

9. Магницкий В.А. К вопросу о генезисе плак-антиклиналей //Бюл. МОИП. Отделение геол. – 1946. – Т.21(3).

10. Страхов Н.М. Геология кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. – М.: изд-во МОИП, 1947.

УДК 549.623.9 (470.4)

ГАЛЛУАЗИТЫ В ГЛИНОЗЕМНЫХ ПОРОДАХ ПОВОЛЖЬЯ

© 2012 г. В.Ф. Салтыков
Саратовский госуниверситет

Галлуазиты достаточно широко распространены в природных обстановках. Они встречаются в корах выветривания пород, богатых полевыми шпатами, причем образуются на ранних стадиях процесса в условиях повышенной увлажненности [2, 11, 14], а также в зонах окисления серных и колчеданных месторождений [9] и в глиноземистых аргиллизитах [3, 4]. В аллофан-гиббситовых породах галлуазиты являются породообразующими минералами [1, 5, 8, 10]. В жигулёвских рудах они составляют примерно равную с алунитами долю [6].

Ф.В. Чухров с коллегами [13] представили обширный обзор исследований этого минерала. Они использовали рентгенографию, термометрию, ИКС и электронную микроскопию. Исследователи полагали, что галлуазиты не следует рассматривать в качестве гидратированных каолинитов, хотя они и входят в эту группу алюмосиликатов, но являются самостоятельными минеральными видами. Они отметили важную роль воды в структуре. В отличие от работы [15], в которой изложена цилиндрическая модель кристаллов, Ф.В. Чухров с коллегами установили их секториально-зональное строение. С. Аомине и К. Вада [14] указали, что гидратированный галлуазит с базальным рефлексом $10,1 \text{ \AA}$ с двумя молекулами воды сохраняется в течение 2-3 недель, а затем переходит в метагаллуазит с рефлексом $7,2 \text{ \AA}$.

Они же наметили последовательность минералообразования: вулканическое стекло – аллофан – гидрогаллуазит. Дж.Л. Харрисон и С.С. Гринберг [18] исследовали порядок дегидратации. При 100 % влажности наблюдается острый пик $10,1 \text{ \AA}$, по мере увеличения сухости он расширяется и полностью исчезает при 20 % влажности, а при 30 % появляется пик $7,2 \text{ \AA}$, который усиливается по интенсивности. В работах [16, 17] установлено переслаивание гидратированных и дегидратированных разновидностей с кинетическими границами между ними. Детальное исследование термического поведения минерала провели Г.О. Пилоян и Е.П. Вальяшихина [7].

От каолинита галлуазит отличается морфологией своих кристаллов: вместо шестигранных пластинок фиксируется трубчатый облик. В работах С.С. Чекина с коллегами [11, 12] детально изучен механизм их формирования при выветривании полевых шпатов. Авторы показали, что в начале процесса образуются ромбовидные формы гиббсита и галлуазита с углами 60° и 120° . Затем происходит постепенное закручивание зерен последнего минерала в трубочки длиной $0,1-3 \text{ мк}$ и диаметром $0,02-0,1 \text{ мк}$. Они представили электронные снимки кристаллов и схемы их образования (рис.1). Каждый кристалл состоит из двух элементарных слоев, растущих спирально

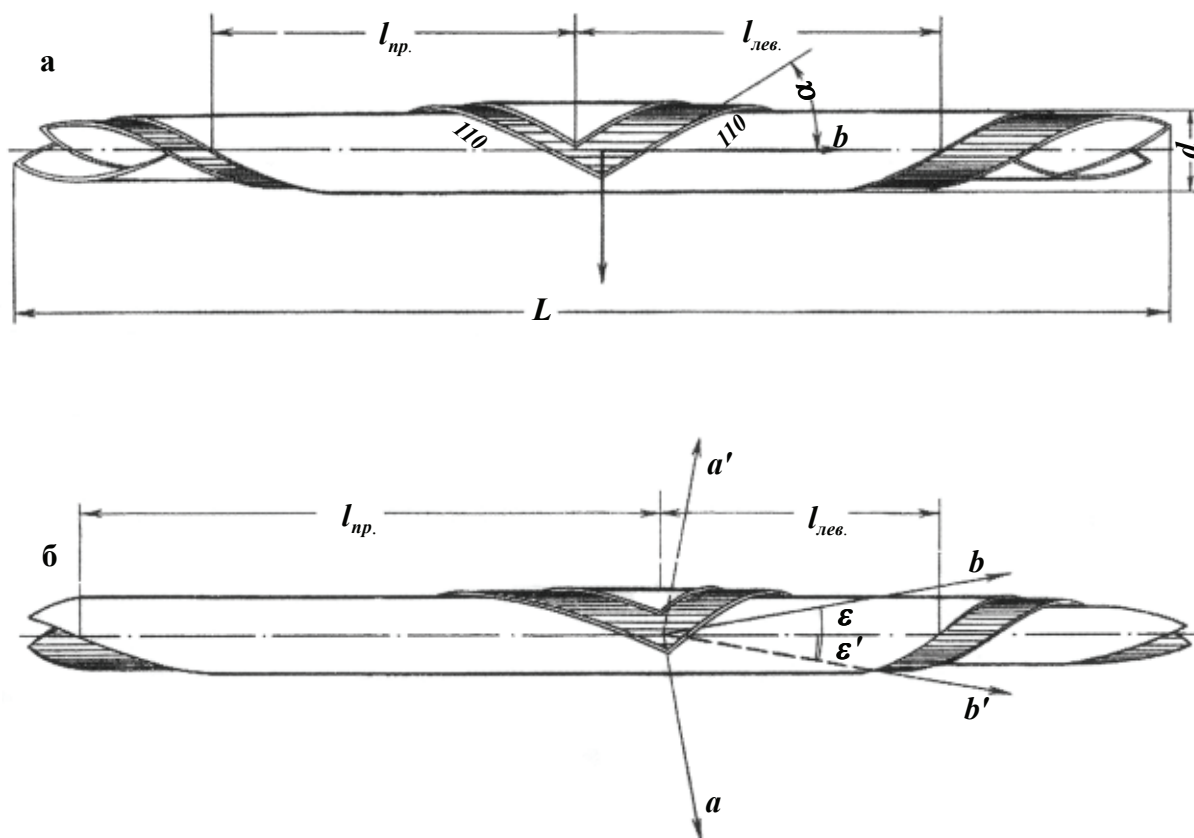


Рис.1. Схема строения спирально-цилиндрического кристалла галлуазита. L – длина кристалла; d – диаметр; $l_{np.}$ и $l_{лев.}$ – шаги правой и левой "винтовых" линий; α – угол наклона ступени (110) к оси кристалла в проекции на осевую плоскость; на рис. 1-б показано отклонение удлинения от оси "b" на угол ϵ [12]

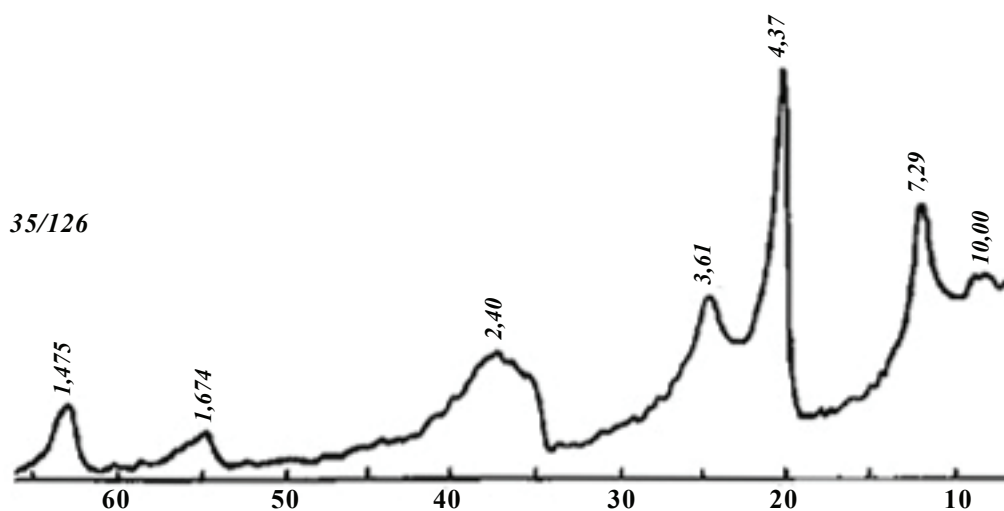


Рис.2. Порошковая дифрактограмма галлуазита. Дифрактометр ДРОН-3, Си-излучение, Ni-фильтр, 16-20 kV, 8-16 mA, скорость счета $1^{\circ}/\text{мин}$, лаборатория геологического факультета СГУ, аналитик Н.П. Чаплынская

Химический и минеральный состав галлуазитов (мас. %)

Компоненты, минералы	Жирновская площадь		Фроловская площадь					Жигулёвская площадь	
	35/116	35/126	13/3	14/3	14/5	61/8	Ф-1	42/4	43/8
SiO ₂	42,27	42,79	44,03	42,28	42,05	43,34	65,25	43,91	43,75
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	2,01	сл	сл
Al ₂ O ₃	37,56	38,28	38,06	36,79	37,69	37,56	22,61	38,04	37,75
Fe ₂ O ₃	0,43	0,78	сл	0,46	сл	0,26	1,11	0,21	0,64
FeO	–	–	–	0,13	–	0,29	–	–	–
MnO	–	–	сл	сл	сл	сл	сл	0,10	0,03
CaO	0,34	0,55	0,28	0,70	0,53	0,56	0,56	0,27	0,55
MgO	0,19	–	–	0,22	0,19	–	–	0,40	–
Na ₂ O	0,03	–	0,34	0,15	0,02	сл	–	0,06	0,08
K ₂ O	0,06	–	сл	0,03	сл	сл	–	Сл	0,12
SO ₃	0,11	0,12	0,24	0,91	0,11	0,33	сл	0,07	–
CO ₂	0,43	0,40	0,22	0,87	0,65	0,40	0,44	0,43	0,44
H ₂ O ⁺	13,64	13,99	13,50	13,05	13,65	13,47	8,07	13,59	13,46
H ₂ O ⁻	4,95	3,63	3,38	4,40	4,68	3,09	0,66	3,03	3,13
Сумма	100,0	100,5	100,0	100,0	99,6	99,3	100,7	100,1	100,0
Галлуазит	94,6	95,5	92,7	95,3	95,4	96,8	59,1	96,3	95,0
Гиббсит	2,9	3,0	2,1	–	2,9	1,0	–	1,5	1,7
Гетит	0,5	0,9	–	0,5	–	0,3	1,3	0,2	–
Гипс	0,2	0,2	0,6	2,3	0,3	0,7	–	–	–
Карбонаты	0,9	0,4	0,5	1,9	1,4	1,2	1,0	1,1	–
Глинистые	0,9	–	4,1	–	–	–	–	0,8	3,3
Кварц	–	–	–	–	–	–	38,6	–	–
Сульфаты Al	–	–	–	–	–	–	–	0,1	–

Примечание: прочерки означают отсутствие данного параметра, аналитик И.П. Гудошников

и образующих несколько витков вокруг оси, параллельной оси "b". Позднее Х. Норд [19] также наблюдал гексагональные пластинки галлуазита, возникшие при выветривании туфов, имеющих рефлекс 10,1 Å, который постепенно заменялся на рефлекс 7,2 Å с изменением морфологии кристаллов.

В глиноземных породах Жирновской площади рассматриваемый минерал встре-

чается главным образом в виде примеси, рассеянной внутри рудных залежей, хотя нередко наблюдаются его скопления, развитые в результате трансформации каких-то исходных монтмориллонитовых глин, что хорошо фиксируется при изучении шлифов. На Фроловской площади обнаружены гнезда, сложенные почти нацело галлуазитом, иногда в ассоциации с алунитом. В пределах Ермаковского месторождения (Жигули)

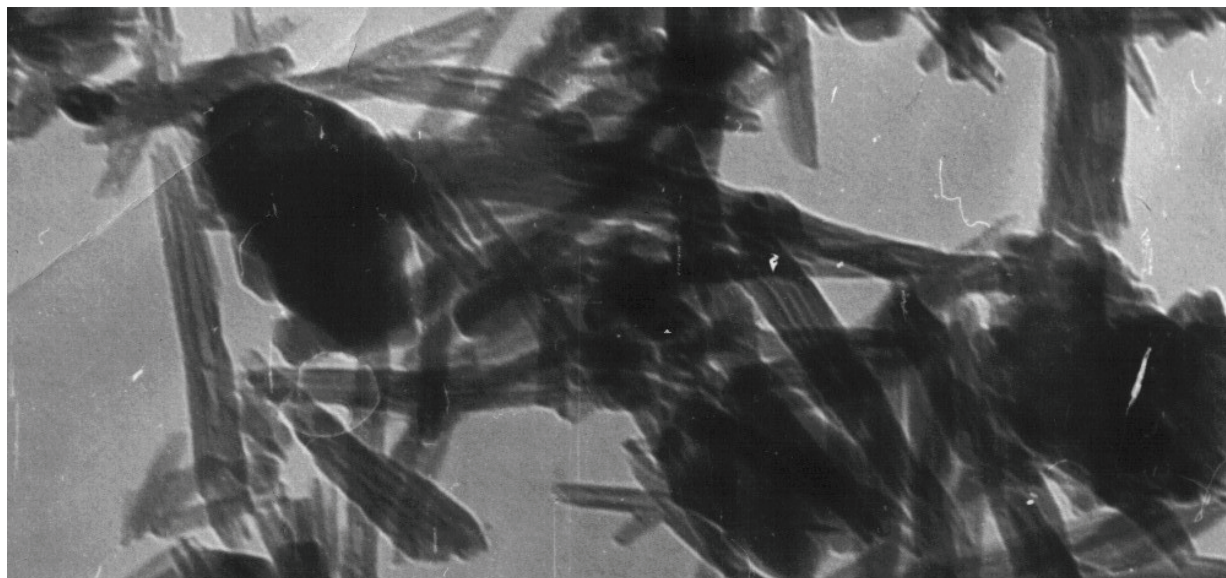


Рис.3. Электронно-микроскопический снимок кристаллов галлуазита, использован электронный микроскоп "Тесла", аналитик Н.А. Суетнова

этот минерал играет породообразующую роль в глинах, подстилающих пласт желваков алунитов. Эти геологические наблюдения дают возможность отобрать образцы, состоящие почти из одного минерала, что отображено в таблице. Примеси других минералов установлены в основном при изучении шлифов и иммерсионных препаратов, в которых галлуазит надежно фиксируется по показателю преломления (1,520-1,540) и решетчатому строению зерен. Точно так же он определяется по порошковым дифрактограммам (рис.2), на которых отмечаются рефлексы 10,0; 7,29-7,59; 4,37 Å и др.

На термограммах наблюдаются глубокие эндопики при 570-570 °С, реже встречаются эндопики 130-135 °С за счет присутствия аллофана, что отмечалось и другими исследователями [14]. Любопытно, что в жигулёвских породах этот минерал не обнаружен оптическими методами. Поэтому на термограммах он не фиксируется. Температуры экзотермических эффектов изменяются в пределах 970-980 °С. Эти данные полностью совпадают с литературными сведениями, отличаясь небольшими отклонениями величин температур дегидратации в сторону пониже-

ния, свидетельствующими о более слабой упорядоченности структуры, на что обращено внимание в работах Ф.В. Чухрова и др. [13], Г.О. Пилюяна и Е.П. Вальяшихиной [7] и С. Аомине и К. Вада [14].

Обычно галлуазит образует плотные массы белого фарфоровидного цвета с раковистым изломом. Под электронном микроскопом хорошо видны трубчатые кристаллы (рис.3). В рудных залежах Жирновской площади нередко наблюдаются сложные взаимоотношения галлуазита и аллофана. Можно полагать, что первый минерал возникает в результате раскристаллизации второго. По отношению к гиббситу он является новообразованием. Но в районе Жигулей его образование предшествует формированию желваков алунита, о чем говорят как геологические наблюдения, так и изучение шлифов.

На порошковых дифрактограммах наблюдается или совместное присутствие обоих базальных рефлексов (10,1 и 7,2 Å), или только последнего. Эти данные свидетельствуют о различной степени дегидратации минерала, на что указано в работах [16, 17]. В силу этого обстоятель-

ства оказалось трудным количественное определение разновидностей. Поэтому в таблице приводятся содержания только галлуазита без выделения отдельно гидратированных и дегидратированных состояний. Можно лишь отметить, что последняя разновидность явно преобладает в отобранных образцах.

В заключение следует еще раз подчеркнуть различное местонахождение галлуазита при минералообразовании на изученных площадях. В районе Жирновска различаются две модификации: ранняя, обязанная трансформации исходных монт-

мориллонитовых глин, послуживших источником глинозема для аллофан-гиббситовых пород; и поздняя, диагенетическая, возникшая в результате раскристаллизации аллофана с частичным привнесом кремнезема. На Фроловской и особенно на Жигулёвской площадях образование галлуазита происходит или одновременно с алунидами (первая), или предшествует накоплению алунитов (вторая). Но на химическом составе эти отличия не отражаются, свидетельствуя о выравнивании концентраций Al и Si в материнских растворах.

Л и т е р а т у р а

1. Домбровская Ж.В. О происхождении аллофан-гиббситовой минерализации в породах байкальской серии (Западное Прибайкалье) //Кора выветривания. – 1978. – Вып.16. – С.89-106.
2. Знаменский В.С., Самотоин Н.Д. Гиббсит и галлуазит в слоистых бокситах Аркалыкского месторождения (Казахстан) //Известия АН СССР. Сер. геол. – 1978. – № 1. – С.106-122.
3. Лузгин Б.Н., Шепеленко Л.И. Аргиллизация рудомещающих известняков в ртутных месторождениях Сарасинской зоны //Советская геология. – 1976. – № 3. – С.85-97.
4. Мамаев И.Н. Аргиллизация терригенно-карбонатных пород на западном склоне Южного Урала и проблемы генезиса совместных накоплений гиббсита и галлуазита //Литология и полезные ископаемые. – 1982. – № 1. – С.17-29.
5. Михайлова Е.В. Зона бокситопроявлений на южной окраине Подмосковного бассейна //Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов Европейской части СССР. – М.: Центр геология, 1958. – Вып.1. – С.215-227.
6. Низамутдинов А.Г., Горбачёв Б.Ф., Буров Б.В. Алунит-глинистые породы Самарской Луки //Литология и полезные ископаемые. – 1984. – № 5. – С.94-104.
7. Пилоян Г.О., Вальяшихина Е.П. Термический анализ минералов из группы каолинита и галлуазита //Термические исследования в современной минералогии. – М.: Наука, 1970. – С.131-218.
8. Слукин А.Д., Живцов Д.А. Гиббсит-галлуазит-аллофановая минерализация в бассейне р. Мая (восточная окраина Сибирской платформы) //Проблемы генезиса бокситов. – М.: Наука, 1975. – С.193-201.
9. Сребродольский Б.И. Зона окисления серных руд Водинского месторождения //Геология рудных месторождений. – 1971. – Т.13. – № 3. – С.106-114.
10. Трубина К.Г. Бокситоносные отложения Подмосковного бассейна //Бокситы, их минералогия и генезис. – М.: изд-во АН СССР, 1958. – С.335-346.
11. Чекин С.С., Самотоин Н.Д., Финько В.И. Образование галлуазита при выветривании олигоклаза //Известия АН СССР. Сер. геол. – 1972. – № 11. – С.98-114.
12. Чекин С.С., Самотоин Н.Д., Финько В.И. Спирально-цилиндрическое строение и рост кристаллов галлуазита //Известия АН СССР. Сер. геол. – 1976. – № 6. – С.111-124.
13. Чухров Ф.В., Звягин Б.Б., Рудницкая К.С., Ермилова Л.П. О природе и генезисе галлуазитов //Известия АН СССР. Сер. геол. – 1966. – № 5. – С.3-20.

14. Aomine S., Wada K. Differential weathering of volcanic ash and pumice, resulting in formation of hyd-rated halloysite //Amer. Miner. – 1962. – V.47. – № 9-10. – P.1024-1048.

15. Bates T.F., Hildebrand F.A., Swineford A. Morphology and structure of endellite and halloysite //Amer. Miner. – 1950. – V.35. – № 7-8 (русский перевод: Бейтс Т.Ф., Хильдебранд Ф.А., Свайнфорд А. Морфология и структура галлуазита и метагаллуазита //Вопросы минералогии глин. – М.: ИЛ. – 1962. – С.19-46).

16. Churchman G.J., Aldridge L.P., Carr R.M. The relationship between the hydrated and dehydrated states of an halloysite //Clays and Clay Miner. – 1972. – V.20. – № 4. – P.241-246.

17. Churchman G.J., Carr R.M. Stability fields of hydration states of an halloysite //Amer. Miner. – 1982. – V.57. – № 5-6. – P.914-923.

18. Harrison J.L., Greenberg S.S. Dehydration of fully hydrated halloysite from Lawrence Country, Indiana //Clays and Clay Miner. – 1962. – V.9. – P.374-377.

19. Nord H. Hexagonal platy halloysite in a altered tuff bed Komaku City, Archi Prefecture, Central Japan //Clay Miner. – 1986. – V.21. – P.401-405.

УДК 551.761.2:553.98 (574.4)

**РАСЧЛЕНЕНИЕ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЭМБЫ
(НА ПРИМЕРЕ ЛИТОЛОГО-БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕЗА
СКВАЖИНЫ ОНГАР ВОСТОЧНЫЙ Г-4)**

© 2012 г. А.П. Пронин¹, Д.А. Кухтинов², О.В. Братыщенко¹

1 – ТОО "Казкорресерч"

2 – ФГУП "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

Открытие в последние годы нефтяных месторождений Котыртас Северный, Магат Восточный и Новобогатинское Юго-Западное, связанных с триасовыми отложениями, еще раз показало высокую перспективность надсолевых отложений междуречья Урал-Волга и Южной Эмбы. В то же время многие скважины, вскрывшие триасовые отложения, дали отрицательный результат, что во многом связано с недостатком информации об их геологическом строении.

Анализ геологических материалов месторождений юго-востока Прикаспийской впадины, открытых в доюрских отложениях, показывает, что большая их часть связана с отложениями среднего триаса [1, 2]. В данных отложениях месторождения (Котыртас Северный, Искене, Масабай, Сагиз, Кемерколь-Кожа Южный, Орысказган и другие) приурочены к зонам терригенных по-

род-коллекторов – береговым линиям, развитым вокруг каждого купола в виде узкой полосы ("фартуков"), в плане повторяющей его контуры. Источником сноса терригенного материала, накапливающегося в береговых линиях в среднетриасовую эпоху, являлись отложения нижнего триаса в области подъема соляных куполов. Рост соляных куполов фиксируется дислокацией нижнетриасовых слоев, которая зафиксирована при изучении кернового материала большого количества скважин, а также подтверждена данными наклонометрии, выполненной в единичных скважинах.

Толщины отложений среднего триаса колеблются в пределах от 0-400 до 800 м, увеличиваясь к центральным частям мульд до 1200-1500 м. В палеогеографическом плане для отложений среднего триаса можно выделить область подъема соляного купола,