

УДК 553.068.368+553.492.1+551.432.88

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ НИЖНЕГО ГОРИЗОНТА ЖЕЛЕЗИСТЫХ ЛАТЕРИТОВ И ФЕРРИПЛАНТИТОВ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛОН-МАНДИНГО (ГВИНЕЯ, ЗАПАДНАЯ АФРИКА)

© 2022 г. Е. С. Шипилова^{а, *}, В. И. Мамедов^а, Н. М. Боева^{а, **}

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

*e-mail: lena.geomsu@gmail.com

**e-mail: boeva@igem.ru

Поступила в редакцию 20.03.2022 г.

После доработки 15.04.2022 г.

Принята к публикации 30.04.2022 г.

При детальном изучении профиля бокситоносной латеритной коры выветривания провинции Фута Джалон-Мандинго впервые установлен горизонт железистых латеритов. Этот горизонт, встречающийся повсеместно между глинистым горизонтом и бокситовой зоной, пространственно связан с гидрогеологической зоной колебания зеркала грунтовых вод. Его образование происходило за счет мощного накопления минералов железа, благодаря действию интенсивного окислительного геохимического барьера в результате активного железистого метасоматизма. В этом горизонте образовались плиты и линзы высокожелезистых пород – ферриплантитов. Химический состав ферриплантитов в абсолютных количествах породообразующих компонентов показывает, что при их формировании происходило накопление Fe_2O_3 в 9–11 раз активнее по сравнению с каолининовыми глинами и примерно в 2 раза, по сравнению с железистым горизонтом в целом. Это сопровождалось мощным выносом кремнезема из нижней части профиля. Изучение минералого-петрографических особенностей ферриплантитов позволило установить их состав, последовательность образования минералов. Выявлено несколько генераций главных породообразующих железистых минералов в сургучно-красных и табачно-охристых ферриплантитах – гематита и гетита соответственно. Установлены характер взаимодействия и форма нахождения минералов. Также впервые установлено участие биоты в перераспределении вещества и образовании био- и фитоморфоз.

Ключевые слова: ферриплантит, железистый горизонт, бокситоносная латеритная кора выветривания, провинция Фута Джалон-Мандинго, гематит, гетит

DOI: 10.31857/S0016777022050112

ВВЕДЕНИЕ

Бокситоносная латеритная кора выветривания (ЛКВ) – это ассоциация гипергенных пород с устойчивой зональностью, сформировавшаяся в результате инфильтрационно-метасоматических процессов. Классический латеритный профиль имеет следующую зональность (сверху вниз) – почва, кираса, боксит, глина и материнский субстрат. При детальном изучении профиля бокситоносной ЛКВ провинции Фута Джалон-Мандинго (ФДМ) впервые установлено, что в подавляющем большинстве разрезов между бокситами и глинами четко прослеживается горизонт железистых латеритов (Mamedov et al., 2020a). Генезис железистого горизонта, его приуроченность к гидрогеологической зоне колебания зеркала грунтовых вод до сих пор оставался невыяснен-

ным. Выявление железистого горизонта играет важную роль при эксплуатации бокситовых месторождений.

Данный горизонт может присутствовать и в других месторождениях мира, но, как правило, при бурении скважин на бокситы, при низком бортовом содержании алюминия ($Al_2O_3 \leq 38\%$), на границе бокситового горизонта с железистым бурение останавливалось. Именно поэтому в литературе нет описания этого горизонта. В провинции ФДМ проходка скважин не ограничивалась только бокситовым горизонтом, поэтому удалось выявить повсеместное распространение данного горизонта на всей ее территории. Железистый горизонт сложен глинистыми и железистыми латеритами. С нижних железистых латеритов начинается собственно латеритный покров,

образование которого наряду с выносом кремнезема и других подвижных компонентов, происходит за счет метасоматического привноса вещества. Особенно мощного привноса железа (Fe_2O_3), а также значительного — алюминия (Al_2O_3). Внутри данного горизонта железистых латеритов в отдельных подзонах-прослоях материнского субстрата концентрация железа достигает своего максимума, и образуются плиты и линзы очень крепких, плотных, высокожелезистых пород — ферриплантитов неясно полосчатой или массивной текстуры, табачно-охристого или сургучно-красного цвета (Mamedov, 2005). Эти высокожелезистые образования встречаются практически повсеместно и залегают, в основном, субгоризонтально. И хотя образуются они только внутри горизонта нижних железистых латеритов, наблюдаются они и внутри вышележащих бокситов. Это является очень наглядным и важным аргументом в пользу непрерывного развития профиля бокситоносной ЛКВ, как гипергенной инфильтрационной метасоматической колонки с наступлением каждой зоны горизонта сверху вниз за счет замещения нижележащих пород. При развитии профиля, опускании зеркала грунтовых вод и переходе из гидрогеологической зоны в зону аэрации и инфильтрации — в зону бокситов, они медленнее замещаются глиноземным веществом.

В литературе для существенно железистых образований в латеритах широко используются термин “феррикрит”. Он введен в 1902 (Lampurgh). Феррикриты — породы, образованные цементацией почв, аллювия или коллювия водными оксидами железа (в основном гетита), полученного из кислых вод. В отличие от феррикритов, железные латериты образуются в результате удаления подвижных элементов, в связи с длительным и интенсивным химическим выветриванием (Aleva, 1994; Widdowson, 2008). Во многих случаях феррикриты описываются учеными в безбокситовых латеритных корках выветривания (Tardy, Nahon, 1985; Nahon, 1986; Thomas, 1994; Beauvais, 1999). Надо отметить, что все описания феррикритов не имеют привязки к вертикальной гидрогеологической зональности.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

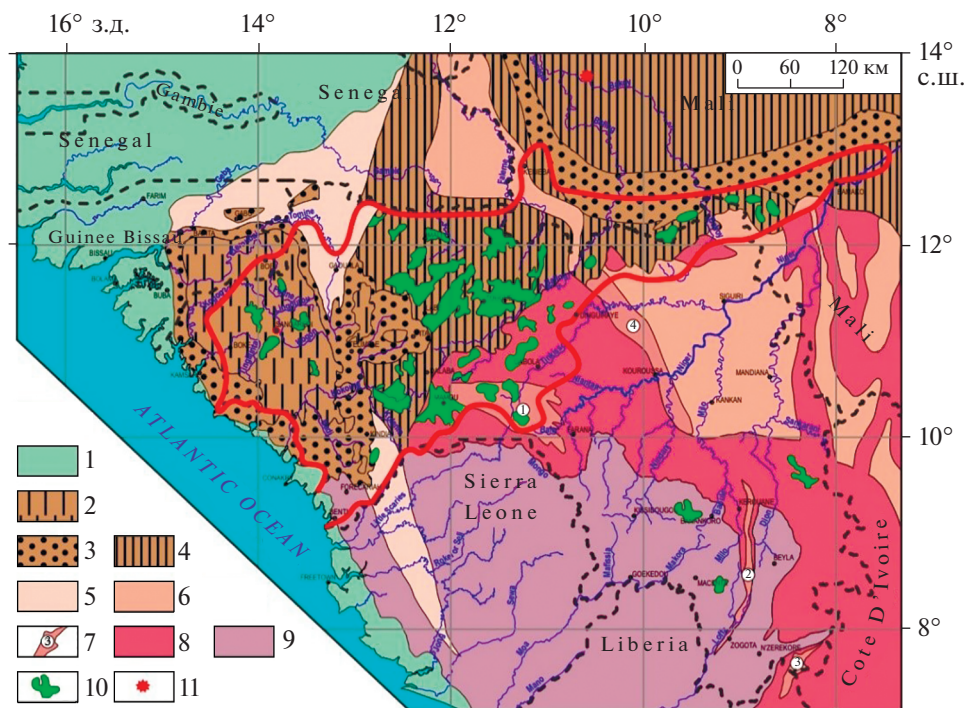
Исследуемый район расположен в крайней западной части Африканского континента, наиболее выступающей в Атлантический океан. Уникальность Гвинейской бокситорудной провинции объясняется тем, что на сравнительно небольшом участке ($1000 \times 1000 \text{ км}^2$), почти на всей территории страны, сосредоточились покровы ЛКВ (Mamedov et al., 2020b). Этому способствовали следующие благоприятные факторы: широкие поля структурно-денудационного ре-

льефа Либерийского щита, приуроченность к влажному тропическому поясу и особые тектонические режимы в течение кайнозоя.

Рассматриваемая территория в региональном плане располагается в западной части Гвинейской синеклизы и приурочена к ядру и северо-восточному крылу крупной синклинали структуры Бове. Рельеф представляет собой ступенчатое плато, расчлененное глубокими врезами долин рек и ручьев бассейна реки Kogon. На плоских, пологоволнистых и пологоступенчатых вершинных поверхностях бовалей (это обособленные плосковерхие возвышенности и водораздельные массивы с абсолютными отметками 200–510 м и относительными превышениями (над долинами рек и ручьев) от 80–120 м до 300–400 м) чередуются участки травянистой, кустарниковой и лесной растительности. Район работ приурочен к ландшафтно-климатической зоне влажных саванн и лесосаванн. Климат территории тропический, переменено-влажный, характеризующийся чередованием дождливого (июнь — октябрь) и сухого (ноябрь — май) сезонов в годовом цикле.

Коренные породы в районе работ представлены алевритами, алевро-аргиллитами и аргиллитами верхней пачки, и песчаниками и алевро-песчаниками нижней пачки свиты Фаро девонского возраста, которые являются наиболее благоприятным субстратом для латеритного бокситообразования (Mamedov et al., 2021). Магматические породы представлены долеритами мезозойского возраста, слагающими многоярусные тела (силлы). Залегание коренных пород субгоризонтальное, обусловлено положением территории вблизи осевой части синклинали Бове. Широким распространением пользуются молодые континентальные образования: делювиальные, делювиально-пролювиальные отложения склонов и шлейфов, аллювий высоких террас и отложения современных речных долин. Все древние и молодые породы на дневной поверхности интенсивно переработаны латеритными процессами с образованием сплошного чехла латеритных кор выветривания. Таким образом, коренной субстрат в пределах изученных бовалей представлен субгоризонтально залегающей толщей чередования терригенно-осадочных пород девона с силлами мезозойских магматических пород (долеритов) (фиг. 1).

Независимо от генетического класса и типа бокситов, их положение в профиле выветривания вполне определенное — они находятся в гидрогеологической зоне аэрации и инфильтрации сезона дождей (фиг. 2). В ее нижней части происходит периодическое накопление CO , CO_2 и уменьшение O_2 (Mamedov, Vorobyev, 2011). Соответственно, в нижней части зоны аэрации образуются менее железистые, светлые, высокоглиноземистые бокситы.



Фиг. 1. Геолого-тектоническая карта провинции Фута Джалон-Мандинго. 1 – мезозойско-кайнозойская перикокеаническая Сенегало-Гвинейская впадина и прибрежно-морские молодые террасы; 2–4 – отложения платформенного чехла: 2 – алевроаргиллиты, аргиллиты, мелкозернистые песчаники девона и силура синклинали Бове; 3 – грубые кварцевые пески, гравелиты и конгломераты ордовика, инфракембрия и венда; 4 – алевро-аргиллиты и песчаники инфракембрия, венда и рифея; 5 – осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические образования пан-африканского этапа тектоно-магматической активизации; 6 – осадочные и вулканогенные образования раннепротерозойской биримской серии и гранитоиды эбурнейской фазы активизации; 7 – интенсивно дислоцированные и метаморфизованные раннепротерозойские терригенные отложения с пластообразными телами, метагаббро, метапироксенитов, амфиболитов и итабиритов раннего этапа (рифты: 1 – Монго, 2 – Симанду и 3 – Нимба) и сложнодислоцированные и метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения Биримской серии с субвулканическими телами основного и кислого состава позднего этапа (4 – рифтогенный прогиб Ниандан-Банье); 8 – граниты, гранито-гнейсы и мигматиты архейского и раннепротерозойского возраста; 9 – архейские и раннепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, гранулиты, чарнокиты с телами и пачками магнетитовых кварцитов; 10 – силлы долеритов и габбро-долеритов мезозойской трапповой формации; 11 – проявление бокситов Ньяколенисирая. (Mamedov et al., 2021).

Вверх по разрезу они становятся красноцветными, и у поверхности, где содержание O_2 становится близким к атмосферному, зачастую сменяются высокожелезистыми латеритами – кирасой.

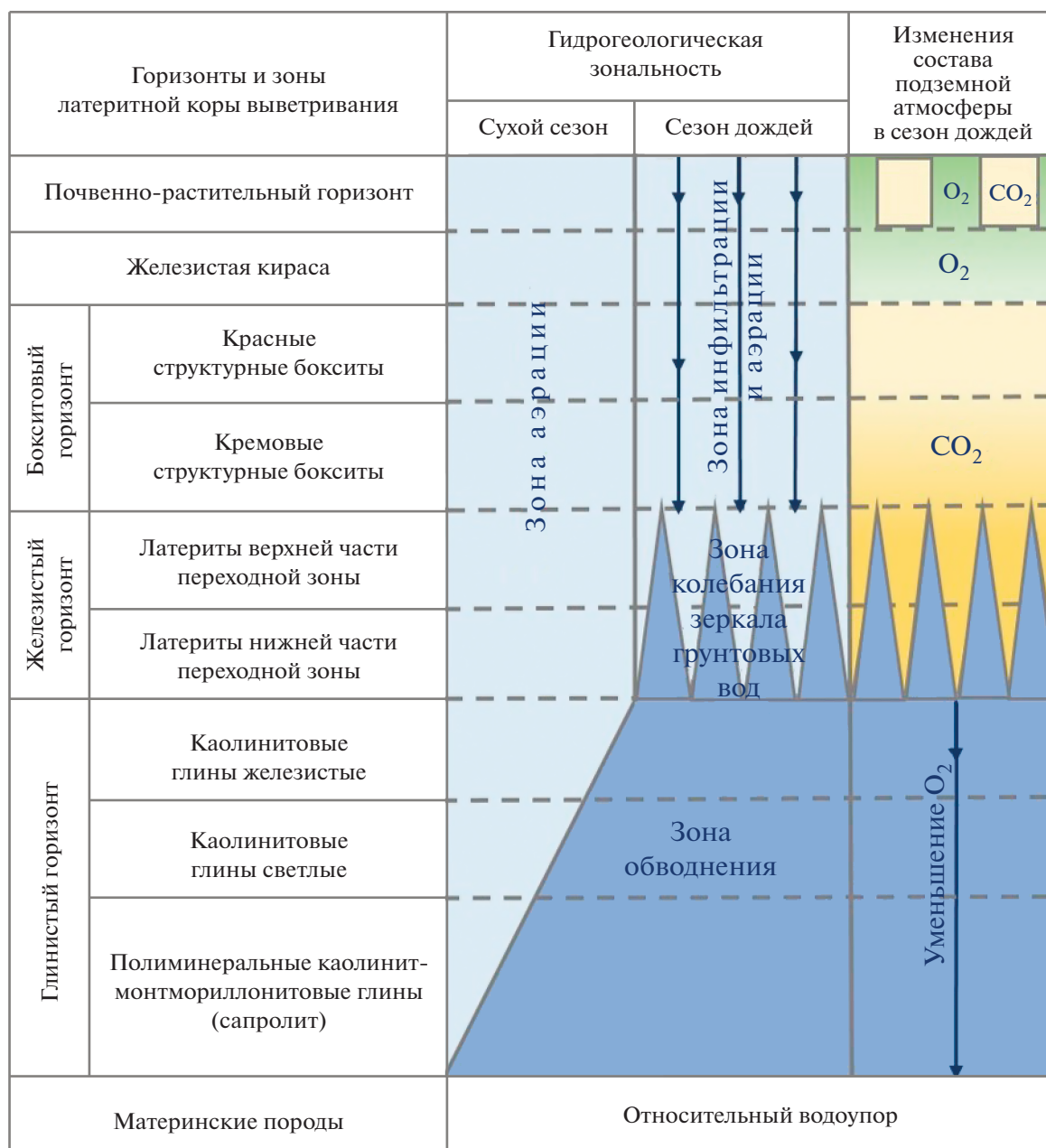
Ниже бокситов в профиле выветривания практически повсеместно залегают железистые латериты так называемого нижнего железистого горизонта. Пространственно горизонт железистых латеритов совпадает с гидрогеологической зоной колебания (от дождя к дождю) зеркала грунтовых вод.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При проведении геологоразведочных работ, включающих бурение скважин, опробование и документацию пород, было получено огромное количество фактического материала. Бурение проводилось до подсечения глинистого интерва-

ла с заходом в него на 1 метр. Весь материал из каждого метрового интервала отбирался и квартовался с помощью стандартного сепаратора (делитель Джонсона) до 3–3.5 кг. Истирание проб проводилось до размерности 100 меш на дисковых истирателях.

Для обоснования повсеместного присутствия железистого горизонта в провинции ФДМ были проанализированы результаты документации и опробования почти 500 колонковых скважин месторождений из 6 различных районов, количество проб – 1850. Мощность данного горизонта варьирует от 1.5 м до 9 м, в среднем составляет 3–4 м. Средние содержания элементов для железистого горизонта были обобщены и рассчитаны по районам. Для уточнения особенностей ферриплантитов были обработаны данные по 60 образцам из разных горизонтов (фиг. 3).



Фиг. 2. Литологическая зональность в профиле латеритной бокситоносной коры выветривания в сопоставлении с гидрогеологической зональностью и изменением газового режима.

Химический состав образцов определен методом XRD с использованием рентгенофлуоресцентного спектрометра Axios RANalytical. Рентгенофазовый анализ проводился на дифрактометре Ultima-IV фирмы Rigaku (Япония). Электронно-микроскопические исследования проводились с помощью сканирующих (СЭМ) CamScan 4 (Cambridge) и TESCAN VEGA ПХМУ (Tescan) микроскопов с энергодисперсионной приставкой (ЭДС).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рентгенофлуоресцентный метод. Химический состав пород нижнего горизонта железистых латеритов приведен в табл. 1.

Содержание железа (Fe₂O₃) (табл. 1) в отдельных разрезах каждого из рассмотренных районов колеблется в достаточно широких пределах от 20–30% до 60–75%. Усредненные значения по районам близки от 37.6 до 47.6%, и в среднем по



Фиг. 3. Карта провинции с местом отбора проб из железистого горизонта. 1 – ЕАР, 2 – ХАЛКО, 3 – КОГОН, 4 – ГАК, 5 – КАДРОЗ, 6 – БСЖР. (Mamedov et al., 2022, с дополнениями)

всем районам составляют 42.6%. Средние содержания глинозема – 29.6%, и это практически на 10% ниже его бортового содержания для бокситов, а содержание кремнезема в среднем всего в 3 раза больше, чем в бокситах провинции. Но единичные значения SiO₂ изменяются в очень широких пределах от 0.7 до 26.4%.

Ферриплантиты отличаются от вмещающих их железистых латеритов по своему химическому составу. Отмечено повышенное содержание Al₂O₃ и SiO₂ (табл. 2). Сургучно-красные ферриплантиты отличаются более высоким содержанием железа, при близких значениях примесей (табл. 2).

Рентгенофазовый метод показал, что гематит, гетит, алюмогетит, гиббсит, каолинит и бемит являются основными минералами во всех образцах. Репрезентативные рентгенограммы показаны на фиг. 4 и 5. Железистые минералы демонстрируют характерные отражения, наиболее важными из которых являются пики гематита 2.69, 2.5 Å, гетита 4.18, 2.45 Å и алюмогетита – 4.20 Å. Другие минералы диагностируются по пикам: гиббсит 4.83 и 4.37 Å, бемит – 2.34, 1.84 Å, каолинит – 7.14 и 3.55 Å.

Специальные исследования с помощью СЭМ показали, что визуально воспринимаемая как афанитовая, гелеморфная масса ферриплантитов имеет микрокристаллическую структуру с измен-

Таблица 1. Средний химический состав латеритов нижнего железистого горизонта

Район	Минимум Fe ₂ O ₃	Максимум Fe ₂ O ₃	Среднее Fe ₂ O ₃	Минимум Al ₂ O ₃	Максимум Al ₂ O ₃	Среднее Al ₂ O ₃	Минимум SiO ₂	Максимум SiO ₂	Среднее SiO ₂
ЕАР	20.2	74.9	42.1	8.6	39.9	30.6	0.4	28	6.2
ХАЛКО	—	71.9	45.3	—	—	30.1	—	—	3.4
КОГОН	22	68.3	42.6	12.3	39.6	29.9	0.6	34.8	6.9
ГАК	30.8	68.8	47.6	14	39.7	27	0.7	19.8	6.3
КАРДОЗ	27.6	47.2	37.6	24.4	39.6	33.1	1.2	19.6	8
БСЖР	32.5	60.6	42.5	15.8	35.4	27	0.6	29.6	12.5
Итого	26.6	65.3	42.9	15	38.8	29.6	0.7	26.4	7.2

Таблица 2. Химический состав ферриплантитов в зависимости от положения в разрезе

Ферриплантиты (ф/п) и их положение в разрезе латеритного покрова	Количество образцов		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃
Ферриплантиты без разделения по типам	51	Макс	21.0	28.7	3.6	83.7
		Мин	1.0	2.0	0.3	46.9
		Сред	6.1	14.4	1.3	63.0
Ферриплантиты табачно-охристые	39	Макс	21.0	28.7	3.0	83.7
		Мин	1.0	2.0	0.3	46.9
		Сред	5.6	14.9	1.2	62.0
Ферриплантиты табачно-охристые из Fe-горизонта	17	Макс	21.0	27.8	3.0	83.7
		Мин	1.1	2.0	0.3	46.9
		Сред	7.5	15.8	1.2	59.7
Ферриплантиты табачно-охристые из низа бокситового горизонта	16	Макс	10.0	28.7	2.0	72.9
		Мин	1.2	7.1	0.6	47.5
		Сред	4.2	16.0	1.2	61.2
Ферриплантиты табачно-охристые из верха бокситового горизонта	6	Макс	10.3	15.4	2.0	77.9
		Мин	1.0	5.6	0.9	63.7
		Сред	3.9	9.3	1.4	70.6
Ферриплантиты сургучно-красные	12	Макс	19.0	20.7	3.6	83.7
		Мин	1.1	2.0	0.3	49.6
		Сред	7.0	11.7	1.4	68.7
Ферриплантиты сургучно-красные из Fe-горизонта	7	Макс	18.4	18.7	1.5	83.7
		Мин	1.1	2.0	0.3	60.0
		Сред	6.4	10.5	0.8	70.3
Ферриплантиты сургучно-красные из низа бокситового горизонта	1		1.2	7.7	0.8	79.4
Ферриплантиты сургучно-красные из верха бокситового горизонта	4	Макс	19.0	20.7	3.6	73.7
		Мин	3.7	10.8	0.6	49.6
		Сред	7.9	14.9	2.4	63.3

чивыми размерами порообразующих минералов от долей мкм до 100–150 мкм, с разнообразными, но характерными для каждого из минералов формами. Широко развиты биопленки, в том числе в ходах роющих организмов, по которым образуются кристаллы гиббсита и гематита.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для оценки изменчивости химического состава внутри нижнего железистого горизонта были обобщены данные рентгенофлуоресцентного анализа для пород нижней, средней и верхней частей толщи железистых латеритов по 6 районам (табл. 3). Благодаря этому были установлены следующие закономерности.

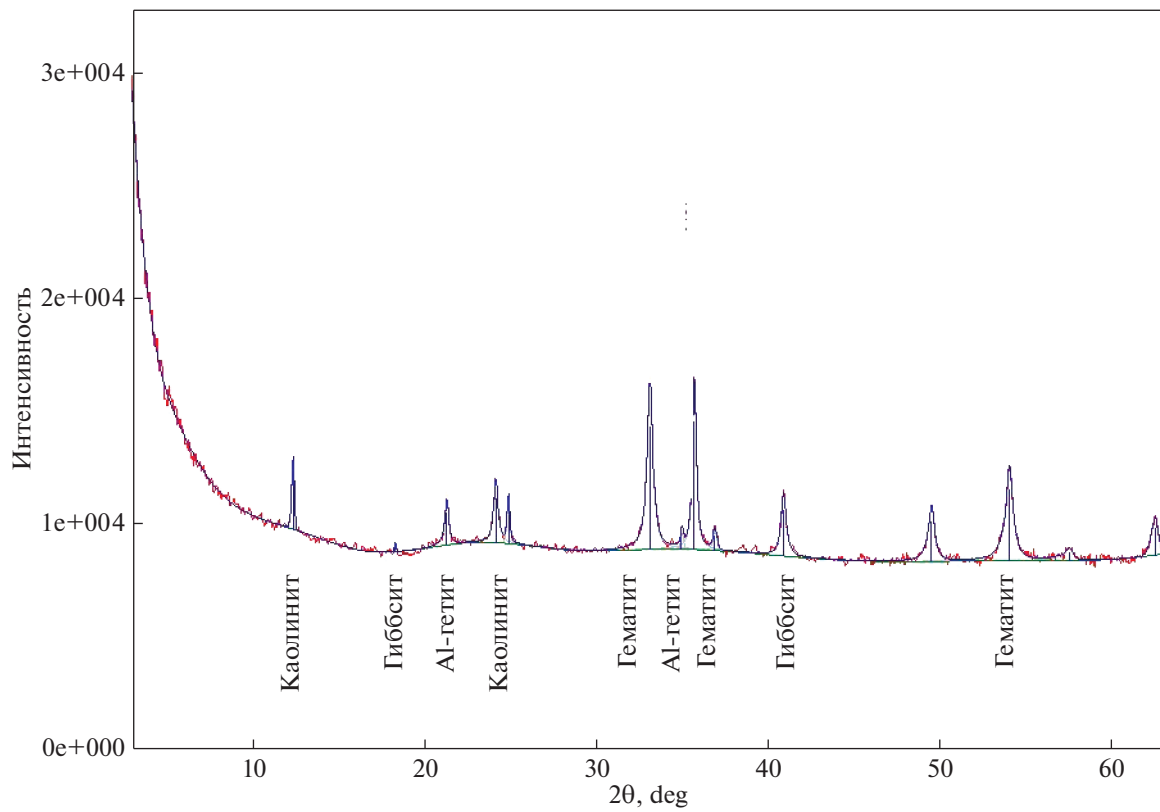
Во-первых, максимальное содержание железа фиксируется в средней части горизонта железистых латеритов. Это связано с тем, что зеркало грунтовых вод при движении вверх–вниз наибольшую часть времени находится именно в

средней части гидрогеологической зоны колебания уровня грунтовых вод. Соответственно, именно в этой части окислительный геохимический барьер срабатывает наиболее интенсивно.

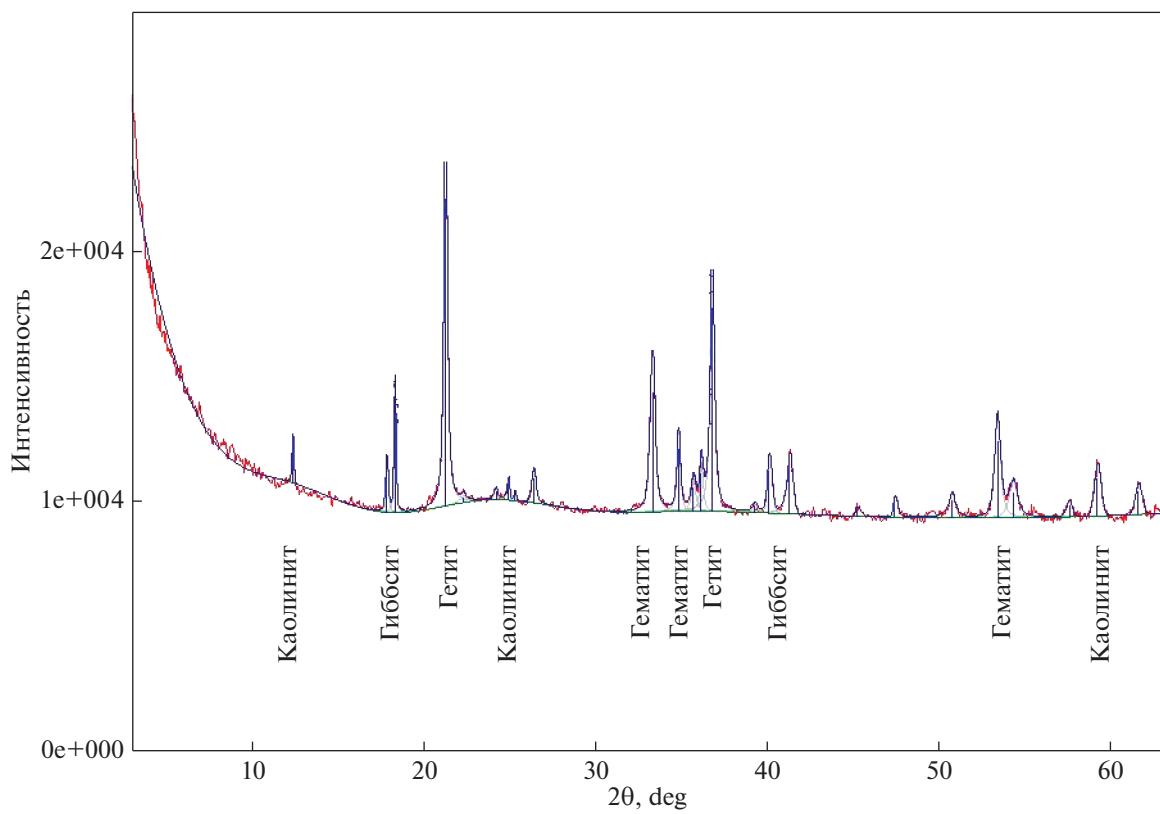
Во-вторых, снизу вверх происходит одностороннее уменьшение содержания кремнезема, что отражает степень латеритизации, то есть растворения и выноса кремнезема. Можно утверждать, что данная зона является собственно зоной латеритизации, в пределах которой снизу вверх породы почти полностью теряют кремнезем и, соответственно, минералы кремнезема перестают быть порообразующими.

В-третьих, в верхней части этого горизонта увеличивается содержание глинозема, также отражая степень латеритизации и привноса в эту зону, наряду с железом, алюминия.

С нижних железистых латеритов начинается собственно латеритный покров, образование которого наряду с выносом кремнезема и других по-



Фиг. 4. Дифрактограмма сургучно-красного ферриплантита.



Фиг. 5. Дифрактограмма табачно-охристого ферриплантита.

Таблица 3. Химический состав верхней, средней и нижней частей железистого горизонта

Верхняя часть железистого горизонта (при мощности от 3 метров)

Район	Минимум Fe ₂ O ₃	Максимум Fe ₂ O ₃	Среднее Fe ₂ O ₃	Минимум Al ₂ O ₃	Максимум Al ₂ O ₃	Среднее Al ₂ O ₃	Минимум SiO ₂	Максимум SiO ₂	Среднее SiO ₂
EAR	29.7	69.1	42.8	13.4	39.8	32.6	0.4	16.4	2.4
HALCO	—	56.9	40.6	—	—	33.4	—	—	2.8
KOGON	30.4	61.3	40.7	18.7	39.9	33.1	0.8	18.4	3.4
GAC	32.6	61.5	44.8	19.6	39.7	30.6	0.7	11.3	3.6
CARDOZ	34.6	38.8	36.9	31.1	39.3	34.8	1.6	13.2	6.2
BSGR	32.5	47.2	40.5	25.2	35.4	30	0.6	21	8.5
Итого	32	55.8	41.1	21.6	38.8	32.4	0.8	16.1	4.5

Средняя часть железистого горизонта (при мощности от 3 метров)

Район	Минимум Fe ₂ O ₃	Максимум Fe ₂ O ₃	Среднее Fe ₂ O ₃	Минимум Al ₂ O ₃	Максимум Al ₂ O ₃	Среднее Al ₂ O ₃	Минимум SiO ₂	Максимум SiO ₂	Среднее SiO ₂
EAR	31	74.9	46.7	9.9	39.9	28.8	0.6	17.5	4.2
HALCO	—	68.9	47.1	—	—	28.6	—	—	3.8
KOGON	31.1	68.3	48.7	12.3	39.2	26.6	0.6	17.2	5.6
GAC	35.5	68.8	53.8	14	37.1	23.7	1.3	17.9	4.9
CARDOZ	32.9	47.2	38.3	27.2	39.6	32.9	1.5	19.1	7.3
BSGR	40.1	60.6	47.9	15.8	33.6	24	0.6	22	10.7
Итого	34.1	64.8	47.1	15.8	37.9	27.4	0.9	18.7	6.1

Нижняя часть железистого горизонта (при мощности от 3 метров)

Район	Минимум Fe ₂ O ₃	Максимум Fe ₂ O ₃	Среднее Fe ₂ O ₃	Минимум Al ₂ O ₃	Максимум Al ₂ O ₃	Среднее Al ₂ O ₃	Минимум SiO ₂	Максимум SiO ₂	Среднее SiO ₂
EAR	23.6	66.3	41.4	8.6	39.8	28.7	0.5	35.6	9.8
HALCO	—	66.4	43.6	—	—	28.1	—	—	5.3
KOGON	22	60	40	17.1	39.3	28.9	0.7	34.8	12.1
GAC	31.8	65.5	46.6	15.7	33.8	24.8	1.8	19.8	10.8
CARDOZ	32.9	40.8	36.5	26.9	35.5	31.2	2.9	19.6	12
BSGR	33.2	47.8	39.3	17.5	33.1	26.7	1.8	29.6	15.3
Итого	28.7	57.8	41.2	17.2	36.1	28.1	1.5	27.9	10.9

движных компонентов, происходит за счет метасоматического привноса вещества. Особенно мощного привноса железа (Fe_2O_3), а также значительного (до 100–200 кг/т Al_2O_3) – алюминия.

Внутри данного горизонта железистых латеритов в отдельных прослоях концентрация железа достигает своего максимума и образует плиты ферриплантитов. По отношению к составу материнского субстрата коэффициент концентрации (Кк) Fe_2O_3 достигает величин 7–8, то есть в них содержание железа (в пересчете на Fe_2O_3) в 7–8 раз превышает его содержание в материнских породах.

Были выявлены некоторые особенности табачно-охристых ферриплантитов. Снизу вверх по разрезу в них уменьшается содержание кремнезема (табл. 2). Но если сравнить ферриплантиты из железистого горизонта и из нижней части бокситов, то по содержанию Al_2O_3 они почти идентичны. При этом значительно увеличилось количество свободного глинозема, т.е. наблюдается процесс латеритизации. В самой верхней части бокситов произошло увеличение содержания железа. С одной стороны, сохраняются наиболее плотные и более железистые разновидности, образованные в зоне колебания зеркала грунтовых вод, а с другой – в верхней близповерхностной части происходит предпочтительное накопление железа в профиле выветривания выше зоны загазованности. Для сургучно-красных ферриплантитов снизу вверх, в среднем, происходит увеличение содержания кремнезема от 6.4 до 7.9. Содержание Al_2O_3 также увеличивается вверх по разрезу от 10.5 до 14.9%.

Образование ферриплантитов, как и всего горизонта железистых латеритов, происходит в зоне колебания зеркала грунтовых вод за счет каолиновых глин, залегающих ниже, которые постепенно (по мере общего опускания уровня грунтовых вод) вовлекаются в эту зону.

Минералого-петрографические особенности ферриплантитов

Главной минералогической особенностью ферриплантитов является преобладание в их составе минералов оксидов и гидрооксидов железа. В табл. 4 приведены результаты рентгенофазового анализа табачно-охристых и сургучно-красных образцов ферриплантитов. Табачно-охристые разновидности отличаются преобладанием в своем составе гидроксида железа – гетита, его среднее содержание составляют до 54%. В сургучно-красных ферриплантитах преобладает оксид железа – гематит, его среднее содержание – до 56.3%. Также в сургучно-красных ферриплантитах содержание бемита в единичных случаях достигает 14%, в среднем 2.8%. Эти породы не являются мо-

номинеральными, так как в табачно-охристых ферриплантитах наряду с гетитом присутствует от 1 до 40% гематита (фиг. 5), и, напротив, в сургучно-красных разновидностях на гетит приходится от 0 до 46% (фиг. 4).

В подчиненном количестве во всех проанализированных образцах ферриплантитов присутствуют каолинит, гиббсит и редко бемит, а также рутил и анатаз. Кварц сохраняется в единичных случаях. Почти во всех образцах фиксируется значительное (от 0 до 51%) содержание рентгеноаморфной фазы (табл. 3).

Характер микроструктуры пород, сочетание минералов железа с каолинитом и гиббситом были установлены при *микроскопическом исследовании прозрачных шлифов*. На фотографии (фиг. 6а) видна брекчиевидная структура, образованная включениями гетит-гематит-гиббситовых пород с микрокристаллической структурой (1) и гелеморфного глиноземисто-железистого цемента (2). На фотографии шлифа (фиг. 6б) наблюдается микрокристаллическая, неравномерно-зернистая структура с элементами собирательной кристаллизации гиббсита внутри микротрещин.

Минераграфическое изучение аншлифов позволило увидеть взаимоотношения между гетитом и гематитом, выделить генерации главных порообразующих минералов, отражающие процесс перераспределения и перекристаллизации вещества в ферриплантитах. Всего было выявлено 3 генерации гетита и гематита.

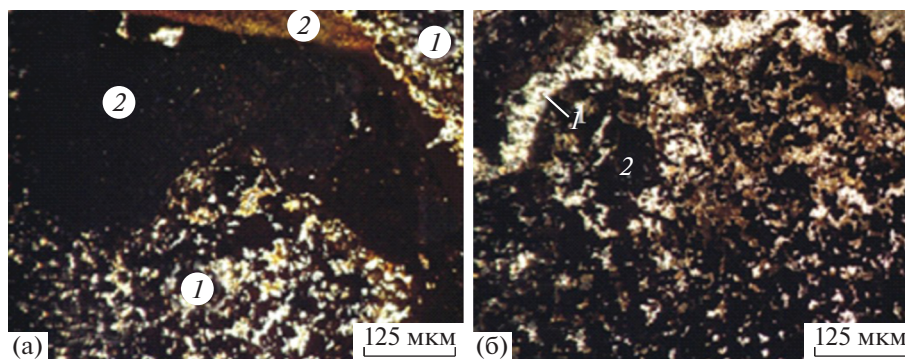
На фотографии аншлифа (фиг. 7а) представлен табачно-охристый ферриплантит, отобранный из верхней части нижнего железистого горизонта. Основная масса сложена микродисперсным гетитом-1, с примесью остатков каолинита. Наблюдается псевдоморфоза гематита-1 по ильмениту, размером около 500 мкм, которая пересекает жилы гиббсита, шириной 150 мкм. На следующей фотографии того же аншлифа (фиг. 7б) видно, что система микротрещин, выполненная кристаллическим гиббситом, создает микротекстуру – микрохемобрекцию. Это связано с процессом привноса глиноземистого вещества и замещения им гетитовой основной массы. По контуру псевдообломков развиваются каемки гематита-2.

В некоторых аншлифах табачно-охристых ферриплантитов можно наблюдать на фоне микропятнистой гетитовой массы, с остатками каолинита и крупными кристаллами гиббсита, реликты алюмосиликатов, замещенных по спайности гетитом-1 и гиббситом. Также встречаются псевдоморфозы тонкозернистого гетита по спайности слоистого силиката (500 мкм) с реликтовыми структурами. Светло-серые выделения гиббсита имеют размеры до 80 мкм (фиг. 8а, б). На фоне микропятнистой гетитовой массы видны

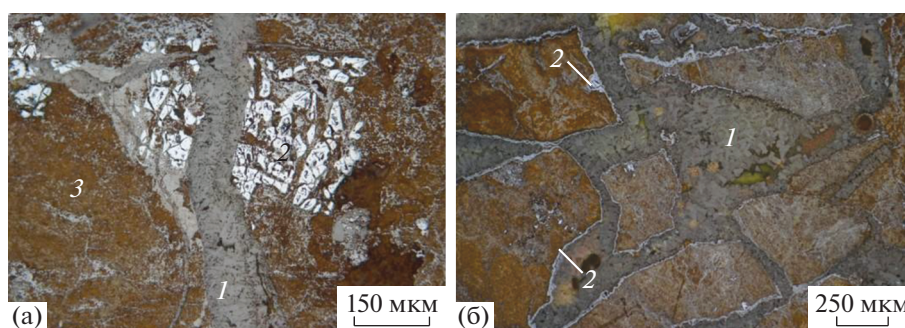
Таблица 4. Минеральный состав ферриплантитов

Ф/п и их положение в разрезе латеритного покрова	Количество образцов	Гиббсит	Бемит	Гетит Al-гетит	Гематит	Анагас + рутил	Каолинит	Кварц	Рентгено-аморфная фаза
ф/п без разделения	Макс	39	14	86	86	2	23	6	50
	Мин	1.5	0	0	1	0	0	0	2.5
	Сред	14.3	1.4	42.4	32.2	0.5	4.6	0.8	28
ф/п табачно-охристые	Макс	39	0	86	40	2	23	6	50
	Мин	3	0	28	1	0	0	0	2.5
	Сред	12.1	0	53.8	16.1	0.6	6.3	1.1	31.3
ф/п табачно-охристые из Fe-горизонта	Макс	22	0	77.9	39	2	23	3.7	51
	Мин	4	0	30	3,3	0	0	0	21,0
	Сред	10.8	0	48.4	18	0.6	8.7	1.1	36.3
ф/п табачно-охристые из низа бокситового горизонта	Макс	22	0	85	25	1	2	0	51
	Мин	3	0	38	11	0	0	0	6
	Сред	9.5	0	61.3	18	0.3	1	0.0	27.3
ф/п табачно-охристые из верха бокситового горизонта	Макс	39	0	65.4	25	1.6	7	6	0
	Мин	12	0	38	8	0	3	0	0
	Сред	24	0	51.5	17.7	0.5	4.3	2	—
ф/п табачно-охристые без привязки	Макс	13	0	86	1	2	6	0	2.5
	Мин	5	0	75	1	0.5	6	0	2.5
	Сред	9	—	80.5	1	1.25	6	—	2.5
ф/п сургучно-красные	Макс	38	14	46	86	1	10	3.4	37
	Мин	1.5	0	0	33	0	0	0	6
	Сред	16.2	2.8	16.8	56.3	0.3	2.2	0.5	18.4
ф/п сургучно-красные Fe горизонта	Макс	23	14	46	86	1	10	1	37
	Мин	3	0	4	33	0	0	0	6
	Сред	12.5	3.5	19.0	54.0	0.2	3.4	0.3	18.4
ф/п сургучно-красные из низа боксит. горизонта	Макс	38	0	17	59	0	0	0	0
	Мин	24	0	13	49	0	0	0	0
	Сред	31	0	15	54	0	0	0	—
ф/п сургучно-красные из верха боксит. горизонта	Макс	32	0	28	40	0	0	0	—
	Мин	14	10	24.1	75	1	4.8	3.4	0
	Сред	8.4	5	10.7	68	1	2.4	1.7	0
ф/п сургучно-красные без привязки	Макс	1.5	0	0	57	0.9	0	0	0
	Мин	1.5	0	0	57	0.9	0	0	0
	Сред	8.4	5	10.7	68	1	2.4	1.7	—

Примечание. Ф/П — ферриплантиты.



Фиг. 6. Микрофотография прозрачно-полированных шлифов: а – гетит-гематит-гипбситовые включения (1), гелеморфный глиноземисто-железистый цемент (2); б – светлые участки – гипбсит (1), темно-бурые – гетит и гематит (2).



Фиг. 7. Микрофотографии табачно-охристого ферриплантита: а – гипбсит (1), псевдоморфоза гематита-1 по ильмениту (2), микродисперсный гетит-1 с примесью каолинита (3); б – гипбсит (1), гематит-2 (2).

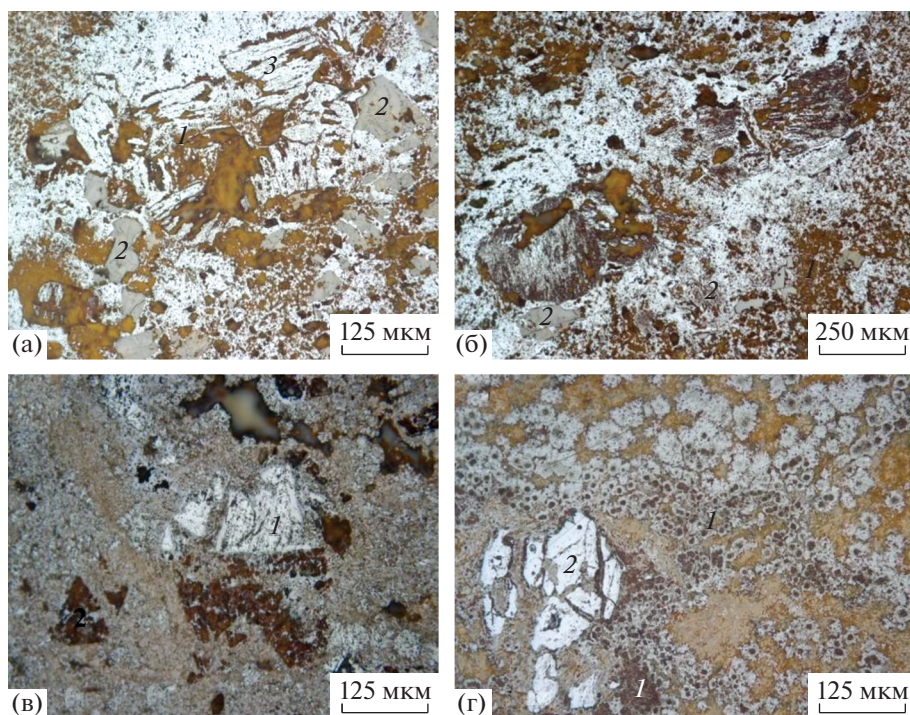
пустоты в форме кристаллов типа лейст плагиоклаза с микродисперсным гетитом-1 (фиг. 8в), а также реликты ильменита, замещенного гематитом-1 (120 мкм). Иногда в основной гетитовой массе развиваются микросферолиты гетита-2, размерами от 20 до 100 мкм с центральной более пористой частью и псевдоморфозы гематита-1 по ильмениту (300 мкм) в глиноземистом веществе (фиг. 8г).

На фотографии (фиг. 9а) основная масса сложена микродисперсным гетитом-1, с реликтами псевдоморфоз гематита по вкрапленникам ильменита (300–400 мкм) среди глиноземистого вещества. На отдельных участках можно наблюдать (фиг. 9б) скопления волокнистого гетита-2 (длина волокон до 100 мкм), по-видимому развивающегося по “пачкам–гармошкам” более крупночешуйчатого разлагающегося каолинита, а также выделения кристаллического гипбсита (кристаллы до 50 мкм). При более высоких увеличениях (фиг. 9в) в основной розовой микродисперсной массе наблюдаются полости, сложенные кристаллами гетита-3 длиной до 150 мкм вместе с кристаллами гипбсита, нарастающими на кайму гематита-3 толщиной 120 мкм, сложенную кристаллами размером 30–50 мкм. Также имеются

центрально-симметричные прожилки, состоящие из кристаллов гетита-3 размером до 250 мкм, а по краям – полоски (30–70 мкм), сложенные кристаллами гематита-3 (фиг. 9г).

Исследование аншлифов и шлифов табачно-охристых ферриплантитов позволили выявить их минеральные и структурные особенности. Во всех образцах основная масса породы сложена микродисперсным (микроструктурным) гетитом-1, который псевдоморфно замещает каолинит. На фоне микродисперсной основной массы часто наблюдаются зерна ильменита и/или магнетита, как правило, полностью замещенные гематитом-1. В порах, полостях и микротрещинах наблюдаются петельчатые выделения гетита-2 и гематита-2 или гидрогематита. Процессы перераспределения вещества выражены в усложнении микротекстур с выполнением полостей и прожилков гетитом-3 и гематитом-3, в которых игольчатые кристаллы гетита-3 ориентированы перпендикулярно стенкам и достигают по удлинению 150 мкм.

Привнос глиноземистого вещества фиксируется прожилками, выполненными кристаллическим гипбситом. В нижней части профиля распространён гетит с явным преобладанием тонко-



Фиг. 8. Микрофотографии табачно-охристого ферриплантита: а – псевдоморфоза гетита-1 по слоистому силикату (1), гиббсит (2), остатки каолинита (3); б – микродисперсный гетит-1 (1), гиббсит (2); в – реликты ильменита, замещенные гематитом (1); г – псевдоморфоза гематита по ильмениту (2), микросферолиты гетита (1).

дисперсного гетита-1; выше по разрезу доля гетита-2 и особенно гетита-3 увеличивается. Гематит-1 образует псевдоморфозы по включениям ильменита и магнетита. Гематит-2 и гематит-3 характерны в большей степени для ферриплантитов из верхней части железистого горизонта и из бокситового горизонта.

Образец из нижней части железистого горизонта при малых увеличениях в СЭМ представлен однородной массой (фиг. 10а), текстура неясно пятнистая с мелкими порами и бессистемной сетью микротрещин. При больших увеличениях (фиг. 10б) видно, что порода микрокристаллическая и микропористая с размерами структурных элементов менее 1 мкм. В основной массе по данным ЭДС наряду с преобладанием Fe присутствует значительное количество Al и Si (фиг. 10в). Она состоит из мельчайших кристаллов гетита, каолинита и, возможно, алюмогеля. По-видимому, по зерну титаномагнетита произошел распад твердого раствора с образованием гематита-1 (2) и шестоватых выделений рутила (3), состав которых подтвержден ЭДС (фиг. 10в).

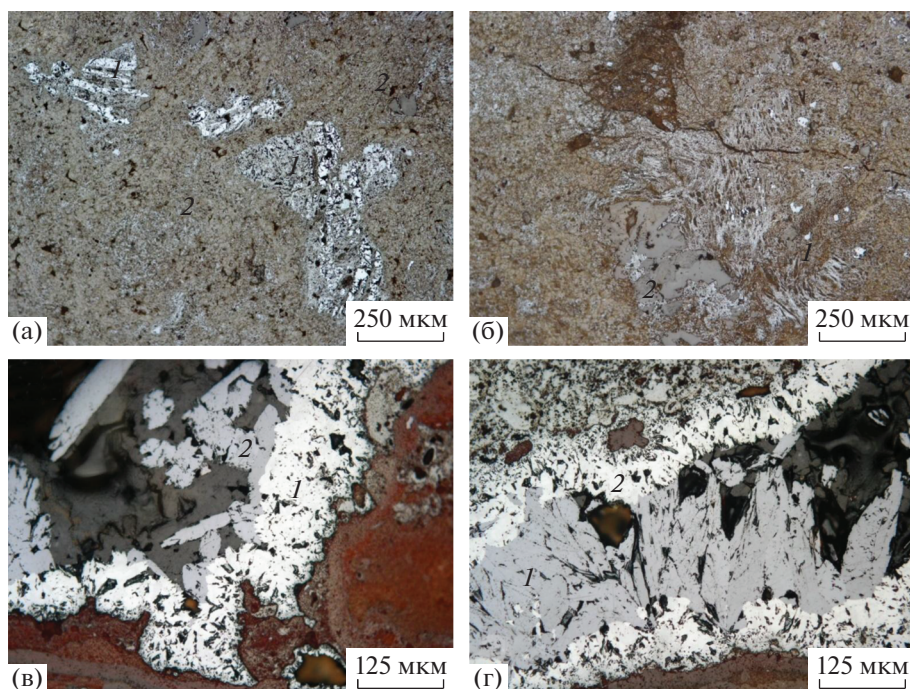
В образце табачно-охристого ферриплантита из средней части железистого горизонта при относительно невысоком увеличении в СЭМ хорошо видна пятнистая, микропористая основная масса и биопленка (фиг. 10г). При большем увеличении (фиг. 10д) выявлены мелкие (1–10 мкм)

игольчатые и сгустковые выделения гетита. Встречаются “пачки-гармошки” более крупнокристаллического (до 60 мкм) каолинита (фиг. 10е).

В образце из верхней части железистого горизонта коры выветривания все минеральные фазы имеют более четкие кристаллические формы, лучше раскристаллизованы. Основная масса породы сложена преимущественно агрегатами тонкоигольчатого гетита, которые выглядят как “букет хризантем” (фиг. 11а), каждый из “бутонов” которого имеет размеры около 100 мкм. На этих образованиях наблюдаются как зародыши (5–10 мкм), так и более крупные (до 60 мкм) кристаллы гиббсита. По фрагментам биопленок развиваются радиально-лучистые агрегаты гетита (фиг. 11б). При больших увеличениях (фиг. 11в, г) проявляются шестоватые формы его отдельных кристаллов.

Гиббсит хорошо диагностируется по морфологическим признакам. По сравнению с шестоватым гетитом, он является более поздним образованием (фиг. 12а). В пустотах образуются скопления кристаллов гиббсита бочонкообразной формы, размерами 20–60 мкм (фиг. 12б).

Сургушно-красные ферриплантиты выявлены в оолит-гравелитовой породе (фиг. 13а, б). В основной массе тонкодисперсного гематита остаток гиббсит-гетитового обломка по контуру корродируется гематитом. В других образцах (фиг. 13в)



Фиг. 9. Микрофотографии табачно-охристого ферриплантита: а – реликты псевдоморфоз гематита-1 по вкрапленным ильменитам (1), глиноземистое вещество с примесью тонкодисперсного гетита-1 (2); б – скопление волокнистого гетита (1), гиббсит (2); в – кристаллы гетита-3 совместно с гиббситом (2), кайма гематита-3 (1); г – шестоватые кристаллы гетита-3 (1), слабо шестоватые кристаллы гематита-3 (2).

можно наблюдать внешние оболочки оолита (150 мкм), сформированные вокруг зерна магнетита, замещенного гематитом, которые так же корродируются и замещаются агрегатом микрокристаллического гематита (1–5 мкм) с более крупными (10–100 мкм) кристаллами гиббсита.

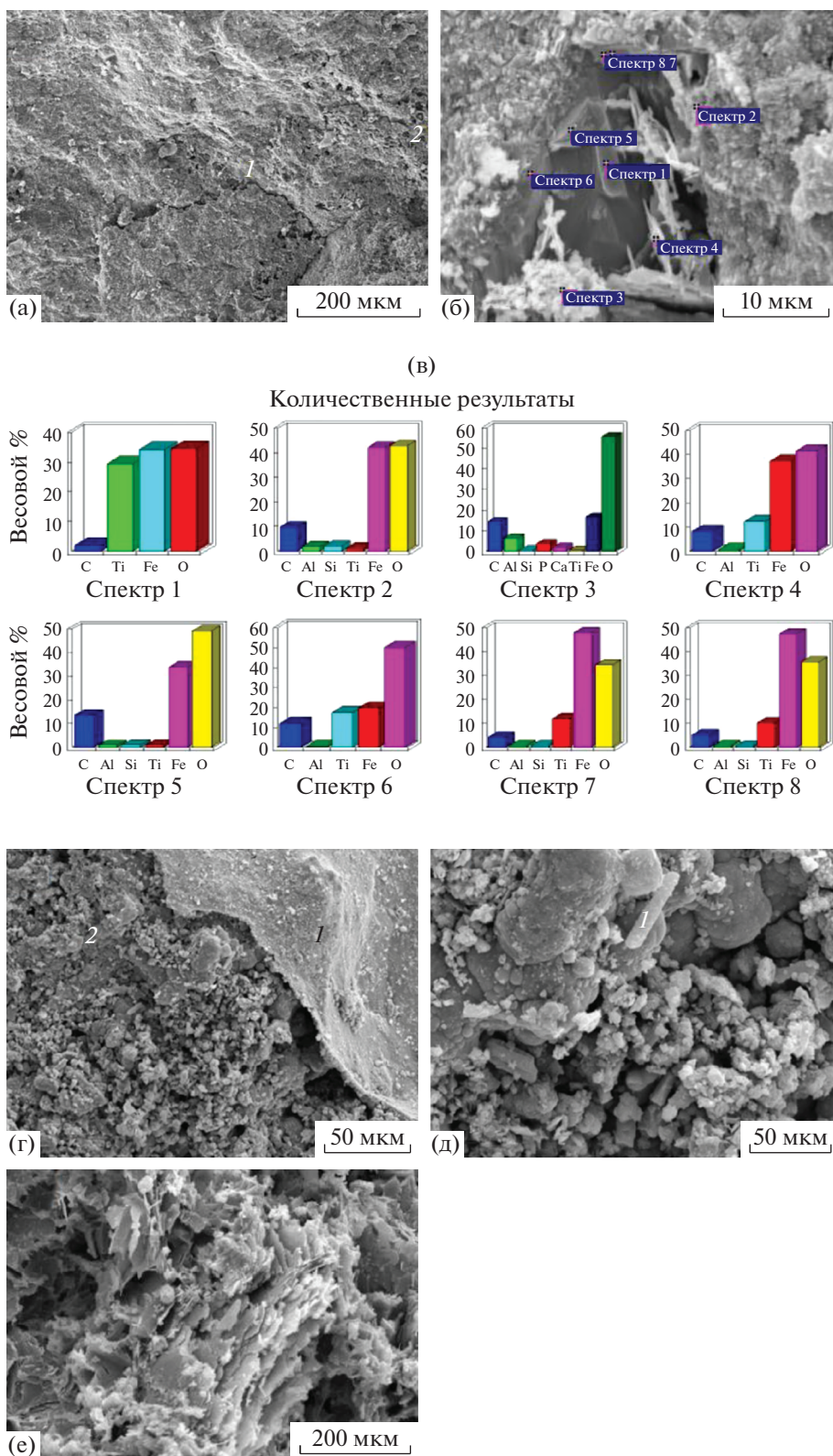
Так же, как и в табачно-охристых ферриплантитах, в сургучно-красных разновидностях наблюдаются полости размером до 100 мкм, центральная часть которых выполнена гематитом-3, образующим вытянутые кристаллы до 50 мкм (фиг. 13г, д). Прожилковая полость с гематитом-3 обрамляется тонкой каймой гиббсита. Окружающая масса в полости сложена тонкокристаллическим агрегатом гематита-2 и гетита-2 с глинисто-глиноземистым веществом. Вмещающая порода представлена микродисперсным железисто-глиноземистым (или железисто-глинистым) веществом.

В этой разновидности ферриплантитов довольно часто встречаются зерна титаномagnetита с реликтовой пластинчатой структурой распада и замещение их гематитом-1 (фиг. 14а, б), а также хемобрекчиевые микротекстуры, за счет сетки микротрещин (типа усыхания ферриалюмогеля) и развития по ним агрегата гетита и гематита (фиг. 14в, г).

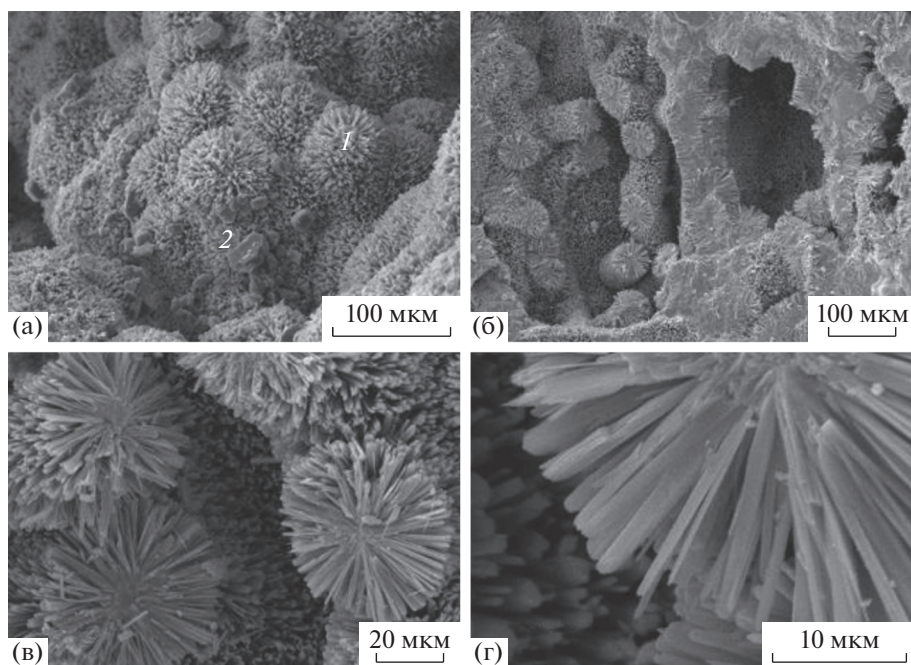
В сургучно-красных разновидностях, в отличие от табачно-охристых ферриплантитов, преобладает гематит, который встречается почти во всех образцах. Как и в табачно-охристых разновидностях, в сургучно-красных ферриплантитах в аншлифах наблюдаются замещения исходного каолинит-гиббитового вещества гематитом-2 и гетитом-1 и 2, а также процессы перекристаллизации и привноса вещества с образованием прожилков и выполнения пор и полостей гематитом-3, реже гетитом и кристаллическим гиббситом.

Морфология минералов и их взаимоотношения в сургучно-красных ферриплантитах была изучена под СЭМ. Сургучно-красные ферриплантиты из верхней части нижнего железистого горизонта имеют следующий минеральный состав (%): гематит – 76, гетит – не более 2, каолинит – 16, гиббсит – 5. Основная масса микропористая, бесструктурная, с крупными полостями, покрытыми биопленками (фиг. 15а). При более высоком разрешении (фиг. 15б, в) становится видно, что по биопленкам развиты вытянутые веретенообразные зерна гематита, похожие на “бахрому”. Размеры скоплений кристаллов 0.1–0.3 мкм в поперечном сечении и 2–4 мкм по удлинению.

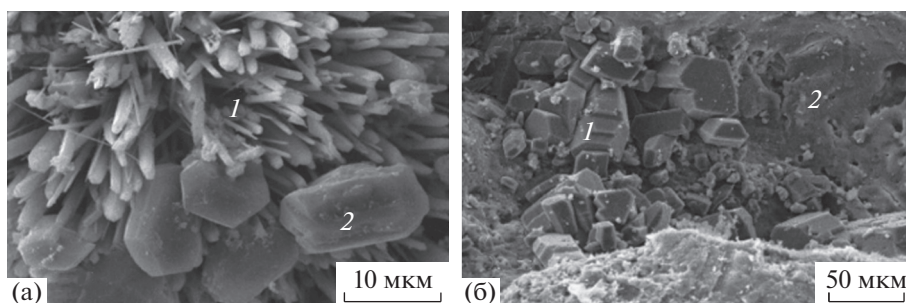
В более крупных порах в микродисперсной каолинит-гематитовой основной массе, наблюда-



Фиг. 10. СЭМ-изображение табачно-охристого ферриплантита; а – основная масса; б – то же при больших увеличениях, мельчайшие кристаллы гетита, каолинита; в – ЭДС; г – основная масса (2) с био пленкой (1); д – игольчатые и сгустковые выделения гетита (1); е – каолинит.



Фиг. 11. СЭМ-изображение табачно-охристого ферриплантита из верхней части железистого горизонта: а – агрегаты тонкоигольчатого гетита (1), кристаллы гиббсита (2); б – гетит, развитый по биопленкам; в, г – “бутоны” гетита.

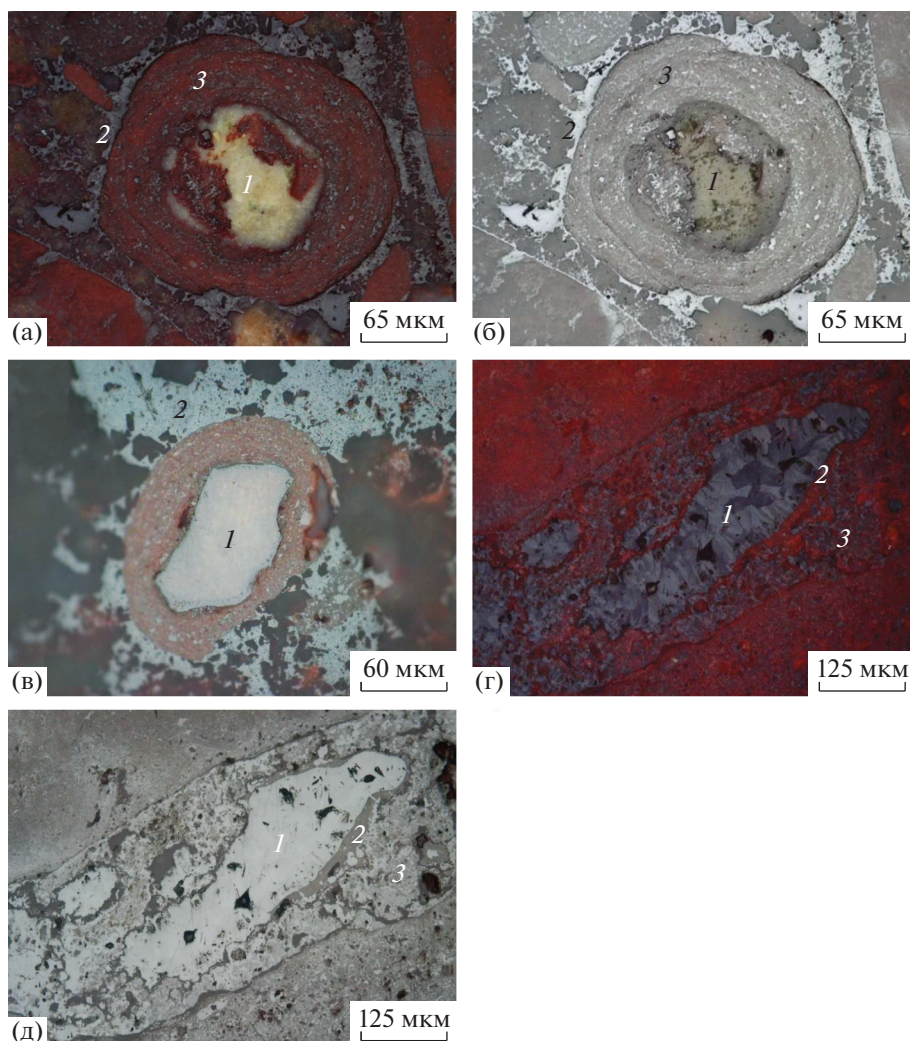


Фиг. 12. СЭМ-изображения табачно-охристого ферриплантита из верхней части железистого горизонта: а – гетит (1) и гиббсит (2); б – бочонкообразный гиббсит (1) по биопленке (2).

ются своеобразные, как “клубочки пряжи”, размером 10–15 мкм в поперечнике, выделения гематита. Толщина такой “пряжи” не превышает 1–1.5 мкм (фиг. 15г). Во вмещающей массе также просматриваются зародыши вытянутых выделений гиббсита в рыхлой, разлагающейся каолиновой основе. При максимальных увеличениях видны крупные (до 6–8 мкм) пачки каолинита, расслоенного и разлагающегося, на котором развиваются мелкие кристаллы гематита (фиг. 15д). Более крупные пачки каолинита (10–15 мкм) псевдоморфно замещаются гематитом (фиг. 15е). Пространство между его крупными кристаллами заполнено микрокристаллическим (0.2–1 мкм) гематитом.

На фотографиях “сколов” (фиг. 16а, б) видно, что сноповидные агрегаты гематита образуются как псевдоморфозы по тонко расслаивающимся пачкам каолинита, которые замещаются гематогелем, по которому растут кристаллы гематита в виде “пряжи”.

На других изображениях данного образца видны новообразования кристаллов гиббсита. Характерные, с гексагональными сечениями кристаллы гиббсита, размером до 50–60 мкм по удлинению, наблюдаются на тонкокомковатой (преимущественно гематитовой) массе породы (фиг. 17а, б). Бочонковидные кристаллы гиббсита заполняют поры и полости ходов землероев. Такая форма кристаллов является типоморфным



Фиг. 13. Микрофотографии сургучно-красного ферриплантита: а – оолит формируется вокруг гетитовой псевдоморфозы по магнетиту (1), гематит-3 (2), основная масса гематит-гетит-гипбситового состава (3), николи скрещены; б – то же, николи параллельны; в – псевдоморфоза гетита-2 по магнетиту (1), основная масса гематита с гипбситом (2); г, д – крупнозернистый гематит-3 (1), гипбсит (2), микрозернистый гематит-2 (3); николи скрещены (г) и параллельны (д).

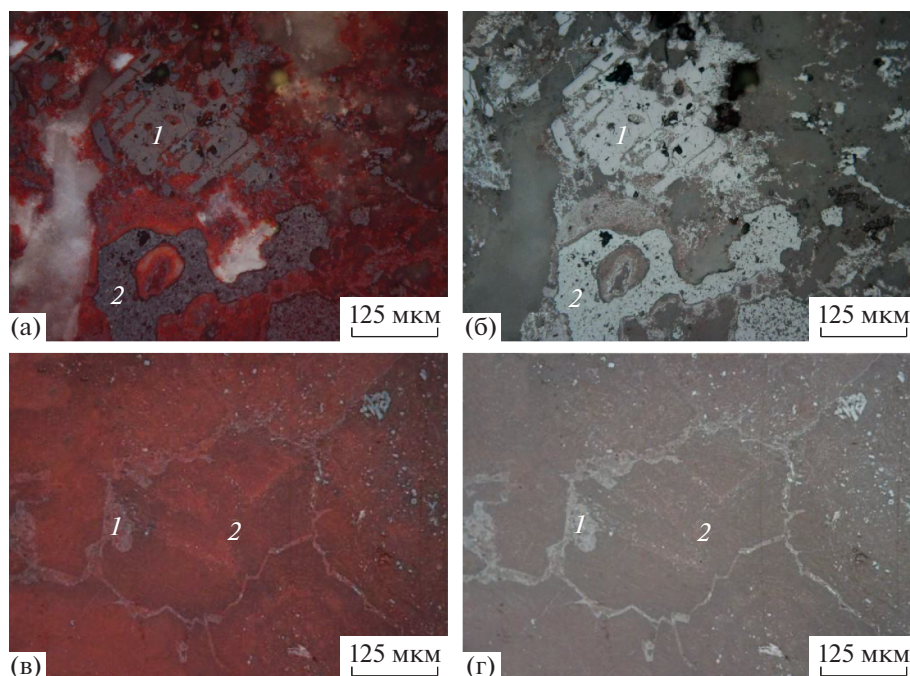
признаком образования гипбсита с участием органического вещества. Участками удлиненные кристаллы гипбсита вырастают из алюмогелевой биопленки (фиг. 17в). Эта биопленка образует несколько слоев, что говорит о смене режимов минералообразования (фиг. 17г). Светлые выделения в виде “комочков” представляют собой шаровидные агрегаты (до 3–6 мкм в поперечнике) микрокристаллического (0.1–1 мкм) гематита (фиг. 17д).

Главным отличительным признаком ферриплантитов по отношению к другим породам латеритных кор выветривания является их высокая железистость. Для табачно-охристых главным породообразующим минералом является гетит, а для сургучно-красных – гематит. Для обеих разновидностей ферриплантитов были выявлены породообразующие минералы различных генера-

ций, которые отражают развитие, раскristаллизацию и перекristаллизацию вещества во времени и пространстве. Процессы перераспределения вещества, происходящие с участием биоты, выражаются в образовании биопленок различного состава (биоферри- и гематогелей или биоалюмогелей) и их перекristаллизации с образованием кристаллов гипбсита, гематита и гетита.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Образование ферриплантитов происходит внутри нижнего железистого горизонта в профиле выветривания, пространственно связанного с гидрогеологической зоной колебания зеркала грунтовых вод. Это происходит за счет мощного накопления минералов железа, благодаря действию интенсивного (или активного) окисли-



Фиг. 14. Фотографии сургучно-красного ферриплантита: а – псевдоморфоза, частично замещенная гематитом-1 и гиббситом по титаномагнетиту (1), гематит-1 и гиббсит (2) николи+; б – то же, николи=; в – агрегаты гетита и гематита по микротрещинам (1), реликты структуры силиката, замещенного дисперсным гематитом и гетитом (2) николи+; г – то же, николи=.

тельного геохимического барьера. В этой зоне наблюдается активный железистый метасоматизм. Железистый горизонт с плитами ферриплантитов встречается повсеместно между глинистым горизонтом и бокситовой зоной по всей территории провинции ФДМ.

2. Тела ферриплантитов имеют уплощенную форму плит и/или линз мощностью от 0.2–0.5 см до 50–70 см, и в их составе преобладает трехвалентное железо.

3. Химический состав нижнего железистого горизонта показывает, что максимальное содержание Fe_2O_3 характерно для средней его части, потому что при колебании зеркала грунтовых вод наибольшую часть времени оно находится именно в средней части гидрогеологической зоны. Также снизу вверх внутри данного горизонта происходит однонаправленное уменьшение содержания кремнезема, что отражает степень латеритизации, то есть растворения и выноса кремнезема. В верхней части этого горизонта увеличивается содержание глинозема, что также отражает степень латеритизации и привноса в эту зону не только железа, но и алюминия.

4. Ферриплантиты отличаются от вмещающих железистых латеритов по своему химическому составу. Эти породы являются более железистыми. Содержание Fe_2O_3 достигает в них 80%.

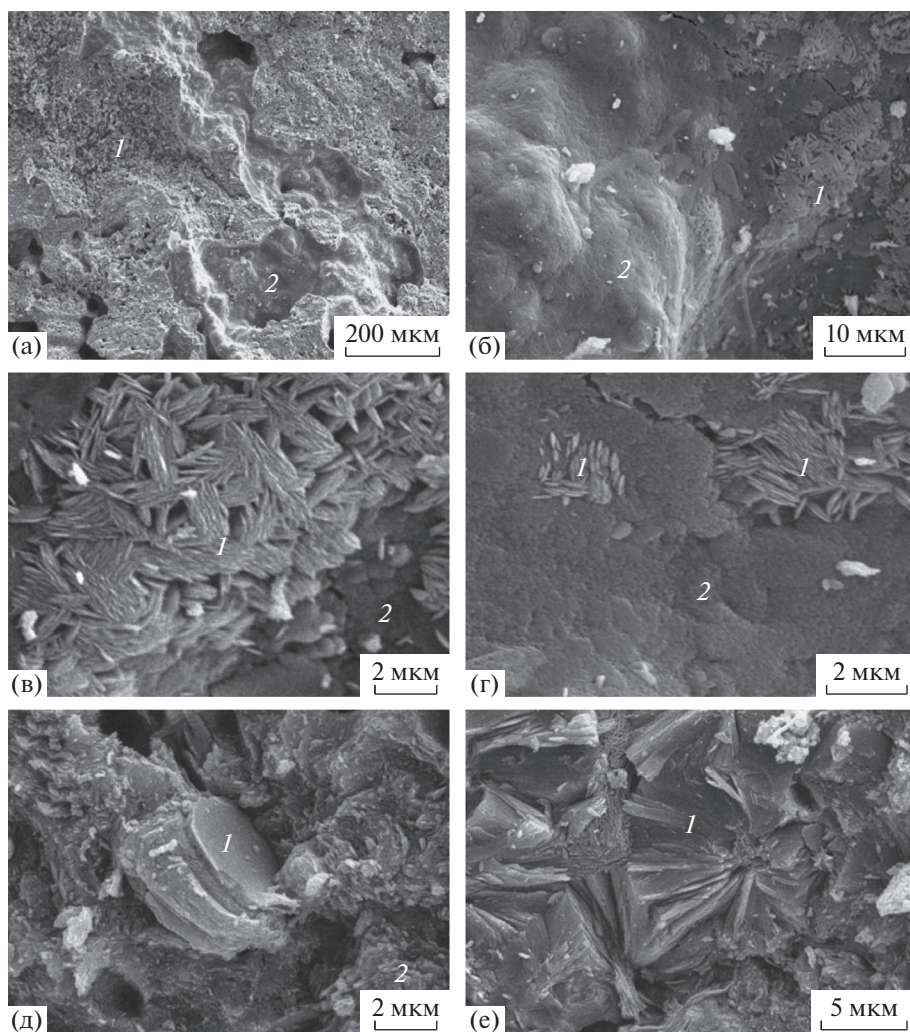
5. Химический состав ферриплантитов в абсолютных количествах породообразующих компонентов (на изоволюметрической основе) показывает, что при их формировании произошло накопление Fe_2O_3 – в 9–11 раз по сравнению с каолинитовыми глинами и примерно в 2 раза по сравнению с нижним железистым горизонтом. Количество глинозема при этом остается практически неизменное. Также происходит мощный вынос кремнезема из нижней части профиля.

6. Среди ферриплантитов выделяются табачно-охристые гетитовые разновидности и гематитовые сургучно-красные. Сургучно-красные ферриплантиты из-за преимущественно гематитового состава имеют более высокое содержание железа, при близких значениях примесей. Сургучно-красные ферриплантиты распространены значительно меньше, чем табачно-охристые.

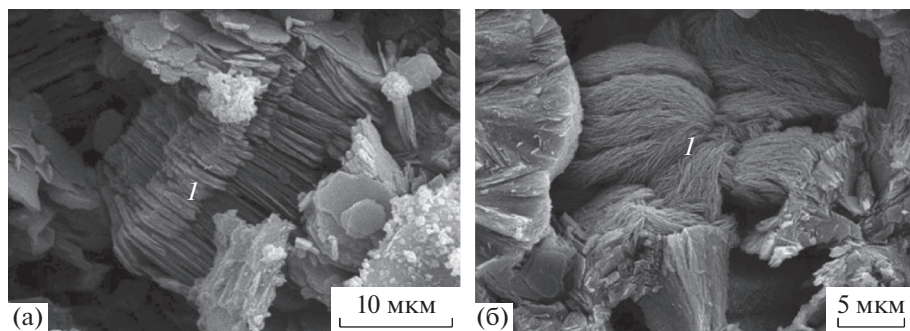
7. Изучение минералого-петрографических особенностей ферриплантитов позволило установить последовательность образования минералов и их морфологию. Также впервые установлено участие биоты в перераспределении вещества и образовании био- и фитоморфоз.

БЛАГОДАРНОСТИ

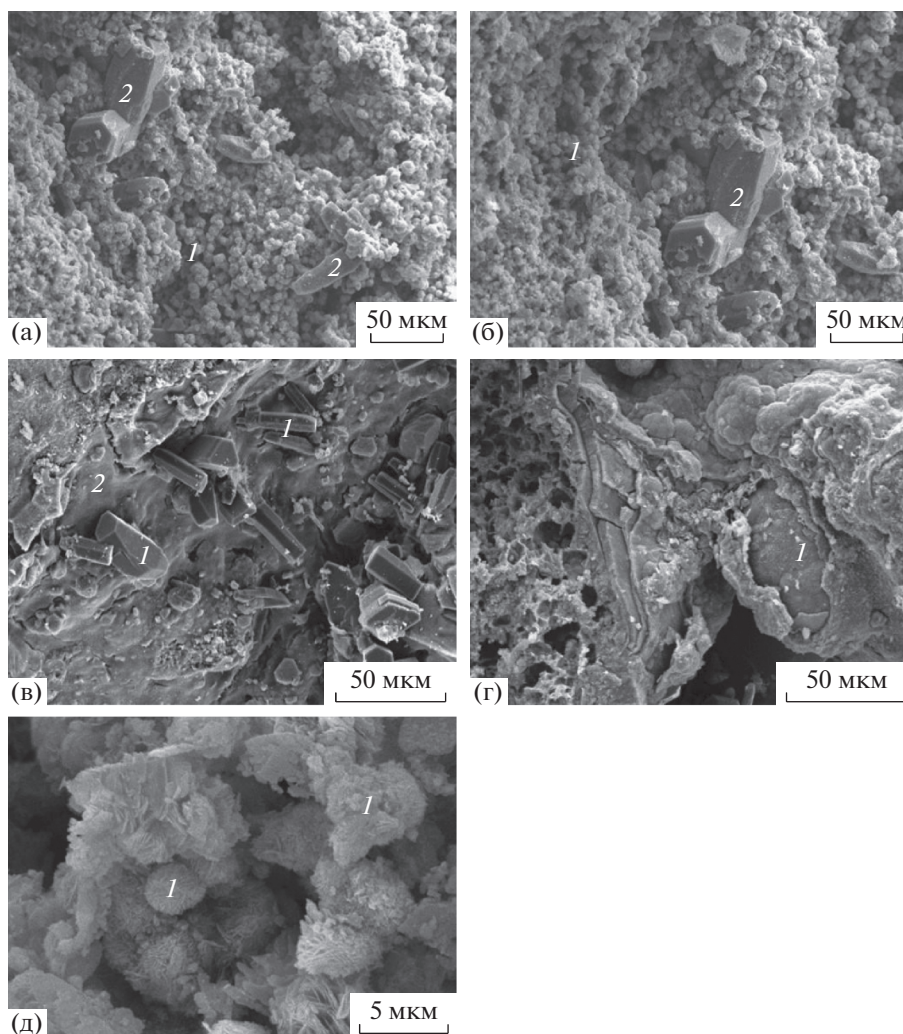
Авторы выражают признательность аналитикам Жегалло Е.А., Зайцевой Л.В., а также Макаровой М.А.



Фиг. 15. СЭМ-изображения сургучно-красного ферриплантита; а – микропористая, бесструктурная масса (1), покрытая биопленками (2); б–г – гематит (1) по биопленкам (2); д – пачки разлагающегося каолинита (1) в основной массе (2); е – псевдоморфоза гематита по каолиниту (1).



Фиг. 16. СЭМ-изображения сургучно-красного ферриплантита: а – псевдоморфоза гематита по каолиниту (1); б – гематитовая “пряжа” (1).



Фиг. 17. СЭМ-изображение сургучно-красного ферриплантита: а, б – гематитовая масса (1) с кристаллами гиббсита (2); в – гиббсит (1) по биопленке (2); г – многослойная биопленка (1), д – шаровидные агрегаты гематита (1).

и А.Д. Слукину за ценные замечания в процессе работы над рукописью.

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, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Aleva G.J.J. 1994. Laterites: Concept, Geology, Morphology and Chemistry. ISRIC, Wageningen the Netherlands. ISBN 90-6672-053-0. 169 p.

Beauvais A. Geochemical balance of lateritization processes and climatic signatures in weathering profiles overlain by ferricretes in Central Africa // *Geochim Cosmochim Acta*.

V. 63. № 23/24. 1999. P. 3939 –3957. PII S0016-7037(99)00173-8

Boeva N.M., Bortnikov N.S., Slukin A.D., Shipilova E.S., Makarova M. A., Melnikov Ph. P. Biofilms and biominerals in the lateritic weathering crust as exemplified by the Central bauxite deposit (Siberian platform, Russia) // *Minerals*. 2021. № 11. 1184.

<https://doi.org/10.3390/min11111184>

Mamedov V.I. The separation between Al and Fe the supergene zone as the determining factor of premium bauxite formation // Status of bauxite, alumina, aluminum, downstream products and future prospects. *Materials XVI International Symposium ICSOBA-2005*. Nagpur, India. 2005. P. 84–96.

Mamedov V.I., Vorobyev S.A. Gas regime of bauxite-bearing laterite weathering crust (Republic of Guinea) // *Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology*. 2011. № 6. P. 28–36.

Mamedov V.I., Shipilova E.S., Boeva N.M., Slukin A.D., Makarova M.A., Vnuchkov D.A., Bortnikov N.S. Ferriplantites in the Bauxite-Bearing Lateritic Weathering Rocks (Futa

Jallon-Mandingo Province, Africa): The Key Factors for Iron Accumulation // *Doklady Earth Sciences*. 2020a. V. 490. № 1. P. 8–12.

<https://doi.org/10.1134/s1028334x20010055>

Mamedov V.I., Chausov A.A., Okonov E.A., Makarova M.A., Boeva N.M. The World's Largest Fouta Djallon–Mandingo Bauxite Province (West Africa): Part I. Background // *Geology of Ore Deposits*. V. 62. № 2. 2020b. P. 163–176.

<https://doi.org/10.1134/S1075701520020026>

Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M., Vnuchkov D.A., Bortnikov N.S. The World's Largest Fouta Djallon–Mandingo Bauxite Province (West Africa): Part 2. The Effect of Parent Rock Composition on the Abundance and Quality of Bauxites. // *Geology of Ore Deposits*. 2021. V. 63. № 6. P. 599–624.

<https://doi.org/10.1134/S1075701521050044>

Mamedov V.I., Boeva N.M., Makarova M.A., Shipilova E.S., Melnikov F. The Problem of the Formation of Boehmite and

Gibbsite in Bauxite-Bearing Lateritic Profiles. // *Minerals*. № 12. 389.

<https://doi.org/10.3390/min12030389>

Nahon D. Evolution of iron crusts in tropical landscapes // In: *Rates of Chemical Weathering of Rocks and Minerals*. 1986. P. 169–191.

Tardy Y. and Nahon D. Geochemistry of laterites, stability of Al– goethite, Al– hematite and Fe– kaolinite in bauxites and ferricretes: An approach to the mechanism of concretions formation. // *Am. J. Sci.* 285. 1985. P. 865–903.

Thomas M. F. Tropical geomorphology in the tropics. A study of weathering and denudation in low latitudes. 1994. P. 460.

Widdowson M., Laterite and ferricretes // *Geochemical Sediments and Landscapes*, GS-IBG Book Series. Blackwell Publishing, Oxford. 2008. P. 46–94.