

УДК 553.2

СТРУКТУРНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЛИТИЕНОСНЫХ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ ПАЛЕОКАРСТА КИМБЕРЛИТОВ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ (СРЕДНЕМАРХИНСКИЙ АЛМАЗОНОСНЫЙ РАЙОН, ЗАПАДНАЯ ЯКУТИЯ)

© 2024 г. И. И. Никулин*, Н. М. Боева, академик РАН Н. С. Бортников

Поступило 15.01.2024 г.

После доработки 31.03.2024 г.

Принято к публикации 02.04.2024 г.

Глинистые минералы, образованные в результате гидротермальной деятельности в пределах кимберлитовых трубок, переотложены в горизонты нижнеюрских алмазоносных отложениях фаций ближнего сноса. Минеральный состав дяхтарской толщи нижней юры, сложенной отложениями палеоделювия и палеокарстов, изучен в непосредственной близости и на удалении от кимберлитовых трубок. Смешанослойные минералы со структурными неоднородностями, в которых отмечена повышенная концентрация (до 0.1 мас. %) лития, обнаружены в разрезах шлейфов размыва выветрелых разностей кимберлитовых пород. Мощность отложений с такими минералами резко сокращается на расстояниях более 2 км от искомого кимберлитового тела. Выявленные особенности в минеральном составе перекрывающих кимберлитовые трубки отложениях могут использоваться как новые поисковые признаки алмазоносности при геологоразведочных работах на коренные источники алмазов.

Ключевые слова: структурные неоднородности, гидрослюда, смектит, алмаз, карст, делювий, кимберлит, Западная Якутия

DOI: 10.31857/S2686739724070114

ВВЕДЕНИЕ

Геолого-поисковые и разведочные работы с целью обнаружения новых месторождений алмаза на Сибирской платформе в последние два десятилетия осложняются тем, что палеозойские кимберлиты перекрыты мощными по 100 и более метров толщами юрских отложений [1]. Основные перспективы выявления новых кимберлитовых трубок с промышленной алмазоносностью на территории Сибирской платформы (СП), связываются со среднепалеозойским этапом кимберлитового магматизма. Был оценен возраст и потенциальная алмазоносность коренных пород по их глубинным минералам из ореолов рассеяния [2]. Признаки присутствия новых полей кимберлитов среднепалеозойского возраста с высокоалмазоносными телами установлены в различных частях территории СП, но наиболее очевидными перспективы их выявления представляются для северной и центральной

частей платформы [3]. Алмаз из более древних кимберлитов может присутствовать в мезозойских и кайнозойских россыпях [4]. Основными индикаторными минералами кимберлитов (ИМК) являются пироп, пикроильменит и хромшпинелид. Исследования процессов преобразования кимберлитов показывают, что образовавшиеся глинистые минералы, могут быть полезными при выявлении алмазоносных трубок [5]. На основании изучения тонкодисперсных фракций разрабатываются альтернативные методы идентификации отложений, образованных в результате дезинтеграции кимберлитов [6].

Среднемархинский алмазоносный район хорошо изучен, но количество разведанных кимберлитовых трубок в нём невелико [7], так как на огромную по площади территорию приходится всего две трубки — Нюрбинская, Ботуобинская и несколько даек.

Нам представляется, что при разработке новых поисковых минералогических и геохимических критериев недостаточно внимание уделено палеокарстам и минералам, образованным в постмагматическую стадию становления

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской Академии наук, Москва, Россия
*E-mail: iinikulin@gmail.com

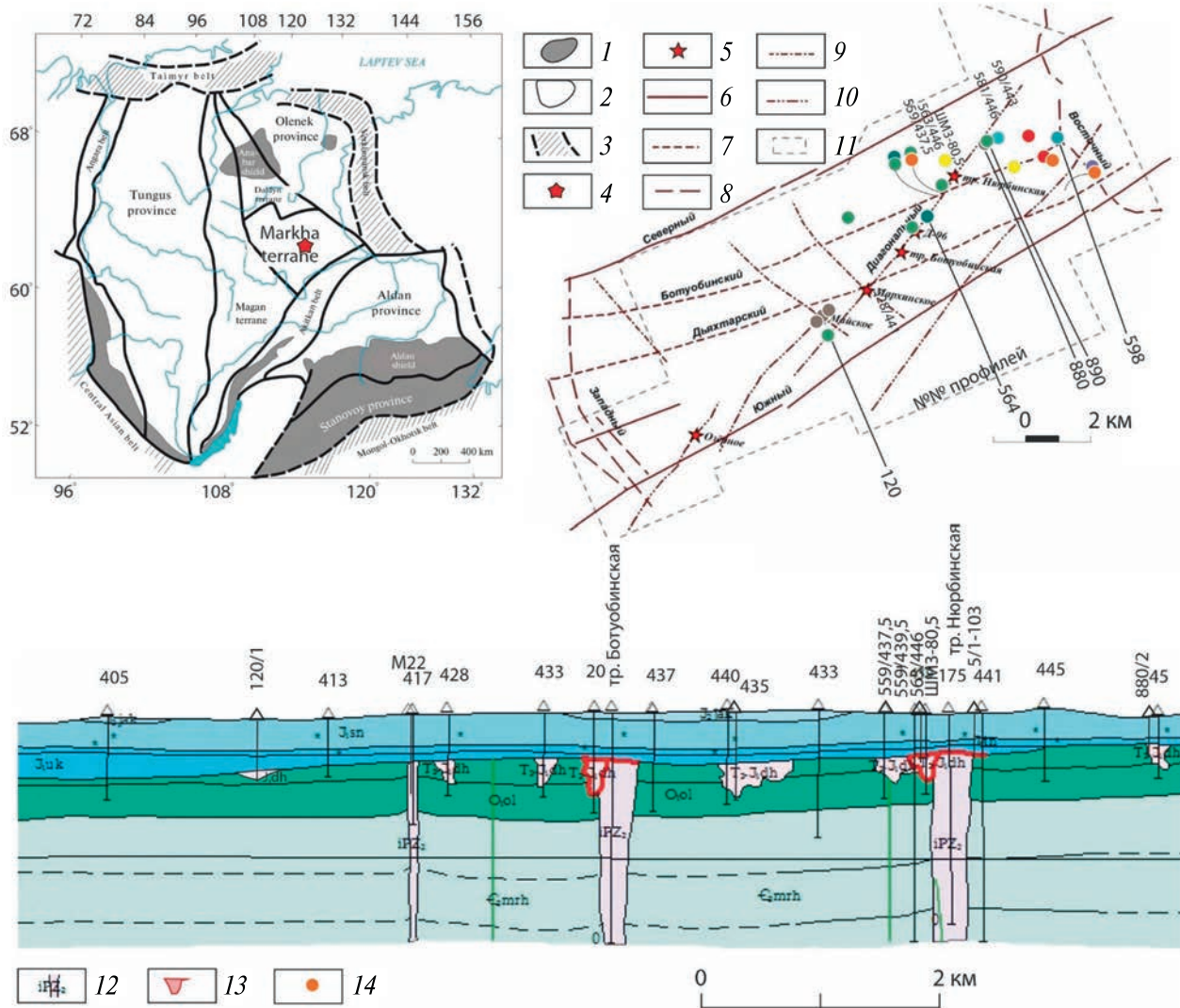


Рис. 1. Схема центральной части Среднемархинского алмазоносного района (б) и проекция разреза через карстовые полости, ассоциирующиеся с кимберлитами. 1 – докембрийский фундамент; 2 – пострифейский осадочный чехол; 3 – фанерозойские подвижные пояса; 4 – Среднемархинский алмазоносный район; 5 – известные кимберлитовые тела; 2–7 – осевые зоны разрывных нарушений, выделенные по данным магниторазведочных, сейсморазведочных работ и картирования микротектонических нарушений: 6 – Вилюйско-Мархинской зоны низкого порядка, 7 – Вилюйско-Мархинской зоны высокого порядка, 8 – Среднемархинской зоны низкого порядка, 9 – Среднемархинской зоны высокого порядка (поперечные), 10 – рудоконтролирующий Диагональный; 11 – граница Накынского кимберлитового поля; 12 – кимберлитовые трубки и дайки, 13 – дяхтарская толща, 14 – точки опробованных скважин (цветовая палитра кружков отражает окраску исследованной тонкодисперсной фракции, выделенной при отмучивании).

кимберлитов. Карстовые депрессии, обнаруженные в непосредственной близости от кимберлитов, сыграли большую роль в образовании и сохранении мезозойских россыпей алмазов [8]. В Среднемархинском районе глинистые минералы в карстах, расположенные в непосредственной близости от трубок Ботубобинская, Нюрбинская и серии мелких кимберлитовых тел, хорошо изучены [9]. Несмотря на некоторый прогресс в изучении вторичных минералов, образовавшихся по кимберлитам, до сих пор не было

предложено четкой прикладной схемы для их диагностики в перекрывающих кимберлиты отложениях. Предлагаемая статья, посвященная изучению глинистых минералов в карстах, ассоциирующихся с кимберлитовым магматизмом, способствует решению этой проблемы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Район располагается на юго-восточном склоне Анабарской антеклизы в зоне её сочленения

с Вилуйской синеклизой (рис. 1а). По данным бурения нефтепоисковых и параметрических скважин, породы фундамента гнейсы тимптонской серии архея в районе залегают на глубине 3.5–4.0 км. Осадочный чехол изучен детально по керну разведочных, гидрогеологических и поисковых скважин на глубину до 995 м. Породы чехла сложены терригенными и терригенно-карбонатными осадочными породами венда, нижнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

В центральной ветви Вилуйско-Мархинской кимберлитовой зоны развита разломно-карстовая система, к которой приурочены породы дяхтарской толщи (*J₁dh*, геттанг-синемюр) мощностью до 80 м, выполняющие цепочку воронкообразных впадин, перекрытых более молодыми отложениями укугутской свиты (*J₁uk*) (рис. 1б). Толща сложена переотложенными и затем литифицированными корами выветривания палеозойского цоколя и магматическими породами. В настоящем виде это пестроцветные алевроито-глинистые породы с щебнем окремнелых доломитов и известняков, с брекчиями, лигнитовыми аргиллитами, железистыми конгломератами, песчаниками, обрушенными глыбами и блоками терригенно-карбонатных пород.

В дяхтарской толще ИМК — пироп, пикроильменит и хромшпинелиды распространены неравномерно, скорее фрагментарно в виде линзовидных шлейфов. В отличие от них глинистые породы развиты широко, что подтверждается визуально в отложениях слоёв с пёстрыми окрасками [9].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследовались тонкие фракции (в зависимости от количества в исходной пробе мельче 0.01, 0.005 и 0.001 мм) из 29 образцов весом до 800 г из керна геологоразведочных скважин, пройденных в закарстованных тектонических зонах развития дяхтарской толщи на периферии кимберлитовых трубок и даек.

Фракции выделялись отмучиванием из образцов с последующим центрифугированием по методике И.И. Никулина [10]. Выделенная тонкодисперсная фракция анализировалась на дифрактометре DMAX 2400 “Rigaku” (г. Мирный, НИГП АЛРОСА) с малоугловым гониометром и рентгеновском дифрактометре “MiniFlex 600” (г. Москва, МГУ) с минимальным шагом гониометра 0.005° по шкале 2 Θ , мощностью рентгеновской трубки 600 Вт, диапазоном напряжений на рентгеновской трубке от 20 до 40 кВ,

диапазоном токов рентгеновской трубки от 2 до 15 мА и медным анодом рентгеновской трубки. Для уточнения процентного соотношения минералов в пробе рентгеновская съёмка проводилась в обязательном порядке для четырёх препаратов (необработанный образец разориентированный; ориентированный; обработанный этиленгликолем или глицерином; прогретый в течение часа при 550°C) с применением метода внутреннего стандарта. Для изучения морфологии глинистых частиц и их микроагрегатов изготавливались реплики выделенных фракций на латунных цилиндрах с последующим напылением золотом в вакууме (АО “ВЗПП”, г. Воронеж). Реплики изучались под сканирующим электронным микроскопом “JEOL” JSM-6380LV с РЭМ-приставкой рентгеновского микроанализатора для проведения локального электронно-зондового химического анализа образцов INCAx-sight 7582 “Oxford Instruments” (г. Воронеж, ВГУ). Термическое поведение глауконита при нагревании изучено методом дифференциальной гравиметрии и сканирующей калориметрии на синхронном термоанализаторе STA 449F1 Jupiter при скорости нагрева 10 °C/мин в атмосфере воздуха. (Германия, “Netzsch”) (ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”, г. Москва).

Определение малых элементов производилось методом ICP-AES на эмиссионном спектрометре с индуктивно связанной плазмой IRIS INTREPID “Thermo Elemental” (г. Мирный, “ЦАЛ” Ботубинской ГРЭ).

Химический состав пород анализировали рентгенофлуоресцентным методом с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios “Panalytical” (Нидерланды). Спектрометр оснащён рентгеновской трубкой мощностью 4 кВт с анодом Rh. (ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”, г. Москва).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Рентгенографические данные

Породы дяхтарской толщи, выполняющие палеокарсты различного генезиса, сцементированы следующими минералами: повсеместно встречается иллит (до 30 мас. %) и каолинит-монтмориллонитовый ССМ (до 65 мас. %); реже каолинит (15–20 мас. %), хлорит (15–25 мас. %) и смектиты (до 30 мас. %) (табл. 1). Диоктаэдрические гидрослюды на дифрактограммах диагностируются по базальным рефлексам $\approx 10 \text{ \AA}$ и $\approx 5 \text{ \AA}$, не изменяющим положения линий после прокаливания и насыщения глицерином.

Таблица 1. Минеральный состав тонкодисперсной фракции вмещающего цоколя, нижнетриасовой коры выветривания по кимберлитам и дяхтарской толщи, мас. %

№ обр.	гидролюда	иллит- сметитовый ССМ	сметит	каолинит- сметитовый ССМ	каолинит	кварц	Полевые шпаты	доломит	гематит	гетит	хлорит	сумма
ШМЗ-80.5	11	—	—	30		27	2	—	—	—	30 ¹	100
5/1-103.1 ^{1, 4}	21	—	—	3		61	11	—	—	—	3	99
5/1-103.11 ^{1, 5}	19	—	—	5		65	6	—	—	—	5	100
5/1-103.1* ¹	45	—	—	9		35	-	—	—	—	11	100
120/1-53.1-56.1*	—	65	—		13	17	5	—	—	—	—	100
559/437.5(2) -78.5	39	—	—	61		—	—	—	—	—	—	100
559/437.5(1) -79.1	18	—	—	65		17	—	—	—	—	—	100
559/439.5(1) -85.3	28	1	—	71		—	—	—	—	—	—	100
563/446-70.9	32	0	3	—	34	17	6	0	8	0	0	100
880/2-56.4-58	32	—	10	—	10	21	3	—	—	24	—	100
528/441-82.3	64	0	0	—	17	10	1	0	0	0	8	100
581/446-52.5	48	0	23	—	15	11	3	0	0	0	0	100
557/437.5-87.5	28	0	3	—	45	13	4	7	0	0	0	100
590/443-63.1	20	2	26	—	33	19	следы	0	0	0	0	100
557/437.5-83.5	64	0	0	—	18	10	2	0	0	0	6	100
528/441-82.3*	54	0	15	—	15	6	2	0	0	0	8	100

Примечание. * — фракция мельче 0.01 мм. 1 — Fe-хлорит, 2 — ССМ — 60% смектитовых слоёв, 3 — смектит триоктаэдрический, 4 — основная масса из большого округлого (3 см) обломка глины, 5 — основная масса из глинистых углов. миндалины, которая сразу не растворилась.

На дифрактограммах отдельных образцов значения базальных рефлексов варьируют: первый от 9.88 до 10.1 Å, второй — от 4.95 до 5.02 Å.

Каолинит идентифицирован по серии рефлексов, кратных 7.20 Å (7.20; 3.58 и 2.38 Å) на дифрактограммах. Базальные отражения d_{001} имеют значения часто больше 7.15–7.20, достигая в ряде случаев 7.30 Å. Это обусловлено присутствием в структуре минералов с межслоевой водой.

Хлорит идентифицирован по рефлексу $d_{060} \approx 1.542$ Å (параметр $b \approx 9.27$ Å. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует о дефектности его кристаллической структуры. Проявление рефлекса $d_{060} \approx 1.49$ Å указывает на присутствие в образцах неупорядоченного вермикулит-монтмориллонитового ССМ. В целом хлорит характеризуется

различной степенью упорядоченности. В отдельных образцах, обычно приуроченных к переотложенным продуктам разрушения долеритов, наблюдается низкая степень упорядоченности структуры, а также сохранение после прокаливания при 550–600° всех основных рефлексов первичной дифракционной картины. Однако соотношение интенсивностей при этом изменяется, что характерно для вермикулита. Это даёт основание рассматривать указанную разновидность, как промежуточный минерал семейства 2:1:1 между, собственно, хлоритом и вермикулитом.

В закарстованных породах ассоциация глинистых минералов обусловлена синхронным переотложением выветрелых долеритов и кимберлитов. На рентгеновских дифрактограммах таких глин обнаруживаются рефлексы, присущие хлорит-вермикулитовому ССМ

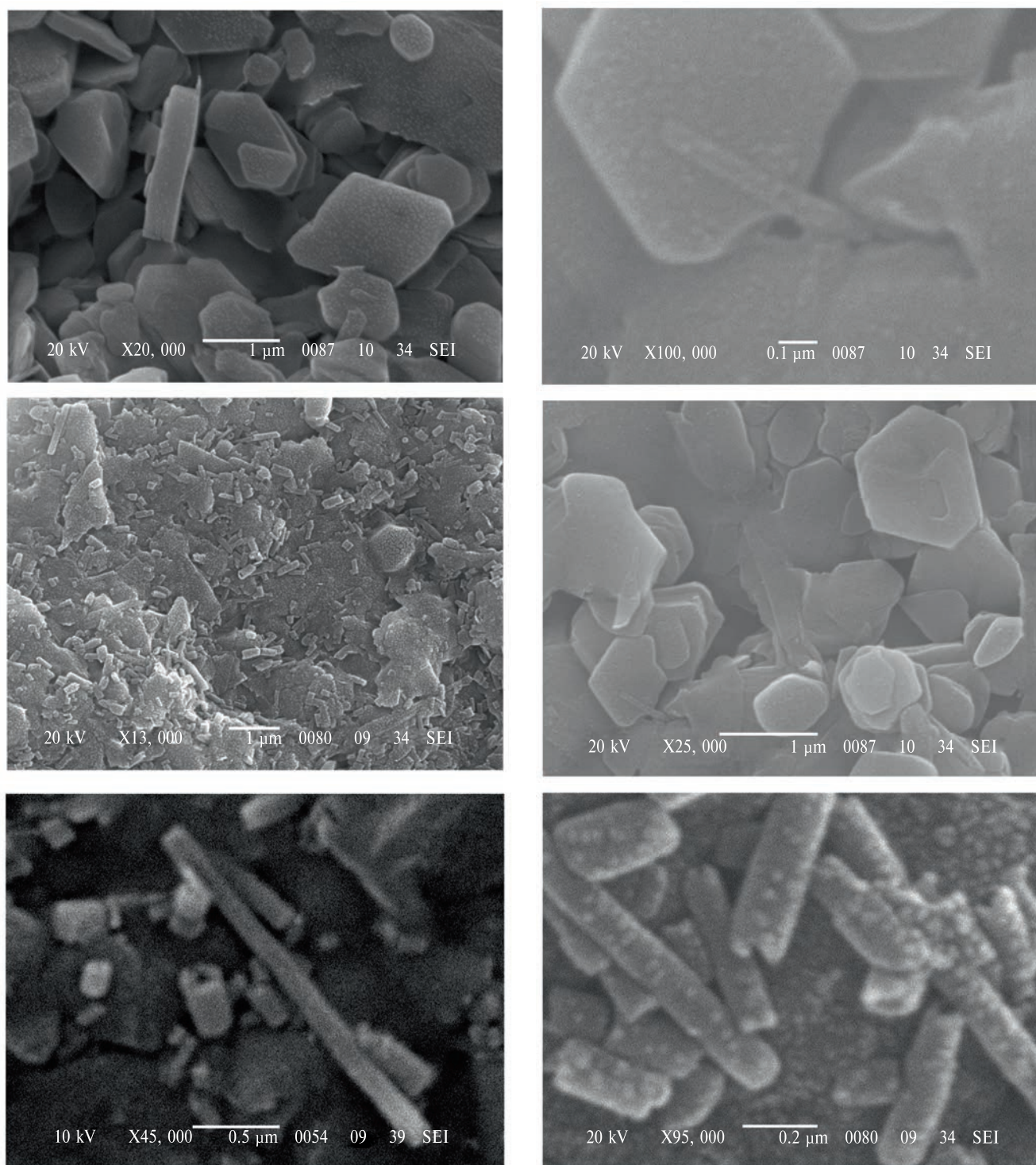


Рис. 2. РЭМ-реплики тонкодисперсной фракции <0.001 : (а, б), обр. 598/439, глуб. 71.5 м; (в–г) фракция <0.01 мм обр. М 22, глуб. 218 м; и (е–з) обр. ШМ-3, глуб. 80.5 м.

и хлорит-сметитовому ССМ пакеты ($29 \text{ \AA}$), а после насыщения глицерином разбухающие (до $31.7 \text{ \AA}$).

У борта автолитовой кимберлитовой брекчии тр. Ньюбинской цементирующая масса

делювиально-карстовых отложений представлена гидрослюдой 2М1 до 10–15 мас. %, присутствует политип гидрослюды 1М 10–20 мас. %, а также повышенное содержание хлорита 25–40 мас. %. Далее по палеосклону в толще

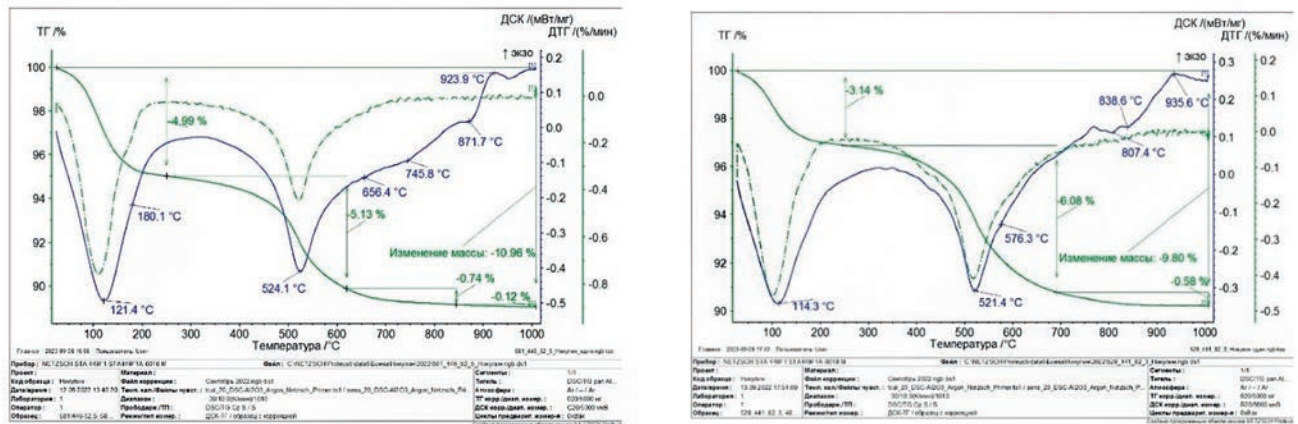


Рис. 3. Термические кривые: (а) обр. 581-46-52, (б) обр. 528-441-82.

выделяется незначительная примесь карбонатов и увеличивается количество гидрослюда $2M_1$ (15–35 мас. %), хлорита (10–35 мас. %), в редких образцах встречается каолинит. Содержание каолинита может достигать 45 мас. %. Встречаются гипс и гётит (гидрогётит). В делювии дяхтарской толщи в значительном количестве обнаружены каолинит-сметитовые ССМ (20–55 мас. %), которые часто приурочены к верхней части разреза.

На рентгеновских дифрактограммах постмагматического хлорита-Пб обнаружены серии рефлексов с d от 2.7 до 2.0 Å с тремя максимумами 2.59, 2.26 и 2.01 Å. Единственную трудность при диагностике вызывает наличие в смеси 7Å-слоистого силиката, но дополнительная химическая обработка суспензии, полученной в результате отмучивания, путём её пропуска через кремнёвую кислоту, позволяют решить эту проблему, сокращая количество (значительная часть каолинита прилипает, а хлорит проходит в сборочную ёмкость).

Сметиты уверенно идентифицируются на рентгеновских дифрактограммах по рефлексам $d_{060} \approx 1.53$ Å (параметр $b \approx 9.18$ Å) и d_{001} с межплоскостным расстоянием 14.0–14.8 Å, который при насыщении препарата глицерином смещается до 18.3 Å. Прокаливание образцов в течение 2 часов при 550°C приводит к уменьшению значений диагностического рефлекса минерала до ≈ 9.5 Å. Триоктаэдрический смектит регистрируется по наличию рефлексов $d_{001} = 16.35$ Å и $d_{060} = 1.549$ Å. На предварительно прокаленных образцах (при $T = 600^\circ\text{C}$) в течение 2 часов, содержащих триоктаэдрический смектит, проявляется рефлекс d_{002} . Его интенсивность относительно d_{001} не превышает 15 отн. ед., что является диагностическим признаком минерала группы

сметита — триоктаэдрического сапонита (по Патенту-1993 П.Ю. Жердева, В.И. Левина и др.).

Растровая электронная микроскопия

Гидрослюда представлены преимущественно удлиённо-пластинчатыми формами в цоколе вмещающих кимберлиты пород, в меньшей степени встречаются частицы псевдоизометричной формы (рис. 2 а). Лизардит с сепиолитом (сунгулит) встречаются в виде волокон (рис. 2 б, е, ж). Волокна серпентина могут достигать по длинной оси 2 мкм, а у пластинчатой длина не более 0.5 мкм в коре выветривания дайкового кимберлитового тела “Майское” (рис. 2 в, г). В ассоциациях волокнисто-трубчатых минералов на кончиках некоторых кристаллов очевидны трубчатые формы, похожие на галлазит. Количество этого минерала соответствует содержанию каолинита в дяхтарской толще палеокарста на периферии тр. Нюрбинская (табл. 1, рис. 2 з).

Синхронный термический анализ

На термических кривых наблюдаются эффекты, свойственные монтмориллониту, хлориту, серпентиниту, иллиту и каолиниту. На графике 4а дегидратация монтмориллонита фиксируется на кривой ДСК в температурном интервале 100–300°C. О насыщении монтмориллонита межслоевыми катионами Са и Mg свидетельствует дополнительный эндоэффект при температуре 180.1°C. В температурном интервале 400–600°C происходит дегидроксилизация монтмориллонита и каолинита, эндоэффекты которых накладываются друг на друга. Дегидроксилизация хлорита протекает поэтапно. Сначала, при температуре 550–700°C удаляется структурная вода из бруситоподобного слоя, а затем, при 710–800°C — из талькоподобного слоя. Экзотермический эффект

Таблица 2. Состав основных оксидов (мас. %) и малых элементов (г/т) в тонкодисперсной фракции по данным ICP-AES-анализа

№	528/441-82,3	528/441-82,3*	557/437,5-83,5	557/437,5-87,5	559-437,5-78	559/437,5(1)-79	559/437,5-6	559/437,5-7	559/439-85	563/446-70,9	581/446-52,5	582/437-7	590/443-63,1	592/435-56,5
SiO ₂	42.35	58.5	43.00	42.31	54.98	51.61	54.40	57.10	43.56	55.81	44.01	45.8	45.55	41.80
TiO ₂	0.77	1.50	0.61	0.44	0.53	0.69	0.71	0.60	0.88	0.03	1.63	0.53	0.84	0.98
Al ₂ O ₃	20.81	18.10	23.30	24.20	28.65	30.86	30.3	31.00	26.92	23.01	22.20	23.30	23.2	22.29
Fe ₂ O ₃	5.23	4.40	6.00	5.00	3.08	7.28	6.85	3.11	3.15	7.16	13.96	9.98	9.29	9.64
MnO	0.03	1.01	н.о.	н.о.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.11	1.50	1.76	0.27	0.86
MgO	3.05	3.01	4.00	5.00	2.62	1.63	1.43	2.45	1.37	1.13	2.60	2.25	2.28	2.74
CaO	0.28	0.77	1.63	0.23	0.33	0.33	0.31	0.34	0.38	1.17	0.74	0.37	0.98	0.65
Na ₂ O	0.19	1.10	0.50	1.00	0,11	0.11	0.09	0.10	0.08	1.12	3.09	0.11	0,42	0.51
K ₂ O	3.71	9.09	4.00	3.00	3.69	2.43	2.16	3.66	2.40	2.41	3.00	3.14	3.11	2.43
P ₂ O ₅	0.05	0.10	0.03	0.04	0.04	0.11	0.08	0.02	0.04	1.01	4.22	0.32	0.10	0.91
S	568	128	570	671	121	219	140	90	590	139	604	591	705	741
Cr	238	400	239	238	259	419	336	228	189	335	165	190	169	169
V	221	11	222	221	217	407	336	201	180	336	170	181	133	166
Co	31	32	32	31	7	17	12	5	4	13	6	4	5	5
Ag	4,32	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,4	0,9	3,04	0	0	0	0	2
Ni	169	109	171	169	26	250	247	32	55	247	48	55	47	46
Cu	93	15	94	195	36	64	50	34	48	50	30	49	47	47
Zn	131	201	132	132	4	134	140	27	52	140	86	52	65	85
Rb	187	188	187	316	164	107	103	167	87	104	110	88	107	107
Sr	124	89	125	124	108	198	220	124	153	221	106	153	100	102
Zr	231	307	231	230	290	307	263	270	216	263	171	218	170	167
Ba	456	466	457	456	317	299	243	290	138	252	290	601	604	289
Y	54	66	55	54	20	29	26	19	21	26	21	22	5	20
Nb	5	8	6	8	4	н.о.	23	17	7	22	6	5	5	4
Pb	17	18	18	24	19	62	57	12	52	58	17	52	15	15
As	25	21	18	19	24	29	23	18	6	7	7	н.о.	7	7
Be	6,38	11,2	7	4	3,2	4,2	3,2	2,9	3,52	3	4	н.о.	н.о.	3
Ce	157	220	158	159	26	116	154	42	53	156	16	54	15	15
Ga	23	25	24	12	33	30	26	31	26	26	27	18	18	23
La	80	54	81	85	25	53	56	31	34	55	14	38	37	12
Li	235	88	236	243	312	259	226	293	158	251	197	600	460	120
Mo	2,43	2,01	3	3	0,4	0,7	2,3	2	3,11	2	6,	3	2	2
Nd	68	49	69	68	15	44	43	18	24	44	12	24	8	8
Sc	33	28	34	53	31	58	48	29	46	48	26	45	24	24
Sn	3	8	4,	3	н.о.	29	4	4	3	3	7	2	5	4
Yb	4	6	5	4	3	4	3	3	2	5	3	3	3	3

с максимумом при 923.9°C обусловлен образованием форстерита, а затем шпинели (рис. 3 б). На кри-
вых ДСК образцов, где гидрослюда преобладает, на-
блюдается низкотемпературный эндотермический

эффект с максимумом при температуре 114.3°C и
второй, с максимумом при температуре 573.3°C, пе-
ресекающийся с эффектом дегидроксидизации ка-
олинита (521.4°C). Эндоэффект с максимумами при

Окончание таблицы 2

№	592/435-56	594/423-56*	594/423-56,5	594/423-58*	594/433-60*	598/439-70	120-2_87,0-88,4	540-5_97,4-99,0	880/2-56,4-58*	890-2_48,2	ШМ2-75,0*	ШМ3-80,5	ШМ3-85,5*
SiO ₂	41.63	46.58	45.22	42.58	48.52	39.4	46.95	51.41	52.93	47.92	41.96	48.71	51.51
TiO ₂	0.66	5.76	1.52	0.76	0.77	0.24	0.59	0.83	0.86	0.73	0.42	0.86	0.67
Al ₂ O ₃	22.34	27.33	9.26	25.30	22.52	15.64	19.28	23.57	9.10	19.09	2,53	8.98	17.06
Fe ₂ O ₃	9.70	10.16	7.74	9.86	16.58	10.83	7.30	4.40	5.20	6.08	7.06	3.08	10.14
MnO	0.04	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.09	0.04	0.02	0.08	0.01	0.02
MgO	2.02	1.64	1.17	1.36	4.17	28.56	5.47	1.89	28.59	3.43	32.21	0.27	5.11
CaO	0.35	0.81	0.65	0.35	0.41	0.43	0.63	0.48	0.20	0.58	0.43	0.27	0.96
Na ₂ O	0.11	0.04	0.04	0.09	0.23	0.09	0.20	0.16	1.39	0.20	0.07	0.11	0.12
K ₂ O	2.79	0.09	0.05	2.12	4.54	3.40	4.50	2.90	4.24	4.13	0.16	0.7	2.12
P ₂ O ₅	0.07	0.11	0.02	0.17	0.24	0.02	0.15	0.10	1.98	0.20	0.2	0.03	0.03
S	742	363	180	778	257	132	32	372	201	23	260	630	220
Cr	169	140	76	135	265	131	204	160	231	189	819	142	355
V	167	541	319	212	292	110	247	168	169	201	54	217	159
Co	5	86	45	25	34	16	98	347	16	33	113	46	208
Ag	1	0	0	1	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Ni	46	180	180	110	232	58	263	212	78	201	2996	184	3390
Cu	47	308	228	159	150	27	46	272	27	89	3	42	56
Zn	85	345	232	122	302	707	218	235	235	284	155	146	1817
Rb	108	6	5	88	199	77	236	131	132	221	5	11	78
Sr	102	187	204	139	118	70	97	185	186	229	96	87	389
Zr	167	850	280	247	277	145	234	240	239	217	86	152	136
Ba	290	126	60	239	449	230	402	288	559	443	117	117	326
Y	20	13	5	61	131	11	27	32	32	214	8	7	77
Nb	4	48	75	4	1	1	11	22	9	15	75	41	69
Pb	15	н.о.	7	74	46	2	29	42	41	26	н.о.	10	21
As	7	21	7	11	28	13	н.о.	н.о.	14,5	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Be	3	4	2	5	8	4	4	3	5	5	7	4	9
Ce	15	110	76	203	48	3	42	292	13	763	14	11	113
Ga	24	66		27	32	20	н.о.	н.о.	19	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
La	12	57	43	78	46	н.о.	21	85	55	384	5	7	118
Li	120	171	91	172	463	89	333	207	587	246	116	317	187
Mo	2	0	1	2	0	н.о.	2	3	5	3	2	3	3
Nd	8	102	51	67	74	2	25	87	88	644	13	11	162
Sc	24	49	9	33	36	7	22	19	18,58	24	20	7	28
Sn	5	10		5	67	7	н.о.	н.о.	0,74	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Yb	3	2	1	5	12	2	4	4	5	18	1	1	5

Примечание. * – фракция <0.01 мм.

температурах 807.4 и 838.6°С отвечает за разрушение структуры минерала и удаление групп ОН минерала группы серпентинита (рис. 3 б).

Экзоэффект при ≈350°С, связанный с окислением незначительного количества Fe²⁺ в структуре, указывает на присутствие в образцах

твёрдого раствора между хлоритом и шамозитом [11].

Особенности химического состава

По данным ICP-AES изученные глины имеют изменчивый состав в зависимости от генезиса отложений, выполняющих палеокарст (мас. %): SiO_2 — 23.5–57.1, Al_2O_3 — 2.53–31.0, MgO — 0.27–32.2, Fe_2O_3 — 3.07–16.58, K_2O — 0.05–4.58, Na_2O — 0.036–0.22, CaO — 0.27–2.57 (табл. 2). Образцы глин с высоким содержанием гидрослюда из алмазонасных слоёв дяктарской толщи, со значительным содержанием смектитов >20 мас. % характеризуются повышенным, аномальным содержанием лития до 600 г/т, а отношение Li/Ba в них приближается к 1 (табл. 2). В этих образцах глин лёгкие РЗЭ представлены (г/т): La до 384, Nd до 644.22; флюидно-подвижные элементы представлены (г/т): As — 6.86–29.7, S — 23–777.7, Sr — 70–389.

Образцы с высоким содержанием гидрослюда отмечаются значительными концентрациями Ba — до 457 г/т, часто — $\text{Zn} > 131$ г/т. В каолиновых фракциях аномально высокие концентрации Cu до 195 г/т, в которых появление смектита ассоциируется с повышенным содержанием ванадия до 407 г/т. В образцах с гётитом заметны концентрации $\text{MgO} = 28.56$ мас. %.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В результате исследования выяснилось, что распределение минералов и их ассоциаций имеет свои закономерности, которые можно использовать в прикладных целях. Так, на заключительных стадиях становления кимберлитов происходило смешивание гидротермальных восходящих летучих и флюидов, отделившихся при падении давления от кимберлитовой магмы, с метеорными водами, заполнивших кратер (рис. 4 а). В кровле ордовикских отложений (O_{101}) на всей изученной площади прослеживается слой доломитовых аргиллитов. Далее под воздействием флюидов слоистые алюмосиликаты в кимберлитах преимущественно смектитового состава преобразовывались в гидрослюда (рис. 4 б). В карстовые и эрозионно-карстовые депрессии дяктарского времени смешались и повторно литифицировалось вещество кор выветривания: пестроцветные алевроитово-глинистые породы с щебнем окремнелых доломитов и известняков, брекчии, лигнитовые аргиллиты, железистые конгломераты, песчаники, обрушенные

глыбы и блоки терригенно-карбонатных пород, образующие элювиально-делювиальные, делювиальные и делювиально-пролювиальные шлейфы на поверхности нижнепалеозойского цоколя (рис. 4 в). Помимо этого, перечисленные породы выполняли подземные карстовые полости позднего триаса и кольматировали многочисленные тектонические трещины, заложенные на этапе становления кимберлитов. Дяктарская толща перекрылась континентальными отложениями укугутской свиты (J_{1uk}) прибрежной (приморской) равнины: алевролитами, песчаниками, аргиллитами и конгломератами (рис. 4 г). В свою очередь они перекрыты отложениями тунгской свиты (J_{1tn}) (поздний плинсбах), которые имеют площадное развитие, местами залегающая с неглубоким внутриформационным размывом на нижележащих юрских отложениях и трансгрессивно с размывом на магматических породах нижнего палеозоя.

В тонкодисперсной фракции исследованных образцов, в которых преобладают минералы со структурными неоднородностями (типа смектит-гидрослюдистый ССМ) по концентрации главных и редких элементов Ni, La, Zr, Nb, Yb процент магматического материала в редких исключениях превышает 60 мас. % (рис. 5). Значительные концентрации лёгких редкоземельных элементов (La, Nd), флюидно-подвижных элементов (Li, As, S, Sr) и других несовместимых элементов (Zr до 850, Nb до 75 г/т) позволяют предположить, что глины образовались благодаря взаимодействию горячих гидротермальных флюидов (до 400°C), богатых кремнием и холодных метеорных (возможно, морских) вод [12]. Это выражается в соотношении гидрослюдистого компонента к смектитовому менее 15 и концентрации лития более 150 г/т (рис. 5 в). Вероятно, самостоятельная гидрослюда 1М обусловлена в основном деградацией флогопита из-за выноса двухвалентных металлов, поэтому наследует свойственный ему политип 1М. Разнообразие слоистых силикатов обусловлено тем, что в результате постмагматических процессов, флюиды, поступившие по кимберлитовым конгломератам и карбонатным трещинам ордовикского кимберлитовмещающего цоколя, преобразовывали смектиты в гидрослюда. С процессами выветривания связаны структурные неоднородности типа каолинит-монтмориллонитового ССМ.

Дальнейшие стадии распространения глинистых минералов связаны с переотложением и их структурным частичным преобразованием (рис. 4 в). В частности, в коррозионно-провальных

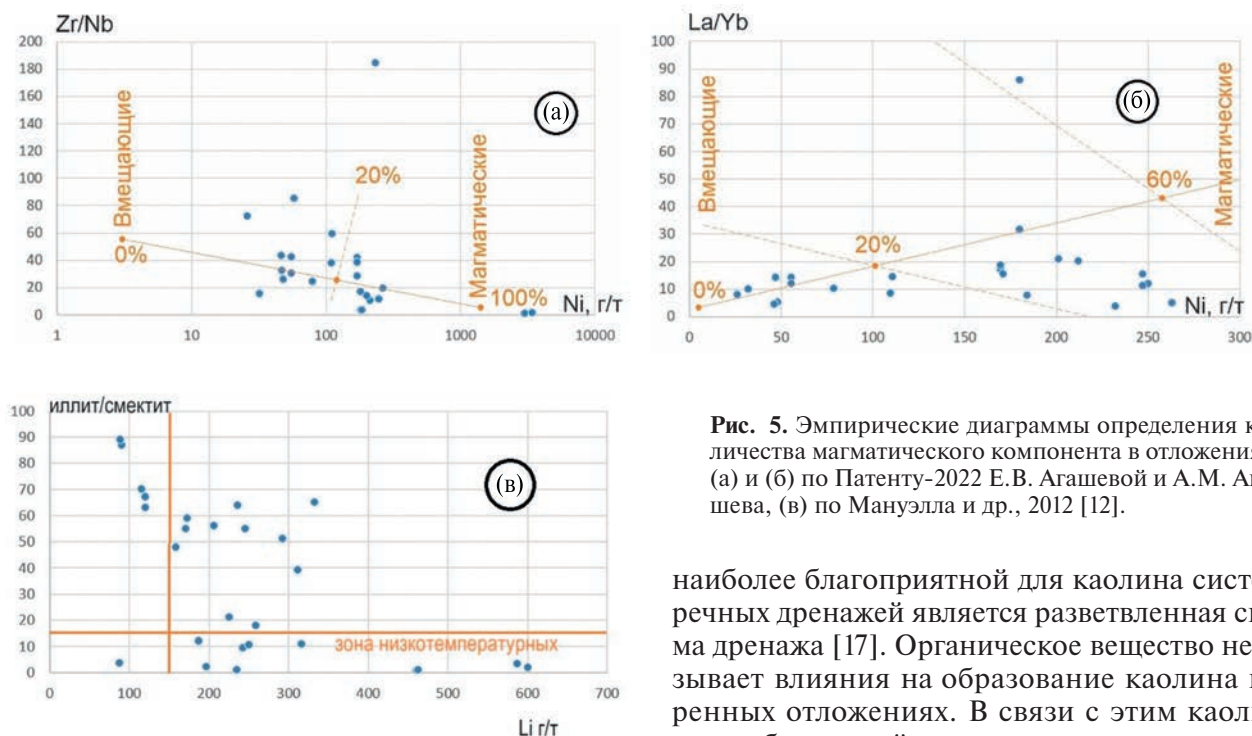


Рис. 5. Эмпирические диаграммы определения количества магматического компонента в отложениях: (а) и (б) по Патенту-2022 Е.В. Агашевой и А.М. Агашева, (в) по Мануэлла и др., 2012 [12].

Минеральный состав дяхтарской толщи нижней юры, сложенной отложениями палеоделювия в непосредственной близости (скважины 439, шм3, 20, 441) от кимберлитов и на удалении от кимберлитовых трубок в палеокарстах (скважины 433, 440, 435, 45) следующий: постмагматический хлорит-Пб наиболее устойчив в пределах 2 км, поэтому в фациях палеоделювия является одним из индикаторов близости расположения кимберлитового тела. Гораздо менее устойчивы лизардит и сапонит. На расстояниях в первые десятки километров не все постмагматические минералы кимберлитов сохраняются, но за счёт большого объёма глинистых отложений они уверенно обнаруживаются в отдельных частях разрезов. Прежде всего, это смектит-гидрослюдистый ССМ с количеством лития не менее 0.02 мас. %. Большое количество смектита развито на верхних фациях магматизма кимберлитов Архангельской области. Коллегами также разрабатываются новые термодинамические методы диагностики сапонита различного состава, которые могут быть использованы для оценки условий формирования сапонитовых отложений на примере глин Архангельской алмазной провинции [16]. Индикаторный потенциал исследованных глинистых минералов обусловлен химическими и структурными преобразованиями, влияющими на их свойства. Известно, что наиболее близкой к остаточному каолину и

наиболее благоприятной для каолина системой речных дренажей является разветвленная система дренажа [17]. Органическое вещество не оказывает влияния на образование каолина в коренных отложениях. В связи с этим каолинит может быть устойчивым индикатором в ассоциации с другими глинистыми минералами, ассоциирующими с кимберлитами. Нонтронит, сапонит и твёрдый раствор между клинохлором и шамозитом, с преобладанием шамозитового минерала, могут образовываться путём медленного изменения в подводных гидротермальных условиях при весьма низких температурах [18].

В зависимости от характера взаимодействия между слоями могут быть получены различные трёхмерные структуры. Тетраэдры, которые чаще всего состоят из Al^{3+} , Si^{4+} и Fe^{3+} , обычно связаны базальными атомами кислорода. Октаэдры, с другой стороны, соединены в гексагональные или псевдогексагональные слои общими рёбрами. Апикальный кислород тетраэдров позволяет присоединять тетраэдрические и октаэдрические структуры, что приводит к различным комбинациям.

Например, структура семейства 1:1 образована объединением тетраэдрического и октаэдрического слоёв. Эта структура чрезвычайно стабильна благодаря установленным водородным связям, препятствующим проникновению молекул воды или других веществ между слоями. Это даёт базальное межслоевое расстояние 7 Å. Каолинит и галлуазит — два типа минералов, принадлежащие к этому классу. Когда основной слой состоит из двух тетраэдрических листов, обёрнутых вокруг октаэдрического листа, как в случае монтмориллонита, образуется структура 2:1. В этом случае толщина слоя составляет примерно 10 Å, а базальное

расстояние колеблется от 9 до 15 Å в зависимости от межслоевых компонент.

В то же время категория 2:1:1 отличается от структуры 2:1 тем, что октаэдрический слой занимает межслоевое пространство, создавая базальное пространство около 14 Å. Хлориты входят в эту категорию, так как его структура через слой 2:1 чередуется с бруситоподобными октаэдрическими ячейками. При этом бруситоподобные ячейки могут накладываться на слой 2:1 только в виде одного из 4 способов — Ia, Ib, IIa и IIb [13].

Выявленные особенности ССМ и хлорита указывают на широкий диапазон малых элементов в их составе, что также можно использовать в поисковых и геологоразведочных целях. Поэтому при преобразовании слоистых силикатов поисковое значение имеют следующие процессы: 1) адсорбция — удержание вещества на поверхности минерала и 2) хемосорбция, которая подразумевает удержание вещества в структуре минерала.

По аналогии с изученным наиболее полным разрезом коры выветривания кимберлитов трубки им. XXIII съезда КПСС [19] предполагается, что на изученных нами кимберлитах Накынского поля нет верхних горизонтов коры выветривания, а в разной степени сохранились её нижние горизонты или узкие зоны дезинтеграции. По минеральному признаку на брекчиевидных кимберлитах выделяются две зоны коры выветривания [9]: 1) в верхней зоне мощность до 10 м преобладают смектиты, в меньшей степени гидрооксиды железа, лейкоксен, керолит, сепиолит, арагонит, кальцит, доломит, серпентин, кварц, халцедон; 2) в нижней зоне, обычно мощностью 10 м, преобладают гидрослюда. Характерны серпентин, серпофир, кальцит, доломит, лейкоксен, смектиты. Ниже наблюдается дресва кимберлитов, постепенно переходящая в плотные разности. Иногда в дресве керолит, сепиолит и монтмориллонит образуют крупные выделения. Уцелевшую от размыва верхнюю часть тр. Ботубинская можно сравнивать только с зоной дезинтеграции и начального выщелачивания близких к кимберлитам ультраосновных пород. Образовавшаяся в процессе взрыва брекчия здесь дезинтегрирована, а первоначальная цементирующая масса породы разрыхлена. Верхняя часть выветрелой породы выполнена главным образом хлоритом. Верхняя часть тр. Нюрбинская также как и тр. Ботубинская характеризуется большим количеством хлорита. Содержание смектитов, у которых повышенные

концентрации железа, заметно увеличивается вниз по разрезу и на глубине 68 м достигает более 50 мас. %. Порода по всему разрезу содержит в небольшом количестве (до 10 мас. %) каолинит. В доюрское время исследуемый район представлял собой приподнятую холмистую равнину с умеренным климатом и сезонными атмосферными осадками. В позднем триасе сформировалась низменная аллювиальная аккумулятивная равнина с двумя радиально секущими сточными палеодепрессиями — Уолбинской и карстовой Дюлюнг-Дяхтарской. Карстовые депрессии в Среднемархинском районе являлись седиментационными ловушками, препятствующими площадной миграции кимберлитовых минералов, в особенности в карстовых полостях в приконтактных частях кимберлитовых тел. Последующее ингрессивное погребение в укугутское и тюнгское время карстозаполняющих отложений обеспечило их сохранность. Поэтому обнаружение продуктов разрушения в таких осадочных образованиях говорит о непосредственной близости коренного источника.

Основными особенностями локализации выветрелого материала в дяхтарской толще являются: специфика форм карстового рельефа, приуроченность к материнским породам и наличие дезинтегрированного материала, характер гравитационных и гидродинамических процессов. Глинистый материал, выполняющий коррозионно-карстовые депрессии, является важным информативным источником, позволяющим определить типы расположенных вблизи магматических пород, в том числе кимберлиты.

Дальнейшие стадии распространения глинистых минералов связаны с переотложением и частичным преобразованием. В большинстве случаев изучения туфизитовых кимберлитов другими авторами утверждается, что смектиты везде присутствуют, но в редких случаях преобладает хлорит [20]. То есть наличие алмазов связано с содержанием глинистой и брекчиевой фракции, где крупнообломочный материал может служить естественным трафаретом, а глинистый — связующей массой, удерживающей выветрелый кимберлитовый материал при переносе делювия вниз по склону. Литологический тип пород делювия напрямую зависит от состава питающих пород, а также степени их выветривания, и меняется от дресвяно-алевритового до гравелитового с большим количеством глинистого материала. Сортировка обломочного материала отсутствует или грубая. Состав отложений, образованных в результате литификации палеodelювия

выражается в зависимости от состава коренных пород и от состава пород самого склона. В случае выноса выветрелого материала из магматических пород основного состава по палеосклону привносят свою специфическую минерализацию: появляются тальк (до 15 мас. %) и диоктаэдрические смектиты (20–30 мас. %), резко увеличивается содержание хлорита (до 50–60 мас. %).

ВЫВОДЫ

Таким образом, глинистые минералы, образованные в результате гидротермальной деятельности в пределах кимберлитовой трубки, слагают горизонты в нижнеюрских алмазоносных отложениях фаций ближнего сноса: в дяхтарской толще присутствует ассоциация минералов как результат разрушения пород, связанных с кимберлитовым магматизмом. В первую очередь – ССМ, сложенный пакетами гидрослюда и смектита, триоктаэдрический смектит – сапонит, а также магнезиальный твёрдый раствор между клинохлором и шамозитом (кристаллохимический тип Пб), в меньшей степени – иллит, минералы группы серпентина (лизардит и другие). Собственно, спорадически встречающийся сапонит и кристаллохимическая разновидность Пб-хлорита ($\beta=97^\circ$), так как их присутствие в отложениях, не прошедших стадию эпигенеза, может служить критерием обломочного происхождения. Они могут играть важную роль, так как их образование связано с постмагматическими процессами в кимберлитовых трубках. Находки этих минералов в отложениях дяхтарской толщи могут оказать существенную помощь (вплоть до сгущения сети буровых работ) при локализации источника сноса.

Большей перспективой обладают значительные горизонты развития минералов со структурными неоднородностями – в частности, иллит-смектитовый ССМ, у которых отмечаются повышенные концентрации лития. Анализ полученных данных позволяет установить, что структурные закономерности имеют первостепенное поисковое значение. Они могут служить признаком алмазоносности.

Предлагается следующий алгоритм поисков в перекрывающих отложениях, вмещающих кимберлитовый материал: 1) опробование керна скважин для выделения тонкодисперсной фракции; 2) определение содержания магматического материала в образцах в количестве минимум 10 об. % по соотношению значений Zr/Nb к Ni и La/Yb к Ni ; 3) в образцах глин с содержанием

>10 об. % магматического компонента рентгенографическое определение ассоциации глинистых минералов (рис. 5). В итоге применение минералогических карт с информацией о распространении глинистых минералов – индикаторов кимберлитов (ГМИК) позволит усилить поисковые работы на коренные источники алмазов – кимберлиты. Полученные результаты могут быть использованы для более эффективного поиска коренных источников алмазов в Западной Якутии.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны доктору геол.-мин. наук А.А. Носовой за критические замечания, которые улучшили рукопись.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Кристаллохимические особенности, химический состав минералов и их ассоциаций как генетические индикаторы эндогенных и экзогенных процессов” № 124022400142-2, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы утверждают об отсутствии у них конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Граханов С. А., Шаталов В. И., Штыров В. А., Кычкин В. Р., Сулейманов А. М. Россыпи алмазов России. Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2007. 457 с.
2. Барабаш Е. О., Афанасьев В. П., Похилenko Н. П., Малыгина Е. В., Иванова О. А. Оценка возраста и потенциальной алмазоносности коренных источников по их глубинным минералам из ореолов рассеяния // Отечественная геология. 2022. № 6. С. 3–16.
3. Похилenko Н. П., Афанасьев В. П. Перспективы выявления кимберлитов с промышленной алмазоносностью на территории Сибирской платформы / В кн.: Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов XII Международной научно-практической конференции. М., 2023. С. 375–379.
4. Afanasiev V. P., Pokhilenko N. P. Approaches to the diamond potential of the Siberian craton: A new paradigm // Ore Geology Reviews. 2022. V. 147. 104980. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.104980>

5. Morkel J., Vermaak M. K. G. The role of swelling clay in kimberlite weathering // Mineral Processing and Extractive Metallurgy. 2006. 115:3. P. 150–154. DOI: 10.1179/174328506X109121.
6. Agasheva E. Magmatic Material in Sandstone Shows Prospects for New Diamond Deposits within the Northern East European Platform // Minerals. 2021. 11. 339. <https://doi.org/10.3390/min11040339>.
7. Калашников В. В., Ковалев Л. Н. Геологические работы в Республике Саха (Якутия) за 100 лет // Руды и металлы. 2022. № 2. С. 6–24. DOI: 10.47765/0869-5997-2022-10007.
8. Прокопчук Б. И., Левин В. И., Метелкина М. П., Шофман И. Л. Древний карст и его россыпная минерализация. М.: Наука, 1985. 175 с.
9. Никулин И. И., Савко А. Д. Литология алмазонасных нижнеюрских отложений Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Труды научно-исследовательского института геологии Воронежского государственного университета. Воронеж: Воронежский государственный ун-т, 2009. № 56. 134 с.
10. Никулин И. И. Экспресс-приемы выделения тонкодисперсных минералов из цемента осадочных пород // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2010. № 1. С. 286–292.
11. Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритосодержащие породы / В кн.: “Измененные окислительные породы и их поисковое значение”. М.: Госгеолтехиздат, 1954. С. 148–193.
12. Manuella F. C., Carbone S., Barreca G. Origin of Saponite-Rich Clays in A Fossil Serpentine-Hosted Hydrothermal System in The Crustal Basement of The Hyblean Plateau (Sicily, Italy) // Clays Clay Miner. 2012. 60. 18–31. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2012.0600102>
13. Дриц В. А., Косовская А. Г. Глинистые минералы: смектиты и смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. Тр. ГИН АН СССР, вып. 446. 214 с.
14. Зинчук Н. Н., Харьков А. Д., Котельников Д. Д., Соболева С. В. Флогопит и продукты его изменения в кимберлитовых породах Якутии // Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. С. 69–81.
15. Подгаецкий А. В., Котельников Д. Д. Кристаллохимические аспекты преобразования слоистых силикатов в кимберлитах трубки Катока, Ангола // Руды и металлы. 2006. № 1. С. 46–57.
16. Ogorodova L. P., Kiseleva I. A., Mel'chakova L. V. et al. Calorimetric determination of the enthalpy of formation of natural saponite // Geochem. Int. 2015. 53. 617–623.
17. Dill H. G. Kaolin: Soil, rock and ore: From the mineral to the magmatic, sedimentary and metamorphic environments // Earth-Science Reviews. 2016. V. 161. P. 16–129. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.07.003>.
18. Saburo A., Norihiko K., Hiroshi H. Hydrothermal clay minerals found in sediment containing yellowish-brown material from the Japan Basin // Marine Geology. 1996. V. 129. № 3–4. P. 331–336. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)83351-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)83351-2)
19. Зинчук Н. Н., Соболева С. В., Котельников Д. Д. Особенности слоистых силикатов из кимберлитов и вмещающих пород в зонах активного воздействия траппового магматизма (на примере Якутии) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 5. С. 1199–1202.
20. Morkel J., Kruger S. J., Vermaak M. K. G. Characterization of clay mineral fractions in tuffisitic kimberlite breccias by X-ray diffraction // The Journal of The South African Institute of Mining and Metallurgy. 2006. V. 106. P. 397–406.

STRUCTURAL HETEROGENEITIES OF LITHIUM-BEARING LAYERED SILICATES OF PALEOCARST KIMBERLITES AND THEIR PROSPECTING VALUE (MIDDLE-MARKHINSKY DIAMOND-BEARING REGION, WESTERN YAKUTIA)

Iv. Iv. Nikulin[#], N. M. Boeva, Academician of the RS N. S. Bortnikov

Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

[#]E-mail: iinikulin@gmail.com

Clay minerals formed as a result of hydrothermal activity within kimberlite pipes were redeposited into the horizons of the Lower Jurassic diamondiferous deposits of the near-facies facies. The mineral composition of the Lower Jurassic Dyakhtar sequence, composed of paleodeluvium and paleokarst deposits, has been studied in the immediate vicinity and at a distance from kimberlite pipes. Mixed-layer minerals with structural heterogeneities, in which an increased concentration (up to 0.1 wt %) of lithium is noted, were found in sections of erosion plumes of weathered varieties of kimberlite rocks. The thickness of sediments with such minerals decreases sharply at distances of more than 2 km from the desired kimberlite body. The identified features in the mineral composition of the deposits overlying kimberlite pipes can be used as new prospecting signs of diamond potential during geological exploration of primary sources of diamonds.

Keywords: structural heterogeneities, hydromica, smectite, diamond, karst, deluvium, kimberlite, Western Yakutia