

УДК 551.311.231:550.8

## ПРИКЛАДНЫЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ ДРЕВНИХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КИМБЕРЛИТОВ

**Н. Зинчук**

*Западно-Якутский научный центр Академии наук РС(Я),  
ул. Ленина, 4/1, 678170 г. Мирный, РФ  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

По результатам комплексного изучения коры выветривания на кимберлитах алмазоносных районов Сибирской платформы определено последовательность изменения минералов в гипергенных условиях. Выделены основные типоморфные особенности новообразований кимберлитовых пород, которые во многом зависят как от интенсивности гипергенных процессов, так и от скорости перекрытия таких диатрем более молодыми осадочными толщами. Сформулированы рекомендации по использованию основных парагенетических ассоциаций минералов-новообразований кимберлитов при прогнозно-поисковых работах на алмазы. На основании закономерностей превращения минералов в зоне гипергенеза и их типоморфных признаков предложены принципы диагностики продуктов выветривания (особенно алмазосодержащего кимберлитового материала) в сформировавшихся за счёт их размыва отложениях верхнего палеозоя и мезозоя одного из алмазоносных районов Сибирской платформы.

*Ключевые слова:* кора выветривания, кимберлит, минералы-новообразования, типоморфизм, алмазопроисковые работы, Сибирская платформа.

Остаточные коры выветривания обнаружены в верхних частях многих кимберлитовых диатрем на древних платформах Мира [4, 5, 12–19, 21–27, 31]; наиболее детально их изучено в последние годы на Сибирской платформе (СП). Проведенный нами анализ геолого-минералогических особенностей и состава кор выветривания (КВ) как на крупных, так и на относительно небольших диатремах подтвердил неодинаковую степень переработанности пород в гипергенных условиях и различные особенности их сохранности. В основных алмазоносных районах СП (Малоботуобинском, Среднемархинском и Далдыно-Алакитском) КВ на кимберлитах обычно полностью перекрыты осадочными отложениями  $PZ_3$  и  $MZ$ , реже – пластовыми трапповыми интрузиями. Ниже на примере древних КВ на кимберлитах, перекрытых мезозойскими осадочными толщами (широко развитыми в Малоботуобинском и Среднемархинском алмазоносных районах), рассмотрим генетические и прикладные аспекты этих уникальных образований.

В *Малоботуобинском алмазоносном районе* КВ установлено и с различной степенью детальности изучено на кимберлитовых трубках имени XXIII съезда



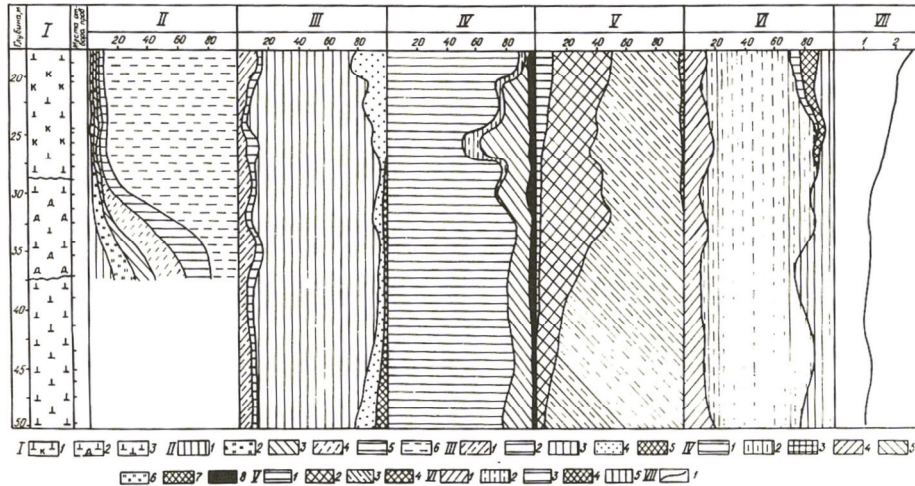


Рис. 2. Литологический разрез коры выветривания кимберлитов трубки имени XXIII съезда КПСС (по профилю разведочной скважины А-63К):

I – литологическая колонка: 1 – выветрелые образования; 2 – дезинтегрированные породы; 3 – плотные кимберлиты; II – гранулометрический состав, мм: 1 – 1,0–0,5; 2 – 0,50–0,25; 3 – 0,25–0,10; 4 – 0,10–0,05; 5 – 0,05–0,01; 6 –  $< 0,01$ ; III – состав лёгкой фракции (0,10–0,05 мм): 1 – кварц; 2 – полевые шпаты; 3 – слюдисто-глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 – обломки различных пород; 5 – слюды; IV – состав первичных минералов тяжёлой фракции (0,10–0,05 мм): 1 – неизменённый ильменит + магнетит; 2 – изменённые рудные минералы; 3 – неустойчивые минералы (биотит, флогопит, пироксены, амфиболы); 4 – умеренно устойчивые минералы (группа эпидота, апатит); 5 – гранаты; 6 – турмалин; 7 – циркон; 8 – другие весьма устойчивые минералы; V – аутигенные минералы тяжёлой фракции (0,10–0,05 мм): 1 – пирит; 2 – сидерит; 3 – гётит, гидрогётит, гематит; 4 – барит; VI – минеральный состав фракции менее 0,001 мм: 1 – гидрослюда; 2 – монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования; 3 – каолинит; 4 – метагаллуазит; 5 – хлорит; VII – отношение интенсивностей межплоскостных расстояний  $d$  гидрослюда со значением 10:5 на дифрактограммах фракции  $< 0,001$  мм.

Наиболее детально мы изучили разрез, вскрытый разведочной шахтой 102 (см. рис. 1). Для характеристики более глубоких горизонтов (и сравнения особенностей верхних частей) использовали также керн разведочной скважины А-63К (см. рис. 2).

Невыветрелые породы трубки (шахта 102, глубина 30 м и ниже; скв. А-63К, 32,9 м и ниже) представлены серой и голубовато-серой плотной кимберлитовой брекчией [30, 33–36]. Основная масса породы сложена агрегатами кальцита и серпентина с мелкими рассеянными выделениями магнетита. Количество обломочного материала редко превышает 25 % объёма породы. В отдельных участках есть повышенное (до 30 %) количество псевдоморфоз по кристаллам оливина. Отмечена также начальная стадия развития трещиноватости пород.

В лёгкой фракции доминируют серые и серовато-бурые глинистые и глинисто-железистые агрегаты, практически не разрушающиеся при дезинтеграции пород. Выявлены также угловатые, полуокатанные и окатанные обломки кварца – бесцветного, серого, мутного, нередко полупрозрачного. На большинстве его

зёрен наблюдаются землистые примазки и рубашки вторичных продуктов изменения кимберлитов. Во фракции  $> 0,1$  мм отмечены также округлые и сферолито-подобные серые, грязно-серые и бесцветные выделения халцедона радиально-лучистого строения. Во многих изученных пробах в лёгкой фракции найдены буроватые, реже бесцветные зерна плагиоклазов (преимущественно олигоклаз и андезин), возникшие в основном в связи с выветриванием обломков траппов, терригенно-карбонатных и других пород, содержащихся в кимберлитах трубки. В низах описываемого разреза (примерно 30 м и ниже) в лёгкой фракции есть много слюды. В слабо изменённых кимберлитах доминируют бледно-оливковые и желтовато-зелёные чешуйки флогопита ( $n_g \approx n_m = 1,550-1,556$ ). Обнаружены также единичные красновато-жёлтые, желтовато-бурые прозрачные или полупрозрачные чешуйки биотита ( $n_g \approx n_m = 1,620-1,625$ ;  $n_p = 1,560$ ). Однако даже в нижних частях зоны дезинтеграции чешуйки флогопита и их обломки приобретают пятнистую зеленоватую окраску, что связано с замещением флогопита хлоритом [13, 16, 18, 27].

Среди первичных минералов тяжёлой фракции превалирует ильменит (в основном пикроильменит) и гранаты (пиропы), причём гранаты обычно сконцентрированы в классах  $> 0,1$  мм, а повышенное содержание пикроильменита зафиксировано в концентрате фракции  $0,10-0,05$  мм (см. рис. 2). Количество пиропы при выветривании уменьшается [1–3, 6], и, соответственно, возрастает роль более устойчивого в гипергенных условиях пикроильменита. В резко подчинённом количестве в первичном комплексе минералов тяжёлой фракции данного профиля отмечены хромит, хромдиоксид, турмалин, циркон, кианит, рутил, титанит и другие минералы.

Аутигенный комплекс минералов тяжёлой фракции часто обогащён гидроксидами железа (гётит, гематит) и сидеритом. Количество барита, концентрирующегося преимущественно в классе  $0,25-0,10$  мм, редко превышает  $10-15$  % аутигенного комплекса. Доминируют среди минералов плотных материнских пород пластинчатые серпентины, структура которых состоит [15, 16, 18] из слоёв типа *A* и *B*. Серпентин в таких образованиях ассоциирует (табл. 1) с гидрослюдой, монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослоистой фазой, хлоритом, вермикулитом и монтмориллонитом. Гидрослюда связана, в основном, с диоктаэдризацией флогопита и наследует свойственный ему политип *1M*, что можно рассматривать как один из типоморфных признаков минерала.

В высшей толще разреза (шахта 102, инт. 25–30 м; скв. А-63К, инт. 22,2–32,9 м) фиксируют дальнейшее возрастание трещиноватости и изменение других физических и физико-механических свойств кимберлитов. Трещины нередко заполнены грязно-бурыми, местами до серовато-чёрных вторичными образованиями. Отдельные прослои (шахта 102, гл. 28 и 29 м) сложены желтовато- и грязно-серыми глинистыми образованиями с большим количеством мелких (редко  $> 0,1$  мм) выделений гидроксидов железа и сидерита. Иногда названные аутигенные минералы концентрируются в отдельных прослоях, образуя более тёмные участки. Сильно изменены в этой части разреза и различные включения. Местами (шахта 102, гл. 27 м) на фоне сильно изменённых (до глинистого состояния) образований заметны единичные слабо изменённые псевдоморфозы серпентина.

Таблица 1

Результаты электронографического исследования фракции < 0,001 мм из образований коры выветривания трубки имени XXIII съезда КПСС

Глубина, м	Порода	Глинистые минералы, их политипные модификации (степень совершенства структуры, значение параметра <i>b</i> , нм)	Минералы-примеси
Разведочная шахта 102			
21	Глинистая: зеленовато-серая	Мн (V; 0,893), Срп А (II; 0,915)	Кв, Гт
22	тёмно-серая с прожилками желтоватых вторичных образований	Мн (V; 0,892), Срп А (III; 0,915)	Клц, Кв, Сд, Гт
23	желтовато-серая с обломками выветрелых кимберлитов	Мн (V; 0,893), Срп А (III; 0,915), Мн (V; 0,905)	Клц, Сд, Мгт, Гт
25	Кимберлит: выветрелый, рыхлый, ожелезнённый	Мн (V; 0,893), Срп А (III; 0,915)	Мгт, Сд, Клц, Гм, Гт
28	грязно-серый (до коричневого)	Мн (V; 0,893)	Мгт, Сд, Гт, Гм, Клц
30	слабо выветрелый голубовато-серый	Сл 1М (I; 0,900), Хл (III; 0,920)	Сд, Клц
31	плотный голубовато-серый	Срп А+В (III; 0,920), Сл (V; 0,900)	Клц, Дл, Сд
Разведочная скважина А-63К			
17,9	Глинистая: грязно-коричневая	Сс (0,900), Три-сс (0,919)	Клц, Сд, Кв
18,8	желтовато-коричневая	Сл 1М (IV; 0,900), Три-сс (0,919)	Клц, Сд, Гт
19,7	тёмно-коричневая	Сл 1М (IV; 0,900), Три-сс (0,919)	Клц, Сд, Гт
22,2	желтовато-коричневая с обломками выветрелых кимберлитов	Три-хл (IV; 0,922), Сл (IV; 0,900)	Клц, Гт, Сд
37,1	Кимберлит: слабо выветрелый голубовато-серый	Три-сс (0,922), Сс (0,900)	Клц, Дл
49,0	плотный голубовато-серый	Три-сс (IV; 0,915)	Клц, Дл

П р и м е ч а н и е. Минералы (в таблице приведены в порядке убывания): Гм – гематит, Гт – гётит, Дл – доломит, Клц – кальцит, Кв – кварц, Мгт – магнетит, Мн – монтмориллонит, Сд – сидерит, Сл – слюда, Срп – серпентин, Сс – неидентифицированный слоистый силикат, Три-сс – триоктаэдрический слоистый силикат, Три-хл – триоктаэдрический хлорит, Хл – хлорит. Политипные модификации: 1М – однослойной слюды; А и А+В – серпентина. Степень совершенства структуры: I – упорядоченная с некоторыми нарушениями; II – упорядоченная с существенными нарушениями; III – полунепорядоченная; IV – неупорядоченная; V – полностью неупорядоченная. Аналитик З. Врублевская (ИГЕМ РАН).

В выветрелых образованиях рассматриваемого интервала резко возрастает содержание диоктаэдрической гидрослюда и монтмориллонита (см. рис. 2, табл. 1), причем монтмориллонит вверх по разрезу (особенно в отдельных прослоях типа глубины 28 м) становится более поликатионным по составу лабильных межслоевых промежутков за счёт повышения в них уровня Na. Судя по значению параметра  $b$  (0,898 нм), в октаэдрических сетках структуры минерала присутствует, главным образом, Al, частично –  $Fe^{3+}$ . Монтмориллонит по всему разрезу этого интервала профиля ассоциирует (см. табл. 1) с переменной примесью монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослоистой фазы, которая здесь имеет тенденцию к упорядоченному чередованию пакетов (на глубине 28 и 30 м), а к верхам приобретает явные элементы разупорядочения структуры (22,2 м). По сравнению с нижележащими породами, здесь есть более существенная примесь Fe-Mg- или близкого к Mg-типу хлорита, представленного за счёт частичной деградации смесью разностей с “нормальной” и “дефектной” структурами (см. табл. 1). В ассоциации с указанными минералами отмечено примесь серпентина, который в этой части профиля полностью переходит в более устойчивую в гипергенных условиях модификацию  $A$ . Это сопровождается уменьшением параметра  $b$  с 0,920 до 0,915 нм вследствие повышения в структуре минерала содержания катионов с меньшим ионным радиусом ( $Fe^{3+}$ ). Кроме того, в прослоях с относительно небольшим количеством хлорита на кривых ДТА дериватограмм обнаружено интенсивный эндоэффект при 540–560 °С и экзоэффект при 900–910 °С, а на рентгенометрических кривых образцов после обработки их теплой HCl сохраняются слабые рефлексы, кратные 0,715 нм. Это свидетельствует, что в породе есть небольшая примесь каолинита.

Верхние горизонты описываемой КВ (шахта 102, инт. 21–25 м; скв. А-63К, инт. 18,0–22,2 м) сложены сильно трещиноватыми желтовато-коричневыми и грязно-бурыми глинистыми образованиями, в которых практически нет структурно-текстурных особенностей материнских пород из-за существенного изменения физико-механических свойств. Вверх по разрезу возрастает количество пелитовой составляющей и уменьшается количество обломков пород. Реликты различных включений фиксируют лишь по изменению окраски в общей массе породы. Неравномерное распределение гидроксидов железа приводит к чередованию более тёмных (до чёрных) глинистых образований с зеленовато- и желтовато-серыми. Продукты выветривания содержат в основном монтмориллонит, ассоциирующий с монтмориллонит-гидрослюдистой смешаннослоистой фазой неупорядоченного типа, в которой в лабильных межслоевых промежутках преобладает Ca. Одновременно значительно увеличивается ширина соответствующих им рефлексов на дифрактограммах. На кривых ИК-спектров образцов из самых верхов зоны сохраняется полоса поглощения деформационных колебаний Si–O–Al<sup>VI</sup>-связи с частотой 525–530 см<sup>-1</sup> после прокаливании материала при 600 °С, тогда как в низах зоны этой полосы нет. Следовательно, вверх по разрезу в структуре трёхэтажных минералов разбухающего типа содержание Al увеличивается. Количество гидрослюда к верхам разреза уменьшается. Всё это свидетельствует об интенсификации вверх по разрезу процессов выветривания. Однако серпентин сохраняется вплоть до самых верхних частей разреза, а содержание каолинита практически не увеличивается. В отдельных прослоях, судя по

наличию на дифрактограммах рефлекса со значением 0,279 нм, есть примесь сидерита.

Приведенные изменения минерального состава кимберлитов описываемой диатремы в процессе выветривания обусловлены частичным выносом из пород одних химических элементов и перераспределением во вновь образующихся фазах других. Например, по керну скв. А-63К наиболее значительны изменения количества  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ . Колебания концентрации остальных компонентов обычно не превышают первые десятки процентов. В суммарном балансе вещества самая высокая подвижность и способность к выносу отмечена у  $\text{CaO}$  (от 0,4796 до 0,0841 г/см<sup>3</sup>),  $\text{MgO}$  (от 0,4133 до 0,0466) и  $\text{CO}_2$  (от 0,5520 до 0,0523 г/см<sup>3</sup>), что связано с инконгруэнтным растворением в процессе выветривания отдельных компонентов породы (кальцита, хлорита и частично серпентина), сопровождающимся выпадением новых фаз, отличных по химическому составу от минералов исходной породы, и частичным удалением из разреза продуктов реакции [15, 18]. Тенденция к накоплению свойственна  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (от 0,0953 до 0,3590 мг/см<sup>3</sup>),  $\text{TiO}_2$  (от 0,0112 до 0,0544),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 0,742 до 0,2627) и в меньшей степени  $\text{SiO}_2$  (от 0,4796 до 0,5374 мг/см<sup>3</sup>). Малые элементы в большинстве случаев имеют довольно четкую тенденцию к однонаправленному изменению содержания вверх по разрезу. Общее увеличение концентрации характерно для Sc, Ga, Mn, Nb, V, Cu, Zn, Co, Cr и La, тенденция к выносу – Rb и Cs. Максимум содержания в средних частях разреза отмечен для Be, Rb, Zn и Sr.

Несколько по-иному изменяется содержание химических элементов в центральной части трубки имени XXIII съезда КПСС, вскрытой разведочной шахтой 102. Этому профилю также свойственна значительная подвижность большинства элементов. Специфической чертой данного разреза можно считать наличие интервалов с резким увеличением содержания некоторых оксидов. Невыветрелые кимберлиты (глубже 30 м) имеют значительную концентрацию  $\text{SiO}_2$  (0,4011–0,4022 г/см<sup>3</sup>),  $\text{MgO}$  (до 0,3017),  $\text{CaO}$  (0,6011–0,6055) и  $\text{CO}_2$  (0,4740–0,4796 г/см<sup>3</sup>). В процессе выветривания пород этого профиля происходило резкое перераспределение практически всех породообразующих компонентов. В частности, интенсивно выносились  $\text{CaO}$  (до 0,0437 г/см<sup>3</sup>),  $\text{MgO}$  (до 0,0351) и  $\text{CO}_2$  (до 0,0693 г/см<sup>3</sup>). В общем балансе вещества по данному разрезу тенденция к накоплению характерна для  $\text{FeO}$  (от 0,0358 до 0,1812 г/см<sup>3</sup>),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 0,0464 до 0,2943),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (от 0,0906 до 0,2528) и  $\text{SiO}_2$  (до 0,5670 г/см<sup>3</sup>). Значительно накапливаются в процессе выветривания также  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ . Среди акцессорных элементов тенденцию к общему повышению содержания обнаруживают Mo, Nb, V и La. В средних частях разреза наблюдаются также резкие положительные аномалии содержания Ga и Co.

От описанных выше профилей выветривания на трубке имени XXIII съезда КПСС значительно отличаются разрезы элювиальных толщ, развитые также на небольших по размеру диатремах Малоботубинского района, перекрытых мезозойскими осадочными толщами, однако для них не характерна такая интенсивная химическая переработка материала. Например, КВ кимберлитов *трубки Дачная* мы изучали по многим разрезам, вскрытым разведочными скважинами и шахтой 1. Провести четкую границу между плотными и выветрелыми кимберлитами в разрезе этой трубки оказалось невозможным ни в полевых условиях

(при документации горных выработок и керн разведочных скважин), ни по результатам лабораторной обработки каменного материала. По степени и характеру изменения кимберлитовых пород эту границу с некоторой долей условности можно провести примерно на глубине 50 м от дневной поверхности, что подтверждают полученные данные минералогических и геохимических исследований (рис. 3).

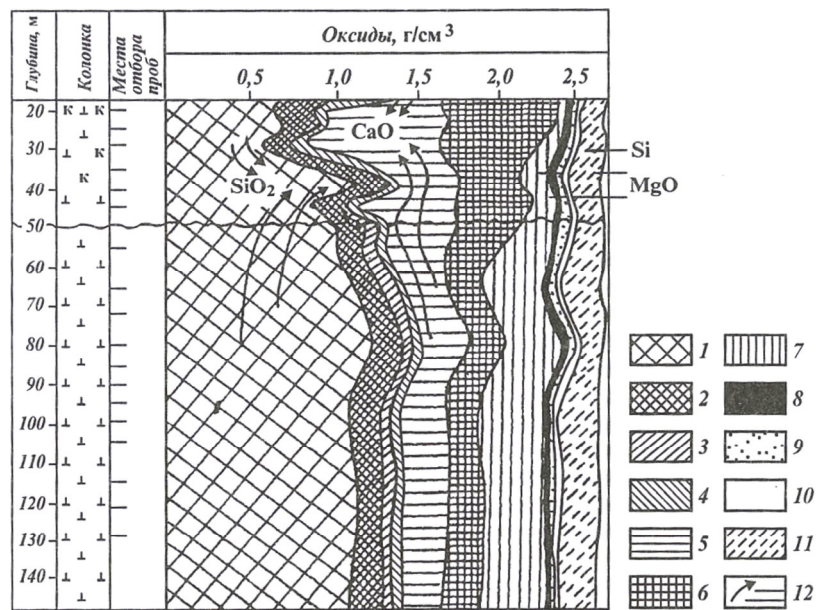


Рис. 3. Геохимическая диаграмма коры выветривания кимберлитов трубки Дачная (по разрезу, вскрытому разведочной скважиной 6):

1 –  $\text{SiO}_2$ ; 2 –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; 3 –  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; 4 –  $\text{FeO}$ ; 5 –  $\text{CaO}$ ; 6 –  $\text{CO}_2$ ; 7 –  $\text{MgO}$ ; 8 –  $\text{MnO}$ ; 9 –  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ ; 10 –  $(\text{S}_{\text{общ}} + \text{P}_2\text{O}_5)$ ; 11 –  $\text{H}_2\text{O}_{\text{общ}}$ ; 12 – направление движения главнейших оксидов. Остальные обозначения см. на рис. 1.

В верхней части КВ кимберлитов перекрыта осадочными кластическими отложениями иреляхской свиты ( $T_3$ – $J_{1ir}$ ), мощность которых достигает 16,5 м (несколько увеличивается в приконтактной части трубки). Для характеристики элювиального профиля диатремы детально изучено собственно кимберлитовые породы (ниже 60 м от дневной поверхности) и продукты их гипергенного преобразования (интервал 16,7–50,0 м). Характерной особенностью кимберлитовых пород трубки является их слабая сцементированность (за исключением участков, насыщенных вторичными карбонатами), вследствие чего в водной среде они сравнительно легко рассыпаются на составные компоненты. Однако полной дезагрегации большинства изученных нами проб из различных разрезов КВ трубки достигали [15, 18, 23] после двухчасового кипячения их в водной (а нередко и в слабокислой) среде.

В пределах условно выделенной нами части выветрелых кимберлитов в трубке Дачная четкой зональности (в отличие от диатремы имени XXIII съезда КПСС) нет. Можно лишь, независимо от положения пород в разрезе, выделить



кимберлиты трёх разных стадий выветривания. К первой относятся слабо изменённые породы, практически полностью сохраняющие структурно-текстурные особенности кимберлитов. В слабокислой (с небольшой добавкой HCl) водной среде такие породы сравнительно легко распадаются на составные части. Ко второй стадии относятся умеренно выветрелые породы, в которых реликтовые структуры кимберлитов и присутствующих в них различных включений обычно сохраняются, но в различной степени затушёвываются вторичными железисто-глинистыми образованиями. Увеличение в таких участках профиля выветривания содержания псаммо-алевро-пелитового материала (в основном за счёт разрушения вмещающих трубку терригенно-карбонатных обломков) делает состав элювия более однородным, чем в слабо изменённых кимберлитовых породах. К третьей стадии относятся сильно выветрелые породы, первичные структурно-текстурные особенности в которых практически не сохраняются. Зачастую эти породы слегка комковатые, пропитанные гидроксидами железа и глинистыми образованиями. Из-за неравномерного распределения железистых соединений цвет пород меняется от серовато-жёлтого, желтовато-серого до коричневого различных оттенков. В целом наиболее выветрелые породы обычно тяготеют к верхним частям профиля КВ трубки. Однако их фиксируют и на значительной глубине, что обусловлено избирательным характером выветривания, зависящим от многих факторов, в первую очередь – от агрегатного состояния пород, во многом определяемого размером самой диатремы. В связи с такими особенностями кимберлитовых пород трубки Дачная резких различий в их физико-механических свойствах обычно нет. Плотность изученных по разрезу образцов изменяется в пределах 1,93–2,17 г/см<sup>3</sup>, отмечено лишь незначительное её уменьшение вверх по разрезу КВ. В этом же направлении возрастает общая пористость пород (от 19,6 до 29,6 %), что приводит к увеличению количества алевритового (до 50 %) и глинистого (до 70 %) материала.

Минеральный состав лёгкой фракции продуктов выветривания трубки Дачная близок к описанному для диатремы имени XXIII съезда КПСС, тогда как компоненты тяжёлой фракции существенно отличаются: тут доминируют гранаты (до 25 %) и пикроильменит (до 40 %). Другие минералы присутствуют в резко подчинённом количестве и распределены неравномерно по различным гранулометрическим классам [15, 18–20]. В целом количество терригенных минералов тяжёлой фракции значительно уменьшается в выветрелых образованиях (интервал 16,5–50,0 м), где резко возрастает относительное значение аутигенных компонентов: пирита (до 90 %), гидроксидов железа (до 50), барита (до 20), а в верхних частях профиля – и сидерита (до 70 %).

В продуктах выветривания кимберлитовых пород доминирует (табл. 2) Mg-Fe-монтмориллонит, ассоциирующий с переменным количеством неупорядоченной монтмориллонит-гидролюдистой смешаннослоистой фазы. Отмечено участки КВ, обогащённые разновидностью монтмориллонита, близкой к Са-форме [18], хотя есть и минерал со смешанным составом катионов в межслоевых промежутках структуры. По данным электронной микроскопии, монтмориллонит в образцах как из верхней части КВ, так и более глубоких частей изученных разрезов представлен очень мелкими и тонкими псевдоизометричными пластинками.

Таблица 2

Результаты электронографического изучения слоистых силикатов из образований коры выветривания кимберлитов трубки Дачная

Глубина, м	Порода	Глинистые минералы, их поли-типные модификации (степень совершенства структуры, значение параметра <i>b</i> , нм)
Скважина 1		
16,7–19,7	Сильно выветрелый кимберлит: серовато-коричневый	Ди-сл 1М (I; 0,902), Кл (II; 0,890)
19,9	серовато-грязно-коричневый	Ди-сл 2М <sub>1</sub> (I; 0,902), Три-сс (II; 0,926), Кл (II; 0,890)
22,2	серовато-коричневый	Ди-сл 2М <sub>1</sub> (II; 0,902), Кл (II; 0,890)
24,0–29,0	грязно-жёлтый	Хл δ (V; 0,925)
29,4	серовато-коричневый	Хл δ (V; 0,924), Ди-сл (V; 00902), Хл δ (II; 0,925)
31,8	серовато-жёлтый	Ди-сл (II; 0,903), Три-сс (III; 0,926)
34,0–39,0	грязно-серовато-жёлтый	Хл δ (II; 0,924)
40,0–43,0	серовато-жёлтый	Хл δ (I; 0,923)
43,8	серовато-жёлтый	Ди-сл 2М <sub>1</sub> (VI; 0,901), Три-сс (VI; 0,925)
44,0–49,0	Выветрелый желтоватый кимберлит	Хл δ (II; 0,926)
51,5	Слабоизменённый серый кимберлит	Ди-сл (VI; 0,905), Хл (VI; 0,924)
54,0	Изменённый желтоватый кимберлит	Хл δ (IV; 0,926)
76,5	Слабосцементированный кимберлит	Хл δ (VI; 0,923), Три-сс (VI; 0,922)
90,5	Слабосцементированная серая порода	Хл δ (VI; 0,923), Три-сс (0,922)
Скважина 2		
54,0–59,0	Слабосцементированный кимберлит: желтовато-серый	Хл δ (IV; 0,925)
64,0–69,0	грязно-желтовато-серый	То же
79,0–84,0	грязно-серый	Хл δ (IV; 0,927)
89,0–94,0	желтовато-грязно-серый	То же
134,0–139,0	серый	– ” –
144,0–150,0	грязно-серый	– ” –

П р и м е ч а н и е. Минералы (в таблице приведены в порядке убывания): Ди-сл – диоктаэдрическая слюда, Кл – каолинит, Три-сс – триоктаэдрический слоистый силикат, Хл – хлорит; политипные модификации: 1М – однослойной слюды, 2М<sub>1</sub> – двухслойной гидрослюды, δ – хлорита; I–VI – степень совершенства структуры: I – упорядоченная, II – упорядоченная с некоторыми нарушениями, III – упорядоченная с существенными нарушениями, IV – полунепорядоченная, V – неупорядоченная, VI – полностью неупорядоченная. Аналитик З. Врублевская (ИГЕМ РАН).

В подчинённом количестве в пелитовой составляющей наблюдаются каолинит, гидрослюда, хлорит, серпентин, в отдельных образцах – палыгорскит. Электронно-микроскопические исследования показали, что даже в верхней час-

ти ряда изученных разрезов КВ преобладают частицы каолинита неправильной формы, имеющие обычно не более двух–трех граней (характерны для псевдогексагональных кристаллов). Обычно такая форма частиц каолинита в терригенных отложениях исследуемого региона связана с механическим разрушением его в процессе переноса [8, 9, 20, 23]. Поэтому наличие частиц каолинита неправильной формы в КВ и кимберлитовых породах более глубоких горизонтов трубки Дачная обусловлено [15, 18], в основном, гидротермальной и гипергенной переработкой ксенолитов терригенных и терригенно-карбонатных пород, вмещающих кимберлитовое тело. Отметим, что в изученных образцах из отдельных разрезов, вскрывших преимущественно средние части трубки, каолинита вообще нет, что подчёркивает происхождение обломочных частиц каолинита за счёт изменения и разрушения ксенолитов терригенно-карбонатных и терригенных пород, которыми обычно обогащены приконтактные части диатремы.

Примесь гидрослюды, идентифицируемая в ряде изученных образцов на дифрактометрических кривых по серии диагностических рефлексов, кратных 1,0 нм, иногда достигает 20 %. Максимальная концентрация минерала обычно приурочена к приконтактным частям диатремы. По данным электронной микроскопии, в кимберлитовой основной массе пород трубки преобладают кластеры из плоскопараллельных сростков удлинённых частиц, каждый из которых смещён [13, 18] относительно ниже- и вышележащего. Толщина таких кластеров обычно уменьшается к краям, имеющим часто зазубренные контуры. Индивидуальные псевдоизометричные и удлинённые частицы гидрослюды в изученных профилях диатремы обычно более мелкие и тонкие. Такие морфологические особенности гидрослюды, как и их пространственная приуроченность, указывают на то, что большая часть их связана с разрушением ксенолитов терригенно-карбонатных пород, содержащих значительное количество гидрослюды [10–13, 15–19].

Хлорит, по данным электронографических исследований (см. табл. 2), и в толще слабо изменённых гипергенными процессами кимберлитов, и в большей нижней части развитых на них элювиальных образований имеет полубеспорядочную структуру, состоящую из пакетов  $\delta$ . На электронограммах от косых текстур он представлен набором чётких отражений только с индексами  $k = 3n$  (характеризуют структурный тип пакета). Рефлексы с индексами  $k \neq 3n$  размыты в диффузные полосы, что свидетельствует о статистическом смещении пакетов на  $\pm b/3$ . В нижних горизонтах описываемого профиля (90–150 м) глинистая фракция представлена почти мономинеральным хлоритом. Однако на глубине 70–90 м, наряду с хлоритом, в качестве примеси появляется разупорядоченная триоктаэдрическая слюда. С глубины около 50 м вверх по разрезу в элювии фиксируют диоктаэдрический слюдистый материал, который в самых верхних горизонтах отчётливо диагностируется как диоктаэдрическая гидрослюда  $2M_1$  с невысокой степенью структурного совершенства. В ассоциации с этой гидрослюдой есть каолинит с относительно упорядоченной структурой. В ряде прослоев этой части разреза фиксируют также примесь либо хлорита, либо неупорядоченной триоктаэдрической слюды.

Для КВ кимберлитов трубки Дачная, вскрытых скв. 6 (см. рис. 3), характерна незначительная подвижность главнейших химических элементов. Некоторое исключение составляют лишь кремнезём и кальций. Для Si типичны очень резкие изменения концентрации (от 0,9496 до 0,2133 г/см<sup>3</sup>), что связано не с перераспределением компонента под действием физико-химических процессов выветривания, а в основном с неоднородностью пород в данном разрезе (соответственно, с переменным содержанием в них пелитоморфных выделений кварца, а также кальцита и доломита). В процессе выветривания кимберлитов трубки происходит вынос MgO (от 0,2965 до 0,0641 г/см<sup>3</sup>), а также резкое перераспределение CaO, FeO и CO<sub>2</sub>, обусловленное разложением хлорита и доломита с образованием в верхних горизонтах разреза сидерита. Статистическим сравнением стандартных отклонений с исходным составом пород мы получили такой ряд подвижности элементов по разрезу: CaO > FeO > CO<sub>2</sub> > TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > Na<sub>2</sub>O. Колебания в содержании остальных компонентов незначительны. Характерной чертой изученного профиля КВ при общей сравнительно высокой организованности петрохимической системы (сумма первых четырех факторов превышает 90 %) является почти одинаковый вклад первого и второго факторов в общую изменчивость системы. Это равенство свидетельствует о протекании в КВ двух близких по интенсивности процессов, изменяющих первичный облик кимберлитовых пород трубки. В соответствии с выделенными в породах группами компонентов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO-MnO-K<sub>2</sub>O-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, CaO-Na<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O), первый фактор управляет поведением Al, Fe<sup>3+</sup>, Fe<sup>2+</sup>, Mn, K и P (фиксация в породах), а также Ca (вынос). Второй фактор определяет накопление в отдельных участках (скв. 6, гл. 30 м и др.) CaO и CO<sub>2</sub>, что связано, в основном, с карбонатизацией отдельных участков разреза. Этот фактор позволяет оценивать масштабы выноса из породы SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, частичное перераспределение и окисление Fe с образованием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Третий фактор управляет поведением TiO<sub>2</sub>, частично – окисленного железа и Na<sub>2</sub>O (фиксация).

При общем монотонном изменении по разрезу значений концентрации элементов, соответствующих первому фактору, наблюдается резкий положительный скачок их в приповерхностных пробах (скв. 6, инт. 18–25 м). Границей действия второго фактора является глубина примерно 50–52 м, однако в общем она совпадает с условной границей между кимберлитовыми породами трубки и их продуктами, существенно изменёнными гипергенными процессами. Выше этой глубины значения второго фактора положительно значимы, ниже – с отрицательными факторными нагрузками. Резкие положительные значения типичны также и для третьего фактора (интервал 30–50 м). В целом для рассмотренного профиля КВ характерно довольно монотонное распределение главнейших акцессорных элементов, что подчёркивает отмеченное выше сравнительно небольшое химическое преобразование кимберлитов данной трубки [15, 35] по сравнению с другими диатремами СП. Тенденция к общему накоплению в КВ кимберлитов трубки Дачная отмечена только для Be, Mn и B, а к общему уменьшению концентрации – для Sr. На основании этого в продуктах КВ выделено такие парагенетические ассоциации элементов: Be-V-Ga-P, Mn-Co-B, Cu-Nb, Na-Cr, Pb-Cs.

*Трубка Таёжная* выполнена в основном кимберлитовой брекчией, верхние горизонты которой (до глубины примерно 27–28 м от поверхности) сильно изменены и представляют собой типичную элювиальную КВ [15, 18, 23]. Юго-восточная часть трубки перекрыта маломощной (первые метры) толщей осадочных пород  $J_1$ . Граница между сравнительно плотными и выветрелыми кимберлитами проходит на различной глубине – от 50–60 м в приконтактных частях трубки до 20–25 м в центральных. Вверх по разрезу выветрелой толщи цвет кимберлита изменяется от голубовато-серого, серого, серовато- и голубовато-зеленого до желтовато-коричневого и красновато-бурого.

Кору выветривания этих кимберлитов мы изучали по разрезу скв. 74/1, а также по нескольким искусственным обнажениям в северо- и юго-восточной части диатремы. В процессе выветривания постепенно уменьшается средняя плотность пород (от 2,43 до 1,54 г/см<sup>3</sup>) и увеличивается их общая пористость (от 12,05 до 43,68 %). Увеличивается также количество пелитовой составляющей, отчего содержание фракции < 0,01 мм в верхней части разреза достигает 88 %. Наибольший выход тяжелой фракции (до 48 %) отмечен в гранулометрических классах 1,0–0,5 и 0,50–0,25 мм, а в более мелких классах её содержание редко превышает первые проценты. В легкой фракции пород доминируют глинисто-железистые (27–47 %), глинисто-карбонатные (11–23) и глинисто-кремнистые (до 28 %) образования. Содержание кварца в целом невелико, хотя в отдельных пробах из верхов профиля достигает 32 %. Содержание полевых шпатов обычно не превышает 10 %. Тяжелая фракция обогащена ильменитом (45–62 %). Содержание неустойчивых (слюды, пироксены и амфиболы) и умеренно устойчивых (группа эпидота и апатит) минералов не превышает в сумме 20 %. Отмечено незначительные колебания в распределении весьма устойчивых минералов тяжелой фракции – гранатов (7,8–12,6 %), турмалина (0,8–3,9) и циркона (4,3–9,3 %). В составе аутигенного комплекса минералов доминируют [15, 18] гидроксиды железа (34,7–50,0 %), пирит (23,1–35,9) и барит (23,8–29,4 %).

Для описываемой КВ характерны относительно невысокая подвижность основных элементов и отсутствие резких колебаний в содержании преобладающих компонентов. Ряд подвижности химических компонентов с тенденцией к накоплению имеет такую последовательность, г/см<sup>3</sup>: K<sub>2</sub>O – от 0,0059 до 0,0348, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,0376–0,0948, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,0585–0,1039. В общем балансе вещества прослежен вынос таких элементов, как Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от 0,0062 до 0,0013 г/см<sup>3</sup>), CaO (от 0,6309 до 0,1813), CO<sub>2</sub> (0,4117–0,1679) и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (от 0,0557 до 0,0052 г/см<sup>3</sup>). Методом факторного анализа [4, 35] выделены ассоциирующие группы химических компонентов: Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–CaO–Na<sub>2</sub>O–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>–CO<sub>2</sub>–F; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–FeO–MgO–CoO–NiO.

В строении *трубки Амакинская* также преобладают кимберлитовые брекчии. В верхних горизонтах тела отмечена КВ мощностью до 20 м, которую перекрывают четвертичные отложения (до 5 м). Наиболее изменены кимберлиты в приконтактных частях диатремы. В зависимости от степени преобразования окраска пород изменяется от голубовато-серой (у плотного кимберлита) до серовато-желтой и желтовато-бурой (у выветрелых). В верхних частях трубки породы сильно изменены и превращены в рыхлые желтовато-бурые глинистые образования. Только в некоторых обохренных обломках отмечаются реликты исходных пород. Глубина залегания затронутых выветриванием кимберлитов на от-

дельных участках достигает 45–50 м. Однако условную границу КВ кимберлитов, по нашим данным, можно провести на глубине ~ 25 м. Комплекс минералов лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций близок к описанному выше для других диатрем Мирнинского кимберлитового поля.

Маломощная КВ (первые метры) развита также в верхних частях кимберлитовой трубки *Интернациональная*. Здесь не было глубокой переработки материала исходных пород, даже с учётом того, что часть элювиальных продуктов была размыта с образованием россыпи № 2 и других прилегающих к трубке алмазопоявлений. Вещественный состав этой КВ мы изучали по керну, вскрытому скважинами 109 и 110, а также канавой № 1. Оказалось, что выветриванию подверглись плотные серые и голубовато-серые кимберлитовые брекчии. Вверх по разрезу за счёт увеличения концентрации гидроксидов железа окраска пород изменяется до желтовато-серой, зеленовато-жёлтой и желтовато-бурой. Четких следов изменения первичных минералов кимберлитов при выветривании здесь нет. Только флогопит в верхних частях КВ полностью изменён и замещён Fe-Mg-хлоритом. В составе пелитовой составляющей, как и в других диатремах района, доминируют монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистая смешаннослоистая фаза, которые ассоциируют с переменным (в целом небольшим вплоть до полного отсутствия в ряде образцов) количеством гидрослюды и тонкодисперсного слабо окристаллизованного хлорита.

Несколько отличаются от описанных выше профилей КВ в Малоботубинском алмазоносном районе элювиальные образования, развитые в верхних частях трубок Ботубинская и Нюрбинская в Накынском кимберлитовом поле *Среднемархинского алмазоносного района* СП. Тектонически район приурочен к области сочленения Анабарской антеклизы с Вилюйской синеклизой [22]. Его пересекают Вилюйско-Мархинская и Среднемархинская зоны разломов. Первая сформировалась не позднее среднего палеозоя и ограничивает с северо-запада среднепалеозойский Патомско-Вилюйский авлакоген и мезозойскую Вилюйскую синеклизу. Это широкая (более 60 км) полоса разломов, залеченных дайками долеритов. На её пересечении с разломами Среднемархинской зоны расположено Накынское кимберлитовое поле. Среднемархинская зона имеет северо-западное простирание и, как и Вилюйско-Мархинская, сопровождается дайками долеритов. Трубки Ботубинская и Нюрбинская находятся на расстоянии 3 км друг от друга и приурочены к Вилюйско-Мархинской зоне разломов. Они прорывают терригенно-карбонатные породы кембрия и нижнего ордовика и перекрыты терригенными образованиями нижней юры.

Трубка *Ботубинская* в плане имеет неправильную форму (сочетание линзовидной юго-западной части и овально-округлой северо-восточной). В строении трубки выделяют такие элементы: подводный канал (дайкообразное тело), диатрема и кратер. Все встреченные типы пород можно разделить на три фации кимберлитового магматизма: гипабиссальную, или субвулканическую (порфирные кимберлиты), жерловую (автолитовые кимберлитовые брекчии) и кратерную (кимберлитовые туфобрекчии).

Трубка *Нюрбинская* эродирована на уровне диатремной части и представлена лишь двумя морфологическими элементами – дайкой и диатремой. В плане она имеет овально-линзовидную форму, размер – 380 × 180 м, по длинной оси

вытянута в северо-восточном направлении, с небольшим раздувом на северо-восточном фланге и незначительным сужением в центре западной части трубки. С глубиной морфология трубки несколько осложняется. В северном и южном простирании от трубки прослеживается зона повышенной трещиноватости рудовмещающих пород, выполненная маломощными дайками порфировых кимберлитов. Поверхность рудного тела неровная (вариация достигает 12 м), наибольший эрозионный срез фиксируют в юго-западной части. В верхней части кимберлитовмещающие породы представлены осадочными образованиями мархинской свиты  $C_3$  и олдондинской свиты  $O_1$ .

Разрез верхнекембрийской толщи представлен преимущественно доломитами, в меньшей степени известняками. Характерны прослои тонковолокнистых пёстро- и красноцветных доломитистых мергелей и аргиллитов с широко распространёнными трещинами усыхания. Отмечено также слои мощностью до первых метров, сложенные красноцветными аргиллитами и глинистыми алевролитами с массивной текстурой. Они имеют микроагрегатное строение, неравномерную примесь песчаного материала и осколчатую отдельность. На более глубоких горизонтах кембрийского разреза фиксируют прослои седиментационных брекчий мощностью до 0,5 м. Брекчии состоят из угловатых, часто уплощенных обломков гравийно-мелкогалечной размерности. Связующая масса составляет 25 % объёма породы и сложена глинистым агрегатом. Обломочный материал представлен в основном подстилающими глинисто-карбонатными породами, реже известняками и доломитами. Для брекчий характерна плохая сортировка и отсутствие слоистости.

Перекрывающие кимберлитовые трубки породы представлены нижнеюрскими терригенно-карбонатными образованиями мощностью до 70 м. Они сложены песками, слаболитифицированными песчаниками, аргиллитами и алевролитами с линзами и прослойками известняков. В нижней части толщи прослежено маломощный горизонт гравелитов, которые состоят из среднесортированных обломков выветрелых карбонатных пород, цементированных глинисто-песчаным материалом.

Среди встречающихся в породах трубок Нюрбинская (рис. 4, *a*) и Ботуобинская (см. рис. 4, *б*) породообразующих минералов по составу преобладают карбонатные и силикатные. Они формировались в постмагматическую стадию становления кимберлитовых диатрем и в процессе их выветривания [18, 22]. По отношению к процессам выветривания их можно разделить на исходные (материнские) и новообразованные (остаточные, инфильтрационные). К первым принадлежат все минералы материнской породы, независимо от их генезиса, то есть минералы, возникшие до начала выветривания (первичные и вторичные минералы кимберлитов, а также различных ксенолитов). Среди силикатов к исходным относятся слюды, образовавшийся по ним хлорит, отчасти кварц, серпентин и тальк, а также сугубо “ксенолитовые” полевые шпаты. К новообразованным минералам, которые определяют характер КВ, относятся силикаты, представленные смектитом (в основном монтмориллонитом) и каолинитом, а также большинство пелитоморфного кварца и халцедон. Среди экзогенных образований есть гидроксиды железа и сидерит (формировался в процессе инфильтрации поверхностных растворов).

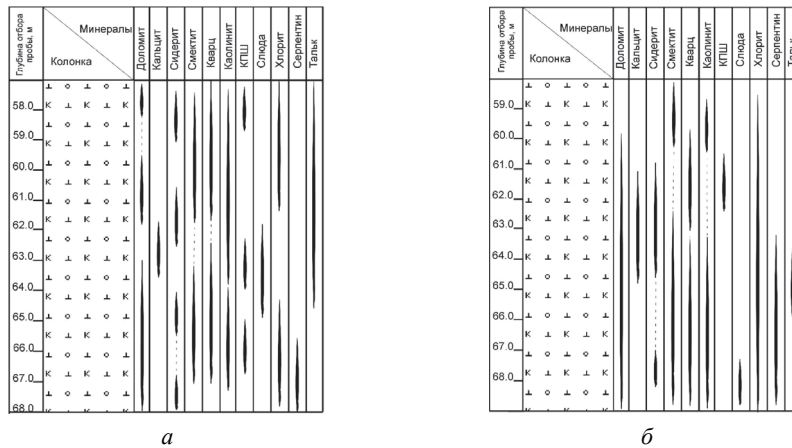


Рис. 4. Распределение доминирующих минералов в профилях выветривания трубок Нюрбинская (а) и Ботубинская (б).

В колонке – выветрелая автолитовая кимберлитовая брекчия.

Анализ минерального состав КВ кимберлитовых трубок Накынского поля даёт возможность выделить ряд общих закономерностей. Прежде всего, характерна общность в исходных вторичных, возникших ещё до начала выветривания образований. Общим трубкам свойственно обогащение отдельных участков Al-серпентином (септохлоритом), содержание которого по разрезу скважин сравнительно постоянно и исчисляется десятками процентов. Вместе с тем, слюду в КВ кимберлитов фиксируют довольно редко и в небольшом количестве, зато встречается тальк. Серпентин в обоих кимберлитовых телах прослежено только в нижней части КВ, его сравнительно мало. Среди карбонатов встречаются (см. рис. 4) кальцит и доломит, причём содержание доломита в элювии обеих диатрем несколько повышенное. Кроме этих минералов, которые являются вторичными по отношению к исходному оливиновому кимберлиту, в КВ содержатся полевые шпаты, вынесенные из фундамента и не успевшие разрушиться в процессе выветривания и предшествующего ему гидротермального изменения. Породы обеих трубок также обогащены вторичным мелкозернистым (до пелитоморфного) кварцем. Обычно он ассоциирует с монтмориллонитом (смектитом) или каолинитом, содержание которых довольно значительное и не сопровождается интенсивным обохриванием. Сидерит в КВ образует систему прожилков, а также встречается в виде выделений, что свидетельствует о его гипергенном происхождении.

Все перечисленные особенности состава КВ двух кимберлитовых диатрем указывают на сходство постмагматических преобразований в процессе становления этих тел, а также на подобные условия их выветривания, главные факторы которого – климат и гидродинамика. Об условиях формирования погребённых КВ свидетельствуют ассоциации минералов в составе этих образований, а также их свойства и поведение в неравновесных физико-химических условиях. Для выяснения динамики формирования КВ описываемых кимберлитовых трубок детальнее рассмотрим отдельные минералы.



Как уже отмечено, главный карбонатный минерал – кальцит, который образуется на всех стадиях формирования и становления кимберлитовых тел. Его присутствие в КВ свидетельствует о рН среды, в которой находились кальцит-содержащие породы. Разрушение кальцита в процессе выветривания происходит, главным образом, под воздействием  $H_2CO_3$ . Сероводородистая кислота в таких условиях является неустойчивой, вследствие окисления серы она превращается в серную кислоту, под воздействием которой кальцит преобразуется в гипс. На разрушение кальцита значительно влияет агрессивная составляющая угольной кислоты, а именно та её часть, которая израсходуется на растворение углекислого кальция по уравнению  $CaCO_3 + H_2O = Ca_2 + 2HCO_3$ . Данный процесс обратим, поэтому после полного израсходования агрессивной углекислоты наступает равновесие, с последующим удалением  $CO_2$  реакция пойдёт в обратном направлении. Этим объясняется появление кальцита в верхних частях КВ (в более низких частях его нет).

Доломит более устойчив к кислотам, чем кальцит, в связи с чем его фиксируют в зонах, лишенных карбонатов кальция. В отличие от кальцита, образование в КВ сидерита связано с окислительно-восстановительным потенциалом среды Eh, в зависимости от которого могут возникать оксиды (гидроксиды) железа или карбонаты. Сидерит может образоваться даже в слабокислых условиях, при рН раствора, равном немного больше пяти, когда существование кальцита невозможно. Подобные условия в ходе выветривания обеспечены наличием в перекрывающих породах органического вещества, окисление которого приводит к предохранению поступившего из исходных пород железа от окисления и содействует образованию карбоната.

Угольная кислота влияет на изменение и возникновение главных силикатных минералов КВ, в первую очередь, каолинитов. Также под её влиянием на Al-содержащие минералы образуется каолинит. Создавая кислые условия, углекислота содействует полимеризации находящейся в растворе кремневой кислоты с образованием кварц-халцедоновых агрегатов. Сонахождение кварца с каолинитом, а также пропорциональное уменьшение в некоторых пробах хлорита и монтмориллонита свидетельствует о том, что источником кремнекислоты были магнетиально-железистые слоистые силикаты, которые под воздействием углекислых растворов и органических кислот разрушались с удалением магнезии и отчасти железа, а порода обогащалась кварцем. Относительно небольшая часть глинозёма исходных минералов в данных условиях связывалась в каолинит.

Таким образом, проведенные исследования в целом подтверждают основные закономерности обычной вертикальной зональности КВ на кимберлитовых породах СП, особенно в случае их перекрытия мезозойскими осадочными толщами – когда в любом элювиальном профиле с некоторой долей условности можно выделить три зоны: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя, соответствующая зоне дезинтеграции, содержит исходные слабо химически преобразованные породы, затронутые лишь трещиноватостью (то есть действием процессов преимущественно физического изменения). Средняя, выделяемая как зона выщелачивания, отличается от нижней интенсивной химической переработкой первичных минералов с образованием (рис. 5) преимущественно метастабильных вторичных гипергенных минералов.

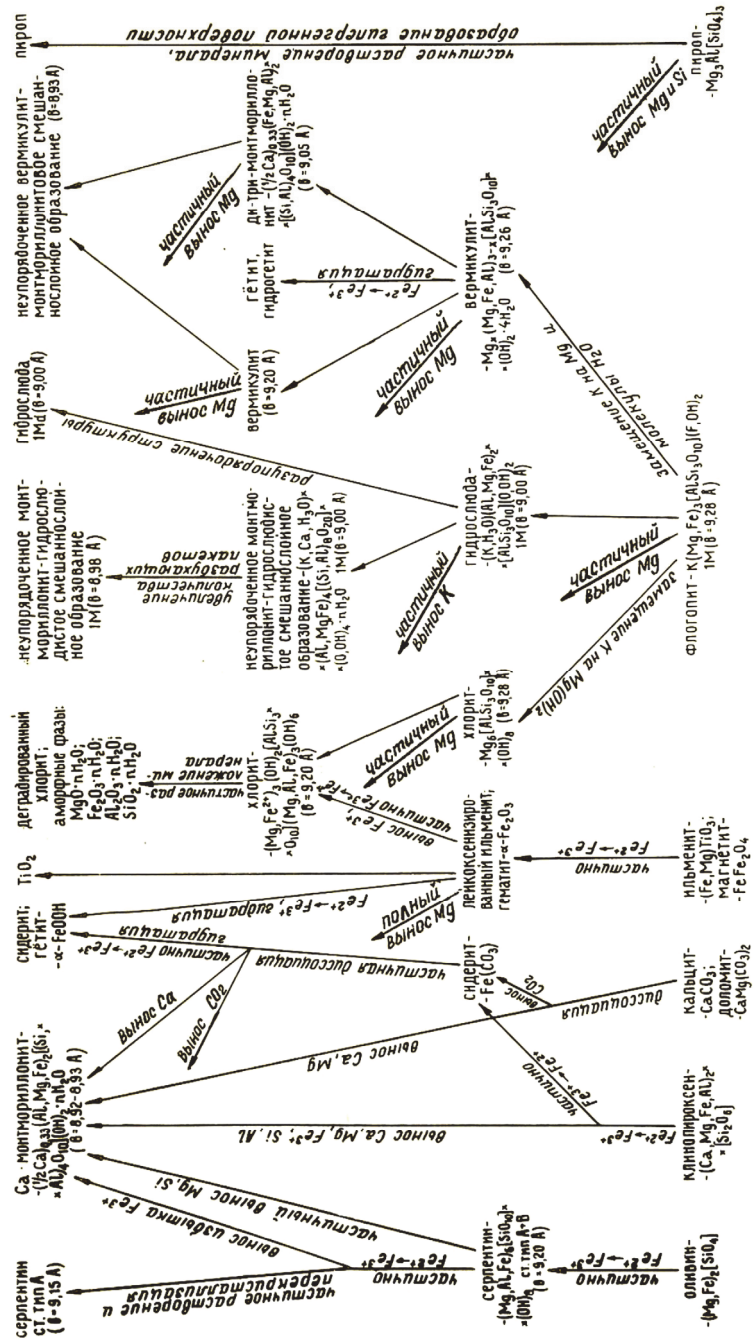


Рис. 5. Схема преобразования минералов в коре выветривания кимберлитовых пород.

Верхняя зона – это зона гидролиза, в которой первичные и промежуточные вторичные минералы и дальше преобразуются в наиболее устойчивые в гипергенных условиях фазы. Возникающие при этом в каждой зоне вторичные минералы непосредственно связаны с типом исходных пород, то есть их минералогическими особенностями и последовательно изменяющимися по профилю выветривания гидрохимическими условиями среды.

Приведенные выше данные свидетельствуют о таком: если в элювиальном профиле кимберлитов трубки имени XXIII съезда удастся выделить упомянутую выше зональность, то в остальных диатремах и Малоботуобинского алмазоносного района (Дачная, Таёжная, Амакинская, Интернациональная), и Среднемархинского (Нюрбинская, Ботуобинская) чёткой смены отдельных минералогических зон нет, что во многом связано с составом исходных пород и особенностями их постмагматического и гипергенного изменения. Часто это обусловлено сравнительно более рыхлым сложением кимберлитового материала на значительную глубину и сравнительно небольшим размером диатрем. Поэтому преобразование исходных пород таких трубок определено степенью развития в отдельных их частях трещиноватости, что приводит к различной по интенсивности циркуляции между образующимися отдельностями вадозных вод и пневматолитово-гидротермальных растворов. Такой механизм выветривания обуславливает последовательное зональное изменение не всего разреза одновременно, а лишь каждого фрагмента дезинтегрированной породы от поверхности или приконтактных частей к центральным участкам диатрем.

Однако, несмотря на различие в геолого-вещественном строении отдельных кимберлитовых диатрем, процессы изменения в их разрезах первичных минералов и формирование вторичных фаз являются общими (см. рис. 5), причём природа вторичных фаз непосредственно связана со структурными и кристаллохимическими особенностями исходных минералов. По характеру преобразования их можно разделить на две большие группы. К первой относятся минералы островной, цепочечной, ленточной и каркасной структуры, ко второй – слоистой. Минералы первой группы в процессе гипергенного преобразования испытывают растворение, и из возникающих растворов (в зависимости от кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров среды) кристаллизуются те или иные новые минералы. Гипогенные слоистые силикаты (главным образом слюдистого типа) подвергаются деградационной трансформации с формированием в соответствии с гидрохимической обстановкой либо иных политипных модификаций тех же видовых разновидностей первичных минералов, либо новых индивидуальных слоистых минералов, а также широкой гаммы смешанно-слоистых образований. Подвергшиеся выветриванию исходные минералы, согласно их структурным и кристаллохимическим особенностям, обладают различной устойчивостью в процессе гипергенного преобразования пород (см. рис. 5). В этом отношении главнейшие породообразующие минералы можно расположить в порядке уменьшения их стабильности так: кварц, калиевые полевые шпаты, амфиболы, пироксены, кислые плагиоклазы, основные плагиоклазы, оливин, вулканическое стекло, карбонаты и соли. Соответственно, слоистые силикаты образуют такую последовательность [19, 23]: мусковит и диоктаэдрические гидрослюды  $2M_1$ , глауконит, селадонит и другие гидрослюды  $1M$ , диок-

таэдрические разновидности монтмориллонит-гидролюдаистых смешаннослоистых образований и монтмориллонита, ди-триоктаэдрические разновидности смешаннослоистых образований и хлорита, триоктаэдрические монтмориллонит и хлорит, хлорит-монтмориллонит и хлорит-вермикулит, триоктаэдрические разновидности слюд и гидрослюд и, наконец, серпентин.

В изученных кимберлитовых породах содержатся гипогенные минералы с весьма различной структурой, в том числе часть серпентина, слюды (преимущественно флогопит), полевые шпаты, роговая обманка, карбонаты и разнообразные оксиды и гидроксиды элементов группы железа. Поэтому они, в соответствии с их физико-химическими свойствами, в определенной последовательности преобразуются (см. рис. 5) в новые гипергенные фазы.

Например, для гипогенных разновидностей *серпентина* в ряде изученных нами кимберлитовых тел установлена смесь политипных модификаций  $A+B$ . На ранних этапах выветривания при сохранении первичных щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных условий, но снижении термобарических параметров среды они перекристаллизуются в наиболее низкотемпературную модификацию  $A$ . В дальнейшем, по мере снижения как щелочности, так и окислительно-восстановительного потенциала среды, происходит интенсивное incongruentное растворение серпентина, и из продуктов его деструкции вначале образуется  $Mg-Fe^{2+}$ -монтмориллонит (то есть минерал триоктаэдрического типа). Развитие изменений гидрогеохимических условий среды на более поздних этапах элювиального процесса в указанном направлении приводит к возникновению  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонита промежуточного ди-триоктаэдрического типа, а затем –  $Fe^{3+}-Al$ -разновидности, соответствующей собственно диоктаэдрическому типу. Слюды, в зависимости от их кристаллохимических особенностей, последовательно преобразуются в другие слоистые силикаты. *Флогопит* на начальных этапах гипергенного изменения в восстановительной обстановке замещается *хлоритом*, причём в зависимости от конкретного химизма среды возникают различные разновидности минерала – от  $Fe^{2+}-Mg$ - до практически  $Mg$ -типа, а в окислительной обстановке по флогопиту развиваются *вермикулит* и последующие продукты преобразования вермикулита. При этом вначале за счет изменения вермикулита возникает парагенетическая ассоциация  $Mg-Fe^{3+}$ -монтмориллонит + вермикулит. А когда в микроблоках первичного минерала остаются сростки, содержащие лишь до десяти элементарных слоев вермикулита, то структура указанной выше ассоциации гомогенизируется с образованием неупорядоченной вермикулит-монтмориллонитовой смешаннослоистой фазы. Последующая полная диоктаэдризация вермикулитовых пакетов и преобразование их в монтмориллонитовые приводят к формированию относительно однородной диоктаэдрической разновидности минерала. В ряде случаев в процессе преобразования флогопита возникает также небольшое количество гидрослюды  $1M$ .

Близкие изменения (с учетом различия в химизме) претерпевает также *биотит*, попадающий в кимберлиты благодаря разрушению биотитсодержащих ксенолитов. В отличие от рассмотренных выше слюд (преимущественно модификация  $1M$  триоктаэдрических слюд, в октаэдрических позициях которых находятся в основном  $Fe^{2+}$  и  $Mg$ ), диоктаэдрические слюды (в частности *мусковит*) содержат в октаэдрах  $Al$  и  $Fe^{3+}$ , им присущ политип  $2M_1$ . Благодаря такому

химизму и более благоприятному сочетанию отдельных элементов структуры диоктаэдрические слюды более устойчивы, чем их триоктаэдрические аналоги. В результате этого они сохраняются в профилях выветривания вплоть до нижних частей верхней зоны. *Роговая обманка* (также попадающая в кимберлиты за счёт разрушения ксенолитов) на ранних стадиях выветривания инконгруэнтно растворяется. Из формирующихся растворов в зависимости от скорости выноса магния и окисления железа возникает несколько разновидностей монтмориллонита – от три- до собственно диоктаэдрической. *Плагиоклазы* на ранних стадиях гипергенного преобразования (как серпентин и роговая обманка) инконгруэнтно растворяются, и из продуктов их деструкции синтезируется диоктаэдрический монтмориллонит, структурные особенности которого (в первую очередь, структурная упорядоченность) определяются кислотностью–основностью исходных плагиоклазов. Основные плагиоклазы с преимущественным заселением структурной позиции в пустотах трёхмерного тетраэдрического каркаса катионами  $\text{Ca}^{2+}$  обычно являются гомогенными образованиями. Из продуктов их разрушения, аналогично Mg-Fe-силикатам, формируется монтмориллонит с относительно упорядоченной структурой. В отличие от этого, по кислым плагиоклазам (как и за счёт раскристаллизации кислого витрокластического материала) образуется монтмориллонит с весьма разупорядоченной структурой. Это обусловлено тем, что кислые и средние плагиоклазы, содержащие существенную примесь щелочных катионов, по данным электронной микроскопии, представляют собой тонкие структуры распада твердых растворов с переслаиванием доменов, попеременно обогащённых Na и Ca, то есть имеют гетерогенное строение. За счёт наиболее гетерогенных разновидностей плагиоклаза (типа олигоклаз-андезина) одновременно с монтмориллонитом в щелочных условиях иногда кристаллизуется галлуазит – крайняя разупорядоченная разновидность минералов из двухэтажных слоев.

*Монтмориллонит* – главнейший из промежуточных вторичных минералов – вследствие слабой устойчивости в профилях выветривания одновременно с синтезом подвергается деструкции на участках развития кислых условий, особенно на поздних этапах выветривания. Деструкция сопровождается выносом из системы минералообразования щелочей (Na, K), щелочных земель (Ca, Mg) и частично Si. В этом случае из инертных элементов, в частности Al, а также Si, синтезируется каолинит. Наиболее высокой реакционной способностью обладает та диоктаэдрическая разновидность монтмориллонита, которая генетически связана с преобразованием кислых и частично средних плагиоклазов и витрокластитов, то есть с разупорядоченной структурой. Низкая стабильность диоктаэдрического монтмориллонита в процессе гипергенеза подчеркнута развитием за счёт продуктов его деструкции ещё в средней зоне профиля выветривания крупных вермикулитоподобных сростков каолинита, который благодаря унаследованности структурных свойств от минерала-предшественника имеет структуру низкой степени совершенства. В результате интенсивного выноса из элювиальных толщ над кимберлитовыми диатремами части подвижных элементов монтмориллонит и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования в верхней зоне профиля выветривания, соответственно, бесслудистых и слудистых разновидностей кислых пород практически не формируются [15, 18]. В

отличие от этого в профилях выветривания основных и ультраосновных пород (где значительная часть монтмориллонита синтезируется за счет Fe-Mg-силикатов) для возникновения кислых условий и существенной концентрации Al необходимо удаление из среды более значительного количества подвижных элементов. Поэтому в условиях повышенного содержания в среде Fe<sup>2+</sup> (в частности, в форме пирита), блокирующего рост крупных кристаллов каолинита, каолинит кристаллизуется в виде более мелких частиц, которые одновременно имеют высокую степень совершенства структуры с чётким проявлением триклинной политипной модификации. Как и в профилях выветривания кислых и средних пород, это связано со структурными особенностями минерала-предшественника, то есть первично возникающего в элювии этих пород за счет Mg-Fe-минералов триоктаэдрического монтмориллонита, который отличается от его диоктаэдрического аналога большим совершенством структуры. Более упорядоченной структурой, чем монтмориллонит, связанный с преобразованием кислых и средних плагиоклазов, обладает его разновидность, возникающая за счёт разложения основных плагиоклазов, то есть существенно обогащённых щелочно-земельным катионом Ca<sup>2+</sup>. На фоне указанной закономерности (приуроченности каолинита различной дисперсности к продуктам выветривания определённых типов пород) следует иметь в виду, что при интенсивном дренаже слабо раскристаллизованных туфов и туфобрекчий трубок взрыва, открытых на этих же территориях СП [15, 18, 35], благодаря быстрому выносу из системы минералообразования подвижных элементов также формируются крупные сростки каолинита. В целом же медленное преобразование монтмориллонита в профилях выветривания основных и ультраосновных пород определяет его наличие вплоть до верхней зоны этих профилей.

Ещё раз отметим, что если в единичных случаях мы имеем дело с глубоко химически переработанными элювиальными образованиями с традиционной зональностью минеральных ассоциаций (трубка имени XXIII съезда КПСС), то в большинстве других благодаря рыхлому сложению исходных кимберлитов образуются макрооднородные элювиальные толщи. Однако микроотдельность в их пределах также имеет зональное строение с близкой к рассмотренной выше последовательностью преобразования исходных пород. Это свидетельствует о том, что протекающие в природе процессы эволюции исходных минералов кимберлитов в постмагматическую стадию и в зоне гипергенеза универсальны независимо от исходного агрегатного состояния.

Минералого-геохимические особенности различных частей и горизонтов КВ кимберлитовых диатрем позволяют сделать вывод, что для лучшей и более полной характеристики профилей переменного состава необходимо увеличивать количество изучаемых разрезов, обязательно характеризующих центральные и приконтактные части геологических объектов. Большое значение это имеет и при сравнении между собой разрезов, вскрывших КВ различных кимберлитовых тел, которые на отдельных участках также могут обладать неодинаковой степенью изменения и разным составом исходных пород.

Исследованиями установлено, что одной из важнейших особенностей выветривания кимберлитов СП является стадийность изменения их важнейшего порообразующего минерала – серпентина. На относительно ранней стадии

выветривания кимберлитов (судя по значениям рН (9,46–7,10) и Eh (328–190) среды, соответствующим щелочному типу) серпентин вначале подвергается перекристаллизации, что сопровождается политипными превращениями. Установленная для минерала в нижних горизонтах смесь политипов  $A+B$ , а в верхах – только  $A$  является для каждой зоны профиля КВ важнейшим типоморфным признаком, отражающим специфические термодинамические параметры и отчасти химизм среды: в первом случае – в период формирования кимберлитового тела, во втором – на этапе его гипергенного изменения.

Главнейшими факторами, определяющими закономерности последовательного образования различных пород (в том числе и кимберлитов) в процессе выветривания, являются степень упорядоченности структуры гипогенных минералов, унаследованность первичных свойств в образующихся новых гипергенных фазах и универсальность протекающих при этом процессов вне зависимости от типа выветривающихся пород и особенностей их агрегатного состояния. Изученные нами разрезы вскрывают остаточную локальную КВ, находящуюся на стадии начальной гидратации и частичной перекристаллизации первичных минералов, а также выщелачивания наименее устойчивых компонентов. Поэтому изучение вещественного состава и физико-механических особенностей кимберлитов (на основе анализа политипии и степени совершенства структуры отдельных минералов) открывает возможность достаточно надёжного выделения определённой зональности в большинстве исследованных профилей. В связи с этим особое прикладное значение приобретают установленные нами закономерности изменения различных минералов (флогопит, хлорит, вермикулит, гидрослюда  $1M$ , серпентин, монтмориллонит, неупорядоченные монтмориллонит-гидрослюдистые и вермикулит-монтмориллонитовые смешаннослоистые образования и др.), которые в качестве типоморфных признаков можно успешно использовать для определения зрелости КВ (степени выветрелости кимберлитов) и при поисках коренных и россыпных месторождений алмазов.

#### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В. П. Минерагения древних россыпей алмазов восточного борта Тунгусской синеклизы / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1987. – № 1. – С. 90–96.
2. Афанасьев В. П. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук // Геология рудных месторождений. – 1999. – Т. 41, № 3. – С. 281–288.
3. Афанасьев В. П. Поисковая минералогия алмаза / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, Н. П. Похиленко. – Новосибирск : Гео, 2010. – 650 с.
4. Василенко В. Б. Петрохимические модели алмазных месторождений Якутии / В. Б. Василенко, Н. Н. Зинчук, Л. Г. Кузнецова. – Новосибирск : Наука, 1997. – 574 с.
5. Вторичные минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, Ю. М. Мельник, Н. П. Мовчан. – Киев : Наук. думка, 1987. – 282 с.

6. Закономерности изменения мантийных минералов в коре выветривания кимберлитовых пород / В. П. Афанасьев, Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, В. Н. Соколов // Минералогия зоны гипергенеза. – М. : Наука, 1980. – С. 45–54.
7. Зинчук Н. Н. О минеральном составе келифиновых кайм на гранатах из кимберлитов / Н. Н. Зинчук // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1981. – Ч. 110, вып. 1. – С. 70–76.
8. Зинчук Н. Н. Состав и генезис глинистых минералов в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1981. – № 1. – С. 36–43.
9. Зинчук Н. Н. Об основных источниках глинистых минералов в мезозойских континентальных алмазоносных отложениях Западной Якутии / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1982. – № 8. – С. 81–90.
10. Зинчук Н. Н. Типоморфные особенности продуктов выветривания различных пород Западной Якутии в связи с проблемой поисков погребенных россыпей алмазов / Н. Н. Зинчук // Происхождение и размещение россыпей Якутии. – Якутск : ЯФ СО РАН, 1983. – С. 94–102.
11. Зинчук Н. Н. Глинистые минералы в древних корах выветривания и продуктах их переотложения в континентальных толщах Западной Якутии / Н. Н. Зинчук // Глинистые минералы в литогенезе. – М. : Наука, 1986. – С. 5–19.
12. Зинчук Н. Н. Распределение вторичных минералов в кимберлитовых породах Якутии / Н. Н. Зинчук // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1990. – № 5. – С. 70–83.
13. Зинчук Н. Н. Особенности состава и распределения слюдястых образований в кимберлитовых породах Якутии / Н. Н. Зинчук // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
14. Зинчук Н. Н. Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
15. Зинчук Н. Н. Кору выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений) / Н. Н. Зинчук. – Новосибирск : НГУ, 1994. – 240 с.
16. Зинчук Н. Н. Влияние вторичных минералов на облик и состав кимберлитовых пород / Н. Н. Зинчук // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, № 12. – С. 1704–1715.
17. Зинчук Н. Н. Использование вторичных минералов кимберлитов – путь к совершенствованию шлихоминералогического метода поисков алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук // Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений. – Симферополь : КО УкрГГРИ, 2000. – С. 65–76.
18. Зинчук Н. Н. Постмагматические минералы кимберлитов / Н. Н. Зинчук. – М. : Недра, 2000. – 538 с.
19. Зинчук Н. Н. Средне-позднетриасовые коры выветривания в северо-восточной части Ангаро-Вилуйского прогиба / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Советская геология. – 1980. – № 4. – С. 113–125.



20. Зинчук Н. Н. О концентрации продуктов переотложения кор выветривания в верхнепалеозойских осадочных толщах восточного борта Тунгусской синеклизы / Н. Н. Зинчук, Е. И. Борис // Геология и геофизика. – 1981. – № 8. – С. 22–29.
21. Зинчук Н. Н. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы / Н. Н. Зинчук, В. И. Коптиль. – М. : Недра, 2003. – 603 с.
22. Зинчук Н. Н. Продукты выветривания кимберлитовых пород как дополнительный критерий при поисково-разведочных работах на алмазы (на примере трубок Накынского поля и Катока) / Н. Н. Зинчук, Ю. Б. Стегницкий // Геология алмазов – настоящее и будущее (геологи к 50-летию юбилею г. Мирный и алмазодобывающей промышленности России). – Воронеж : ВГУ, 2005. – С. 1369–1384.
23. Зинчук Н. Н. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, Е. И. Борис. – М. : Недра, 1983. – 196 с.
24. Зинчук Н. Н. Преобразование минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, В. Н. Соколов // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 42–53.
25. Зинчук Н. Н. Апокимберлитовые породы / Н. Н. Зинчук, Ю. М. Мельник, В. П. Серенко // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 66–72.
26. Зинчук Н. Н. Особенности профиля коры выветривания кимберлитовых пород Накынского поля / Н. Н. Зинчук, Ю. Б. Стегницкий, Ю. М. Мельник // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. – Воронеж : ВГУ, 2003. – С. 74–80.
27. Зинчук Н. Н. Использование вторичных минералов кимберлитов при поисках алмазов / Н. Н. Зинчук, А. Д. Харьков, В. П. Афанасьев // Геохимия и рудообразование. – 1980. – Вып. 8. – С. 78–87.
28. Илупин И. П. Распространение и генезис некоторых вторичных минералов в кимберлитах Якутии / И. П. Илупин // Советская геология. – 1962. – № 3. – С. 152–156.
29. Милашев В. А. Парагенетические ассоциации вторичных минералов в кимберлитовых породах / В. А. Милашев // Геохимия. – 1963. – № 6. – С. 557–564.
30. Особенности флогопита мантийного происхождения / С. В. Соболева, А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. – 1979. – Ч. 108, вып. 6. – С. 678–685.
31. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии / А. П. Бобриевич, И. П. Илупин, И. Т. Козлов [и др.]. – М. : Недра, 1964. – 192 с.
32. Рожков И. С. Древняя кора выветривания кимберлитов трубки имени XXIII съезда КПСС (Якутия) / И. С. Рожков, А. Д. Харьков, Ю. М. Мельник // Докл. АН СССР. – 1969. – Т. 188, № 5. – С. 1130–1133.
33. Харьков А. Д. Геолого-генетические основы шлихо-минералогического метода поисков алмазных месторождений / А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1995. – 348 с.

34. Харьков А. Д. Коренные месторождения алмазов Мира /А. Д. Харьков, Н. Н. Зинчук, А. И. Крючков. – М. : Недра, 1998. – 556 с.
35. Хитров В. Г. Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава / В. Г. Хитров, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников // Докл. АН СССР. – 1987. – Т. 296, № 5. – С. 1228–1233.
36. Шамшина Э. А. Кору выветривания кимберлитовых пород Якутии / Э. А. Шамшина. – Новосибирск : Наука, 1979. – 151 с.

*Стаття: надійшла до редакції 20.04.2015*

*прийнята до друку 05.09.2016*

## **ПРИКЛАДНІ Й ГЕНЕТИЧНІ АСПЕКТИ МІНЕРАЛОГО-ГЕОХІМІЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ ДАВНІХ КІР ЗВІТРЮВАННЯ КІМБЕРЛІТІВ**

**М. Зінчук**

*Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),*

*вул. Леніна, 4/1, 678170 м. Мирний, РФ*

*E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

За результатами комплексного вивчення кори звітрювання на кимберлітах алмазоносних районів Сибірської платформи визначено послідовність зміни мінералів за гіпергенних умов. Виділено головні типоморфні особливості новоутворень кимберлітових порід, які багато в чому залежать як від інтенсивності гіпергенних процесів, так і від швидкості перекриття таких діатрем молодшими осадовими товщами. Сформульовано рекомендації з використання провідних парагенетичних асоціацій мінералів-новоутворень кимберлітів під час прогнозно-розшукових робіт на алмази. На підставі закономірностей перетворення мінералів у зоні гіпергенезу та їхніх типоморфних ознак запропоновано принципи діагностики продуктів звітрювання (особливо алмазовмісного кимберлітового матеріалу) у сформованих завдяки їхньому розмиванню відкладах верхнього палеозою й мезозою одного з алмазоносних районів Сибірської платформи.

*Ключові слова:* кора звітрювання, кимберліт, мінерали-новоутворення, типоморфізм, алмазорозшукові роботи, Сибірська платформа.

## APPLIED AND GENETIC ASPECTS OF MINERALOGICAL- GEOCHEMICAL SPECIFIC FEATURES OF KIMBERLITE ANCIENT CRUSTS OF WEATHERING

**N. Zinchuk**

*West-Yakut Scientific Centre of the Sakha (Yakutia) Republic Academy of Sciences,  
4/1, Lenin St., 678170 Mirnyi, Russia  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

The residual crusts of weathering have been found in the upper parts of many kimberlite pipes on the old platforms in the World. Most of them have been studied in detail in recent years on the Siberian platform. We analyzed the composition and geological-mineralogical features of crusts of weathering on large diatremes and relatively small. This analysis showed the different degree of rocks transformations in the supergene conditions, as well as various safety features of these rocks.

In the major diamondiferous regions of the Siberian platform (Malobotuobinsky, Srednemarkhinsky and Daldyno-Alakitsky), crusts of weathering on the kimberlites are usually completely overlapped by sediments of  $PZ_3$  and  $MZ$ , at least – by traps intrusive sheets.

The article describes genetic and applied aspects of old crusts of weathering on kimberlites, overlapped by Mesozoic sedimentary strata.

In most cases, as a result of weathering (thanks to unconsolidated structure of the primary kimberlites) macrohomogeneous eluvial strata have been formed. But within them you can define a microjointing (zoned structure) and a specific sequence of original rocks transformations. In a few cases you can observe deeply chemically transformed eluvial strata with traditional zoning of mineral associations. This suggests that in nature the processes of evolution of kimberlite original minerals during the postmagmatic stage and in the zone of hypergenesis are universal, regardless of the rock original aggregate state.

It is concluded that for a better and more complete characteristics of profiles of variable composition it is necessary to increase the number of the studied sections, especially those sections that characterise the central and near-contact parts of kimberlite pipes.

One of the most important features of weathering of the Siberian platform kimberlites is the stages of change of their major rock-forming mineral – serpentine. At the relatively early stage of weathering of kimberlites, serpentine is subjected to recrystallization, which is accompanied by polytypic transformations. In the lower levels, there is a mixture of polytypes  $A+B$ , and in the upper – only  $A$ . It is an essential typomorphic sign for each zone of the crust of weathering profile, which reflects the particular thermodynamic parameters and partly the chemistry of the environment: in the first case – during the formation of kimberlite body, in the second – during its supergene alteration.

The main factors that determine the regularities of consecutive transformations of kimberlites in the process of weathering are as follows: (1) the degree of ordering of the hypogene minerals structure; (2) the inheritance of primary properties in the newly formed supergene phases; (3) the universality of occurring processes – regardless of the type of weathered rocks and their aggregate state.

We have identified the regularities of change of various minerals (phlogopite, chlorite, vermiculite, hydromica  $1M$ , serpentine, montmorillonite, disordered montmorillo-

nite–hydromica and vermiculite–montmorillonite mixed-layered formations, etc.). They can be used as typomorphic signs for determining the maturity of the kimberlites crust of weathering and in the search for original and placer diamond deposits.

*Key words:* crust of weathering, kimberlite, newly formed minerals, typomorphic features, search for diamonds, Siberian platform.