

## Об использовании гипергенных образований кимберлитов при алмазопроисловых работах

Н.Н.ЗИНЧУК (Западно-Якутский научный центр (ЗЯНЦ) Академии наук Республики Саха (Якутия); 678170, г. Мирный, Якутия, Чернышевское шоссе, 16)

Сравнительное комплексное исследование древних кор выветривания (КВ) на породах различного химического и минералогического состава позволило проследить особенности их гипергенного изменения и определить типоморфные признаки элювиальных продуктов, что очень важно для решения ряда прикладных задач. Переотложенные в древних осадочных толщах продукты различных типов КВ сохраняют структурные и кристаллохимические особенности по отношению к минералам элювиальных толщ, что позволяет проследить пути поступления в бассейны седиментации терригенного (в том числе и алмазоносного) материала.  
*Ключевые слова:* древние коры выветривания, гипогенные и гипергенные минералы, типоморфизм минералов, алмазоносные толщи.

Зинчук Николай Николаевич  
доктор геолого-минералогических наук



ninzinchuk@rambler.ru

## About use of hypergene formations kimberlites during diamond-prospecting works

N.N.ZINCHUK (West-Yakutian Scientific Centre of RS (Y) AS)

Comparative complex investigation of ancient crusts of weathering on rocks of various chemical and mineralogical composition allowed tracing specific features of their hypergene alteration and typomorphic indications of eluvial products, which is very important for solving a number of applied tasks. That is why redeposited in ancient sedimentary thick layers products of various types of crusts of weathering preserve structural and chrystallochemical features in relation to the minerals of eluvial thicknesses, which allow tracing the ways of terrigenous material arrival into sedimentation basins (including diamondiferous material).  
*Key words:* ancient crusts of weathering, hypogene and hypergene minerals, typomorphism of minerals, diamondiferous thicknesses.

Основными поставщиками обломочного терригенного материала в формирующиеся отложения континентального типа служат размываемые на территориях древних платформ мира элювиальные толщи на породах различного состава. Коры выветривания возникают при благоприятных соотношениях следующих основных факторов [7–9]: интенсивности выветривания, глубины возможного корообразования и скорости размыва образовавшегося элювия. Интенсивность выветривания резко возрастает с увеличением температуры и количества выпадающих осадков. Большое значение имеет также обилие гумусового вещества, обладающего кислотными свойствами

ми. Мощность КВ во многом зависит от глубины залегания грунтовых вод. К корам выветривания обычно относят элювиальные толщи хемогенно преобразованных образований, развивающихся на поверхности любых материнских пород и сохраняющих их макро- и мезоструктуру [6–11]. Нередко в разрезах таких изменённых пород наблюдается зональность. Под зональностью КВ принято понимать определённую её часть (горизонт), обладающую примерно однородным минеральным составом, физико-механическими свойствами, структурно-текстурными особенностями и характеризующуюся определённым комплексом происходящих в ней геохимических процессов.

Под профилем КВ подразумевается совокупность всех её зон. Наиболее сильно изменённые разности исходных пород расположены обычно в верхах разрезов. Важным следствием процесса корообразования является специфический цвет слагающих КВ отдельных частей, который в ряде случаев (особенно в трубчатых телах основного или ультраосновного состава) резко отличается от окраски вмещающих пород, не затронутых процессами гипергенного преобразования. Кора выветривания характеризуется различной мощностью, которая в целом определяется уровнем грунтовых и трещинных вод, чем существенно отличается от почвенного слоя. Главнейшим фактором выветривания является климат. На территории земного шара (от экватора до полюсов) выделяются (имея площадное распространение) следующие климатические пояса: гумидный тропический, аридный, гумидный умеренный и нивальный. Полные профили КВ развиваются в областях гумидного тропического климата, характеризующихся высокой среднегодовой температурой и обилием осадков, что обуславливает бурное развитие на поверхности растительности. В верхних горизонтах таких разрезов процессы выветривания могут доходить (рис. 1) до образования каолинита (сиалитный или каолиновый тип выветривания) и даже минералов бокситовой группы, в частности гиббсита (латеритный тип выветривания). В гумидном умеренном поясе, несмотря на обилие органического вещества в почвенном профиле, количество выпадающих метеоритных вод значительно меньше. Это приводит к замедлению интенсивности гипергенного преобразования пород, то есть возникновению сокращённых профилей выветривающихся толщ. Ещё меньшая интенсивность этого процесса наблюдается в областях аридного климата. Указанные изменения нередко ограничиваются развитием в их разрезе лишь промежуточных горизонтов, в связи с чем рассматриваемые КВ характеризуются неполными профилями, что часто наблюдается в алмазоносных районах Сибирской платформы (СП). В зоне нивального климата процессы выветривания ограничиваются только начальными стадиями гипергенного изменения пород без чётко выраженной зональности. Важное значение в процессе формирования КВ имеет также геолого-тектонический фактор, проявляющийся в основном через рельеф. Так, накопление наиболее мощных элювиальных толщ связано с крупными пенепленами, приуроченными

к водораздельным территориям [14–17]. В областях с сильно расчленённым рельефом верхние выветрелые горизонты смываются, и поэтому КВ (аналогично аридному поясу) обычно свойственны неполные профили. По морфологическим особенностям залегания и соотношения с коренными породами выделяются два основных типа КВ – площадного и линейного распространения. Как разновидность площадной коры на территории алмазоносных районов СП автор выделил [5–7, 21, 22] также КВ локального распространения в пределах трубок взрыва трапповых и кимберлитовых пород. КВ первого типа характеризуются значительным латеральным и близким к горизонтальному залеганием их подошвы. Мощность развития КВ на трубчатых телах определяется степенью устойчивости к процессам гипергенного изменения слагающих их пород по сравнению с вмещающими толщами. Поскольку слагающий трубки взрыва туфогенный материал характеризуется рыхлым строением (например, туфы, туфобрекчии и туфогенные образования), то этот тип определяет более интенсивную фильтрацию через него поверхностных вод, чем через окружающие трубки породы. Линейные коры выветривания приурочены к контактовым и тектонически ослабленным зонам, являясь в основном как бы корнями площадных КВ, проникающими в коренные породы на весьма значительную глубину (иногда на многие сотни метров).

Выветривание представляет собой глобальный процесс физико-химического преобразования их как в субаквальных, так в основном в субаэральных условиях [2–4, 11–13, 20]. Процесс выветривания затрагивает практически все слагающие верхнюю оболочку Земли породы (изверженные, метаморфические и осадочные, включая карбонатные и хемогенные разности последних). Наиболее чёткие закономерности указанного процесса наблюдаются в профилях КВ алюмосиликатных пород (особенно изверженных), отдельные разности которых характеризуются выраженной контрастностью как по химическому составу, так и по минералогическим особенностям. Однако для выяснения некоторых частных вопросов минералогии КВ при сравнительном анализе различных типов элювиальных продуктов важные данные могут быть получены также при изучении КВ и на осадочных породах по особенностям изменения минералов, довольно близких к кислым породам. Механизм гипергенного преобразования различных гипогенных минералов

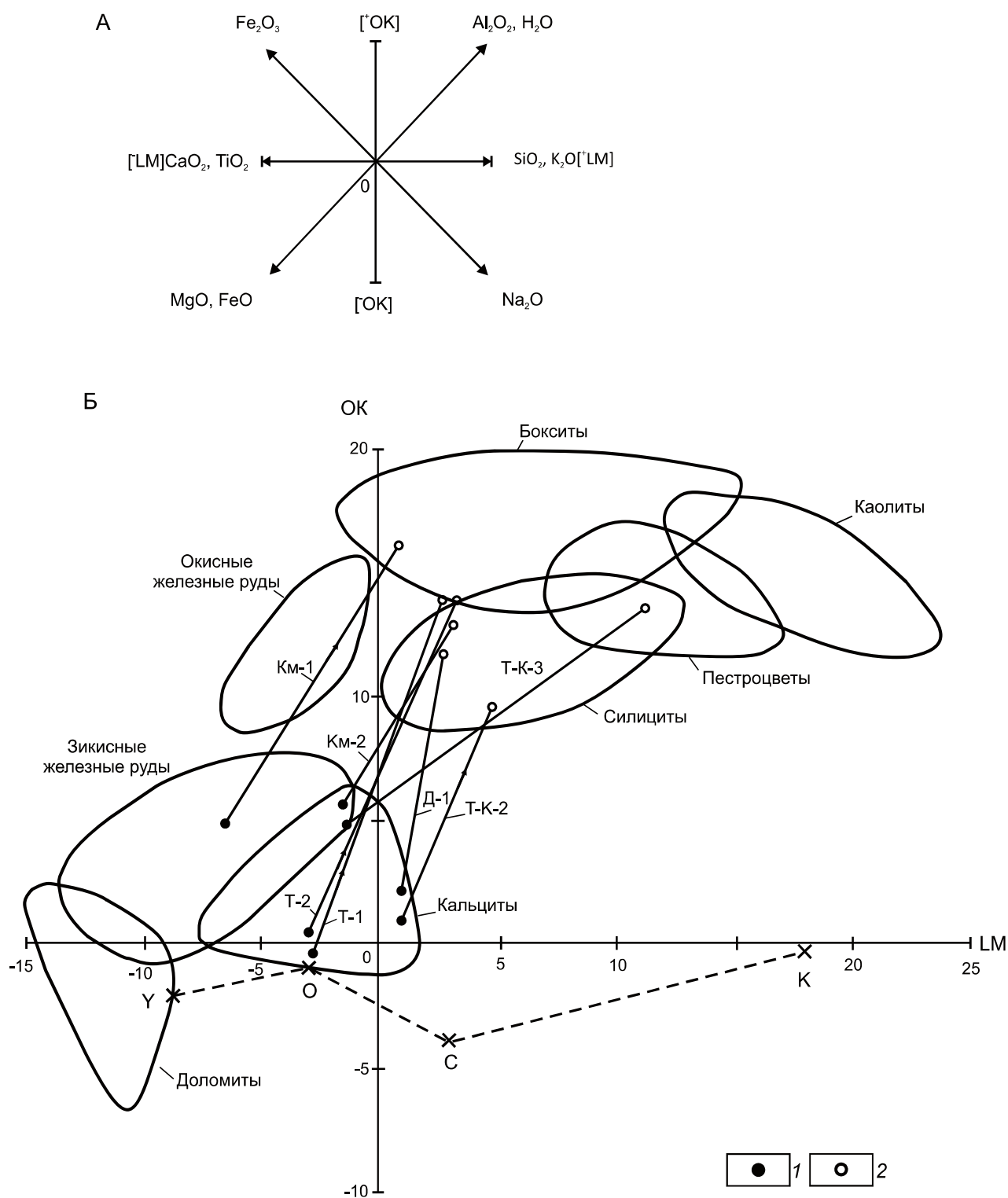


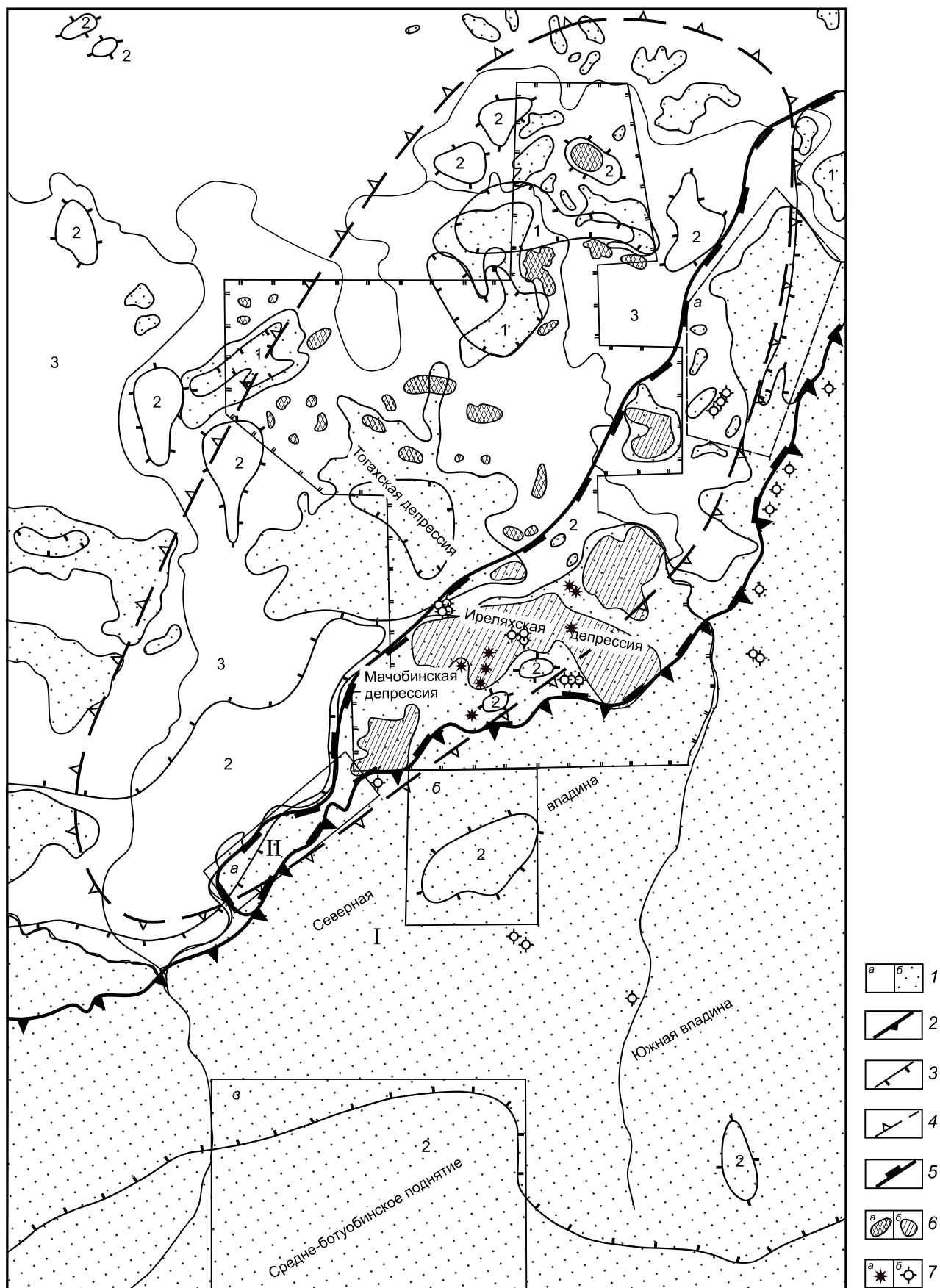
Рис. 1. Вариационная диаграмма LM–ОК химического состава пород и продуктов их изменения в земной коре [8]:

А – векторы породообразующих оксидов на диаграмме; Б – распределение химических составов продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород (Т-К), долеритов (Д), туфов и туфогенных образований (Т) и кимберлитов (Км); породы: У – ультраосновные, О – основные, С – средние, К – кислые; Б-2 – скв.432/192; Б-3 – скв.114/176; В-1 – скв.202/44; Г-1 – скв. Ан-50; Г-2 – скв.280/188; Д-1 – скв.А-63К; Д-2 – шахта 102; 1 – исходные породы; 2 – выветрелые продукты

определяется их структурными особенностями. Физическое и химическое изменение исходных пород (в том числе и кимберлитов) сводится к последовательной дезинтеграции их на всё более мелкие отдельности. Указанные процессы следует рассматривать [1–4, 12–15, 20] на трёх уровнях, соответствующих макро-, мезо- и микропреобразованиям выветривающихся пород. На природу образующихся новых фаз большое влияние оказывают характер среды, определяемый свойствами её параметрами pH и Eh. При этом в зависимости от характера среды, свойственной профилю выветривания пород определённого типа, одни и те же первичные минералы могут испытывать различные изменения.

Анализ данных по алмазоносному магматизму древних платформ мира (в том числе и СП) выявил [9] определённую его связь с эпохами корообразования. Отмечено, что магматический процесс на континентах развивался циклично, переживая относительные максимумы (ранний кембрий, ордовик, ранняя юра, поздний мел, палеоген) и минимумы (средний кембрий, силур–девон, средняя юра, ранний мел, неоген). Большая часть «пиков» магматизма на континентах обычно соответствует эпохам мощного корообразования: раннепалеозойской, поздне триасовой–раннеюрской, поздне меловой–раннепалеогеновой и миоценовой. Из выделяемых в неогее восьми эпох мантийного диапиризма и корообразования [9] на Сибирской платформе важная роль принадлежит поздне триасовой–раннеюрской. В конце пермского периода в основных алмазоносных районах Сибирской платформы – Малоботуобинском (МБАР), Далдыно-Алакитском (ДААР), Средне-Мархинском (СМАР) – начались излияния лав и внедрение траппов, особенно сильно проявившиеся к началу раннего триаса. К концу этого периода длительная эпоха денудации рельефа завершилась пенеппенизацией СП. Региональная пенеппенизация в среднем и верхнем триасе обусловлена эпохой относительного тектонического покоя, предшествовавшей юрской активизации СП. В раннем и среднем триасе климат был субтропический с элементами аридного с резко неравномерным распределением осадков по сезонам, а в позднем триасе–ранней юре с возросшим количеством атмосферных осадков. Всё это способствовало формированию мощной (преимущественно каолиновой) коры выветривания на породах различного состава – кислых, средних, основных, ультраосновных, а также на ши-

роко развитых терригенно-карбонатных образованиях нижнего палеозоя. При этом корообразование, денудация и переотложение элювиальных продуктов этих КВ в коррелятивные толщи рассматриваемых алмазоносных районов происходили относительно равномерно, что было обусловлено слабыми изменениями палеорельефа и тектонического режима. В пределах упомянутых выше районов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) в структурном плане древние КВ приурочены преимущественно к конседиментационным палеоподнятиям, в пределах которых в период формирования перекрывающих их отложений развивались обстановки денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин. В конседиментационных палеоподнятиях, служивших местами аккумуляции материала переотложенных КВ, наоборот, были неблагоприятные условия для интенсивного корообразования. Возможно, здесь протекали только начальные стадии дезинтеграции пород субстрата. Так, в пределах МБАР в мезозойское время структуры формировались в двух различных структурно-формационных зонах (рис. 2), резко отличающихся условиями развития и сохранения доюрских КВ. Первая из них охватывает всю северо-западную половину территории района и в структурном отношении совпадает с северо-западным бортом Ангаро-Виллюйского мезозойского наложенного прогиба (АВМНП), являющегося на протяжении длительного времени (норий–ранний лейас) денудационной и только в плинсбахе – денудационно-аккумулятивной поверхностью [7–10]. Здесь ко времени корообразования были развиты верхнепалеозойские вулканогенно-терригенные отложения, а также породы трапповой (долериты, туфы и туфогенные образования) и кимберлитовой формаций. Только в полосе шириной до 30 км (редко больше – по депрессиям и древним водотокам, размывавшим трапповое плато) вдоль бровки северо-западного борта того же прогиба в то время обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя. Здесь в средне-поздне триасовое время, судя по сохранившимся разрезам полного профиля латеритоподобной КВ, существовали благоприятные условия для интенсивного корообразования (см. рис. 2). Вторая – юго-восточная зона района, совпадающая с центральной частью АВМНП, была неблагоприятной для интенсивного корообразования. Здесь в среднем и позднем триасе обнажались терригенно-карбонатные породы нижнего палеозоя, разрушенный



**Рис. 2. Карта поверхностей средне-позднетриасового выравнивания и кор выветривания Малоботуобинского алмазосного района:**

1 – поверхности выравнивания и развитые на них коры выветривания среднего–верхнего триаса, в значительной степени уничтоженные более поздними денудационными процессами: *a* – перекрытые верхнетриасовыми–нижнеюрскими отложениями, *b* – отпрепарированные; 2 – граница двух структурно-формационных зон: I – юго-восточной, территориально совпадающей с центральной частью Ангаро-Виллюйского прогиба, II – северо-западной, охватывающей северо-западный борт этого прогиба, преимущественно трапповое плато; 3 – площади, в пределах которых условия для развития и сохранения кор выветривания и продуктов их ближнего перетолжения были неблагоприятными (1), благоприятными (2) и весьма благоприятными (3); граница: 4 – Нижне-Ботуобинского неотектонического поднятия и 5 – площади распространения преимущественно терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя; 6 – поля развития кор выветривания: *a* – на долеритах и туфах нижнего триаса, *b* – на терригенно-карбонатных породах нижнего палеозоя; 7 – трубки взрыва: *a* – трапповых и *b* – кимберлитовых пород

выветрелый материал которых сносился в пониженные участки центральной части прогиба. Синхронность этих процессов подчёркивается отсутствием КВ под глинистыми мезозойскими образованиями, сохранившимися от размыва в мелких депрессиях. Возможно, на небольших поднятиях этой территории кора выветривания могла достигать значительной мощности.

Большое значение для прохождения процессов гипергенного изменения различных пород имеет их первичный состав. Так, практически бесслюдистые кислые породы, например лейкократовые граниты [9–11], содержат (в %): микроклина до 54, олигоклаза – 22, кварца – 16 и слюды (мусковита и биотита) – 4. В нижней зоне профиля КВ такие породы характеризуются появлением лишь небольшого количества (~4%) слабо упорядоченного преимущественно Al-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита ( $b=8,94 \text{ \AA}$ ) и галлуазита ( $b=8,94 \text{ \AA}$ ) за счёт начальной стадии разложения плагиоклаза и наименее устойчивой части калиевого полевого шпата. Несмотря на одинаковые значения указанного параметра, последний, в отличие от очень мелких псевдоизометричных частиц монтмориллонита, чётко диагностируется под электронным микроскопом по трубчатой форме кристаллов. Одновременно с этим вследствие более слабой

устойчивости триоктаэдрических слюд по сравнению с их диоктаэдрическими аналогами [11, 18–19] быстрой деградации подвергается также и биотит. Это сопровождается частичной диоктаэдризацией исходного материала с возникновением небольшого количества монтмориллонит-гидрослюдистого смешанослойного образования (МГСО) с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих – неразбухающих пакетов с подчинёнными – разбухающими. В средней зоне профиля КВ в результате интенсивного разложения указанных выше исходных минералов резко увеличивается содержание монтмориллонита и особенно галлуазита. В то же время вследствие неустойчивости монтмориллонита по мере последовательного снижения щёлочности среды из продуктов его разложения формируется каолинит ( $b=8,90 \text{ \AA}$ ) в виде относительно крупных пачек как по оси *c*, так и в плоскости *ab*. Верхняя зона благодаря резко выраженной кислой среде характеризуется преобладанием процесса преобразования главной массы микроклина в каолинит с более высокой, чем в средней зоне, степенью совершенства структуры, но с меньшим в целом размером его доменных микроблоков. В свою очередь, доля галлуазита снижается, а монтмориллонит в связи с интенсивным дренажем и быстрым выносом из этой зоны неустойчивых химических элементов не возникает вообще [7–10].

Бесслюдистые основные породы (в частности амфибол-плагиоклазовые гнейсы архея), развитые на древних платформах мира [8], представлены на 60% плагиоклазом типа андезин-лабрадора и на 40% амфиболом. В нижней зоне профиля выветривания этих пород из гипергенных минералов содержится только небольшая примесь монтмориллонита. Однако по сравнению с кислыми породами последний относится преимущественно к триоктаэдрической Mg-Fe<sup>2+</sup>-разновидности ( $b=9,18 \text{ \AA}$ ). Средняя зона в результате смены восстановительной обстановки на окислительную характеризуется гаммой промежуточных разновидностей монтмориллонита от три- до собственно диоктаэдрической ( $b=9,00 \text{ \AA}$ ). За счёт продуктов деструкции последней, как и в соответствующей зоне профиля КВ кислых пород, развивается каолинит ( $b=8,92 \text{ \AA}$ ). В отличие от аналогичной зоны выветривания кислых бесслюдистых образований, в элювии основных пород этот минерал имеет более высокую степень совершенства структуры, о чём свидетельствует

его чётко идентифицируемая политипная модификация 1Тк. Кроме того, каолинит в профиле выветривания этих пород характеризуется повышенной дисперсностью. Благодаря большей устойчивости минералов цепочечной и ленточной структур по сравнению с каркасной образование монтмориллонита в условиях сохранения слабощелочной среды продолжается, в отличие от кислых пород, и в верхней зоне. При этом последовательно усиливается процесс возникновения промежуточных фаз с элементами ди-триоктаэдрического заселения октаэдрических позиций в их структуре, то есть образованием ди-триоктаэдрического Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита ( $b=9,08 \text{ \AA}$ ). Возрастает содержание каолинита, в котором одновременно повышается степень совершенства структуры. Формирование отдельных зон в разрезах КВ бесслюдистых изверженных пород как кислого, так и основного состава имеет в целом общие черты. В профиле выветривания обоих типов пород средняя зона характеризуется в основном развитием в виде промежуточной фазы монтмориллонита, а верхняя – весьма устойчивого в зоне гипергенеза каолинита. Отличия заключаются главным образом в кристаллохимической природе монтмориллонита, возникающего в рассматриваемых породах не только по плагиоклазам различной основности, но и по роговой обманке. Это определяет меньшую скорость преобразования синтезирующегося в элювии основных пород близкого к триоктаэдрической разновидности разбухающего минерала в каолинит. Последний в профиле выветривания указанных пород характеризуется более высокой степенью совершенства структуры, хотя и меньшим размером частиц. Кроме того, благодаря присутствию в кислых породах альбита образуется также галлуазит.

Породы с слюдистыми образованиями (как, например, терригенно-карбонатные отложения раннего палеозоя СП) содержат (см. рис. 1) в нижней зоне профиля выветривания диоктаэдрическую гидрослюда ( $b=9,00 \text{ \AA}$ ) в виде смеси политипных модификаций 1М и 2М<sub>1</sub> ( $1М>2М_1$ ), триоктаэдрический хлорит ( $b=9,22 \text{ \AA}$ ) и серпентин ( $b=9,35 \text{ \AA}$ ). Эти отложения характеризуются развитием на них доверхнепалеозойской и донижнеюрской КВ. Наибольшее преобразование исходные породы претерпели в КВ средне-позднетриасового возраста. В средней зоне КВ рассматриваемых пород хлорит и серпентин полностью исчезает. Подвергается существенной деградации также гидрослюда 1М (как менее устойчивая по сравнению с 2М<sub>1</sub>),

причём трансформационные процессы в структуре гидрослюда 1М обуславливают значительное увеличение количества разбухающих слоёв, в то время как гидрослюда 2М<sub>1</sub> остаётся относительно стабильной [6–9]. В результате этого возникает МГСО с содержанием вначале менее 40% разбухающих пакетов, но в верхней зоне количество последних существенно увеличивается. Вследствие весьма низкого совершенства структуры этой фазы она в кислой среде, свойственной верхней зоне КВ, быстро подвергается деструкции, и из образующихся продуктов возникает полубеспорядочный в структурном отношении каолинит. В результате указанных трансформаций содержание гидрослюда 1М к верхам профиля резко снижается, поэтому здесь наблюдается преобладание политипа 2М<sub>1</sub> ( $2М_1>1М$ ). В свою очередь, слюдистые породы основного типа, в частности амфибол-флогопит-плагиоклазовые гнейсы (типа архейского возраста), содержат около 50% основного плагиоклаза, 30% флогопита, 20% амфибола [7, 15]. В нижней зоне КВ они характеризуются наличием, кроме того, примеси триоктаэдрического хлорита ( $b=9,20 \text{ \AA}$ ), а также три- (или Mg-Fe<sup>2+</sup>-) и диоктаэдрической (или Al-Fe<sup>3+</sup>-) разновидностей монтмориллонита ( $b$ , соответственно, 9,20 и 8,91  $\text{\AA}$ ), связанных в последнем случае с начальной стадией трансформации флогопита в свойственной этой зоне восстановительной обстановке и в небольшом объёме с деструкцией плагиоклаза. В слабо выветрелых частях общей верхней зоны в связи с развитием вверх по профилю выветривания всё более окислительной обстановки флогопит трансформируется в вермикулит ( $b=9,16 \text{ \AA}$ ). Плагиоклаз и амфибол в этих условиях подвергаются интенсивному растворению, причём из продуктов разложения первого (как и в нижней зоне) возникает ди- ( $b=9,96 \text{ \AA}$ ), а второго – ди-триоктаэдрический или Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонит ( $b=9,06 \text{ \AA}$ ). При этом, учитывая высокую основность плагиоклаза, при его деструкции в виде побочной фазы синтезируется также CaCO<sub>3</sub> в виде кальцита. Одновременно в результате деструкции диоктаэдрического монтмориллонита и полностью диоктаэдризированной части триоктаэдрической разновидности этого минерала возникает каолинит, характеризующийся относительно упорядоченной структурой и высокой дисперсностью частиц. Кроме этого, благодаря частичной деградации вермикулита образуется ассоциирующий с ним ди-триоктаэдрический монтмориллонит, что доказывается [7–9] разложением

обеих этих фаз при кипячении их в течение 1,5 часов в 10%-ном растворе HCl, но сохранением после обработки образца 10% раствором  $\text{CH}_3\text{COOH}$ . В более выветрелых частях верхней зоны по мере развития кислой среды и прогрессирующего выноса Mg из межслоевых промежутков вермикулита при сохранении в его микроблоках лишь менее 10% слоёв первичного минерала и диоктаэдризации указанной выше разновидности монтмориллонита в результате их гомогенизации возникает неупорядоченное вермикулит-монтмориллонитовое смешанослойное образование (ВМСО). Благодаря не только структурной, но и кристаллохимической неоднородности этой фазы она разлагается при обработке образцов тёплым 10%-ным раствором как HCl, так и  $\text{CH}_3\text{COOH}$ . Кроме того, рассматриваемая ди-триоктаэдрическая фаза после прокаливания образцов в течение 1,5 часов при  $600^\circ\text{C}$  вместо чёткого рефлекса, свойственного дегитратированному состоянию ди- или триоктаэдрической разновидности монтмориллонита, образует широкую дифракционную полосу. Дальнейшая полная диоктаэдризация указанной выше фазы обеспечивает (см. рис. 1), в соответствии с рассмотренным ранее [7, 8] механизмом, дополнительный синтез каолинита, что приводит к общему увеличению содержания этого минерала в рассматриваемой части разреза.

Разности ультраосновных пород (как например, кимберлиты СП) представлены агрегатами серпентина из слоёв типа А и В ( $b=9,29\text{ \AA}$ ) и кальцита с рассеянными выделениями магнетита, а также разнообразными псевдоморфозами по оливину и переменным количеством вкрапленников флогопита [1, 8–14, 18–20]. В нижней зоне КВ таких пород содержится, кроме того, примесь хлорита ( $b=9,20\text{ \AA}$ ), сепиолита, ди-триоктаэдрического Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита ( $b=9,05\text{ \AA}$ ) и гидрослюды ( $b=9,00\text{ \AA}$ ) 1М, ассоциирующей с MgCO, относящимися в последних двух случаях к продуктам частичной диоктаэдризации флогопита. В средней зоне отмечается последовательное увеличение количества гидрослюды, а серпентин представлен только слоями А. Одновременно с этим резко увеличивается содержание как Mg-Fe-хлорита, так и близкого к собственно Mg-разновидности, а также Mg-Fe<sup>3+</sup>-монтмориллонита, причём неразбухающий минерал, судя по свойственным ему узким рефлексам на рентгенодифрактограммах, характеризуется относительным совершенством структуры. Смешанослойная фаза в этих двух частях разреза характеризуется

тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих (неразбухающих) пакетов с подчинёнными (разбухающими). В верхних частях профиля выветривания в связи с развитием в них окислительной обстановки хлорит не образуется, а вместо флогопита возникает вермикулит и рассмотренные выше продукты его дальнейшей трансформации. Одновременно с этим в результате продолжающегося процесса диоктаэдризации монтмориллонита происходит некоторое ухудшение степени совершенства его структуры, что проявляется [8–10] на рентгенодифрактограммах увеличением полной ширины на половину высоты его рефлексов. Сопровождающая эти преобразования в низах верхней зоны частичная деструкция монтмориллонита обуславливает относительное увеличение содержания в ней гидрослюды. В свою очередь, в структуре смешанослойной фазы содержание неразбухающих пакетов уменьшается, в результате чего последние в этом случае неупорядоченно чередуются с преобладающими – разбухающими. В самых верхах разреза из продуктов деструкции наиболее упорядоченной части диоктаэдрического монтмориллонита и смешанослойной фазы синтезируется небольшая примесь каолинита. Из сказанного следует, что профили КВ слюдястых пород от кислого до ультраосновного состава также характеризуются сходным строением. Особенностью изменения пород уже в нижней зоне является возникновение [1, 6, 14] за счёт первичных гипогенных минералов (главным образом триоктаэдрических слюд) гипергенного хлорита. В средней зоне наиболее развиты разбухающие минералы. Однако по сравнению с бесслюдистыми породами они представлены наряду с монтмориллонитом смешанослойной фазой. При этом оба указанных минерала в основных и ультраосновных породах относятся не только к собственно диоктаэдрическому типу, но и близкому к триоктаэдрическому с прогрессирующей диоктаэдризацией последнего вверх по разрезам профилей выветривания. Это является необходимым условием для возникновения в дальнейшем из продуктов деструкции разбухающих минералов наиболее устойчивого в гипергенных условиях слоистого минерала – каолинита [8–10]. Для продуктов выветривания слюдястых разновидностей основных пород, как и их бесслюдистых аналогов, характерно к тому же, в отличие от кислых пород, более высокое содержание разбухающих минералов. Благодаря этому и вследствие существенной



триоктаэдричности значительной части этих минералов в профилях выветривания основных пород в результате более быстрого разложения наименее совершенной в структурном отношении слюдистой фазы политипной модификации  $1M_1$  и, соответственно, производной от неё  $MGCO$  элювий обогащается устойчивым политипом  $2M_1$ .

Формирование отдельных зон в профиле выветривания различных типов бесслюдистых и слюдистых пород (от кислых до ультраосновных включительно) определяется не только их минералогией и гидрохимией среды на разных уровнях выветривания, но и структурными особенностями породообразующих минералов и механизмом их преобразования в зоне гипергенеза. Главнейшим процессом изменения бесслюдистых пород являются растворение исходных минералов и в зависимости от скорости выноса подвижных элементов [2, 8] из системы минералообразования и соответствующих изменений кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных параметров последовательно развивающийся синтез определённых минералов или их ассоциаций. Указанный механизм преобразования исходных пород и возникновения в различных зонах профиля выветривания минеральных фаз подчёркивается характером взаимоотношения между первичными и вторичными минералами. Так, согласно оптическим и электронно-микроскопическим исследованиям (в последнем случае в основном по данным растровой электронной микроскопии) при выветривании пород вследствие полного или частичного растворения наименее устойчивых гипогенных минералов в объёме образующихся вначале отдельностей породы возникают полосы и каналы. При этом, согласно наблюдениям [8–9], на раннем этапе гипергенного процесса минералы претерпевают максимальное изменение со стороны сколов, не совпадающих с плоскостями наиболее совершенной спаянности, то есть в местах оборванных кристаллических связей. В то же время на гранях, соответствующих главнейшим плоскостям спаянности, этот процесс протекает более медленно, особенно у относительно устойчивых к выветриванию минералов. В этом случае на указанных гранях в местах развития кристаллических дефектов в структуре (в частности выхода на поверхность дислокаций) развиваются зародышевые формы вторичных минералов, а также различной конфигурации фигуры травления [9]. На более поздних этапах выветривания вновь образующиеся минералы возникают как в пусто-

тах, включая первичные поры, трещины самой разнообразной природы и участки выщелачивания неустойчивых минералов, так и на поверхности относительно устойчивых первичных минералов, в том числе на гранях и сколах наиболее стабильного в зоне гипергенеза минерала – кварца. Необходимо отметить, что форма и размеры вторичных фаз не зависят от морфологии исходных минералов. На сопряжённость процессов растворения гипогенных и кристаллизации гипергенных минералов указывает также образование тонких минеральных смесей в пределах практически любого исходного минерального индивида. Это свидетельствует о формировании вторичных и глинистых минералов в отдельных зонах профиля выветривания, происходящем либо путём растворения исходных минералов с последующим синтезом из продуктов их деструкции новообразованных фаз в отдельных частях объёма разрушенных зёрен, либо в результате кристаллизации минералов из интерстиционных растворов в ранее существовавших порах пород или возникающих в процессе их геологической истории в трещинах.

В профилях выветривания бесслюдистых кислых пород, содержащих из слабоустойчивых минералов преимущественно кислые плагиоклазы, а из относительно более устойчивых – калиевые полевые шпаты, на ранних этапах элювиального процесса в условиях промежуточного между щелочными щелочно-земельными элементами и частично Si синтезируется главным образом диоктаэдрический монтмориллонит непостоянного в отдельных участках элювия химического состава [2–5, 17–22]. Согласно имеющимся данным [7, 9], кислые и средние плагиоклазы представляют собой тонкие структуры распада твёрдых растворов с переслаиванием доменов, попеременно обогащённых Na и Ca, то есть характеризующихся гетерогенностью кристаллического строения. В то же время основные плагиоклазы с преимущественным заселением структурных позиций в пустотах трёхмерного тетраэдрического каркаса катионами Ca, как правило, являются гомогенными образованиями. Эти особенности плагиоклазов непосредственно наследуются структурой возникающих за счёт их деструкции разновидностей монтмориллонита, то есть последний в продуктах изменения основных пород имеет более высокую степень совершенства структуры. Соответственно, образующийся по роговой обманке монтмориллонит также характеризуется относительно

упорядоченной структурой, что частично сохраняется и в продуктах его последовательной диоктаэдризации. Указанные элементы различия в совершенстве структуры минерала-предшественника отражаются и на возникающих за их счёт разновидностях каолинита. В частности, по гетерогенным плагиоклазам, свойственным кислым породам, содержащим значительное количество как Na, так и Ca, образуется весьма разупорядоченный каолинит [5–7]. Общая тенденция возникновения слабоупорядоченных первичных слюдистых структур в результате раскристаллизации продуктов растворения кислых плагиоклазов (особенно их Na-Ca-разновидностей, близких к олигоклазу, то есть минералу, характеризующемуся практически равным количеством щелочных и щелочно-земельных катионов) подчёркивается, кроме того, образованием алюмосиликата из двухэтажных слоёв с наиболее низким совершенством структуры – галлуазита. На поздних стадиях элювиального процесса в резко выраженной кислой среде микроклин по известной схеме [7, 11], так же как и монтмориллонит, преобразуется в каолинит. Однако, в отличие от указанной выше генерации, последняя характеризуется более высокой степенью упорядоченности структуры. Отсюда следует, что существует закономерная унаследованность вновь возникающими силикатами (особенно слоистого типа) структурных свойств первичных минералов. Об универсальности этого процесса свидетельствует развитие указанных минералов в КВ на однотипных породах, имеющих различный возраст и развитых в весьма существенно отличающихся по геологическому строению регионах.

В КВ бесслюдистых основных пород, которые содержат главным образом основные плагиоклазы, пироксены и амфиболы, на ранних этапах гипергенного процесса вследствие растворения вначале наименее устойчивых из указанных минералов – основных плагиоклазов – образуется ассоциация из относительно более упорядоченного, чем в кислых породах, диоктаэдрического монтмориллонита и  $\text{CaCO}_3$ . Универсальный характер развития этой ассоциации подчёркивается присутствием её в нижних зонах элювия, сформировавшегося также на долеритах СП [7–9]. Одновременно с этим за счёт продуктов разложения несколько более устойчивых в процессе гипергенного преобразования пород пироксенов и амфиболов возникает близкий к триоктаэдрической разновидности монтмориллонит. В отличие от диок-

таэдрического, этот тип монтмориллонита, как и большинство слоистых силикатов триоктаэдрического типа (особенно гипогенных), характеризуется изначально более совершенной структурой. В результате прогрессирующего выноса в процессе выветривания из структуры этого монтмориллонита Mg и полного окисления  $\text{Fe}^{2+}$  происходит последовательная диоктаэдризация его структуры и гомогенизация с диоктаэдрическим аналогом рассматриваемого минерала, связанным с деструкцией основного плагиоклаза. Учитывая общую направленность кристаллохимических преобразований минералов в зоне гипергенеза, указанный процесс имеет в этом случае необратимый характер [8, 11]. Благодаря присутствию в монтмориллонитовой массе относительно упорядоченных разновидностей этого минерала возникающий за счёт продуктов его деструкции каолинит характеризуется довольно высоким структурным совершенством. Об этом свидетельствует, в частности, чётко диагностируемая (в данном случае начиная со средней зоны, то есть уровня появления каолинита в разрезе) политипная модификация его 1Тк, не фиксируемая не только в указанной, но и в верхней зоне профилей выветривания кислых пород [8, 13]. Свойственная продуктам выветривания основных пород более высокая дисперсность каолинита обусловлена блокирующим влиянием повышенного содержания в них железистых соединений, особенно их закисных форм. На поздних стадиях выветривания, несмотря на интенсивный вынос подвижных элементов, необходимость вначале диоктаэдризации первично возникающего триоктаэдрического монтмориллонита определяет более длительное сохранение его в элювие. Каолинит к верхам разреза закономерно характеризуется повышением степени совершенства структуры.

В отличие от этого, в слюдистых разностях пород как кислого, так и основного состава наряду с растворением рассмотренных выше минералов важное значение приобретают процессы преобразования различных разновидностей слюд. Благодаря слоистой структуре минералы слюдистого типа в процессе выветривания подвергаются деградационной трансформации, причём в зависимости от ди- или триоктаэдричности этих минералов и свойственных им политипных модификаций указанные изменения обладают определёнными особенностями. Одной из них является присутствие преимущественно в нижних и средних

частях профилей выветривания, кроме возникающего в ряде случаев (при соответствующем типе исходных пород) собственно монтмориллонита и гаммы различных смешанослойных образований. В профилях выветривания кислых пород, содержащих смесь диоктаэдрических слюдястых минералов политипных модификаций 1M и 2M<sub>1</sub>, особенно в случае преобладания в исходных породах устойчивого политипа 1M, наиболее важное значение для образования элювиальных продуктов приобретает различная стабильность отдельных модификаций этих минералов. Так, уже на ранних этапах выветривания вследствие неоднородного замещения Si на Al в тетраэдрах кристаллической решётки слюды из части наименее заряженных межслоевых промежутков структуры 1M происходит интенсивный вынос K, что обуславливает развитие смешанослойной фазы. Вначале эта фаза характеризуется преобладанием в структуре неразбухающих пакетов, которые с тенденцией к упорядоченности переслаиваются с подчинёнными – разбухающими [7–9, 11]. По мере снижения вверх по разрезу pH среды соответственно уменьшается степень замещения в тетраэдрах Si на Al и, как следствие этого, – отрицательный заряд слоёв; вынос K из межслоевых промежутков слюдястого минерала модификации 1M увеличивается. В результате в структуре смешанослойной фазы возрастает количество лабильных пакетов, с которыми неупорядоченно чередуются подчинённые – неразбухающие. Это сопровождается, кроме того, резким нарушением порядка наложения отдельных слоёв в указанной структуре и за счёт её дальнейшей деструкции развитием на основе структурной унаследованности также неупорядоченного каолинита. В результате рассмотренного выше процесса и, соответственно, большей устойчивости политипа 2M<sub>1</sub> в элювии, формирующемся на поздних стадиях выветривания, наблюдается инверсия соотношения политипных модификаций слюдястых минералов.

В KB слюдястых пород основного типа, которые содержат наряду с основными плагиоклазами, пироксенами и амфиболами также тетраэдрические слюды (главным образом биотит и флогопит, то есть минералы, характеризующиеся преимущественно политипной модификацией 1M), на ранних этапах элювиального процесса происходит развитие не только различных смешанослойных фаз, но и в зависимости от pH и Eh среды ряда промежуточных индивидуальных минералов

триоктаэдрического типа. При этом на наиболее ранних стадиях преобразования исходных пород в щелочной среде и резко восстановительной обстановке флогопит частично трансформируется [6–9] в хлорит, а на более поздних этапах в близкой к указанной выше среде, но в окислительной обстановке – в вермикулит. Хлорит в этом случае, как и в профиле выветривания рассмотренных выше слюдястых пород кислого типа, быстро разлагается. В отличие от этого, в результате деградиционной трансформации вермикулита вначале возникает парагенетическая ассоциация из вермикулита и ди-триоктаэдрического монтмориллонита. Эта ассоциация устойчиво сохраняется в профиле выветривания до тех пор, пока в микроблоках исходного минерала содержится более 10% вермикулитовых пакетов. На поздних стадиях выветривания по мере повышения кислотности среды и развития всё более окислительной обстановки в микроблоках вермикулита последовательно увеличивается количество монтмориллонитовых пакетов. Когда количество вермикулитовых пакетов в указанных микроблоках становится менее 10%, происходит их гомогенизация с преобладающей массой подвергающегося одновременно с этим существенной диоктаэдризации близкого к триоктаэдрическому монтмориллонита. На накапливающихся в ходе этого процесса слабopодвижных химических элементах (Si и особенно Al) синтезируется относительно дисперсный каолинит, наследующий от исходного минерала довольно высокую степень совершенства структуры. В профилях выветривания ультраосновных пород, в частности в кимберлитах, однотипные минералы, встречающиеся как в основных, так и ультраосновных разностях пород, учитывая принцип универсальности, характеризуются близким механизмом преобразования. Особенностью гипергенного процесса в этих породах на раннем его этапе благодаря длительному сохранению высокощелочной среды является в основном лишь перекристаллизация относительно высокотемпературной политипной модификации серпентина B в наиболее низкотемпературную A.

Приведённые отличительные особенности состава гипергенных продуктов, образующихся на породах различного состава, имеют важное прикладное значение, несмотря на то, что на различных древних платформах мира они могут существенно различаться из-за неодинакового состава материнских, подвергающихся выветриванию

образований. Так, например, на Сибирской платформе благоприятные палеогеографические условия для формирования мощных кор выветривания существовали [5–8, 16–18] в позднедевонское–раннекаменноугольное и средне-позднетриасовое время. Особенности поступавшего в бассейны седиментации при формировании алмазоносных россыпей терригенного материала можно рассмотреть на примере последнего этапа. Интенсивное средне-позднетриасовое выветривание терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя, долеритов, агломератовых туфов трубок взрыва и триасовых туфогенных образований корвунчанской свиты, а также кимберлитов на Сибирской платформе привело к формированию значительных по мощности кор выветривания [9–11, 19–21]. Продукты их перемыва и переотложения присутствуют в мезозойских континентальных (иреляхская и укугутская свиты) и прибрежно-морских (плинсбахский и тоарский ярусы) отложениях, детально изученных [5–11] на северо-востоке АВМНП. В мезозое в пределах этой территории существовали, как показано выше, две структурно-формационные зоны, которые характеризовались специфическими особенностями строения, наложившими определённый отпечаток на формирующиеся осадки. Одна из них (юго-восточная) совпадает с центральной (приосевой) частью прогиба, где в условиях низменной аллювиальной равнины (для иреляхской и укугутской свит) накапливались [10–12] отложения, обогащённые преимущественно чуждым району полиминеральным материалом. Вторая (северо-западная) зона совпадает с северо-западным бортом АВМНП и располагается в пределах траппового плато. Здесь существовали условия денудационной и денудационно-аккумулятивной равнины, благоприятные для накопления осадков, в которых доминирует местный материал. В это время вдоль бровки северо-западного борта прогиба в пределах МБАР на поверхность выходили источники кимберлитового материала (Иреляхская и Мачобинская депрессии).

Анализ минерального состава лёгкой и тяжёлой фракций [7–9] и распределения их по площади показывает, что в иреляхских отложениях в целом развит сходный с верхнепалеозойскими породами комплекс породообразующих и акцессорных минералов. Сходство морфологического облика минералов и результаты литолого-палеогеографических реконструкций позволяют утверждать, что основными источниками поступления

этих минералов в бассейны седиментации иреляхского времени являлись широко развитые в районе и на смежных площадях породы нижнего и верхнего палеозоя. Чётко фиксируются здесь продукты переотложения КВ терригенно-карбонатных пород, трапповой и кимберлитовой формаций, максимальная концентрация которых отмечена в базальных горизонтах и нижних частях иреляхской свиты северо-восточного борта АВМНП. Продукты выветривания терригенно-карбонатных пород в образованиях иреляхской свиты этой территории уверенно идентифицируются по постоянному присутствию каолинита и диоктаэдрической гидрослюда  $2M_1$ . Максимальная их концентрация (до 95% пелитовой составляющей) отмечена в отложениях свиты в поле развития этой КВ. По данным электронографических исследований (см. таблицу), здесь доминирует каолинит с моноклинной элементарной ячейкой [5–7]. Однако среди частиц данного структурного типа наблюдаются индивиды с различной степенью совершенства структуры. Это связано с тем, что при переотложении каолинита происходит частичное ухудшение упорядоченности его структуры не только по оси *b*, но и вдоль направления *a*, которое проявляется в нарушении расположения на электронограммах четвёрок рефлексов и почти полном вырождении их в моноклинные пары рефлексов [6]. Такое изменение дифракционной картины свидетельствует о нарушении упорядоченности расположения в строении слоёв, что приводит к переходу от триклинной элементарной ячейки к моноклинной при сохранении общей триклинной симметрии кристаллической структуры минерала. Под электронным микроскопом частицы каолинита в большинстве случаев представлены тонкими обломками псевдогексагональных кристаллов, которые имеют не более двух-трёх граней, свойственных этому минералу, что связано с механическим разрушением их в процессе переноса. Такая форма кристаллов каолинита отмечена в отложениях иреляхской свиты одной из алмазоносных россыпей МБАР, где некоторые исследователи, основываясь на увеличении концентрации минерала вверх по разрезу, выделяют наложенный профиль выветривания. Практически полное отсутствие в таких разрезах аутигенных разностей каолинита не позволяет рассматривать его образование в процессе выветривания отложений иреляхской свиты и согласиться с выводами упомянутых исследователей о наличии в верхних горизонтах

Электроннографическая характеристика фракции мельче 0,001 мм из образцов иреляхской свиты МБАР Сибирской платформы

Места отбора проб	Глубина, м	Литологические типы пород и их цвет	Глинистые минералы, их политипные модификации, степень совершенства структуры, значение параметра $b$ в Å	Минералы-примеси
<i>Северная часть МБАР</i>				
Ш-560/2309	6,0	Алеврит серый глинистый	сл 1М (у; 9,00)	кв
	8,0	Гравийно-песчано-глинистые образования	сл 1М (унн; 9,00)	кв
Ш-566/3000	6,6	Тёмно-серые образования	кл>>гл (унн; 8,90)	кв
Ш-520/1881	4,5	Алеврит желтовато-серый	кл; (у; 8,90)	кв, дл
	9,0	Глина серая песчано- алевритовая	сл 1М>2М <sub>1</sub> (у; 9,00), кл (б; 8,90)	кв
Ш-520/1896	8,0	Глина желтовато-серая	кл>>гл (у; 9,00) сл 1М (унн; 9,00)	кв
Ш-432/1166	3,0	Песок серый мелкозернистый	кл (у; 8,90)	кв
Ш-512/1778	4,0	Алеврит глинистый серый	сл (пб; 9,00), кл (8,90)	кв
	11,0	Глина желтовато-серая	сл 1М>>2М <sub>1</sub> (унн;9,00)	кв
Ш-А/578	7,0	Грязно-серые образования	кл>>гл (у; 8,90)	кв
<i>Центральная часть МБАР</i>				
Россыпь 1, обнажение 10	2,3	Алеврит серый глинистый	кл>>гл (пб; 8,90)	кв
Ш-Ан-136А	10,5	Глинистый бурый алевролит	кл(б; 8,90), м (бб; 8,93)	кв, пл
Ш-17, россыпь 2	36,6	Глина желтовато-серая	м(бб; 8,93), кл (б; 8,90)	кв, пл

*Примечание.* Минералы: сл – гидрослюда, кл – каолинит, кв – кварц, дл – доломит, гл – галлузит; политипные модификации: 1М – однослойной слюды, 2М<sub>1</sub> – двухслойной гидрослюда; степень совершенства структуры: у – упорядоченная, б – беспорядоченная, бб – полностью беспорядоченная, пб – полубеспорядоченная, унн – упорядоченная с существенными нарушениями; минералы приводятся в порядке убывания, цифры в скобках – величина  $b$  в Å; аналитик З.В.Врублевская (ИГЕМ РАН).

рэт-геттангских отложений наложенного профиля выветривания. Каолинит здесь, как и в других разрезах свиты описываемого региона, связан с переотложением преимущественно продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород нижнего палеозоя. Изменение степени его структурной упорядоченности связано с размывом различных горизонтов этой КВ. Каолинит с очень низкой упорядоченностью структуры, ассоциирующий с каолинитоподобным минералом, близким к «файрклею», и метагаллузитом, мог поступать в бассейны седиментации иреляхского времени также за счёт перемыва и переотложения продуктов выветривания пород основного состава. Гидрослюда как главный компонент отмечена в иреляхских отложениях также за счёт перемыва и переотложения КВ терригенно-карбонатных пород, что подчёркивается и аналогичной терри-

торией распространения этих толщ. По данным электроннографических и электронномикроскопических исследований, в указанных отложениях присутствует гидрослюда 2М<sub>1</sub> и МГСО (см. таблицу). Соотношение этих фаз в иреляхских отложениях обычно непостоянно. Это связано, по мнению автора, с поступлением терригенного материала из различных горизонтов КВ на терригенно-карбонатных породах, где, как отмечалось раньше [6–8], содержание указанных модификаций изменяется в зависимости от степени гипергенного изменения пород. При этом наиболее выветрелый материал в иреляхских отложениях региона обычно концентрируется в базальных горизонтах или в нижних частях разрезов. Значительная концентрация продуктов переотложения материала древних КВ отмечена в иреляхских отложениях и в пределах развития

траппового плато (северо-западный борт АВМНП). В одних случаях пелитовая составляющая здесь сложена в основном смесью каолинита и диоктаэдрической гидрослюдой ( $2M_1$ ) при подчинённой роли других слоистых силикатов (преобладает материал из КВ терригенно-карбонатных пород). В других случаях (преимущественно базальные горизонты) в ней резко доминируют монтмориллонит со смешанным составом катионов, ассоциирующий с ВМСО, а иногда с примесью метagalлуазита (преобладают материалы выветрелых пород трапповой формации, о чём свидетельствует также состав лёгкой и тяжёлой фракций). Иреляхские отложения вдоль бровки северо-западного борта АВМНП характеризуются неравномерной концентрацией материала, поступавшего из КВ на кимберлитовых породах. При этом отмечается и различная дальность его переноса. Это, кроме различного морфологического облика индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и алмазов, подтверждается и установленным [7–8] здесь присутствием некоторых вторичных минералов, характерных для кимберлитовых пород: Fe-Mg-хлорита, вермикулита и серпентина политипной модификации А. О незначительном переносе этих минералов свидетельствует их структурно-морфологические особенности и приуроченность к иреляхским алмазоносным россыпям МБАР, расположенным около близлежащих коренных источников.

В отличие от этого, отложения укугутской свиты (*Juk*) характеризуются в целом незначительными (по сравнению с иреляхской свитой) концентрациями продуктов переотложения древних кор выветривания. Нижние горизонты укугутской свиты сложены [6–8] довольно мощной толщей конгломератов. Галечный материал в них представлен разнообразными изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Подавляющее большинство (иногда до 90%) этих образований является чуждым для района. К ним относятся метаморфические и большая часть изверженных разностей. В депрессиях траппового плато (северо-западный борт прогиба) отложения укугутской свиты более обогащены продуктами переотложения древних КВ, чем в центральной части прогиба, но значительно меньше, чем в иреляхских образованиях. В отложениях укугутской свиты северо-западного борта прогиба развиты гравелиты, отличающиеся от иреляхских толщ большей грубозернистостью и иным составом обломков, среди которых не встречены

пелитизированные эффузивы. Остальная часть обломков по составу близка к иреляхским породам, однако здесь появляются обломки полнокристаллических пород – аплитов, гранит-порфиров, микрогранитов, микропегматитов и др. В укугутских отложениях заметно больше гравайных зёрен кварца и особенно полевых шпатов, представленных ортоклазом и микроклином. Чаще присутствуют в них обломки осадочных пород (алевролитов, песчаников и др.), а также метаморфических сланцев и гнейсов. Цемент в этих гравелитах преимущественно глинистый – от порового до базального типа. Нередко (бассейн руч. Улахан-Курунг-Юрях и др.) цемент сложен почти полностью серпентином (как и на отдельных площадях иреляхской свиты), который образует сферолиты, заполняющие межзерновые пространства, проникает по трещинкам в обломочные зёрна и корродирует их. Довольно характерны для укугутской свиты песчаные образования, среди которых выделяются как крупно- и разнозернистые, так и средне- и мелкозернистые разновидности. Состав породообразующих компонентов в этих отложениях приосевой части прогиба почти тот же, что и в иреляхской свите. Однако, в отличие от последней, в укугутских породах появляются сильно хлоритизированные обломки эффузивов или туфов с реликтивными порфиловыми и кристалловитрокластическими структурами. Суммарное содержание обломков пород в ряде проб достигает 50–60% кластической массы. Песчаные породы укугутской свиты по составу породообразующих компонентов можно отнести к различным классам аркозовой и граувакковой групп. Цемент в песчаниках аркозовой группы преимущественно карбонатный, порового или базального типа с характерным лучистым строением, реже железисто-глинистый, от порового до плёночного типа. Цементом в граувакковых породах чаще всего служит карбонатная или глинистая масса. От аналогичных пород иреляхской свиты эти псаммиты отличаются составом литоидных обломков и значительно меньшим гипергенным изменением породообразующего материала. Алевритовые и глинистые породы в разрезе укугутской свиты встречаются сравнительно редко и обычно залегают в виде отдельных прослоев в различных частях изученной территории. Иногда в разрезе отмечается тонкое переслаивание алевритов, глин и мелкозернистых песчаных пород, а в алевритах наблюдаются мелкие частицы хлоритизированных пород, по форме и структуре

напоминающие пелитизированные обломки, встреченные в иреляхской свите, но отличающиеся от них интенсивным зелёным цветом и хлоритовым составом. Цемент в них глинистый и глинисто-карбонатный, а в алевролитах иногда карбонатный. Несмотря на в целом небольшую обогащённость отложений укугутской свиты материалом древних КВ, в локальных депрессиях северо-западного борта АВМНП в случае непосредственного залегания их на КВ терригенно-карбонатных пород (бассейн ручьев Дьегус и Улаах) или траппов в нижних горизонтах увеличивается концентрация аллотигенных глинистых минералов, связанных с гипергенными изменениями отмеченных пород.

На протяжении начального периода раннелейасового времени происходил размыв как коренных, так и россыпных алмазных проявлений в обеих структурно-формационных зонах и частичный вынос материала за пределы района. В процессе этого размыва могли быть уничтожены ореолы рассеяния кимберлитового материала. В последующий период в юго-западной зоне материал местных источников сноса разубоживался большим количеством аллювиальных образований. Поэтому только при весьма благоприятных условиях (вынос кимберлитового материала на протяжении длительного времени) вдоль бровки северо-западного борта прогиба могли формироваться отдельные полосы аллювиальных осадков небольшой протяжённости. Необходимо также отметить, что находки кимберлитового материала зафиксированы в отдельных случаях и в отложениях укугутской свиты центральной части прогиба. Источниками их являются перекрытые осадочными толщами кимберлитовые тела, тяготеющие к проходящей западнее этих находок зоне глубинных разломов. На остальной территории рассматриваемой зоны кимберлитовые минералы в отложениях укугутской свиты не установлены. В отличие от этого, условия для формирования ореолов рассеяния кимберлитового материала в отложениях укугутской свиты локальных депрессий северо-западной структурно-формационной зоны были аналогичны рассмотренным выше для развитых здесь образований иреляхской свиты. Для отложений плинсбахского и тоарского ярусов в целом не характерны значительные концентрации переотложенных продуктов выветривания пород различного состава.

Таким образом, полученные в процессе проведённых исследований материалы позволяют

дифференцировать на структурном уровне одни и те же видовые разновидности первичных минералов, а также идентифицировать вторичные слоистые силикаты, различающиеся в последнем случае либо характером заселения октаэдрических позиций в их структуре (то есть ди- или триоктаэдрическим мотивом кристаллической решётки), либо способом взаимного наложения отдельных силикатных слоёв в структуре этих минералов или их политипией. Для решения прикладных вопросов в каждом перспективном регионе необходимо выяснять специфический характер гипергенных продуктов, возникающих на всех стадиях выветривания пород различного типа. В связи с этим важное значение имеет установление в разрезах КВ на различных породах главных типоморфных особенностей, свойственных индивидуальным разностям как первичных, так и вторичных образований, а в отдельных случаях и ассоциаций минералов указанного типа. Типоморфные признаки принято рассматривать на трёх уровнях, соответствующих химическому составу минералов, неоднородности их строения и особенностям кристаллической структуры. При этом в практических целях используются определённые, наиболее характерные для каждой из них свойства (с учётом анализа материала в виде оптимальной по размеру и плотности фракций). Анализ LM-ОК-диаграмм (см. рис. 1) показывает, что факторы выветривания кислых (в том числе и терригенно-карбонатных) пород направлены непосредственно к полю каолинов, что в целом соответствует известной закономерности преимущественного образования указанного минерала при выветривании силикатных и близких к ним (по химическому составу) осадочных пород. Несмотря на определённое различие исходных пород основного состава, продукты их выветривания (на упомянутой диаграмме) по химической конституции на рассматриваемой стадии гипергенного процесса имеют тенденцию к их сближению. Одновременно с этим векторы выветривания пород основного состава (долеритов, туфов, туфобрекчий и туфогенных образований) направлены к полю бокситов, что обусловлено предпочтительным образованием при их выветривании гидроокислов Al. При этом, как показано на примере изучения пород трапповой формации, в виде промежуточного минерала возникает вначале каолинит, а затем гиббсит. Направление вектора выветривания на LM-ОК диаграмме занимает (см. рис. 1) промежуточное

положение между полевых кислых (в том числе терригенно-карбонатных) образований и пород основного состава, то есть в продуктах их выветривания с одинаковой вероятностью может реализовываться образование как гидроокислов Al, так и каолинита. При этом свойственный слюде из ультраосновных пород (кимберлитов) политип 1M обуславливает, как менее устойчивый при выветривании, сравнительно более быстрое накопление в продуктах его диоктаэдризации Al, чем выветривание слюды 2M<sub>1</sub> в кислых и терригенно-карбонатных породах. Комплексное исследование кор выветривания, образованных одновременно на различных породах, позволило уточнить их типоморфные особенности, а также получить новые данные об особенностях и закономерностях их преобразования в гипергенных условиях. Переотложение продуктов выветривания вблизи областей денудации и накопление в основном в пресноводных континентальных водоёмах, а также небольшая мощность сформировавшихся осадочных толщ и незначительное погружение их определили слабое гидрохимическое воздействие среды на аллотигенные минералы, а также отсутствие (или слабое воздействие) наложенных на них процессов катагенетического преобразования. Это привело к тому, что глинистые минералы древних перспективных осадочных толщ (на Сибирской платформе это преимущественно верхнепалеозойские и мезозойские толщ), связанные в основном с процессом переотложения различных продуктов выветривания, сохраняют унаследованность структурных и кристаллохимических особенностей по отношению к минералам в разрезах элювиальных толщ. Поэтому полученные типоморфные признаки однотипных минералов лёгкой, тяжёлой и глинистой фракций можно успешно использовать для идентификации в древних осадочных толщах продуктов, которые поступали из различных местных источников сноса и связаны с гипергенными изменениями пород различного химического и минералогического состава, что успешно можно использовать при прогнозировании и поисках алмазных месторождений. Следует также отметить, что в зависимости от состава вмещающих кимберлитов пород и интенсивности их постмагматических и гипергенных изменений в перекрывающих кимберлитовые трубки и распространённых на этих же территориях толщах в их аллотигенной части будут отмечаться соответствующие

продукты переотложенных КВ, что важно при палеогеографических реконструкциях при определениях направлений переноса терригенного (в том числе алмазоносного) материала.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бобривич А.П., Илутин И.П., Козлов И.Т.* и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. – М.: Недра, 1964. – 190 с.
2. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и северной частей Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2000. – № 3. – С. 37–55.
3. *Владимиров Б.М., Костровицкий С.И., Соловьева Л.В.* и др. Классификация кимберлитов и внутреннее строение кимберлитовых трубок. – М.: Наука, 1981. – 136 с.
4. *Егоров К.Н., Корнилова В.П., Сафронов А.Ф., Филиппов Н.Д.* Слюдяный кимберлит из трубки Удачная-Восточная // Докл. АН СССР. – 1986. – Т. 291, № 1. – С. 199–202.
5. *Зинчук Н.Н.* Особенности состава и распределения слюдистых образований в кимберлитовых породах Якутии // Известия ВУЗов. Геология и разведка. – 1991. – № 7. – С. 58–66.
6. *Зинчук Н.Н.* Сравнительная характеристика вещественного состава коры выветривания кимберлитовых пород Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Геология и геофизика. – 1992. – № 7. – С. 99–109.
7. *Зинчук Н.Н., Борис Е.И., Яныгин Ю.Т.* Особенности минерогенеза алмаза в древних осадочных толщах (на примере верхнепалеозойских отложений Сибирской платформы). – М.: Мирнинская городская типография, 2004. – 172 с.
8. *Зинчук Н.Н., Зинчук М.Н., Котельников Д.Д.* и др. Структурно-кристаллохимические преобразования слоистых минералов на разных стадиях гипергенного изменения кимберлитов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2002. – № 1. – С. 47–60.
9. *Зинчук Н.Н., Зув В.М., Коптиль В.И., Чёрный С.Д.* Стратегия ведения и результаты алмазописковых работ // Горный вестник. – 1997. – № 3. – С. 53–57.
10. *Зинчук Н.Н., Коптиль В.И., Борис Е.И., Липаинова А.Н.* Типоморфизм алмазов из россыпей Сибирской платформы как основа поисков алмазных место-



- рождений // Руды и металлы. – 1999. – № 3. – С.18–31.
11. *Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Соколов В.Н.* Изменение минерального состава и структурных особенностей кимберлитов Якутии в процессе выветривания // Геология и геофизика. – 1982. – № 2. – С. 42–53.
  12. *Зинчук Н.Н., Мельник Ю.М., Серенко В.П.* Апокимберлитовые породы // Геология и геофизика. – 1987. – № 10. – С. 66–72.
  13. *Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Крайнов А.В.* Кимберлиты в истории Земли // Труды НИИ геологии ВГУ. Учебное пособие. – Воронеж: ВГУ, 2013. – Вып. 68. – 100 с.
  14. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдистых минералов // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1996. – № 1. – С. 53–61.
  15. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1997. – № 2. – С. 53–63.
  16. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в отложениях терригенной формации // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2001. – Т. 76, № 1. – С. 45–53.
  17. *Котельников Д.Д., Зинчук Н.Н.* Условия накопления и постседиментационного преобразования глинистых минералов в осадочном чехле земной коры // Вестник Воронежского университета. Геология. – 2001. – № 12. – С. 45–51.
  18. *Латин А.В., Толстов А.В., Антонов А.В.* Изотопный состав SR и ND-кимберлитов и конвергентных с ними пород Сибирской платформы // Доклады Академии наук. – 2007. – Т. 414, № 1. – С. 78–82.
  19. *Симоненко В.И., Толстов А.В., Васильева В.И.* Новый подход к геохимическим поискам кимберлитов на закрытых территориях // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 4–5. – С. 108–112.
  20. *Хитров В.Г., Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д.* Применение кластер-анализа для выяснения закономерностей выветривания пород различного состава // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 296. – № 5. – С. 1228–1233.
  21. *Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V.* The age of Predictable primary diamond sources in the North-eastern Siberian platform // Doklady Earth Sciences. – 2015. – Vol. 465. – № 2. – P. 1297–1301.
  22. *Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform // Petrology. – 2001. – Vol. 9. – № 6. – P. 576–588.

## REFERENCES

1. *Bobrievich A.P., Ilupin I.P., Kozlov I.T.* et al. Petrografiya i mineralogiya kimberlitovykh porod Yakutii [Petrography and Mineralogy of kimberlite rocks of Yakutia]. Moscow, Nedra Publ. 1964. 190 p.
2. *Vasilenko V.B., Zinchuk N.N., Kuznetsova L.G.* Geodinamicheskii kontrol' razmeshcheniya kimberlitovykh polei tsentral'noi i severnoi chastei Yakutskoi kimberlitovoi provintsii (petrokhimicheskii aspekt) [Geodynamic control of the placement of kimberlite fields in the Central and Northern parts of the Yakut kimberlite province (petrochemical aspect)]. Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya. 2000. No.3, P. 37–55.
3. *Vladimirov B.M., Kostrovitskii S.I., Solov'eva L.V.* et al. Klassifikatsiya kimberlitov i vnutrennee stroenie kimberlitovykh trubok [Classification of kimberlites and internal structure of kimberlite pipes]. Moscow, Nauka Publ. 1981. 136 p.
4. *Egorov K.N., Kornilova V.P., Safronov A.F., Filippov N.D.* Slyudyanyi kimberlit iz trubki Udachnaya-Vostochnaya [Mica kimberlite from Udachnaya-Vostochnaya tube]. Dokl. AN SSSR. 1986. Vol. 291, No.1, P. 199–202.
5. *Zinchuk N.N.* Osobennosti sostava i raspredeleniya slyudistykh obrazovaniy v kimberlitovykh porodakh Yakutii [Features of composition and distribution of mica formations in kimberlite rocks of Yakutia]. Izvestiya VUZov. Geologiya i razvedka. 1991. No.7, P. 58–66.
6. *Zinchuk N.N.* Sravnitel'naya kharakteristika veshchestvennogo sostava kory vyvetrivaniya kimberlitovykh porod Sibirskoi i Vostochno-Evropeskoi platformy [Comparative characteristics of the material composition of the weathering crust of kimberlite rocks of the Siberian and East European platforms]. Geologiya i geofizika. 1992. No.7, P. 99–109.
7. *Zinchuk N.N., Boris E.I., Yanygin Yu.T.* Osobennosti mineragenii almaza v drevnikh osadochnykh tolshchakh (na primere verkhnepaleozoiskikh otlozhenii Sibirskoi platformy) [Features of diamond Minerageny in ancient sedimentary strata (on the example of upper Paleozoic deposits of the Siberian platform)]. Moscow, Mirninskaya gorodskaya tipografiya Publ. 2004. 172 p.
8. *Zinchuk N.N., Zinchuk M.N., Kotel'nikov D.D.* et al. Strukturno-kristallokhimicheskie preobrazovaniya sloistykh mineralov na raznykh stadiyakh gipergenogo izmeneniya kimberlitov [Structural and crystal-chemical transformations of layered minerals at different stages of hypergenic kimberlite changes]. Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka. 2002. No.1, P. 47–60.
9. *Zinchuk N.N., Zuev V.M., Koptil' V.I., Chernyi S.D.* Strategiya vedeniya i rezul'taty almazoposkovykh rabot [Strategy and results of diamond prospecting]. Gornyi vestnik. 1997. No.3, P. 53–57.
10. *Zinchuk N.N., Koptil' V.I., Boris E.I., Lipashova A.N.* Tipomorfizm almazov iz rossypei Sibirskoi platformy kak osnova poiskov almaznykh mestorozhdenii [Typomorphism of diamonds from placers of the Siberian platform as the basis for searching for diamond deposits]. Rudy i metally. 1999. No.3, P. 18–31.
11. *Zinchuk N.N., Kotel'nikov D.D., Sokolov V.N.* Izmenenie mineral'nogo sostava i strukturnykh osobennosti kimberlitov Yakutii v protsesse vyvetrivaniya [Changes in the mineral composition and structural features of Yakutia kimberlites during weathering]. Geologiya i geofizika. 1982. No.2, P. 42–53.
12. *Zinchuk N.N., Mel'nik Yu.M., Serenko V.P.* Apokimberlitovye porody [Kimberlite rocks]. Geologiya i geofizika. 1987. No.10, P. 66–72.
13. *Zinchuk N.N., Savko A.D., Krainov A.V.* Kimberlity v istorii Zemli [Kimberlites in the history of the Earth]. Trudy NII geologii VGU. Uchebnoe posobie. Voronezh, VGU Publ. 2013. Issue 68. 100 p.
14. *Kotel'nikov D.D., Zinchuk N.N.* Tipomorfnye osobennosti i paleogeograficheskoe znachenie slyudistykh mineralov [Typomorphic features and paleogeographic significance of mica minerals]. Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka. 1996. No.1, P. 53–61.
15. *Kotel'nikov D.D., Zinchuk N.N.* Osobennosti glinistykh mineralov v otlozheniyakh razlichnykh osadochnykh formatsii [Features of clay minerals in deposits of various sedimentary formations]. Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geologiya i razvedka. 1997. No.2, P. 53–63.
16. *Kotel'nikov D.D., Zinchuk N.N.* Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v otlozheniyakh terrigennoi formatsii [Conditions for accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in deposits of the terrigenous formation]. Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Otdel geologicheskii. 2001. Vol. 76, No.1, P. 45–53.
17. *Kotel'nikov D.D., Zinchuk N.N.* Usloviya nakopleniya i postsedimentatsionnogo preobrazovaniya glinistykh mineralov v osadochnom chekhle zemnoi kory [Conditions for accumulation and post-sedimentation transformation of clay minerals in the sedimentary cover of the earth's crust]. Vestnik Voronezhskogo universiteta. Geologiya. 2001. No.12, P. 45–51.

18. *Lapin A.V., Tolstov A.V., Antonov A.V.* Izotopnyi sostav SR i ND-kimberlitov i konvergentnykh s nimi porod Sibirskoi platformy [Isotopic composition of SR and ND kimberlites and convergent rocks of the Siberian platform]. Doklady Akademii nauk. 2007. Vol. 414, No.1, P. 78–82.
19. *Simonenko V.I., Tolstov A.V., Vasil'eva V.I.* Novyi podkhod k geokhimicheskim poiskam kimberlitov na zakrytykh territoriyakh [A new approach to geochemical search for kimberlites in closed territories]. Razvedka i okhrana nedr. 2008. No.4–5, P. 108–112.
20. *Khitrov V.G., Zinchuk N.N., Kotel'nikov D.D.* Prime-nenie klaster-analiza dlya vyyasneniya zakonome-rnostei vyvetrivaniya porod razlichnogo sostava [Ap-plication of cluster analysis to find out the regulari-ties of weathering of rocks of different composition]. Doklady AN SSSR. 1987. Vol. 296, No.5, P. 1228–1233.
21. *Grachanov S.A., Zinchuk N.N., Sobolev N.V.* The age of Predictable primary diamond sources in the North-eastern Siberian platform. Doklady Earth Sciences. 2015. Vol. 465. No.2. P. 1297–1301.
22. *Serov I.V., Garanin V.K., Zinchuk N.N., Rotman A.Ya.* Mantle Sources of the kimberlite Volcanism of the Siberian Platform. Petrology. 2001. Vol. 9. No. 6. P. 576–588.

#### **К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ**

Плата с авторов за публикацию (в том числе с аспирантов) не взимается. Гонорар не выплачивается. Автор, подписывая статью и направляя ее в редакцию, тем самым предоставляет редакции право на ее опубликование в журнале и размещение в сети «Интернет».

Направление в редакцию работ, опубликованных ранее или намеченных к публикациям в других изданиях, не допускается.

**По всем вопросам, связанными со статьями, следует обращаться в редакцию по тел. +7 (495)315-28-47,  
E-mail: ogeo@tsnigri.ru**

**Адрес редакции: 117545, г. Москва, Варшавское шоссе, д. 129, корп. 1**