

17. *Фроль В. В.* К вопросу о неоднородности рельефа рифтовой зоны Атлантического океана // Вестн. МГУ. Сер. 5, География, 1980. № 1. С. 30—36.
18. *Миясиро А., Сидо Ф., Юинг М.* Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24° и 30° с. ш. // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973. С. 140—153.
19. *Печерский Д. М., Мирлин Е. Г.* Изучение природы магнитных аномалий в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта // Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974. Т. 3. С. 129—140.
20. *Ильин А. В., Фроль В. В.* Пространственно-спектральный анализ рельефа рифтовой зоны Атлантического океана // Океанология. 1977. Т. 17. Вып. 2. С. 263—271.

Московский государственный университет  
Географический факультет

Поступила в редакцию  
2.VI.1987

УДК 551.435.2(67)

ЯКУШЕВ В. М.

## ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ ГВИНЕЯ-БИСАУ

В истории геоморфологического развития территории Республики Гвинея-Бисау нашли отражение все главнейшие события, имевшие место на площадях Западно-Африканского региона в течение альпийского мегацикла рельефообразования. С начала триаса и по настоящее время здесь была сформирована многоступенчатая «лестница» поверхностей выравнивания, каждая ступень которой отмечает один из главнейших этапов рельефообразования: предгондванский, или каррусский (триас — средняя юра), гондванский (поздняя юра), постгондванский (ранний мел), африканский (поздний мел — олигоцен), постафриканский (миоцен — квартал). Однако поверхности выравнивания, сформировавшиеся в течение раннеальпийского макроцикла рельефообразования, — предгондванская, гондванская и постгондванская — в современном рельефе Гвинеи-Бисау не сохранились, они полностью денудированы, как и на большей части территории Западной Африки. Исследователи выделяют (расходясь лишь в деталях) в пределах Западно-Африканского региона три главнейшие поверхности выравнивания, сформировавшиеся в течение позднеальпийского макроцикла рельефообразования и сохранившиеся в современном рельефе. Две из них отвечают эпохам пенепленизации на африканском этапе рельефообразования (ранне- и позднеафриканская поверхности), третья отмечает эпоху глобальной педиленсации поверхности Земли, начавшуюся в миоцене [1—8 и др.]. Каждая из этих главнейших поверхностей зафиксирована только для нее характерными гипергенными автохтонными или аллотигенными породами, строение и состав которых предопределены особенностями климата на каждом из этапов рельефообразования.

Хотя раннеальпийские поверхности в большинстве случаев не находят отражения в современном рельефе, свидетели времени их формирования — осадочные и хемогенные породы, накопившиеся в областях аккумуляции, позволяют в той или иной мере восстановить главнейшие этапы развития рельефа от триаса до верхов позднего мела. Толща моноклинально залегающих мезозойско-кайнозойских осадочных пород занимает более половины территории Республики Гвинея-Бисау (рис. 1), их мощность в крайней западной части страны достигает 6 тыс. м.

## Условия, время и продолжительность формирования поверхностей выравнивания

Наиболее древними в разрезе мезозойско-кайнозойских осадочных толщ являются эвапоритовые образования — мощностью до 500 м. Залегают они на породах палеозойского субстрата. Формирование их шло в течение триаса и ранней — средней юры; на территории соседнего Сенегала эти образования перекрыты датированными верхнеюрскими отложениями [9, 10]. Продолжительность эпохи аридного выветривания и денудации, в течение которой была сформирована предгондванская поверхность выравнивания, а в зону аккумуляции были поставлены огромные массы солей, — 65—70 млн. лет (таблица).

Влажный умеренно теплый климат позднеюрского времени способствовал гумидному выветриванию, которое носило каолиновый характер. К моменту раскола Гондваны территория нынешней Западной Африки была покрыта мощной толщей каолиновой коры выветривания. Интенсивное поднятие территории в начале позднеюрского времени способствовало проявлению процессов



Рис. 1. Главнейшие геоморфологические районы Республики Гвинея-Бисау

I — аккумулятивная равнина; II — пенепплен (денудационное Бафатинское плато); III — западные отроги плоскогорья Фута-Джаллон (район Боэ)

денудации элювия и довольно быстрому формированию новой — гондванской поверхности выравнивания. В областях аккумуляции накапливались мощные толщи терригенных пород. В западных районах Гвинеи-Бисау мощность осадочных верхнеюрских отложений около 1300 м. Эпоха формирования гондванской поверхности выравнивания была сравнительно непродолжительной — 10—15 млн. лет.

Климат большей части мелового периода (от берриаса до кампан), в течение которой шло формирование следующей — постгондванской поверхности выравнивания, был в основном гумидным, от тёплого до жаркого, что способствовало образованию огромных масс преимущественно каолинового элювия. В области аккумуляции на западе территории Гвинеи-Бисау в течение почти всего мелового времени (до маастрихта) в основном шло накопление терригенного материала (песчаников, алевролитов, аргиллитов) при резко подчиненных количествах карбонатных пород. Общая мощность разреза домаастрихтских меловых отложений на шельфе и близ континентального склона достигает 3 тыс. м. Процессы выветривания, денудации и переотложения вещества были длительными: постгондванская поверхность выравнивания формировалась в течение 50—55 млн. лет.

Тот факт, что все три поверхности, сформировавшиеся в течение раннеальпийского макроцикла рельефообразования, были полностью денудированы,

Млн. лет	Эра	Период	Климат	Процессы выветривания	Глобальные макроциклы рельефообразования	
20	Кайнозойская	Плейстоцен	Гумидный теплый и жаркий (с периодами аридизации)	Умеренное латеритное выветривание. Преобладание процессов ожелезнения	Позднеальпийский	
		Плиоцен				
		Миоцен				
		40	Олигоцен	Гумидный жаркий		Умеренное латеритное выветривание. Образование обломочных латеритных покровов
		60	Эоцен	Гумидный тропический, субэкваториальный		Интенсивное латеритное выветривание. Образование элювиальных бокситов
		80	Палеоцен			
100	Мезозойская	Мел	Гумидный жаркий, тропический	Интенсивное каолинитовое выветривание	Раннеальпийский	
120			Гумидный теплый и жаркий			
140			Гумидный теплый			
160		Юра	Гумидный умеренно теплый	Умеренное каолинитовое выветривание		
180			Семиаридный	Слабое химическое и физическое выветривание		
200	Триас	Преимущественно аридный				
220						
240						

может быть объяснен, в частности, отсутствием механически устойчивых гипергенных образований (кирас), которые фиксировали бы эти поверхности. Процессы латеритизации, при которых могли образоваться крепкие кирасы, не имели места почти до конца позднего мела (до конца кампана). Значительное повышение влажности и температуры в конце мела, а затем и в палеогене [11] вызвало процессы интенсивного выветривания, носившего уже латеритный характер. Поэтому следующий уровень рельефа, формирование которого началось в маастрихте, оказался зафиксированным латеритным железисто-глиноземным покровом, сформировавшимся в условиях тропического субэкваториального климата. Венчающие этот покров кирасы надежно законсервировали элювий, в ряде случаев сохранив его до наших дней от разрушающего воздействия вековых процессов денудации. Реликты этой поверхности выравнивания присутствуют и на территории Гвинеи-Бисау в западных отрогах плоскогорья Фута-Джаллон.

рельефообразования на территории Республики Гвинея-Бисау

Процессы выравнивания		Область аккумуляции		
		Генезис отложений	Литология отложений	
Формирование постафриканского педиплена	Формирование внутриваллиновых поверхностей	Континентальный	Пески, глины, илы	
			Пески, глины	
Формирование позднеафриканского пенепплена		Морской эпиконтинентальный	Пески, глины, лигниты, мергели, известняки	
			Пески, глины, мергели, известняки	
Мергели, глинистые известняки, известковистые глины и аргиллиты, фосфориты				
Известняки, мергели, известковистые глины, фосфоритсодержащие карбонатные породы				
Формирование раннеафриканского пенепплена			Песчаники и пески с прослоями глин и лигнитов	
				Пески с прослоями глин и аргиллитов
			Песчаники, алевролиты, аргиллиты, в нижней части — известняки	
Формирование постгондванской поверхности выравнивания			Лагунный	Песчаники, сланцы, известняки, доломиты. В нижней части — ангидрит, гилс
				Эвапориты (галит с прослоями ангидрита и гипса)
Формирование гондванской поверхности выравнивания (поздняя юра)				
Формирование предгондванской поверхности выравнивания				

Формирование этой поверхности шло в течение первого (раннего) подцикла африканского цикла денудации, проявившегося в начале позднеальпийского макроцикла рельефообразования и охватывающего отрезок времени от маастрихта по средний эоцен.

Формирование новой поверхности выравнивания — раннеафриканского пенепплена было довольно длительным — около 55 млн. лет. О поздне меловом палеоценовом и допозднеэоценовом возрасте латеритных кор выветривания этой поверхности свидетельствуют данные ряда исследователей [9, 12—14 и др.]. Значительные масштабы выветривания определили вынос больших количеств растворенных веществ, которые, поступая в бассейны аккумуляции, давали начало образованию карбонатов, кремней, фосфоритов, глинистых минералов. Общая мощность этих образований в зоне шельфа Гвинеи-Бисау около 600 м.

С эпохой формирования поверхности раннеафриканского пенепплена и интенсивного латеритного выветривания связано образование бокситоносных лате-

ритных покровов, реликты которых сохранились до настоящего времени в останцах на юго-востоке страны. С латеритными образованиями в основном связаны и прочие многочисленные на территории Западной Африки проявления бокситов [15].

В течение второго (позднего) подцикла африканского цикла денудации, охватывающего период от начала позднего эоцена по конец олигоцена, была сформирована новая региональная поверхность выравнивания. Процессы денудации в это время преобладали над процессами корообразования. Субгоризонтальные или слабо наклоненные участки поверхности оказались зафиксированными глиноземно-железистым покровом обломочного строения. Для прибрежной части морского бассейна характерно накопление в это время наряду с хемогенными образованиями также и кластических пород — продуктов механического переотложения денудированного элювия, мощностью, не превышающей 200 м.

Длительность формирования позднеафриканского пенемена — 10—12 млн. лет. Возраст его кайнозойский. Так, в западной части Бафатинского плато отчетливо видно, что морские верхнемеловые (маастрихтские) преимущественно песчаные породы были затронуты процессами позднеафриканской денудации, на них образовался латеритный покров. Кроме того, буровые работы показали, что в течение позднеафриканского подцикла рельефообразования процессами выветривания и денудации были захвачены не только кластические породы верхнего мела, но также и фосфоритсодержащие известняки среднего эоцена. Образовавшиеся в гипергенных условиях фосфаты алюминия были переотложены и обогащены (содержания  $P_2O_5$  достигают 30% против 5—15% в исходных фосфоритсодержащих известняках). В верхней части этих переотложенных пород наблюдается брекчиевидная железистая корка — маломощная (до 50 см) обломочная кираса. Процесс ее образования был непродолжительным; он был прерван новой трансгрессией в начале олигоцена. Бурение показало, что «железистая корка» перекрывается глинистыми песками и черными лигнитовыми глинами — типичными образованиями прибрежной мангровой зоны; по данным Ж. Приана и П. Гаммы, палинологические остатки свидетельствуют об олигоценовом возрасте этих пород.

Эпейрогеническое поднятие на границе олигоцена и миоцена определило появление нового базиса эрозии. Интенсивное врезание временных потоков послужило началом образования первых педиментов; их расширение и слияние привело к формированию новой денудационной поверхности — постафриканского педимена. Процесс педименизации не был ограничен миоценом, расширение поверхности педимена продолжается и до настоящего времени. По существу возраст педимена «скользящий», ибо наращивание его площади, начиная с раннего миоцена, идет непрерывно до настоящего времени [3]. Общая продолжительность формирования постафриканского педимена (точнее, сформировавшихся к настоящему времени его участков) около 30 млн. лет.

Монотонность формирующегося педимена была нарушена в начале позднего миоцена, когда очередное — небольшое, но резкое повышение базиса эрозии дало начало заложению речных систем, по очертаниям близких к современным. Процессы формирования аллювия получили развитие в начале плиоцена, когда некоторое замедление скорости стока позволило потокам отложить на плотике первую порцию обломочного материала [16, 17].

### **Краткая характеристика поверхностей выравнивания**

**Раннеафриканская поверхность выравнивания.** Итак, в интервале времени с позднего сенона по конец среднего эоцена на территории, ныне принадлежащей восточным районам Республики Гвинея-Бисау, была сформирована

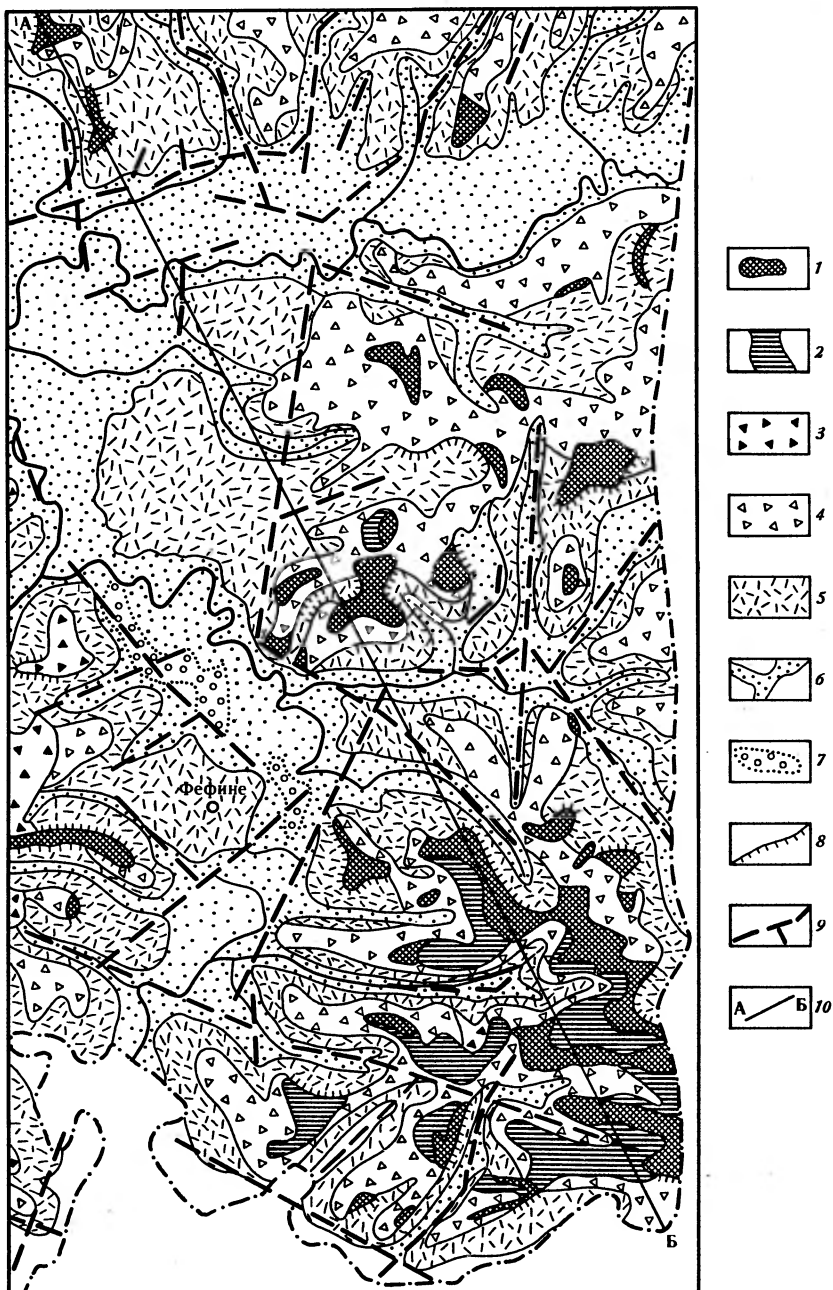


Рис. 2. Фрагмент карты поверхностей выравнивания юго-восточной части района Боз

1 — реликты раннеафриканской поверхности выравнивания, зафиксированной железисто-глиноземными (в том числе бокситовыми) латеритными образованиями *in situ*; 2 — то же, перемещенными латеритными образованиями; 3 — позднеафриканская поверхность выравнивания, зафиксированная обломочным латеритным покровом; 4 — то же, с частично или полностью денудированным обломочным латеритным покровом; 5 — постафриканский педиплен; 6 — денудационно-аккумулятивные поверхности речных систем; 7 — аллювиальные отложения, отчетливо проявляющиеся на аэрофотоснимках; 8 — уступы педиплена, отдешифрированные по аэрофотоснимкам; 9 — тектонические нарушения, оказавшие влияние на формирование рельефа; 10 — линия профиля А — Б

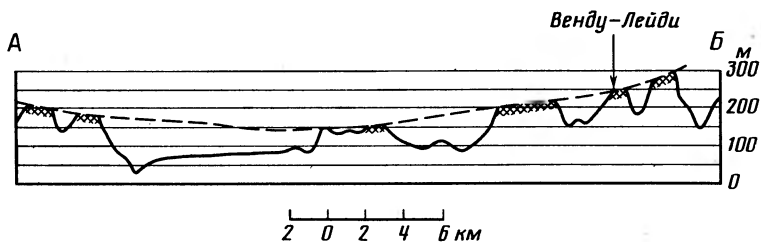


Рис. 3. Профиль, отражающий деформации поверхности раннеафриканского пенеппена в восточной части района Боэ. Штриховкой показаны участки развития латеритных образований *in situ*, пунктиром — современное положение деформированной поверхности

плоская субгоризонтальная поверхность с небольшими (в пределах первого десятка метров) перепадами высот — типичный пенеппен. Она была развита регионально. Продолжавшиеся десятки миллионов лет процессы активного латеритообразования привели к формированию мощной (десятки метров) коры выветривания, венчавшейся крепкой железисто-глиноземистой кирасой. Однако, несмотря на прочность, кираса на многих участках была разрушена процессами денудации. Лишенная кирасы поверхность быстро разрушалась; в результате значительная ее часть была уничтожена при образовании более молодых поверхностей выравнивания. В настоящее время поверхность представлена редкими останцами (рис. 2). Лишь в крайней юго-восточной части района Боэ останцы занимают около 25% территории; близ границы с Бафатинским плато площадь их уменьшается. Наибольшее число останцов приурочено к полям развития силурийских пород, представленных кварцево-хлоритогидрослюдистыми сланцами. Плоские вершины останцов сложены крепкими железисто-глиноземными кирасами. Чаще всего это образования *in situ* представленные железными рудами, бокситами, железистыми аллитами; но встречаются и кирасы, состоящие из переотложенных обломочных образований того же состава.

Исследователи юго-восточной части страны обращали внимание на значительные перепады высот у площадок-вершин на останцах раннеафриканского пенеппена [18]. Если во внутренних районах Западной Африки останцы поверхности в основном равновысоки [3], то в пределах рассматриваемой территории различия в их высотном положении даже на сравнительно небольшом расстоянии составляет многие десятки метров (до 150).

Рисунок 3 свидетельствует, что останцы принадлежат не горизонтальной, а деформированной поверхности; очевидно, наличие здесь значительного пологого прогиба восток—северо-восточного простираения (профиль по отношению к нему является строго поперечным). Сравнительно малое число останцов и недостаточное количество данных об их высотном положении не позволили получить детальную картину, которая отражала бы результат деформации в пределах всей территории района Боэ. Лишь для крайней южной части района нам удалось построить гипсометрическую схему, казалось бы, свидетельствующую о достаточно сложном характере деформации раннеафриканского пенеппена. Однако в дальнейшем, когда была построена для этой же площади гипсометрическая схема деформации более молодой — позднеафриканской поверхности, выяснилось, что мы фактически имеем дело с деформацией позднеафриканской поверхности с сохранившимися на ней останцами раннеафриканского пенеппена.

**Позднеафриканская поверхность выравнивания.** В течение позднеафриканского поддикла денудации — в позднем эоцене и олигоцене была сформирована новая поверхность, перепады высот в пределах субгоризонтальных участков которой, как и на раннеафриканском пенеппене, составляли первые метры. Позднеафриканский пенеппен распространен широко; в пределах Бафатинского плато, например, он занимает до 80% территории. На участках, где сохра-

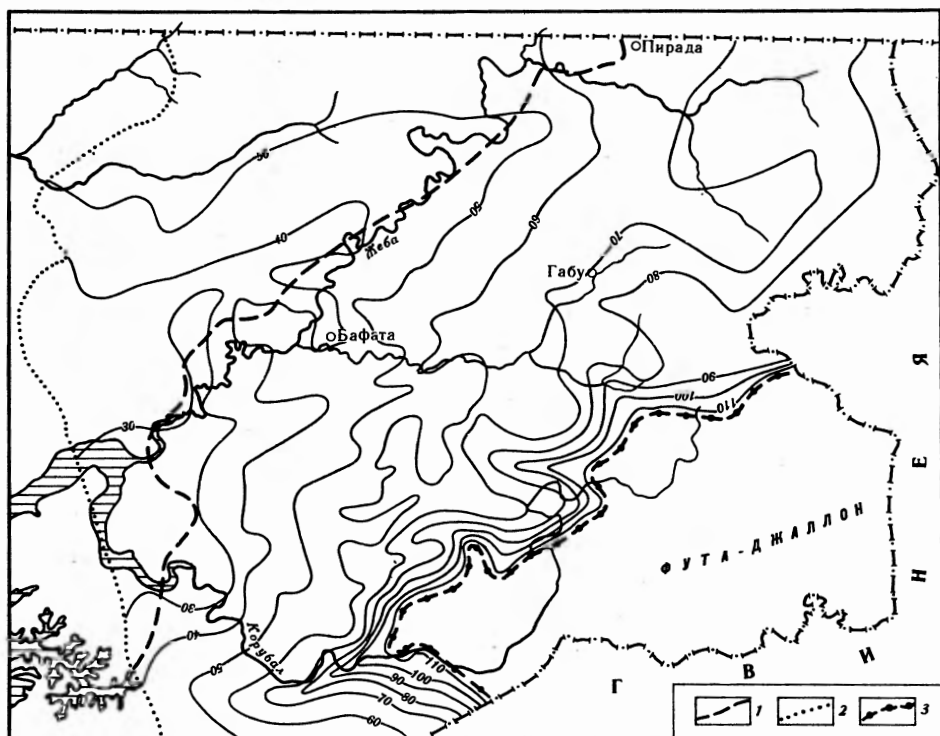


Рис. 4. Гипсометрическая схема, отражающая характер деформации поверхности позднеафриканского пенеппена в пределах Бафатинского плато. Для построения схемы использованы абс. отметки поверхности плато, зафиксированной обломочным латеритным покровом.

1 — восточная граница распространения морских отложений маастрихта; 2 — восточная граница развития морских миоценовых отложений; 3 — граница между Бафатинским плато и западными отрогами плоскогорья Фута-Джаллон

нились от денудации реликты раннеафриканской поверхности (в районе Боэ — западных отрогах плоскогорья Фута-Джаллон), широко распространены также и упоминавшиеся выше склоновые поверхности, практически представляющие собой места «стыковки» двух субгоризонтальных поверхностей африканского цикла денудации. Останцы раннеафриканского пенеппена сочленяются с субгоризонтальными участками позднеафриканской поверхности пологими склонами. Перепад высот между двумя ступенями 40—50 м. Переход от субгоризонтальных участков к склоновым плавный, постепенный. Крутизна варьирует от первых градусов до 7—8° и лишь в верхних частях склонов она может достигать 15°. И склоны, и субгоризонтальные участки зафиксированы латеритными покровами обломочного строения с крепкой обломочной красой на поверхности.

Перепады высот в пределах склоновых поверхностей довольно значительны, разница отметок достигает 70 м, что превышает высоту «ступени» между двумя поверхностями африканского цикла. Как мы уже говорили, это следствие деформации позднеафриканского пенеппена, которая имела место уже после завершения его формирования, т. е. не раньше конца олигоцена.

Позднеафриканский пенеппен деформирован не только в пределах западных отрогов плоскогорья Фута-Джаллон, но и на всей территории Бафатинского плато, протягивающегося с северо-востока на юго-запад на расстояние свыше 150 км. Здесь нет останцов раннеафриканского пенеппена, поэтому поверхность плато субгоризонтальна; значительные ее участки практически без изменения сохранились с конца олигоцена до наших дней и отчетливо проявляются в современном рельефе. Субгоризонтальные участки зафиксированы

железистым обломочно-пизолитовым покровом, строение и состав которого однообразны на обширных площадях; во внутренних районах Западной Африки «столовые» поверхности позднеафриканского пенеплена прослеживаются на многие сотни километров [1, 3, 18, 19].

Анализ высот свидетельствует о пологом ( $\sim 0,4$  м/км) и сравнительно равномерном падении Бафатинского плато с северо-востока на юго-запад. На схеме (рис. 4) можно проследить следы деформации позднеэоценово-олигоценовой поверхности в виде пликативной складчатости СВ — ЮЗ простиранья.

Сравнение абс. отметок субгоризонтальных поверхностей на Бафатинском плато и в западных отрогах плоскогорья Фута-Джаллон свидетельствует о том, что район Боз был приподнят над уровнем Бафатинского плато на 40—50 в восточной части и на 60—70 м в западной. Очевидно, это также произошло после завершения формирования позднеафриканского пенеплена на территории обоих рассматриваемых районов. Характер деформации позднеафриканской поверхности на Бафатинском плато и в пределах плоскогорья Фута-Джаллон был идентичным. В течение позднего эоцена—олигоцена граница между этими теперь отчетливо обособленными районами была неразличимой; воздымание Фута-Джаллон над поверхностью Бафатинского плато произошло в поздне-олигоценовое время. При этом позднеафриканская поверхность на стыке районов не была разрушена, но оказалась деформированной. Анализ распределения ее разновысотных останцов близ границ этих районов свидетельствует, что обе территории после воздымания Фута-Джаллон были связаны склоном с максимальным падением на участке стыка около 10 м/км. Следует заметить, что воздымание территории западных отрогов Фута-Джаллон носило блоковый характер.

**Постафриканская поверхность выравнивания — постолигоценовый педиплен.** Педиплен в пределах Гвинеи-Бисау развит повсеместно, он распространен и в западных районах страны, сложенных осадочными породами миоцена. В пределах Бафатинского плато и западных отрогов плоскогорья Фута-Джаллон педипленизацией затронуты сравнительно небольшие участки (не более 20 и изредка 40% территории). Заметим, что во внутренних районах Западной Африки педиплен составляет 60—80% территории [1, 3].

Педиплен представляет собой субгоризонтальную или пологовсхолмленную равнину. В ее пределах уступы четко выражены лишь в тех случаях, когда денудированная поверхность зафиксирована латеритным панцирем; в противном случае уступы теряют четкость очертаний и сменяются вогнутыми склонами. Высота уступов непостоянна, и на каждом участке определяется местным базисом эрозии. Поверхность слабо наклонена в сторону от уступов. В районе Боз высота уступов различна за счет останцов раннеафриканского пенеплена и многочисленных склоновых поверхностей, связывающих уровни ранне- и позднеафриканского пенепленов. В частности, в тех случаях, когда педиплен наступает на останцы раннеафриканской поверхности, высота уступа может достигать 60—70 м.

Процесс педипленизации оказал значительное влияние также и на формирование рельефа аккумулятивной равнины в западной части страны. Слагающие ее поверхность миоценовые толщи залегают субгоризонтально с небольшим наклоном к юго-западу; исходная аккумулятивная поверхность представляет собой почти плоскую монотонную равнину; она не несет каких-либо следов деформации<sup>1</sup>. На первом этапе снос водными потоками обломочного материала и взвеси происходил по широким (сотни метров) и пологим котловинам, углублявшимся на 5—15 м от уровня исходной аккумулятивной поверхности.

<sup>1</sup> Отсутствие следов деформации на исходной поверхности аккумулятивной равнины позволяет уточнить время проявления описанного коробления поверхности позднеафриканского пенеплена; очевидно, оно имело место на границе палеогена и неогена.

Сброс по ним вод шел до того времени, пока не появилась возможность пропуска всей массы водных потоков по депрессионным понижениям, образовавшимся вследствие появления педиментов.

Формирование первых педиментов на аккумулятивной равнине связано с нарушением сплошности аккумулятивного покрова при тектонических проявлениях по унаследованным разломам в древнем субстрате. На таких участках денудация и вынос обломочного материала были значительно облегчены; именно здесь и образовались первые педименты, которые, сливаясь, давали начало новой денудационной поверхности — постолигоценовому педиплену.

К настоящему времени сохранившиеся реликты исходной аккумулятивной поверхности встречаются на ограниченных площадях — на водоразделах в виде узких полос. Это ровные, субгоризонтальные участки (на одном из них расположена посадочная полоса международного аэропорта Гвинеи-Бисау). Их абс. высоты 53—57 м на северо-востоке и 21—27 м — на юго-западе. Площади останцов исходной аккумулятивной поверхности (включая участки котловин сноса) составляют 10—15% территории аккумулятивной равнины. Разница абс. высот исходной аккумулятивной поверхности и педиплена варьирует в пределах от 15 до 25 м.

В островной части территории Республики Гвинея-Бисау сохраняется тот же характер рельефа, что и на материке. Практически это частично погруженная в море юго-западная часть аккумулятивной равнины. Перепады высот на островах также составляют 15—25 м.

**Эрозионно-аккумулятивная поверхность выравнивания позднемиоценового-четвертичного возраста.** Небольшое повышение базиса эрозии в самом начале позднего миоцена положило начало заложению речных долин; в дальнейшем образование этой поверхности практически шло параллельно с формированием педиплена. Речные долины в основном были консеквентными, они следовали направлениям пликативных структур, проявившихся на границе палеогена и неогена, а их конфигурация определялась расположением тектонических нарушений. Поскольку педиплен не был зафиксирован устойчивым к денудации латеритным покровом, то переход его в склоны речных долин обычно плавный.

Верховья речных долин врезаны также и в поверхность позднеафриканского пенеplена; здесь они ограничены уступами латеритного панциря. С Бафатинского плато долины переходят на поверхность аккумулятивной равнины. Глубина вреза долин в педипленизированную поверхность варьирует от первых метров в верховьях до десятков метров в низовьях.

Накопление аккумулятивных образований в речных долинах шло с начала плиоцена, когда крупнообломочный материал стал откладываться на выработанной плотике на наиболее углубленных участках. Этот материал в дальнейшем был ожелезнен и превращен в крепкую монолитную массу, подобную обломочному латеритному панцирю. Впоследствии обломочные породы были погребены под отложениями террасового комплекса. Строение долин на рассматриваемой территории простое. Как и на территориях соседних стран [16, 20], здесь кроме приплотиковых образований древнего погребенного комплекса обнаруживаются отложения первой надпойменной террасы, высокой поймы, поймы и современного русла.

Как отмечалось, речные долины в восточных районах Гвинеи-Бисау в основном консеквентны. Исключением является долина р. Корубал в западных отрогах плоскогорья Фута-Джаллон, являющаяся antecedentной. Это объясняется тем, что речные долины в пределах Фута-Джаллон были заложены до начала воздымания этой части территории. На границе олигоцена и миоцена проявилась пликативная складчатость северо-восточного простириания. Сформировавшись депрессионным понижениям следовали все реки, в том числе и Корубал. Воздымание же Фута-Джаллон, совершенно очевидно, началось позже — после того, как были в основном сформированы речные долины, но до того, как началось формирование аллювия, т. е. до начала плиоцена.

Таким образом, воздымание района Боэ — западных отрогов Фута-Джаллон имело место, вероятнее всего, в конце позднего миоцена. В дальнейшем реки прорезали горные породы — сланцы и песчаники силура, песчаники, алевролиты и сланцы девона. Наличие устойчивых к эрозии пород привело к образованию порогов на р. Корубал.

Ширина шельфа у побережья Республики Гвинея-Бисау 75—150 км. Падение его восточной части — 0,15—0,20 м/км, западной — 2,0—2,5 м/км, а близ границы материкового склона оно возрастает до 13—15 м/км. Характер морского дна в пределах шельфа свидетельствует о том, что это опустившаяся ниже уровня моря часть аккумулятивной равнины. Подводные части долин крупнейших рек прослеживаются по всей ширине шельфа, переходя иногда в каньоны материкового склона (например, подводная долина р. Жебы).

### Выводы

В рельефе Республики Гвинея-Бисау отчетливо прослеживаются три главные поверхности выравнивания, сформировавшиеся в течение позднеальпийского макроцикла рельефообразования. На африканском этапе (конец позднего мела—олигоцен) были сформированы две пенепленизированные поверхности, в постафриканское время (с начала миоцена) началось формирование педиплена. С позднего миоцена началось образование еще одной поверхности — эрозионно-аккумулятивной, оно протекало параллельно с формированием постафриканского педиплена. Раннеафриканская поверхность сохранилась в останцах лишь в юго-восточной части территории, позднеафриканская (субгоризонтальные и склоновые участки) присутствуют всюду к востоку от границы миоценовой трансгрессии. Постафриканский педиплен развит на всей территории страны, в том числе он охватывает и аккумулятивную равнину; распределение участков врезанных в педиплен внутриводораздельных поверхностей в основном предопределено направлениями долгоживущих тектонических нарушений преимущественно северо-восточной и северо-западной ориентировки.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
2. Сваричевская З. А., Селиверстов Ю. П. Этапы развития рельефа земной поверхности в связи с эволюцией географической оболочки // Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов. Киев: Наук. думка, 1977. С. 37—39.
3. Якушев В. М. О поверхностях выравнивания саванной зоны внутренних районов Западной Африки // Геоморфология. 1973. № 2. С. 85—92.
4. Daveau S. Principaux types de paysages morphologiques des plaines et plateaux soudanais dans l'Afrique de l'Ouest // Inform. geogr. 1962. V. 26. № 2. P. 124—165.
5. Hilton T. E. Land Forms in north-eastern Ghana // Geogr. J. 1961. V. 127. № 4. P. 127—134.
6. Rougerie G. Modeles et dynamiques de la savane en Guinée orientale // Rech. afr. 1961. № 4. P. 22—61.
7. Ruhe R. V. Landscape evolution in the High Itury, Belgian Congo // Inst. nat. agric. Congo, ser. sci. 1956. № 66. P. 15—24.
8. Tricart J. A propos de la genèse des glacis // Bull. Assoc. franç. etudes quatern. 1968. 5. № 17. P. 62—75.
9. Селиверстов Ю. П. Ландшафты и бокситы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 262 с.
10. Templeton R. S. M. The Geology of the continental margin between Dakar and Cape Palmas // The Geol. EAH cont. margin. 1971. P. 47—58.
11. Grandin G., Delvigne J. Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi: Jalons de l'histoire morphologique de la Côte-d'Ivoire // C. r. Acad. Sci. 1969. № 16. P. 1474—1477.
12. Якушев В. М. О возрасте главной эпохи латеритного бокситообразования Западной Африки (на материалах Республики Гвинея-Бисау) // Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья. Челябинск: Уральский дом НТИ, 1986. С. 90—91.
13. Barerèere J., Slansky M. Notice explicative de la carte géologique au 200000<sup>e</sup> de l'Afrique Occidentale // Mém. BRGM. Paris. 1965. № 28. 120 p.
14. Millot G. Les grands aplanissements des socles continentaux dans les pays subtropicaux, tropicaux et désertiques // Mem. hors-sér. Soc. Géol. de France. 1980. № 10. P. 295—305.

15. Михайлов Б. М., Броневой В. Л., Одокий Б. Н. и др. Латеритные покровы современной тропической зоны Земли // Литология и полез. ископаемые. 1981. № 4. С. 85—100.
16. Якушев В. М. К литологии аллювия правобережных притоков р. Нигер // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 25—28.
17. Ackermann G. Compte-rendu d'une exploration faite dans le bassin de la Falémé. Dakar, 1905. 62 p.
18. Carvalho G. S. Laterites e couraças, rochas de origem intertropical. Lisboa: Garçia de Orta, 1964. V. 12. № 3. P. 527—548.
19. Якушев В. М. Строение и состав латеритных образований зоны саваны Республики Мали // Геология и геохимия бокситов, латеритов и связанных с ними пород. Свердловск: Средне-Уральское изд-во, 1976. С. 143—175.
20. Michel P. L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la Haute-Gambie // Rev. Géomorph. gyn. 1959. № 5—6 (11—12). 21 p.

Уральское производственное  
геологическое объединение

Поступила в редакцию  
20.III.1987

## PLANATION SURFACES AT THE REPUBLIC OF GUINEA-BISSAU TERRITORY

YAKUSHEV V. M.

### Summary

Planation surfaces are well pronounced in the topography of the Republic of Guinea-Bissau. They came into being during the Late Alpine macrocycle of the relief formation. Two planated surfaces belong to the African stage (Late Cretaceous — Oligocene) and are designated as Early and Late African respectively. Since Miocene a post-African pediplain formation begins which marks the epoch of global pediplanation. The process proceeded along with erosion and alluviation in river valleys. Early African surface remnants persist only in the South-East of the country. The Late African surface is widespread in eastern regions. Post-African pediplain can be found practically all over the country. Erosional-alluvial surface distribution is mostly controlled by long-existed faultlines of NE and NW directions. Each surface is fixed by a special type of hypergenous autochthonous or allothigenic formations, the latter's structure and composition having been determined by the climate at the time of their formation.