

Ю. Н. БРАГИН

ОБ ОДНОМ ТИПЕ ДРЕВНЕГО ЭЛЮВИЯ ОСНОВНЫХ ПОРОД В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ДОНБАССЕ

(Представлено академиком Н. М. Страховым 6 I 1972)

Открытие на Русской платформе месторождений бокситов нижнекаменноугольного и верхнедевонского возраста поставило на повестку дня вопрос об оценке перспектив бокситоносности аналогичных по возрасту отложений сопредельных регионов, и в частности Донбасса. Одним из ключевых вопросов, на котором базируется подобная оценка, является вопрос о предкарбоновых корах выветривания как возможных источниках свободного глинозема в коррелятных осадках.

Наиболее интересный материал в этом плане получен в последнее время при проведении исследований в юго-восточной части Донбасса. Здесь под известняками турне (зона C_1^{th}) пятью скважинами вскрыта остаточная площадная кора выветривания среднедевонских базальтов. Район, где распространена кора выветривания, расположен в пределах Еланчикского горста, имеющего, в свою очередь, более сложное горсто-грабенное строение. Размеры отдельных блоков базальтов с сохранившейся корой выветривания не превышают 0,5 км².

В строении коры выветривания базальтов, имеющей мощность 5,5–9 м, отчетливо выделяется ряд зон. Исходные породы — базальты сложены альбитизированным андезитом, титанавгитом и магнетитом. Встречающиеся иногда миндалины выполнены кварцем и хлоритом. В зоне дезинтеграции в породах появляются многочисленные трещины, выполненные кальцитом и светло-зеленым глинистым веществом. Последнее, по данным рентгеноструктурного анализа, представлено корренситом (28 Å). В основной массе пород присутствует хлорит (14 Å) и монтмориллонит.

С резким переходом трещиноватые базальты сменяются глинистыми продуктами шамозит-гидрослюдистой зоны. Последняя имеет мощность 0,45–3,1 м и сложена коричнево-бурым и зеленовато-серым аргиллитом с реликтами слабо измененного базальта. В породах неравномерно рассеяны мелкие (до 0,2 см) бобовины черного цвета. В самых пизах зоны в составе аргиллитов преобладает гидрослюда и смешанно-слоистые минералы типа гидрослюда — монтмориллонит, в подчиненных количествах присутствуют 7 Å-хлорит (шамозит), 14 Å-хлорит, кальцит, магнетит, гематит, кварц. В верхних частях зоны доминируют шамозит и гематит, появляется каолинит. Бобовины сложены гематитом (преобладает), каолинитом, шамозитом, кварцем. Следующая, шамозит-каолинитовая, зона мощностью 1,5–2,5 м сложена коричнево-бурыми бобовыми аргиллитами. В верхней части зоны в породах отмечаются серые пятна размером до 1 см. Бобовины неправильной, редко изометрической формы имеют размер 0,2–2,0 см и отличаются от основной массы лишь более темным оттенком. Породообразующими минералами являются каолинит, шамозит и гематит. В качестве несущественной примеси отмечаются кварц и гидрослюда, приуроченная к серым участкам породы. В бобовинах преобладает гематит, наряду с которым присутствуют каолинит и шамозит.

Следует отметить, что каолинит и шамозит на дифрактограммах имеют один и тот же набор базальных рефлексов, производных от 7 Å. Разделение минералов наблюдается после обработки образца концентрированной

Зона коры выветривания	№ скв.	№ пр.	Интервал опробования, м		
				п.п.п.	S
Зона осветления (наложенной гидрослюдизации)	9	5	180,85—181,10	8,26	41
	8	8	238,7—239,1	8,52	45
Шамозит-каолинитовая	9	7	181,55—182,05	8,08	29
	8	10	239,30—239,55	9,62	37
	16	2к	317,2—317,3	7,87	30
Шамозит-гидрослюдистая	8	14	241,05—241,0	4,40	50
	8	15	241,4—241,6	4,77	41
	16	7к	322,10—322,2	4,37	46
Зона дезинтеграции (начальной хлоритизации)	8	16	241,7—241,8	12,24	39
	8	17	241,7—242,8	5,64	48
Свежие породы	8	18	244,3—244,4	2,99	53
	16	10к	323,3—322,40	3,86	52

Таблица 1

Результаты химического анализа (%)											
SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	C _{орг}	CO ₂	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$
0,40	7,69	6,17	4,88	26,00	0,85	0,81	1,71	0,16	2,46	0,42	0,63
5,33	9,98	3,73	4,66	24,24	0,78	1,00	1,85	0,23	1,12	0,30	0,54
9,45	10,13	22,89	3,37	22,72	0,69	1,22	1,14	0,16	0,60	0,37	0,77
7,48	6,06	16,94	3,88	27,75	0,76	1,00	0,48	0,22	0,70	0,90	0,83
0,19	15,88	12,33	4,28	24,91	0,57	1,79	1,80	0,44	1,01	0,16	0,82
0,66	6,39	12,26	2,70	17,14	0,61	1,55	3,95	0,20	0,32	0,23	0,33
0,24	5,21	17,20	3,92	19,55	0,78	1,91	4,89	0,30	—	0,21	0,47
0,97	4,48	14,85	3,15	18,17	1,07	2,18	4,69	0,42	0,26	0,41	0,39
9,78	11,36	4,18	2,71	13,00	11,49	2,98	1,09	0,92	—	8,74	0,33
8,83	7,51	5,90	2,89	14,02	6,61	4,53	0,71	2,86	0,20	2,22	0,29
3,35	5,72	7,62	2,10	13,95	4,44	4,41	0,90	4,27	—	0,33	0,23
2,45	6,61	7,50	2,40	13,58	2,93	4,77	0,42	4,88	—	0,19	0,24

Таблица 2

Абсолютные содержания породообразующих окислов (г/см³) и характер миграции элементов в коре выветривания базальтов (вынос (—) и накопление (+), отн. %)

Зона коры выветривания	SiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
Зона осветления (наложенной гидрослюдизации)	1,079 —25,7	0,366 +116,5	0,179 —9,1	0,098 +58,0	0,663 +74,9	0,020 —80,0	0,035 —72,2	0,052 +188,9	0,009 —92,8
Шамозит-каолинитовая	0,921 —36,8	0,349 +106,5	0,407 +95,7	0,112 +80,6	0,714 +88,3	0,020 —80,0	0,042 —66,7	0,023 +28,0	0,009 —92,8
Шамозит-гидрослюдистая	1,181 —18,9	0,144 —17,2	0,377 +81,2	0,086 +38,7	0,478 +26,3	0,076 —24,0	0,055 —56,3	0,111 +516,6	0,011 —91,2
Зона дезинтеграции (начальной хлоритизации)	1,222 —16,2	0,259 +53,2	0,139 —33,1	0,077 +24,0	0,372 —1,8	0,249 +149,0	0,103 —19,2	0,025 +38,0	0,050 —60,0
Свежие породы	1,457	0,169	0,208	0,062	0,379	0,100	0,126	0,018	0,125

НСI. Рефлексы шамозита в этих условиях исчезают (¹). Термическая обработка при 500° приводит к уничтожению рефлексов обоих минералов.

Завершается разрез коры выветривания светло-серыми пятнистыми аргиллитами зоны осветления мощностью 0,25—0,4 м. Пятнистость вызвана присутствием в породах многочисленных бобовин черного цвета и включений весьма неправильной (ветвящейся, вытянутой) формы того же цвета. Состав основной массы аргиллита и бобовин аналогичен и характеризуется присутствием каолинита, шамозита, гидрослюды, гетита, гематита и кварца. Отмечается уменьшение содержания гематита. Породы этой зоны перекрываются толщей турнейских известняков, содержащих в основании прослой темно-серого аргиллита и кварцевого песчаника мощностью до 0,3 м.

Зональность строения коры выветривания базальтов проявляется и в химическом составе слагающих ее пород (табл. 1). Наиболее высокий глиноземный модуль имеют породы шамозит-каолинитовой зоны. Значительные колебания в содержании FeO связаны с различным количеством присутствующего в породах шамозита и, очевидно, с его непостоянным составом. В целом содержание FeO в породах зоны гораздо ниже, чем в мономинеральных шамозитовых породах. Например, в зоне гидрослюдистых сланцев Курской магнитной аномалии маломагниевого 7 Å-шамозит содержит 28,1% FeO и более (⁴). Это еще раз подчеркивает, что в коре выветривания базальтов наряду с шамозитом присутствует каолинит.

Повышенные содержания K₂O хорошо увязываются с преимущественно гидрослюдистым составом пород нижней зоны и значительной примесью гидрослюды в породах верхней зоны. С геохимической стороны описываемая кора выветривания характеризуется значительным выносом кремния и щелочноземельных элементов и относительным накоплением полуторных окислов. Эти данные, рассчитанные относительно свежих пород, приведены в табл. 2, где они помещены под чертой. Наибольшая интенсивность процессов выноса характерна для пород шамозит-каолинитовой зоны, т. е. средних частей коры выветривания. Впрочем, общий принцип — преобладающий вынос элементов на начальной стадии выветривания основных пород, установленный (⁴), — применим и в данном случае. Вследствие указанных процессов, а также частичного привноса породы зоны обогащаются алюминием, железом и титаном. Характерной геохимической

особенностью рассматриваемой зоны является совместное накопление в ней окисных и закисных форм железа. При этом все закисное железо идет на построение решетки шамозита, а окисное — в основном гематита. Указанное обстоятельство связано с изменением Eh среды в один из последних субаэральных этапов формирования коры выветривания и вызвано привлечением органического вещества в качестве одного из главных факторов выветривания.

Как показывают расчеты ⁽⁸⁾, минимальный расход органического вещества наблюдается при образовании лентохлоритов. В этих условиях 1 г редуцента восстанавливает 18,6 г железа. Исходя из этого соотношения, можно рассчитать, что расход $C_{орг}$ на образование шамозита в рассматриваемой коре выветривания составил всего 0,5–1%, а содержание исходного $C_{орг}$ в породах находилось на уровне 1,5–3%. Такие концентрации органического вещества могли возникать в широком диапазоне гумидных климатических условий.

Максимальная редукция окисного железа и его вынос из пород зоны осветления (см. табл. 2) связаны с процессами инфильтрационного воздействия вышележащих лагунных осадков после перекрытия ими красноцветных пород коры выветривания. Эти осадки, содержащие до 8,65% $C_{орг}$, обладают, как уже указывалось выше, крайне незначительной мощностью, что является одной из причин слабых вторичных изменений пород верхней зоны, выразившихся в их осветлении и появлении аутигенных гидрослюд. Более поздний характер этих процессов по отношению к образованию шамозита проявляется также в нарушении линейной зависимости между содержанием FeO и остаточного $C_{орг}$, установленной для пород нижележащих зон. Таким образом, различные во времени процессы изменения состава пород коры выветривания базальтов имеют различную геохимическую и минералогическую направленность.

Установленная в коре выветривания базальтов гематит-шамозит-каолинитовая ассоциация минералов прослеживается в красноцветных осадках франского (долгинская свита) и турнейского ярусов юго-восточного Донбасса, что позволяет датировать возраст этой коры как нижнефранский. Следовательно, возрастной интервал, разделяющий процессы шамозитизации и гидрослюдизации, охватывает почти два яруса, т. е. верхняя зона осветления завершает уже размытый разрез коры выветривания.

Одной из характерных черт описанной коры выветривания базальтов является наличие в ней высокоглиноземистого и маломagneвиевого каолини-топодобного шамозита. Подобные шамозиты, представляющие собой продукты наложечной минерализации, известны в основном как вторичные парагенетические спутники минералов свободного глинозема в латеритных корах выветривания и месторождениях осадочных бокситов (⁽⁴⁻⁷⁾ и др.). Исходя из этого, а также учитывая значительный вынос кремнезема и щелочей, рассматриваемую кору выветривания базальтов в целом можно отнести к латеритному типу. Продукты размыва ее верхних частей, содержащих минералы свободного глинозема, следует ожидать в коррелятивных осадках верхнего девона и нижнего карбона.

Трест «Артемгеология»

Поступило
3 I 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. В. Бридгли, Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов, М., 1965. ² В. Г. Колокольцев, В. М. Пачуковский и др., Разведка и охрана недр, № 4 (1971). ³ Н. А. Лисицкая, Литол. и полез. ископ., № 5 (1967). ⁴ А. П. Никитина, В. А. Сиротин, Кора выветривания, в. 8, М., 1967. ⁵ В. Н. Разумова, Тр. Геол. инст. АН СССР, в. 174 (1967). ⁶ Д. П. Сердюченко, там же, в. 140 (1953). ⁷ К. Ф. Терентьева, Бокситы, их минералогия и генезис, М., 1958. ⁸ Н. М. Страхов, Э. С. Залманзон, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1 (1955).