

ПЕТРОГРАФИЯ

И. А. ШАМРАИ

**ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ГЛАУКОНИТИТЫ В РАЙОНЕ г. СТАЛИНГРАДА
КАК ПРИМЕР МОРСКОГО АЛЛОХТОННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ**

(Представлено академиком Н. М. Страховым 12 III 1954)

В широкой полосе распространения палеогеновых отложений на Волге, в Ергенях, на Дону, в северо-восточном Донбассе глауконит является одним из важнейших породообразующих минералов. В особенности высоким содержанием этого минерала характеризуются нижние горизонты палеогена — бучак-царицинские и пролейские слои на Волге и бучак-каневские слои на Дону. Они выражены в этой полосе преимущественно мелководно-прибрежными песчанистыми и алевроит-песчанистыми осадками. Концентрации глауконита в этих породах обычно колеблются в пределах от 1—2% до 10—15%. Но иногда, как например, в районе Сталинграда эти концентрации резко возрастают и в некоторых слоях палеогеновые песчанистые породы переходят в почти чистые глаукониты с содержанием глауконита до 70—80% и выше.

Горизонт подобных, почти чистых глауконитов хорошо прослеживается севернее Сталинграда, где он приурочен к контактной поверхности между бучакскими слоями сверху и царицинскими — снизу. Он по существу представляет собой базальный горизонт бучакского яруса, трансгрессивно залегающего на нижележащих царицинских слоях с некоторым перерывом. Это типично линзовидно-пластовая залежь или группа залежей с неравномерной мощностью, меняющейся от 2—3 м до нескольких десятков сантиметров и даже до полного выклинивания. Отдельные линзовидные тела прослеживаются на значительные расстояния от нескольких сотен метров до километра и более.

По внешнему характеру глаукониты представляют собой среднезернистые и даже крупнозернистые, песчанистого облика породы зеленой окраски. Обычно они лишь слегка сцементированы, но иногда, на отдельных участках, цементация их достаточно прочная. Нередко в составе этих пород встречаются небольшие, до 15—20 мм, глинистые включения типа глинистых катунов и изредка мелкие фосфориты.

Глауконит представлен большей частью свежими зернами интенсивно зеленой окраски. Лишь сравнительно редко наблюдаются зерна с темными малопрозрачными пятнами. В отраженном свете такие пятна имеют светлозеленоватую окраску и, повидимому, являются глинисто-кремнистыми продуктами разложения, возникшими в результате вторичных восстановительных процессов. Определение средних показателей преломления дало для большинства зерен глауконита величины в пределах около 1,610; реже встречаются зерна с более низкими показателями преломления — до 1,580. В поляризованном свете зерна глауконита дают типичное агрегационное угасание. Лишь изредка встречаются волокнистые зерна с нормальным угасанием и высоким двулучепреломлением.

Зерна глауконита, особенно наиболее крупные из них, зачастую хорошо окатаны и форма их округлая или округло-эллиптическая. Зачастую встречаются обломки таких округлых или эллиптических зерен. Некоторые редкие зерна глауконита окружены более светлыми каемками регенерации (нарастания). Размеры зерен глауконита рассматриваемых залежей колеблются в пределах 0,22—0,56 мм, но основная масса их имеет размеры 0,25—0,35 мм. Вмещающие глауконитосодержащие песчанистые толщи палеогена характеризуются сравнительно более мелкими зернами в пределах 0,12—0,20 мм. Редко встречаются более крупные зерна.

Кроме глауконита в составе глауконититов в переменных количествах содержится терригенный материал, представленный преимущественно кварцем и в небольшом количестве свежими полевыми шпатами. Иногда наблюдаются зерна полевых шпатов с трещинками, заполненными глауконитом, но еще чаще трещинки с глауконитом наблюдаются на зернах кварца, а также на зернах акцессорных минералов — рутила, граната, циркона, дистена и др.

Постоянным минералом для рассматриваемых глауконитовых залежей является сидерит. Он встречается редкими рассеянными зернами, а иногда содержание его повышается до 7—10%. Почти все зерна этого минерала имеют вторично регенерированный характер и окаймляются каемкой водяно-прозрачного вторичного сидерита. В небольших количествах встречаются пирит и тонкие углисто-растительные остатки. Слои вмещающих палеогеновых пород характеризуются значительно более высокими содержаниями этих органических примесей и пирита. На некоторых участках содержится глобулярный и стекловидно-зернистый полупрозрачный опал, обуславливающий цементацию глауконититов. Вмещающие песчанистые и алевроит-песчанистые палеогеновые слои характеризуются почти постоянным и более высоким содержанием опала. Кроме этого в них нередко присутствуют большие количества цеолита (⁸).

Размеры зерен терригенного материала в глауконититовых породах почти строго соответствуют размерам зерен глауконита и в основной массе колеблются в пределах 0,20—0,35 мм. В подчиненном количестве содержатся более крупные зерна кварца — до 0,50—0,60 мм. Таким же полным гранулометрическим соответствием между глауконитом и терригенным материалом характеризуется вся толща песчанистых палеогеновых слоев Сталинградского разреза, хотя, вообще, эти слои имеют значительно более мелкозернистые гранулометрические показатели, нежели глауконититы. Строгое соответствие размеров зерен глауконита и размеров зерен терригенного обломочного материала (см. табл. 1) выдерживается в палеогене на всей отмеченной выше полосе его распространения — Волга, Нижний Дон, Донбасс.

Таблица 1

Наименование разрезов	Возраст слоев	Размеры зерен глауконита (в мм)	Размеры зерен обломочн. минералов (в мм)	Содержание глауконита (в %)	Название породы
Сталинградский (Заволжье)	Бучак	0,22—0,56	0,18—0,60	70—80	Глауконит
		0,10—0,18	0,08—0,15	12	Песч.-рыхляк
	Царицин	0,08—0,22	0,07—0,20	15	Песч.-рыхляк
		0,08—0,12	0,03—0,09	2	Алевролит-рыхляк
Цимлянский (Дон)	Пролей	0,12—0,30	0,10—0,27	25	Песч.-рыхляк
	Бучак	0,10—0,32	0,08—0,27	15	Песч.-рыхляк
	(верхи)	0,12—0,18	0,10—0,16	8	Песок
Тацинский	Бучак	0,10—0,25	0,06—0,28	12	Песок

Фациальные условия, в которых формировались описываемые залежи глауконитов, а также по существу и вся толща палеогена в районе

Сталинграда и в отмеченной выше полосе определялись мелководной, крайне прибрежной обстановкой, характеризовавшейся значительной гидродинамической активностью. Это подтверждается преимущественно песчаным и отчасти алеврит-песчаным характером палеогеновых отложений, а также их текстурными признаками — их косослоистые и косослоисто-перекрещивающиеся текстуры, линзовидность и линзовидные выклинивания, наличие глинистых катун, ходы илоядов и пр.

Происхождение глауконита в палеогеновых слоях, как теперь признается большинством советских исследователей (2, 4, 7), несомненно, было связано с гидрохимическим синтезом соответствующих химических компонентов на дне палеогенового бассейна. Об этом свидетельствуют: свежесть глауконитовых зерен, присутствие в некоторых из них мелких включений терригенного материала, наблюдающиеся изредка регенерированные зерна глауконита. Это же подтверждается присутствием глауконитового вещества в виде тонких жилок в трещинках терригенных минералов и в каналах спикул губок. Вряд ли можно согласиться с некоторыми исследователями, усматривающими в этих жилочках начальные стадии гальмиролитического замещения обломочных минералов (1). В этом случае должны были бы иметь место зерна с промежуточными стадиями такого замещения — от тонких жилок в трещинках минералов до полного их замещения глауконитом, чего не наблюдается в исследованных слоях.

Выпадение глауконита в основной его массе происходило в среде донных осадков, где в растворах, как доказывает Н. М. Страховым (6), достигаются максимальные концентрации различных химических веществ и создаются наиболее благоприятные условия для выпадения морских хемогенных минералов. Отмеченные выше данные показывают, что действительно глауконитообразование происходило в среде и в присутствии существовавшего уже осадка, чем объясняется наличие в зернах глауконита посторонних включений, захваченных из окружающего осадка, а также наличие жилок глауконитового вещества в терригенных минералах. Однако для палеогеновых осадков глауконитообразование было приурочено к самым крайним зонам донных, повидимому еще подвижных, осадков. В более глубоких зонах осадочных масс, вследствие повышенного содержания в них органического материала и резко восстановительной обстановки, глауконит вряд ли мог образовываться. Здесь происходило выпадение сульфидножелезистых минералов, также весьма распространенных в палеогеновых слоях.

Весь имеющийся комплекс признаков, свидетельствующий о гидрохимическом происхождении глауконита в палеогеновых слоях, одновременно с этим указывает, что основные массы этого минерала, бесспорно, имеют аллохтонный характер. В особенности это касается глауконитовых залежей. Глауконитовые массы после своего образования или, может быть, одновременно с этим несомненно претерпевали значительные перемещения по дну бассейна и подвергались на широких пространствах морского дна сортирующему воздействию моря. Мелководная, гидродинамически активная фациальная обстановка и поверхностное положение зоны химического глауконитообразования на дне бассейна вполне могли вызывать и перемещение всего осадочного материала, включая и глауконит, и его сортировку. Это подтверждается меняющимися в различных слоях и закономерно возрастающими в наиболее крупнозернистых породах концентрациями глауконита, строгими структурными соответствиями между глауконитовыми и терригенными массами (табл. 1), окатанностью значительной части глауконитового материала и пр.

Перемещения осадочных масс под воздействием течений могли приобретать пространственно направленный характер. В частности значительные массы отдифференцировавшегося наиболее крупнозернистого материала перемещались к берегу и намывались в крайней прибрежной

мелководной полосе в виде рассматриваемых залежей глауконитов. Вынос с моря и намывание у берегов наиболее крупнозернистого материала, каким составлены глаукониты, является общим закономерным процессом морской гидродинамической деятельности. В рассматриваемом случае это доказывается линзовидными формами залежей, их косослоистостью, наличием глинистых катуннов и фосфоритов, базальным положением залежей на размытой поверхности царичинского яруса и т. д.

Вследствие количественного преобладания глауконита среди крупнозернистой части палеогеновых осадочных масс и общей закономерной тенденции моря выносить к берегу наиболее крупный морской материал в намывавшихся у берегов осадочных массах, достигались высокие концентрации глауконита.

Процессы сортирующей деятельности моря, явления перемещения и аккумуляции морских осадков еще недостаточно изучены. Однако эти процессы имеют и, повидимому, имели очень большое распространение; огромные массы чисто морских осадков намываются в определенных условиях у берегов морей. На примере рассмотренных глауконитовых залежей можно думать, что месторождения некоторых шамуазитовых, сидеритовых, бокситовых руд и т. п. образовались именно в результате прибрежного намывания и относятся к аллохтонному типу. Повидимому, к этому типу руд, связанных с прибрежно-морским намыванием, следует отнести керченско-таманские шамуазитовые железно-рудные месторождения.

Очень трудный вопрос о генезисе этих месторождений, в особенности о высоких рудных концентрациях, возникших на локальных резко ограниченных участках, может найти естественное и простое объяснение в прибрежном намывании шамуазита морскими течениями, направленными к берегу. Выпадавшие на дне бассейна шамуазитовые массы вряд ли могли давать мощные локальные залежи с высокими автохтонными рудными концентрациями. Проще допустить, что шамуазит выпадал на широких пространствах морского дна в виде рассеянных масс, которые затем, в результате сортирующей деятельности моря и прибрежного намывания концентрировались в мощные рудные тела с чистыми, с высоким содержанием железа, рудами. И действительно, признаки прибрежного намывания рудного материала в ряде мест проявляются с достаточной отчетливостью. Типичными для этого являются в общем линзовидные формы залежей, их некоторые структурно-текстурные особенности, местами наблюдающиеся связанные с рудными телами, детритусово-ракушечниковые накопления, переходы залежей по простираению в более глубоководные, бедные шамуазитом глинистые породы и т. д.

Возможность некоторого переотложения рудных минеральных масс и их прибрежно мелководный фациальный характер признается также Н. М. Страховым^(5, 6), А. У. Литвиненко⁽³⁾ и другими исследователями. Первично шамуазитовый минералогический тип этих руд является общеизвестным фактом и не вызывает сомнения.

Поступило
27 II 1954

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Н. И. Архангельский, Тр. Уральск. гос. геол. упр. (1941). ² Л. И. Горбунова, Тр. Инст. геол. наук АН СССР, в. 114 (1950). ³ А. У. Литвиненко, ДАН, 90, № 6 (1953). ⁴ Л. В. Пустовалов, Петрография осадочных пород, 1940. ⁵ Н. М. Страхов, Тр. Инст. геол. наук АН СССР, в. 73 (1947). ⁶ Н. М. Страхов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5 (1953). ⁷ Л. Н. Формозова, Тр. Инст. геол. наук АН СССР, в. 112 (1949). ⁸ И. А. Шамрай, Уч. зап. Рост. гос. унив., 18 (1952).