

УДК 552.52:549.905.1

## ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ СЛОИСТЫХ СИЛИКАТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ АЛМАЗНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Н. Зинчук**

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

Изверженные, осадочные и метаморфические породы, слагающие континентальные блоки земной коры, в процессе гипергенеза и литогенеза претерпевают закономерные специфические изменения, которые зависят от петрохимических и генетических особенностей исходных пород. Продукты выветривания бесслюдистых разностей изверженных пород, а также бесслюдистых и слюдистых осадочных образований нужно изучать во фракции до 0,001 мм вследствие весьма мелкого размера частиц первичных и вторичных минералов. В случае слюдистых разностей изверженных пород объективные данные об их гипергенном изменении можно получить лишь при комплексном изучении как фракции до 0,001 мм, так и породы в целом благодаря более крупному размеру слюдистых частиц. Наличие в метаморфизованных породах слюдистых минералов типа серицита (дисперсного мусковита) свидетельствует о необратимом процессе изменения поступающего с суши обломочного материала даже на наиболее поздних стадиях литогенеза. Особое внимание уделено изучению новообразованных в постмагматическую стадию минералов кимберлитовых пород, отдельные типоморфные особенности которых можно успешно использовать при поисках алмазных месторождений.

*Ключевые слова:* слоистые силикаты, монтмориллонит, смектит, слюда, смешанно-слоистые образования, типоморфные особенности, литогенез, кора выветривания, кимберлиты, месторождения алмаза.

Слоистые силикаты – один из крупных и широко распространенных в природе классов породообразующих минералов [24]. Особое место среди них занимает группа слюд [25], имеющих исключительно гипогенное происхождение [29]. Другие группы слоистых минералов (кандиды, смектиты, вермикулиты, гидрослюды, хлориты и различные смешаннослоистые образования) полигенны. Слоисто-цепочечные магнезиальные силикаты относятся к хемогенно-гипергенному типу. Слоистые силикаты также существенно различаются по дисперсности присутствующих им частиц, что имеет особое значение для объективной геологической интерпретации результатов изучения этих минералов.

Актуальность вопроса особенно повышается в связи с тем, что некоторые исследователи до сих пор придерживаются в этом отношении недостаточно обоснованной точки зрения. В частности, они ошибочно, по нашему мнению, считают, что изучать химико-минералогические особенности глинистых минералов в различных породах следует только во фракции < 0,001 мм (вследствие высокой дисперсности главнейших типов

глинистых, преимущественно слоистых минералов). Однако большинство экспериментаторов [16, 20, 35], которые не только занимаются идентификацией глинистых минералов, но и проводят геологическую интерпретацию результатов, для установления генетических связей между определенными группами минералов рекомендуют изучать различные фракции, а также породы в целом. Особенно это касается направленности и кинетики изменения наиболее реакционно-активных минералов в зоне гипергенеза и генерации на основе продуктов их деструкции закономерно возникающих вторичных фаз.

Подвергающиеся субэвральному выветриванию континентальные блоки сложены изверженными (включая интрузивные и эффузивные разности), осадочными и метаморфизованными породами. Согласно химико-минералогическим особенностям они подразделяются на ультраосновные, основные, средние и кислые разности [26] с обязательным, согласно нашим рекомендациям [17], выделением в каждом из этих типов бесслюдистых и слюдистых аналогов. В соответствии с механизмом и кинетикой гипергенного преобразования, указанные выше четыре типа пород, в свою очередь, мы объединяем в две большие группы [16, 17, 26]. Первая включает ультраосновные и основные породы, вторая – средние и кислые. Для наиболее объективной интерпретации результатов изучения этих двух групп пород, особенно второй, следует дифференцированно рассматривать их различные генетические разности.

Интрузивные и метаморфические породы – это плотные монолитные разности, возникающие вследствие раскристаллизации непосредственно из магмы в первом случае или вследствие перекристаллизации преимущественно дискретных осадочных образований во втором. В отличие от этого, эффузивные породы вулканогенного типа, собственно осадки и формирующиеся из них осадочные породы в исходном состоянии являются либо первично рыхлыми, либо в той или иной степени уплотненными. Они сцементированы пепловым и терригенным осадочным материалом. В последнем случае это происходит, во-первых, вследствие раскристаллизации гиалокластики и ориентировки вновь образованных или аллотигенных глинистых минералов (соответственно, либо в туфогенных породах, либо в собственно глинистых отложениях при их погружении в стратисферу), во-вторых, благодаря развитию неглинистого и глинистого, в основном, вторичного цемента в гранулярных и трещинных разностях пород [16, 20, 30]. Из этого следует, что при изучении процессов гипергенного изменения таких образований (особенно осадочных, относящихся в последнем случае исключительно к кислому типу) нужно принимать во внимание гидрохимический характер субаквальных условий осадконакопления (с учетом приуроченности их к определенным климатическим поясам) и степень дальнейшего постседиментационного преобразования накопившихся ранее отложений.

Химико-минералогическая характеристика образующихся на континенте продуктов выветривания определена типом исходных пород, слагающих континентальные блоки, климатическими условиями в пределах этих блоков, а также их тектоническим положением на поверхности Земли. Наиболее благоприятные условия для глубокого физико-химического преобразования исходных пород создаются в относительно приподнятых пенепленизированных участках суши в областях тропического и умеренного гумидного климата, где существует интенсивный промывной режим, а уровень грунтовых вод низкий. Согласно петрохимической и генетической систематике горных пород [26, 27], в зоне гипергенеза породы имеют различную стадийность и темпы изменения [7, 12, 13,

16, 17]. На начальных этапах ранней стадии выветривания бесслюдистых пород первой группы (преимущественно разности интрузивного типа) по Fe-Mg минералам (главным образом серпентинам, амфиболам и пироксенам) развивается триоктаэдрический смектит [12, 17]. На рентгенодифрактометрических кривых ему соответствуют значения основного рефлекса либо 1,24 нм с Na в межслоевых промежутках структуры смектитов, либо 1,44 и 1,54 нм, соответственно, с Mg и Ca, а также промежуточные значения при смешанном составе катионов в межслоях, причем указанные катионы заимствованы из окружающей среды [4, 16]. При сохранении в среде минералообразования устойчивой восстановительной обстановки этот смектит представлен ферросапонитом [23] с межслоевым зарядом порядка 0,6 на половину формульной единицы.

В наиболее магнезиальных породах, например, кимберлитах, вначале по оливину генерируется серпентин (0,73 нм), а уже по нему – сапонит, причем лишь с возникновением в определенных условиях впервые диагностированного нами [8, 19] промежуточного метастабильного упорядоченного лизардит-сапонитового смешаннослоистого образования. В некоторых случаях изменение серпентина сопровождается перекристаллизацией его наиболее ранних, высокотемпературных политипных модификаций групп B–D в более поздние разновидности группы A [7]. Этому иногда сопутствует образование редких, в том числе ранее неизвестных (также впервые идентифицированных нами [5, 6]) ассоциаций простых и сложных политипов серпентина. В рассматриваемом типе бесслюдистых разностей пород наиболее ранний слоистый минерал – серпентин и непосредственно развивающийся по нему сапонит имеют сравнительно близкий и, самое главное, весьма мелкий размер частиц. При наличии в практически бесслюдистых кимберлитах среди более крупных частиц небольшого количества карбонатов и рудных минералов слоистые силикаты с одинаковой долей объективности можно изучать не только в целом в породе, но и во фракции < 0,001 мм (для более точного определения их кристаллохимических параметров).

В слюдистых разностях *ультраосновных* и *основных* пород по биотиту или, как в ультраосновных разностях (например, кимберлитах), по флогопиту (имеющему совместно с биотитом высокий межслоевой заряд (около 1) и отражения 1,0 нм) на ранних этапах выветривания возникают различные вторичные минералы. Биотит преобразуется в гидробиотит [34], структурно представляющий смешаннослоистое образование из преобладающих биотитовых и измененных под действием гипергенных процессов вновь образующихся вермикулитовых (1,44 нм) слоев с общим рефлексом 1,1–1,2 нм. Во флогопитовых породах развивается парагенетическая ассоциация из вермикулита с межслоевым зарядом 0,8 (и даже до 0,9) и триоктаэдрического смектита. Этому смектиту присуща более высокая (по сравнению с сапонитом) прогрессирующая диоктаэдризация вследствие закономерной унаследованности [4, 16] из структуры вермикулита A<sub>1</sub>.

Кроме того, одним из дополнительных признаков слюдистых пород рассматриваемого типа является относительно крупный средний размер как протоминералов – слюд, так и одного из первоначально возникающих вторичных слоистых силикатов – вермикулита, то есть минералов, которые связаны в зоне гипергенеза с начальным процессом преобразования неразбухающих слоистых силикатов в разбухающие. В результате этого триоктаэдрическая слюда (особенно в кимберлитах) и развивающийся по ней вермикулит при гранулометрическом анализе не попадают во фракцию < 0,001 мм. Крупный размер частиц триоктаэдрических слюд и более сложный механизм преобразования трехэтажной (2:1) структуры слюды, по сравнению с двухэтажной (1:1) серпентина,

определяют то, что отмеченные выше продукты изменения триоктаэдрических слюд сохраняются в породах даже тогда, когда первоначально содержащийся в них серпентин уже практически полностью перешел в сапонитовую фазу. Поэтому при изучении начальных продуктов выветривания кимберлитов только во фракции  $< 0,001$  мм получаются искаженные результаты, так как в указанной фракции локализуется лишь частично возникающий на этом этапе по вермикулиту триоктаэдрический смектит. Кроме неполного определения видового состава вторичных продуктов в слюдистых кимберлитах (решения лишь частной задачи минералогического анализа), в этом случае исключается возможность наиболее полной геологической интерпретации результатов изучения механизма и кинетики преобразования слоистых силикатов в слюдистых разностях кимберлитов.

Особенное значение для объективного решения ряда связанных с этим генетических вопросов имеет выяснение кристаллохимической природы прогрессивно увеличивающегося в системе минералообразования объема разбухающих минералов на заключительных этапах ранней стадии гипергенного изменения кимберлитов. Это относится в основном к этапу практически полного преобразования первично возникающих по флогопиту вермикулитовых микроблоков в разбухающую фазу. Сложность диагностики этой фазы заключается в том, что она накладывается на ранее образованную структурно близкую сапонитовую фазу – продукт последовательного преобразования серпентина. В этом случае отдельная идентификация этих двух разбухающих фаз возможна только на исходных дифрактометрических кривых по асимметрии основного отражения, если каждая из фаз отличается указанным выше составом межслоевых катионов. На дифрактограммах помимо основного рефлекса разбухающего минерала наблюдаются также отражения с максимумами как больше, так и меньше значений основного рефлекса.

На последующих этапах ранней стадии выветривания продукты начальных этапов гипергенного преобразования бесслюдистых ультраосновных и основных пород подвергаются дальнейшей деградации. В частности, характерная для резко восстановительной обстановки форма сапонита – ферросапонит – по мере развития окислительной обстановки через промежуточные железисто-магнезиальные и магнезиально-железистые формы переходит в оксиферросапонит [3]. Итогом этого процесса является возникновение нонтронитоподобной фазы [10] с более низким, чем у сапонита, межслоевым зарядом. Соответственно, на аналогичной стадии выветривания слюдистых пород ультраосновного и основного типа, например, в кимберлитах, при сохранении в микроблоках вермикулита менее 10 элементарных слоев, происходит гомогенизация их и последовательно образующегося по вермикулиту триоктаэдрического смектита с более интенсивным темпом его диоктаэдризации, чем собственно сапонита.

В результате этого возникает вермикулит-трисмектитовое смешаннослоистое образование [7] с преобладанием разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются подчиненные неразбухающие. В дальнейшем оно преобразуется в близкую к монтмориллону фазу, но с сохранением унаследованного от протоминерала – слюды – сравнительно высокого межслоевого заряда, несмотря на связанное со снижением в зоне гипергенеза значения рН среды уменьшение степени замещения Si на Al в тетраэдрах структуры разбухающих минералов. На наиболее поздних этапах выветривания ультраосновных и основных пород бесслюдистого и слюдистого типа из продуктов разложения смектитов синтезируется мелкокристаллический каолинит [16, 20]. Особенностью

псевдогексагональных кристаллов такого каолинита является их относительно высокая плотность.

При анализе ранних этапов выветривания *средних* и, особенно, *кислых* пород следует отдельно рассматривать механизм и продукты выветривания интрузивных и метаморфических пород, с одной стороны, а также эффузивных и осадочных, – с другой. В этих двух типах пород существенную роль, как отмечено в нашей систематике горных пород [26, 27], играют полевые шпаты. Начальные продукты выветривания бесслюдистых разностей средних и кислых пород изверженного и метаморфического типа связаны с преобразованием плагиоклазов, за счет которых генерируется монтмориллонит [12, 17]. В случае наличия среди плагиоклазов олигоклаза с пертитовыми вростками в условиях свойственной этой стадии гипергенного изменения пород щелочной среды [16, 20] по ним возникает галлуазит со значением основного рефлекса в 0,72–0,74 нм для безводной и 1,01 нм для водной формы [29]. В слюдистых разностях рассматриваемых пород могут присутствовать как собственно диоктаэдрические слюды политипной модификации  $2M_1$  (то есть мусковитового типа), так и двуслюдяные ассоциации из ди- и триоктаэдрических разновидностей этого минерала, главным образом, мусковит-биотитового типа, причем для железистых слюд характерен преимущественно политип  $1M$ . Благодаря структурному различию указанных слюд разновидность  $2M_1$ , обладающая наибольшей устойчивостью [9, 21], подвергается только слабой гидратации (фиксируют лишь некоторое уширение отражений на дифрактограммах) и длительно сохраняется в элювиальных продуктах. В отличие от этого, слюды политипной модификации  $1M$  обладают значительно меньшей стабильностью. Поэтому в профиле выветривания содержащих их пород они сравнительно быстро подвергаются деградации с диоктаэдризацией частично сохраняющихся продуктов в виде монтмориллонит-гидроslюдистых смешаннослоистых образований ( $1,0 < d < 1,5$  нм) с последовательно увеличивающимся содержанием в их структуре разбухающих слоев, с которыми неупорядоченно чередуются реликтовые неразбухающие. В профилях выветривания они имеют еще меньшую устойчивость, чем их протоминералы – триоктаэдрические слюды.

Из сказанного следует, что слюды  $1M$  и, особенно, связанные с их изменением монтмориллонит-гидроslюдистые смешаннослоистые образования, как обосновано нами ранее [7, 12], на относительно поздних этапах выветривания быстро подвергаются деструкции. В связи с этим некоторые исследователи, не учитывая изложенных выше особенностей, связанных с различной относительной устойчивостью отдельных политипных модификаций слюд и ранних продуктов их преобразования [9, 21], необоснованно считают, что смешаннослоистые образования вообще не возникают в корях выветривания (КВ). Из продуктов изменения указанного смешаннослоистого образования на поздних стадиях выветривания синтезируется каолинит (0,715 нм), имеющий, в отличие от ультраосновных и основных пород, более крупный размер частиц [16, 20].

В результате общей диоктаэдризации в зоне гипергенеза слоистых силикатов в продуктах КВ весьма различных пород происходит сближение минералогических особенностей поздних элювиальных образований на первичных породах и их химического состава [12, 16, 26]. Продукты выветривания ультраосновных и основных пород, то есть меланократового состава, преобразуются в существенно лейкократовые разности, а средние и кислые становятся несколько более меланократовыми. В продуктах выветривания слюдистых разностей средних и кислых изверженных пород (как и в ультраосновных и основных) слюдистые минералы могут иметь размер  $> 0,001$  мм. Поэтому

элювий таких пород рекомендується изучать как в целом в породе, так и во фракции  $< 0,001$  мм. В то же время продукты выветривания осадочных пород, соответствующих кислому типу, следует анализировать преимущественно во фракции  $< 0,001$  мм.

Сформировавшаяся на континентальных блоках Земли КВ и слабо измененные гипергенными процессами породы территорий с развитием отрицательных движений земной коры при перестройке тектонического плана, сопровождающейся трансгрессией морских бассейнов, в случае восстановительной обстановки (за счет бурного развития растительности в областях гумидного климата) могут подвергаться заболачиванию. Соответственно, при положительных движениях континентальных блоков, а также при понижении базиса эрозии элювиальные продукты подвергаются денудации. В первом случае наиболее характерные для КВ каолинит и дальнейшие продукты его изменения в виде полуторных оксидов Al трансформируются в бертьерин (0,705 нм), который является устойчивым минералом в отложениях вплоть до позднего докембрия включительно [20]. Во втором случае сносимые с суши продукты переотлагаются, причем по составу они существенно различаются в зависимости от специфики исходных пород. Анализ построенных по методике, разработанной совместно с В. Хитровым [27], вариационных LM–ОК-диаграмм (рис. 1) показывает, что векторы выветривания терригенно-карбонатных пород направлены непосредственно к полю каолинов, что в целом соответствует известной закономерности преимущественного образования каолинита в случае выветривания кислых и близких к ним по составу осадочных пород.

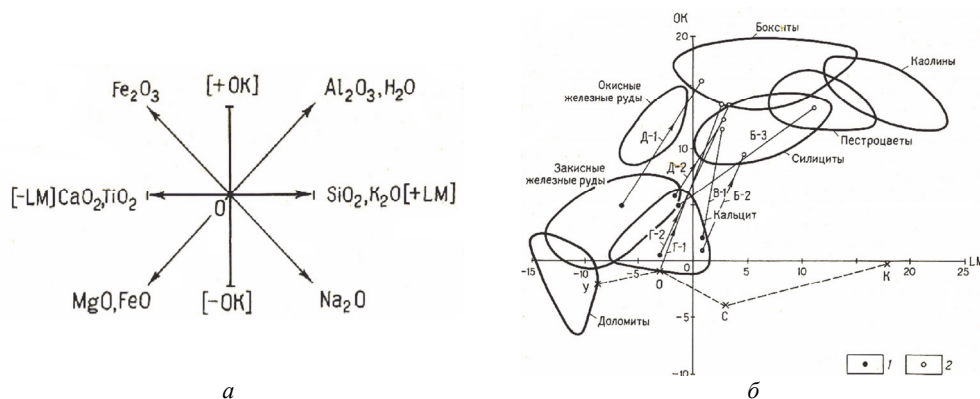


Рис. 1. Вариационная диаграмма LM–ОК химического состава пород и продуктов их изменения в земной коре [7, 26, 27]:

*a* – векторы породообразующих оксидов; *b* – распределение химического состава продуктов выветривания терригенно-карбонатных пород (Б), долеритов (В), туфов и туфогенных образований (Г), кимберлитов (Д); 1 – исходные породы; 2 – выветрелые продукты. 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.

Несмотря на определенное различие исходных пород основного состава, продукты их выветривания по химической конституции на рассматриваемой стадии гипергенного процесса имеют тенденцию к сближению. Одновременно с этим векторы выветривания пород основного состава (долеритов, туфов и туфогенных образований) направлены (см. рис. 1) к полю бокситов, что обусловлено предпочтительным образованием при их выветривании гидроксидов Al. При этом, как показано ранее [7, 13] на примере исследова-

ния КВ туфов и туфогенных образований Сибирской платформы, в виде промежуточного минерала возникает вначале каолинит, а затем гиббсит. Направление вектора выветривания такой ультраосновной породы, как кимберлит, на анализируемой диаграмме (см. рис. 1) занимает промежуточное положение между полем терригенно-карбонатных пород и образований трапповой формации (долеритов, туфов и туфогенных образований). То есть в продуктах их выветривания с одинаковой вероятностью может реализовываться образование как гидроксидов Al, так и каолинита. При этом свойственный гидрослюде политип 1M (как менее устойчивый) обуславливает сравнительно более быстрое его накопление в продуктах диоктаэдризации, чем выветривание гидрослюды 2M<sub>1</sub> в терригенно-карбонатных породах.

Большое значение для формирования специфики продуктов выветривания имеет состав исходных материнских пород. Например, подвергающиеся выветриванию кимберлиты имеют типичное только для них содержание как жильных (рис. 2), так и породообразующих (рис. 3) минералов. Четкой закономерности в распределении этих минералов в приведенных разрезах не установлено, хотя нередко вместо исчезнувших новообразований появляются другие. Некоторые общие закономерности все же четко выражены (см. рис. 2): а) гипс установлен только в верхней части диатремы (до глубины 625 м); б) целестин также приурочен к верхней части разреза (интервал 615–660 м); в) ограниченный кальцит ассоциирует с целестином; г) в ассоциации с галитом обычно находится ангидрит, реже гипс; д) сульфиды железа иногда встречаются совместно с гипсом; ж) на всю глубину описываемого разреза прослеживается пирроаурит, который ассоциирует с гидроксидами железа, замещающими его.

Пересчет химических анализов кимберлитов трубки Мир на минеральный состав (см. рис. 3) также показал существенные количественные колебания в составе основных новообразований. Например, анализ проб по скв. М-55 подтвердил, что CaSO<sub>4</sub> (до 15 %) присутствует в кимберлитах верхней части описываемого разреза (глубина 380–430 м), значительно уменьшаясь в его нижних горизонтах (440–540 м), где его концентрация меняется в пределах 3–11 %. Содержание кальцита здесь колеблется еще больше (от 2 до 28 %). При этом какой-либо четкой закономерности в его распределении не наблюдается, отмечается только приуроченность его максимального содержания к низам разреза (500–520 м). Концентрация серпентина более значительна – обычно составляет 50–60 % объема породы, только в нижних частях она снижается до 35 %, что связано с неполной серпентинизацией в таких участках свежего оливина.

Преобладание в описываемых породах среди ксенолитов материала вмещающих пород существенно влияет на распределение по разрезу диатремы основных петрогенных компонентов (рис. 4), где суммарная концентрация CaO, MgO и CO<sub>2</sub> варьирует от 25 до 53 %. Резкое увеличение в кимберлитах, по сравнению с вмещающими диатрему породами, концентрации MgO вызвано не только значительными изменениями количества доломита, но и преобладанием серпентина в основной массе пород.

Последнее подтверждено и повышенными концентрациями SiO<sub>2</sub> и H<sub>2</sub>O (см. рис. 4). Часть SiO<sub>2</sub> связана с постоянным присутствием в породах тонкодисперсных выделений кварца, главным источником которого являются вмещающие трубку Мир терригенно-карбонатные породы PZ<sub>1</sub>. Изменение фоновых содержаний Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO обусловлено, в основном, обогащением отдельных участков и горизонтов некоторыми новообразованными минералами – гётитом, пирроауритом, апатитом и др.

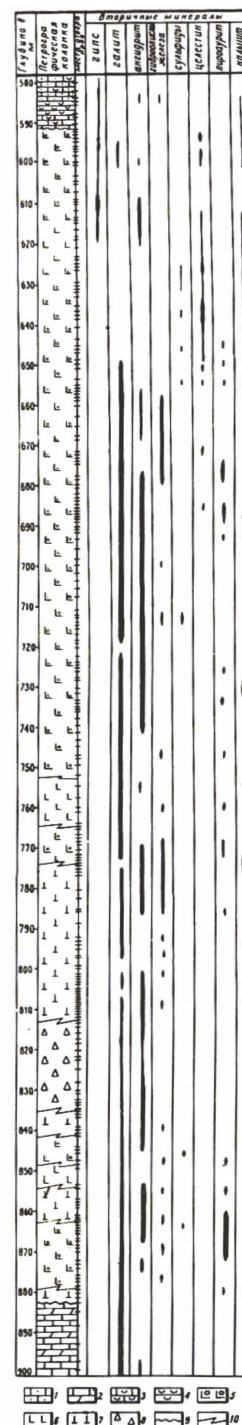
При определении особенностей поступавшего в бассейны седиментации материала следует учитывать не только структурно-морфологические особенности минералов, а и их более детальныe свойства, в частности, изотопный состав углерода карбонатов. Изучено карбонаты из пород глубоких горизонтов трубки Мир, вскрытых скважиной (рис. 5, а), битумов из кимберлитов, известняков и доломитов.

Анализируя особенности распределения изотопного состава углерода карбонатов из кимберлитовых брекчий, можно констатировать, что его значение укладывается в интервал от  $-1,5$  до  $-12,3$  ‰. В изученном разрезе кимберлитов четко обособляются два участка: верхний в интервале 1 112,2–1 150,7 м и нижний – 1 163,7–1 217,0 м. Кимберлиты этих двух участков существенно отличаются между собой по значению  $\delta^{13}\text{C}$  (для верхнего это значение колеблется от  $+0,4$  до  $-7,2$  ‰,  $X = -4,4$  ‰, для нижнего – от  $-4,6$  до  $-12,3$  ‰,  $X = -8,7$  ‰), что является объективным подтверждением наличия на глубоких горизонтах трубки Мир двух подводящих каналов, кимберлит которых имеет различное сочетание корового и глубинного углерода. В то же время изотопный состав углерода карбонатов из вмещающих трубку пород в зонах верхнего и нижнего контактов с кимберлитами изменяется незначительно: от  $-3$  до  $+1,5$  ‰ и соответствует значениям, характеризующим карбонаты нормально-осадочных морских отложений. Что же касается значения  $\delta^{13}\text{C}$  из карбонатных пород, являющихся ксенолитами вмещающих пород в диатреме, то они имеют значение, типичное для углерода кимберлитов ( $-6,9$  ‰). Углерод из карбонатных пород перемычки занимает промежуточное положение между углеродом вмещающих пород и кимберлитов ( $-1,9$  и  $-3,0$  ‰). Корреляционный график (см. рис. 5, б) между значением  $\delta^{13}\text{C}$  и содержанием в породе  $\text{CO}_2$  демонстрирует довольно выраженную зависимость между этими характеристиками.

Накопление осадков и формирование на их основе осадочных пород связано в основном с тремя факторами [16, 20]. Первый фактор обусловлен поступлением с континента продуктов определенной степени физико-химического разложения изверженных, метаморфических, ранее сформированных

Рис. 2. Схема распределения вторичных жильных минералов из глубоких горизонтов трубки Мир по разрезу скв. 55:

1 – песчаные известняки; 2 – доломитовые известняки; 3 – известняки с выделениями гипса; 4 – гипс; 5–8 – кимберлитовая брекчия: 5 – автолитовая, 6 – кимберлитовая с массивной текстурой цемента, 7 – крупнопорфировая, 8 – кластопорфировая; 9 – граница между кимберлитами и вмещающими трубку породами; 10 – условная граница между отдельными типами кимберлитовых пород.





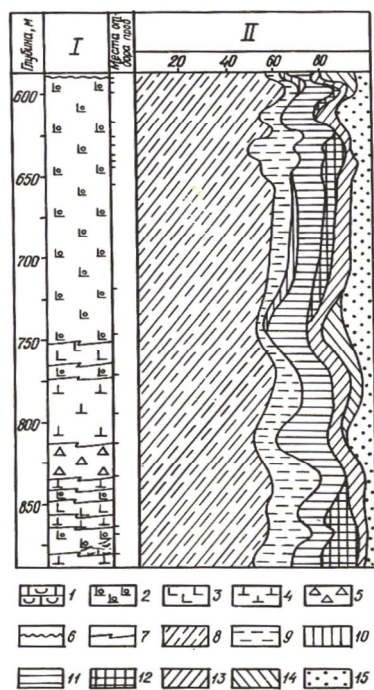


Рис. 3. Схема распределения преобладающих вторичных минералов в основной массе кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир по разрезу скв. 55:

*I* – петрографическая колонка: 1 – известняки с выделениями гипса; 2–5 – кимберлитовая брекчия: 2 – автолитовая, 3 – с массивной текстурой цемента, 4 – крупнопорфировая, 5 – кластопорфировая; 6 – граница между кимберлитами и вмещающими породами; 7 – условные границы между отдельными типами кимберлитов; *II* – минеральный состав основной массы кимберлитов: 8 – серпентин; 9 – кальцит; 10 – доломит; 11 – флогопит + хлорит; 12 – пирроаурит; 13 – магнетит + гидроксиды железа; 14 – галит; 15 – прочие минералы.

В тропическом и умеренных гумидных поясах при накоплении осадков в пресных водоемах с низкой гидродинамической активностью глинистый материал, поступающий с суши, относительно быстро теряет связь со средой осадконакопления, то есть образует закрытую систему. Это связано с уплотнением и началом отжатия из него поровой (седиментационной) и слабо связанной (адсорбированной) минералами воды. Поэтому в таких отложениях с общим преобладанием типоморфных для формаций терригенного типа [10] диоктаэдрических минералов, а также монтмориллонита реликты триоктаэдри-

осадочных пород в виде либо терригенного (различного по размеру частиц, преимущественно зернистого), либо аллотригенного (глинистого, псевдоизометрично-пластинчатого) материала, а также минерализованных растворов и органического вещества, включая бактериальную среду. Второй фактор охватывает влияние на поступающий в зоны осадконакопления материал гидрогеохимического характера среды осадконакопления (пресные водоемы, морские и океанические бассейны, осолоненные озера, отшнурованные части морских бассейнов и др.). Третий фактор отражает степень постседиментационного изменения разных литофациальных типов осадков и последовательно формирующихся из них пород под действием закономерно повышающегося геостатического и стрессового давления вышележащих и латерально залегающих (при развитии в последнем случае дислокационных процессов), а также, самое главное, геотермический градиент [16, 20], температуру в процессе погружения пород в стратисферу.

Важным для выяснения общих закономерностей осадочного процесса является использование формационного анализа [10]. По литогенетическим особенностям наиболее надежно выделяются формации терригенного [18], терригенно-карбонатного и карбонатного [20], вулканогенного [30] и галогенного [31] типа. В результате денудации различных источников сноса в седиментационных водоёмах и бассейнах накапливается различный по природе и степени физико-химического разложения в зоне гипергенеза материал [7, 12, 26]. В конечных областях стока он гранулометрически распределяется в соответствии с гидродинамической активностью среды [25].

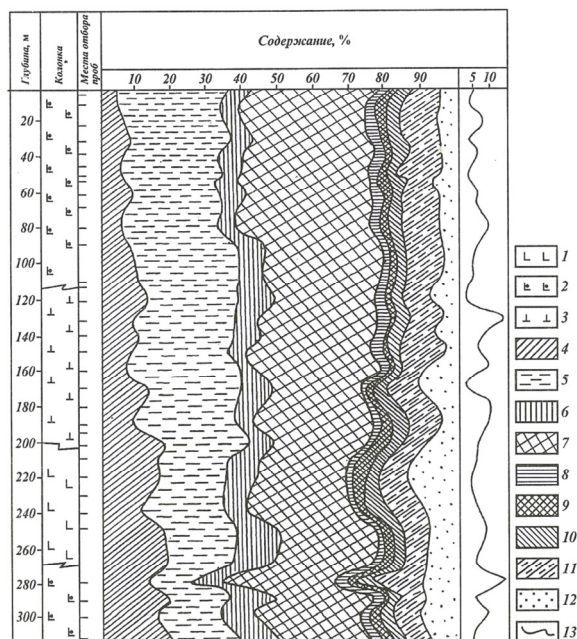


Рис. 4. Распределение основных петрохимических компонентов в кимберлитах трубки Мир, вскрытых скважиной 56, %:

1 – кимберлиты с массивной текстурой цемента; 2, 3 – автолитовая (2) и крупнопорфировая (3) кимберлитовая брекчия; 4 – CaO; 5 – MgO; 6 – CO<sub>2</sub>; 7 – SiO<sub>2</sub>; 8 – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 9 – Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 10 – FeO; 11 – H<sub>2</sub>O; 12 – остальные компоненты; 13 – ксенолиты осадочных пород.

ческих слоистых силикатов [18], в частности, хлорита (1,42 нм), могут сохраняться только при ближнем переносе продуктов в основном физического разложения ультраосновных и основных пород\*. В проницаемых гранулярных осадках, накапливавшихся в пресных водоемах с гидродинамически активной средой, преобразование первичных минералов, происходившее в зоне гипергенеза (в частности, в КВ) в открытой системе, наследуется с тенденцией к переходу реликтов всех слоистых триоктаэдрических минералов в диоктаэдрические [18]. Одновременно с этим в структуре наиболее распространенных в природе монтмориллонит-гидрослоистых смешаннослоистых образований, которые поступают с суши в такие водоемы и связаны с глубоким преобразованием, в основном, триоктаэдрических слюд, существенно преобладают разбухающие слои. В ассоциации с этими образованиями в продуктах переотложения нередко есть собственно монтмориллонит, возникающий в результате либо раскристаллизации туфогенного материала, либо за счет разложения Fe-Mg-минералов [7, 12, 26], причем дифракционная картина их и рассматриваемых смешаннослоистых образований иногда весьма близка.

\*Диоктаэдрические минералы – каолинит, ассоциирующий иногда с галлуазитом, гидрослюды и реликты слабо устойчивых в зоне гипергенеза монтмориллонит-гидрослоистых смешаннослоистых образований с преобладанием разбухающих слоев, то есть неупорядоченного типа.

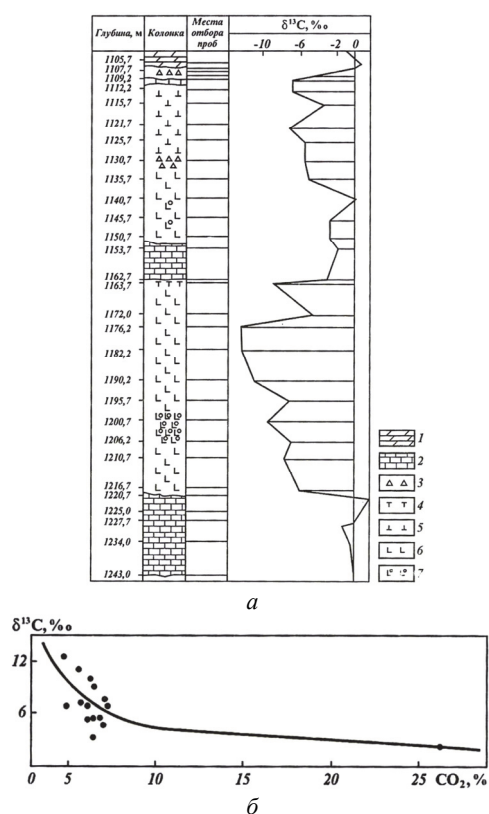


Рис. 5. Геологический разрез и вариации  $\delta^{13}C$  углерода карбонатов из кимберлитов глубоких горизонтов трубки Мир (а) и зависимость изотопного состава углерода от содержания  $CO_2$  (б):

1 – доломиты; 2 – известняки; 3–7 – кимберлитовая брекчия: 3 – кластопорфировая, 4 – афирная, 5 – порфировая, 6 – микролитовая, 7 – автолитовая.

При накоплении в морской среде в гумидных климатических поясах глинистых осадков за счет повышенной минерализации седиментационных вод происходит более быстрая коагуляция и осаждение слоистых минералов. Минералы, образующие крупные агрегаты, накапливаются вблизи от береговой линии. Ближе всего от берега выпадают в осадок агрегаты каолинита, затем монтмориллонита и близких к нему по содержанию разбухающих слоев монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослоистых образований и только в наиболее удаленных – халистатических участках бассейна в виде дискретных пластинок осаждаются гидрослюда [33]. Гранулярные осадки морского и океанического типа, накапливающиеся в гидродинамически активной среде аналогичных климатических поясов, имеют хлидолитовый состав обломочного материала. Это обеспечивает в дальнейшем возможность преобразования в них неустойчивых компонентов, включая

Поэтому, несмотря на то, что разбухающие минералы в целом вносят наибольший вклад в общую дифракционную картину слоистых силикатов (то есть имеют относительно наиболее интенсивные рефлексы), их совместная диагностика представляет известные трудности. Однако благодаря различному генезису указанные две разновидности диоктаэдрических разбухающих минералов отличаются межслоевым зарядом (более высоким, как унаследованным от слюд, в соответствующих им смешаннослоистых образованиях), что позволяет использовать этот типоморфный признак [14, 18] для их индивидуальной идентификации в смесях. Соответственно, при накоплении сносимого с суши материала в нормально морские и океанические бассейны, то есть в контрастную по отношению к гидрогеохимическим условиям предшествующей зоны гипергенеза среду, изменение слоистых силикатов, начиная с субаквальной стадии, приобретает тенденцию последовательного развития регенерационных процессов.

На ранних этапах осадочного процесса термобарические параметры среды низкие, поэтому преобразования слоистых силикатов в этих гидрогеохимических условиях ограничиваются, в основном, прекращением выноса из их структуры подвижных химических элементов, а также началом фиксации ряда содержащихся в морской воде минералообразующих катионов.

реликты Fe-Mg-минералов, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты, а также гиалокластический материал. Кроме того, в аридных климатических поясах в условиях, предшествующих карбонатонакоплению, происходит генерация Mg-силикатных минералов, имеющих типоморфное значение для ранних стадий накопления отложений терригенно-карбонатной и карбонатной формаций [10]. В наиболее магнезиальной среде (практически без Al) из наддонной воды на стадии седиментогенеза кристаллизуется, как сингенетичный минерал, сепиолит (1,23 нм). При полной ассимиляции сепиолитом в зоне осадконакопления ресурсов Si начинается осаждение доломита [16, 20]. В слабо рафинированной среде, содержащей Al, за счет поступления в этом случае в менее обогащенную Mg зону осадконакопления, кроме того, в основном, наиболее устойчивой при выветривании и мотогенезе гидрослюды  $2M_1$  [9], из наддонной воды, аналогично сепиолиту, синтезируется палыгорскит (1,05 нм). Переотлагаемые в эти водоемы слоистые силикаты вследствие механодеструкции на стадиях размыва КВ, переноса и накопления элювиальных продуктов содержат частицы весьма мелкого размера. В результате этого они локализируются в основном во фракции  $< 0,001$  мм [16, 20].

В соответствии со схемой Н. Вассоевича [1], осадочный чехол земной коры (сверху вниз) подразделен [16, 20] на четыре зоны с последовательно увеличивающимися термобарическими параметрами среды: диагенеза (ДГ)–протокатагенеза (ПК), ранних этапов мезокатагенеза ( $MK_1, MK_2$ ), поздних этапов мезо- ( $MK_{3-5}$ )–апокатагенеза ( $AK_{1-4}$ ) и метагенеза (МГ). В первых трех зонах осадки и осадочные породы сохраняют присущие им литогенетические признаки, то есть закономерную гранулометрическую дифференциацию в соответствии с петрохимическим типом размывающихся на континентах пород и гидродинамическими параметрами переноса и накопления продуктов их денудации. В четвертой зоне вследствие перекристаллизации в условиях свойственных ей высоких значений геостатического, а в дислоцированных районах – и стрессового давления, а также, что особенно важно, температуры отложения теряют свойственные им признаки. Важно, что постседиментационное преобразование непроницаемых (существенно глинистых) и проницаемых отложений (преимущественно гранулярных, а также трещинных пород различного литологического типа, то есть песчано-алевритовых, сильно уплотненных глинистых либо карбонатных) на фоне общего метаморфизма вод от карбонатных к сульфатным и хлоридным протекает различным путем.

Зоны ПК и  $MK_{1-2}$  относятся вместе с предшествующей стадией ДГ (в которой осадки преобразуются в породы [20, 25, 30]) к раннему катагенезу [16]. В этой зоне в отложениях пресных водоемов (широкого литологического спектра, в том числе глинистых и песчано-алевритовых) из разбухающих минералов сохраняют устойчивость не только собственно смектиты диоктаэдрического типа и лишь частично сохраняющиеся их триоктаэдрические разновидности, но и различные смешаннослоистые образования. Этот процесс охватывает отложения, накапливающиеся в разных климатических поясах, включая наиболее контрастные из них, то есть гумидные и аридные. В глинистых отложениях пресноводного типа в зонах ПК– $MK_{1-2}$  по мере погружения осадков и формирующихся пород в стратисферу происходит отжатие поровой (седиментационной) и слабо связанной (адсорбированной) воды. Вследствие свойственных этой зоне относительно невысоких термобарических параметров [28] сильно связанная вода остается в системе минералообразования, в основном, в межслоевых промежутках монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослоистых образований. Поэтому в рассматриваемой зоне сохраняют устойчивость характерные для гипергенных условий разновидности смешан-

нослоистых образований с преобладанием разбухающих слоев, с которыми неупорядочно чередуются подчиненные – разбухающие. В зоне МК<sub>1-2</sub> в проницаемых пресноводных песчано-алевроитовых породах развивается также аутигенный каолиновый цемент. В порах переотложенного гранулярного материала ультраосновных и основных пород он кристаллизуется, как и в продуктах разложения первичных триоктаэдрических смектитов в КВ, в виде мелкокристаллической разновидности, а в средних и кислых породах (вследствие преобразования плагиоклазов (через стадию монтмориллонита) или непосредственно по микроклину) – в виде крупнокристаллической [16].

При погружении пресноводных отложений в зону МК<sub>3-5</sub>–АК<sub>1-4</sub> (поздний катагенез) за счет резкого повышения термобарических параметров среды [28] во всех литологических типах пород происходит уменьшение разбухающих слоев в структуре монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослойных образований, связанных с трансформацией триоктаэдрических слюд: до < 40 % в первой подзоне и < 20 % во второй [13]. С ними (с тенденцией к упорядоченности) чередуются преобладающие – неразбухающие слои. В соответствии с более высоким межслоевым зарядом смешаннослоистых образований, в их структуре сохраняется относительно меньшее количество разбухающих слоев, чем в продуктах аградации монтмориллонита пирокластического происхождения как наиболее низкочарядного разбухающего слоистого силиката [14]. Это его свойство – важный типоморфный признак выделения в разрезе осадочных пород продуктов изменения пирокластического материала, то есть отложений вулканогенной формации [10]. На стадии МГ при унаследованной в глинистых и, особенно, песчано-алевроитовых породах кислой среде каолинит преобразуется в пиррофиллит [24]. Однако при обычном содержании в реальных породах примеси минералов семейства 2:1 за счет их перекристаллизации в метаморфизованных разностях пород возникает ассоциация из серицита и хлорита.

Накопление осадков в морских бассейнах гумидного литогенеза происходит, в отличие от пресных водоемов, в минерализованной среде (то есть в контрастных, по сравнению с зоной развития гипергенных процессов на суше, условиях). Это приводит к изменению направленности и интенсивности постседиментационного преобразования накапливающихся отложений [11, 13, 16, 20]. Благодаря повышенной минерализации среды в осадках (независимо от их литологического типа), накапливающихся в морских бассейнах, по мере их погружения появляется тенденция к редукции аллотигенных монтмориллонит-гидрослюдистых смешаннослоистых образований.

В глинистых отложениях зоны ПК–МК<sub>1-2</sub> это сопровождается лишь уплотнением дисперсного материала с аналогичным, как отмечено выше, отжатием поровой и слабо связанной воды. Вследствие этого в рассматриваемых зонах сохраняют устойчивость как смектиты, так и монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования с содержанием разбухающих слоев > 40 %. На этапах МК<sub>1-2</sub> в порах песчано-алевроитовых пород за счет наличия в седиментационных водах калия начинается кристаллизация узких удлиненных пластинок монтмориллонита, так называемой удлиненно-чешуйчатой его разновидности [13, 16, 20]. Структурно этот минерал также является неупорядоченным монтмориллонит-гидрослюдистым смешаннослоистым образованием.

Характерные для отложений аридных климатических поясов сепиолит и палыгорскит в зоне МК<sub>1-2</sub> преобразуются, соответственно, в Mg-сапонит и смесь Mg-Fe(Fe-Mg)-сапонита и Mg-содержащего монтмориллонита [24]. В свойственной этим условиям высокоминерализованной среде (особенно в отношении повышенного в целом содержания Mg) частичной регенерации подвергаются также промежуточные продукты гипер-

генного изменения триоктаэдрических слюд, в частности, вермикулит-ди-три-сметитовые смешаннослоистые образования – процесс идет в направлении увеличения степени триоктаэдричности их структуры.

В гумидных поясах при погружении отложений в зону МК<sub>3-5</sub>–АК<sub>1-4</sub> (поздний катагенез) происходит усиление аградационных процессов за счет дальнейшего повышения термобарических параметров среды [28]. Это обуславливает переход во всех литологических типах пород неупорядоченных смешаннослоистых образований в разновидности с тенденцией к упорядоченному чередованию преобладающих неразбухающих слоев с подчиненными разбухающими. Из глинистых отложений в результате их уплотнения частично удаляется сильно связанная вода – из структуры указанных смешаннослоистых образований, большая её часть – из межслоевых промежутков их структуры. Продукты изменения в вышележащей зоне сепиолита преобразуются в упорядоченное тальк-сапонитовое смешаннослоистое образование [31]. В свою очередь, за счет дальнейшего изменения палыгорскита возникает ассоциация из хлорит-сапонитового смешаннослоистого образования и гидрослюда 2M<sub>1</sub> с примесью монтмориллонит-гидрослюдистого смешаннослоистого образования с содержанием < 40 % разбухающих слоев. В случае оптимального стехиометрического соотношения главных минералообразующих элементов хлорит-сапонитовое смешаннослоистое образование относительно длительное время сохраняется в виде сравнительно стабильного упорядоченного образования из 50 % неразбухающих 2:2 хлоритовых пакетов и 50 % разбухающих 2:1 слоев, которые чередуются по закону АВ АВ... (А – неразбухающие слои, В – разбухающие) [16, 20].

Таким образом, ассоциирующие с хлорит-сапонитом минералы, особенно гидрослюда 2M<sub>1</sub>, являются свидетельством того, что хлорит-сапониты, будучи в общем полигенными минералами, в отложениях терригенно-карбонатных и карбонатных формаций [10] связаны с эпохами, предшествующими карбонатакоплением, когда резко сокращался привнос терригенного материала (в его составе сохраняет устойчивость лишь наиболее стабильная гидрослюда 2M<sub>1</sub>) [9, 21].

В зоне МК<sub>3-5</sub>–АК<sub>1-4</sub> происходит также усиление процессов регенерации указанных выше продуктов последовательного изменения триоктаэдрических слюд в виде неупорядоченных вермикулит-ди-три-сметитовых смешаннослоистых образований с формированием в ряде случаев упорядоченной вермикулит-сапонитовой разновидности, которая отличается от близкого по структуре хлорит-сапонита более высоким межслоевым зарядом. Важной особенностью триоктаэдрических смешаннослоистых образований (в отличие от диоктаэдрических) является более высокое содержание в их структуре разбухающих слоев на одинаковой стадии постседиментационного преобразования отложений, в которых совместно присутствуют оба этих типа разбухающих минералов. Если диоктаэдрические монтмориллонит-гидрослюдистые смешаннослоистые образования упорядоченного типа (то есть ректориты), приуроченные к гидротермальному минералогенезу, возникают и сохраняют устойчивость только в открытой системе с низкими термобарическими параметрами среды [13], то аналогичного типа триоктаэдрические разновидности (в частности, хлорит-сапониты и хлорит-вермикулиты) остаются относительно стабильными вплоть до заключительных этапов позднего катагенеза [11, 16, 18, 20].

Относительная устойчивость в зоне позднего катагенеза упорядоченных триоктаэдрических смешаннослоистых образований на основе хлоритовых пакетов и сапонитовых

либо вермикулитовых слоев является одним из типоморфных признаков поздних стадий преобразования отложений терригенно-карбонатных и карбонатных формаций [10].

В песчано-алевритовых отложениях морского генезиса возникший в предшествующей зоне “удлиненно-чешуйчатый” монтмориллонит на стадиях МК<sub>3-5</sub> и АК<sub>1-4</sub> в результате рекристаллизации (с увеличением размеров частиц, особенно в ширину, и повышением доли калия в его структуре) трансформируется в удлиненно-пластинчатую гидрослюда [11, 16, 20]. Структурно этот минерал, как и характерное для этой зоны аллотипенное монтмориллонит-гидрослюдистое смешаннослоистое образование, имеет тенденцию к упорядоченному чередованию преобладающих неразбухающих слоев с подчиненными разбухающими. Конечным членом последовательности слюдоподобных минералов семейства 2:1 с удлиненной формой частиц является наиболее совершенная, по сравнению с другими существенно дефектными представителями этого ряда, его разновидность – “сарошпатокиит” [32], который относится к одному из характерных типоморфных силикатных минералов терригенных прослоев в отложениях галогенной формации [10].

На стадии МГ диоктаэдрические разбухающие минералы в отложениях морского и океанического генезиса, включая осолонённые озера и отшнурованные части морских бассейнов, переходят в серицит, а их триоктаэдрические аналоги – в хлорит. Одновременно в процессе интенсивного преобразования осадочных пород становятся неустойчивыми диоктаэдрические слоистые силикаты семейства 1:1 (каолинит, дикцит, накрит, галлуазит). Освобождающийся из продуктов разложения этих минералов Al переходит в структуру серицита, а Mg из слюдоподобных минералов – в хлорит, в результате чего хлорит становится более магнезиальным. Серицит по структурным особенностям идентичен мусковиту [18], однако обладает более высокой дисперсностью. Поэтому во время гранулометрического анализа метабазиса измененных отложений пресноводных водоемов он локализуется во фракции < 0,001 мм. Это свидетельствует, что преобразование первично гипогенных минералов в земной коре имеет необратимый характер. Это нужно учитывать при реконструкции протекающих в таких условиях процессов их эволюции на стадиях как гипергенеза, так и литогенеза. Также надо иметь в виду, что в случае перестройки тектонического плана каждой конкретной территории общая схема прогрессивного катагенеза может быть нарушена: могут формироваться минералы, соответствующие стадиям регрессивного катагенеза, то есть с более низкими термобарическими параметрами среды [13]. В результате этого в таких условиях могут возникать минералы, характерные для зоны гипергенеза, в частности, каолинит и галлуазит [2].

Таким образом, можно сделать вывод, что в исходных изверженных породах слюдяного типа (особенно ультраосновного и основного состава) частицы слюдяных минералов и непосредственно возникающий по триоктаэдрическим их разновидностям вермикулит (в связи с кристаллизацией исходного минерала из магматического расплава) могут иметь относительно крупный размер – более 0,001 мм. Соответственно, в собственно осадочных образованиях, включая их метаморфические разности, указанные силикаты приурочены преимущественно к фракции < 0,001 мм. Отсюда следует, что в первичных осадочных породах слоистые силикаты (в том числе слюдяные минералы) можно с достаточной объективностью изучать совместно с другими дисперсными минералами в указанной выше фракции. В отличие от этого исследование продуктов гипергенного изменения слюдяных разностей изверженных пород, учитывая более крупный

размер в них слюд, необходимо проводить для выяснения механизма и направленности их преобразования не только во фракции  $< 0,001$  мм, но и в породе в целом.

В зависимости от присущей отдельным минералам относительной дисперсии по размеру частиц также можно использовать методологию изучения более мелких фракций – для анализа практически в мономинеральном виде особенностей разбухающей фазы. Например, согласно ранее полученным данным [22], исследование более тонких фракций позволяет выделять гранулометрический диапазон, в котором концентрируется “хлорит–разбухающий хлорит”, нередко ассоциирующий с сапонитом. А для изучения таких важных минералов, как цеолиты, связанных с преобразованием пирокластического материала [15], нужно изучать фракции размером более  $0,001$  мм.

Согласно приведенным данным, объективная геологическая интерпретация результатов изучения глинистых минералов должна основываться на использовании трех основных аспектов. Первый – это упорядоченность структуры первичных минералов, что определяет, с одной стороны, их реакционную активность в процессе генерации за счет них слоистых силикатов, а с другой, – анализ устойчивости вновь возникающих (особенно смешаннослоистых) минералов на промежуточных стадиях их преобразования. Например, в первом случае различная степень совершенства структуры слюдистых силикатов, в частности, их политипных модификаций  $1M$  и  $2M_1$ , определяет значительно более высокую стабильность политипа  $2M_1$  на различных стадиях гипер- и литогенеза. Соответственно, наиболее низкая упорядоченность структуры галлуазита, по сравнению с другими разновидностями 1:1 диоктаэдрических минералов, обуславливает очень слабую устойчивость его на стадиях мито- и литогенеза. В связи с этим его практически нет в отложениях, соответствующих прогрессивному катагенезу. Во втором случае упорядоченные формы триоктаэдрических смешаннослоистых образований (как наиболее совершенные по заполнению структурных вакансий и строго регулярному переслаиванию отдельных пакетов 2:2 и слоев 2:1, например, в структуре хлорит-сапонитов и хлорит-вермикулитов) сохраняют стабильность, в отличие от нередко ассоциирующих с ними монтмориллонит-гидрослоудистых смешаннослоистых образований, которые содержат не более 40 % лабильных слоев.

Второй аспект связан с унаследованностью определенных свойств первичных минералов развивающимися по ним новообразованиями. Он охватывает преобразование минералов на гетеровалентном уровне с сохранением структурного мотива протоминерала вторичной фазой, в частности, в процессе преобразования минералов, возникающих в окислительной обстановке (например, каолинита) при изменении ее на восстановительную (трансформация его в бертьерин). К этому аспекту относится сохранение свойственного слюдам высокого межслоевого заряда в процессе деградации триоктаэдрических слюд политипа  $1M$  и возникновения по остаточным диоктаэдрическим продуктам монтмориллонит-гидрослоудистых смешаннослоистых образований, а также сохранение низкого заряда, характерного для монтмориллонита, при аградационном изменении его с образованием аналогичного смешаннослоистого образования, но с унаследованным от протоминерала также низким межслоевым зарядом. Это позволяет, как показано выше, надежно диагностировать различные по природе монтмориллонит-гидрослоудистые смешаннослоистые образования.

Третий аспект учитывает аналогичную в пространстве и во времени направленность и интенсивность преобразования исходных пород и механизм протекающих при этом процессов вторичного минералообразования. Он отражает, в частности, в пределах фа-



нерозоя, их универсальность, вне зависимости от географического положения изучаемой территории и истории ее геологического развития.

Отмеченные особенности постмагматического изменения кимберлитов и установленную зональность распределения по глубине диатремы новообразованных минералов можно использовать при определении алмазоносного материала в разновозрастных осадочных толщах в процессе прогнозно-поисковых работ на перспективных территориях.

#### СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вассоевич Н. Б. Происхождение нефти / Н. Б. Вассоевич // Вестн. Моск. ун-та. Геология. – 1975. – № 5. – С. 3–23.
2. Домбровская Ж. В. Постседиментационные преобразования средне- и верхнерифейских отложений Прибайкальского осадочно-породного бассейна / Ж. В. Домбровская, Д. Д. Котельников // Литология и полезные ископаемые. – 1996. – № 3. – С. 241–257.
3. Дриц В.А. Слоистые силикаты в земной коре. Сообщение 1. Классификация. Группа каолинит-серпентина и тальк-пирофиллита / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская // Литология и полезные ископаемые. – 1984. – № 6. – С. 3–23.
4. Дриц В. А. Глинистые минералы: смектиты, смешаннослойные образования / В. А. Дриц, А. Г. Коссовская. – М., 1990. – 211 с.
5. Жухлистов А. П. Сложные (нестандартные) шестислойные полилиты лизардита и их проявление в электронограммах от текстур / А. П. Жухлистов, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников // Кристаллография. – 2004. – Т. 49, № 6. – С. 1011–1017.
6. Жухлистов А. П. Ассоциация простых (1T, 3R) и сложных шестислойных полилитов лизардита в кимберлитовой трубке Катока (Ангола) / А. П. Жухлистов, Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396, № 3. – С. 383–388.
7. Зинчук Н. Н. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, Е. И. Борис. – М. : Недра, 1983. – 196 с.
8. Зинчук Н. Н. Идентификация и генезис лизардит-сапонитового смешаннослойного образования в кимберлитах Южной Африки / Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников, А. И. Горшков // Литология и полезные ископаемые. – 2003. – № 1. – С. 87–96.
9. Котельников Д. Д. Типоморфные особенности и палеогеографическое значение слюдяных минералов в осадочных породах / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1996. – № 1. – С. 53–61.
10. Котельников Д. Д. Особенности глинистых минералов в отложениях различных осадочных формаций / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1997. – № 2. – С. 53–63.
11. Котельников Д. Д. Глинистые минералы как индикаторы преобразования осадочных пород в различных зонах земной коры / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1998. – № 5. – С. 36–42.
12. Котельников Д. Д. Кристаллохимические и структурные особенности глинистых минералов в корях выветривания в зависимости от типа исходных пород / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2001. – Т. 76, вып. 3. – С. 69–79.

13. Котельников Д. Д. Закономерности накопления и изменения аллотигенных и образования аутигенных глинистых минералов в отложениях осадочных формаций / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Докл. РАН. – 2003. – Т. 391, № 2. – С. 223–227.
14. Котельников Д. Д. Об аномалиях общей схемы преобразования разбухающих глинистых минералов при погружении содержащих их отложений в стратисферу / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Вестн. Воронеж. ун-та. Геология. – 2003. – № 2. – С. 57–68.
15. Котельников Д. Д. Условия образования и эволюция цеолитов в осадочном чехле земной коры / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2004. – № 4. – С. 19–24.
16. Котельников Д. Д. Глинистые минералы осадочных пород / Д. Д. Котельников, А. И. Конюхов. – М. : Недра, 1986. – 247 с.
17. Котельников Д. Д. Основные закономерности выветривания силикатных пород различного химического и минералогического типа / Д. Д. Котельников, Ж. В. Домбровская, Н. Н. Зинчук // Литология и полезные ископаемые. – 1995. – № 6. – С. 594–601.
18. Котельников Д. Д. Использование типоморфных признаков глинистых минералов при их геологической интерпретации / Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2003. – № 2. – С. 33–39.
19. Новый упорядоченный смешаннослойный минерал лизардит–сапонит из кимберлитов Южной Африки / А. И. Горшков, Н. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников [и др.] // Докл. РАН. – 2002. – Т. 382, № 3. – С. 374–378.
20. Саркисян С. Г. Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии / С. Г. Саркисян, Д. Д. Котельников. – М. : Недра, 1980. – 232 с.
21. Соболева С. В. Политипия слюд: теоретический и прикладной аспекты / С. В. Соболева // Минерал. журн. – 1987. – № 4. – С. 26–41.
22. Структурно-кристаллохимическое преобразование слоистых минералов на ранних стадиях гипергенного изменения кимберлитов / Н. Н. Зинчук, М. Н. Зинчук, Д. Д. Котельников [и др.] // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2002. – № 1. – С. 47–60.
23. Ферросапонит  $\text{Ca}_{0,9}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  – новый триоктаэдрический смектит (Эвенкия) / Н. В. Чуканов, И. В. Песков, А. Г. Задов [и др.] // Зап. Всерос. минерал. об-ва. – 2003. – Т. 132, № 2. – С. 68–74.
24. Франк-Каменецкий В. А. Трансформационные преобразования слоистых силикатов при повышенных *PT*-параметрах / В. А. Франк-Каменецкий, Н. В. Котов, Э. А. Гойло. – Л., 1983. – 151 с.
25. Фролов В. Т. Литология / В. Т. Фролов. – М. : Кн. 1. – 1992. – 336 с. ; Кн. 2. – 1993. – 482 с. ; Кн. 3. – 1995. – 354 с.
26. Хитров В. Е. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Ст. 1. Основы метода. Магматические породы / В. Г. Хитров, Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Бюл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2003. – Т. 78, вып. 5. – С. 78–87.
27. Хитров В. Г. Непараметрический кластер-анализ горных пород. Ст. 2. Коры выветривания. Метаморфические и осадочные породы / В. Г. Хитров, Д. Д. Котельников, Н. Н. Зинчук // Бюл. Москов. об-ва испытателей природы. Отд. геол. – 2004. – Т. 79, вып. 1. – С. 65–76.

28. Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья) / В. Н. Холодов. – М. : Наука, 1983. – 147 с.
29. Чекин С. С. Кристаллогенезис глинистых минералов / С. С. Чекин. – М. : Наука, 1984. – 96 с.
30. Япаскурт О. В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей / О. В. Япаскурт. – М. : Недра, 1992. – 224 с.
31. Alietty A. Structure of a talk-saponite mixed-layer mineral / A. Alietty, J. Meisner // Clays and Clay Minerals. – 1980. – Vol. 28, N 5. – P. 388–390.
32. Beutelspacher H. Atlas of Electron Microscopy of Clay Minerals and Their Admixtures / H. Beutelspacher, H. Van der Marel. – Amsterdam; London; New York, 1968. – 333 p.
33. Edzwald J. K. Clay distribution in recent estuarine sediments / J. K. Edzwald, C. R. O'Meila // Clays and Clay Minerals. – 1975. – Vol. 23. – P. 39–44.
34. Gruner F. W. Vermiculite and hydrobiotite structures / F. W. Gruner // Amer. Mineral. – 1934. – Vol. 19. – P. 557–575.
35. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments. 1. Mineralogical and chemical evidence / J. Hower, E. Eslinger, M. E. Hower, E. A. Perry // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1976. – Vol. 87. – P. 725–737.

*Стаття: надійшла до редакції 16.03.2015  
прийнята до друку 23.10.2015*

## **ОСОБЛИВОСТІ ЗМІНИ ШАРУВАТИХ СИЛІКАТІВ У ЗЕМНІЙ КОРИ У ЗВ'ЯЗКУ З РОЗШУКАМИ АЛМАЗНИХ РОДОВИЩ**

**М. Зінчук**

*Західноякутський науковий центр Академії наук РС(Я),  
вул. Леніна, 4/1, 678170 м. Мирний, РФ  
E-mail: nnzinchuk@rambler.ru*

Вивержені, осадові та метаморфічні породи, якими складені континентальні блоки земної кори, у процесі гіпергенезу й літогенезу зазнають закономірних специфічних змін, які залежать від петрохімічних і генетичних особливостей вихідних порід.

Продукти звітрювання безслюдистих відмін вивержених порід, а також безслюдистих і слюдистих осадових утворень треба вивчати у фракції < 0,001 мм з огляду на досить дрібний розмір частинок первинних і вторинних мінералів. У випадку слюдистих відмін вивержених порід об'єктивні дані про їхні гіпергенні зміни можна одержати тільки в разі комплексного вивчення як фракції < 0,001 мм, так і породи загалом завдяки більшому розміру слюдистих частинок.

Наявність у метаморфізованих породах слюдистих мінералів типу серициту (дисперсного мусковіту) свідчить про незворотний процес зміни уламкового матеріалу, що надходить з суходолу, навіть на найпізніших стадіях літогенезу.

Особливу увагу приділено вивченню новоутворених на післямагматичній стадії мінералів кімберлітових порід, окремі типоморфні особливості яких можна успішно використовувати в разі розшуків родовищ алмазу.

*Ключові слова:* шаруваті силікати, монтморилоніт, смектит, слюда, змішаношаруваті утворення, типоморфні особливості, літогенез, кора звітрявання, кімберліти, родовища алмазу.

## FEATURES OF THE LAYERED SILICATES ALTERATION IN THE EARTH'S CRUST IN CONNECTION WITH THE SEARCH FOR DIAMOND DEPOSITS

**N. Zinchuk**

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

It is proved, that in the primary micaceous igneous rocks (especially ultrabasic and basic) the particles of micaceous minerals and vermiculite, which is formed directly by their trioctahedral varieties, can have a relatively large size – more than 0.001 mm. In sedimentary and sedimentary-metamorphic rocks these silicates is confined mainly to the fraction < 0.001 mm. Hence, layered silicates (including micaceous minerals) in primary-sedimentary rocks can be explored with sufficient objectivity together with other dispersed minerals of this faction. In the products of supergene alterations of micaceous igneous rocks the grains of mica are larger. Therefore, to clarify the mechanism and orientation of their alteration it is necessary to examine the fraction < 0.001 mm and the rock in general. You can also investigate more small fractions to identify the characteristics of the swellable phase. Such a study allows to select the particle size range in which the so-called chlorite–swelling chlorite concentrates, which is often associated with saponite. For the study of zeolites associated with the transformation of pyroclastic material, you need to study fractions > 0.001 mm.

Objective geological interpretation of the results of the clay minerals study (in particular, clarifying the direction and the intensity of their alteration) shall be based on the use of three main aspects. The first is the regularity of the primary minerals structure, which determines, on the one hand, their re-promotional activity in the process of layered silicates generating, and on another, – analysis of stability of neogenic minerals (especially mixed-layered) at the intermediate stages of their alteration. In the first case, the different degree of micaceous silicates structure excellence (in particular, their polytypic modifications  $1M$  and  $2M_1$ ) defines a substantially higher stability of mica  $2M_1$ -polytype at various stages of hypergenesis and lithogenesis. Accordingly, the lowest orderliness of halloysite structure, compared with the other varieties of 1:1 dioctahedral minerals, creates its very low resistance during motogenesis and lithogenesis. Therefore, it is virtually absent in the sediments, which correspond to the progressive catagenesis. In the second case, an ordered form of trioctahedral mixed-layered minerals are stable, unlike of often associated with them montmorillonite-hydromica mixed-layered formations that contain no more than 40 % of the labile layers. The second aspect is associated with the inheritance of certain properties of primary minerals by newly formed. We are talking about (1) the transformation of minerals at heterovalent level with preservation of the structural motif of the protomineral by the secondary phase, (2) maintaining of the characteristic for micas high interlayer charge during degradation of trioctahedral micas polytypic modifications  $1M$  and the occurrence of montmorillonite-hydromica mixed-layered minerals from the residual dioctahedral products, (3) maintaining of a low charge, characteristic for montmorillonite, during its aggradational change with the formation of similar mixed-layered mineral, but with the inherited from protomineral also low interlayer

charge. This allows to reliably diagnosing the different montmorillonite-hydromica mixed-layered formations. The third aspect considers similar in space and in time the direction and intensity of primary rocks alteration and the mechanism of occurring processes of the secondary mineral formation.

Peculiarities of postmagmatic alteration of kimberlites and zoning distribution along the depth of the diatremes of the newly formed minerals can be successfully used in the determination of diamondiferous material in uneven-aged sedimentary sequences during the predictive exploration in promising areas.

*Key words:* layered silicates, montmorillonite, smectite, mica, mixed-layered formation, typomorphic features, lithogenesis, crust of weathering, kimberlites, diamond deposits.