

УДК 553.068.368+553.492.1+551.432.88

КРУПНЕЙШАЯ В МИРЕ БОКСИТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ ФУТА ДЖАЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА). СТАТЬЯ 3: ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО ФАКТОРА И ВОЗРАСТА РЕЛЬЕФА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ, МАСШТАБЫ И КАЧЕСТВО ЗАЛЕЖЕЙ БОКСИТОВ

© 2022 г. **В. И. Мамедов^а**, **М. А. Макарова^б** *, **В. А. Зайцев^а**

^аМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
Россия, 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, 1

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

*e-mail: frolikovam@gmail.com

Поступила в редакцию 31.01.2022 г.

После доработки 15.03.2022 г.

Принята к публикации 05.04.2022 г.

Базируясь на геолого-геоморфологической корреляции поверхностей выравнивания западного склона Фута Джалона с более надежными данными о последовательности, литологическом и фациальном составе отложений в краевой части Сенегало-Гвинейской периокеанической впадины (в Гвинее Бисау), а также на результатах широких поисково-разведочных работ на бокситы и на особенностях их минералого-петрографического и химического состава, существенно уточнена, по сравнению с традиционными представлениями для региона, схема геоморфологического развития. Впервые составлена мелкомасштабная карта геоморфологических циклов развития рельефа крупнейшей бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). На основе данных о скорости эрозионно-денудационных процессов, обоснована невозможность сохранения не только Гондванской, но и Постгондванской поверхностей до наших дней. Более надежная геоморфологическая основа позволила провести оценку влияния геоморфологических факторов как регионального (в частности, выделение средне-позднемиоценовой поверхности в качестве Главной бокситоносной поверхности), так и локального масштабов на распределение, особенности и качество бокситов. Количественно оценены оптимальные условия расчлененности рельефа для максимальной сохранности бокситов. Фактическими данными обосновано продолжение благоприятной для бокситообразования эпохи не только в неогене, но и в плейстоцене и голоцене.

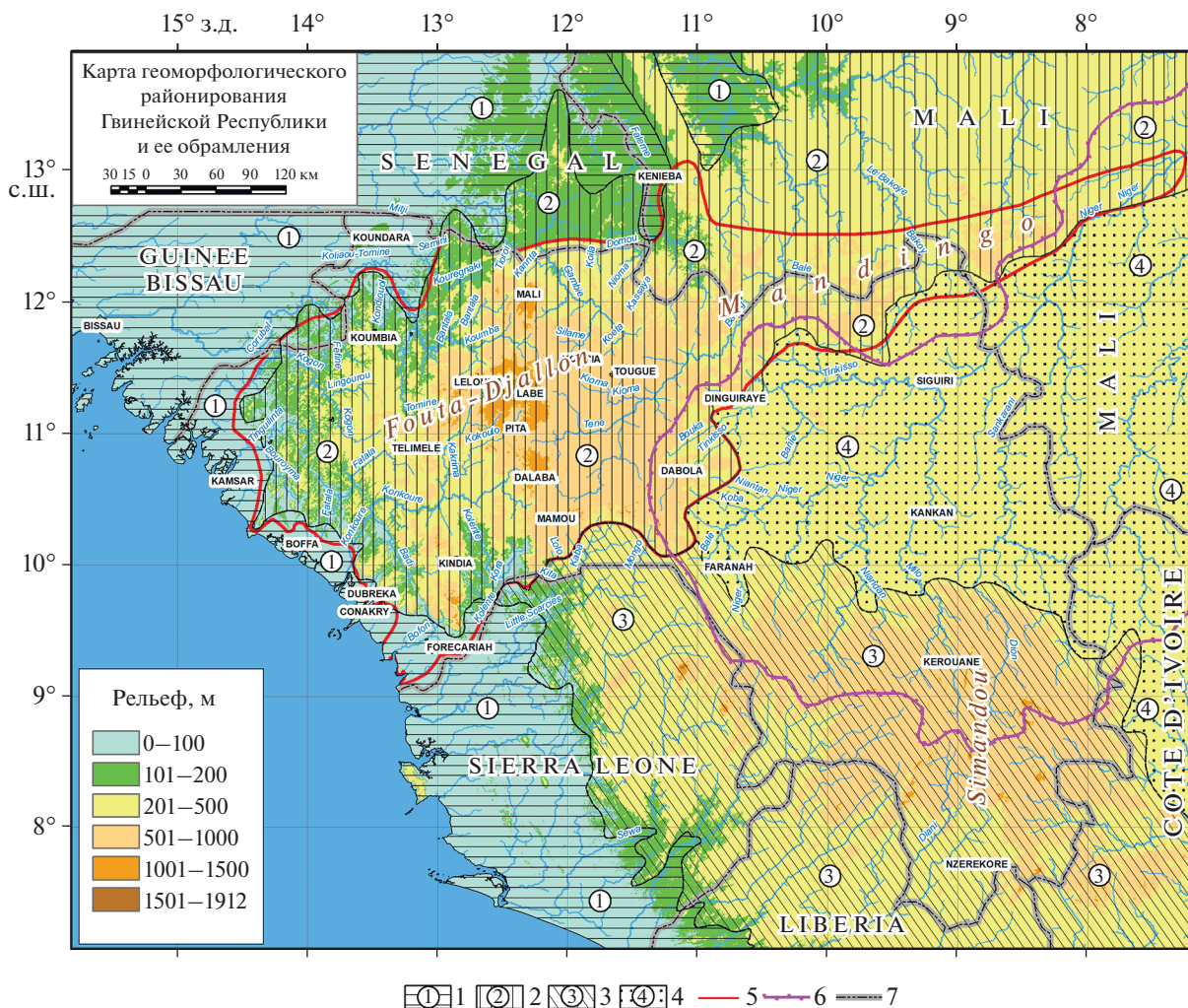
Ключевые слова: Фута Джалон-Мандинго, бокситоносность, бокситоносная провинция, бокситоносный потенциал, геоморфологические циклы, возраст рельефа, выровненные поверхности, расчлененность рельефа, скорость планации, скорость отступления склонов, запасы бокситов, бокситы, коры выветривания, латериты

DOI: 10.31857/S0016777022050070

Общие сведения о провинции Фута Джалон-Мандинго (ФДМ), ее изученности и оценке ресурсов, а также влиянии литологии материнского субстрата были рассмотрены соответственно в первой и второй частях статьи (Mamedov et al., 2020a, 2021). Несмотря на сравнительно небольшую площадь провинции ФДМ, огромное количество (1130) месторождений и проявлений бокситов в латеритных покровах распределены по широкому диапазону высотных отметок и разнообразных форм рельефа. На карте геоморфологического районирования (фиг. 1) видно, что в контур бокситоносной провинции, помимо морфоструктуры Фута Джалон-Мандинго, включена часть Приморской равнины. Соответственно, аб-

солютные отметки фрагментов выровненных поверхностей меняются от 10–50 м над уровнем океана на Приморской равнине до более 1500 м по оси поднятия Фута Джалон.

Характерный для данной провинции ступенчатый рельеф представляет собою многоярусную систему фрагментов разновозрастных выровненных поверхностей, отражающих цикличность геоморфологического развития, начиная с раскола Гондваны до наших дней. Как минимум с позднего мела в пределах территории провинции ФДМ преобладал жаркий тропический климат, по-видимому, преимущественно переменновлажного муссонного типа, что обусловило ин-



Фиг. 1. Геоморфологическое районирование территории провинции Фута Джалон-Мандинго и ее обрамления. 1–4 – геоморфологические районы: 1 – Приморская равнина, 2 – плато Фута Джалон-Мандинго, 3 – Гвинейская возвышенность, 4 – Межгорная равнина; 5–7 контуры: 5 – бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго, 6 – водоразделов рек, впадающих в Атлантический океан и в р. Нигер, 7 – границы государств региона.

тенсивное химическое выветривание и широкое образование латеритных покровов, в том числе бокситоносных (риголитов). Активное химическое выветривание влияло на эрозионно-денудационные процессы рельефообразования и его уничтожения, а также на продуцирование в процессе разрушения и переотложения материала латеритных кор выветривания своеобразных континентальных образований, существенно отличных от коренного субстрата провинции.

Разнообразие возраста, размеров и форм рельефа, несущих на себе латеритные бокситоносные покровы, позволяет оценить как региональные (площадные), так и локальные геоморфологические факторы. Прежде чем перейти к анализу влияния разномасштабных геоморфологических факторов на распределение, масштабы и качество залежей бокситов необходимо рассмотреть гео-

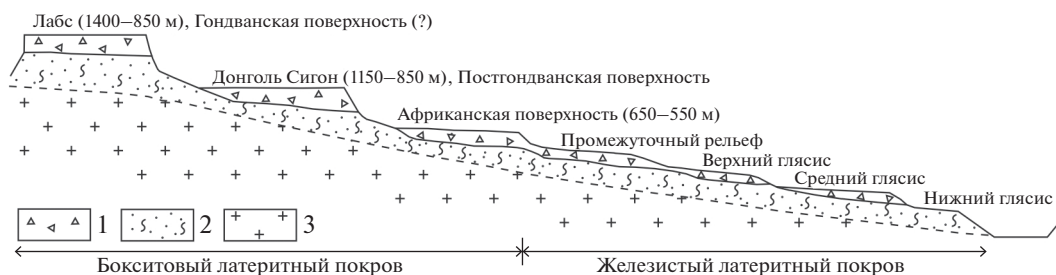
морфологическое развитие и строение территории ФДМ.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРРИТОРИИ ФДМ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

В середине прошлого столетия была разработана Л. Кингом (1967) схема геоморфологического развития континента на примере Центральной и Южной Африки. Она базировалась на следующих положениях:

1) главным механизмом формирования рельефа является отступление склонов, благодаря которому формируются педименты (франтоны), а при их слиянии – педилены. Таким образом формируются выровненные поверхности;

2) с каждым циклом подъема территории, изменения базиса эрозии, формировалась своя по-



Фиг. 2. Схема последовательности формирования поверхностей выравнивания по П. Мишелю (1973) и И. Тарди (1997) с модификацией И. Гуннелля (2003). 1 – дюрикруст (латеритный покров); 2 – сапролит; 3 – коренные породы.

верхность. Возраст каждой вышерасположенной поверхности – древнее нижележащей (за исключением откопанных поверхностей);

3) для определения последовательности и возраста поверхностей наилучшую информацию дают отложения в сопряженных периконтинентальных (периокеанических по В.Е. Хаину) впадинах (Хаин, 1971).

Л. Кингом (1967) были выделены следующие уровни поверхностей – геоморфологические циклы:

- Гондванская поверхность выравнивания, которая сохранилась на самых высоких водоразделах, выработана по коренным породам, имеющим юрский возраст;

- Постгондванская поверхность, которая сохранилась фрагментарно в областях сводовых поднятий, возраст – конец нижнего мела;

- поверхность африканского цикла – Африканская поверхность, или нижнекайнозойская поверхность, самая выровненная поверхность Африки, к настоящему времени сильно расчлененная; возраст ее формирования верхний мел–средний кайнозой;

- верхнекайнозойская поверхность I цикла; для нее характерна педиментация рельефа; возраст – миоцен;

- верхнекайнозойская поверхность II цикла; развита в основном на прибрежных равнинах и в долинах крупных рек; возраст – плиоцен;

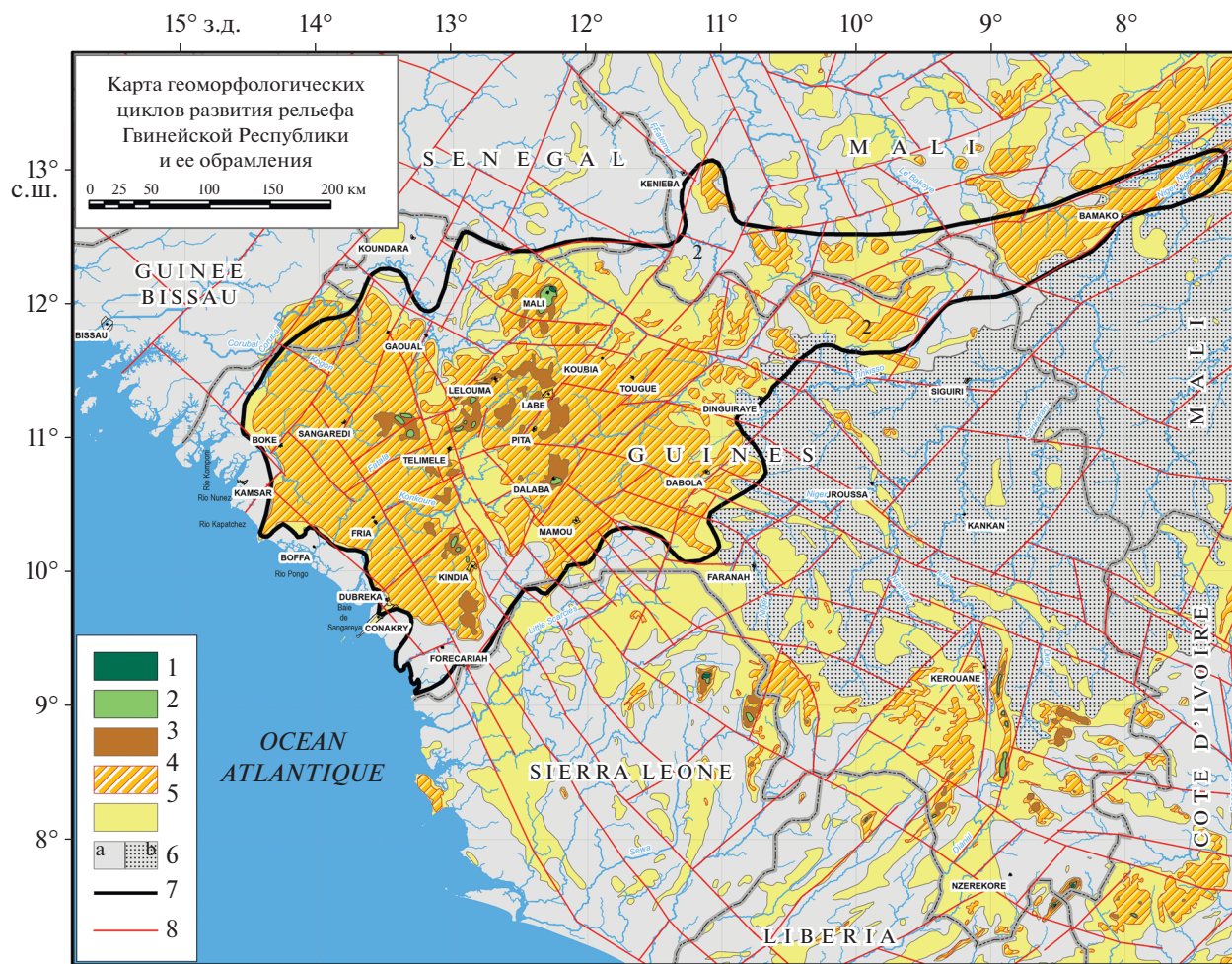
- плейстоцен-голоценовый рельеф глубоких ущелий на побережьях, усложнение рельефа связано со значительным подъемом территорий. В настоящее время происходят слабые дифференцированные движения и погружение побережий.

Для рассматриваемого региона П. Мишель (1960) и М. Ламот и Г. Ружери (1961) практически полностью приняли схему Л. Кинга. С некоторыми модификациями И. Ганнелля (2003) последовательность формирования выровненных поверхностей П. Мишеля приведена на фиг. 2. Близкие представления были у Ю.П. Селиверстова (1973, 1978, 1983), который много лет участво-

вал в геолого-геоморфологической среднемасштабной (1 : 200 000) съемке в различных районах ФДМ и ее обрамления. Но в отличие от П. Мишеля, он считал, что самую верхнюю поверхность на наиболее поднятой части плато Фута Джалон следует считать постгондванской. Такую же позицию заняли советские геологи, которые в период с 1968 по 1993 года (Mamedov et al., 2010) покрыли всю западную и центральную часть территории (порядка 60%) Гвинейской Республики кондиционной геологической съемкой масштаба 1 : 200 000, сопровождаемой составлением геоморфологических карт и поисками полезных ископаемых.

Приступая к составлению карты геологических циклов (фиг. 3) авторы опирались на более надежные и детальные геолого-геоморфологические данные. Благоприятным фактором послужило то, что на крайнем северо-западе отроги плато Фута Джалон близко подходят к краевой восточной части Сенегало-Гвинейской периокеанической впадины (фиг. 4), в пределах которой сохранились на континентальной части Гвинеи Бисау отложения от нижнего мела до плиоцена. Благодаря буровым и геофизическим работам, а также палеонтологическим исследованиям компании ESSO в связи с поисками углеводородов, эти отложения были изучены и их результаты обобщены (Teixeira, 1968; Monciardini, 1978; Freudenthal, 1968; Мамедов, 1980). По-видимому, ни Л. Кинг, ни П. Мишель, ни М. Ламот и Г. Ружери, ни Ю.П. Селиверстов этими данными тогда не располагали. Отметим, что очень важными являются данные о литологическом составе и фациальной принадлежности отложений именно в краевой части впадины. С удалением от суши в сторону шельфа и континентального склона состав отложений зачастую существенно меняется и искажает истинную картину геодинамики условий мобилизации вещества на сопредельной суше.

Кроме того, существенным преимуществом послужило то, что в западной части ФДМ фрагментарно сохранились на поверхности континентальные обломочные отложения, получившие название серии Сангареди (Селиверстов, 1973). Эти толщи, представленные от галечников и гра-



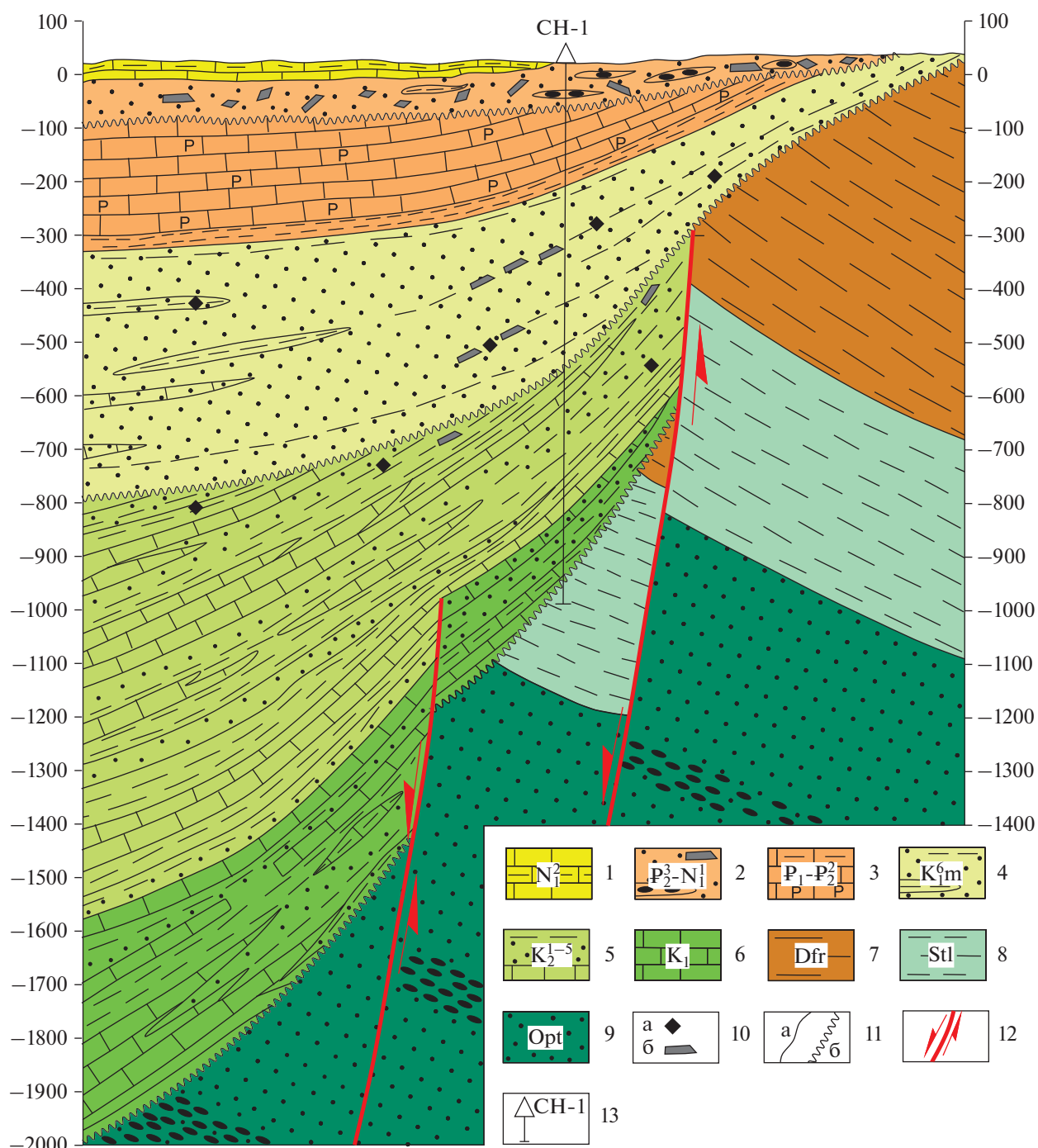
Фиг. 3. Карта геоморфологических циклов развития рельефа бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго и ее обрамления.

1–6 – площади с сохранившимися фрагментами господствующих в рельефе выровненных поверхностей различного возраста: 1 – позднемелового (до маастрихтского), 2 – маастрихт-среднеэоценового (африканская поверхность), 3 – позднеэоцен-раннемиоценового (промежуточный рельеф или первой фазы неотектонического этапа), 4 – средне-позднемиоценового (главная бокситоносная поверхность), 5 – плиоцен-раннеплейстоценового (пьедестальный уровень), 6 – средне-плейстоцен-голоценового (а – на Межгорной равнинах и б – на остальной территории); 7 – контур бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго; 8 – линеаменты.

вийников русловых фаций до песков, илов и глинистых старичьих и озер, являются водноосадочными отложениями. Они были известны давно и воспринимались как локальные накопления либо в опущенных тектонических блоках (Акаемов, 1975; Селиверстов, 1978), либо в подступной депрессии (Мамедов, 1985). Но благодаря детальному геолого-геоморфологическому картированию и широкому фронту поискового и разведочного бурения на бокситы (по заданию СВГ) удалось при корреляции возраста отложений впадины и выровненных поверхностей (геоморфологических циклов рельефа) установить, что накопление отложений серии Сангареди произошло в среднем миоцене во время последней морской трансгрессии. Из этих отложений была сформирована об-

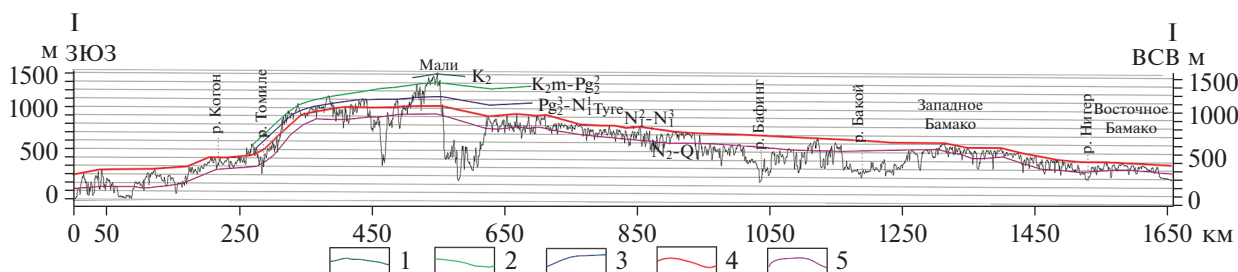
ширная аккумулятивная равнина, прислоняющаяся к массивам более древнего рельефа, над которой возвышались останцы предсреднемиоценового рельефа (Mamedov et al., 2020b).

Наряду с фактами сохранившихся отложений серии Сангареди, позволившим восстановить палеогеографическую обстановку на конец среднего миоцена, весьма важную роль для геоморфологических построений сыграли своеобразные по составу бокситы, которые образовались по отложениям серии и породам ложа. Как предполагалось ранее (Мамедов и др., 1985, 2011) и как было установлено позже (Mamedov et al., 2020b), континентальные водноосадочные отложения в перемменно-влажном жарком климате при богатой растительности в обводненных, но проточных до-



Фиг. 4. Геологический разрез через восточную часть Сенегало-Гвинейской периокеанической впадины (Гвинея-Бисау).

1 – отложения среднего миоцена: известняки со слабой фосфатной минерализацией, мергели, глины; 2 – отложения олигоцен-нижнемиоценовые: пески кварцевые с обломками обугленной древесины, линзами латеритного гравия и глин; 3 – отложения палеоцена–среднего эоцена: известняки с фосфатной минерализацией, мергели, глины; 4 – отложения маастрихта: пески кварцевые с прослоями глин, лигнитов; 5 – отложения верхнего мела (домаастрихского): пестрое переслаивание глин, песчаных глин, известняков, песчаников с карбонатным цементом, песков; в восточной части больше песчано-глинистых отложений, в западной – карбонатных; 6 – отложения нижнего мела: переслаивание песчано-глинистых и карбонатных отложений; на западе больше известняков; 7 – отложения девона (свита Фаро): мелкозернистые песчаники внизу и алевро-аргиллиты вверху; 8 – отложения силура (свита Телимеле): алевро-аргиллиты, аргиллиты (так называемые граптолитовые сланцы); 9 – отложения ордовика (свита Пита): разнозернистые кварцевые песчаники с прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов; 10 – включения: а) сингенетического пирита или марказита, б) линз лигнита; 11 – границы геологические: а) согласные, б) с размывом; 12 – разломы; 13 – глубокие скважины и их номера.



Фиг. 5. Геоморфологический профиль продольный по водораздельным поверхностям морфоструктуры Фута Джалон-Мандинго.

Генерализованные линии выровненных поверхностей различного возраста: 1 – домастрихтской; 2 – Африканской поверхности (маастрихт-эоценовой); 3 – Промежуточного рельефа (позднеэоцен-раннемиоценовый); 4 – Главная бокситоносная поверхность (средне-позднемиоценовая); 5 – Пьедестальный уровень рельефа (плиоцен-раннеплейстоценовый).

линах и озерах при высокой биологической активности среды, претерпели изменения в глеевой (восстановительной) обстановке. Прежде всего, произошло обеление – восстановление и вынос железа, а также ресилификация части обломков бокситов. Процессы обеления затронули и подстилающие коренные породы.

На поверхности, на обширных пространствах аллювиально-озерной аккумулятивной равнины сформировался новый, особо благоприятный для латеритного бокситообразования, маложелезистый и высокоглиноземистый материнский субстрат. Начавшееся в позднем миоцене опускание базиса эрозии и расчленение аккумулятивной равнины приводило к опусканию уровня грунтовых вод на местных вторичных водораздельных пространствах и выводу отложений в гидрогеологическую зону аэрации и инфильтрации, и их дальнейшей латеритизации. В силу мощного перераспределения в маложелезистой толще поровыми растворами алюминия, его избытка, в нижних частях разрезов формировались светлые осадочно-латеритные бокситы очень высокого качества. Этот процесс со временем охватывал и подстилающие светлые глины по коренному ложу. Эти светлые высокоглиноземистые бокситы отличаются повышенным содержанием бемита (Mamedov et al., 2022). В некоторых гелеморфных афанитовых (фарфоровидных) и оолитовых разновидностях количество бемитового глинозема (моногидрата – $Al_2O_{3\text{моно}}$) достигает 35–45%. Следует отметить, что в данном регионе в классических латеритных бокситах (*in situ*) по коренным породам содержание $Al_2O_{3\text{моно}}$, как правило, не превышает 2–2.5%, при этом моногидрат алюминия в большей степени связан с алюмогетитом, чем с бемитом.

В связи с явным отличием минералого-петрографического и геохимического состава бокситов, связанных пространственно и генетически с отложениями серии Сангареди, впервые появилась

возможность определения возраста поверхностей по особенностям бокситов даже в отсутствие остатков самих отложений серии Сангареди.

По наличию либо остатков бокситизированных отложений серии Сангареди либо по наличию светлых высокоглиноземистых бокситов с повышенным содержанием бемита фрагменты средне-позднемиоценовой поверхности, вернее цикла, установлены на западе ФДМ (западнее долины р. Томине) на абсолютных отметках от 190 до 400 м. Сама поверхность ступенчатая, включающая от 3 до 5 уровней, разделенных уступами в 20–30 м. Это свидетельствует о пульсационном характере опускания базиса эрозии. Не исключено, что часть мелких ступеней является скульптурными за счет залегающей субгоризонтально толщи осадочных пород с силлами долеритов.

На крайнем востоке ФДМ в районе Восточное Бамако на четырех бовалях с абсолютными отметками от 450 до 555 м известны крупные блоки белых бокситов с содержанием бемита до 40–45%. Есть все основания данный уровень рельефа также относить к средне-позднемиоценовому возрасту.

С востока на запад в сторону оси поднятия, проходящей субмеридионально от городов Маму и Киндия на север к городам Пита, Лабе, Мали, этот геоморфологический уровень полого поднимается сначала до отметки 600–750 м в бокситорудном районе Западного Бамако, затем до 800–950 м в районе Туге и, наконец, до отметок 1150 м на Донголь-Сигоне – в приосевой части (фиг. 5). И везде на поверхности этих бокситоносных бовалей отмечаются светлые бокситы с повышенным содержанием бемита.

Столь сильно различающиеся абсолютные отметки рассматриваемой поверхности свидетельствуют о том, что в постсреднемиоценовое время произошел очень активный, но дифференцированный подъем от сравнительно незначительного на западе вблизи Сенегало-Гвинейской периоке-

анической впадины до максимального по оси поднятия плато Фута Джалон. Большинство исследователей связывают это с активизацией длинноволновых (1000–2000 км) деформаций и с локальным апвеллингом в подкоровом веществе (Burke and Gunnell, 2008; De Putter et al., 2015; Guillocheau et al., 2015, 2018; Jackson et al., 2005; Lunde et al., 1992; Roberts and White, 2010 и др.), обозначая период с 11–10 млн лет до 2.5 млн лет как наиболее активный.

Построенную таким образом поверхность средне-позднемиоценового возраста, можно рассматривать как реперную, по отношению к которой определялись геоморфологические циклы и более молодого рельефа, и более древнего.

Расположенная ниже средне-позднемиоценового рельефа денудационная поверхность, участками сопряженная с так называемыми в регионе высокими террасами, включающая 2–3 ступени педиленов и педиментов и выполняющая роль пьедестального уровня для более древнего рельефа (Селиверстов, 1983), развита в настоящее время также на различных абсолютных отметках. На крайнем западе низкие отроги плато Фута Джалона спускаются до 180–120 м, тогда как в приосевой части поднятия ФДМ их отметки увеличиваются до 450–500 м. Далее на восток они опускаются до 450–380 м. Можно утверждать, что дифференцированный подъем территории продолжался и в плиоцен-раннеплейстоценовое время. По П. Мишелю (1973), эти низкие ступени (фронтон) педиментов и педиленов соответствуют высокому и среднему гляссисам (фиг. 2).

На западе на фрагментах поверхности этого цикла широко развиты латеритные покровы, в том числе с бокситами, как правило, железистыми, низкого качества. И только на тех участках, где сохранились бокситизированные отложения серии Сангареди встречаются залежи осадочно-латеритных бокситов высокого качества.

В рельеф пьедестального уровня вложена самая низкая выровненная поверхность, представленная педиментами и педиленами, сопряженными со второй надпойменной террасой главных рек региона. Возраст ее соответственно датируется средним плейстоценом. В схеме геоморфологического развития региона П. Мишеля она названа нижним гляссисом (фиг. 2). На предлагаемой карте геоморфологических циклов или выровненных поверхностей (фиг. 3) эта поверхность показана вместе с комплексом форм в долинах современных рек.

Нижняя среднеплейстоценовая поверхность на Приморской равнине находится на отметках от 25 м третьей морской террасы до 50 м, выходя на местное водораздельное пространство. Южнее г. Конакри по телам ортоамфиболитов в кристаллических сланцах архейского возраста образова-

лось рудопоявление низкокачественных латеритных железистых бокситов. На той же низкой поверхности с абсолютными отметками 10–35 м на островах Каса и Тамара известны небольшие месторождения латеритных бокситов, образовавшихся по нефелиновым сиенитам. Бокситы в этих проявлениях отличаются высоким содержанием кремнезема в форме каолинита (оба материнских субстрата безкварцевые), что свидетельствует об определенной незрелости пород. Причиной этого является сравнительно небольшая длительность процессов выветривания (менее 0.5 млн лет) и, возможно, повышенная влажность климата юго-западной части провинции.

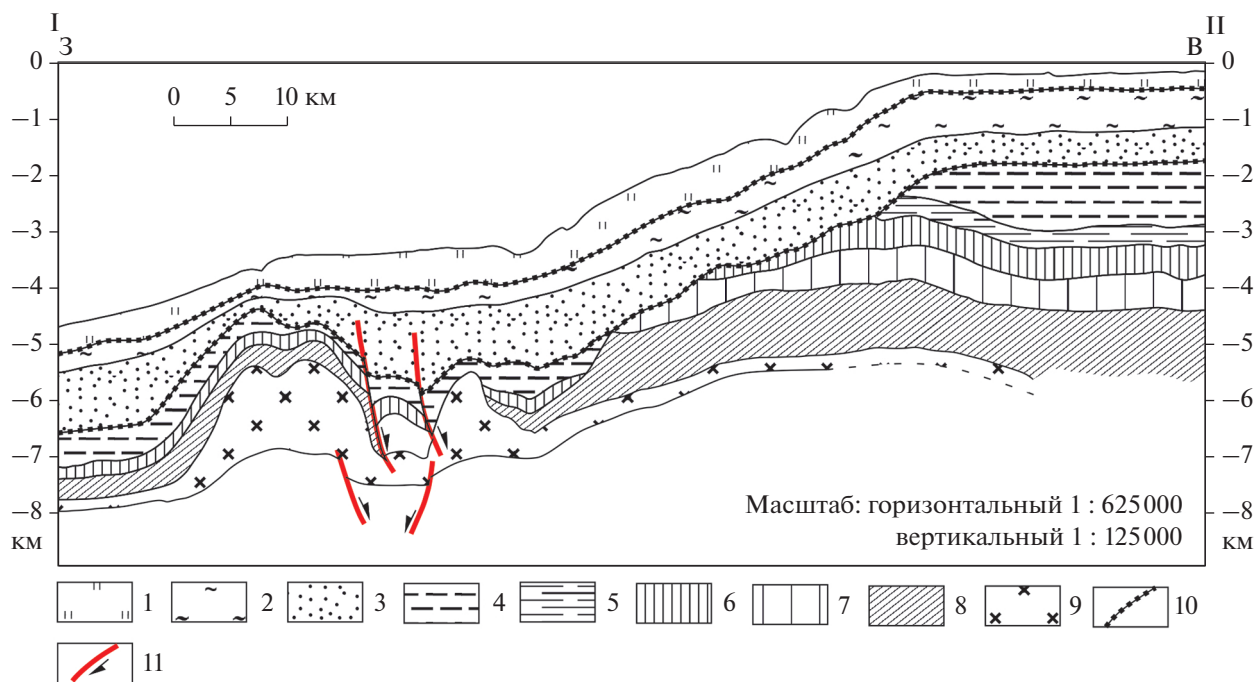
Достаточно сложно оказалось определить возраст более древних, досреднемиоценовых геоморфологических циклов и выделить их на геоморфологической карте.

На разрезе через краевую восточную часть Сенегало-Гвинейской периокеанической впадины (фиг. 4) показано, что самые близкорасположенные к Фута Джалону отложения нижнего мела подсечены скважиной SF-1 на глубине около 820 м. Они с размывом залегают на сланцах силура и имеют мощность примерно 100 м. В литологическом составе преобладают песчано-глинистые отложения с прослоями песчаников с карбонатным цементом. Выше на них с размывом залегают отложения домастрихтского верхнего мела, которые представлены переслаиванием глин, песков и известняков с прослоями лигнитов в верхней части.

За этот длительный период (28 млн лет) от нижнего мела (K_1) до кампана (K_2^s) включительно можно выделить по литологическим признакам 2–3 смены геодинамической и палеогеографической обстановок. Далее на запад на шельфе и континентальном склоне под отложениями нижнего мела залегают юрские преимущественно карбонатные и глинистые породы с прослоями гипса, ниже которых, предположительно в основании впадины, известны соляные отложения предположительно триасовые или самых низов юры (фиг. 6).

Можно согласиться с Л. Кингом (1967) и П. Мишелем (1973), что гондванский и постгондванский циклы формирования рельефа на сопредельной суше имели место. Но проблема заключается в ответе на вопрос: могли ли сохраниться до нашего времени эти поверхности?

Выше отложений кампана в краевой части впадины (фиг. 4) с размывом ложится толща маастрихтских преимущественно кварцевых песков с прослоями глин и реже лигнитов. Отложения маастрихта распространились далеко на восток, ложась на породы палеозойского платформенного чехла. На запад в сторону основания континентального склона маастрихтский размыв последо-



Фиг. 6. Профиль (по геофизическим данным ESSO) через шельф и континентальный склон по широте 11°42' в акватории Гвинеи-Бисау.

1 – плейстоцен–миоцен; 2 – олигоцен–палеоцен; 3 – маастрихт; 4 – сенон–сеноман; 5 – альб; 6 – верхний апт–неоком; 7 – неоком; 8 – юра; 9 – соль (триас?); 10 – размыв; 11 – тектонические нарушения.

вательно срезает отложения верхнего и нижнего мела до неокома включительно (фиг. 6). Можно констатировать, что одновременно с расширением маастрихтского бассейна на восток на сопредельной суше происходил подъем и размыв интенсивно выветрелых пород. По-видимому, именно в это время заложилась ступени (педименты), отделяющие Африканскую поверхность от более древнего рельефа.

В палеоцене геодинамика и палеогеографические условия в регионе резко изменяются. Во впадине после небольшого прослоя черных глин датского яруса в течение всего палеоцена, до среднего эоцена включительно накапливается толща известняков с бедной (P_2O_5 3–12%) фосфатной минерализацией, мергелей и карбонатных глин. Эти отложения свидетельствуют о том, что на сопредельной суше тоже произошел подъем базиса эрозии, и продукты разрушения оставались на континенте, заполняя долины и нижние ступени маастрихтского эрозионно-денудационного рельефа. В течение длительного времени (28 млн лет) относительной стабилизации должны были произойти два рельефообразующих процесса: отступление склонов (верхних ступеней маастрихтского вреза) и накопление континентальных отложений с формированием аккумулятивной равнины. Есть предположения, что в этот период в атмосфере Земли было повышенное содержание

CO_2 (Кинг, 1967) и подъем базиса эрозии мог быть связан с парниковым эффектом и таянием ледников, то есть с эвстатикой.

По аналогии с рассматриваемой выше средне-миоценовой серией Сангареди эти раннекайнозойские континентальные отложения тоже, по-видимому, слагали к концу среднего эоцена мощную толщу, которую условно назовем серией Фута.

Как и предполагали многие исследователи, начиная с Л. Кинга (1962) и до последних публикаций Ф. Гайоши (2018) к концу среднего эоцена по всей Африке сформировалась предельно выровненная полигенетическая (денудационная и аккумулятивная) поверхность. Завершился Африканский геоморфологический цикл.

В позднем эоцене в регионе происходит резкая смена геодинамики, начинается так называемый неотектонический этап (Хаин, 1971) подъема (его первая фаза), который продолжался до конца раннего миоцена. В краевой части впадины накапливается толща кварцевых песков с обломками обугленной древесины с прослоями глин и лигнитов и редкими линзами латеритного гравия (фиг. 4). На сопредельной суше ФДМ в это время происходит расчленение Африканской поверхности с пульсационным опусканием базиса эрозии и заложением уступов – педиментов и педипленов ступенчатого рельефа, который вслед за

П. Мишелем (1973) назовем также Промежуточным.

В среднем миоцене снова накапливаются известняки с бедной фосфатной минерализацией и мергели, которые свидетельствуют об опускании впадины и смены прибрежных условий на морские. Произошла последняя морская трансгрессия и инверсия базиса эрозии — его подъем. Не исключено, что это связано с глобальным процессом эвстатики — подъемом уровня океана, как это предполагалось для палеоцен-раннеэоценового времени. Соответственно, только с этим геологическим периодом можно связать накопление на сопредельной суше ФДМ описанных выше континентальных отложений серии Сангареди. В отличие от гипотетической палеоцен-среднеэоценовой серии Фута, которая не могла сохраниться за прошедшие с конца среднего эоцена 38 млн лет, особенно на фоне активного подъема первой фазы неотектонического этапа (до конца раннего миоцена), отложения серии Сангареди сохранились незначительно — фрагментарно. Учитывая, что на месторождении Сангареди эти отложения с сохранившейся мощностью до 42 метров испытали интенсивную латеритизацию с образованием осадочно-латеритных бокситов экстра-качества, возраст их не может быть очень молодым (плейстоценовым). Обломки и гальки из осадочно-латеритных бокситов по серии Сангареди встречаются в высоких террасах преимущественно плиоцен-раннеплейстоценового возраста, упомянутых выше.

Еще раз подчеркнем, что впервые наиболее надежно были установлены палеогеографические условия и возраст отложений серии Сангареди как среднемиоценовый, и это дало возможность существенно уточнить всю схему геоморфологического развития территории провинции ФДМ и ее обрамления (фиг. 7). В отличие от традиционных для данного региона ФДМ представлений Л. Кинга (1967), П. Мишеля (1973) и многих других, в предлагаемой схеме и на карте геоморфологических циклов (фиг. 3) нет не только гондванского, но и постгондванского рельефа. Несмотря на то, что в отложениях Сенегало-Гвинейской впадины, как показано выше (фиг. 4 и фиг. 6), известна мощная толща меловых и юрских отложений разнофациального и различного литологического состава, подтверждающих возможность формирования этих древних поверхностей, они не могли сохраниться до настоящего времени. К такому выводу приводят собранные данные и собственные расчеты о скорости эрозионно-денудационных процессов и развития латеритных бокситоносных покровов.

О СКОРОСТИ ЭРОЗИОННО-ДЕНУДАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ И РАЗВИТИЯ ЛАТЕРИТНЫХ БОКСИТОНОСНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Рассмотрим данные оценок скоростей планации (вертикальной денудации выравненных поверхностей) рельефа, линейной эрозии (врезания долин) и отступления склонов. Литературные данные, освещающие эти параметры, весьма малы.

Ю.П. Селиверстов в своем последнем обобщении по региону в 1983 году приводит следующие данные:

— планация: 0.5–1 см за 1000 лет, то есть 5–10 м/млн лет;

— эрозионный врез: 2–5 см за 1000 лет, то есть 20–50 м/млн лет;

— отступление склонов: 2–4 мм/год, то есть 2000–4000 м/млн лет.

Скорость планации, приведенная в большинстве публикаций без убедительных расчетов и обоснований (Chardon et al., 2018; Beauvais et al., 2008; Decker et al., 2013; Matmon et al., 2013; Guillocheu et al., 2018; J.-L. Voeglin and J.-L. Probst, 1998), находится в диапазоне от 1–1.5 до 10 м за 1 млн лет. Разброс значительный, но укладывается в пределах одного порядка.

Нами проведены расчеты скорости планации на более надежной основе. Можно считать доказанным, что накопление серии Сангареди завершилось в конце среднего миоцена. Таким образом, за прошедшие до настоящего времени 11 млн лет можно достаточно достоверно оценить скорость планации. На левобережье р. Когон на северо-западе региона поверхность аккумулятивной равнины закартирована на абсолютных отметках (в сегодняшнем измерении) 270–300 м. Но с учетом минимальной скорости планации (1.5 м/млн лет — за 11 млн лет) срезано минимум 16 м, следовательно, следует считать, что аккумулятивная поверхность находилась на отметках 286–316 м. Возьмем минимальную отметку +286 м. До настоящего времени на месторождении Сангареди над плоской частью ложа бокситизированные отложения серии Сангареди сохранились на отметках от +215 до +245 м — в среднем примерно +230 м. Простая арифметика показывает, что за 11 млн лет было срезано 56 метров ($286 - 230 = 56$ м). Следовательно, на 1 млн лет приходится 5 метров. На соседнем месторождении Бунду-Вааде подошва серии Сангареди находилась на отметках около 190 м, а остатки бокситов по отложениям серии Сангареди сохранились фрагментарно с абсолютными отметками 200–205 м, то есть средний уровень среза можно принять как +195 м. Следовательно, на этом участке планацией было срезано $286 - 195 = 91$ м со скоростью $91 : 11 = 8.3$ м за 1 млн лет. Проведенные таким же образом рас-

четыре еще на 5 участках показали также близкие значения от 7 до 9.5 м за 1 млн лет.

Таким образом, следует принять как наиболее достоверные значения скорости планации в данных климатических условиях — от 5 до 10 м за 1 млн лет, как и было указано у Ю.П. Селиверстова (1983).

Скорость эрозии (эрозионного вреза) была рассчитана по врезу р. Когон относительно уровня 286 м на конец среднего миоцена. Сегодняшнее положение русла находится на абсолютных отметках от 100 до 120 м. Следовательно, за 11 млн лет р. Когон углубилась на 176 метров. Соответственно, средняя скорость врезания — линейной эрозии составила 16 м за 1 млн лет. Восточнее, в 80 км по реке Томине, скорость линейной эрозии составила 20 м за 1 млн лет. И, наконец, еще в 200 км к востоку по оси поднятия ФДМ, где средне-позднемиоценовые поверхности максимально подняты до абсолютных отметок 1150 м, а ближайшие русла главных рек находятся на абсолютных отметках 180–220 м, скорость линейной эрозии достигает 86 м/млн лет. Следовательно, скорость врезания зависит от темпа поднятия — геодинамики в конкретном районе. Именно поэтому в публикациях приводятся различные значения.

О скорости отступления склонов имеющиеся ограниченные данные сильно отличаются друг от друга. Ю.П. Селиверстов (1983), как показано выше, дает значения 2–4 км/млн лет, близкие оценки (>3 км/млн лет) — у Л. Кинга (1967). Х. Кокбарн с соавторами (2000) считают, что эта скорость значительно ниже — менее 20 м/млн лет, а с конца эоцена составляла менее 16 м/млн лет. А. Матмон с соавторами (2013) считает, что скорость отступления склонов 8 м/млн лет и она в 2–4 раза выше планации.

Нами не проводились собственные расчеты этих параметров. Можно лишь отметить, что нижние среднеплейстоценовые педименты главных рек на северо-западе ФДМ отстоят от сопряженных с ними границ со II надпойменной террасой, как правило, на первые сотни метров. Это позволяет предположить, что скорость отступления склонов находится от первых сотен метров до 1 км (скорее менее 1 км). Если согласиться с утверждением Ю.П. Селиверстова, что скорость эрозии до порядка выше, чем скорость планации, что подтверждается и нашими расчетами, а скорость отступления склонов еще выше, предлагаемые нами значения укладываются в этот подход. Предлагаемые Ю.П. Селиверстовым и Л. Кингом скорости более 1 км и даже до 4 км за 1 млн лет кажутся завышенными. Если бы, например, уступы раннеолигоценовых педипленов продолжали отступать со скоростью 3 км/млн лет, то за прошедшие 34 млн лет они должны были бы отступить на 100 км от каждой крупной долины в обе стороны,

и тогда бы никакой доолигоценовый рельеф в регионе не сохранился бы. Наверное, первые сотни метров за 1 млн лет можно рассматривать как реальные скорости отступления склонов.

Предлагаемые другими исследователями скорости менее 10 м/млн лет кажутся слишком заниженными. Так, например, имеются отдельные фрагменты позднемиоценовой поверхности, параметры которых превышают 2–3 км от ближайших долин крупных рек. Если скорость развития позднемиоценового педимента была бы действительно 8 м за 1 млн лет, как это предполагал А. Матмон с коллегами (2013), то за прошедшие 10 млн лет ширина педиплена от долины не должна была бы превысить 80 метров (8 м × 10 млн лет). Это в десятки раз противоречит фактам, что косвенно подтверждает правильность наших предположений.

Таким образом, касаясь скорости различных процессов — механизмов формирования и развития рельефа мы принимаем следующие значения:

- для планации: от 5 до 10 м/млн лет — среднее 7 м для районов ФДМ; для Гвинейской возвышенности, сформированной по крутозалегающим метаморфическим породам, эта скорость должна быть выше примерно в 2 раза; это же показали своими исследованиями Жан-Луп Беглин и Жан-Лук Пробст (1998);

- для линейной эрозии — врез долины главных рек необходимо учитывать скорость положительной геодинамики в различных районах, которая составляет эмпирически от 16 до 86 м/млн лет;

- для отступления склонов: ориентировочно 100–200, возможно, до 300 м/млн лет.

О скорости развития латеритных кор выветривания также имеется очень немного данных, и они не всегда убедительные.

Ю.П. Селиверстов (1983) приводит данные о выветривании надгробий на кладбище в США по различным породам, которые составили за 100 лет от 1.33 до 2.89 мм, что соответствует значениям от 13.3 до 28.9 м за 1 млн лет. С.А. Кашик (1989) при расчете образования гиббситовой зоны при выветривании гранодиоритов в условиях влажных тропиков оперирует цифрой в 12 м за 1 млн лет при пористости 60% и 5 м за 1 млн лет при полном исчезновении внутреннего пространства.

В.В. Жуков с коллегами (2012) методом математического моделирования физико-химических процессов выветривания предполагают, что для формирования полного профиля латеритной бокситоносной коры выветривания требуется порядка 10 млн лет. Это соответствует для рассматриваемого региона от 1 до 3 м за 1 млн лет. Жан-Луп Беглин и Жан-Лук Пробст (1998) методом анализа жидкого и твердого стока р. Нигер приходят к выводу, что средняя скорость выветривания составляет 6.06 м/млн лет (от 4.29 до 8.66). При

этом вполне логично отмечает, что скорость развития профиля выветривания – это разница между скоростью выветривания (опускания нижней границы) и скорости денудации (планаии), и эта разница составляет 1.3–3.7 м/млн лет.

Прямые расчеты скорости формирования коры выветривания по марганцовистым карбонатным породам на базе определения абсолютного возраста методом ^{39}Ar – ^{40}Ar самой верхней и нижних частей профиля дали весьма различные значения от 1.5–2.5 м/млн лет (Beauvais et al., 2008) до 6.9 м/млн лет (De Putter et al., 2015).

И по этой теме разброс значений, хоть и не столь контрастный, как для некоторых эрозионно-денудационных процессов, но тоже значительный – на порядок: от 1.5–2.5 до 29 м за 1 млн лет.

Учитывая, что возраст выровненной поверхности рельефа может указывать только приблизительно на дату начала формирования латеритного покрова, более точные результаты можно получить при анализе бокситоносных кор выветривания на самых молодых геоморфологических уровнях рельефа, на которых известны латеритные бокситы. Таким подходящим местом является проявление латеритных бокситов в районе Фармория на Приморской равнине к югу от г. Конакри в Гвинейской Республике. Здесь, на плоском водораздельном пространстве с абсолютными отметками 40–55 метров были проведены поисково-оценочные работы. По двум профилям были пробурены скважины, которыми выявлено проявление бокситов, сформировавшихся по телу субвертикально залегающих ортоамфиболитов внутри толщи кристаллических сланцев архейского фундамента платформы (фиг. 8). Возраст этой низкой денудационной поверхности, которая сопряжена с III морской террасой с абсолютными отметками 20–35 метров не может быть древнее среднего плейстоцена. Если даже процессы латеритного выветривания начались сразу после ее формирования с самого начала среднего плейстоцена, то выветривание происходило максимум 0.7 млн лет до настоящего времени. По данным бурения, общая мощность коры выветривания составляет от 9 до 19 м. Но особенно важна для расчетов мощность собственно латеритного покрова – верхнего горизонта, сложенного преимущественно оксидами и гидроксидами железа и алюминия, и залегающего над горизонтом каолинистых и полиминеральных глин. Мощность этого латеритного горизонта с бокситами составляет порядка 9 м. Чтобы перейти к расчету скорости выветривания и образования именно собственно латеритного горизонта необходимо учесть еще два момента. Во-первых, сохранившаяся мощность этого горизонта не является мощностью истинной, так как за 0.7 млн лет исходя из средней скорости планаии 7 м/млн лет,

было срезано 4.9 м. С учетом этого надо мощность латеритного покрова увеличить на 4.9 и получить 14 метров. Во-вторых, расчет количества железа и алюминия на изоволюметрической основе показывает, что при коэффициенте концентрации вещества равным 1.68, процессами латеритизации здесь было переработано не 14 метров, а в 1.68 раз больше, то есть 23.5 метров за 0.7 млн лет. Следовательно, скорость развития данной латеритной коры выветривания составляет 33.5 м/млн лет. Тогда как скорость собственно формирования латеритного покрова с учетом скорости планаии (как разница) составляет 26.5 м/млн лет.

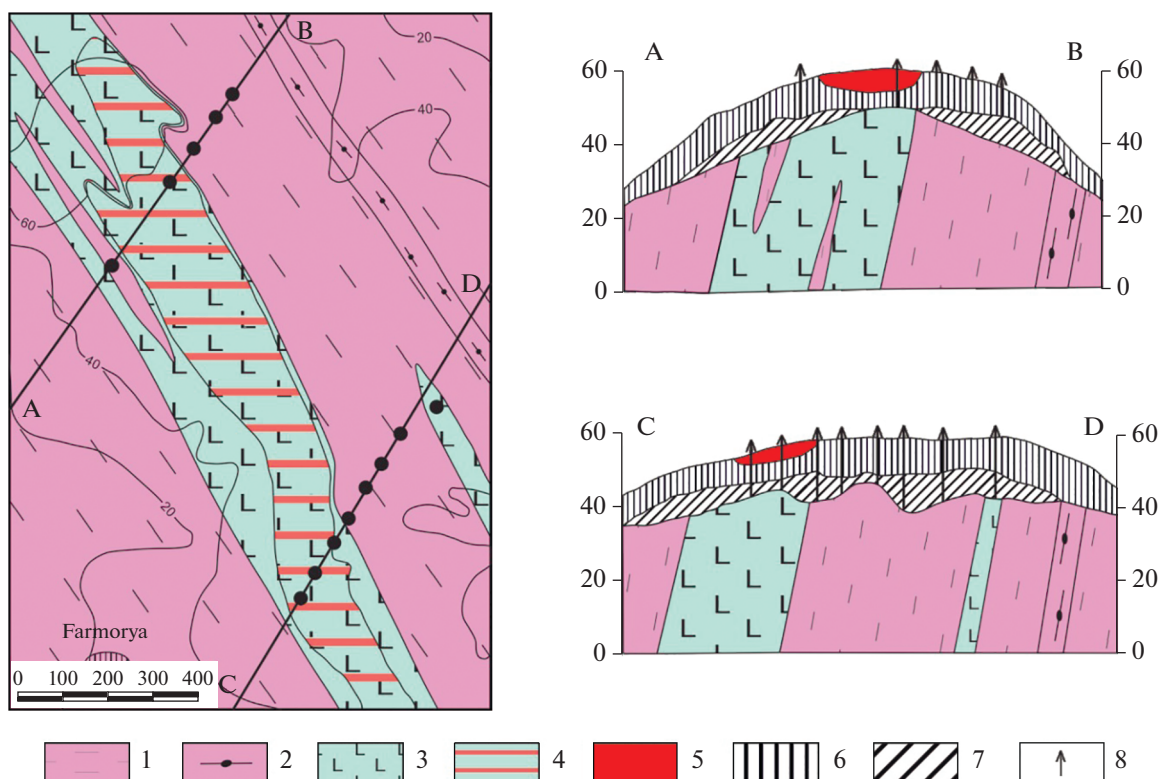
На соседнем месторождении латеритных бокситов по нефелиновым сиенитам на архипелаге Лос напротив г. Конакри на поверхности рельефа +15...+35 м также среднеплейстоценового возраста по такой же методике проведенные расчеты дали близкие результаты, как скорости выветривания – 29 м/млн лет, так и скорости наращивания профиля выветривания с учетом планаии – 22 м/млн лет ($29 - 7 = 22$).

Надо отметить, что группа французских исследователей (Chardon et al., 2006), по-видимому, под влиянием старых идей Б. Буланже (1984) и Ф. Тесье (1964), по непонятным причинам отнесли латеритные бокситы архипелага Лос к эоцену.

О том, что бокситы, расположенные выше участков Фармория и архипелага Лос являются именно молодыми образованиями (ни с эоцена и ни с неогена) свидетельствует их состав. И в тех и в других бокситах содержание SiO_2 в форме каолинита превышает 5% (среднее 8.5 и 5.5–6% соответственно). Подобно бокситам Вьетнама, с повышенным содержанием каолинита, эти бокситы следует считать также “недозревшими” (Михайлов и др., 1981; Одокий, Скоробогатов, 1983) и безусловно молодыми (Новиков и др., 1986).

В то же время, полученные по этим объектам скорости выветривания следует считать максимальными. Оба материнских субстрата, и амфиболиты, и нефелиновые сиениты, относятся к практически безкварцевым породам с средними-крупными кристаллами алюмосиликатов с высокой трещиноватостью, а амфиболиты еще и несут следы рассланцеванности с субвертикальным залеганием, то есть отличаются высокой водопроницаемостью. Кроме того, они находятся в климатической подзоне с наиболее высоким количеством атмосферных осадков – до 3500–4000 мм/год, выпадающих за 6–8 месяцев в сезон дождей.

На основной части бокситоносной провинции ФДМ более двух третьих месторождений бокситов образовалось в латеритных корках выветривания по залегающим субгоризонтально существенно глинистым терригенно-осадочным породам, в которых алюминий находится в составе сирицита, частично хлорита и гидрослюд, вывет-



Фиг. 8. Геологическая карта и разрезы рудопоявления Фарморья.

1–3 – породы свиты Форекария, архей: 1 – биотит-пироксеновые кристаллические сланцы, 2 – гнейсы, 3 – ортоамфиболиты; 4 – залежь бокситов района Фарморья; 5–7 на разрезах: 5 – бокситы; 6 – кварц-каолинит-гетитовые железные латериты, 7 – глины коры выветривания, 8 – точки бурения, 9 – линии геологических разрезов.

ривание которых происходит в целом медленнее чем полевых шпатов, пироксенов и амфиболов и, особенно, нефелина. И в основных бокситорудных районах количество атмосферных осадков, как правило, не превышает 2200–2400 мм/год, уменьшаясь к северу и востоку до 1400–1300, а далее до менее 1000 мм/год.

Исходя из этого, следует уменьшить установленную выше скорость выветривания примерно в 2 раза, то есть для основных месторождений, сформировавшихся в провинции ФДМ можно принять значения порядка 10–15 м латеритного покрова за 1 млн лет.

По фактическим данным была рассчитана скорость выветривания в бокситорудном районе Когон-Томине – самом крупном в провинции ФДМ. В этом районе подавляющая часть бокситов приурочена к позднемиоценовому выровненному рельефу. Будем исходить из того, что процессы латеритного выветривания начались с середины позднего миоцена, то есть 7 млн лет назад. Проведенные расчеты средних параметров латеритных кор выветривания в пределах данного района показали, что средняя мощность собственно латеритного покрова (выше горизонта глин) составляет 11.5 м (Mamedov, 2005; Mamedov

et al., 2019). Применение расчетов количества вещества (абсолютного содержания) на изоволюметрической основе и сопоставление с усредненным составом материнского субстрата (66% – алевро-аргиллитов и 34% долеритов и конга-диабазов) позволило установить, что в каждом кубическом метре усредненного латеритного покрова сосредоточено Fe_2O_3 в 4 раза больше, чем в материнском субстрате. Следовательно, чтобы образовалось 11.5 метров латеритного покрова, потребовалось переработать, как минимум, 46 метров ($11.5 \times 4 = 46$) материнского субстрата. Это при условии, что 100% железа из материнских пород осталось в профиле выветривания, что вряд ли соответствует действительности. Остановимся на 46 метрах. За прошедшие 7 млн лет планацией должно было быть уничтожено 35 метров (исходя из минимальных значений, обсужденных ранее – по 5 метров за 1 млн лет). Итого, латеритизацией с учетом плоскостного сноса, было переработано за 7 млн лет – 81 метр ($46 + 35 = 81$), что дает среднюю скорость – 11.6 м/млн лет ($81 : 7 = 11.57$). Эти значения очень хорошо коррелируют с теми, которые выше определены на базе теоретических рассуждений с учетом особенностей залегания и состава материнских пород и климата на ФДМ.

Следует отметить, что сохранившаяся мощность латеритного покрова (11,5 м) в данном случае близко соответствует разнице между мощностями переработанной породы (и срезанной планацией с поверхности: $46 - 35 = 11$ м).

Таким образом, можно принять, что для платформенного чехла, к которому в основном приурочена бокситоносная провинция ФДМ, скорость выветривания составляет около 11–12 м/млн лет, тогда как для районов Гвинейской возвышенности, где кора выветривания формируется по залегающим субвертикально материнским породам, скорость должна быть выше примерно в 2 раза, то есть порядка 22–26 м/млн лет.

Эти значения выше скоростей планации, благодаря чему на кайнозойских выровненных поверхностях рельефа сохранились эти эфемерные геологические тела, которые все это время, наряду с разрушением сверху, наращивались снизу.

Исходя из положения средне-позднемиоценового рельефа в приосевой части морфоструктуры ФДМ на высотных отметках до 1150 м на более древний рельеф до вершины плато — до 1538 м — остается около 400 м. В этот диапазон вписывается Промежуточный рельеф и выше него с 1380 до 1500 м — Африканская поверхность. С учетом скоростей планации даже при минимальном варианте 5 м за 1 млн лет со времени формирования гондванской поверхности (середина—конец юры по Л. Кингу, 1967) за прошедшие 165–150 млн лет было срезано 825–750 м. Соответственно, эта поверхность не могла сохраниться до настоящего времени. Но и Постгондванская поверхность за прошедшие 100 млн лет тоже не могла сохраниться, так как планацией было срезано не менее 500 м. Самые верхние ступени рельефа по оси поднятия ФДМ на карте (фиг. 3) и на схеме геоморфологического развития (фиг. 7) отнесены к Африканскому геоморфологическому циклу. К близким представлениям пришли Ф. Гайоши с коллегами (2018) для районов Центральной и Южной Африки.

Составленная карта выровненных поверхностей позволила датировать все бовали, на которых расположены месторождения и проявления бокситов провинции ФДМ. Некоторые характеристики поверхностей различного возраста в разных зонах (запад, центр и восток) провинции приведены в табл. 1.

ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МАСШТАБА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КАЧЕСТВО БОКСИТОВ

Самой очевидной геоморфологической закономерностью является факт, что месторождения бокситов приурочены к плоским, пологоволнистым и пологоступенчатым вершинам бовалей.

Чаще всего это местные господствующие или верхние и средние уровни рельефа, возвышающиеся над пьедестальным уровнем, как правило, не менее чем на 50–80 м, то есть обеспечивающие необходимый промывной режим кор выветривания в сезон дождей. Если на крайнем западе ФДМ вершины бокситоносных бовалей имеют абсолютные отметки от 140 до 300 м, преобладающие 185–300 м, то в приосевой части морфоструктуры они не опускаются ниже 500–700 м.

На нижнем геоморфологическом уровне поверхности, где в сезон дождей уровень грунтовых вод поднимается близко к поверхности, бокситоносных латеритных покровов и месторождений бокситов в пределах ФДМ не выявлено.

К факторам регионального масштаба следует отнести особенности распределения бокситоносных латеритных покровов в зависимости от возраста выровненных поверхностей и их сохранности в различных частях провинции ФДМ. В табл. 2 приведены данные о количестве месторождений вообще и разного масштаба, а также общих ресурсах бокситов, приуроченных к различным по возрасту выровненным поверхностям.

Как видно из этой таблицы, подавляющая часть месторождений и проявлений (68% от общего количества в провинции) приурочено к рельефу средне-позднемиоценового геоморфологического цикла, поэтому этой поверхности присвоено название Главной бокситоносной поверхности (табл. 1). В ее пределах сосредоточено и наибольшее количество крупных (95%), более 100 млн тонн, очень крупных (84%), более 300 млн тонн и гигантских (86%), более 500 млн тонн, месторождений.

Так как масштабы месторождений зависят от сохранившейся площади бовали, то выявленная закономерность отражает степень сохранности крупных фрагментов рассматриваемой поверхности. После среднего миоцена прошло всего 11 млн лет, тогда как после олигоцена процессы эрозионно-денудационного расчленения длятся уже 23 млн лет, не говоря про длительность процессов расчленения Африканской поверхности, составляющей 38 млн лет. Соответственно, на последней зафиксировано всего 3 крупных месторождения, а очень крупных и гигантских нет. На поверхности Промежуточного рельефа наряду с двумя крупными известно три месторождения очень крупных и одно гигантское.

Приведенный фактический материал показывает главенствующее влияние геоморфологического фактора в степени сохранности бокситоносного рельефа в зависимости от его возраста, длительности его последующего расчленения.

Имеющиеся фактические данные по месторождениям позволяют эмпирическим путем

Таблица 1. Геоморфологические уровни рельефа бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго

Параметры	Характеристика выравненных поверхностей в разных зонах провинции ($S_{\text{общая}} = 135767 \text{ км}^2$)		
	Западная, западнее долины реки Томине ($S = 38271 \text{ км}^2$)	Центральная, приосевая часть, от долины р. Томине до долины р. Бафинг ($S = 64042 \text{ км}^2$)	Восточная, восточнее долины р. Бафинг ($S = 33454 \text{ км}^2$)
Африканская поверхность, $K_2^6 m - P_2^2$ – маастрихт–среднеэоценовая; продолжительность 28 млн лет, 135.9 км^2 или 0.1% от общей площади провинции			
Абсолютные отметки, (м)	680–720	1380–1500	
Площадь, (км^2)	19.7	116.2	
Размеры фрагментов, (км^2)	от 0.002 до 9.0 в среднем 1.0	от 0.002 до 69.9 в среднем 2.9	Отсутствуют
Покровные образования	Латеритные бокситоносные покровы с гиббситовыми бокситами низкого и среднего качества (риголит)		
Промежуточный ступенчатый рельеф первой фазы неотектонического поднятия, $P_2^3 - N_1^1$ – позднеэоцен–раннемиоценовый; продолжительность 22 млн лет, 1409 км^2 или 1.09% от общей площади провинции			
Абсолютные отметки, (м)	380–650	1180–1300	
Площадь, (км^2)	548.7	860.3	
Размеры фрагментов, (км^2)	от 0.002 до 119.4 в среднем 7.0	от 0.001 до 191 в среднем 4.0	Отсутствуют
Покровные образования	Латеритные бокситоносные покровы с гиббситовыми бокситами низкого и среднего качества (риголит)		
Главная бокситоносная поверхность второй фазы неотектонического поднятия, $N_1^2 - N_1^3$ – средне–позднемиоценовый; продолжительность 10.7 млн лет, 18285.3 км^2 или 13.41% от общей площади провинции			
Абсолютные отметки, (м)	185–50	790–1150	450–750
Площадь, (км^2)	10536.2	6660.9	1088.4
Размеры фрагментов, (км^2)	от 0.002 до 4759.9 в среднем 15.7	от 0.002 до 2109.4 в среднем 7.0	от 0.002 до 55.1 в среднем 2.7
Покровные образования	Латеритные бокситоносные покровы с бокситами гиббситовыми низкого и среднего качества, и с гиббсит-бемитовыми бокситами очень высокого качества (риголит)		Железистые латериты с крупными блоками белых гиббсит-бемитовых бокситов
Пьедестальный уровень, рельеф продолжения второй фазы неотектонического подъема (верхний и средний глянсисы), $N_2 - Q_1$ – плиоцен-раннеплейстоценовый; продолжительность 4.6 млн лет, 29228.5 км^2 или 21.6% от общей площади провинции			
Абсолютные отметки, (м)	110–360	400–800	410–580
Площадь, (км^2)	11170	15162.9	2895.6

Таблица 1. Окончание

Параметры	Характеристика выравненных поверхностей в разных зонах провинции ($S_{общая} = 135767 \text{ км}^2$)		
	Западная, западнее долины реки Томине ($S = 38271 \text{ км}^2$)	Центральная, приосевая часть, от долины р. Томине до долины р. Бафинг ($S = 64042 \text{ км}^2$)	Восточная, восточнее долины р. Бафинг ($S = 33454 \text{ км}^2$)
Размеры фрагментов, (км^2)	от 0.001 до 3934.5 в среднем 33.3	от 0.001 до 2961.7 в среднем 13.9	от 0.001 до 415.3 в среднем 4.8
Покровные образования	Латеритные покровы железистые, реже с бокситами гиббситовыми и очень редко с гиббсит-бемитовыми белыми бокситами	Латеритные покровы железистые или маршалиты по кварцевым песчаникам; реже с бокситами	Латеритные железисто-кварцевые маршалитовые образования
Нижняя денудационная поверхность, продолжения второй фазы неотектонического подъема, сопряженная со II надпойменной террасой главных рек (нижний гляссис), Q_2 – среднеплейстоценовая; объединена с позднеплиоцен-голоценовым рельефом современных долин; продолжительность 0.57 млн лет, 86707 км^2 или 63.8% от общей площади провинции			
Абсолютные отметки, (м)	75–240	180–550	320–450
Площадь, (км^2)	15996.4	41241.7	29470
Покровные образования	Железисто-кремнистые с кварцем безбокситовые латеритные покровы слабой проработки		

определить оптимальную степень расчлененности рельефа.

На залегающих субгоризонтально породах платформенного чехла вертикальная фильтрация не может обеспечить достаточный сброс выпадающих на поверхность бовали дождевых вод, чтобы функционировала гидрогелогическая зона инфильтрации и аэрации. Поэтому, чтобы после дождя зеркало грунтовых вод опустилось, и образовалась гидрогелогическая зона инфильтрации и аэрации, в пределах которой образуются бокситы (Мамедов и др., 1975, 1983; Mamedov, 2005), необходим дополнительный сброс. Он осуществляется латерально по периметру бовалей. В сезон дождей часто можно наблюдать, как из-под панциря каменистых пород по периметру появляется большое количество источников, иногда очень мощных, напорных.

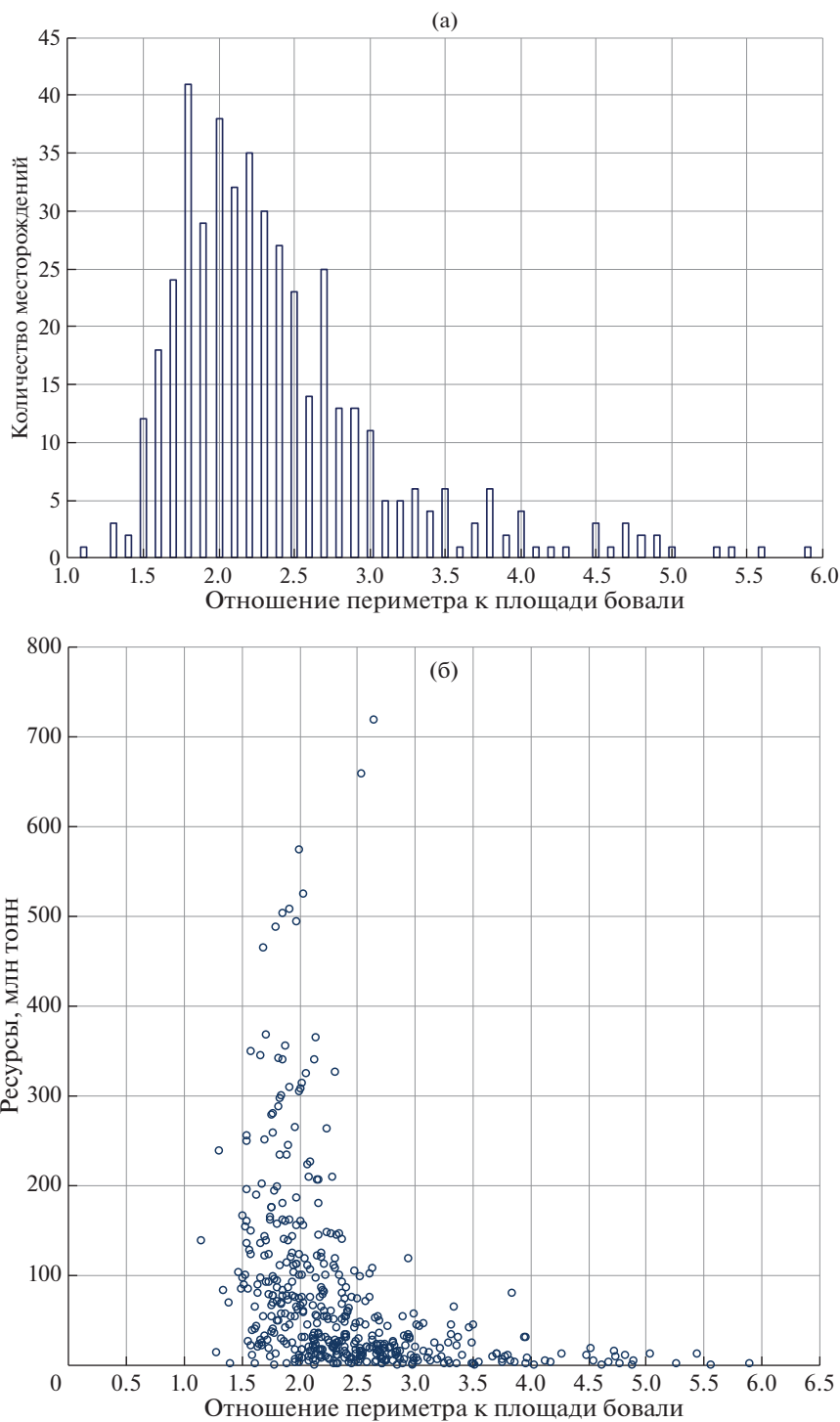
Количество дождевой воды, выпадающей на боваль, при прочих равных условиях, пропорционально площади, а латеральный сброс пропорционален периметру. Если принять теоретически поверхность бовали как круг, то отношение периметра к площади равно $2/R$. Это значит, что чем меньше величина радиуса, то есть чем ближе от центра бовали к ее краю, тем быстрее происходит

сброс воды и осушение зоны инфильтрации и аэрации. Можно довольно часто слышать, что чем выше расчлененность рельефа, тем более благоприятны для бокситообразования гидрогеологические условия. Но нас должны интересовать не понятия “более” или “менее”, а оптимальные условия. Можно считать, что крупные и особенно гигантские месторождения в рассматриваемых геолого-геоморфологических и климатических условиях образовались именно при оптимальных условиях расчлененности рельефа.

Были взяты 452 месторождений различного масштаба и по ним замерены фактические отношения периметра к площади. В результате установлено, что для большинства месторождений эта величина составляет от 1.6 до 2.5 (фиг. 9а). Причем в этом же диапазоне находятся крупные и гигантские месторождения (фиг. 9б). Однако, очень большое количество месторождений имеет величину отношения периметра к площади больше вышеуказанных – оптимальных, в том числе и значительно, вплоть до 5.9. Такие месторождения следует рассматривать как перешедшие оптимальные условия с точки зрения сохранности бокситоносного рельефа.

Таблица 2. Распределение количества бокситовых объектов различного масштаба и их общих ресурсов на поверхностях различных геоморфологических циклов в провинции Фута-Джалон-Мандинго

Поверхность	Кол-во объектов	Общие ресурсы, млн тонн	Различные по масштабам объекты										Среднее содержание, %			
			мелкие до 40 млн тонн		средние 41–100 млн тонн		крупные 100–300 млн тонн		очень крупные 301–500 млн тонн		гигантские > 500 млн тонн		Al ₂ O ₃	SiO ₂		
			кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн				
Домастрихтская K ₂	2	260.5	1	32	–	1	228.5	–	–	–	–	–	–	–	46.6	3.0
Африканская K ₂ ^m –N ₁ ¹	22	966	15	263.3	4	277.7	3	425	–	–	–	–	–	–	41.6	3.2
Промежуточный рельеф R ₂ ² –N ₁ ¹	102	3901	80	835	16	1 020.3	2	292.2	3	1 177.5	1	576	–	–	45.1	2.4
Главная бокситоносная N ₁ ² –N ₁ ³	768	40269	522	6 493.7	132	8 734.1	91	14 805.6	17	6 161.7	6	4 074	–	–	45.2	2.0
Пьедестальная N ₂ ² –Q ₁	231	2 018.3	226	1 730	5	288.3	–	–	–	–	–	–	–	–	44.4	3.4
Нижняя Q _{II} –IV	4	46.3	4	46.3	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	48.0	5.8
Всего	1129	47461	848	9400	157	10 320	97	15751	20	7 339	7	4650	–	–	45.1	2.1



Фиг. 9. Влияние степени расчлененности рельефа на количество (а) и масштабы месторождения (б).

Интересные результаты о распределении месторождений различного масштаба приведены в табл. 3 для Западной, Центральной и Восточной зон провинции. Несмотря на то, что Западная зона (до долины р. Томине) по своей площади по-

чти в два раза меньше Центральной, общие ресурсы в ней более чем в два раза превышают потенциал Центральной зоны, при незначительном увеличении количества месторождений. Это связано с тем, что в Западной зоне преобладает коли-



Фиг. 10. Останец высотой более 300 м, выработанный в песчаниках ордовика с бронирующей “шапкой” силла долерита, район Форекария.

чество средних и крупных месторождений, а также в ней больше очень крупных и гигантских по масштабам объектов. Причина этого заключается, прежде всего, в региональном геоморфологическом факторе.

На западе Фута Джалона, вблизи от сопряженной периокеанической впадины, в соответствии с закономерностями для положения вблизи от “геоморфологических ножниц”, интенсивность подъема территории и ее расчленения ниже. В Западной зоне преобладает средне-позднемиоценовый рельеф — Главная бокситоносная поверхность, которая сохранилась значительно лучше.

В Центральной зоне фрагменты Главной бокситоносной поверхности сохранились хуже и составляют меньшую долю от общей бокситоносной площади данной зоны; здесь на поднятой части ФДМ степень расчлененности выше.

В Восточной зоне общий потенциал бокситов значительно ниже, что связано как с литолого-геоморфологическим фактором (кварцевые песчаники малоглиноземистые и маложелезистые в условиях латеритного климата разрушаются значительно быстрее), так и с менее благоприятными климатическими условиями (уменьшается количество осадков до 1100–900 мм/год и испарившейся влаги до 200–100 мм/год и ниже).

Следует отметить бронирующую роль алюмосиликатных малокварцевых пород по сравнению с породами высоко кварцевыми типа кварцевых песчаников ордовика. Так, например, на юго-западе региона встречаются в поле развития этих песчаников останцы, возвышающиеся над окружающей местностью более чем на 300 м и несущие наверху “шапку” выветрелых алюмосиликатных пород (силл долеритов) с железистой кирасой. Склоны такого останца имеют в своей верхней части отрицательные углы (фиг. 10).

Другим примером более ускоренного эрозионно-денудационного размыва является формирование Межгорной равнины (фиг. 1) за счет преобладающих здесь высококварцевых пород — гнейсов и различных гранитоидов.

Характерным признаком для Главной бокситоносной поверхности является разнообразие литологических классов и типов бокситов. Так, например, на западе провинции ФДМ, на левобережье р. Когон известно более 10 месторождений, в пределах которых сохранились осадочно-латеритные бокситы (по отложениям серии Сангареди) очень высокого качества и преимущественно с повышенным содержанием моногидратного алюминия — бемита. Восточнее, в Междуречье Когон–Томине такие бокситы сохранились всего

Таблица 3. Распределение количества бокситовых объектов различного масштаба и их общих ресурсов на поверхностях различных геоморфологических циклов в провинции Фута-Джалон-Мандинго

Название и возраст геоморфологической поверхности	Кол-во объектов	Общие ресурсы, млн тонн	Различные по масштабам объекты											
			мелкие <40 млн тонн		средние 41-100 млн тонн		крупные 101-300 млн тонн		очень крупные 301-500 млн тонн		гигантские >500 млн тонн			
			кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн	кол-во	млн тонн		
Западная зона														
Африканская	8	432.1	4	28.4	3	223.7	1	180	—	—	—	—	—	—
$K_2^m - N_1^1$														
Промежуточный рельеф	36	1813.4	29	321.1	4	314.8	—	—	3	1177.5	—	—	—	—
$P_2^2 - N_1^1$														
Главная бокситоносная	452	28419.2	272	3814	95	6230.3	72	12218.4	8	2800.7	5	3355.9	—	—
$N_1^2 - N_1^3$														
Пьедестальная	68	560.7	65	420.9	3	139.8	—	—	—	—	—	—	—	—
$N_2 - Q_1$														
Нижняя Q_{II-IV}	4	46.3	4	46.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего	568	31271.7	374	4630.7	105	6908.6	73	12398.4	11	3978.2	5	3355.9	—	—
Центральная зона														
Домастрихтская K_2	2	260.5	1	32	—	—	1	228.5	—	—	—	—	—	—
Африканская	14	533.9	11	234.9	1	54	2	245	—	—	—	—	—	—
$K_2^m - N_1^1$														
Промежуточный рельеф	66	2087.6	51	513.9	12	705.5	2	292.2	—	—	1	576	—	—
$P_2^2 - N_1^1$														
Главная бокситоносная	275	10822	214	2291.1	34	2159.6	17	2292.2	9	3361	1	718.1	—	—
$N_1^2 - N_1^3$														
Пьедестальная	154	1398.6	152	1250.1	2	148.5	—	—	—	—	—	—	—	—
$N_2 - Q_1$														
Всего	511	15102.6	429	4322	49	3067.6	22	3057.9	9	3361	2	1294.1	—	—
Восточная зона														
Главная бокситоносная	41	1110.8	34	372.8	5	443	2	295	—	—	—	—	—	—
$N_1^2 - N_1^3$														
Пьедестальная $N_2 - Q_1$	9	59.0	9	59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Всего	50	1169.8	43	431.8	5	443	2	295	—	—	—	—	—	—

на четырех месторождениях. Далее на восток с увеличением амплитуды постсреднемиоценового подъема территории вплоть до района Восточное Бамако осадочно-латеритных бокситов не сохранилось. Увеличилась активность эрозионно-денудационных процессов. Однако светлые гелеморфные (афанитовые и оолитовые) бокситы, которые образовались по обеленным коренным породам под бокситизированными отложениями серии Сангареди, сохранились достаточно широко от западных районов ФДМ до крайнего востока.

К региональному влиянию геоморфологического фактора на бокситоносность провинции следует также отнести возраст рельефа, то есть длительность латеритного бокситообразования. Например, на плиоцен-раннеплейстоценовой поверхности (Пьедестальном уровне для ФДМ) вообще не встречено крупных месторождений, хотя по общему количеству месторождений этот геоморфологический уровень занимает второе (после Главной бокситоносной поверхности) место — около 20% от всего количества в провинции (табл. 2). И качество бокситов здесь заметно ниже, если не считать отдельные месторождения, на которых встречены осадочно-латеритные и инфильтрацио-метасоматические разновидности.

И, наконец, на самой нижней эрозионно-денудационной поверхности среднеплейстоценового возраста известно всего 4 объекта на юго-западе провинции. Они образовались, как было описано выше, по нефелиновым сиенитам (два объекта) и по амфиболитам (тоже два объекта). В обоих случаях бокситы на этих объектах незрелые (слишком недлительное время латеритного выветривания) с высоким содержанием кремнезема в форме каолинита. По осадочным породам платформенного чехла и долеритам месторождений этого возраста не известно.

ВЛИЯНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ ЛОКАЛЬНОГО МАСШТАБА НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КАЧЕСТВО ЗАЛЕЖЕЙ

К геоморфологическим факторам локального масштаба можно отнести:

- геоморфологическую инверсию геологических платформенных структур;
- формирование латеритных покровов на различных элементах рельефа бовалей, включая так называемые высокие террасы.

Впервые с явлением **геоморфологической инверсии** и влияния этого фактора на распределение и качество бокситов в провинции ФДМ обнаружилось при детальной разведке месторождения Дебеле. На этой бовали на самой ее верхней плоской части бокситы резко сменились железистыми латеритами, которые слагают в латеритном по-

крове значительную, близкую к изометрической, площадь. Детальное картирование позволило установить, что эта безрудная площадь совпала с мульдообразной синклиальной структурой. Проведенные круглогодичные гидрогеологические наблюдения показали, что в пределах этой мульды, сложенной алевро-аргиллитами свиты Телимеле силура, в сезон дождей зеркало грунтовых вод остается почти все время очень близко к дневной поверхности, на глубине 0.5–1 м, часто выходя на поверхность с образованием мелкого временного озера (фиг. 11). Стало понятно, почему здесь нет бокситов, так как бокситы образуются, если в профиле выветривания в сезон дождей имеет место достаточно мощная гидрогеологическая зона инфильтрации и аэрации. Наглядное подтверждение этому положению можно увидеть при сопоставлении карты глубины залегания зеркала грунтовых вод в сезон дождей с картой мощностей бокситов на месторождении Дебеле (фиг. 12). Таким образом, был впервые выявлен факт, при котором формирование положительной формы рельефа — бовали — произошло по синклиальной структуре.

Позже при разведке на одиночной бовали Ферефу в 13 км к северо-востоку от Дебеле снова была выявлена геоморфологическая инверсия. Практически на всей центральной части бовали по обширной мульдообразной структуре (2–2.5 км в поперечнике) развиты высокожелезистые латериты. Залежи бокситов выявлены на западном и южном краях бовали (фиг. 13).

В начале 2000-х годов на нескольких месторождениях в других районах провинции были проведены режимные гидрогеологические наблюдения, которые позволили выявить структуры синклиального типа с плохим оттоком дождевых вод. Соответственно, по тем же благоприятным материнским породам, по которым за пределами синклиальных структур образовались бокситы, внутри синклиналей были развиты железистые латериты без бокситов.

Известно, что при короблении платформенного чехла, сложенного залегающими субгоризонтально существенно глинистыми осадочными породами, происходит их деформация с формированием мульдообразных синклиналей и валлообразных антиклиналей. Более мелкие складки можно наблюдать даже в псевдоморфных бокситах (фиг. 14).

Для формирования бокситоносного или безбокситового латеритного покрова факт геоморфологической инверсии играет важную и зачастую отрицательную роль.

К локальному геоморфологическому контролю следует отнести особенности внутреннего строения текстур и качества бокситов, приуроченных к различным элементам рельефа.



Фиг. 11. Временное озеро в мульдообразной синклиальной структуре на месторождении Дебеле.

На наиболее высоких отметках плоских вершин бовалей залегают, как правило, рудные тела, в которых преобладают бокситы псевдоморфные, сохраняющие текстурные признаки коренных материнских пород.

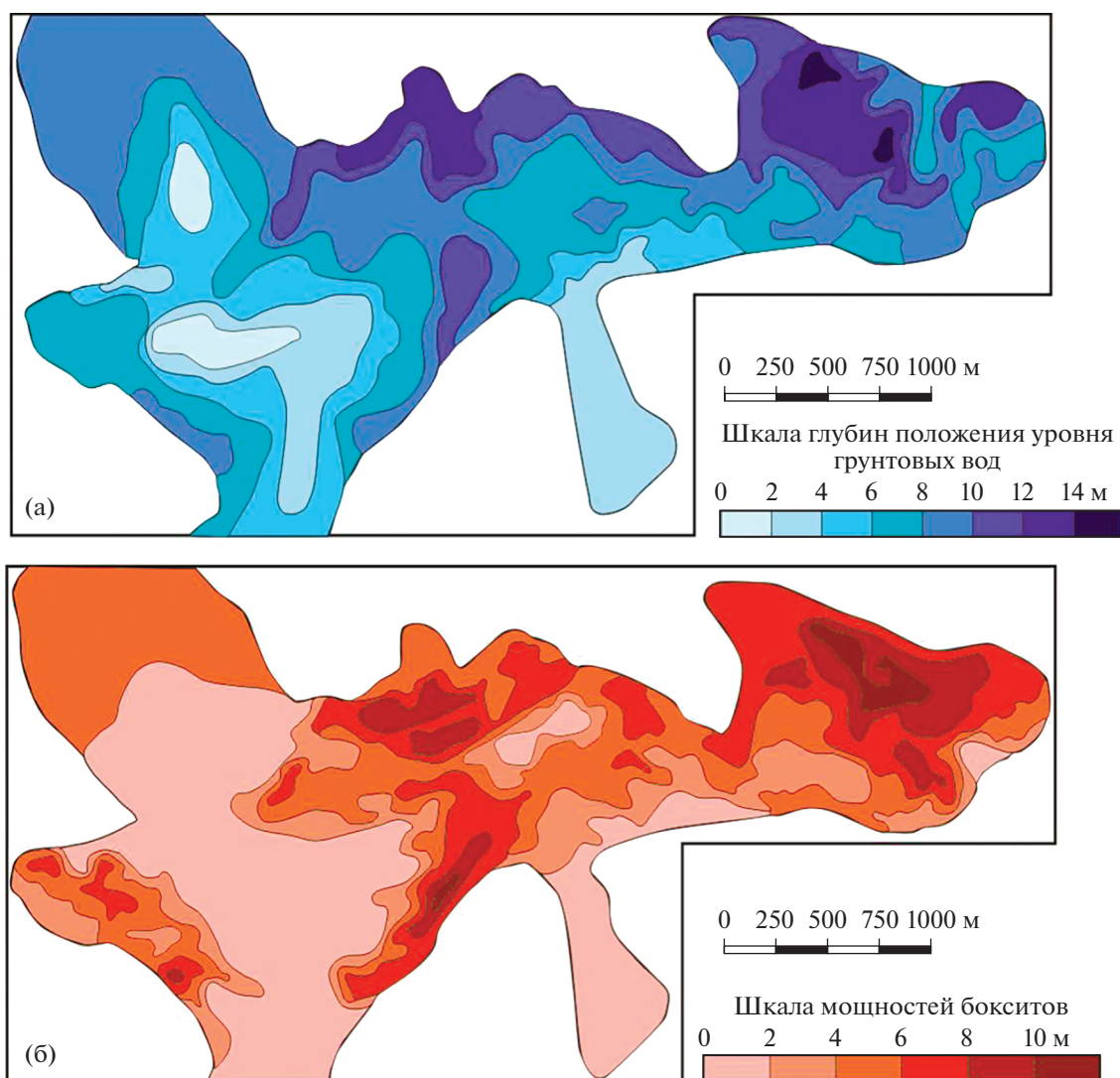
Ближе к склонам, особенно по направлениям внутрикорового латерального сброса вод, значительная нижняя часть рудных залежей сложена брекчиевидными обломочными породами, за счет суффозионно-карстовых процессов. Иногда наблюдаются провалы типа карстовых воронок, из которых, как это было обнаружено на месторождении Дебеле, открывается подземная галерея (фиг. 15). В ее кровле наблюдались псевдоморфные по силурийским алевро-аргиллитам бокситы, а в полотне галереи залежали плоские плиты и обломки псевдоморфных бокситов в песчано-глинистом с почвенными пизолитами заполнителе, занесенными с дневной поверхности.

В некоторых случаях можно наблюдать результат нескольких этапов обрушения с дезинтеграцией и последующей литификацией под действием продолжающейся латеритизации. При документации разреза латеритного покрова в шурфе № 23 (фиг. 15) выделяется три генерации обрушений, из которых продукты первых двух уже литифицированы. Трещина третьей генерации, самая

молодая, заполнена обломками местных бокситов, а также занесенными с поверхности пизолитами и суглинистым материалом из почвенно-растительного горизонта. Это показатель жизни латеритного бокситоносного покрова и повсеместного действия суффозионно-карстовых процессов.

На пологих склонах бовалей и особенно у их оснований с переходом к следующей пологой площадке склона значительная верхняя часть залежи, а иногда и вся полностью, вплоть до железистого горизонта, сложена бокситами с брекчиевидными текстурами, характерными для латеритизированных делювиальных фаций (фиг. 16). Качество таких залежей, как правило, зависит от состава обломков и, соответственно, меняется в широком диапазоне. От бокситов среднего и даже высокого качества, если преобладают обломки бокситов, до низкокачественных железистых и забалансовых руд при преобладании обломков ферриплантитов (Mamedov et al., 2020c) и/или других железистых латеритов.

Довольно часто в пределах крупных бовалей ФДМ встречаются сохранившиеся плоские фрагменты высоких террас цокольного типа, отражающих пульсационный характер развития рельефа в конце позднего миоцена, и в основном в плио-



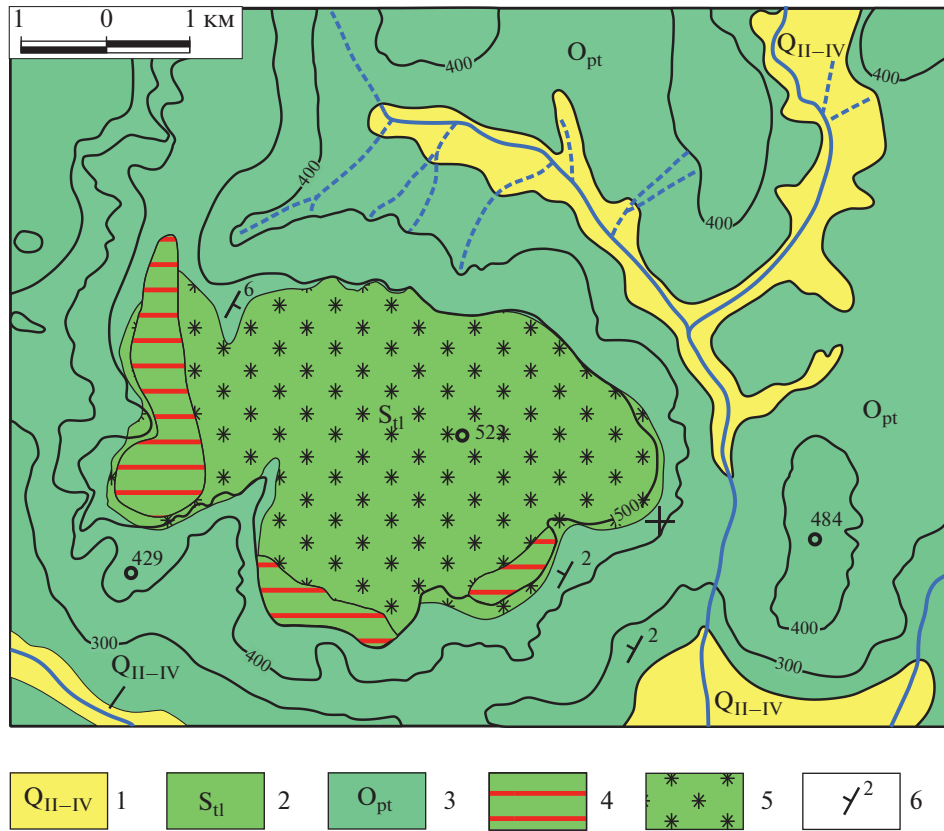
Фиг. 12. Карты глубин положения уровня грунтовых вод в сезон дождей (а) и мощностей бокситов (б) на месторождении Дебеле.

цен-раннеплейстоценовое время. Как это видно на фрагменте детальной геоморфологической карты (фиг. 17), на левобережье р. Когон, они сохранились на седловинных перегибах и на склонах бовалей. Состав древних пролювиально-аллювиальных латеритизированных отложений в основном также зависит от состава обломочного материала. Так, например, на профиле (фиг. 18) через фрагмент такой террасы хорошо видно, что у ее тылового шва, где преобладают обломки светлых высокоглиноземистых бокситов, валовый состав пород отвечает бокситам. Но далее к краю, при преобладании обломков железистых латеритов и ферриплантитов, состав латеритизированных и литифицированных аллювиально-

пролювиальных отложений соответствует не бокситам, а железистым латеритам.

На крутых склонах с углами наклона более 25° – 30° латеритный покров, как правило, не удерживается – эродируется и/или не успевает образоваться, так как физическое разрушение обгоняет по скорости латеритное выветривание, продукты которого не могут накопиться.

Если влияние регионального геоморфологического фактора является одной из главных основ мелко-среднемасштабного прогнозирования латеритных бокситоносных покровов, то локальные проявления геоморфологического контроля интересны для прогнозирования особенностей

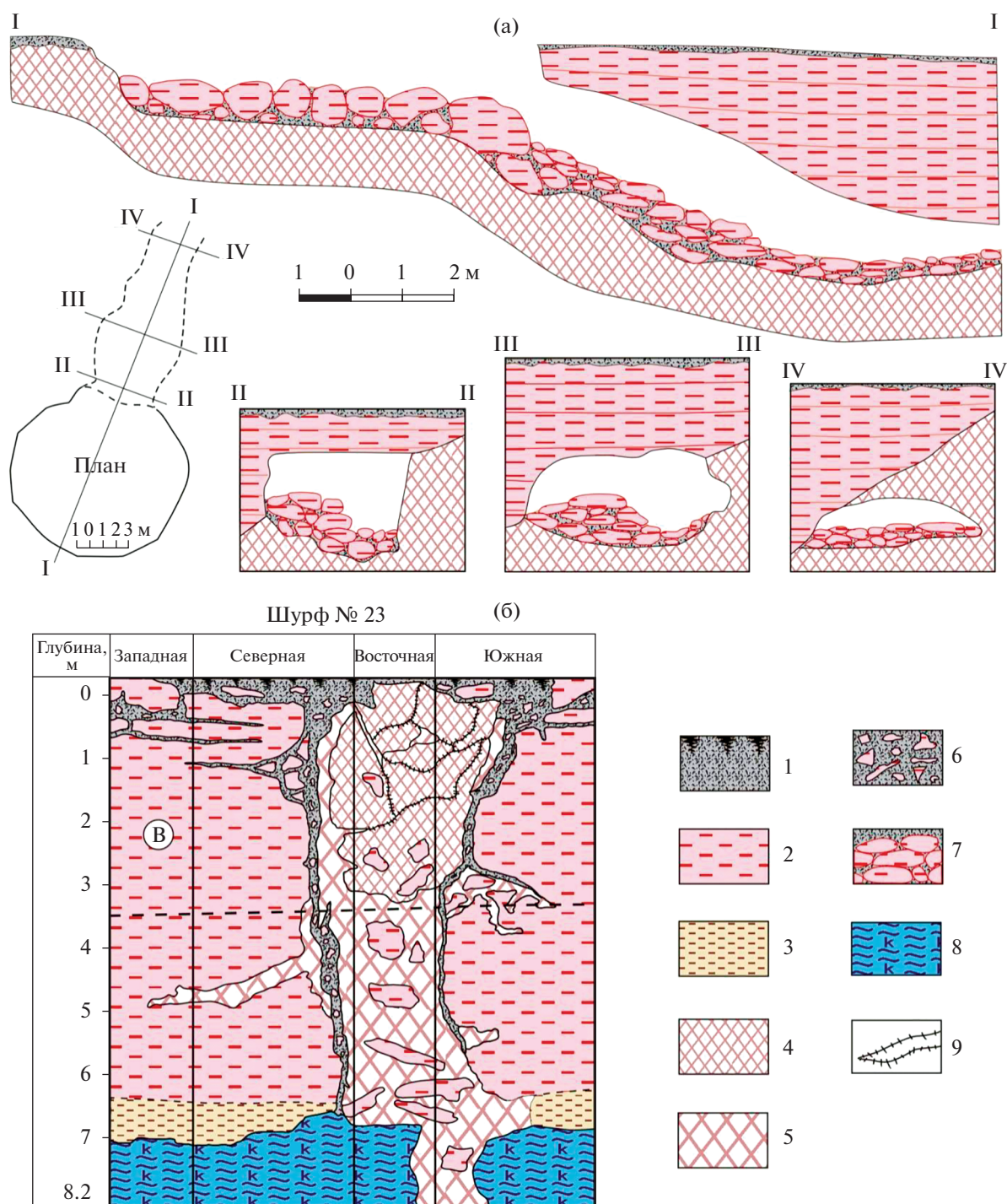


Фиг. 13. Геологическая карта района бовали Ферифу.

1 – отложения комплекса среднеплейстоценово-голоценовых долин; 2 – алевро-аргиллиты (граптолитовые сланцы) свиты Телимеле, силура; 3 – песчаники кварцевые, разнозернистые с прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов свиты Пита, ордовик; 4 – бокситы; 5 – высокожелезистые латериты; 6 – элементы залегания.

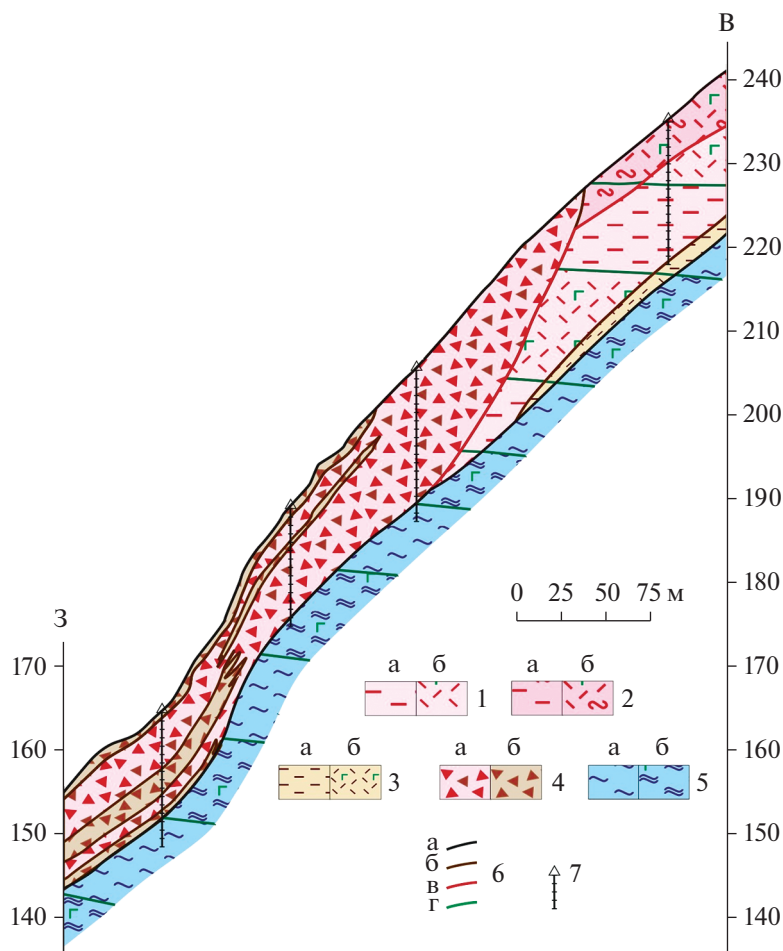


Фиг. 14. Мелкая складчатость коробления платформенного чехла, сохранившаяся в псевдоморфных бокситах по алевро-аргиллиту силура, месторождение Дебеле.



Фиг. 15. Современные суффозионно-карстовые явления (а) и три генерации обломочных бокситов (б) внутри бокситоносных латеритных покровов на месторождении Дебеле.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – псевдоморфные каменные бокситы; 3 – железистые бокситы и латериты; 4 – литифицированные брекчиевидные бокситы I генерации; 5 – каменные и рыхло-каменные брекчиевидные бокситы и латериты II генерации; 6 – полости и трещины III (современной) генерации, заполненные обломками бокситов и почвенным материалом с пизолитами, с колломорфным железистым веществом на стенках; 7 – глыбы и обломки бокситов с почвенным материалом в полостях суффозионно-карстовых полостей; 8 – псевдоморфные каолинитовые глины; 9 – железистые прожилки.



Фиг. 16. Геологический разрез с осадочно-латеритными бокситами на склоне бовали, месторождение Колуре, Западная зона (истинный угол наклона 13°).

1 – бокситы латеритные псевдоморфные: а) по алевро-аргиллитам, б) по долеритам; 2 – бокситы гелефицированные: а) по алевро-аргиллитам, б) по долеритам; 3 – железистые латериты: а) по алевро-аргиллитам, б) по долеритам; 4 – осадочно-латеритные образования по делювиально-пролювиальным отложениям склона: а) бокситы брекчиевидные с обломками бокситов, б) латериты железистые с преобладанием обломков железистых; 5 – глины псевдоморфные и сапролит: а) по алевро-аргиллитам, б) по долеритам; 6 – границы: а) геологические, б) между бокситами и латеритами, в) между бокситами различных литологических типов, г) тел долеритов; 7 – скважины.

отдельных залежей бокситов в пределах рудных полей и крупных месторождений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

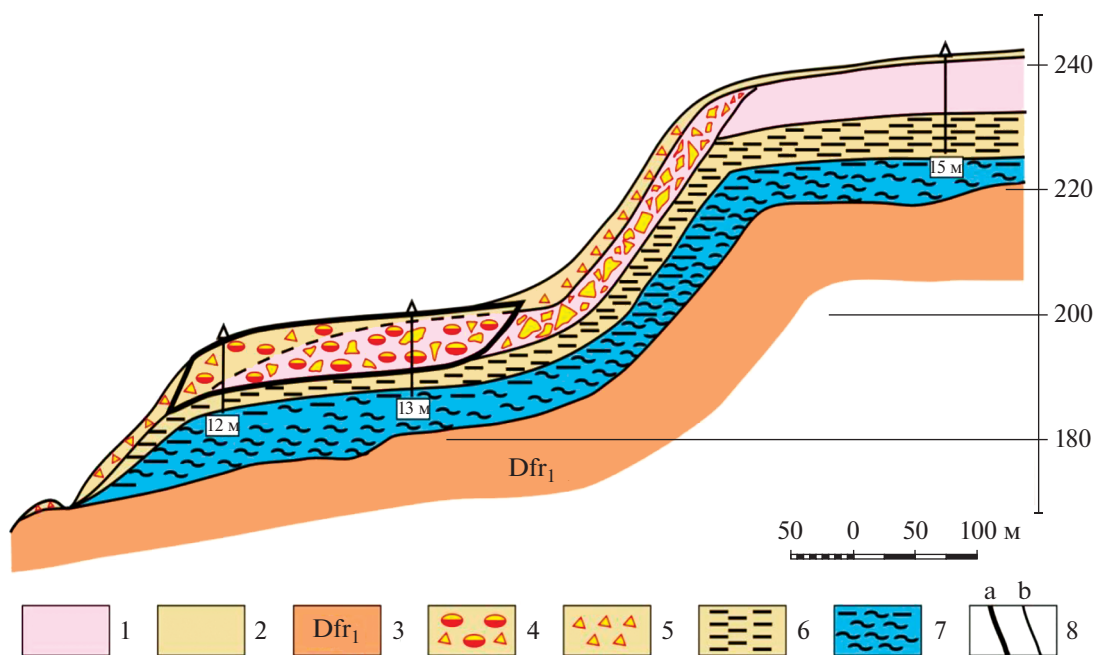
Детальное геолого-геоморфологическое картирование и широкие поисково-разведочные работы в пределах различных районов крупнейшей бокситоносной провинции ФДМ позволили сделать следующие выводы.

1. Существенно уточнена, по сравнению с традиционными представлениями, история геоморфологического развития региона и определен возраст поверхностей выравнивания. Доказано, что в среднем миоцене произошла инверсия базиса эрозии, благодаря которой накопились водоосадочные отложения серии Сангареди и со-

здан новый особо благоприятный для бокситообразования материнский субстрат.

2. Впервые составлена мелкомасштабная карта геоморфологических циклов территории провинции ФДМ и ее обрамления. Для картирования поверхностей, наряду с корреляцией с более надежными данными об осадконакоплении в краевой части Сенегало-Гвинейской периокеанической впадине, применены сведения об особом химическом и минералого-петрографическом составе бокситов на средне-позднемиоценовой поверхности.

3. Базируясь на обобщении информации о скоростях эрозионно-денудационных процессов и собственных расчетах, удалось обосновать невозможность сохранности до настоящего време-



Фиг. 17. Фрагмент разреза высокой террасы в бассейне р. Тингилинта.

1 — бокситы; 2 — железистые латериты; 3 — коренные породы девона; 4 — делювиально-аллювиальные отложения террасы (галька, обломки и блоки белых гелеморфных и оолитовых бокситов по породам серии Сангареди в железистом латеритном цементе); 5 — молодые делювиальные образования; 6 — железистые латериты с ферриплантитами; 7 — глины каолинитовые; 8 — границы: а — террасы, б — прочие.

ни рельефа не только Гондванского, но и Постгондванского геоморфологических циклов.

4. Показано, что деформации рельефа, связанные с активизацией конвекционных потоков и локального апвеллинга внутрикорового вещества, наиболее активно произошли в постсреднемиоценовое время, приведя к формированию положительной ассиметричной (с более пологим восточным и более крутым западным крылом) морфоструктуры Фута Джалон-Мандинго.

5. Определены региональные и локальные геоморфологические факторы, которые повлияли на распределение и качество залежей бокситов:

- наибольшее количество месторождений (68%) и наибольшие ресурсы (85%) бокситов приурочены к поверхности средне-позднемиоценового цикла, что позволило назвать ее Главной бокситоносной поверхностью провинции ФДМ;

- эпоха активного латеритного бокситообразования продолжалась после миоцена, а с учетом образования бокситов на среднеплейстоценовой поверхности (Форекария-Фармория и острова Лос) — продолжается и в голоцене;

- оптимальные условия расчлененности бокситоносного рельефа для данных геолого-геоморфологических условий по величине отношения периметра к площади бокситоносной бовали находятся в диапазоне 1.6–2.5, более высокие

значения свидетельствуют о переходе к физической деградации (излишней расчлененности);

- геоморфологическая инверсия отрицательных геологических структур (синклиналей) в положительные формы рельефа (формирование бовалей) является локальным геоморфологическим фактором, оказывающим, как правило, негативное влияние на распределение и качество бокситов (в пределах синклинальных структур из-за неблагоприятных гидрогеологических условий бокситы не могут образовываться);

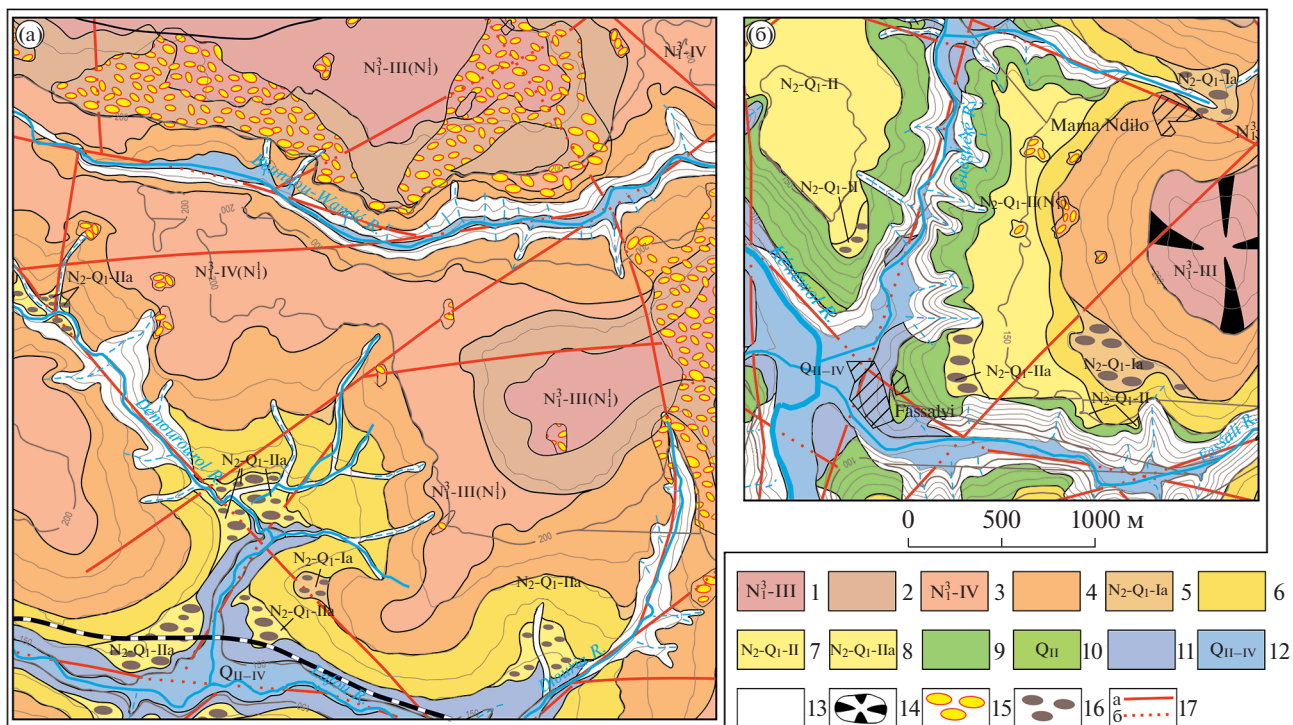
- локальная приуроченность латеритного покрова к различным формам рельефа бовалей определяет различия их внутреннего строения, степени развития суффозионно-карстовых проявлений, различий текстурных особенностей и качества бокситов.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят сотрудников ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА” за выполненные аналитические исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0.



Фиг. 18. Фрагменты рельефа с откопанными поверхностями раннего миоцена в позднем миоцене (а) и в плиоцен-раннеплейстоценовое время (б).

1 – среднемиоценовая денудационная поверхность; 2–5 – позднимиоценовые денудационные поверхности: 2 – первая ступень, 3 – вторая ступень, 4 – третья ступень, 5 – четвертая ступень; 6 – позднимиоценовая аккумулятивная поверхность, четвертая ступень, высокая терраса; 7–10 – плиоцен-раннеплейстоценовые поверхности: 7 – денудационная, первая ступень, 8 – аккумулятивная, первая ступень (высокие террасы), 9 – денудационная, вторая ступень, 10 – аккумулятивная, вторая ступень; 11 – среднеплейстоценовая комплексная эрозионно-денудационная и аккумулятивная (низкие террасы) поверхность; 12 – среднеплейстоцен-голоценовый рельеф эрозионный и аккумулятивный современных долин; 13 – молодые овражно-балочные врезы на склонах различного возраста; 14 – останцы более древнего рельефа на выровненных поверхностях; 15 – залежи среднемиоценовых континентальных водоосадочных отложений серии Сангареди, превращенные в бокситы высокого качества; 16 – аллювиальные и проллювиально-аллювиальные отложения высоких террас существенно железистые; 17 – разломы и зоны трещиноватости: а – не перекрытые, б – перекрытые отложениями серии Сангареди или более молодыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Акаемов С.Т., Пастухова М.В., Теняков В.А., Ясаманов Н.А. Время и условия формирования бокситов латеритных покровов экваториальной зоны Земли // Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975. С. 55–77.

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

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

Кинг Л. Морфология Земли. Пер. с англ. Москва: Прогресс, 1967. 559 с.

Мамедов В.И., Гоберман Р.Г. Закономерности поведения главных элементов в профиле сублатеритных кор выветривания Западной Гвинеи // Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975 “б”. Вып. II. С. 148–157.

Мамедов В.И., Бронева В.А., Макстенек И.О., Иванов В.А., Покровский В.В. Режим грунтовых вод – основной контролирующий фактор минералого-геохимиче-

ской зональности кор выветривания на Либерийском щите // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 1. С. 3–11.

Мамедов В.И., Макстенек И.О., Сума Н.М.Л. Бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка) // Геология руд. месторождений. 1985. Т. XXVII. № 2. С. 72–82.

Мамедов В.И. Геология и полезные ископаемые Республики Гвинеи-Бисау. М.: Зарубежгеология, 1980. 196 с.

Мамедов В.И., Чаусов А.А., Канищев А.И. Этапы формирования уникальной бокситоносной серии Сангареди (провинция Фута Джалон-Мандинго, Западная Африка) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 203–229.

Михайлов Б.М., Бронева В.А., Одокий Б.Н., Селиверстов Ю.П., Теняков В.А., Якушев В.М., Богатырев Б.А. Латеритные покровы современной тропической зоны Земли // Литология и полезные ископаемые. 1981. № 4. С. 85–100.

- Новиков В.М., Ле Дык Ан, Нгуен Нгок Куинь. Месторождения латеритных бокситов Южного Вьетнама // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289. № 3. С. 692–695.
- Одокий Б.Н., Скоробогатов В.И. “Зрелые” и незрелые бокситоносные коры выветривания Западной Африки и Юго-Восточной Азии и оценка их рудоносности // Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата, 1983. С. 201–209.
- Селиверстов Ю.П. Ландшафты и бокситы. Л.: ЛГУ, 1983. 260 с.
- Селиверстов Ю.П. Эволюция рельефа и покровных образований влажных тропиков Сахарской платформы. Л.: Недра, 1978. 240 с.
- Селиверстов Ю.П. Рельеф и поверхностные образования Западного Фута-Джалона (Западная Африка) // Изв. Всесоюзного геогр. общ-ва. 1973. Т. 105. Вып. 3. С. 237–243.
- Хаун В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 548 с.
- Beauvais A., Ruffet G., Hénoque O., Colin F. Chemical and physical erosion rhythms of the West African Cenozoic morphogenesis: the ^{39}Ar - ^{40}Ar dating of supergene K-Mn oxides // J. Geophysical Research. 2008. 113. F04007.
- Boeglin J.-L. and Probst J.-L. Physical and chemical weathering rate and CO_2 consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin // Chem. Geol. 1998. № 148. P. 137–156.
- Boulangé B. Les formations bauxitiques de Côte d'Ivoire. Travaux et documents d'OSTOM. Paris. 1984. V. 175. 341 p.
- Burke K., Gunnell Y. The African erosion surface: a continental-scale synthesis of geomorphology, tectonics and environmental change over the past 180 million years // Geological Society of America Memoirs. 2008. 201. P. 66.
- Chardon D., Chevillotte V., Beauvais A., Grandin G., Boulangé B. Planation, bauxite and epeirogeny: one or two paleosurfaces on the West African margin? // Geomorphology. 2006. 82. P. 273–282.
- Chardon D., Grimaud J.-L., Beauvais A., Bamba O. West African lateritic pediments: Landform-regolith evolution processes and mineral exploration pitfalls // Earth-Science Reviews 2018. 179. P. 124–146.
- Cockburn H.A.P., Brown R.W., Summerfield M.A., Seidl M.A. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. 179. P. 429–435.
- De Putter T., Ruffet G., Yans J., Mees F. The age of supergene manganese deposits in Katanga and its implications for the Neogene evolution of the African Great Lakes Region // Ore Geol. Rev. 2015. 71. P. 350–362.
- Decker J.E., Niedermann S., de Wit M.J. Climatically influenced denudation rates of the southern African plateau: clues to solving a geomorphic paradox // Geomorphology. 2013. 190. P. 48–60.
- Freudenthal T. Tertiary paleontology of Portuguese Guinea. ESSO Production Research-Europen, Bordeaux. France. 1968.
- Guillocheau F., Simon B., Baby G., Bessin P., Robin C., Dauteuil O. Planation surfaces as a record of mantle dynamics: The case example of Africa // Gondwana Research. 2018. 53. P. 82–98.
- Guillocheau F., Chelalou R., Linol B., Dauteuil O., Robin C., Myondo F., Callec Y., Colin J.P. Cenozoic landscape evolution in and around the Congo Basin: constraints from sediments and planation surfaces // de Wit, M.J., Guillocheau, F., de Wit, M.C.J. (Eds.). Geology and Resource Potential of the Congo Basin. 2015. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, P. 271–313.
- Gunnell Y. Radiometric ages of laterites and constraints on long-term denudation rates in West Africa // Geology. 2003. 31. P. 131–134.
- Jackson M.P.A., Hudec M.R., Hegarty K.A. The great West African Tertiary coastal uplift: fact or fiction? A perspective from the Angolan divergent margin // J. Geophys. Res. 2005. 24, TC6014.
- King L.C. Morphology of the Earth. A Study and Synthesis of World Scenery. Oliver and Boyd, Edinburgh, 1962. 799 p.
- Lamotte M., Rougerie G. Les niveaux d'érosion intérieure dans l'Ouest africain. Rech. Afric. Et guinéennes. 1961. № 4. P. 51–69.
- Lunde G., Aubert K., Lauritzen O., Lorange E. Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola // Géologie Africaine: Coll. Géol. Libreville, recueil des Communications, 6–8 May 1991. Elf-Aquitaine Editions, Pau. 1992. P. 99–117.
- 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., Boufeev Y.V., Nikitine Y.A. Geologie de la republique de Guinee. Min. des Mines et de la Geologie de la Rep. De Guinee; GEOPROSPECTS Ltd; Univ. d'Etat de Moscou Lomonosov (Fac. Geol.) Conakry – Moscou: Aquarel, 2010. 320 p.
- Mamedov V., Chausov A., Makarova M. Principal Conditions and Geochemical Trends in Formation of High-grade Bauxite Deposits, Republic of Guinea // 16th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference) E3S Web Conf. Volume 98. V. 98. France: France, 2019. P. 1–5.
- Mamedov V.I., Chausov A.A., Okonov E.A. et al. The world's largest Fouta Djallon–Mandingo bauxite province (West Africa): Part I. Background // Geology of Ore Deposits. 2020a. V. 62. № 2. P. 163–176.
- Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M. et al. The main processes and stages in the formation of the unique sangaredi deposit of bauxites (west africa) // Doklady Earth Sciences. 2020b. V. 492. № 1. P. 291–296.
- Mamedov V.I., Shipilova E.S., Boeva N.M. et al. Ferriplanites in the bauxite-bearing lateritic weathering rocks (Futa Jallon-Mandingo province, Africa): The key factors for iron accumulation // Doklady Earth Sciences. 2020c. V. 490. № 1. P. 8–12.
- Mamedov V.I., Makarova M.A., Boeva N.M. et al. 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.
- Mamedov V.I., Boeva N.M., Makarova M.A. et al. The Problem of the Formation of Boehmite and Gibbsite in Bauxite-Bearing Lateritic Profiles // Minerals. 2022. 12. 389.

- Matmon A., Mushkin A., Enzel Y., Grodek T., Ream A.* Erosion of a granite inselberg, Gross Spitzkoppe, Namib Desert // *Geomorphology*. 2013. 201. P. 52–59.
- Michel P.* L'évolution geomorphologique des bassins du Senegal et de la Haut-Gambie // *Rev. Geomorphol. Dyn.* 1960. № 5–12. P. 117–143.
- Michel P.* Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique. Mémoire de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM). 1973. 63. 752 p.
- Monciardini C.* Datation sur 2 sondages et problèmes de paléoenvironnement. BRGM. SCN/GEO-CM/MHS/CC-364. Orleans. 1978.
- Roberts G.G., White N.* Estimating uplift rate histories from river profiles using African examples // *J. Geophys. Res.* 2010. 115.
- Teixeira I. E.* Geologia da Guine portuguesa. Curso de Geologia do ultramar. Lisboa. 1968. 38 p.
- Tessier F.* Les niveaux lateretiques du Senegal // *Rep. 2nd Sess. Indie Intern. Geol. Congr.* 1964. Part 14. Neu-Deli.
- Zeegers H. Leprun J.C.* Evolution des concepts en altérologie tropicale et conséquences potentielles pour les prospections géochimiques en Afrique occidentale soudano-sahélienne / *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. 1979. № 2. P. 229–239.