

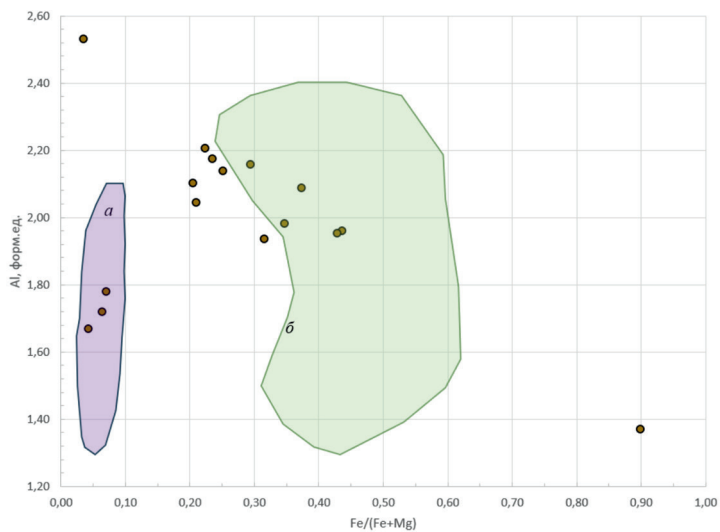


Рис. 4. Соотношение Al и $Fe/(Fe+Mg)$ в исследованных хлоритах Юговского рудника. Поля составов хлоритов из серпентинитов (а) и магматических пород основного состава (б) (поля выделены по Дриц, Коссовская, 1991)



Рис. 5. Строение меденосной коры выветривания: а – неизменный песчаник с кальцитовым поровым цементом и рассеянной вкрапленностью малахита; б – песчаник с малахитовым цементом; в – песчаник с охристыми гидроксидами железа в выщелоченных порах; г – песчаник с выщелоченным кальцитовым цементом

Взаимоотношение минеральных зон свидетельствует о формировании зональной меденосной коры выветривания. В процессе инфильтрации поверхностных вод происходило выщелачивание кальцитового цемента и рассеянной вкрапленности малахита. Растворение кальцита говорит о кислом составе растворов, вероятно, за счет органических (фульвиновых и гуминовых) кислот. Растворенная медь осаждалась ниже по разрезу, на карбонатном барьере за счет замещения кальцита малахитом, формируя зону вторичного обогащения. Наличие над ней зоны ожелезнения позволяет предполагать, что железо не высвобождалось из кальцита или железосодержащих силикатов, а приносилось в виде растворимых комплексов (хелатов) Fe^{3+} с органическими веществами, образующимися при разложении растительности.

Таким образом, на данном проявлении проявилось переотложение меди органическими кислотами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР 124020500052-9).

Библиографический список

- Данилова Е. А. «Медистые песчаники» Свердловской кольцевой мегаструктуры // Региональная геология и металлогения. – 2024. – № 98. – С. 32–40.
 Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, том. 3 // Издательство «Мир», Москва - 1976 – С. 319
 Дриц В.А., Коссовская А.Г., Глинистые минералы: слюды, хлориты // Москва «Наука» - 1991 – С. 176

- Лепехин И.И. Дневные записки путешествия доктора и Академии наук адъюнкта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства, 1768 и 1769 году. СПб.: Императорская Академия Наук, 1795 - Ч. 1. - 537 с.
- Лурье А.М. Генезис медистых песчаников и сланцев. М.: Наука, 1988. 182 с.
- Люткевич Е.М. Еще раз о генезисе медистых песчаников Приуралья // Геология и геохимия. Ленинград, Гостоптехиздат, 1958 сб. 2 (VIII)
- Мязина Н.Г. К генезису каргалинских медистых песчаников. Вестник Пермского университета. Геология. 2025. Т. 24. № 2. С. 159-168.
- Паллас П.С. Путешествие по разным провинциям Российской Империи. СПб.: Императорская Академия Наук, 1809. Ч. 1. - 116 с.
- Перельман А.И. Геохимия // Москва, Высшая школа – 1989 – С. 528: илл.
- Рычков П. И. История Оренбургская по учреждению Оренбургской губернии. СПб., 1759
- Тюрин А.М. Месторождение Сайгажье: геологическая позиция, генезис, прогноз // Недр Поволжья и Прикаспия. 2019, Вып. 97 С. 48-57
- Хасанов Р.Р., Гайнов Р.Р., Варламова Е.С., Исламов А.Ф. Механизмы замещения сульфидами меди растительных остатков в пермских отложениях Вятско-Казанской меденосной полосы // Ученые записки Казанского университета. Серия: Естественные науки. 2009. – Т. 151, кн. 4. – С. 162–169.
- Чайковский И.И., Кондратенко Е.В. К минералогии медистых песчаников Прикамья // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сб. науч. статей. Перм. ун-т. – Пермь, 2005. Вып. 7. С. 148-166.
- 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 – С. 85-98

NEW MECHANISMS OF COPPER PRECIPITATION IN SANDSTONES OF THE SHESHMA SUITE OF THE SOUTH PERMIAN MINERAGENIC REGION

T.V. Fedorov, I.I. Chaikovskiy

Mining Institute UB RAS, Perm

Fe.Taras@yandex.ru

New mechanisms of copper precipitation and redeposition in copper-bearing sandstones of the Perm Region are examined. It is shown that in sandstones exposed near the village of Yug, copper was sorbed by flakes of clastogenic micas and chlorites through osmosis and precipitated as malachite due to pH changes during the hydrolytic decomposition of aluminosilicates. For the occurrence near the village of Novye Lyady, the formation of a copper-bearing weathering crust was recorded due to the dissolution of dispersed malachite by organic acids and deposition on a carbonate barrier.

Keywords: copper-bearing sandstones, sedimentation mechanism, South Perm mineragenic region.

В.В. Федькин

Институт экспериментальной минералогии
им. ак. Д.С. Коржинского, Черноголовка

К ВОПРОСУ ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗА В ЭКЛОГИТАХ МАКСЮТОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Прогрессивный метаморфизм Максютовского эклогит-глаукофансланцевого (МК) комплекса (Южный Урал) по своим РТ параметрам не достигает области устойчивости ультравысокобарных (УНР) индексов минералов – алмаза и коэсита. Их происхождение связано с тектоническим внедрением в терригенно-сланцевую толщу базитовых пород террейна глубинных мантийно-коровых включений на пике субдукции комплекса. Тестирование и апробация новейшей концепции «Правило Инициации субдукции» показало, что возраст и РТ параметры проградного метаморфизма пород комплекса не совпадают с условиями и временем подъема мантийно-корового плюма, содержащего блоки глубинных включений матрицы с алмазом и/или коэситом. Таким образом, УНР статус происхождения алмаза и коэсита в процессе прогрессивного метаморфизма нельзя считать обоснованным, как и УНР статус Максютовского комплекса.

Ключевые слова: Максютовский комплекс, коровые эклогиты, РТ параметры, высокобарный метаморфизм, инициация субдукции, алмаз, коэсит, мантийно-коровое взаимодействие.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.190

Введение. Максютовский эклогит-глаукофансланцевый комплекс на Южном Урале издавна считался перспективным алмаз-содержащим объектом для изучения природы происхождения глубинных коллизионных структур (Dobretsov et al., 1996; Lennykh et al., 1995). Характерные признаки сверхвысокого (УНР) давления: псевдоморфозы кварца по коэситу (Чесноков, Попов, 1965), графитовые кубоиды по алмазу (Leech, Ernst, 1998), микровключения алмаза в гранате (Bostick et al., 2003), создали устойчивое представление об ультравысокобарном (УНР) статусе Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса. Апробация концепции «Правило инициации субдукции» (Whatam, Stern, 2011), проведенная на примере МК в качестве универсальной модели возникновения и развития субдукции в коровых эклогитах (Федькин, Щипанский, 2025), показала, что максимальные параметры проградного метаморфизма МК не достигали РТ области устойчивости УНР индексов минералов – алмаза и коэсита. Полученные результаты

обострили один из основных вопросов проведенных исследований - является ли этот террейн комплексом сверхвысокого (УНР) давления или он образовался при средних РТ параметрах коровых эклогитов. Ответ на этот вопрос определил основную цель данной работы.

Ключевыми моментами решения поставленной задачи являются уровень развития проградного метаморфизма пород МК и условия появления в них алмаза и/или коэсита, находки которых, безусловно, являются главной петрологической особенностью орогена и показателем УНР условий его формирования.

Однако случаи нахождения алмаза и коэсита в составе пород МК достаточно редки и не всегда подтверждаются инструментально. Всего 2-3 нано-размерных зерна алмаза в виде включений в гранате в двух образцах эклогита в двух образцах эклогита было изучено методом рамановской спектроскопии (Bostick et al., 2003). Наши повторные попытки расширить такой поиск в том же университете, на аналогичной аппаратуре не увенчались успехом. Единичные находки алмаза в шлихах зависят от источника сноса и не являются достоверно рожденными в МК. Кубоидные образования графита обычно образуются при низких температурах и не связаны с графитизацией алмаза (Korsakov et al., 2019), как это предполагалось ранее (Leech, Ernst, 1998). Коэсит установлен однажды в зернах омфацита в Lws-содержащих эклогитах Утарбаевской ассоциации и подтвержден рамановскими спектрами минерала (Русин и др., 2021).

Тем не менее, эти индекс минералы в породах МК все-таки существуют, и максимальные параметры образования содержащих их пород, полученные разными методами, разными авторами, на разных участках комплекса достигают порой $T=800-910\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P\sim 3,5-4,4\text{ ГПа}$ (Вализер и др., 2013а; Fedkin et al., 2021). Они, безусловно, кажутся завышенными, тем более что при указанных параметрах мы вправе ожидать в породах комплекса появления адакитов – признаков плавления слэба, которых в МК нет. Параметры верхней критической точки при $P=3,4\text{ ГПа}$ и $T=760\text{ }^{\circ}\text{C}$ в системе базальт- H_2O объясняют отсутствие адакитов в МК (Mibe et al., 2011). Ее трехфазовый состав (флюид, твердая фаза и расплав) лежит за пределами эволюционного тренда комплекса (Beane, Leech, 2007). Скорее всего, аномальные значения РТ определений свидетельствуют об участии в образовании комплекса мантийно-коровых включений, тектонически захваченных поднимающимся мантийным плюмом на пике субдукционного процесса. Для решения этого вопроса привлечены традиционные методы метаморфической петрологии и геохимии.

Объект и методы исследования. Исследования проводились на наиболее изученных и информативных участках южной части МК от д. Шубино на юге до бывшей деревни Караяново на севере. 18 представительных образцов HP/UHP пород из нижней структурно-вещественной единицы комплекса были проанализированы методами XRF, ICP-MS в геоаналитической лаборатории университета штата Вашингтон на породообразующие, редкие и редкоземельные элементы. Данные XRF и ICP-MS анализов пород, а также нормативные составы минералов приведены в дополнительных материалах (Федькин, 2020).

Для оценки РТ условий образования эклогитов и других Grt¹-Cpx пород использовались Grt-Cpx геотермометр (Powell, 1985) и усовершенствованный Grt-Cpx-Pl-Qz геобарометр (Перчук, 1992). Химический состав минералов, их однородность и зональность изучались методом электронно-зондового рентгеноспектрального анализа (ЭЗРСА) в Институте экспериментальной минералогии РАН. Основное внимание было уделено изучению сложной разнонаправленной зональности граната, как наиболее информативного и чувствительного минерала к изменению параметров метаморфизма. Изучались как крупные порфиробластические зерна контактирующих зерен, так и мелкие новообразованные кристаллы в основной массе породы, зерна с прямой и обратной зональностью, а также всевозможные варианты инверсионной зональности (Fedkin, 2024). Методика и аппаратура микрозондового анализа описана в более ранних работах автора (Федькин, 2020; Fedkin, et al., 2021).

Результаты исследования. Метаморфизм Максютковского комплекса изучался многими исследователями. Итоги этих работ обобщены в обзорах и статьях (Вализер и др., 2011, 2013а; Федькин 2020; Lennukh, et al, 1995; Dobretsov et al., 1996; Leech, Ernst, 2000; Brown et al., 2006; Beane, Leech, 2007; Fedkin et al., 2021). Определен весьма широкий диапазон параметров образования высокобарных пород комплекса: от низкотемпературных ассоциаций зеленых сланцев до топовых параметров Ti-эклогитов и мафит-ультрамафитовых включений при $T > 700-900\text{ }^{\circ}\text{C}$ и P до 3,2-4,4 ГПа.

Наши исследования и работы уральских геологов (Вализер и др., 2011, 2013а; Ковалев и др. 2015; Русин и др., 2021) подтвердили максимальные параметры метаморфизма комплекса: проградный этап - $800\rightarrow 900\text{ }^{\circ}\text{C}$, ретроградный - $910\rightarrow 730\text{ }^{\circ}\text{C}$ при $P=3.2-3.4$ ГПа. Выявлено, что главной особенностью МК является не экстремально высокие параметры метаморфизма, а его циклический возвратно-пульсационный характер (Федькин, 2020), когда явления проградного и ретроградного метаморфизма неоднократно повторяются, а РТ тренды, построенные по составам

Grt-Cpx-Pl-Qz парагенезиса, образуют сопряженные пары, характеризующие режимы отдельных этапов (циклов) развития террейна.

По крайней мере, четыре таких цикла зафиксированы по данным микрозондовых исследований состава сосуществующих фаз МК (табл. 1). В совокупности они образуют общий тренд ретроградной эволюции комплекса на стадии его эксгумации с близкими РТ параметрами проградно-ретроградных ветвей внутри каждого цикла, коротким временным интервалом (~20-25 Ма) между циклами и их повторением на разных участках комплекса.

Таблица 1.

Обобщенные РТ тренды проградно-ретроградных циклов развития Мажестовского эоклит-глагофанцевого комплекса (Федькин, 2020).

№ цикла	Проградные тренды Ретроградные тренды	Возраст, млн лет*
1.	T=800→910°C, P>3.5→4.4 ¹⁾ GPa T=870→625°C, P=3.4→3.1 ¹⁾ GPa	533±4,6 ¹⁾ 485-392 ¹⁾
2.	T=515→790°C, P=2.5→3.2 GPa T=745→615°C, P=3.1→1.4 GPa	360-385 ^{1), 2)} 399-378 ^{2), 3)}
3.	T=460→690°C, P=1.1→2.5 GPa T=690→550°C, P=1.5→1.0 GPa	360±3 ¹⁾ 380-335 ^{2), 4)}
4.	T=310→515°C, P=0.9→1.2 GPa T=545→310°C, P=1.0→0.6 GPa	335-315 ²⁾

*) Возрастные оценки циклов приведены по: ¹⁾ - Вализер и др., 2011, 2013а; ²⁾ – Leech, Ernst, 2000; ³⁾ - Beane, Leech, 2007; ⁴⁾ - Dobretsov et al., 1996.

В конкретном выражении такие тренды получены для каждого из пяти изученных участков комплекса (табл. 2). Максимальные параметры образования базитовых пород МК по данным минералогической термобарометрии определены в Ti-эклогитах района д. Шубино и на участке Караяново.

Проградные тренды (800-910°C при P=3,5 ГПа) и ретроградная ветвь при T=910-730°C и P=3,5-2,5 ГПа практически совпадают между собой и образуют «согласованную» пару, характеризующую максимальные РТ условия происхождения мафит-ультрамафитовых пород комплекса (табл. 1, 2, 1-й цикл). Породы этого этапа заметно отличаются от эоклитов последующих циклов по их специфическому геохимическому составу: повышенному содержанию Na, K, Nb, PЗЭ и HFSE элементов, по соотношению деплетированных и обогащенных пород (1,0:3,5), увеличенному интервалу между 1-м и 2-м этапами метаморфизма (~140 млн лет, обычно - 20-25 млн лет). Геохимические особенности пород первого цикла, экстремально высокие параметры их образования и особенность от последующих ретроградных этапов вызывает предположение об особом статусе этого периода МК.

Таблица 2.

Прозрадно-ретроградные тренды Максютковского комплекса на разных участках (Федькин, 2020)

№ цикла	Шубино	Новосимбирка	Антигган	Караяново	Ивановка	Минералогическая термобарометрия, T °C / P, ГПа	P-T-метрия и возраст цикла (лит. данные)
(1)	1 пр. 800-900			1 пр. 460-910		>800/3.5	>700(>4.4 ¹⁾)
	1 ртр. 910-730					910-730/3.5	533±4.6 Ma ¹⁾
(2)		2а пр. 640-790		2а пр. 550-790		550-790/3.2	
	2b пр. 540-720			2b пр. 500-750		500-750/2.5	392-385 Ma ^{2,3)}
				2 ртр. 740-610		740-610/2.5-1.4	740-630/3.1 ¹⁾
(3)		2с пр. 560-680		2с пр. 560-690		560-690/1.1-1.5	
		3а пр. 470-630	3а пр. 470-660	3а пр. 470-640	3а пр. 460-680	460-680/0.7-1.3	360±3 ^{1,2)}
		3 ртр. 690-450		3 ртр. 690-550	3 ртр. 690-430	690-430/1.3-1.0	360-335 Ma ²⁾
	3b пр. 410-630		3b пр. 430-570		3b пр. 420-620	410-630/1.1-1.3	450-550/1.1 ¹⁾
(4)		4 пр. 380-450		4th пр. 310-515		310-515/1.0-1.2	320-335 Ma ²⁾
		4 ртр. 540-310				540-310/1.2-1.0	300-420/0.8-1.2

Примечание. Ссылки на возраст этапов по: ¹⁾ Вализер и др., 2011, 2013а; ²⁾ Leech, Ernst 2000; ³⁾ Beane & Leech, 2007; пр - проградные тренды, ртр - ретроградные тренды;

Наличие в нижней единице МК древних (533 ± 4.6 млн лет) ультрамафитовых (Ol-En) включений, структурно и генетически связанных с Jd-Grs эклогитами, с высокими параметрами образования $T > 700^\circ\text{C}$ и $P > 3.5\text{--}4.4$ ГПа позволяет считать эти ассоциации фрагментами глубинной зоны континентального рифта (Иванов, Русин, 1997; Вализер и др., 2011, 2013a), тектонически выдвинутых на поверхность под воздействием поднимающегося мантийного плюма.

В офиолитовой части комплекса в ордовикское время (470–440 млн лет) среди зеленокаменных пород и сланцев, древнего меланжа и антигоритовых серпентинитов появляются весьма редкие Grt-Cpx и Law-содержащие породы с уникальным парагенезисом Fe-Ca-граната (Вализер и др., 2013b). Возраст их от образования до диафтореза составляет 470–440 млн лет. Породы этой серии также рассматривается как высокobarные образования глубинной зоны континентального рифта и выделяются в самостоятельную «мафит-ультрамафитовую» единицу. Диапазон параметров кристаллизации этих пород весьма широк: от $620\text{--}760^\circ\text{C}$ и $2.5\text{--}4.0$ ГПа - для Law+Zo парагенезиса (Schmidt, Poli, 1994) до $T = 380\text{--}467^\circ\text{C}$ и $P = 0.7\text{--}1.1$ ГПа – для ретроградных замещений $Lws \rightarrow CZo + Ms + Cpx + Ab$. В связи с этим вероятность сохранения алмаза в ассоциациях с лавсонитом резко уменьшается.

Напротив, практически при тех же параметрах в Lws-содержащих эклогитах Утарбаевской ассоциации в зернах омфацита были обнаружены микровключения коэсита (Русин и др., 2021). Возраст этих пород (471–444 млн лет) и достаточно высокие параметры образования $T = 495\text{--}622^\circ\text{C}$ и $P = 2.2\text{--}2.4$ ГПа, ставят эту ассоциацию в разряд досубдукционных мантийно-коровых включений типа Ol-En включения в нижней части МК (Вализер и др., 2013a) или «мафит-ультрамафитовой» единицы в офиолитовой пачке (Вализер и др., 2013b). Глубинные включения этих единиц фактически фиксируют прямой геодинамический переход от корового фрагмента континентального рифта к надсубдукционной части океанической коры, объединяя их в общий Максютковский ороген. При этом, каждый сегмент коры испытал свою предварительную проработку в виде глубинных термобарических или метасоматических изменений.

Три экзотических образца (антигоритовых метатарцбургитов и метаортопироксенита) были подобраны в районе известной «скалы» участка Караяново. Они образовались в результате высокobarного Si-Al метасоматоза при 630°C и 2.0 ГПа, предположительно в том же возрастном интервале, что и Lws-содержащие породы Утарбаевской ассоциации - 470–440 млн лет (Перчук и др., 2024). Считается, что эти

метаультрамафиты являются фрагментами надсубдукционной мантии, тектонически совмещенной с эклогитами и метаосадочными породами погружающейся плиты. Ранее вопрос о надсубдукционных изменениях океанической литосферы МК рассматривался в связи с формированием раннедевонского P-MORB хребта на Южном Урале в ордовикское время (Рязанцев и др., 2008). Здесь он получил поддержку. Поскольку в нижней структурно-вещественной единице явление метасоматоза не обнаружено, авторы полагают, что Si-Al метасоматоз антигоритовых метаультрамафитов произошел в субдукционном канале до их тектонического совмещения с остальными коровыми породами в раннем Девоне (Перчук и др., 2024).

Итак, результаты петрологического обзора условий возникновения и развития Максютовского комплекса практически не оставляет сомнений, что алмаз в составе его пород образован не в результате проградного метаморфизма при субдукционном погружении террейна, а был тектонически внесен в нижнюю эклогит-сланцевую пачку в составе глубинных мафит-ультрамафитовых включений, образованных в предсубдукционный период в раннем палеозое.

История возникновения и проградного развития Максютовского комплекса началась задолго до начала субдукции в ордовикское время (480-440 млн лет), и завершилась объединением всех структурно-вещественных единиц в единый ороген в раннем Девоне (390 млн лет).

Формирование субдукционного канала на восточной окраине Восточно-Европейского кратона началось, видимо, в период образования глубинного континентального рифта в раннем палеозое (Иванов, Русин, 1997; Вализер и др., 2013, Русин и др., 2021). Эта версию развития МК считается альтернативой концепции «Правило Инициации субдукции» (Whattam, Stern, 2011). В процессе предсубдукционного развития террейна в результате мантийно-корового взаимодействия в структуре рифта возникли глубинные включения мафит-ультрамафитовых (Ol-En) пород, совмещенные с фрагментами континентальной коры (Jd-Grs эклогитами), которые на пике субдукции были выдвинуты на уровень континентальной коры (при $P \sim 3,2-3,3$ ГПа), влившись в состав нижней структурно-вещественной единицы комплекса. Они могли содержать в составе своего мафит-ультрамафитового компонента включения алмаза и создать впечатление о сверхвысоком давлении происхождения захваченного блока и всего комплекса.

Предсубдукционное развитие верхней офиолитовой единицы комплекса началось также в ордовикское время почти одновременно с появлением в известковых отложениях палеоокеана конодонт и с

развитием надсубдукционных изменений океанической литосферы (Рязанцев и др., 2008; Русин и др., 2021). Интенсивные метасоматические процессы в основании метабазитовой пачки пород привели к формированию в серпентинитовом меланже обособленных включений и блоков в разной степени измененных пород переменного состава: от Grt-Cpx и Lws-содержащих пород континентального рифта (Вализер и др., 2013b) до лавсонитовых пород с коэситом (Русин и др., 2021) и антигоритовый метасоматитов по породам океанической коры испытавшей надсубдукционные изменения (Перчук и др., 2024). РТ параметры ($T \sim 500-630$ °C, $P \sim 2.0$ ГПа) и возраст (470-444 млн лет) образования этих включений близки между собой, но недостаточны для кристаллизации в породах верхней единицы МК алмаза или коэсита.

Выводы и заключения. Данные минералогической термобарометрии показывают, что термобарические условия проградного метаморфизма мафитовых пород Максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса не достигают области стабильности UHP индекс минералов алмаза и/или коэсита. Их присутствие в породах МК связано с внедрением в терригенно-сланцевую толщу комплекса глубинных мантийно-коровых включений на пике субдукции террейна, в составе которых находились захваченные ранее минералы.

Происхождение глубинных включений и блоков в процессе мантийно-корового взаимодействия или захваченных мантийным плюмом/клином, не является проградно-метаморфическим и их статус нельзя считать сверхвысокобарным (UHP) в обычном понимании этого термина в метаморфической петрологии.

Раннепалеозойский возраст (533 ± 4.6 млн лет) и РТ параметры образования ($T > 700$ °C и $P > 3,5-4,4$ ГПа) этих включений превышают аналогичные показатели проградного метаморфизма МК на пике его субдукции ($\sim 385-390$ млн лет, $T \sim 750-790$ °C и $P \sim 3,2-3,5$ ГПа), что подтверждает их более раннее и более глубинное происхождение, но не в метаморфическом процессе.

Соответственно, статус ультравысокобарного (UHP) происхождения алмаза или коэсита при метаморфизме пород МК нельзя считать обоснованным, как и ультравысокобарный (UHP) статус Максютовского комплекса в целом.

Исследования выполнены в рамках Госзадания FMUF-2022-0004, рег. №1021051302305-5-1.5.2; 1.5.4 и поддержки Программы Фулбрайт ИМО 2015г.

Библиографический список:

Вализер П.М., Краснобаев, А.А., Русин, А.И. (2011) Ассоциации сверхвысоких давлений в ультрамафитах максютовского комплекса (Южный Урал). Доклады РАН, 441, 1645-1648.

- Вализер П.М., Краснобаев А.А., Русин А.И. (2013а) Жадеит-гроссуляровый эклогит максютовского комплекса, Южный Урал // *Литосфера*. Т. 4. С. 50-61.
- Вализер П.М., Русин А.И., Краснобаев А.А., Лиханов И.И. (2013b) Гранат-пироксеновые и лавсонитсодержащие породы Максютовского комплекса (Южный Урал) // *Геология и геофизика*, 2013b, т. 54, № 11, с. 1754—1772
- Добрецов Н.Л., Добрецова Л.В. Новые данные по минералогии максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса, Южный Урал // *Докл. АН СССР*, 1988, т. 300, № 1, с. 195—200.
- Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // *Геотектоника*, 1997, № 1, с. 6—19.
- Ковалев С.Г., Тимофеева Е.А., Пиндюрина Е.О. (2015) Геохимия эклогитов Максютовского комплекса (Южный Урал) и генетическая природа их протолитов. *Геохимия*, 4, 299-327. DOI: 10.7868/S0016752515040044.
- Перчук А.Л. (1992) Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита. *Докл. РАН СССР*. 324, 1286-1189.
- Перчук А.Л., Зиновьева Н.Г., Сапегина А.В., Вализер П.М., Козловский В.М., Григорьева В.М., Подгорнова С.Т. Метаультрамафиты максютовского комплекса, Южный Урал: высокобарный Si-Al метасоматоз и карбонатизация на границе кора-мантия в зоне субдукции // *Петрология*, 2024. Т. 32. С. 59–90.
- Русин А.И., Зворыгина А.А., Вализер П.М. Лавсонитовые эклогиты и метасоматиты Утарбаевской ассоциации максютовского комплекса. *Литосфера*. 2021; 21(6):867-883. Рязанцев, А.В., Дубинин, С.В., Кузнецов, Н.Б. и Белов А.А. (2008) Ордовикские структурно-формационные комплексы аллохтона Южного Урала. *Геотектоника*, 5, 49-78.
- Федькин В.В. Четыре эпизода термальной эволюции эклогитов Максютовского комплекса (Южный Урал) // *Геология и Геофизика*, 2020. Т. 61. С. 666-684. DOI:10.15372/GiG2019182
- Федькин В.В., Щипанский А.А. (2025) Критерии и вопросы субдукции Максютовского комплекса коровых эклогитов. *Литология*, 2025, (в печати).
- Чесноков Б.В., Попов В.А. (1965) Увеличение объёма кварцевых зёрен в эклогитах Южного Урала. *Докл. АН СССР*, 162(4), 909–910.
- Beane, R.J., Leech, M.L. The Maksyutov Complex: The first UHP terrane 40 years later // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 2007. V. 419. P. 153–169.
- Bostick, B.C., Jones, R.E., Ernst, W.G., et al. (2003) Positive identification of microdiamond from the Maksyutov Complex, south Urals, Russia. *American Mineralogist*, 88, 1709-1717.
- Brown, D., Spadea, P., Puchkov, V., Alvarez-Marron, J, Herrington, R., Willner, A.P., Hetzer, R., Gorozhanina, Yu., and Juhlin, C. (2006) Arc-continent collision in the Southern Urals. *Earth-Science Reviews*, 79, 261–287.
- Dobretsov, N.L., Shatsky, V.S., Coleman, R.G., et al., Tectonic setting of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksyutov Complex, Ural Mountains, Russia. // *Inter. Geol. Review*. 1996. V. 38. P. 136-160.
- Fedkin V.V. (2024) Zonal garnets of eclogite-glaucophane schist complexes - recorder of the history of their development. *J.Mari.Scie.Res.Ocean.*, 7(1), 01-12. DOI: 10.33140/JMSRO.07.01.
- Fedkin, V.V., Burlick, T.D., Leech, M.L., Shchipansky, A.A., Valizer, P.M., and Ernst, W.G. Petrotectonic origin of mafic eclogites from the Maksyutov subduction complex, south Ural Mountains, Russia // *Geological Society of America Special Paper*. 2021. V. 552, P. 177–195, [https://doi.org/10.1130/2021.2552\(09\)](https://doi.org/10.1130/2021.2552(09)).
- Korsakov A.V., Rezvukhin O.V., Rezvukhin D.I., Mikhaikenko D.S., Jaszczak J.A. (2019) Natural graphite cuboids. *Minerals*. 9(2), 110-115. DOI: 10.3390/min9020110.

- Leech M.L. and Ernst W. G. (1998) Graphite Pseudomorphs After Diamond? A Carbon Isotope and Spectroscopic Study of Graphite Cuboids from the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62, 2143–2154.
- Leech, M. L., and Ernst, W. G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains, Russia: structural and oxygen isotopic constraints // *Lithos*, 2000. V. 52. P. 235–252.
- Lennykh V.L., Valizer P.M. High pressure metamorphic rocks of the Maksyutov complex (Southern Urals) // 4th International Eclogite Field Symposium: field guide book. Novosibirsk: UIGGM SB RAS. 1999. 64 p.
- Lennykh, V.I., Valizer, P.M., Beane, R., Leech, M., and Ernst, W.G. (1995) Petrotectonic evolution of the Maksyutov Complex, southern Urals, Russia: Implications for ultrahigh-pressure metamorphism. *International Geology Review*, 37, 584–600. <https://doi.org/10.1080/00206819509465420>.
- Mibe, K., Kawamoto, T., Matsukage, K. N., Fei, Y., and Ono, S. (2011) Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone Magmatism. *Proceedings of the National of Sciences*, 108, 8177–8182.
- Powell, R. (1985) Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene Geothermometer revisited. *J. Metamorph. Geol.* 3, 231–243.
- Schmidt M.W., Poli S. The stability of lawsonite and zoisite at high pressures: experiments in CASH to 92 kbar and implications for the presence of hydrous phases in subducted lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1994, v. 124, p. 105–118.
- Whattam, S.A., and Stern, R.J. (2011) The ‘subduction initiation rule’: a key for linking ophiolite, intra-oceanic forearcs, and subduction initiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1031–1045
- Whitney, D.L., Evans, B.W. Abbreviations for names of rockforming minerals. // *Am. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.

ON THE ORIGIN OF DIAMOND IN ECLOGITES OF THE MAKSYUTOV COMPLEX

V.V. Fedkin

*D.S. Korzhinskii Institute of Experimental Mineralogy RAS, Chernogolovka
vfedkin@iem.ac.ru*

Progressive metamorphism of the Maksyutov eclogite-blueschist (MC) complex (Southern Urals) does not reach the stability range of ultra-high-pressure (UHP) index minerals – diamond and coesite – in its PT parameters. Their origin is associated with the tectonic intrusion of deep mantle-crustal inclusions into the terrigenous-schist strata of mafic rocks of the terrane at the peak of its subduction. Testing and validation of the latest “Subduction Initiation Rule” concept revealed that the age and PT parameters of the complex’s subduction processes and the metamorphism of its rocks do not coincide with the conditions and timing of the ascent of the mantle-crustal plume containing diamond-bearing blocks of deep matrix inclusions. Therefore, the UHP status of the origin of diamond and coesite during prograde metamorphism cannot be considered valid, nor can the UHP status of the Maksyutov Complex be considered valid.

Keywords: Maksyutov Complex, crustal eclogites, PT parameters, high-pressure metamorphism, subduction initiation, diamond, coesite, mantle-crust interaction.

И.И. Чайковский, Н.Г. Катаев
Горный институт УрО РАН, Пермь

МОРФОЛОГИЯ И АНАТОМИЯ МИКРОБИОЛИТОВ ИЗ УРЖУМСКИХ КРАСНОЦВЕТОВ ПЕРМСКОГО СВОДА

Описано проявление разнообразных микробиолитов, формировавшихся в приливно-отливной зоне мелководного пресноводного бассейна среднепермского возраста. Показано, что вариации их морфологии (лодочковидные, эллиптические и субсферические онколиты, куполовидные и стратиформные строматолиты) обусловлены вариациями толщины водного слоя и формой затравки (фрагменты бактериальных матов, обломки пород).

Ключевые слова: онколиты, строматолиты, строение, анатомия, изотопия C и O.

DOI: 10.17072/chirvinsky.2026.200

Введение. Вблизи д. Реуны Нытвенского городского округа Пермского края (рис. 1) зафиксировано проявление микробиолитов разнообразной морфологии и размера. Оно находится в пределах Пермского свода Восточно-Европейской платформы в нижней части уржумской свиты (P2ur), сложенной красноцветными глинами и слабосвязанными известковистыми аргиллитами. Карбонатные микробиолиты, локализованные в слое с видимой мощностью около 1–2 м, представлены лодочковидными (1 группа), эллипсовидными (2 группа) и субсферическими (3 группа) онколитами, куполовидными (1 группа) и стратиформными (2 группа) строматолитами и их обломками.

Морфология и анатомия микробиолитов. Лодочковидные онколиты (1 гр.) являются самыми распространенными и варьируют по длине от 5 до 70 мм. Они характеризуются наличием вогнутой поверхности, утолщенными краями и сглаженной формой (рис. 2а). Нахождение большинства «лодочек» с вогнутой поверхностью сверху позволяет предполагать, что это положение является первичным. В их строении фиксируется темный изогнутый слой мощностью менее 1 мм, сложенного кристаллическим кальцитом, служившего затравкой для последующих концентрических слоев. Мощность обрастающих сверху слоев существенно редуцирована, вплоть до их отсутствия. Наличие сросшихся «лодочек» различного размера говорит об их неоднократном зарождении.



Рис. 1. Положение изученного проявления микробиолитов на космическом снимке с вынесенными геологическими границами шешминской (P_{1ss}), белебеевской (P_{2bl}) и уржумской (P_{2ur}) свит

Эллиптические онколиты (2 гр.) встречаются несколько реже, а их длина составляет 2–8 см и более. Их поверхность нередко осложнена мелкой бугорчатостью, а в строении, кроме центрального изогнутого темного слоя-затравки, отмечены расположенные в верхней части постройки участки, сложенные обломочным материалом, дезинтегрированными и «отогнутыми» пакетами слоев (рис. 2б). Бугорчатая поверхность обусловлена наличием радиальных залеченных трещин, вызвавших блочный характер роста внешних слоев. Наличие в центральной части «ядра» характерного для лодочковидного онколита дает основание предполагать, что эллиптические образования являются продуктами их дорастания. Заполнение вогнутого пространства происходит как за счет поступления обломочного материала, так и обрастания слоев одинаковой мощности.

Субсферические онколиты (3 гр.) встречаются еще реже. Их размер варьирует от 3 до 9 см, а в центральной части присутствует комок известковой глины размером 0,5–3 см (рис. 2в). Поверхность крупных

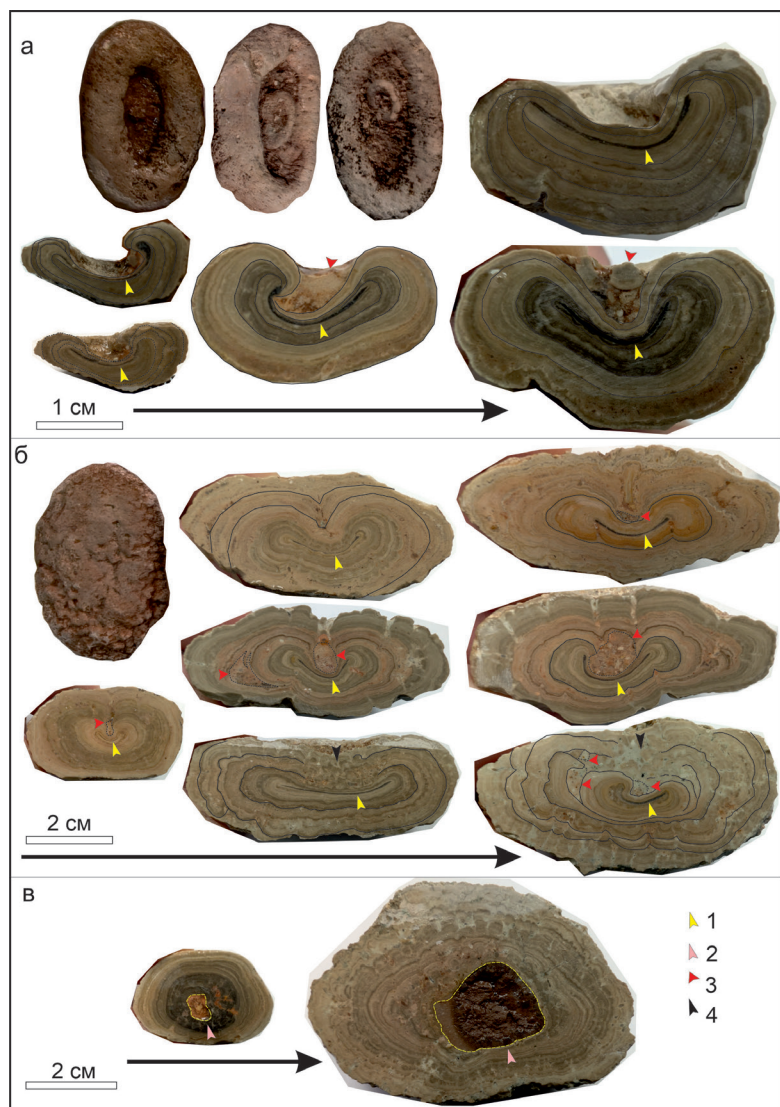


Рис. 2. Морфология и строение онколитов лодочковидной (а), эллиптической (б) и субсферической (в) формы. Мелкими стрелками показаны элементы анатомии: 1 – слой-зародыши; 2 – ядро сложенное известковой глиной; 3 – участки сложенные обломочным материалом; 4 – участки дезинтеграции и «отгиба» слоевых пакетов. Черными стрелками показано направление увеличения размера, черными линиями прослежены отдельные слойки

индивидов осложнена бугорчатостью связанной с блочным ростом верхних слоев.

Куполовидные строматолиты (1 гр.) размером 4–20 см нараста-ли на выступы глинистого дна или отдельные онколиты. Для них от-мечено наличие рассеянных обломков псаммитовой размерности и не-выдержанность отдельных слоев. Стратиформные строматолиты (2 гр.) мощностью до десятков сантиметров характеризуются фестончатым строением и невыдержанной мощностью слоев. В некоторых построй-ках отмечены несколько горизонтов, которые содержат лодочковидные онколиты.

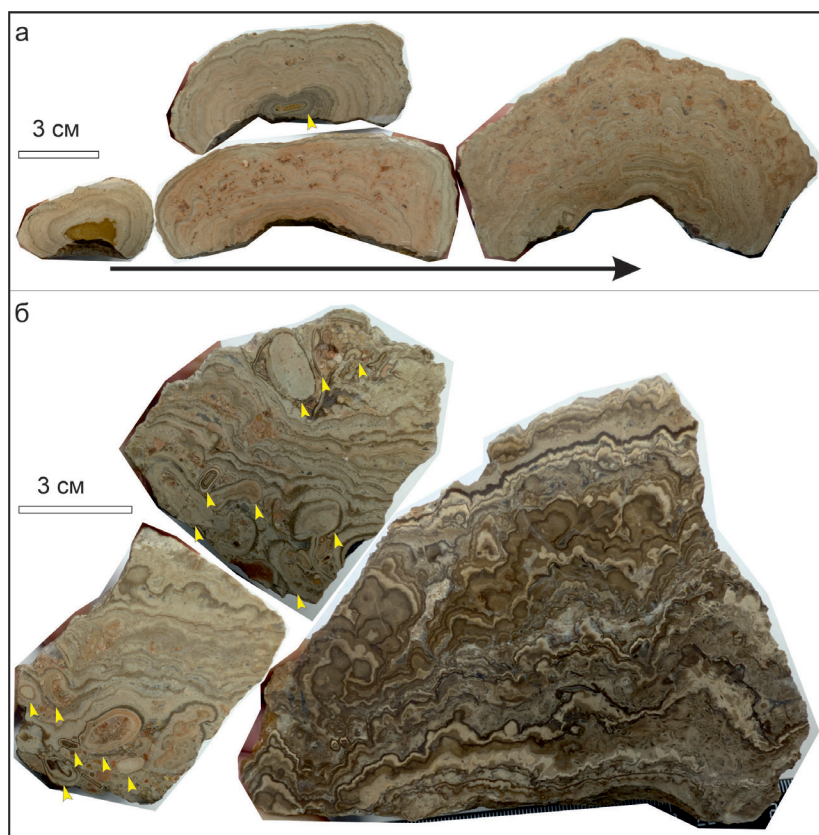


Рис. 3. Морфология и строение куполовидных (а) и стратиформных (б) строматолитов. Мелкими желтыми стрелками показаны включения онколитов, крупной черной – увеличение размера

Соотношение сторон и пространственная ориентировка микробиолитов. Измерение длинной и средней сторон микробиолитов показало, что все карбонатные образования являются в той или иной мере вытянутыми, особенно это касается лодочковидных онколитов, которые по соотношению сторон могут приближаться к величине 1:2. Отклонение от изометричной формы свидетельствует об анизотропии минералообразующей среды (рис.4).

Дешифрирование фотографии одного из участков проявления и построение роз-диаграмм ориентировки длиной оси показали, что онколиты характеризуются упорядоченным положением в пространстве и ориентированы преимущественно в двух взаимно-перпендикулярных направлениях (рис. 5). Предполагается, что они отражают направление ветра и волн поперек и вдоль береговой линии.

Изотопный анализ микробиолитов. Изотопный анализ углерода и кислорода онколитов и строматолитов (табл.) показывает, что они близки составу онколитов шешминской свиты Соликамской впадины, которые также связаны с континентальными образованиями. И те и другие формировались в пресноводных водоемах (рис 6).

Анализы проводились в ЦКП «Геонаука» Института геологии

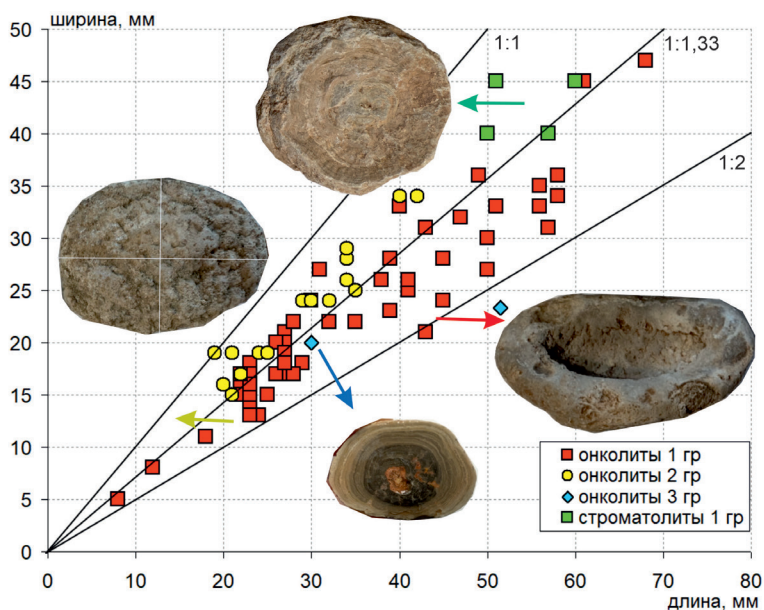


Рис. 4. Соотношение длинной и средней сторон микробиолитов

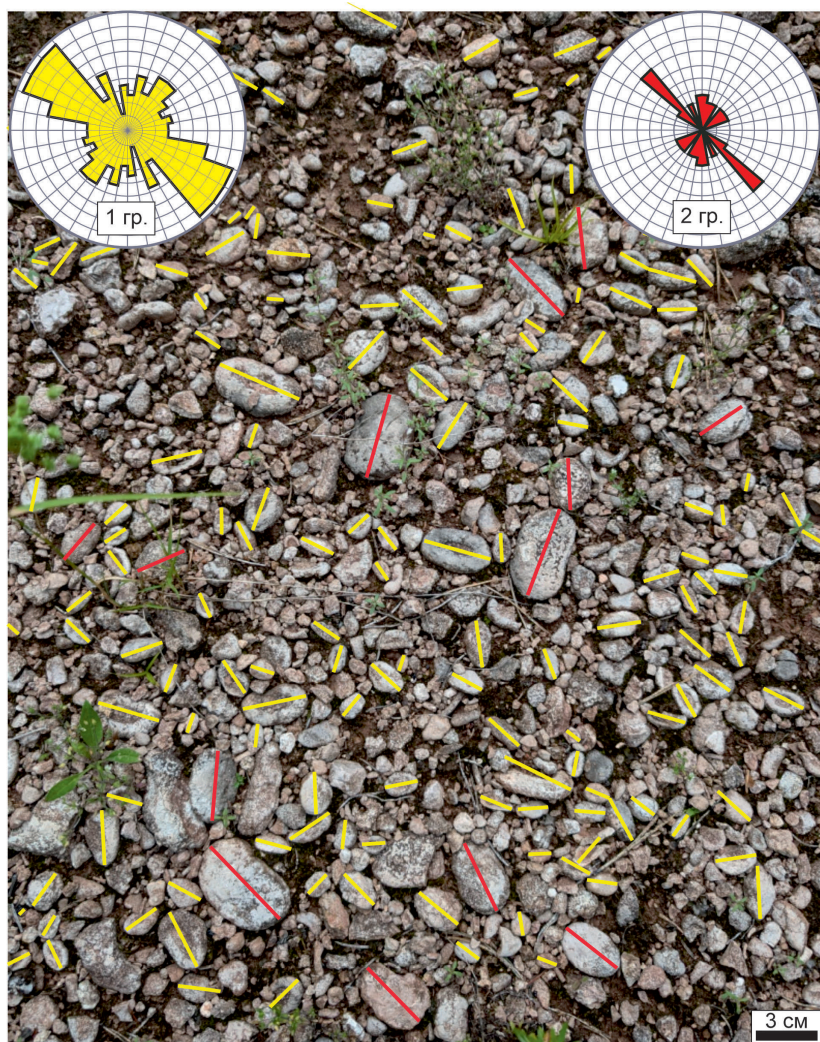


Рис. 5. Фрагмент проявления микробиолитов и ориентировки длинных осей лодчовидных (желтые, 1 гр.) и эллиптических (красные, 2 гр.) онколитов и соответствующие им розы диаграммы

Коми НЦ УрО РАН на масс-спектрометре DELTA V Advantage, аналитик И.В. Смолева

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую модель формирования уржумских микробиолитов (рис. 7).

Таблица

Изотопный анализ кислорода и углерода карбонатов

	$\delta^{18}\text{O}$, V-PDB	$\delta^{13}\text{C}$, V-PDB
Онколиты	-11,68	-2,3
Строматолиты	-13,29	-2,06

Наличие тонкого изогнутого темного кальцитового слоя, выступающего в качестве затравки лодочковидных и эллиптических онколитов, дает основание предполагать, что он представляет собой минерализованные фрагменты бактериальных матов, высохших на поверхности глинистого осадка. Такие микробно-индуцированные осадочные структуры мощностью около 1 мм в настоящее время формируются в приливо-отливных мелководных зонах (Bose, Chafet, 2009).

Обрастание лодочковидных онколитов 1 группы преимущественно с нижней стороны свидетельствует о том, что их рост происходил в слое воды не превышающем высоты их краев, то есть 0,5–1 см. Их более вытянутая по отношению к другим микробиолитам форма, свидетельствует о том, что они активно подвергались влиянию ветра и ряби на поверхности воды, которые определялись двумя взаимно перпендикулярными направлениями, вероятно вдоль и поперек береговой линии.

Эллиптические онколиты 2 группы являются формой обрастания лодочковидных в более глубоком (1–5 см) слое воды, что объясняет заполнение вогнутости обломочным материалом. Однако деградация и отслоение слоевых пакетов в верхней части онколитов, а также бугорчатая поверхность, приводящая к последующему блочному росту, говорят

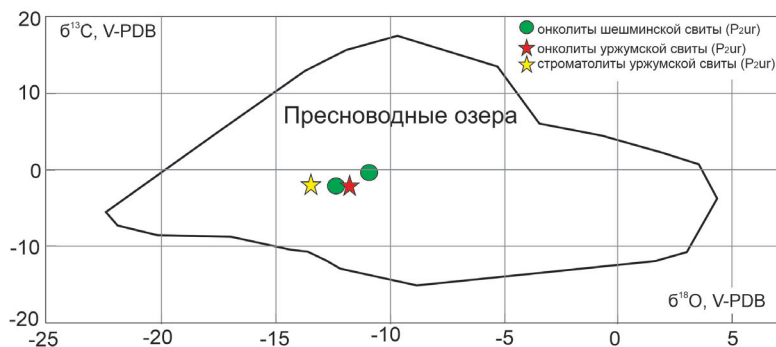


Рис. 6. Изотопный состав С и О исследованных карбонатов. Поле составов карбонатов пресноводных озер по (Horton, Oze, 2012)

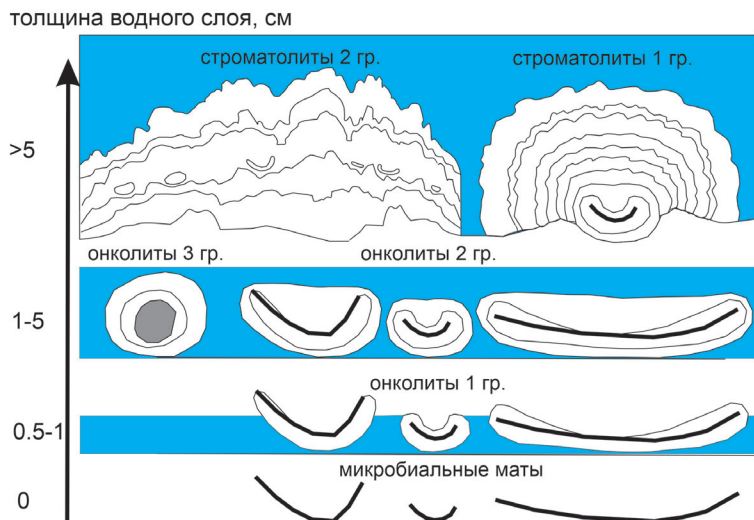


Рис. 7. Модель формирования микробиолитов в красноцветах уржумского яруса о периодическом высыхании и фрагментации поверхностной цианобактериальной оболочки. Субсферические онколиты 3 группы формируются примерно в таком же слое воды, но за счет обрастания относительно литифицированных обломков известковой глины. Они также подвергались периодическому «высыханию» с растрескиванием органической пленки и последующим блочным ростом.

Наибольшие глубины (более 5 см) предполагаются для строматолитов, которые различаются только за счет локального зарождения на выступах дна и онколитах (куполовидные) или равномерного слоисто-фестончатого обрастания больших участков дна. Их рост также периодически осложнялся обмелением и появлением новых генераций онколитов.

Таким образом, наблюдаемое морфологическое разнообразие микробиолитов обусловлено фациальными условиями, существовавшими в периодически (сезонно) пересыхаемой мелководной зоне пресноводного континентального бассейна.

Авторы выражают благодарность инженеру лаборатории ГМПИ Горного института УрО РАН Т.В. Федорову, за подготовку полированных препаратов.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ в рамках государственного задания (рег. номер НИОКТР 124020500052-9).

Библиографический список

Bose S., Chafet H.S. Topographic control on distribution of modern microbially induced sedimentary structures (MISS): A case study from Texas coast // Sedimentary Geology, 213. 2009. p. 136–149.

Horton T.W., Oze C. Are two elements better than one? Dual isotope-ratio detrending of evaporative effects on lake carbonate paleoelevation proxies. // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. Vol. 13, № 1 22, 2012. p. 1–15.

**MORPHOLOGY AND ANATOMY OF MICROBIOLITES FROM
THE URZHUMIAN REDBEDS OF THE PERMIAN ARCH**

I.I. Chaikovskiy, N.G. Kataev

Mining Institute UB RAS, Perm

ilya@mi-perm.ru

The article describes the occurrence of diverse microbiolites formed in the intertidal zone of a shallow freshwater basin of Middle Permian age. It is shown that variations in their morphology (boat-shaped, elliptical, and subspherical oncolites, dome-shaped and stratiform stromatolites) are due to variations in the thickness of the water layer and the shape of the seed (fragments of bacterial mats, rock fragments).

Keywords: oncolites, stromatolites, structure, anatomy, C and O isotopes.



К 55-ТИ ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ МЕНЬШИКОВОЙ ЕЛЕНА АЛЕКСАНДРОВНЫ

Е.А. Меншикова родилась 30 января 1971 года в г. Перми. В 1993 г. окончила Пермский государственный университет, где прошла путь от стажера-исследователя до ведущего научного сотрудника ЕНИ ПГНИУ. В 1998 г. защитила кандидатскую, а в 2022 г., докторскую диссертацию. С 2022 г. возглавила

кафедру минералогии и петрографии.

Елена Александровна является высококвалифицированным ученым. Область научных интересов – геоэкология, литология и минералогия, термический анализ. Руководитель научных проектов РФФИ, федеральной целевой программы «Научные и научно-педагогические кадры высшей школы». Ответственный исполнитель работ по выполнению инженерно-экологических изысканий, включая особо опасные и технически сложные объекты строительства, тем по направлению мониторинга состояния окружающей среды на объектах горной добычи.

С 2006 г. доцент кафедры минералогии и петрографии ПГНИУ, где преподает учебные дисциплины «Геология Мирового океана», «Основы теории литогенеза», «Литогенез осадочных бассейнов». Автор 120 научных работ, изданных как в российских так и зарубежных изданиях. Научный руководитель курсовых, выпускных бакалаврских работ и магистерских диссертаций, выполненные под её руководством работы приёмная комиссия оценивает на высоком уровне.

Елена Александровна постоянно повышает уровень своей научной и педагогической деятельности на курсах повышения квалификации, за последний год ею были пройдены курсы по программам «Правовые аспекты оценки экологического ущерба и объектов накопленного вреда окружающей среде», «Современные методы в преподавании дисциплин геологического профиля».

За успехи в научной, учебной, воспитательной и методической работе имеет благодарности в приказах директора ЕНИ ПГНИУ, награждена Почетной грамотой Пермского госуниверситета (2011), Почетной грамотой Министерства образования и науки Пермского края (2016).



К 70-ТИ ЛЕТНЕМУ ЮБИЛЕЮ КАЗЫМОВА КОНСТАНТИНА ПАВЛОВИЧА

К.П. Казымов родился 26 января 1956 г. в г. Пермь. В 1978 г. окончил геологический факультет Пермского университета, а в 1992 г. защитил кандидатскую диссертацию. На сегодняшний день ведет курсы: «Минералогия», «Геология месторождений полезных ископаемых», «Основы геммологии и шлифовального дела». Разработал и опубликовал программы по курсам «Основы геммологии и шлифовального дела», «Минералогия с основами кристаллографии» («Минералогия»). В 2008 году издал учебное пособие по курсу «Минералогия с основами кристаллографии».

Основные направления научной работы изучение вещественного состава терригенных пород Западного Урала и Приуралья, геология россыпных месторождений алмазов, золота и платиноидов, топоминералогические исследования. Принимал участие в работах по нескольким грантам и программам Минобразования РФ, хозяйственным работам, является руководителем хозяйственных работ. Участник нескольких полевых экспедиций кафедры на территориях Горнозаводского района и Коми-Пермяцкого автономного округа Пермского края.

Опубликовал более 150 научных работ, совместно с Бадьяновой И.В. получил патент на изобретение №2332475 «Способ определения вольфрамсодержащих минералов в шлихах». Ежегодно принимает участие в конференциях.

С 2007 по 2014 годы Казымов Константин Павлович является единственным менеджером на факультете по улучшению материальной базы кафедры и факультета. За этот период им было заключено более 100 договоров на приобретения оборудования мирового масштаба.

С 2012-2014 год кафедра при непосредственном участии Казымова К.П. и членов кафедры подали заявку на открытие при кафедре лицензионной лаборатории «Сектор наноминералогии лаборатории прогнозного моделирования и управления процессами в геосистемах» («Сектор наноминералогии»).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Аухатов Я.Г. <i>Парагенезис доманиковых и галогенных формации в областях опускания некомпенсированного типа в Волго-Уральской области</i>	5
Бадьянова И.В., Илалтдинов И.Я., Пономарева Г.Ю., Томилина Е.М., <i>Аномальная толща в разрезе «классического» кунгура (пермская система) заказника Предуралья.....</i>	11
Дробинина Е.В., Ежова А.А., Бадьянова И.В. <i>К вопросу карста в приконтактовых зонах интрузивных тел.....</i>	21
Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н. <i>Об особенностях гипергенных образований различных пород, поступавших в древние осадочные толщи алмазоносных регионов.....</i>	32
Зинчук Н.Н. <i>О минералого-петрологических критериях продуктивности кимберлитов</i>	55
Ибламинов Р.Г. <i>Источники и осадители хрома на пермских равнинах.....</i>	79
Илалтдинов И.Я., Калина К.Н., Белоусов И.С. <i>Об эволюции гранулометрического состава золота в зоне концентрации современного аллювия.....</i>	90
Казымов К.П., Томилина Е.М., Рейхардт Ю.В. <i>Петрографическое изучение волконскоита и вмещающих пород ..</i>	94
Килин Ю.А., Минькевич И.И. <i>Растворимость и гидратация гипсоангидритов.....</i>	100
Копылов И.С. <i>Геодинамические ландшафты и минерагенические закономерности (алмазы, золото, углеводороды)</i>	107
Кульбиков С.И. <i>Солёные ключи и рассолоподъёмные трубы Пермского Прикамья.....</i>	118
Меньшикова Е.А., Белкин П.А., Блинов С.М., Томилина Е.М. <i>Минеральный состав осадков отстойника высокоминерализованных щелочных промышленных отходов</i>	132
Митюшева Т.П., Митюшев А.М. <i>Уникальный на русском севере Сергеевский соляной промысел</i>	139
Осовецкий Б.М. <i>Микроструктурные особенности песчаных коллекторов</i>	146
Пактовский Ю.Г., Чуйко В.А., Плюснин И.А. <i>Минеральные ассоциации такатинского коллектора алмазов на Среднем Урале.....</i>	152

Пшевлодский М.А., Бадьянова И.В., Шумилов А.В.	
Исследование газов в породах угольных отвалов Кизеловского угольного бассейна при помощи термического (ДСК/ТГ) анализа и квадрупольной масс-спектрометрии	159
Соломон М.В.	
Солесодержащие отходы при добыче газа месторождений Восточной Сибири	166
Столова О.Г.	
О возможной природе крупных каменных шаров и необходимости их сохранения	172
Томилиня Е.М.	
Основные черты палеогеографии и палеогеодинамики венда Колчимского поднятия	178
Федоров Т.В., Чайковский И.И.,	
Новые механизмы осаждения меди в шешминских песчаниках Южно-Пермского минерагенического района	183
Федькин В.В.	
К вопросу происхождения алмаза в эклогитах Максютковского комплекса	190
Чайковский И.И., Катаев Н.Г.	
Морфология и анатомия микробиолитов из уржумских красноцветов Пермского свода	200
ХРОНИКА	209