

УДК 553.046+553.068.368

КРУПНЕЙШАЯ В МИРЕ БОКСИТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ ФУТА ДЖАЛЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА). ЧАСТЬ 4: МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ В ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОНОСНЫХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

© 2023 г. М. А. Макарова^а, *, В. И. Мамедов^а, Н. М. Боева^а, **, Е. С. Шипилова^а, Д. А. Внучков^а, Н. С. Бортников^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*E-mail: frolikovam@gmail.com

**E-mail: boeva@igem.ru

Поступила в редакцию 15.02.2023 г.

После доработки 01.03.2023 г.

Принята к публикации 01.03.2023 г.

Результаты детальных разведочных работ и круглогодичных наблюдений за гидрогеологическим режимом на крупных месторождениях, а также специальных гидрохимических исследований различных типов вод и изменений газового состава подземной атмосферы в латеритной коре выветривания крупнейшей бокситоносной провинции ФДМ, благодаря надежной фактической базе, позволили впервые сделать ряд важных выводов об условиях и особенностях формирования зональности в латеритном профиле выветривания. Профиль выветривания состоит из двух пространственно совмещенных в плане, но раздельных по вертикали метасоматических колонок: верхней, собственно латеритного покрова, сложенного в основном продуктами конечного гидролиза латеритного выветривания, т.е. гидроксидами и оксидами железа и алюминия; нижней, сложенной глинистым элювием, продуктами гидратирования и разложения алюмосиликатов – полиминеральными глинами и каолинитом. В обеих колонках процессы изменения начинаются с воздействия одних и тех же дождевых вод, но отличаются гидродинамическими параметрами в каждой из колонок. Изменения в профиле выветривания происходят в соответствии с главными закономерностями низкотемпературного инфильтрационного метасоматоза. Современный гидрогеологический и газовый режим в бокситоносных латеритных покровах контролирует минералого-геохимическую зональность. Особенности биолого-почвенных процессов, гидродинамики и гидрохимии в профиле выветривания приводят к пороговому характеру смены физико-химических и биохимических условий, обеспечивая действие геохимических (окислительных, восстановительных, глеевых, адсорбционных) барьеров – главного механизма зонального распределения вещества в латеритных корах выветривания.

Ключевые слова: Фута Джаллон-Мандинго, коры выветривания, латериты, метасоматоз, бокситы, геохимическая зональность, гидрогеологический и газовый режим

DOI: 10.31857/S0016777023030036, **EDN:** TYCAWO

Преобразование горных пород и минералов – широко распространенное в природе явление. Гипергенные процессы приводят к образованию крупных скоплений полезных ископаемых. Среди этих явлений образование россыпных месторождений, никеленосных кор выветривания, зон окисления сульфидных месторождений и, конечно, бокситов, из которых производится алюминий – важнейший металл современной промышленности. При этом следует отметить, что полезные ископаемые, связанные с корами выветривания, занимают строго определенное место в профиле выветривания. Поэтому изучение

зональности кор выветривания, причин и механизмов формирования минералого-геохимических зон и их пространственные и временные взаимоотношения, как показывают последние исследования, имеют важное значение не только в теоретическом, но и в прикладном отношении.

Коры выветривания в провинции Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ) содержат крупнейшие месторождения бокситов. Все бокситоносные латеритные покровы региона, сформированные на разных по структуре, составу и плану залегания коренных породах, относятся по характеру зо-

нальности к “сублатеритному” по Г.И. Бушинскому (1975) или “полному” по А.П. Никитиной (1971) типу, названному Б.М. Михайловым (1969) по преобладающей приуроченности в рельефе региона к корам выветривания “высоких пенепленов”. Они содержат наиболее полный набор литологических и минералого-геохимических зон горизонтов (снизу вверх) в соответствии с геолого-промышленной номенклатурой, выделяемых на месторождениях при поисково-оценочных и разведочных работах: сапролит (в основном полиминеральные глины), литомарж (каолинитовые глины с примесью гетита и гидрослюд), железистые латериты, или переходная зона (гётит, гематит, гиббсит), бокситы (гиббсит с бёмитом, гематит), железисто-глиноземистые латериты, или каменистая вскрыша (гётит, гиббсит), почвенно-растительный покров, или рыхлая вскрыша. В отличие от других исследователей (Bardossy, Aleva, 1990; Boulange, 19894; Braun et al., 2012; Edmond et al., 1995; Eggleton et al., 2008; Fritzt, 1988; Giorgis et al., 2019; Gu et al., 2013; Hickman et al., 1992; Peixoto, Horbe, 2008; Schumann, 1993; Sidibe, Yalcin, 2019; Tardy, 1993), мы выделяем в качестве самостоятельного железистый горизонт, который имеет важное генетическое значение.

Вертикальная зональность служит свидетельством изменения физико-химических условий в профиле латеритных бокситоносных кор выветривания (ЛБКВ). Просачивающаяся вниз вода (в случае кор выветривания — это теплые дождевые воды), благодаря обменным реакциям с горной породой, органическим веществом и продуктами его трансформации в зоне гипергенеза, меняет свой состав (Геологическая эволюция ..., 2007; Шварцев, 2013). В соответствии с этим преобразуются минеральный и химический составы горных пород. В латеритных бокситоносных покровах — это процессы выноса—привноса и перераспределения химических элементов с образованием определенной зональности.

Термин “метасоматоз” введен в середине XIX века Карлом Науманном для обозначения псевдоморфного замещения одних минералов другими. Метасоматоз — процесс взаимодействия горных пород и флюидов, приводящий к изменению химического и минерального состава при сохранении твердого состояния горных пород, т.е. с сохранением объема (закон Вальтера Линдгрена) (Lindgren, 1912). Д.С. Коржинский (1955) установил, что взаимодействие флюидов с горными породами характеризуется дифференциальной подвижностью компонентов, а продукты взаимодействия — метасоматиты характеризуются локальным химическим равновесием. Вследствие этого тела метасоматитов часто имеют правильную зональность, с чередованием зон различного минерального состава. Выделяют два крайних

случая метасоматоза — диффузионный и инфильтрационный (Коржинский, 1955).

Гипергенный метасоматоз имеет свои отличительные признаки. Суть его заключается в “работе граничной фазы, в которой наблюдается преобразование свободной поверхностной энергии в связанную через конденсацию нового вещества, и связанной — в свободную путем ликвидации старых межфазных поверхностей и образования новых”. Гипергенный метасоматоз проходит с сохранением объема при замещении и с метасоматической контракцией (Сиротин, 2000). Поскольку реакции замещения сохраняют объем твердого вещества, они должны быть сбалансированы по объему. Это происходит за счет ионов металлов, присутствующих в воде (Merino and Dewers, 1998).

ЛБКВ рассматриваются как продукт гипергенного инфильтрационного метасоматоза. Впервые метасоматическую сущность латеритных бокситоносных кор выветривания Западной Африки отметил Б.М. Михайлов (1976). Он указал на бокситы, образовавшиеся по коренной породе без промежуточных глинистых новообразований, как на результат алюмо-железистого гипергенного метасоматоза. К такому выводу он пришел, в том числе, благодаря применению на изоволюметрической основе анализа баланса вещества в профиле выветривания, что позволило установить, наряду с выносом щелочных, щелочноземельных элементов и кремния, абсолютно накопление алюминия и железа. Проводя сопоставление ЛБКВ Республики Гвинея (Западная Африка) с таковыми, но погребенными под осадками в России, он определил один из наиболее развитых процессов разубоживания — ресилификацию бокситов (новообразование каолинита по гиббситу) как кремниевый метасоматоз (Lajoinie, Bonifas, 1961).

В предлагаемой статье излагаются результаты исследования профиля латеритной коры выветривания провинции Фута Джаллон-Мандинго (ФДМ), в которой находятся уникальные месторождения бокситов. Общие сведения об этой провинции, ее изученности и оценке ресурсов, а также влияние литологии материнского субстрата были рассмотрены ранее (Мамедов и др., 2020, 2021). Влияние геоморфологического фактора и возраста рельефа на распределение, масштабы и качество залежей бокситов описано Мамедовым и др. (2022). В этой статье обосновано влияние гидрогеологического и газового режимов на формирование зональности в латеритном профиле выветривания, обусловленной процессами, связанными с гипергенным низкотемпературным инфильтрационным метасоматозом.

В пределах провинции ФДМ материнский субстрат представлен преимущественно суще-

ственно глинистыми осадочными породами типа алевро-аргиллитов, интродуцированных силлами долеритов. Породы залегают в целом субгоризонтально. Но в связи с тектоническим короблением платформенного чехла повсеместно образовались типичные мульдообразные синклинали размером от сотен метров до первых километров и валообразные антиклинали.

В условиях благоприятного климата и материнского субстрата в качестве значимого фактора рассматривается морфология рельефа и степень его расчлененности. Процессы геоморфологической инверсии, при которой зачастую пространства водоразделов или отдельные возвышенности образуются по синклинальным структурам, а долины – по антиклиналям, обуславливают более сложную гидрогеологическую ситуацию на бокситовых месторождениях. На участках мульдообразных синклиналей, которые чаще встречаются на верхних площадках бовалей, происходит застой грунтовых вод. Дождевые воды плохо сбрасываются, и зеркало грунтовых вод (ЗГВ) в сезон дождей находится очень близко к дневной поверхности или даже выходит на поверхность, образуя временные мелкие озера. Зона аэрации в таких условиях почти не проявлена. Бокситовый горизонт в таких случаях практически не образуется. Нижний железистый горизонт сливается с верхним (кирасой), и вместе они образуют сплошной высокожелезистый латеритный покров. В нем, конечно, присутствует значительное количество глинозема (от 20–25 до 38–39%), но в основном меньшее, чем принятое бортовое содержание этого компонента (40%) для подсчета ресурсов и запасов бокситов в данной провинции.

Наряду с гидрогеологической зональностью существенную роль играет газовый режим в подземной атмосфере профиля выветривания. При равных климатических условиях, роль геоморфологического фактора для выровненных поверхностей выступает как косвенный фактор, который влияет на процессы латеритного выветривания опосредованно – через гидрогеологический и гидродинамический режимы в конкретных условиях (Anderson, 2007; Brantley, 2009).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ГАЗОВОГО РЕЖИМОВ В ПРОФИЛЕ ЛБКВ

Проведенные на ряде месторождений провинции детальные разведочные работы с режимными гидрогеологическими круглогодичными наблюдениями позволили установить закономерности изменения гидрогеологической обстановки в течение годового цикла.

На базе десятков тысяч интервальных проб были получены данные об усредненной мощности и химическом составе продуктов латеритного выветривания. Сохранение текстурных и структурных особенностей исходных коренных пород позволило провести изучение изменения баланса вещества на изоволюметрической основе и рассчитать коэффициенты концентрации (R_c) порообразующих компонентов для каждого горизонта – зоны ЛБКВ по отношению к содержаниям в нижележащих горизонтах (табл. 1).

На фиг. 1 обобщены данные по типовой зональности ЛБКВ и пространственному взаиморасположению горизонтов-зон вертикальной гидрогеологической зональности и зон загазованности. В правой части этой схемы показано изменение баланса вещества в коэффициентах концентрации порообразующих химических компонентов от зоны к зоне снизу вверх по вертикальному разрезу. Данная схема является наглядной иллюстрацией взаимодействия литосферы с гидросферой, атмосферой и биосферой в зоне гипергенеза.

В самой крупной в мире бокситоносной провинции ФДМ бокситоносные покровы приурочены главным образом к пологому рельефу вершин и верхних склонов местных латеритных возвышенностей и расчлененных водораздельных массивов – бовалей. Их превышение над нижним пьедестальным уровнем рельефа составляет от десятков до сотен метров, что обеспечивает гидравлический градиент для активного промывного режима.

В генерализованном виде ЛБКВ можно разделить на два существенно различающихся объединенных горизонта (сверху вниз):

– собственно латеритный горизонт, включающий продукты интенсивной латеритизации, представленные в основном существенно железистыми или глиноземистыми, или алюмо-железистыми породами каменистого сложения, из которых подвижные компоненты щелочные, щелочноземельные элементы и кремний почти полностью вынесены;

– горизонт элювиальных глин, от полиминеральных внизу до преимущественно каолинитовых вверху, для которых характерен нарастающий снизу вверх вынос подвижных компонентов.

Эти две части профиля выветривания, как видно на фиг. 1, в сезон дождей, когда происходит активное латеритное выветривание, существенно отличаются по гидрогеологической обстановке. Нижняя часть профиля – генерализованный горизонт псевдоморфных глин, пространственно совпадает с гидрогеологической зоной постоянного обводнения. Верхняя – собственно латеритная часть ЛБКВ – совпадает с гидродинамическими

Таблица 1. Химический состав, мощность и объемная масса отдельных зон латеритной коры выветривания

Зоны-горизонты	Средняя мощность, м	Кол-во анализов	Объемная масса, кг/м ³	Содержание основных компонентов, мас. %								R _c к нижележащей зоне				Нижележащая зона
				SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	RO + R ₂ O	ППП	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	RO + R ₂ O	ППП	
Латеритный Железистая кираса	1.5	1344	2300	3.12	35.96	36.80	2.28	0.12	20.91	1.73	0.90	1.80	1.01	1.73	0.96	Бокситы
	8.1	6543	2000	2.07	46.05	23.48	2.60	0.08	25.06	0.43	1.33	0.59	1.27	0.52	1.26	Железистые латериты
Латеритные Железистые латериты	3.3	3446	2050	4.73	33.90	39.07	2.00	0.15	19.44	0.23	1.34	2.06	1.30	0.23	1.72	Железистые глины
Латеритный покров в целом, в том числе	11.0	8369	2048	2.94	36.52	36.71	2.19	0.10	20.81	0.08	1.85	3.72	1.79	0.04	2.71	Глины в целом
бокситоносный	12.9	6543	2000	2.70	42.93	27.50	2.46	0.10	23.64	0.07	2.12	2.72	1.96	0.04	3.00	Глины в целом
безбокситовый	8.7	1826	2200	2.99	35.28	38.49	2.14	0.10	20.27	0.09	1.92	4.19	1.87	0.04	2.83	Глины в целом
Горизонт глины Глины каолининовые железистые	1.5	1381	1620	26.2	32.06	23.97	1.94	0.83	14.29	0.60	1.34	2.15	1.32	0.26	1.62	Глины средней части
	8.0	58	1500	46.8	25.92	12.04	1.59	3.46	9.53	0.71	1.07	1.20	1.01	0.58	0.94	Глины нижней части
Горизонт глины Глины полиминеральные (сапролит)	2.5	17	1810	54.7	20.04	8.30	1.30	4.97	8.42	0.67	0.92	0.76	0.84	0.35	1.13	Коренные породы
	12.0	1456	1590	45.9	25.46	12.70	1.58	3.45	9.90	0.49	1.02	1.02	0.89	0.21	1.17	Коренные породы
Псевдоморфные глины в целом	24.9	9825	1790	23.4	30.23	23.08	1.84	2.01	14.60	0.28	1.37	2.09	1.17	0.14	1.94	коренные породы
Латеритная бокситоносная кора в целом		23	2510	59.1	15.77	7.88	1.12	10.2	5.37	—	—	—	—	—	—	
Коренные породы (66% алевро-аргиллитов, 34% долеритов)																

Зоны-горизонты латеритной коры выветривания		Гидрогеологическая зональность		Изменения состава подземной атмосферы в сезон дождей	Динамика привноса ($R_c > 1$) и выноса ($R_c < 1$) главных породообразующих компонентов в профиле латеритной коры выветривания	
		Сухой сезон	Сезон дождей			
Почвенно-растительный горизонт				O ₂ CO ₂		
Латеритный покров	Железистая кираса	Зона аэрации	Зона инфильтрации и аэрации	O ₂	$\frac{Al_2O_3}{0.94} < 1 < \frac{LOI}{1.03} < \frac{TiO_2}{1.09} < \frac{Fe_2O_3}{1.50} < \frac{SiO_2}{2.52} < \frac{RO + R_2O}{2.97}$	
	Красные структурные бокситы			O ₂	$\frac{RO + R_2O}{0.82} < \frac{TiO_2}{0.84} < \frac{Al_2O_3}{0.88} < \frac{LOI}{0.92} < 1 < \frac{SiO_2}{1.69} < \frac{Fe_2O_3}{1.58}$	
	Кремовые структурные бокситы			CO ₂	$\frac{SiO_2}{0.40} < \frac{Fe_2O_3}{0.48} < \frac{RO + R_2O}{0.67} < 1 < \frac{TiO_2}{1.16} < \frac{LOI}{1.20} < \frac{Al_2O_3}{1.32}$	
	Латериты верхней части переходной зоны			Зона колебания зеркала грунтовых вод	CO ₂	$\frac{SiO_2}{0.15} < \frac{RO + R_2O}{0.28} < 1 < \frac{Fe_2O_3}{1.02} < \frac{TiO_2}{1.07} < \frac{LOI}{1.25} < \frac{Al_2O_3}{1.29}$
	Латериты нижней части переходной зоны			Периодическое обогащение O ₂	CO ₂	$\frac{RO + R_2O}{0.21} < \frac{SiO_2}{0.49} < 1 < \frac{Al_2O_3}{1.30} < \frac{TiO_2}{1.43} < \frac{LOI}{1.73} < \frac{Fe_2O_3}{2.13}$
Горизонт глин	Каолиновые глины железистые	Зона обводнения	Уменьшение O ₂		$\frac{RO + R_2O}{0.85} < \frac{SiO_2}{0.88} < \frac{Al_2O_3}{0.91} < 1 < \frac{TiO_2}{1.15} < \frac{LOI}{1.25} < \frac{Fe_2O_3}{3.24}$	
	Каолиновые глины светлые				$\frac{RO + R_2O}{0.48} < \frac{SiO_2}{0.64} < \frac{Fe_2O_3}{0.64} < 1 < \frac{TiO_2}{1.09} < \frac{LOI}{1.08} < \frac{Al_2O_3}{1.20}$	
	Полиминеральные каолинит-монтмориллонитовые глины (сапролит)				$\frac{RO + R_2O}{0.28} < \frac{SiO_2}{0.61} < \frac{Fe_2O_3}{0.82} < \frac{TiO_2}{0.86} < \frac{Al_2O_3}{0.94} < 1 < \frac{LOI}{1.91}$	
Материнские породы		Относительный водоупор			$\frac{RO + R_2O}{1} < \frac{SiO_2}{1} < \frac{Fe_2O_3}{1} < \frac{TiO_2}{1} < \frac{Al_2O_3}{1} < \frac{LOI}{1}$	

Фиг. 1. Литологическая зональность и ее сопоставление с гидрогеологическими зонами и сменой газового режима в профиле ЛБКВ (R_c рассчитан по отношению к коренным породам).

зонами колебания ЗГВ (внизу) и аэрации и инфильтрации в середине иверху этого горизонта.

Гидродинамическая обстановка и гидрохимические особенности вод, находящихся внутри ЛБКВ, также весьма существенно отличаются в этих двух генерализованных частях профиля выветривания.

Дождевые воды, выпадающие на поверхность бовалей, образуют три гидродинамически различных потока. Одна, значительная часть, сбрасывается по поверхности, напрямую питая местные ручьи и реки. Вторая часть дождевой воды, также весьма значительная, до 35%, в ландшафтно-климатической зоне влажных саванн, по многочисленным трещинам, каналам отмершей корневой системы и ходам землероев относительно быстро проваливается вниз к ЗГВ (Селиверстов, 1983).

Залегающие ниже псевдоморфные глины, и еще ниже – коренные породы, из-за относительно низкого коэффициента фильтрации не могут обеспечить вертикальный сброс такого большого количества дождевых вод. Поэтому вступает в си-

лу активный латеральный сброс вдоль границы железистых глин к краям бовалей. В сезон дождей можно наблюдать, как из-под каменистого горизонта коры выветривания вытекают многочисленные ручьи, иногда фонтанирующие. На путях этих подземных потоков широко развиты суффозионно-карстовые явления с образованием обломочных латеритных брекчиевидных пород. Этот латеральный сброс приводит к опусканию уровня грунтовых вод, обеспечивая функционирование гидрогеологической зоны колебания ЗГВ.

Часть дождевых вод насыщает поры подстилающих латеритных пород и их микротрещины, образуя гидравлический фронт, который под давлением каждой новой порции дождя медленно фильтруется вниз к ЗГВ.

Глины коры выветривания находятся в состоянии постоянного обводнения. Но это обводнение проточное. Вода падает сверху вниз в соответствии с уменьшением пористости и увеличением их объемной массы со скоростью, пропорциональной фильтрующей способности этих глин (табл. 1).

Таблица 2. Химический состав различных типов вод провинции ФДМ

	Дожди	1 группа	2 группа трещинные воды	3 группа поровые растворы	Зона колебания ЗГВ	Поверхностные воды
S, мг/л	$\frac{2.4-6}{4.2}$	$\frac{9-68}{34}$	$\frac{10-65}{35}$	$\frac{8-173}{69}$	$\frac{2.5-13}{7.1}$	$\frac{2-11}{6.4}$
pH	$\frac{5.8-6.3}{6}$	$\frac{4.5-7}{5.9}$	$\frac{4.2-7}{5.2}$	$\frac{4-6.5}{4.7}$	$\frac{5.5-7.3}{6.3}$	$\frac{5.9-6.7}{6.5}$
Eh	$\frac{267-330}{293}$	$\frac{107-324}{250}$	$\frac{238-353}{297}$	$\frac{158-249}{204}$	$\frac{230-275}{256}$	$\frac{185-327}{247}$
SiO ₂ , мг/л	$\frac{н.о.-0.2}{0.08}$	$\frac{0.5-3.4}{1.95}$	$\frac{1.45-2.14}{1.84}$	$\frac{0.1-2.57}{1.56}$	$\frac{0.7-3.4}{2.5}$	$\frac{2.13-2.6}{2.41}$
Fe, мкг/л	$\frac{н.о.-0.005}{0.002}$	$\frac{3.3-108}{35}$	$\frac{12-109}{48}$	$\frac{37-955}{234}$	$\frac{0.9-19.2}{8}$	$\frac{н.о.-0.17}{0.032}$
Al, мкг/л	$\frac{н.о.-0.012}{0.005}$	$\frac{н.о.-0.18}{0.023}$	$\frac{0.33-0.48}{0.41}$	$\frac{1.1-2.3}{1.78}$	$\frac{1.9-57}{20.3}$	$\frac{0.002-0.13}{0.098}$
C _{орг} , мг/л	$\frac{0.6-4.0}{2.9}$	$\frac{3.4-133}{51}$	$\frac{27-43}{35}$	$\frac{9.4-12}{11}$	$\frac{2.4-11.5}{4.7}$	$\frac{9.2-12.5}{10.73}$

зоны аэрации и инфильтрации – бокситов и латеритов – трудно было получить неразбавленные трещинными водами поровые растворы, все-таки удалось отобрать четыре пробы. Их состав принципиально отличается от всех других типов подземных вод ЛБКВ (табл. 2). Содержание железа и алюминия, а также большой группы микроэлементов в них на порядок выше, чем в других видах подземных вод (Макарова и др., 2019). Это объясняется тем, что длительный контакт поровых растворов со вмещающей средой, с отмершей растительностью и корневой системой при высокой температуре (24–28°C) и при активном участии биоты, приводит к образованию органических кислот, а при полной трансформации органического вещества – к образованию углекислого и угарного газов. В результате образуются органоминеральные комплексы, прежде всего соединения с железом и алюминием (Hao et al., 2010). С фронтом просачивания (фильтрации) эти элементы перемещаются по профилю выветривания.

Накопление CO и CO₂, особенно активное в дневное время после окончания дождя и прогрева воздуха и поверхности, приводит к появлению над ЗГВ зоны загазованности. Расход кислорода на окисление органики приводит к снижению его содержания до 4–5%, тогда как содержание CO₂ увеличивается до 12–14%. Выше к поверхности интенсивность загазованности уменьшается, а у поверхности состав атмосферы становится близким к нормальному атмосферному. Поровые растворы после прохождения через зону загазован-

ности, в которой благодаря дефициту кислорода должна создаваться глеевая геохимическая обстановка, дополнительно мобилизуют железо.

При встрече глеевых растворов с ЗГВ, обогащенными кислородом трещинных вод, образуется окислительный геохимический барьер. Железо осаждается в виде гематита и гётита. Количество привнесенного железа при средней мощности нижнего железистого горизонта в 3.6 м, составляет 2099 кг (581 кг/м³ × 3.6 м³). Такое количество железа не могло накопиться только за счет капиллярного поднятия в сухой сезон из горизонта глин, включая верхние железистые красные каолиновые глины (McFarlane, 1976). При этом существенного выноса железа не фиксируется (табл. 1). Даже если бы было вынесено практически все железо из светлых каолиновых и полиминеральных глин, то и в этом случае его количества (175 кг/м³ × 10.3 м³ = 1802 кг) не хватило бы для формирования нижнего железистого горизонта ЛБКВ. Следовательно, можно утверждать, что железо и часть свободного глинозема привнесено сверху поровыми растворами. Другая его часть образуется за счет гидролитического разложения каолинита (Tardy, Nahon, 1985).

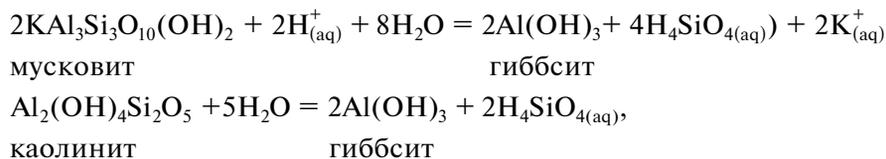
Таким образом, в профиле выветривания в зоне колебания ЗГВ в железистом горизонте, от нижней его части к верхней, происходит почти полный вынос подвижных элементов и относительно абсолютное накопление железа в трехвалентной форме и в меньшей степени алюминия.

Происходит формирование нижней части собственно латеритного бокситоносного покрова.

Бокситы. Над нижним железистым горизонтом залегает горизонт бокситов (фиг. 1), приуроченный к гидрогеологической зоне аэрации и инфильтрации профиля выветривания. В нижней части разреза породы имеют более высокоглино-

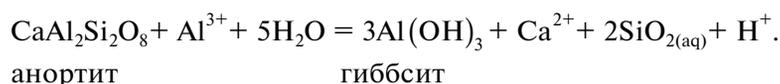
земистый и маложелезистый состав. Выше по разрезу, начиная с 3–3.5 м от дневной поверхности, бокситы становятся красноцветными, более железистыми и, начиная с 2–1.5 м, переходят в высокожелезистые латериты – кирасу.

Бокситы образуются путем замещения полиминеральных глин гиббситом:



В том случае, когда в глинах сохраняются реликты материнских пород, по ним сразу развивается гиббсит. Примером может служить реакция замещения анортита гиббситом. Так как объем твердого вещества при замещении сохраняется,

то реакция должна быть сбалансирована по объему, где три молекулы гиббсита равны одной анортита. Для этой реакции также необходимо прибавить один ион алюминия, присутствующего в воде (Merino and Dewers, 1998):



Для собственно латеритного покрова следует подчеркнуть важную закономерность: чем больше мощность гидрогеологической зоны аэрации и инфильтрации, тем больше мощность бокситового горизонта.

Например, на хребте Загота на юго-западе Гвинеи кора выветривания развита по субвертикально залегающим рассланцованным филлитам. По прослою филлитов, залегающему между железистыми кварцитами, образовался горизонт бокситов мощностью 20 м, что в среднем в 3 раза больше, чем мощность бокситов в латеритном бокситоносном покрове на платформенном чехле в пределах провинции ФДМ. Такое увеличение мощности бокситов объясняется тем, что при высокой водопроницаемости и рассланцованности пород все гидрогеологические зоны имеют более высокие мощности. В то же время, за счет увеличения мощности зоны колебания ЗГВ, нижний железистый горизонт выражен менее контрастно. Количество привнесенного сверху железа распределяется в зоне колебания ЗГВ, мощностью 15–25 м.

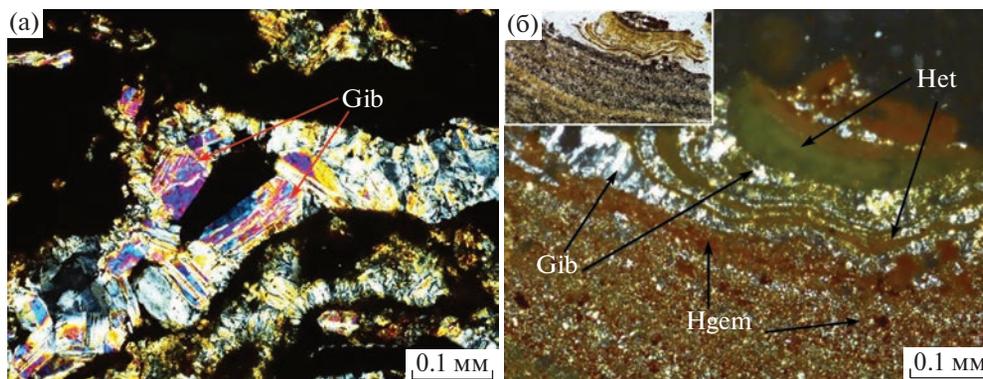
Еще более наглядно влияние залегания материнских пород на мощности зон проявлено, например, на месторождении Пачпатмали в Восточных Гатах Индии. Залегание перемятых материнских пород – кондалитов изменяется от субвертикального до слабонаклоненного. Соответственно, мощность бокситов меняется в отдельных пересечениях в широких пределах от 6–8

до 40 метров и более. Зона колебания ЗГВ также растянута в крутозалегающих породах на первые десятки метров, и нижний железистый горизонт выражен менее четко. Зато верхний железистый горизонт – кираса чрезвычайно выдержан и составляет в среднем 3 м.

Помимо приведенных примеров, в природе существует множество промежуточных вариантов, которые отражаются в особенностях строения и состава продуктов латеритного выветривания.

Изменения минерального и химического состава пород также происходят в зависимости от изменения газового режима. При формировании нижнего горизонта светлых высокоглиноземистых бокситов за счет железистых латеритов происходит значительное накопление алюминия и столь же значительный вынос железа (табл. 1). Содержание углекислого газа в этой зоне максимальное. Выше, при формировании красных бокситов начинается обратный процесс. Уменьшается количество алюминия и увеличивается количество железа, достигая максимума в самом верху – кирасе, в условиях газового режима, близкого к атмосферному, то есть при высоком содержании кислорода.

Кираса. О мобилизации и перераспределении алюминия, особенно там, где идет замещение железистых бокситов железистыми латеритами в кирасе, свидетельствуют шетки кристаллического гиббсита в некоторых кавернах (фиг. 2а, б).



Фиг. 2. Кристаллический новообразованный гиббсит-3 на стенках каверн в кирасе (а) и чередование гетитовых, гиббситовых и гидрогематитовых прослоев, инкрустированных таблитчатыми кристаллами гиббсита в кирасе (б). Gib – гиббсит, Hgem – гидрогематит, Het – гётит.

Выше кирасы залегает современный **почвенно-растительный горизонт**. При направленности движения поровых растворов сверху вниз только почва с обломками и глыбами разрушающихся латеритных каменных пород является местом мобилизации и железа, и алюминия, которые перераспределяются по разрезу. О том, что в почве идут процессы периодического растворения и осаждения железа, свидетельствует образование так называемых почвенных пизолитов. Это округлые образования от 0.5 до 2–2.5 см в диаметре. Колломорфное скрытокристаллическое вещество преимущественно гётитового и алюмогётитового состава образует тонкие концентрические микрзоны вокруг обломков латеритов.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ЛАТЕРИТНОГО БОКСИТОНОСНОГО ПОКРОВА

Для собственно латеритного бокситоносного покрова характерно зональное строение, которое обусловлено изменением физико-химических условий в профиле выветривания, благодаря которым изменяется состав поровых растворов, что приводит к формированию либо существенно железистых латеритов, либо бокситов. Из изложенного выше материала можно сделать вывод о том, что образование бокситов происходит благодаря процессам пространственного разделения алюминия и железа. Это происходит только в гидрогеологической зоне аэрации и инфильтрации, в средней и нижней частях которой газовый режим создает глеевую геохимическую обстановку. Начиная с нижних латеритов зоны колебания ЗГВ и вверх до кирасы включительно система продуктов выветривания с точки зрения химического состава может рассматриваться как бинар-

ная с двумя главными породообразующими элементами: железом и алюминием.

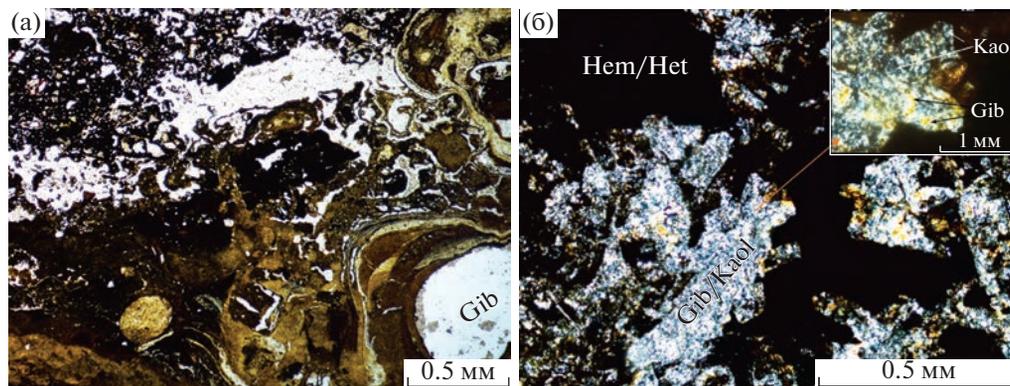
Для данной верхней колонки ЛБКВ (фиг. 1) главным реагентом и транспортом привноса–выноса и перераспределения вещества являются именно поровые растворы. Материнским субстратом следует считать нижележащие каолиновые глины, а не коренные породы, т.к. поровые растворы после встречи и взаимодействия с грунтовыми водами полностью преобразуются и перестают существовать в разрезе как самостоятельный тип. Из-за своего незначительного объема они практически не оказывают влияния на состав грунтовых вод, которые наполняются в основном трещинными водами, являющимися аналогом дождевых вод.

Нижний горизонт железистых латеритов как раз образуется путем гидролитического разложения каолинита и включений кварца, сохраняющегося зачастую в крупных выделениях вместе с остатками гидрослюд, и образованием оксидов и гидроксидов железа и алюминия (фиг. 3а).

Замещение одних минералов другими происходит с сохранением текстурных, а иногда и структурных признаков (фиг. 3б).

Отличительным признаком метасоматоза является тенденция к уменьшению количества минералов, что и происходит к верхней части нижнего железистого горизонта, где породообразующими минералами становятся минералы железа и глинозема. По изменению баланса вещества эту часть латеритного бокситоносного покрова можно считать зоной алюмо-железистого метасоматоза, происходящего в окислительной обстановке.

Выше по разрезу за счет существенного выноса железа и столь же существенного привноса алюминия с замещением минералов железа гиббситом, образуются светлые высокоглинозemi-



Фиг. 3. Следы офитовой текстуры в нижнем горизонте железистых латеритов, течение ферриалюмогеля и перемешивание материала, образование гиббсита на месте кварцевого зерна (а), офитовая структура, каолинит развивается по лейстам плагиоклаза. На врезке чешуйки сохранившегося каолинита (б). Gib – гиббсит, Kaol – каолинит, Hem – гематит, Het – гётит.

стые бокситы. Эту зону следует считать зоной алюминиевого метасоматоза, происходящего в глеевой обстановке с участием поровых растворов преимущественно алюминиевого состава.

Ближе к дневной поверхности, за счет снижения интенсивности загазованности, обстановка в профиле меняется с глеевой на окислительную с активным влиянием органических кислот, которые растворяют минералы глинозема, на месте которых осаждаются оксиды и гидроксиды железа. Этот процесс достигает своего максимума у самой поверхности, и зону кирасы можно считать зоной железистого метасоматоза.

Модель инфильтрационного метасоматоза опирается на принципы локального равновесия (Коржинский, 1955). Однако, особенно среди низкотемпературных метасоматитов, вследствие неравномерной проницаемости или малых скоростей реакции, среди них сохраняются реликтовые минералы предыдущих зон. В латеритном бокситоносном покрове это явление развито практически повсеместно. Каолинит сохраняется до верхней границы зоны алюмо-железистого метасоматоза, гётит с гематитом – в зоне алюминиевого метасоматоза, в бокситах, гиббсит – в кирасы.

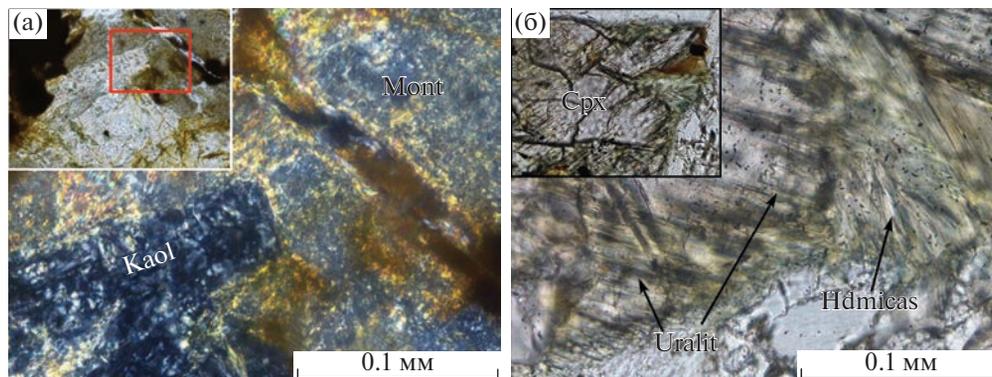
Наиболее убедительный пример – это сохранение тел ферриплантитов, обладающих наиболее высокой плотностью и низкой водопроницаемостью, в зоне алюминиевого метасоматоза. Сам факт сохранения тел ферриплантитов вплоть до кирасы свидетельствует о продолжающемся развитии латеритного бокситоносного покрова и о том, что когда-то сегодняшняя кираса находилась внизу разреза в гидрологической зоне колебания ЗГВ, в то время как верхние части профиля до настоящего времени не сохранились, так как

были срезаны процессами химического и физического выветривания.

Почвенный горизонт с железистыми пизолитами и железистыми корками на глыбах и обломках свидетельствует о том, что в самой верхней части гипергенной инфильтрационной метасоматической колонки наименее мобильным элементом является железо.

В наиболее благоприятном для бокситообразования районе Когон-Томине ФДМ были получены следующие данные. Коэффициент концентрации (R_c) Fe_2O_3 составил по отношению к усредненному материнскому субстрату около 4, тогда как $R_c Al_2O_3$ только около двух. Это значит, что на поверхности автономного ландшафта влажных саванн сохранилось только 2 доли Al_2O_3 , мобилизованного из реально переработанных гипергенными процессами 4 долей материнских пород. Следовательно, порядка 50% из всего исходного глинозема вынесено за пределы латеритного покрова, тогда как железо осталось почти полностью. Из этого можно сделать выводы. Во-первых, в почвенном горизонте разрезов ЛБКВ уничтожение покрова происходит не только физическими, но и химическими процессами. Во-вторых, для ландшафтов влажных саванн преимущественным элементом является именно Fe^{3+} .

В нижней части собственно латеритного покрова происходит его наращивание вниз за счет, в данном случае, преобразования каолинитовых глин на фоне тенденции опускания уровня грунтовых вод и вовлечения глин в зону колебания ЗГВ. Конкретно это выражается в образовании на границе латеритов и глин красных каолинитовых глин за счет начавшейся пропитки их гидрокси-

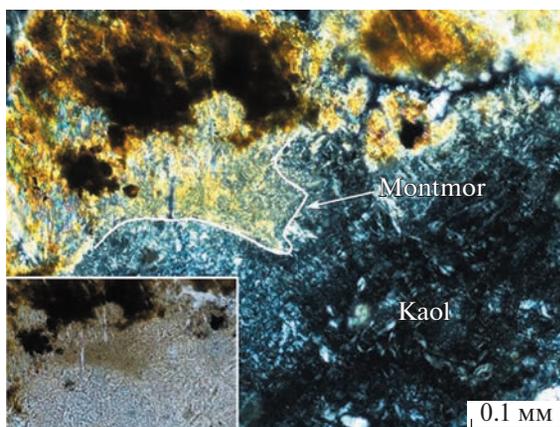


Фиг. 4. Реликты материнских пород в полиминеральных глинах: пластиночки каолинита, развивающиеся по полевым шпатам (а), уралит и гидрослюда, развитые по клинопироксену (б). Mont – монтмориллонит, Kaol – каолинит, Cpx – клинопироксен, Uralit – уралит, Hdmicas – гидрослюда.

В глинистом горизонте латеритного выветривания, так же, как в низкотемпературных метасоматитах, вследствие неравномерной проницаемости и малых скоростей реакций среди вышележащих зон-горизонтов сохраняются реликты предыдущих зон. Например, фрагменты выветрелых материнских пород в зоне полиминеральных глин (фиг. 4а, б), или частичное сохранение гидрослюда в зоне каолинитовых глин (фиг. 5) и т.п.

Горизонт псевдоморфных глин зоны постоянного обводнения является классическим остаточным продуктом выветривания – элювиальной корой выветривания с сохранением текстурных и частично структурных признаков материнского субстрата.

Следует подчеркнуть, что глинистая часть кор выветривания в регионе является огромным резервуаром сохранения дождевых вод на сухой сезон в годовом цикле. Из-за низкой фильтрационной способности псевдоморфных глин дождевые воды коры выветривания продолжают питать по-



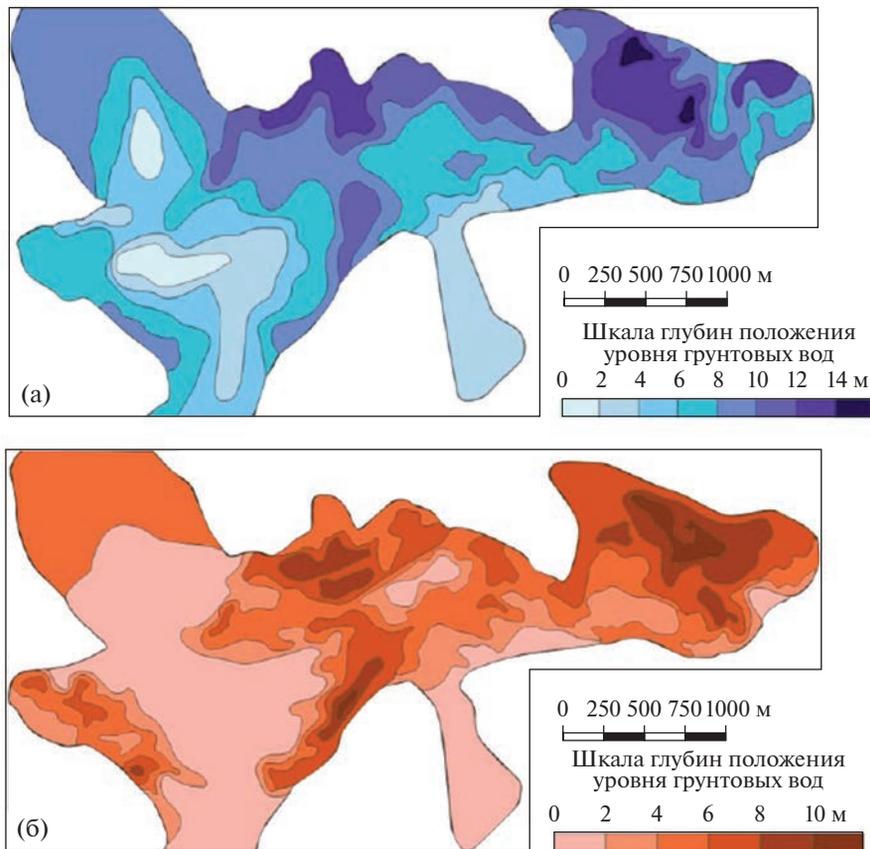
Фиг. 5. Замещение каолинитом полиминеральной глины. Montmor – монтмориллонит, Kaol – каолинит.

верхностный сток с существенно уменьшающимся дебетом почти до следующего сезона дождей. Поэтому плато ФДМ называют водонапорной башней этой части Западной Африки, из-под которой начинаются истоки крупнейших рек региона: Нигера, Сенегала, Гамбии, Фалеме, Томине-Кобул, Конкуре и многих других.

Если бы не было этих хранилищ дождевых вод в коре выветривания, то за 4–6 месяцев сухого сезона вся растительность, скорее всего, была бы уничтожена, и ландшафты были бы пустынные и полупустынные.

ПРИМЕНЕНИЕ ТЕОРИИ ЗОНАЛЬНОСТИ К РЕШЕНИЮ ВОПРОСОВ ФОРМИРОВАНИЯ БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И БОКСИТОНОСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ

Теория и закономерности формирования зональности имеет важное значение в вопросе прогнозирования бокситоносности. В ЛБКВ мощностью потенциально бокситоносной части латеритного покрова строго контролируется глубиной залегания уровня грунтовых вод. Это подтверждается на примере сравнительно крупных месторождений. На месторождении Дебеле прослежена связь между наличием и мощностью бокситорудных тел и глубиной залегания от дневной поверхности зеркала грунтовых вод (фиг. 6). Характерно, что на участках, где уровень грунтовых вод близко (2–4 м) подходит к дневной поверхности или выходит на нее, с образованием заболоченных топких мест, в латеритном покрове отсутствуют бокситорудные тела. Картирование позволило выявить наиболее обширный безрудный участок в районе западной вершины бовали Дебеле с пологой мультдобразной складкой, которая обусловила высокое положение уровня грунтовых вод. Напротив, в ядре антиклинальных складок высокого порядка и в тектонически нарушенных зонах, где уровень грунтовых вод рас-



Фиг. 6. Карты глубин положения уровня грунтовых вод в сезон дождей (а) и мощности бокситов (б) на месторождении Дебеле.

полагается глубоко, мощность бокситов заметно повышается.

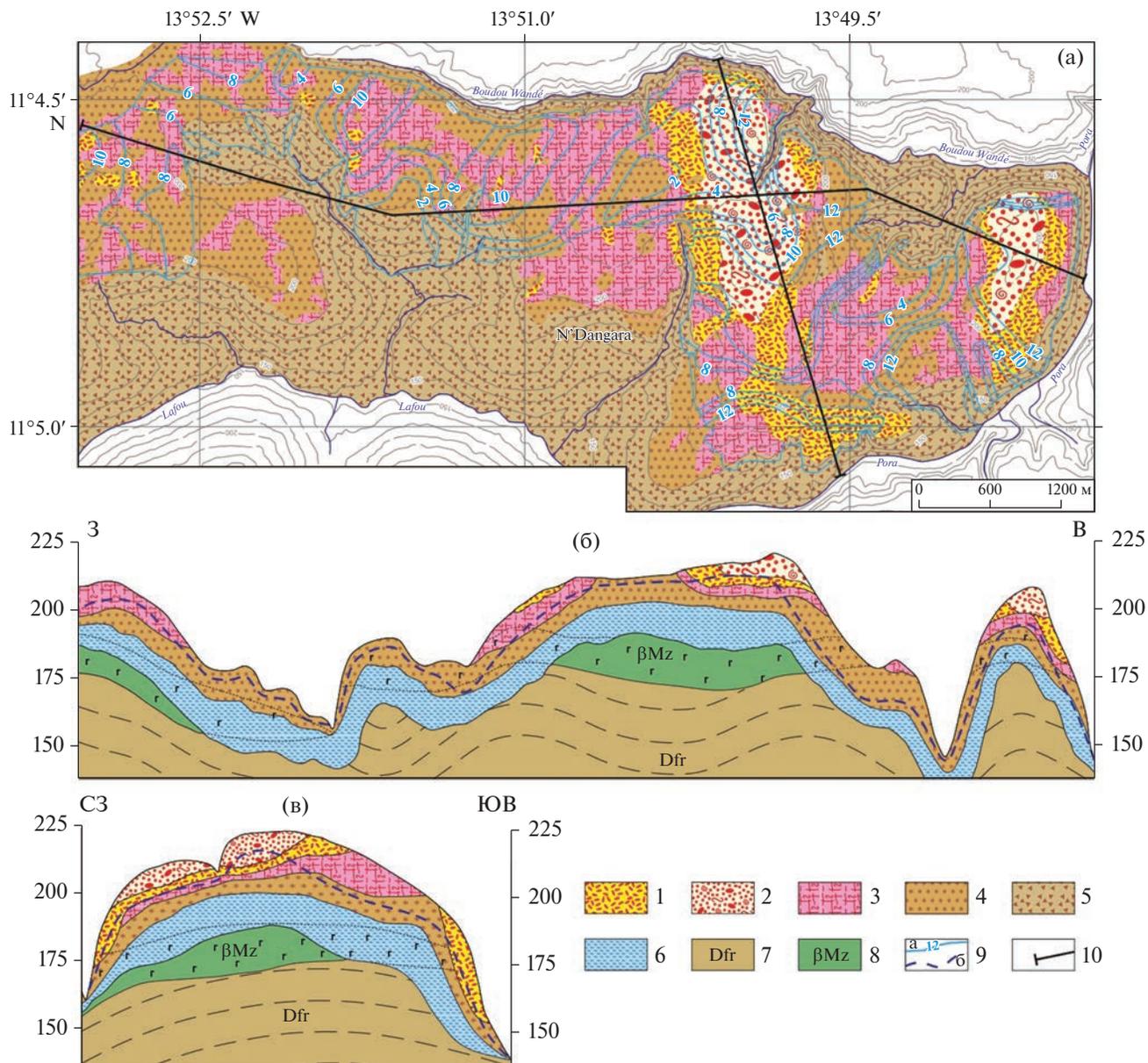
Выявленный гидрогеологический контроль наличия и мощности бокситорудных залежей в латеритных покровах объясняет и отсутствие промышленных бокситов на обширных пространствах более низких и менее расчлененных поверхностей. Например, для II и III геоморфологических уровней в районе месторождения Боэ (Гвинея-Биссау) уровень грунтовых вод залегает близко к дневной поверхности.

Таким образом, на разных по возрасту – эоценовый на месторождении провинции ФДМ Дебеле и плиоцен-нижнечетвертичный на Боэ – геоморфологических уровнях рельефа близкая гидрогеологическая ситуация обуславливает сходный химический состав продуктов выветривания, но причины, определившие высокое положение уровня грунтовых вод, различны (Мамедов и др., 2020). На Дебеле – это локальный структурный контроль – синклиналиная складка, а на Боэ преимущественно геоморфологический – степень расчлененности рельефа, т.е. отношение периметра к площади бовали, и связь с притоком воды с сопряженных более высоких уровней рельефа (Ма-

медов и др., 2022). Чем быстрее осуществляется сброс воды по водоупорному глинистому горизонту, тем ниже будет находиться статический уровень грунтовых вод, а также будут создаваться более благоприятные условия для образования более мощных и более качественных бокситов. Например, на месторождении Н’Дангара существенно железистые бокситы и латериты обнаружены в виде пятен в мульдообразных синклиналях, где ЗГВ практически выходит на поверхность (фиг. 7).

Следовательно, по положению зеркала грунтовых вод и по составу пород латеритного покрова можно косвенно судить о характере пликативных структур и их размерах.

Литологическая и минералого-геохимическая зональность является наиболее надежным доказательством латеритной проработанности обломочных образований. Применение этого критерия позволило обосновать осадочно-латеритное происхождение бокситов месторождений группы Меенги-Фоссека, Баландугу и др., которые залегают на кварцевых песчаниках ордовикского возраста.



Фиг. 7. Геологическая карта с изолиниями положения зеркала грунтовых вод в сезон дождей (а), продольный (б) и поперечный (в) разрезы месторождения Н'Дангара. 1–2 осадочно-латеритные бокситы по отложениям серии Сангареди: 1 – конгломерат-бокситы; 2 – песчаниковидные и гравелит-бокситы; 3 – бокситы по коренным породам латеритные in situ и гелефицированные; 4 – железистые бокситы некондиционные и железистые латериты; 5 – бокситы железистые обломочные (по молодым делювиальным и делювиально-пролювиальным образованиям); 6 – глины латеритные псевдоморфные каолинитовые и полиминеральные по коренным породам; 7 – алевро-аргиллиты девона, свита Фаро; 8 – конга-диабазы мезозойской трапповой формации; 9 – изолинии положения зеркала грунтовых вод в сезон дождей: а – изолинии глубины залегания от дневной поверхности (на карте), б – положение на разрезах; 10 – линии геологических профилей.

Определение генезиса бокситовых залежей, сложенных обломочными породами, обычно является непростой задачей, часто сам факт наличия обломочных структур со следами переотложения и дифференциации обломочного материала приводит к отнесению таких структур к осадочному типу (Михайлов, 1969; Селиверстов, 1983 и др.). Однако смена качества бокситов в

разрезах месторождений Меенги, Фоссека, Баландугу Южная, Дебеле Восточная и др. не нашла отражения в данной теории. Они имеют принципиально однотипное строение, аналогичное корам выветривания, сформированным по коренным породам – глинистым сланцам или долеритам, но с повышенным содержанием кремнезема в виде кварца и обломочными структурами бок-

ситов. Это хорошо видно из сопоставления разрезов с привлечением данных о гидрогеологической зональности и смене состава подземной атмосферы. Бокситоносный латеритный покров мог сформироваться только благодаря наличию рыхлого переотложенного субстрата, проработанного латеритным выветриванием совместно с подстилающими кварцевыми песчаниками. Это свидетельствует об осадочно-латеритном, а не осадочном, генезисе этих месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в результате детальных разведочных работ и круглогодичных наблюдений за гидрогеологическим режимом на крупных месторождениях, а также специальных гидрохимических исследований различных типов вод и изменений газового состава подземной атмосферы в ЛБКВ крупнейшей бокситоносной провинции ФДМ, позволили впервые на надежной фактической базе сделать ряд важных выводов об условиях и особенностях формирования зональности в строении профиля выветривания.

1. На поверхности положительных форм рельефа по алюмосиликатному субстрату литосферы в результате воздействия агентов гидросферы, атмосферы и биосферы формируется однотипная вертикальная гипергенная метасоматическая зональность, включающая тела бокситов. Эти породы, образовавшиеся в определенной вертикальной последовательности, относятся к полному или сублатеритному типу бокситоносных кор выветривания, строго обусловленной вертикальной гидрогеологической зональностью в сезон дождей, периодическим продуцированием активных реагентов органических кислот, а также углекислого и угарного газов за счет разложения и окисления растительных остатков в биологически активной среде. Определена взаимосвязь зональности продуктов выветривания с изменениями гидрогеологического и газового режимов в профиле выветривания.

2. Изменения в профиле выветривания происходят в соответствии с главными закономерностями низкотемпературного инфильтрационного метасоматоза, что позволяет отнести ЛБКВ к продуктам инфильтрационного гипергенного метасоматоза.

3. Профиль выветривания в силу особенностей гидродинамических потоков дождевых вод, проходящих через ЛБКВ, состоит из двух пространственно совмещенных в плане, но раздельных по вертикали метасоматических колонок:

– верхней, собственно латеритного покрова, сложенного в основном продуктами гидролиза конечного латеритного выветривания, т. е. гидроксидными и оксидами железа и алюминия;

– нижней, сложенной глинистым элювием, продуктами гидратирования и разложения алюмосиликатов – полиминеральными глинами и каолинитом.

В обеих колонках процессы изменения начинаются с воздействия одних и тех же дождевых вод, но отличаются гидродинамическими параметрами в каждой из колонок. Вода-реагент, проходящая через верхнюю колонку (поровые растворы), активно реагирующая с органикой и растительной, приводящая к мощному перераспределению вещества, после встречи с зеркалом грунтовых вод в силу своего малого количества, разбавляется настолько, что не оказывает практического влияния на состав грунтовых вод, которые фильтруются через нижнюю колонку.

4. В верхней и в нижней гипергенных инфильтрационных колонках процессы взаимодействия растворов и пород в целом соответствуют главным закономерностям низкотемпературного инфильтрационного метасоматоза:

– происходит растворение одних минералов, и на их месте образуются новые минералы при сохранении твердого состояния пород;

– из-за низкой скорости реакций и различной проницаемости среды не выдерживается локальное равновесие, и в каждой зоне сохраняются реликты предыдущих зон;

– по мере интенсификации процесса происходит уменьшение количества минералов;

– в верхней колонке в почвенном горизонте в тыловой зоне большинство компонентов становятся подвижными – происходит химическая деградация профиля выветривания.

При этом условия, механизмы и главные процессы, которые происходят в верхней и нижней колонках, существенно различаются.

В нижней колонке главными процессами являются вынос щелочных, щелочноземельных элементов и кремния, интенсивность которых увеличивается снизу вверх по мере нарастания скорости протока и смены вод и растворимости подвижных элементов. Роль органического вещества и продуктов его трансформации при этом не является определяющей. Именно глинистый горизонт можно рассматривать как остаточный элювиальный продукт выветривания, не учитывая абсолютное накопление кристаллизационной воды.

В верхней колонке процессы выноса–привноса и перераспределения вещества происходят на фоне изменения геохимической обстановки при определяющей роли органики и продуктов ее трансформации – органических кислот, угарного и углекислого газа. Среда меняется от окислительной – зоны алюмо-железистого метасоматоза внизу к глеевой – зоны алюминиевого метасо-

матоза в средней части и снова к окислительной — зоны железистого метасоматоза ближе к дневной поверхности.

Таким образом, современный гидрогеологический и газовый режим в бокситоносных латеритных покровах контролируют минералого-геохимическую зональность. Особенности биолого-почвенных процессов, гидродинамики и гидрохимии в профиле выветривания приводят к пороговому характеру смены физико-химических и биохимических условий, обеспечивая действие геохимических (окислительных, восстановительных, глеевых, адсорбционных) барьеров — главного механизма зонального распределения вещества в латеритных корах выветривания. Литологическая и минералого-геохимическая зональность являются наиболее надежным доказательством латеритной проработанности обломочных образований. Применение этого критерия позволяет обосновать осадочно-латеритный генезис многих месторождений. Применение теории и закономерностей формирования зональности имеет важное значение при прогнозировании бокситоносности — в ЛБКВ мощность потенциально бокситоносной части латеритного покрова строго контролируется глубиной залегания уровня грунтовых вод.

Наличие в профиле выветривания гидрогеологической зоны инфильтрации и аэрации мощностью не менее 4–6, а лучше 8–12 м на залегающих субгоризонтально материнских алюмосиликатных породах, в благоприятных геоморфологических условиях, вместе с зональностью газового режима в профиле, в условиях переменного влажного климата, безусловно являются главными факторами формирования зональности в ЛБКВ. Все остальные факторы действуют опосредованно, через создание благоприятных гидрогеологических и газовых условий.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА” за проведенные аналитические исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН “Структурно-химические неоднородности и парагенетические ассоциации минералов как отражение процессов петро- и рудогенеза” № 121041500220-0.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бронева В.А., Копейкин В.А., Теняков В.А. Условия равновесия системы гиббсит — каолинит и некоторые проблемы латерито- и бокситообразования // Новые данные по геологии бокситов. Вып. 3. 1975. С. 16–30.

Бушинский Г.И. Геология бокситов. М., Недра, 1975. 411 с.

Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода — порода: в 5 томах. Том 1: Система вода-порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.]; отд. редактор тома Б.Н. Рыженко; ИНГГ СО РАН [и др.]. Новосибирск, СО РАН, 2007. 389 с.

Геологическая эволюция и самоорганизация системы вода — порода: в 5 томах. Том 2: Система вода-порода в условиях зоны гипергенеза / С.Л. Шварцев [и др.]; отд. редактор тома Б.Н. Рыженко; ИНГГ СО РАН [и др.]. Новосибирск, СО РАН, 2007. 389 с.

Жданов В.В. Метасоматиты, опыт изучения и картирования. СПб.: ВСЕГЕИ., 1999. 56 с.

Жуков В.В., Богатырев Б.А. Динамические модели латеритного бокситообразования // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 441–471.

Кашик С.А. Формирование минеральной зональности в корах выветривания. Новосибирск: Наука, 1989. 161 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1955. С. 335–456.

Макарова М.А., Мамедов В.И., Алехин Ю.В., Шипилова Е.С. Уникальная роль поровых растворов при образовании бокситов в латеритных корах выветривания (Гвинейская Республика) // Доклады Академии Наук, серия Геохимия. 2019. Т. 489. № 1. С. 60–64.

Мамедов В.И., Воробьев С.А. Газовый режим бокситоносной латеритной коры выветривания (Гвинейская республика) // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2011. № 6. С. 28–36.

Мамедов В.И., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Макарова М.А., Боева Н.М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка). Часть 1: общие сведения // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 178–192.

<https://doi.org/10.31857/S0016777020020021>

Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Внучков Д.А., Бортников Н.С. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка). Часть 2: Влияние состава материнских пород на распространенность и качество бокситов // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63. № 5. С. 1–28.

<https://doi.org/10.31857/S001677702105004X>

Мамедов В.И., Макарова М.А., Зайцев В.А. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джаллон-Мандинго (Западная Африка). Часть 3: влияние геоморфологического фактора и возраста рельефа на распределение, масштабы и качество залежей бокситов // Геология руд. месторождений. 2022. Т. 64, № 5. С. 1–30.

<https://doi.org/10.31857/S0016777022050070>

Метасоматизм и метасоматические породы / Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М.: Недра, 1969. 179 с.

Михайлов Б.М. Время и условия образования латеритных покровов современной тропической зоны земли // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 6. С. 96–104.

Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирова-

- ния профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 90 с.
- Селиверстов Ю.П.* Ландшафты и бокситы. Л.: Изд. ЛГУ, 1983. 260 с.
- Сиротин В.И.* Метасоматическая модель формирования визейского бокситоносного латеритного профиля КМА // Вестн. ВГУ. Сер. геол. 2000. № 9. С. 7–15.
- Шварцев С.Л.* Вода как главный фактор глобальной эволюции // Вестник РАН. 2013. Т. 83, № 2. С. 124–131. <https://doi.org/10.7868/S0869587313020199>
- Шупилова Е.С., Мамедов В.И., Боева Н.М.* Минералогическо-петрографические особенности нижнего горизонта железистых латеритов и ферриплантитов провинции Фута Джаллон-Мандинго (Гвинея, Западная Африка) // Геология руд. месторождений. 2022. Т. 64. № 5. С. 595–614. <https://doi.org/10.31857/S0016777022050112>
- Anderson S. P., von Blanckenburg F., White A. F.* Physical and chemical controls on the critical zone // Elements. 2007. V. 3. № 5. P. 315–319. <https://doi.org/10.2113/gelements.3.5.315>
- Bardossy G. And Aleva G.J.J.* Lateritic Bauxites. Developments in Economic Geology 27, Elsevier Sci. Publ. 1990, 624 p.
- Boulangé B.* Les formations bauxitiques lateritiques de Cote-d'Ivoire. Travaux et Documents de l'ORSTOM, № 175. Orstom – Paris. 1984. p. 342.
- Brantley S. L., White A. F.* Approaches to modeling weathered regolith // Rev. Mineral Geochem. 2009. V. 70. № 1. P. 435–484. <https://doi.org/10.2138/rmg.2009.70.10>
- Braun J.-J., Marechal J.-C., Riotte J., Boeglin J.-L., Bedimo J.-P., Ngoupayou N.J., Nyeck B., Robai, H., Sekhar, M., Audry S., Viers J.* Elemental weathering fluxes and saprolite production rate in a Central African lateritic terrain (Nsimi, South Cameroon) // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 99. P. 243–270. DOI:10.1016/j.gca.2012.09.024
- Edmond J. M., Palmer M.R., Measures C.I., Grant B., Stallard R.F.* The fluvial geochemistry and denudation rate of the Guayana Shield in Venezuela, Colombia, and Brazil // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59. № 16. P. 3301–3325. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00128-M](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00128-M)
- Eggleton R.A., Taylor G., Gleuher M.L., Foster L.D., Tilley D.B., Morgan C.M.* Regolith profile, mineralogy and geochemistry of the Weipa Bauxite, northern Australia. Australian Journal of Earth Sciences, 55(sup1), S17–S43. <https://doi.org/10.1080/08120090802438233>
- Fritz S. J.* A comparative study of gabbro and granite weathering // Chemical Geology. 1988. V. 68. № 3–4. P. 275–290. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(88\)90026-5](https://doi.org/10.1016/0009-2541(88)90026-5)
- Giorgis I., Bonetto S., Giustetto R., Lawane A., Pante, A., Rossett, P., Thomassin J.H., Vinai R.* The lateritic profile of Balkouin, Burkina Faso: Geochemistry, mineralogy and genesis. J. African Earth Sciences. 2019. № 90. P. 31–48. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.11.006>
- Gu J., Huang Z., Fan H., Jin Z., Yan Z., Zhang J.,* Mineralogy, geochemistry, and genesis of lateritic bauxite deposits in the Wuchuan–Zheng'an–Daozhen area, Northern Guizhou Province, China // J. Geochemical exploration. 2013. T. 130. C. 44–59. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2013.03.003>
- Hao X., Leung K., Wang R., Sun W., Li Y.* The geomicrobiology of bauxite deposits // Geoscience Frontiers. 2010. V. 1. № 1. P. 81–89. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2010.06.001>
- Helgeson H.C., Garrels R.M., MacKenzie F.T.* Evolution of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions // Geochim. Cosmochim. Acta. 1968. V. 32. № 8. P. 853–877. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(69\)90127-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(69)90127-6)
- Hickman A.H., Smurthwaite A.J., Brown I.M., Davy R.* Bauxite mineralisation in the Darling Range, Western Australia. Geological Survey of Western Australia. 1992. Report 33. Perth. 92 p.
- Lajoinie J.P., Bonifas M.* Les dolerites de Konkoure et leur alteration lateritique // Bull. Soc. Fr. Geol., Mines. Paris. 1961. V. 2. P. 1–34.
- Lindgren W.* The nature of replacement // Economic Geology. 1912. V. 7. P. 521–535.
- McFarlane M.J.* Laterite and landscape. Academic Press, London. 1976. P. 151.
- Merino E., Dewers T.* Implications of replacement for reaction–transport modeling // J. Hydrology. 1998. V. 209. № 1–4. P. 137–146.
- Peixoto S.F., A.M.C. Horbe,* Bauxitas do nordeste do Amazonas // Revista Brasileira de Geociencias. 2008. 38(2). P. 406–422. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2008382406422>
- Schumann A.* Changes in mineralogy and geochemistry of a nepheline syenite with increasing bauxitization, Poços de Caldas, Brazil // Chemical Geology. 1993. V. 107. № 3–4. P. 327–331. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90202-T](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90202-T)
- Sidibe M., Yalcin M. G.* Petrography, mineralogy, geochemistry and genesis of the Balaya bauxite deposits in Kindia region, Maritime Guinea, West Africa // J. African Earth Sciences. 2019. V. 149. P. 348–366. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.08.017>
- Tardy, Y., Nahon, D.* Geochemistry of laterites, stability of Al-goethite, Al-hematite, and Fe³⁺-kaolinite in bauxites and ferricretes; an approach to the mechanism of concretion formation // American J. Sci. 1985. V. 285, № 10. P. 865–903. <https://doi.org/10.2475/ajs.285.10.865>
- Tardy Y.* Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. Paris. Masson. 1993. 459 p.