

УДК 551.311.231

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА ТУФОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ В АЛМАЗОНОСНЫХ РЕГИОНАХ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Н.Н. Зинчук

Западно-Якутский научный центр АН Республики Саха (Якутия), г. Мирный

Поступила в редакцию 17.06.15

В результате проведенных комплексных исследований коры выветривания туфобрекчий трубок взрыва и туфогенных образований корвунчанской свиты нижнего триаса основных алмазоносных районов Сибирской платформы сделан вывод об отсутствии четкой зональности в их строении. В отличие от других типов элювиальных толщ этих же регионов (долериты, кимберлиты и др.), в корах выветривания туфов и туфогенных образований отмечена более высокая дисперсность глинистых продуктов, что объясняется дискретностью самих пород, представленных агрегатами мелких обломков пород и вулканического стекла. В зависимости от интенсивности перераспределения кремния и выноса из структур железосодержащих минералов Fe, отмечено несколько схем образования каолинита (непосредственно по микроклину, через стадию монтмориллонита) за счет изменения плагиоклазов и за счет вермикулит-монтмориллонитовых смешаннослойных образований, что выражается в степени его структурной упорядоченности. Закономерности изменения химического и минералогического состава исходных пород, их сравнительно высокие значения Eh и рН среды указывают на щелочной тип выветривания туфов и туфогенных образований в алмазоносных регионах.

Ключевые слова: туфы и туфогенные образования, Сибирская платформа, коры выветривания, химический и минеральный состав.

Региональные исследования древних платформ мира свидетельствуют о весьма длительном развитии процессов денудационного выравнивания и о глубоком денудационном срезе ряда обширных территорий, в том числе и Сибирской платформы (СП), неоднократно проявлявшихся на протяжении всей геологической истории Земли (Зинчук и др., 1983; Казанский, 1969; Петров, 1967). При этом устанавливается синхронность во времени регионального выравнивания, а также обогащения переотложенными элювиальными продуктами континентальных, прибрежно-морских и морских толщ в широком возрастном диапазоне. Мощные коры глубокого химического выветривания образовывались в эпохи длительного тектонического покоя земной коры и господствовавшего в эти эпохи климата, благоприятного для прохождения гипергенных процессов. На СП в домезозойское время выделяются своей продолжительностью и широким развитием на обширной территории позднепротерозойский (дорифейский) и средне-позднепалеозойский (поздний девон — ранний карбон) этапы выравнивания рельефа и эпохи корообразования. В мезозое и кайнозое в основном три денудационные поверхности выравнивания несут достаточно мощные покровы коры выветривания (КВ), глубоко переработанные химическими процессами: раннемезозойская (средний триас — ранняя юра), позднеюрская — раннемеловая и мел — палеогеновая (поздний мел — эоцен). На денудационных

поверхностях более молодого возраста мощные КВ обычно отсутствуют. Глубокое и широкое проявление корообразования в эпохи развития глобальных пенеппенов (при наличии благоприятных палеогеоморфологических условий и удобного для гипергенного изменения субстрата) приводило к возникновению целого ряда месторождений остаточного типа, располагающихся на поверхности выравнивания, и осадочных, образованных в разных фациальных условиях за счет размыва КВ. В основных алмазоносных районах СП (Малоботуобинский, Далдыно-Алакитский, Средне-Мархинский), судя по сохранившимся КВ и продуктам их перемыва и переотложения, наиболее мощные эпохи корообразования также существовали в позднедевонско-раннекаменноугольное и средне-позднеtriasовое время (Домышев, 1974; Зинчук, 1981, 1994, 2000, Зинчук, Борис, 1980, 1981; Зинчук и др., 1979; Зинчук, Котельников, 1980; Зинчук и др., 1978; Кашик, Карпов, 1978; Лисицына, 1973; Феоктистов, 1978; Хитров и др., 1987). Учитывая среднепалеозойский возраст кимберлитовых тел региона, указанные эпохи являлись решающими для формирования древних россыпей алмазов. Более молодые КВ сохранились от размыва в единичных разрезах малой мощности и практического интереса не представляют, а более древние на исследуемой территории не установлены. При этом следует отметить, что в фанерозое кроме общих черт в геологическом развитии и структурной позиции отмечаются и существен-

ные различия, приводящие к специфическим особенностям размыва и захоронения продуктов КВ. Так, в позднем девоне — раннем карбоне породы Далдыно-Алакитского алмазоносного района были размывы существенно меньше (до первых десятков метров), чем в Малоботубинском. Все это привело к различным условиям аккумуляции в терригенных отложениях эродированного алмазоносного материала. Поэтому в Далдыно-Алакитском районе при незначительном размыве пород этот материал образовывал первичные ореолы рассеяния (обычно без повторного размыва и переотложения), затем захоронялся. В отличие от этого, в Малоботубинском районе при значительном (до 300 м) размыве сначала формировались первичные ореолы рассеяния кимберлитового материала, которые затем перемывались и переотлагались в средне-верхнекаменноугольных отложениях. В мезозое и кайнозое Далдыно-Алакитский район испытывал значительное воздымание, что не способствовало развитию и сохранению здесь КВ как средне-позднетриасового, так и мел-палеогенового возраста. В то же время в Малоботубинском и Средне-Мархинском районах, наоборот, существовали благоприятные условия для интенсивного формирования средне-позднетриасовых КВ и последующего захоронения их под толщей нижнеюрских отложений. В после-среднеюрскую — кайнозойскую эпоху денудации, которая здесь была менее интенсивной, чем в Далдыно-Алакитском районе, эти отложения препятствовали полному размыву средне-позднетриасовых КВ. Из-за значительно большего эрозионного среза пород в допозднепалеозойское время, чем в раннеюрское, в Малоботубинском и частично в Средне-Мархинском районе сохранность средне-позднетриасовых КВ оказалась относительно лучшей, причем сохранились элювиальные образования на всех выветривающихся породах, в том числе и трапповой формации, представленной долеритами, туфобрекчиями трубок взрыва и туфогенными образованиями корвунчанской свиты нижнего триаса.

Трубки взрыва пород трапповой формации наиболее характерны для различных частей Малоботубинского алмазоносного района, т.е. разных его позднепалеозойских и мезозойских структурно-формационных зон. Меньшая устойчивость туфов и туфобрекчий к процессам корообразования, по сравнению с вмещающими их породами, позволяет наиболее рельефно проследить на них закономерность более интенсивного развития (независимо от типов пород субстрата) и лучшей сохранности КВ в пределах денудационной поверхности выравнивания, территориально совпадающей с конседиментационными палеоподнятиями и их склонами, по сравнению с денудационно-аккумулятивными и аккумулятивными поверхностями, соответствующими палеовпадинам. Поэтому туфобрекчий трубчатых тел на Мирнинском палеоподнятии (А-48, А-49, А-50 и др.) подверглись выветриванию на

значительную глубину. Здесь под нижнеюрскими осадочными толщами и породами трапповой формации (долеритами) вскрыта КВ значительной мощности (до 90 и более метров). В таких разрезах установлены и более зрелые ее горизонты (рис. 1). В отличие от этого, в центральных частях Кюеляхской верхнепалеозойской впадины и Ангаро-Вилюйском мезозойском прогибе на туфах и туфобрекчиях трубок взрыва (А-200, А-220, А-400 и др.) устанавливаются только самые нижние горизонты (зоны дезинтеграции и начального выщелачивания) КВ мощностью в несколько метров. Стоит также отметить, что в пределах Мирнинского палеоподнятия наряду с трубками взрыва, выветрелыми на значительную глубину, встречены трубчатые тела (А-88, А-103 и др.) со слабо выраженными процессами корообразования. Такое положение можно объяснить (Зинчук и др., 1978, 1979, 1983; Зинчук, Котельников, 1980) различной степенью переработки агломератовых туфов и туфобрекчий трубчатых тел гидротермально-метасоматическими процессами как в период их становления, так и в дальнейшем при гипергенном преобразовании. При этом чем интенсивнее эти породы подверглись подобной переработке, тем менее устойчивыми они становились к процессам выветривания. Ярким примером этого является трубка А-49 (рис. 1), по сильно измененным гидротермально-метасоматическими процессами породам которой в позднедевонско-раннекаменноугольное время интенсивно и на значительную глубину развивались процессы корообразования. Так, скважина глубиной около 100 м в центре трубки не вышла из измененных пород. Перекрывается это тело долеритами и нижнеюрской осадочной толщей мощностью до 17 м. Поскольку описываемый разрез туфов и туфобрекчий перекрывается примерно 27-метровой толщей долеритов (инт. 107,8–134,4 м), то для понимания процессов выветривания и особенностей вещественного состава его продуктов нами наиболее детально исследована верхняя (инт. 17–107,8 м) часть упомянутого разреза. Выветрелую часть этого интервала с некоторой долей условности можно разделить (рис. 1 и 2, а) на две зоны, переход между которыми постепенный: верхнюю (инт. 17,1–48 м) и нижнюю (инт. 48–94,2 м). Для общей минералогическо-геохимической характеристики туфов и туфобрекчий данной трубки были детально изучены также породы, залегающие ниже указанного интервала и представленные аналогичными плотными туфогенными образованиями. Исходные (материнские) породы (инт. 94,2–107,8 м) в нижней части трубки представлены зелеными и грязно-зелеными сравнительно плотными туфами и туфобрекчиями (средняя плотность пород до 2,90 г/см³, пористость 13–25%). Основная масса пород характеризуется в целом слабой раскристаллизованностью, реже она стекловатая. Сложены породы сравнительно плотным пирокластическим материалом с мелкими обломками иных образований, кварца, халцедона, поле-

вых шпатов, биотита и других минералов. Среди включений (размером до нескольких сантиметров) доминируют обломки терригенно-карбонатных пород, песчаников, алевролитов и траппов. В выветрелых породах описываемого разреза преобладают псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические структуры. В наиболее плотных породах (гл. 102,5 м) отмечено самое высокое для описываемого разреза содержание плагиоклазов, что обуславливает сравнительно высокую концентрацию в них (рис. 2, а) Са (2,07%) и Na (1,06%). Здесь среди таблитчатых кристалликов полевых шпатов преобладают олигоклаз, разности ряда биотит и микроклин. На поверхностях отдельностей они обычно покрыты тонкодисперсными вторичными образованиями типа кристаллитов. По данным химических анализов (рис. 2, а), для пород этого интервала характерна (Зинчук и др., 1979; Хитров и др., 1987) существенная концентрация SiO_2 (38,50–38,80%), Al_2O_3 (18,53–26,25%), FeO (6,86–12,43%) и MgO (до 4,48%). Часть Fe (инт. 94,2–107,8%) присутствует уже в форме оксида (5,73–12% Fe_2O_3), которая частично концентрируется в виде ферригидритов (Зинчук, 1994; Зинчук и др., 1979; Хитров и др., 1987). Дифракционная картина фракции мельче 0,001 мм из образцов нижней части описываемого профиля, и ее изменение при различных обработках указывают (Зинчук, 1981, 1994, 2000), что, в отличие от исходных плотных долеритов, в плотных туфогенных образованиях присутствует в основном хлорит, который, судя по значению $b = 9,27 \text{ \AA}$, относится к Mg-Fe-типу. Некоторое сжатие кристаллической решетки при прокаливании свидетельствует об определенной «дефектности» структуры минерала. Наличие в слабо измененных туфах и туфобрекчиях хлорита подчеркивается как присутствием на кривых дериватогамм эндозэффектов при 550 и 740°C, связанных, соответственно, с разрушением брусито- и талькоподобного слоев в структуре хлорита, так и спектром ЯГР, указывающим на преобладание в структуре Fe^{2+} ($\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 2,5$). На кривых ИК-спектров в области валентных колебаний OH-групп также отмечаются две слабые полосы поглощения с частотами около 3400 и 3600 см^{-1} (соответственно в брусито- и талькоподобных слоях). После насыщения образца глицерином появляется довольно интенсивный рефлекс 17,7 \AA , указывающий также на наличие во фракции мельче 0,001 мм слабо выветрелых туфогенных образований Mg-Fe-монтмориллонита, который ассоциирует с реликтовой примесью вермикулита, характеризующегося, судя по значению $d=1,521 \text{ \AA}$, содержанием в октаэдрических сетках его структуры наряду с Mg значительного количества Fe^{3+} . Преобладание в нижней части рассматриваемого профиля этих минералов обуславливает близкий характер ИКС как исходных образцов, так и после их термической обработки. Соответственно, высокое значение квадрупольного расщепления Δ для части Fe^{3+} (положение P_2) указы-

вает на сильное искажение его октаэдров ($\Delta \geq 1 \text{ мм/с}$). Это может быть связано с окислением Fe^{2+} при возникновении вермикулита и диоктаэдрического монтмориллонита. Образовавшиеся ионы Fe^{3+} , видимо, концентрируются в триоктаэдрических участках новообразованных структур. Основной механизм компенсации возникающего в этом случае избыточного положительного заряда связан с появлением O^{2-} за счет депротонизации OH- групп, что и влияет на форму октаэдров, содержащих ионы Fe^{3+} . Еще одна форма ионов Fe^{3+} (положение P_2) также находится в октаэдрической координации, но только в тех участках силикатных слоев ди-триоктаэдрического монтмориллонита, где в ближайших по отношению к ним тетраэдрах ионы Si замещены на ионы Al, а избыточный (–) заряд компенсируется межслоевыми катионами. В этом случае фиксируются средние по величине значения $\Delta \sim 0,6\text{--}0,8 \text{ мм/с}$. Отмечается также аналогичное с материнскими породами распределение железа по структурным позициям (Зинчук, 1994, 2000), характеризующееся существенным увеличением роли его трехвалентной формы ($\text{Fe}^{2+}:\text{Fe}^{3+} \approx 1,6$). В связи с относительным накоплением в этом случае монтмориллонита, значение Δ (положение P_2) несколько снижено, что может быть связано с примесью гидроксидов с более низкими значениями Δ (порядка 0,50 мм/с), которые отдельно не выявляются вследствие недостаточного разрешения спектра между значениями 0,60 и 0,50 мм/с. Развитые в выветрелых агломератовых туфах и туфобрекчиях (как и в КВ долеритов) триоктаэдрические и ди-триоктаэдрические минералы почти полностью (за исключением следов собственно диоктаэдрической фазы с $d = 12,3 \text{ \AA}$) растворяются в теплой CH_3COOH . Частичное сохранение в этом случае на дифрактограммах отражений, кратных 7,15 \AA , а также присутствие в таких пробах, по данным высоковольтной электронографии, фазы со значением $b = 8,90 \text{ \AA}$, указывают на небольшую примесь каолинита.

Образования нижней зоны КВ описываемого разреза (инт. 48–94,2 м) представлены серым грязно-серым, кремово-коричневым и зеленым структурным элювием агломератовых слабо измененных туфов и туфобрекчий. Псефито-псаммитовые и кристалло-литовитрокластические структуры устанавливаются в этих образованиях довольно четко. В целом это весьма однородная толща с выдержанными физико-механическими свойствами. Средняя плотность (2,70–3,00 г/см³) даже несколько возрастает в верхних горизонтах разреза, что связано, видимо, с интенсивным ожелезнением продуктов выветривания. Этот процесс развит обычно в отдельных интервалах. Так, если в инт. 52,1–60,7 м (А-49) содержание Fe_2O_3 5,33–8,35%, то в инт. 72,1–92,1 м оно достигает 22,77–24,60% (рис. 2, а). Пористость образований этого интервала колеблется от 40 до 53,4%, что обуславливает достаточно постоянную высокую влажность пород (порядка 12–

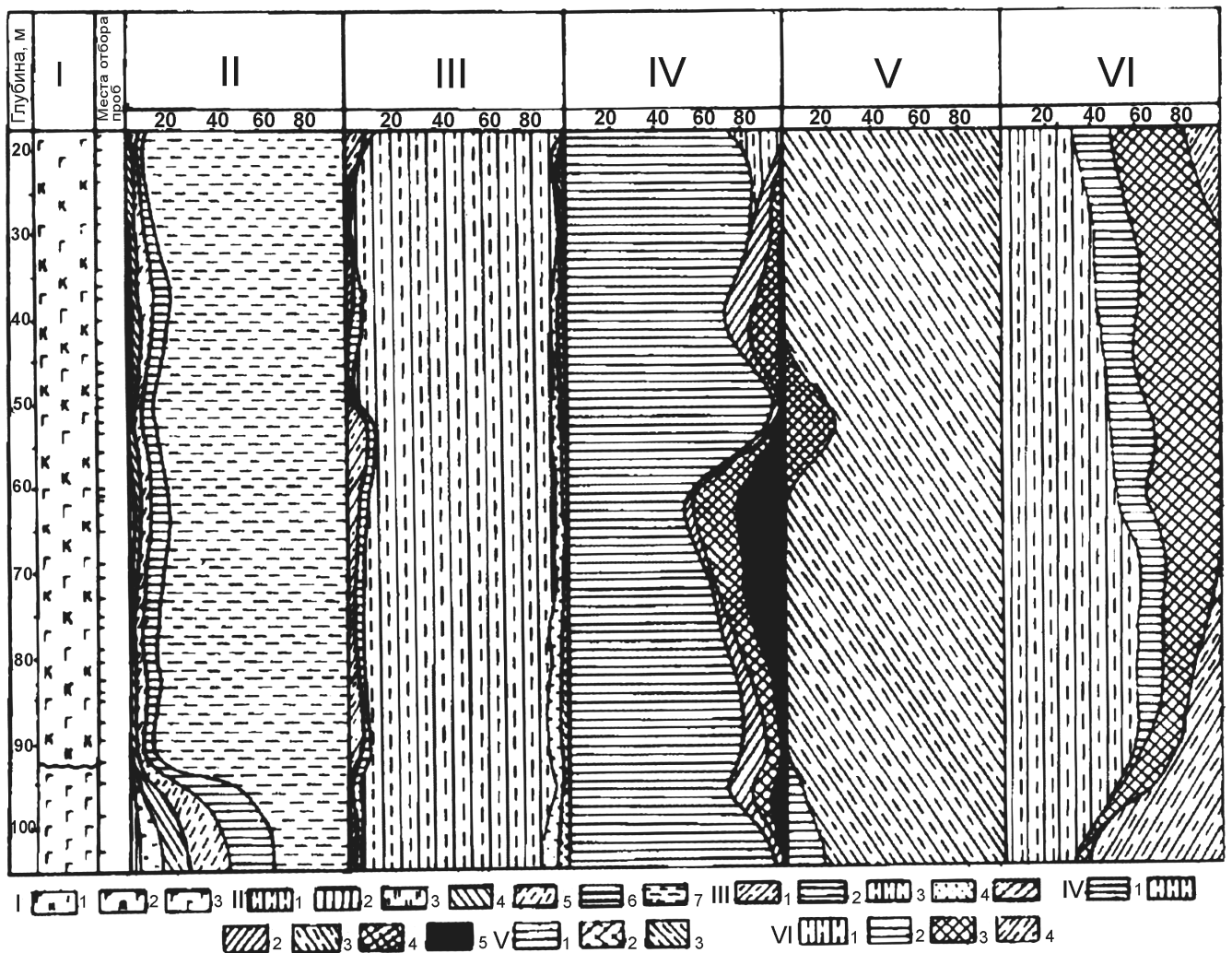


Рис. 1. Литологический разрез коры выветривания агломератовых туфов и туфобрекчий трубки А-49:

I — литологическая колонка: 1 — выветрелые породы; 2 — плотные туфы и туфобрекчий; II — гранулометрический состав (размеры фракций в мм): 1 — 1,0–0,5; 2 — 0,5–0,25; 3 — 0,25–0,1; 4 — 0,1–0,05; 5 — 0,05–0,01; 6 — мельче 0,01 мм; III — состав легкой фракции 0,1–0,05 мм: 1 — кварц; 2 — полевые шпаты; 3 — глинистые и глинисто-железистые агрегаты; 4 — обломки пород; 5 — прочие минералы; IV — состав первичных минералов тяжелой фракции 0,1–0,05 мм: 1 — неизменные рудные минералы: ильменит и магнетит; 2 — частично измененные рудные минералы; 3 — группа эпидота; 4 — гранаты; 5 — циркон; V — аутигенные минералы тяжелой части фракции 0,1–0,05 мм: 1 — пирит; 2 — сидерит; 3 — гидроксиды железа; VI — минеральный состав фракции мельче 0,001 мм: 1 — хлорит; 2 — вермикулит и Mg-Fe³⁺-монтмориллонит; 3 — вермикулит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование; 4 — каолинит

33%). Дисперсность пород (содержание фракции мельче 0,001 мм) близка к 35%, при этом прочность довольно изменчива. В составе продуктов выветривания туфов и туфобрекчий описываемого профиля доминируют глинистые и глинисто-железистые агрегаты (рис. 1). Содержание кварца и полевых шпатов в легкой фракции, где присутствуют также выделения аллофана и единичные зерна халцедона, редко превышает 15–20%. Среди первичных тяжелых минералов резко преобладают рудные минералы (магнетит и ильменит). Менее распространены умеренно устойчивые (группа эпидота) и весьма устойчивые (циркон, гранаты, турмалин, рутил, сфен и дистен) минералы. Аутигенные минералы тяжелой фракции зачастую почти полностью представлены (таблица) гидроксидами железа (гётит, гидрогётит, реже — гематит), что придает породам желтовато-серую и бурую окраску. По рентгенов-

ским данным, максимальное содержание гидрогётита ($d/n = 4,16 \text{ \AA}$) приурочено к низам этой зоны. В отдельных прослоях повышены также концентрации сидерита и тонкодисперсного (0,1–0,5 мм) пирита.

Вверх по разрезу этой зоны наблюдается быстрое окисление и разложение хлорита, который уже на глубине 92,1 м фиксируется под растровым электронным микроскопом в виде локальных выделений в породе (Зинчук, 1994, 2000; Зинчук, Котельников, 1980). Свидетельством его разрушения служит исчезновение, по данным ЯГР, ионов Fe²⁺ и Fe³⁺ с наиболее высоким Δ . При этом ионы железа переходят в трехвалентное состояние (оксиды и гидроксиды). Образуется гематит, о чем свидетельствует появление в спектре ЯГР шести линий с параметрами $H_{эф} \sim 503 \text{ кэ}$, $\Delta \sim 0,15 \text{ мм/с}$ (относительно Pd), что является результатом zesманов-

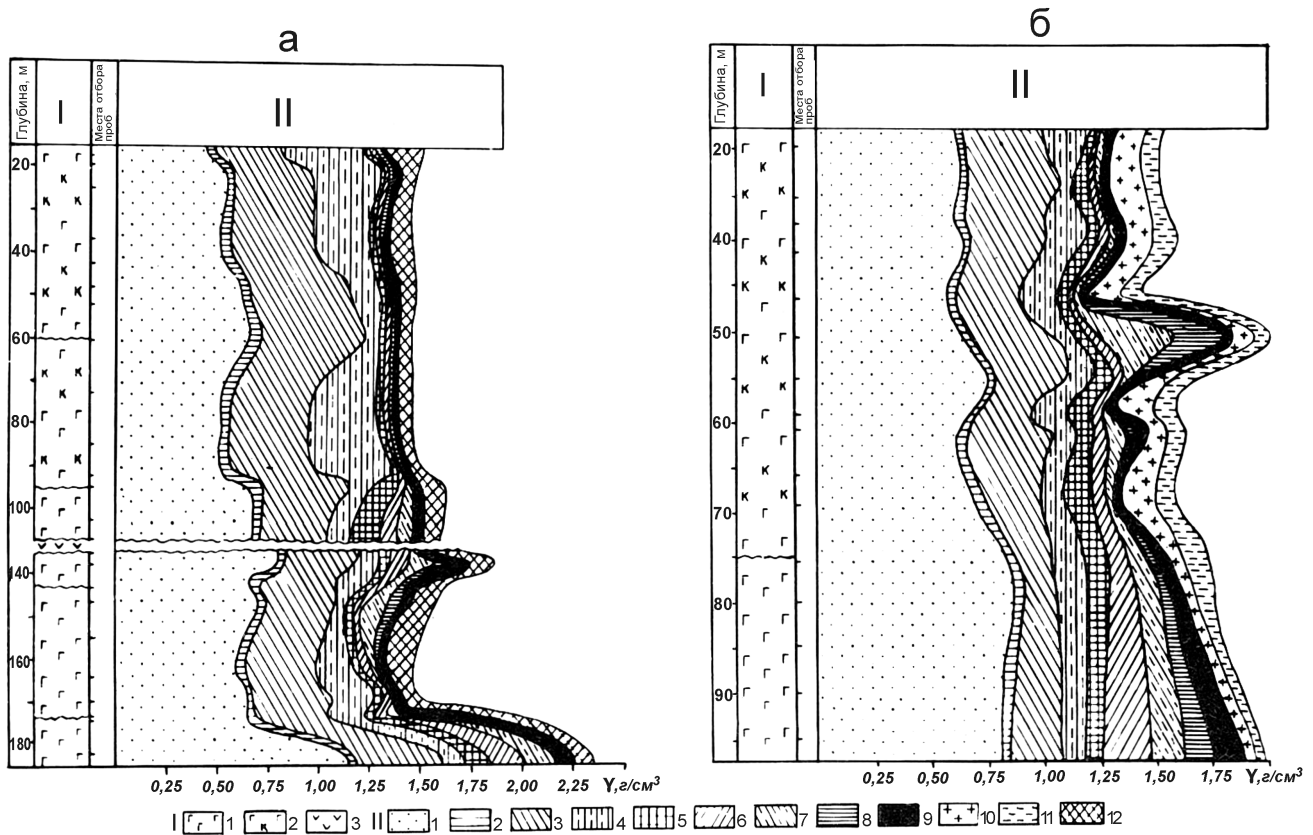


Рис. 2. Геохимические диаграммы коры выветривания туфов и туфобрекчий трубчатых тел А-49 (а) и А-50 (б):

I — петрографическая колонка: 1 — туфы и туфобрекчии; 2 — кора выветривания туфов и туфобрекчий; 3 — прослои долеритов; II — оксиды (в г/см³): 1 — SiO₂; 2 — TiO₂; 3 — Al₂O₃; 4 — Fe₂O₃; 5 — FeO; 6 — MgO; 7 — CaO; 8 — CO₂; 9 — Na₂O + K₂O; 10 — H₂O⁺; 11 — H₂O; 12 — H₂O_(общ)

ского расщепления уровней ядер железа в α -Fe₂O₃ при действии эффективных магнитных полей. Исчезают в этой зоне вермикулит и Mg-Fe³⁺-монтмориллонит, вместо которых (судя по появлению на дифрактограммах после насыщения образцов глицерином рефлексов 18–19 Å и по данным Фурье-преобразования, как и в наиболее выветрелых долеритах) возникает неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешаннослойное образование с $d_{060} = 1,490$ Å, что указывает на увеличение роли трехвалентных катионов, в том числе Al, в его структуре. Неупорядоченный характер этого смешаннослойного образования определяется также полной аморфизацией его после прокаливания при 550–600°C, так как собственно монтмориллонит или вермикулит дают четкую дифракционную картину с периодом 9,6–9,8 Å. Это образование полностью растворяется в 10%-ном растворе HCl и частично в теплой 5%-ной CH₃COOH. Оно характеризуется исчезновением полосы поглощения Si-O-Al^{VI}-связи с частотой 525–539 см⁻¹ после прокаливания образцов при 600°C, что свидетельствует о сохранении в его структуре элементов триоктаэдричности. Из трехвалентных катионов в октаэдрических позициях минерала преобладают ионы Fe³⁺, что подтверждается наличием в центральной части спектра ЯГР дублета линий, обусловленных присутствием ионов Fe³⁺ в положении П₂. Кроме того, фиксируются входящие в октаэдрические

сетки этого же минерала ионы Fe³⁺ в положении П₁ с наименьшим значением Δ. Октаэдры, включающие ионы Fe³⁺ этой формы, наименее искажены благодаря симметричному окружению только трехвалентными ионами в октаэдрической сетке с ионами Si⁴⁺ в тетраэдрической. Первый дублет ионов Fe³⁺ силиката (положение П₁) отражает их вклад в структуру гётита, который, судя по интенсивному рефлексу 4,16 Å на дифрактограммах, присутствует здесь в существенном количестве. Однако из-за высокой дисперсности частиц гётита в мессбауэровском спектре не выявляется сверхтонкая структура ионов Fe³⁺, хотя дублет линий четко фиксируется. Выше по разрезу с повышением содержания гётита этот дублет выявляется по минимальной полуширине спектра ($\Gamma_1 = 0,28$ мм/с). Резко увеличивается в данной зоне содержание каолинита, особенно в верхних частях разрезов (рис. 1, 2, а). В низах этой зоны каолинит следует отнести к его генерации I, образующейся в основном за счет изменения крупных (до 6–8 мкм) псевдогексагональных кристаллов микроклина. Это происходит (Зинчук, Котельников, 1980; Зинчук и др., 1978, 1983) при непосредственном растворении поверхностных частей первичного минерала (с выносом К) и нарастании пирамидальных образований из отдельных слоев роста нового минерала — каолинита. В верхах зоны, где каолинит максимально развит, он представлен генерацией П в виде вермикулито-

**Электроннографическая характеристика фракции
мельче 0,001 мм образцов из коры выветривания
на туфах и туфогенных образованиях**

Номер скважины	Глубина, м	Литологические типы пород и их цвет	Глинистые минералы, их политип. модификации, степень совершенства структуры и значения параметра b м-лов, Å	Минеральные примеси
Скв. А-49		<i>Кора выветривания агломератовых туфов трубчатого типа</i>		
	17,9	Туфогенная порода выветрелая желтоватая	в (бб; 9,15), кл (бб; 8,90)	кв, пл
	19,8	То же	кл (б; 8,90), срп (бб; 9,25)	кв, гт
	42,5	То же с прожилками гидроксильного Fe	кл (б; 8,90), срп (бб; 9,24)	кв, гт
	52,1	Туфогенная выветрелая порода грязно-зеленая	кл (ун; 8,90), срп (бб; 9,23), хрз (бб; 9,23)	кв, гт
	92,1	Туфогенная порода пятнистая грязно-коричневая	кл (ун; 8,90)	кв
94,2	Туфогенная порода грязно-зеленая с обломками	кл (пб; 8,90), срп (бб; 9,25)	кв, гм, клц	
102	Туфогенная сравнит. плотная порода	кл (пб; 8,90), в (бб; 9,27)	кв, клц	
Скв. А-50	29,6	Глина зеленовато-серая	кл+гл (пб; 8,90), сс (б; 8,96)	кв
	46,5	Туфогенная порода выветрелая темно-серая	кл+гл (пб; 8,90), сс (б; 8,96)	кв
	75,4	Туфогенная порода плотная грязно-коричневая	кл+гл (б; 8,90), три-сс (9,20)	кв, клц
Скв. 28/188		<i>Кора выветривания на туфогенных породах корвунчанской свиты нижнего триаса</i>		
	13,4	Глина желтовато-зеленая	гл+кл (пб; 8,90), срп+хрз (б; 9,25)	гт
	15,6	Глина грязно-коричневая и желтоватая	гл+кл (пб; 8,90)	гт
	19,6	Туфогенная рыхлая грязно-серая порода	гл+кл (б; 8,90)	кв, пл
	22,8	Туфогенная плотная грязно-серая порода	гл+кл (б; 8,90)	кв, пл

Условные обозначения. Минералы: кл — каолинит, гл — галлуазит, в — вермикулит, срп — серпентин, хрз — хризотил, три-сс — триоктаэдрический слоистый силикат, сс — неидентифицированный слоистый силикат, кв — кварц, пл — плагиоклаз, клц — кальцит, гм — гематит, гт — гётит. Степень совершенства структуры: ун — упорядоченная с некоторыми нарушениями, пб — полубеспорядочная, б — беспорядочная, бб — полностью беспорядочная. Минералы приводятся в порядке убывания, цифры в скобках — величина b в Å. Аналитик З.В. Врублевская (ИГЕМ РАН).

подобных сростков размером 10–15 мкм. Здесь он образуется в сферических полостях Na-Ca-плагиоклазов по развивающемуся за счет их изменения монтмориллону, который возникает первоначально в виде характерных микроагрегатов, особенно с Ca в межслоевых промежутках. Данные рентгеноспектрального исследования областей локализации вермикулитоподобных сростков показывают (Зинчук, Котельников, 1980) содержание в их составе преимущественно Si и Al, что позволяет идентифицировать эти выделения как каолинит. В разрезе рассматриваемой зоны отмечается также серпентин, представленный в отдельных прослоях пластинчатой и волокнистой разновидностями. Волокна имеют длину до 2–3 мкм и диаметр 0,3 мкм.

Верхняя зона описываемого профиля (инт. 17,1–48 м) сложена преимущественно желтыми, желтовато- и грязно-бурыми сильно выветрелыми образованиями. Структура исходных пород с реликтами кристалло-литовитрокластической и псефито-псаммитовой разновидностей здесь сохраняется лишь в отдельных древесных выделениях, обычно сильно измененных, разбитых трещинами и микротрещинами и выполненными большей частью вторичными образованиями. Для нижних частей зоны (гл. 48 м) характерно (таблица) также обилие рассеянных пе-

литоморфных выделений железа, слагающих иногда по трещинам более темные (до черных) агрегаты. В некоторых участках зафиксированы мелкие, обычно не превышающие первые миллиметры, сероватые выделения халцедона. Вверх по разрезу увеличиваются размеры выделений гидроксидов железа, которые на гл. 19,8 м занимают половину объема породы, что придает ей желтовато-бурую пятнистую окраску. За счет изменения плагиоклазов в этой зоне возрастает роль глинисто-железистых образований (рис. 1).

В тяжелой фракции образований верхних горизонтов описываемого профиля увеличивается концентрация лейкоксенизированного ильменита, но уменьшается (до полного исчезновения) содержание умеренно устойчивых (группа эпидота) и весьма устойчивых (гранаты, циркон, турмалин и сфен) минералов. Аутигенный комплекс тяжелых минералов представлен здесь гидроксидами железа.

В нижней части верхней зоны содержание неупорядоченной вермикулит-монтмориллонитовой смешаннослойной фазы относительно каолинита возрастает (Зинчук, Котельников, 1980). Судя по значению $d_{060} = 1,490 \text{ Å}$, аналогичному с нижней зоной, в октаэдрических позициях структуры указанной фазы в этой зоне также преобладает Fe^{3+}

с подчиненным содержанием Al и Mg. Это подчеркивается разложением смешаннослойной фазы в теплой HCl и исчезновением полосы поглощения деформационных колебаний Si-O-Al^{VI}-связи на кривых ИК-спектров образцов после термической обработки. К верхней части данной зоны содержание каолинита увеличивается, где он представлен относительно тонкими по оси *c* микроблоками, размером не более 2–3 мкм. Это позволяет рассматривать его как генерацию III, развивающуюся за счет преобразования указанной смешаннослойной фазы. В отдельных прослоях этой зоны (гл. 30,5 м и др.), в выщелоченных полостях как промежуточная фаза проявляются скопления чечевицеобразных кристаллов алунита размером около 0,5 мкм. Интенсивное развитие здесь каолинита сопровождается выделением аморфного кремнезема. Примесь вермикулита и монтмориллонита отмечена также в отдельных серовато- и грязно-серых обломках в самых верхних частях описываемого профиля (гл. 17,1 м). Сохранение на кривых ИК-спектров после прокаливании образцов до 600°C конфигурации полос поглощения в области деформационных колебаний Si-O — Al^{VI}-связи вновь указывает на содержание в октаэдрических позициях монтмориллонита в основном трехвалентных катионов (Al и частично Fe³⁺). Присутствие смеси ди- и триоктаэдрических минералов подчеркивается также наличием на кривых ДТА и ДТГ трех эндоэффектов (Зинчук и др., 1978). Следует отметить резкий эндоэффект при 335°C, сопровождающийся значительной потерей массы, что в совокупности с эндоэффектами при 545 и 680°C отражает присутствие в смеси глинистых минералов и гиббсита. Это подтверждается и наличием на дифрактограммах интенсивного отражения 4,84 Å. Гиббсит в верхних горизонтах описываемого элювиального профиля связан не только с «привнесом» минерала из перекрывающих трубку образований, но частично он может образовываться и в процессе более глубокого выветривания исходных пород. В этих же горизонтах наблюдается и повышенное содержание железа. Судя по ЯГР-спектру, здесь присутствует силикат, содержащий ионы Fe³⁺ в положениях P₂ и P₁ (Зинчук и др., 1983). Развита здесь также гётит, у которого дублет линий совпадает с дублетом линий ионов Fe³⁺ силиката в позиции P₁. С этим, видимо, связано заметное увеличение полуширин линий в спектре ЯГР ($\Gamma_1 = 0,35$ мм/с).

Особенностью разреза KB туфов и туфобрекчий, вскрытого скв. А-49, является преобладающая роль SiO₂ и Al₂O₃, а участками и Fe₂O₃. По сравнению с другими типами KB, развитыми в этом же районе (на терригенно-карбонатных породах и долеритах), описываемый разрез характеризуется (рис. 2, а) отсутствием четко выраженных визуальных трендов направленного изменения содержания отдельных породообразующих элементов. Распределение почти всех компонентов отличается

наличием в пределах разреза ряда максимумов их содержаний. Наиболее высокий коэффициент вариации содержания характерен для K и Ca, меньший — для Fe²⁺, Mg и Fe³⁺. Отмечаются резкие скачки в накоплении Fe₂O₃, связанные с концентрацией в локальных участках его гидрооксидов. В суммарном балансе вещества по разрезу общая тенденция к накоплению (рис. 2, а) свойственна (Зинчук, 1981; Зинчук и др., 1979) Al₂O₃ (от 0,4182 до 0,4930 г/см³) и F₂O₃ (от 0,1195 до 0,4066 г/см³). Выносятся при гипергенных изменениях пород (в г/см³): K₂O (от 0,0244 до 0,0016), CaO (от 0,1420 до 0,0060), MgO (от 0,1539 до 0,0073), Na₂O (от 0,0621 до 0,0006). Распределение содержаний «малых» элементов при гипергенном изменении пород описываемого разреза в целом примерно равномерное. Некоторая тенденция к накоплению отмечена только для Ni и Co. Ассоциативный анализ этой многокомпонентной системы позволил выделить следующие устойчивые парагенетические ассоциации элементов: Sr—Zn—Cu—Sc и Co—Ni, а остальные элементы не образуют (Зинчук, 1981; Зинчук и др., 1979) значимых корреляционных связей.

В других трубчатых телах (в частности, в А-50) на неоднородных агломератовых туфах и туфобрекчиях сформировалась мощная (свыше 60 м) KB. Существенных отличий в изменении физических свойств пород, их структурно-текстурных особенностей, в минеральном составе легкой и тяжелой фракций в таких профилях не установлено. Характерная особенность разрезов типа скв. А-50 (рис. 2, б) — слабая обохренность вторичных продуктов и псевдоморфное замещение минералов исходной породы различными вторичными образованиями. Пелитовая составляющая буровато-серых и зеленоватых слабо сцементированных туфов и туфобрекчий (инт. 75,9–95 м) также содержит вермикулит, но с несколько повышенным значением *b* (9,20 Å). Здесь одновременно с монтмориллонитом и каолинитом, судя по наличию на дифрактограммах широких дифрактометрических полос в области 4,45–4,15 и 2,25–2,30 Å, отмечается существенная примесь метагаллуазита. Выше по разрезу вермикулит и монтмориллонит обычно исчезают и вместо них появляется вермикулит-монтмориллонитовая смешаннослойная фаза (*b* = 8,96 Å) неупорядоченного типа. Увеличивается также количество и упорядоченность каолинит-галлуазитовой ассоциации (от беспорядочной в низах до полубеспорядочной в верхней части профиля выветривания). Для KB, вскрытой скв. А-50 (как и для А-49), характерна (рис. 2) значительная изменчивость содержаний ряда петрогенных компонентов по разрезу. Только глинозем обнаруживает почти линейную тенденцию к накоплению (от 0,2146 до 0,4060 г/см³). На отдельных участках отмечено уменьшение концентрации SiO₂ (от 0,8715 до 0,5780 г/см³), CaO (от 0,1484 до 0,0133 г/см³), MgO (от 0,2232 до 0,0156 г/см³) и CO₂ (от 0,1466 до полного исчезно-

вения). Одновременно локально увеличиваются концентрации некоторых из этих компонентов (рис. 2, б). Так, процессы вторичной карбонатизации некоторых горизонтов (гл. 50,8 м и др.) привели к резкому повышению содержания CaO (до 0,3203 г/см³) и CO₂ (до 0,2520 г/см³). Существенно изменяются по разрезу концентрации K, Ca, Mg, Na и Fe²⁺. Основной ряд подвижности элементов с тенденцией к выносу здесь можно представить следующим образом: K > Mg < Ca. Выделяются (Зинчук, 1981) следующие группы элементов, характеризующихся общими свойствами в процессе корообразования туфов и туфобрекций описываемого разреза: Mg–K, Al–Ti, Ca–Mg, Fe²⁺–Ni, Na–Si. По степени организованности петрохимической системы разрез KB, вскрытой скв. А-50, слабо отличается от разреза скв. А-49 (рис. 2, а). Большая часть элементов системы или связана друг с другом отрицательными связями, или независима друг от друга. Для аксессуарных элементов характерно почти монотонное распределение в разрезе. Можно отметить лишь четко выраженную тенденцию к накоплению для Yb; Y имеет максимум накопления в средних частях разреза, а концентрация Ba уменьшается снизу вверх по разрезу. Для пород этого профиля характерен (Зинчук и др., 1979) такой комплекс устойчивых по разрезу парагенетических ассоциаций: Ni–V–Y–Sc–Cr–Co–B–(Nb–Ba?), Be–Zr–Ti и Zn–Yb.

Кора выветривания на туфогенных образованиях корвунчанской свиты нижнего триаса, по сравнению с другими гипергенными площадными образованиями этих же территорий (KB на терригенно-карбонатных породах и долеритах), имеет ограниченное распространение (Домышев, 1974; Зинчук, 1981, 1994, 2000; Зинчук, Борис, 1980, 1981; Зинчук и др., 1978, 1979, 1983; Феоктистов, 1978; Хитров и др., 1987). Такие туфогенные породы нижнего триаса сохранились от размыва в виде относительно больших полей лишь в самой северо-западной части Малоботубинского алмазонасного района. На остальной территории траппового плато отмечаются (Домышев, 1974; Феоктистов, 1978) мелкие разобщенные сложных очертаний останцы этих пород, выполняющие отрицательные формы раннетриасового рельефа. Сохранившаяся мощность KB туфогенных образований корвунчанской свиты составляет первые метры, реже достигая 27 м. Повышенная мощность профилей такой KB отмечается только в случае перекрытия ее нижнеюрскими осадочными толщами. Следовательно, на породах корвунчанской свиты обычно сохранилась от размыва лишь нижняя зона (дизинтеграции и начального выщелачивания) KB и только в отдельных разрезах большей мощности отмечается ее более зрелая часть. Наиболее детально изучена среднепозднетриасовая KB на туфогенных образованиях корвунчанской свиты в северной части Малоботу-

бинского района, где ее мощность достигает 13 м. Перекрываются они осадочными нижнеюрскими породами мощностью до 5 м. Выветрелые породы представлены зеленовато- и желтовато-серыми или коричневыми агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Обломочный материал (включения алевролитов, терригенно-карбонатных пород, долеритов, гравия кремнистых пород и др.) в отдельных участках составляет до половины объема туфогенных образований. Структура материнских пород преимущественно кристалло-литовитрокластическая, псефито-псаммитовая, участками до псаммитовой. Цементирующая масса сложена изотропным пепловым материалом (бурой и грязно-бурой окраски) с обломками различных пород (траппов, алевролитов и кварцитов) и некоторых минералов (кварц, полевые шпаты, биотит и др.). Нередко в этих довольно плотных туфогенных породах отмечаются следы вторичных изменений — ожелезнения, пиритизации и кальцитизации. По мере роста выветрелости пород изменяется их окраска. Реликты структур исходных туфогенных образований отмечены по всему разрезу.

Вверх по разрезу KB обычно увеличивается содержание пелитовой составляющей, что приводит к некоторому возрастанию общей пористости (с 25,9 до 45,4%). Плотность изменяется в небольших пределах (2,66–2,92 г/см³). В составе продуктов выветривания преобладают глинистые (10,5–67,5%) и глинисто-железистые (29,4–71%) агрегаты, практически не поддающиеся полной дезинтеграции даже в теплой воде. Подчиненную роль занимают кварц (до 11,7%) и в различной степени измененные полевые шпаты (до 10,5%), содержание которых обычно уменьшается в верхних частях разрезов. В тяжелой фракции резко преобладает сравнительно свежий (37,9–73,1%) и в различной степени лейкоксенизированный (22,2–47,7%) ильменит. Остальные первичные минералы (пироксены, эпидот, циркон, рутил и др.) редко превышают первые проценты. В аутигенном комплексе тяжелой фракции резко доминируют (91–100%) гидроксиды железа (гётит и гидрогётит), окрашивающие отдельные участки породы в желтовато-бурые цвета различной интенсивности. Во фракции мельче 0,001 мм продуктов данной KB, судя по рентгеновским и электронографическим данным, по сравнению с продуктами выветривания туфогенных трубок взрыва (скв. А-49, А-50 и др.), еще более увеличивается содержание метагаллуазита, развивающегося обычно по олигоклазу и лабрадору (таблица). Характерной особенностью исследуемой KB является (Зинчук, 1981; Зинчук и др., 1979) высокое абсолютное содержание Al₂O₃ и Fe₂O₃, а также выраженная тенденция к выносу SiO₂ (от 0,8747 до 0,5667 г/см³). К участкам с пониженной концентрацией SiO₂ обычно приурочено повышенное содержание CaO (до 0,3464 г/см³) и SO₃ (до 0,4691 г/см³),

что связано со значительными скоплениями здесь вторичных образований (обычно гипса). Некоторое накопление Al_2O_3 (до 0,4225 г/см³) отмечено в нижних горизонтах профилей. Общая изменчивость отдельных элементов по данному разрезу может быть представлена следующим рядом: $\text{Mn} > \text{P} > \text{Ca} > \text{K} > \text{CO}_2 > \text{Na} > \text{Fe}^{3+}$. Характерна для данного разреза высокая активность SO_3 , что может быть объяснено как исходным составом пород, так и поступлением растворов, обогащенных сульфосолями из подстилающих нижнепалеозойских отложений. Для пород корвунчанской свиты, подвергшихся выветриванию, характерны следующие ассоциации петрогенных компонентов: $\text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{P}_2\text{O}_5 - \text{F}$; $\text{Na}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{NiO} - \text{Cr}_2\text{O}_3$ и $\text{MgO} - \text{H}_2\text{O}$. Последняя ассоциация так же, как и ассоциации $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CO}_2$ и $\text{CaO} - \text{CO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, неустойчива и обнаружена лишь в отдельных интервалах разреза.

Таким образом, анализ полученных данных по результатам изучения КВ на туфах и туфобрекчиях трубчатых тел, а также на туфогенных образованиях корвунчанской свиты показал отсутствие четкой зональности в их строении даже в профилях большой мощности. Несмотря на кажущуюся однородность этих толщ, рентгенографические, электронографические и электронно-микроскопические исследования позволили существенно детализировать установленные закономерности формирования продуктов выветривания. Так, в отличие от КВ на таких полнокристаллических и монолитных породах, как долериты (которые близки по составу к туфогенным брекчиям), в КВ туфов и туфогенных пород отмечается большая дисперсность глинистых образований, что можно объяснить дискретностью материнских пород, представленных агрегатами мелких обломков пород и вулканического стекла. Это обеспечивало интенсивное промывание (особенно в трубчатых телах) и вынос уже на первых стадиях выветривания Са и Mg, а также окисление Fe^{2+} . В целом для КВ на туфах и туфогенных породах характерны довольно узкие пределы колебания отношения $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ (1,1–3,7) и более широкие — других коэффициентов выветривания: $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$ (6,6–775), $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{K}_2\text{O}$ (5,2–395), $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ (0,4–30,6). Обеднение пород Mg и Fe^{2+} связано в основном с разложением хлорита (рис. 3). При этом в нижних частях профилей выветривания (т.е. на ранней стадии преобразования пород) по первичным железистым минералам (магнетит и др.), содержащим в основном двухвалентное железо, развиваются псевдоморфозы в виде безводного оксида Fe — гематита. Выше по разрезу последний переходит в наиболее устойчивый в гипергенных условиях гидроксид Fe — гётит. При окислении Fe^{2+} в структуре хлорита и разложении последнего вначале также возникает гематит, который по мере усиления выветрелости пород также переходит в гётит. Биотит последовательно трансформируется

в парагенетическую ассоциацию вермикулита и монтмориллонита. Последний на ранних этапах выветривания в связи с наличием в структуре преимущественно Mg и Fe^{3+} близок к ди-триоктаэдрическому типу. Детальный анализ изменения форм железа в продуктах выветривания позволил дифференцировать его распределение и соотношение форм с различной валентностью по разрезу и в составе отдельных минеральных фаз. Установлено, что в хлорите Fe^{2+} находится в двух позициях (M_1 и M_2), преобладая в цис-позициях, т.е. M_1 . В свою очередь, Fe^{3+} в вермикулите и ди-триоктаэдрическом монтмориллоните также распределен по двум позициям, соответственно P_3 и P_2 . Выше по профилям выветривания, по мере дегградации вермикулита, вплоть до сохранения в кристаллах лишь отдельных пакетов минерала и неустойчивости в верхних частях зоны гипергенеза ди-триоктаэдрического монтмориллонита, происходит дальнейшая существенная диоктаэдризация их с образованием, как и в профилях измененных долеритов, вермикулит-монтмориллонитовой смешанослойной фазы неупорядоченного типа, содержащей в октаэдрических позициях структуры в основном Al и Fe^{3+} . Этот процесс сопровождается существенным перераспределением Si. Удаление из структуры указанной фазы избытка кремния и фемических элементов обуславливает обогащение элювия Al и развитие в нем каолинита. Следовательно, кроме образования каолинита непосредственно по микроклину либо по плагиоклазам (через стадию монтмориллонита) существенную роль играет возникновение его и за счет вермикулит-монтмориллонитового смешанослойного образования. При этом следует отметить, что, по данным растровой электронной микроскопии, каолинит в последнем случае имеет нечеткую псевдогексагональную форму кристаллов, свойственную разностям, возникающим при выветривании основных пород. Такой каолинит характеризуется не столько несовершенной огранкой, сколько весьма неупорядоченной структурой. Преобладание в некоторых трубчатых телах (А-50 и др.) и образованиях корвунчанской свиты средних и основных плагиоклазов над микроклином привело к существенному увеличению в продуктах выветривания роли метагаллуазита. Наблюдаемая в большинстве изученных разрезов примесь серпентиновых минералов приурочена обычно к прослоям с более высокими значениями рН, обусловленными локальными концентрациями Mg и Fe^{2+} и возникновением восстановительной обстановки. Соответственно, закономерности изменения химического и минерального состава исходных пород, а также сравнительно высокие значения Eh (142–198) и рН (8,84–7,07) указывают на щелочной тип выветривания туфов и туфогенных образований алмазоносных районов Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- Домышев В.Г.* Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1974. 118 с.
- Зинчук Н.Н.* О геохимической неоднородности коры выветривания на туфах и туфогенных образованиях Якутии. М.: ВИНТИ, 1981. 25 с.
- Зинчук Н.Н.* Коры выветривания и вторичные изменения кимберлитов Сибирской платформы (в связи с проблемой поисков и разработки алмазных месторождений). Новосибирск: НГУ, 1994. 240 с.
- Зинчук Н.Н.* Постмагматические минералы кимберлитов. М.: Недра, 2000. 538 с.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И.* Средне-позднетриасовые коры выветривания северо-восточной части Ангаро-Вилюйского прогиба // Сов. геол. 1980. № 4. С. 113–125.
- Зинчук Н.Н., Борис Е.И.* Доверхнепалеозойские коры выветривания восточного борта Тунгусской синеклизы // Геол. и геофизика. 1981. № 5. С. 38–46.
- Зинчук Н.Н., Затхей Р.А., Хмелевский В.А.* Изменение геохимического облика туфов и туфогенных пород в процессе выветривания (на примере кор выветривания Якутии). М.: ВИНТИ, 1979. 20 с.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Генезис каолинита и галлуазита в коре выветривания на туфах и туфогенных породах Якутии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 1. С. 193–198.
- Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И.* Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра, 1983. 196 с.
- Зинчук Н.Н., Тараненко В.И., Борис Е.И.* и др. Коры выветривания бассейна р. Вилюй // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 108–112.
- Казанский Ю.П.* Выветривание и его роль в осадконакоплении. М.: Наука, 1969. 126 с.
- Кашик С.А., Карпов И.К.* Физико-химическая теория образования зональности в коре выветривания. Новосибирск: Наука, 1978. 152 с.
- Лисицына Н.А.* Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 235 с.
- Петров В.П.* Основы учения о древних корях выветривания. М.: Недра, 1967. 343 с.
- Феоктистов Г.Л.* Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.
- Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, № 5. С. 1228–1233.

**SPECIFIC FEATURES OF STRUCTURE AND COMPOSITION OF THE CRUST
OF WEATHERING ON TUFOGENE FORMATIONS IN DIAMONDIFEROUS REGIONS
OF SIBERIAN PLATFORM**

N.N. Zinchuk

As a result of carried out complex investigations on crusts of weathering of volcanic pipe tuff breccias and tufogene formations of Lower Triassic Korvunchan Formation of the Siberian Platform basic diamondiferous regions a conclusion was made about lack of clear zonality in their structure. Apart from other types of eluvial strata of the same regions (dolerites, kimberlites and others) much higher dispersion of clay products was noted in crusts of weathering of tufts and tufogene formations, which is explained by discreteness of the rocks proper, represented by aggregates of small rock fragments and volcanic glass. Depending on the intensity of silicium redistribution and removal of Fe from structures of ferruginous minerals several schemes of kaolinite formation was noted (directly on microcline, via montmorillonite stage due to alteration of plagioclases and due to vermiculite-montmorillonite mixed-layered formations), which is expressed in the degree of its structural ordering. Regularities of initial rocks alterations of chemical and mineralogical composition, their comparatively high values of Eh and pH medium, point to alkaline type of weathering of tufts and tufogene formations in diamondiferous regions.

Key words: tufts and tufogene formations, Siberian Platform, weathering alteration, chemical and mineral composition.

Сведения об авторе: *Зинчук Николай Николаевич* — председатель Западно-Якутского научного центра АН Республики Саха (Якутия), г. Мирный, e-mail: nnzinchuk@rambler.ru