**ГАЛЬМИРОЛИЗ КАК ФАКТОРО НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ**

*Масленников В.В.*

*Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН*

*mas@mineralogy.ru*

В настоящее время в теории формирования стратиформных железорудных месторождений, локализующихся в вулканогенно-осадочных комплексах, противостоят магматические, гидротермально-метасоматические (скарновые) и гидротермально-осадочные модели железонакопления. Гораздо меньше известно о роли гальмиролиза в формировании железорудной минерализации. Однако, сочетание седиментационных и метасоматических признаков железонакопления может быть объяснено лишь с позиций моделей гальмиролиза. Идея об участии гальмиролиза в формировании железных руд ландильского типа была высказана достаточно давно [Hümmel, 1922], однако теория гальмиролиза и формирования железорудных месторождений еще не разработана. Гальмиролиз или подводное выветривание – это совокупность процессов механического, химического и биохимического преобразования осадков на поверхности дна при взаимодействии их с морской водой («гали» – море, «мирос» – мазь, «лизис» – распад) [Hümmel, 1922]. Обычно считается, что гальмиролиз протекает во взвеси и на поверхности осадка. Однако, многие исследователи вполне правомерно полагают, что гальмиролиз протекает и ниже поверхности осадка в зоне влияния морских вод.

Известно, что при подводном выветривании толеитовых базальтов на океанском дне в первую очередь разрушаетя вулканическое стекло, переходя при гидратации в палагонит, затем в группу глинистых минералов (сапонит, смектит, хлорит), оксигидроксидов и оксидов железа (гетит, гематит) и цеолиты [Дриц, Косовская, 1989]. С океаническим гальмиролизом связаны значительные преобразования осадков, сопровождающиеся как привносом K+, Mg2+, Н2О из океанской воды, так и выносом части Si4+, Ca2+, Al3+, Ti4+, иногда Na+, Мn2+, в океанскую воду. Преобразования заключаются в разрыхлении и метасоматическом перерождении первичного сидеромелана. Такие элементы, как Si, Al, Fe, Mg и Ti не только частично выносятся, но и перераспределяются. На первом этапе низкие рH и выcокие Eh, необходимые для разложения вулканического стекла, обеспечиваются CO2 и O2, содержащихся в океанской воде. Дополнительно образование богатых магнием глинистых минералов приводит к потере флюидом магния, калия и кальция и к понижению pH. При низких pH «инертные» элементы (Al, Ti, РЗЭ) могут накапливаться в палагонитизированных илах.

В карбонатно-гиалокластитовых осадках примесь карбоната кальция поглощает ион гидроксония(H3O+) в результате чего pH иловых вод возрастает до 9. Эти pH условия способствуют выносу Al, Ti и РЗЭ [Maslennikov et al., 2012]. Однако, присутствие примеси карбоната, хотя и способствует фиксации гидроокисного железа, не обеспечивает полного выноса кремнезема. При разложении алюмосиликатов в средах, где алюминий может присутствовать в растворенном состоянии, кремнезем дольше удерживается в структуре алюмосиликатов (смектитов) по сравнению с алюминием и поэтому накапливается в осадке. При этом в образовавщихся смектитах место Al3+ при благоприятных условиях занимает Fe3+ [Дриц. Коссовская. 1989]. Образуются илы, состоящие из силикатов железа (ферринонтронит, гизингерит или неотокит), которые в стадию аутигенеза трансформируются в гематит-кварцевые джаспериты и яшмы, скорее, чем в богатые железные руды [Maslennikov et al., 2012].

Разложение смектитов происходит не только в кислых, но и, что особенно важно, в ультращелочных условиях [Golubev et al., 2006]. По экспериментальным данным кремнезем полностью выносится из сапонита в сильно разбавленный щелочной раствор даже в присутствии незначительных количеств Na2CO3 [Nutting, 1943]. Такие условия могут быть в рассолах озер, эпиконтинентальных и межконтинентальных морей, и, возможно, глубоководных рассольных басейнов, обычно содержащих соду (Восточно-Африканский и Красноморский рифты). В последние годы в многочисленных публикациях показано, что значительная часть железорудных месторождений ассоциирует с эвапоритами. Слои эвапоритов среди апатит-магнетитовых железорудных пластов состоят преимущественно из гипса, ангидрита, галита и других солей. Они известны в районах Нинву и Лузонг в Восточном Китае, северной рудной провинции Норрботтен в Швеции, Эль-Лако в Чили, на юго-западе США, районы Йезд и Сирьян в центральном Иране, районе Пенья-Колорада в Мексике, месторождений Луохэ в Китае (Dongwei Guo et al., 2022). В России ассоциация железорудных месторождений с солями отмечается в ряде публикаций. Среди них, хорошо известные галит-магнетитовые руды Коршуновского месторождения и отпечатки кристаллов галита на Рудногорском месторождений в Тунгусской синеклизе. В этом регионе широко распространены захороненные рассолы.

Другая особенность условий гальмиролиза, например, в Ангаро-Илимском бассейне, – значительная роль просачиваниий CH4 [Polozov et al., 2017]. Признаки выходов газовых струй нами обнаружены на поверхности слоев фланговых отложений Рудногорского месторождения, где отмечаются как точечные отпечатки выходов, так и небольшие «наплывы» отложений грязевых котлов. Несмотря на возможное присутствие CH4, судя по обилию красноцветных отложений, воды Ангаро-Илимского бассейна были насыщены кислородом. Нами предполагается, что в зонах просачивания метана происходило взаимодействие его с кислородом и дополнительное понижение pH за счет появления обильного СО2 по реакции: СH4 + O2 = CO2 + 4H+ + 4e. Эта реакция обеспечивала снижение pH и Eh растворов, что с одной стороны способствовало быстрому разложению гиалокластики, с другой – обеспечивало появление железистого сапонита. Предполагается, что в рассолах в присутствии Na2CO3 происходило разложение сапонита, вынос кременезема и формирование гидрокисидов железа, которые в стадию диагенеза превращались в гематит или магнетит в зависимости от Eh условий. Следует отметить, что в восстановительных щелочных условиях до определенного предела часть Fe2+ могла насыщать растворы. Это железо, поступашее в раствор в основном за счет разложения мелкой гиалокластики, в сильно щелочных условиях служило допонительным источником железа при замещении гиалокластики, так и при росте шестоватого (хемогенного) магнетита и магнетитовых корок.

На Рудногорском и Коршуновском месторождениях широко представлены слоистые руды, которые представляет собой переслаивание микрозернистого магнетита с гиалокластитами. Слои магнетита эродированы последующими потоками тефротурбидитов с образованием знаков нагрузки и многочисленных рудокластов. Все это говорит о придонном образовании магнетитовых слоев. Однако, под микроскопом видно, что магнетит замещал мелкие обломки гиалокластов, магнетитовые каймы иногда обрастали грубозональными кристаллами диагенетического магнетита. Сочетание седиментационных и метасоматических признаков рассматривается нами как участие гальмиролиза в процессе рудообразования. Нами также обнаружены рудокластические слоистые линзы, полностью состоящие из обломков слоистого магнетита. Нередко эти линзы чередуются со слоями оолитовых гематит-магнетитовых руд. Ксенолиты слоистых руд и оолитов – еще одно доказательство синхронности вулканизма и железонакопления.

По минералого-геохимической зональности нами выделено два типа оолитов: магнетит-сапонит-скарновые и гематит-магнетитовые. Каждая разновидность имеет свои геохимические особенности, выявленные на основе ЛА-ИСП-МС микрокартирования химических элементов. Ядра оолитов первого типа представлены обломками толеитов, в различной степени замещенные калишпатом, хлоритом, сапонитом и поздней скарновой минерализацией. При формировании сапонита по толеитовым гиалокластам происходили привнос Mg, вынос К, Na, Al, а также сорбция Sr, B, Li, Cs, Mn, Rb, U, V, Pb, Zn, Cu, Ag, Au, W, Sb и легких РЗЭ – элементов характерных для рассолов. По мере хлоритизации смектита и формирования гематита и магнетита многие из этих элементов вновь поступали в раствор и затем лишь концентрировались в скарновых минералах, таких как гранат, титанит, апатит и эпидот. Кайма слоистого магнетита содержит изоморфные примеси V, Co, Ni. На участках гематитизации магнетита появляется Cu, Au и Ag.

Во втором типе оолитов ядра представляют собой либо псевдоморфозы магнетита по гиалокластам, либо рудокласты слоистых магнетитовых руд. По данным микрокартирования, ядро магнетита содержит V, Co, Ga, Zn, Mn – элементы-примеси, известные как изоморфные примеси в магнетите. Кроме них, присутствует Na, вероятно, фиксирующий следы галита. Геохимическая специализация гематитовой каймы (зона Б) за счет микровкючений кричтонита (Sr, Ti, Mn, V, U, Ba, Pb) и циркона (Zr, Hf, Ta, Nb), а также мышьяковистого апатита (Ca, P, As), содержащего легкие РЗЭ. Слоистый магнетит в зоне В частично замещен хоритом (Si, Mg, Al, Cr, Ga, Li) и апатитом (Ca, P, As, легкие РЗЭ). В этой же зоне концентрируются элементы, изоморфно входящие в магнетит (V, Co, Ga, Zn, Mn), а также следы Na и K.

Считается, что скорость океанского гальмиролиза вулканических стекол слишком мала, чтобы достигнуть масштаба формирования железорудных месторождений. Она может быть повышена не только за счет дополнительного CO2, возникающего при окислении CH4, а также за счет активного участия бактерий, реликтовые структуры которых нередко угадываются в железных рудах [Konhauser et al., 2002]. Обилие бактериоморфных структур в преобразованных вулканических стеклах, например, Рудногорского месторождения, наводит на мысль о катализирующей роли бактерий в процессах гальмиролиза вблизи газовых просачиваний (H2, CH4), обеспечивающих на начальном этапе интенcивный бактериальный хемосинтез, а также появление эфемерных (Сa,Mg,FeII)-сапонитов – предшественников железных руд. В связи с этим, уже следует говорить о сиповом биогальмиролизе и железонакоплении.

*Работа выполнена по проекту РНФ № 22-17-00215.*

Литература

1. Дриц В.А., Косовская А.Г. Смектиты как индикаторы геологических обстановок на континентах и в океанах. Генезис осадков и фундаментальные проблемы литологии. М.: Наука, 1989. С. 7–37.

*2.* Савенко А.В., Савенко В.С.[Растворимость гидроксида алюминия и формы нахождения ратворенного алюминия в морской воде](https://elibrary.ru/item.asp?id=16311310). [Океанология](https://elibrary.ru/contents.asp?id=33659910), 2011. Т. 51. [№ 2](https://elibrary.ru/contents.asp?id=33659910&selid=16311310). С. 242–245.

3. Dongwei Guo, Yanhe Li, Chao Duan and Changfu Fan. Involvement of Evaporite Layers in the Formation of Iron Oxide-Apatite Ore Deposits: Examples from the Luohe Deposit in China and the El Laco Deposit in Chile. Minerals, 2022. 12, 1043.

4. Hümmel K. Die Enstehung eisenreicher Gestein durch Halmyrolyse (=submarine Gesteinszersetzung). Geol. Rundschau, 1922. 13, 40–81, 97–136.

5. Golubev S.V., Bauer A., Pokrovsky O.S. Effect of pH and organic ligands on the kinetics of smectite dissolution at 25°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 2006. 70, 4436–4451.

6. Konhauser K.O., Hamade T., Morris R.C. et al. Did bacteria form Precambrian banded iron formations? Geology, 2002. 30, 1079–1082.

7. Maslennikov V.V., Ayupova N.R., Herrington R.J., Danyushevskiy L.V., Large R.R. Ferruginous and manganiferous haloes around massive sulphide deposits of the Urals. Ore Geology Rev. 2012. 47, 5–41.

8. Nutting P.G. The action of some aqueous solution on clays of the montmorilonite group. U.S.G.S., 1943. 197F, 219–235.

9. Polozov A.G. Svensen H.H. Planke S. Grishina S.N. Fristad K.E. Jerram D.A. The basalt pipes of the Tunguska Basin (Siberia. Russia): high temperature processes and volatile degassing to the end-Permian atmosphere. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2016. 441, 51–64.