

Особенности динамики природных процессов Юго-Восточной Африки в четвертичное время и некоторые аспекты денудационных поверхностей

И.В. Бондырев

Институт географии им. Вахушти Багратиони Академии наук Грузии, Тбилиси, Грузия

Dynamics of natural processes in South-East Africa in quaternary period and some features of denudation surfaces

I.V. Bondyrev

Vakhushti Bagrationi Institute of Geography, Georgian Academy of Sciences, Tbilisi, Georgia

The changing nature of moistening in the different territories of the African continent, for the period since Pleistocene up to the present time, is considered in this work. The results obtained on the changes of the pluvial modes influencing the ecosystems of the continent and on the development of primary areas of human spreading are especially stressed. The data on Sahara sector of Africa and area of East-African fractures, as main centres of forming culture are analyzed.

Утверждённая на I Panafricanском конгрессе по изучению доисторического периода (Найроби, 1947 г.), схема пльвиалов и аридов Африки сегодня подвергается критике - от замечания и осторожного указания на несовпадение по фазе, с предложением воздержаться от однозначного решения проблемы (Марков, 1977) до полного неприятия (Bishop, 1958, Burzer, 1971, Flint, 1971). Теория пльвиалов была предложена бывшим руководителем геологической службы Уганды (с 1920 по 1941гг) Э. Уэйлендом, который на основании изучения палеообстановки и древних береговых линий оз. Накуру предложил выделять Накурианский пльвиал, датируемый концом голоцена - современной эпохой (Wayland, 1934). Им же, на основании анализа расположения древней террасы р. Кагер (82м над современным уровнем) предложено было выделять эпоху кагерского пльвиала (750 - 520 тыс. л.н.) (рис.1).

Конечно, можно оспаривать правомерность выделения пльвиальных эпох на основании одного лишь анализа древних террасовых уровней, но эта схема дала толчок к развитию геоморфологии, Восточной Африки и, до сегодняшнего дня, она, несмотря на многочисленную и, порой заслуженную критику, остаётся действенным инструментом исследования природной среды и палеообстановок этого региона планеты.

Одним из последователей и приверженцев теории пльвиалов является Х.Кадомура (Kadomura, 1986). На основании анализа изменений растительного покрова и климата Центральной и Восточной Африки, данных о соотношении изотопов кислорода и скорости

Бондырев И.В. Особенности динамики природных процессов Юго-Восточной Африки в четвертичное время и некоторые аспекты денудационных поверхностей // Изменения природной среды на рубеже тысячелетий. Труды Международной электронной конференции. Тбилиси-Москва, 2006, с. 25-34. www.cetm.narod.ru/pdf/bondyrev.pdf

осадконакопления в эстуариях и дельтах ряда рек, он приходит к выводу, что потепление в Европе 13 тыс. л.н. совпадает с установлением влажного периода в приэкваториальных

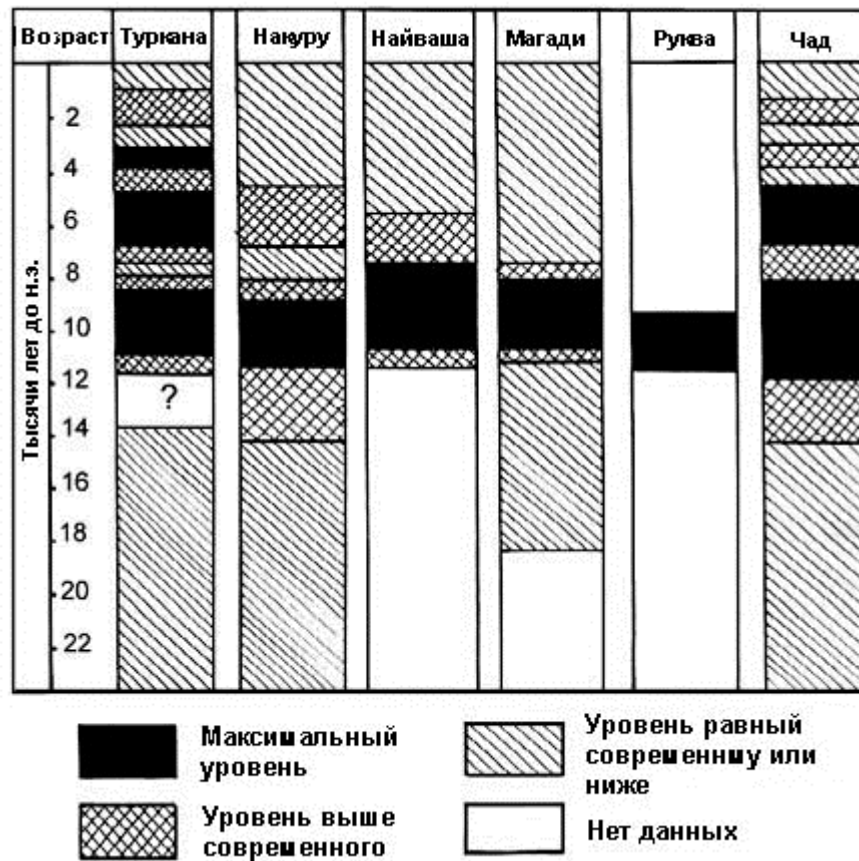


Рис.1. Колебания уровней африканских озер (Горбовский, 1988).

районах Африки. Во внутренних районах эти величины совпадали, а в Восточной Африке влажная эпоха несколько запаздывает и начинается 10 тыс. л.н. Максимальное развитие плейстоценового режима имело место 9 - 8 тыс. л.н., что вызвало расширение площадей влажных лесов и озёр. В позднем плейстоцене и раннем голоцене имели место два коротких, но резко выраженных интерпльвиала (арид?) - 10,5-10 тыс. л.н. и около 7,5 тыс. л.н.

Анализ микроорганизмов из осадков дна оз. Ньяса свидетельствует о незначительных климатических изменениях около 30 тыс. л.н., в то время, как в бассейне оз. Танганьика они были более сильными и неоднократными. На основании анализа данных о характере донных осадков озера выделено три основных гидроклиматических этапа:

1. 25 - 17 тыс.л.н. - глубокий и спокойный озёрный бассейн;
2. 17 - 12,5 тыс.л.н. - увеличение скорости осадконакопления, низкий уровень озера и аридный климат;
3. 2,5 - 5 тыс.л.н. - высокий уровень воды, материал от извержения вулкана Рунгве, расположенного в 300 км, к юго-востоку. Климатический оптимум - 12-6 тыс.л.н.

С этим хорошо коррелируются данные батиметрии.

На дне оз. Танганьика были обнаружены следы древних речных долин - свидетельств понижения уровня озера на 550 - 600 м, а один раз даже на 850м. Это приводило к

изменению конфигурации озера, которое порой раздваивалось. Существует мнение, что такое разделённое озеро существовало уже на памяти человека (Дмитриевский, Олейников, 1979). Слияние двух Танганьик произошло около 10 тыс. л.н. когда в результате каких-то, неясных пока процессов, была прорвана запруда оз. Киву и оно с севера, огромным потоком ("потоп") ринулось в котловину Танганьики. Современное увеличение влажности климата обусловило выпадение большого количества осадков, что ещё больше пополнило озёрную чашу (Бондырев, 2005).

Этот факт подтверждается и данными палинологических исследований керн из скважин пробуренных в северной части оз. Танганьика на глубину около 5 м. Было установлено, что в интервале 12 - 10 тыс.л.н. происходит формирование и широкое распространение ландшафтов светлых лесов замбезийского типа с фрагментами гвинейских формаций, свидетельствующих о существовании здесь в это время теплого и влажного климата, который, начиная с эпохи 2,5 тыс.л.н. начинает претерпевать изменения в сторону аридизации (Rogon, 1996).

Чётко установленным хроностратиграфическим подразделением Восточного суперблока африканского континента можно считать лишь два. Первый, это Олдувейский плювиал (субхрон), выявленный на основании анализа фауно-флористических группировок, изменений уровня озера, значения δ^{18} в карбонатах грунтовых вод и их сопоставление с изотопнокислородными кривыми для глубоко-водных океанических осадков (Kadomura, 1986). Другим стратотипом раннего плейстоцена является Омо-Канам (Маруашвили, 1985).

Однако, всё это не значит, что на сегодня отсутствуют серьёзные работы по разработке проблемы плювиалов Африки. Анализ характера плювиальных режимов в различных районах Африки показал следующую картину (рис.2).

Но, прежде чем рассмотреть конкретные закономерности изменения тепла и влаги на африканском континенте, представляется необходимым вкратце отметить факт наличия неоднократных циклов оледенения в пределах исследуемой территории и вблизи от нее.

Хотя ледники и кажутся сегодня абсолютно чуждым элементов ландшафтов Африки, были времена, когда значительная часть этого континента была покрыта льдами. Выделяется даже особая ледниковая эпоха - африканская (900-400 млн. л.н.) указывающая на роль льда в развитии природы Африки этого периода. Подобные периоды повторялись неоднократно: в докембрии, ордовике, перми, карбоне, плейстоцене. Свидетельством этому служат; тиллиты Грикватаун в ЮАР (1950-2340 млн. л.н.), тиллиты, ледниковые валуны и исполиновы котлы в Сахаре (ордовик), ледниковая штриховка на песчаных и зандровые палеодолины Южного Алжира (ордовик), кратеры подледниковых извержений, представленные мелкими (до 1 км) кольцевыми структурами базальтового состава в нагорье Ахаггар, косослоистые песчаники Сьерра-Леоне (пермь), эрратические валуны Намибии (?), тиллиты Двейка в Ботсване и на Магадаскаре (200-100 млн. л.н.) и аналогичные им тиллиты Карру в Замбии и Мозамбике.

В плейстоценовую эпоху ледники существовали в горах Высокого Атласа (современная снеговая граница располагается здесь на 3500-4200м над у.м.) и Туниса (морены стадии Секондера на высоте 2100м над у.м.), в нагорье Ахаггар, на высоких массивах Эфиопии, Драконовых горах, массиве Басуто, а также - на наиболее высоких вулканических и взбросовых массивах Восточной Африки (Килиманджаро, Кения, Рувензори, Абердер, Ньяндару, Элгон, Мверу и др.).

На сегодня оледенение сохранилось лишь на трех горных массивах - Килиманджаро, Кения и Рувензори, занимая около 20 км² площади и достигая совокупного объема в 6 км³. Граница вечных снегов проходит на Килиманджаро на высоте 5750 м (на восточных склонах) и 5300 м над у.м. (на остальных). Ледники западного склона спускаются до 4500 м, хотя еще в 1871 г. они фиксировались на отметке 4420 м, о чем свидетельствуют моренные отложения в верховьях рек. На южном склоне ледники опускаются до 4100 м над у.м. По усредненным данным, ледники Килиманджаро в эпоху максимума вюрма опускались до 3700 м.

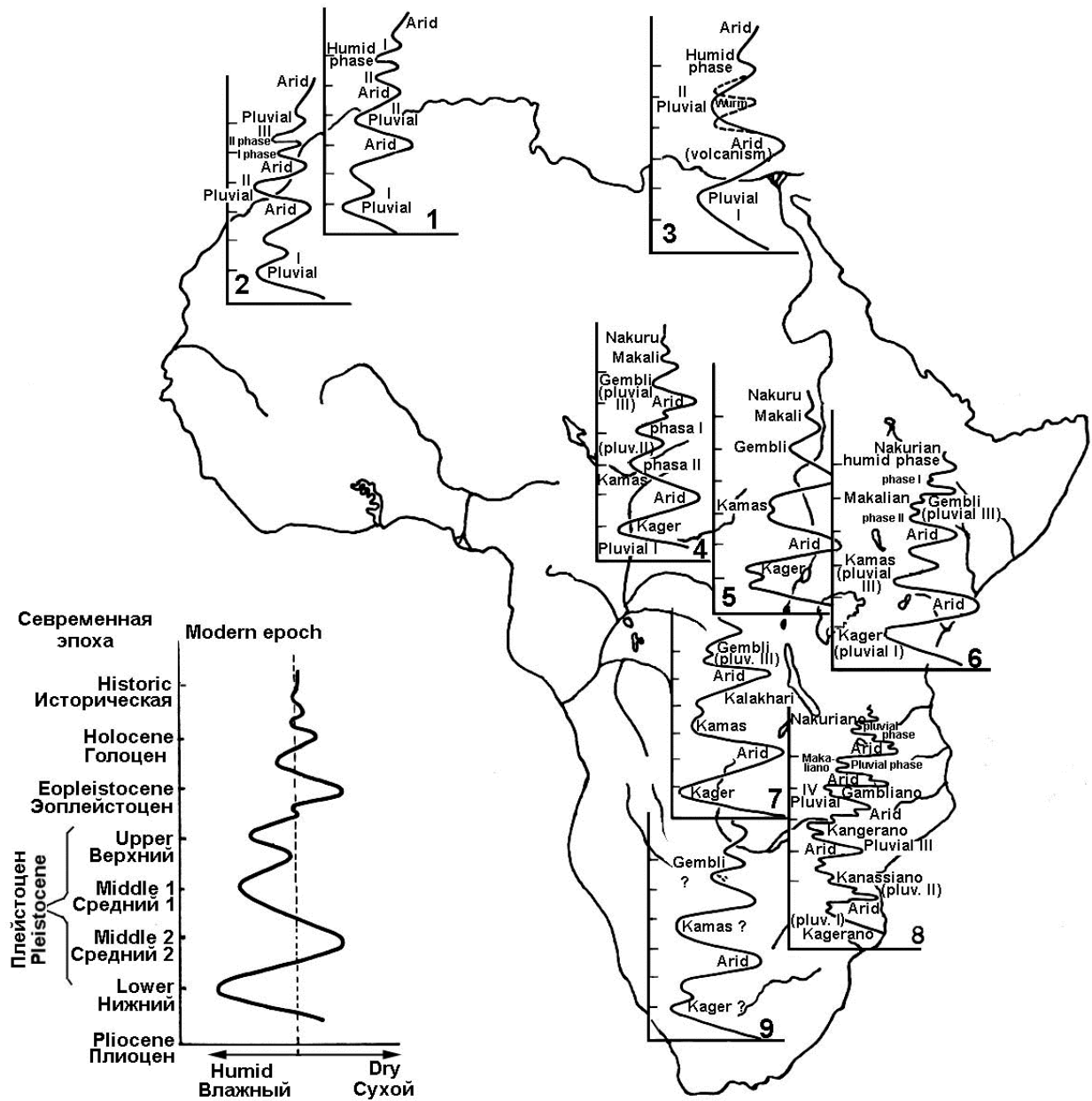


Рис. 2 . Сравнительный анализ характера пловияльных режимов различных районов Африки. 1 - Северо-Западная Сахара, 2 - Юго-Западная Сахара, 3 - Египет, 4 -Конго, 5 - Уганда, 6 - Кения, 7 - Замбия, 8 - Мозамбик, 9 - ЮАР

На Рувензори ледники исторической эпохи опускались до 3800-4100 м, а на Кении - до 4524 м над у.м. (современная граница вечных снегов проходит соответственно на 4570-4800 м и 4600-4800 м).

На Килиманджаро ледники имеются лишь на вершине Кибо (5896 м): 15 ледников, общей площадью 5,9 км². Наиболее крупные из них - Пенка (длиной 2,1 км), Северный (1,0 км), Скалистый (0,35 км), Барранко, Ратцеля, Дригальского, Южный и др. Процесс распада единой ледниковой шапки на Килиманджаро начался около 200 лет назад и носит пульсационный характер. Первая официально зафиксированная дата отступления ледников - 1889 г. (Ган, 1903). Под языками ледников Пенка и Ратцеля наблюдается воздушная прослойка мощностью около 0,2-0,5 м.

На Кении, при общей площади в 0,35 км² фиксируется свыше 10 ледников и ледничков, из которых наиболее интересны Льюис (0,87 км), Тиндаль, Цезарь и Дарвин.

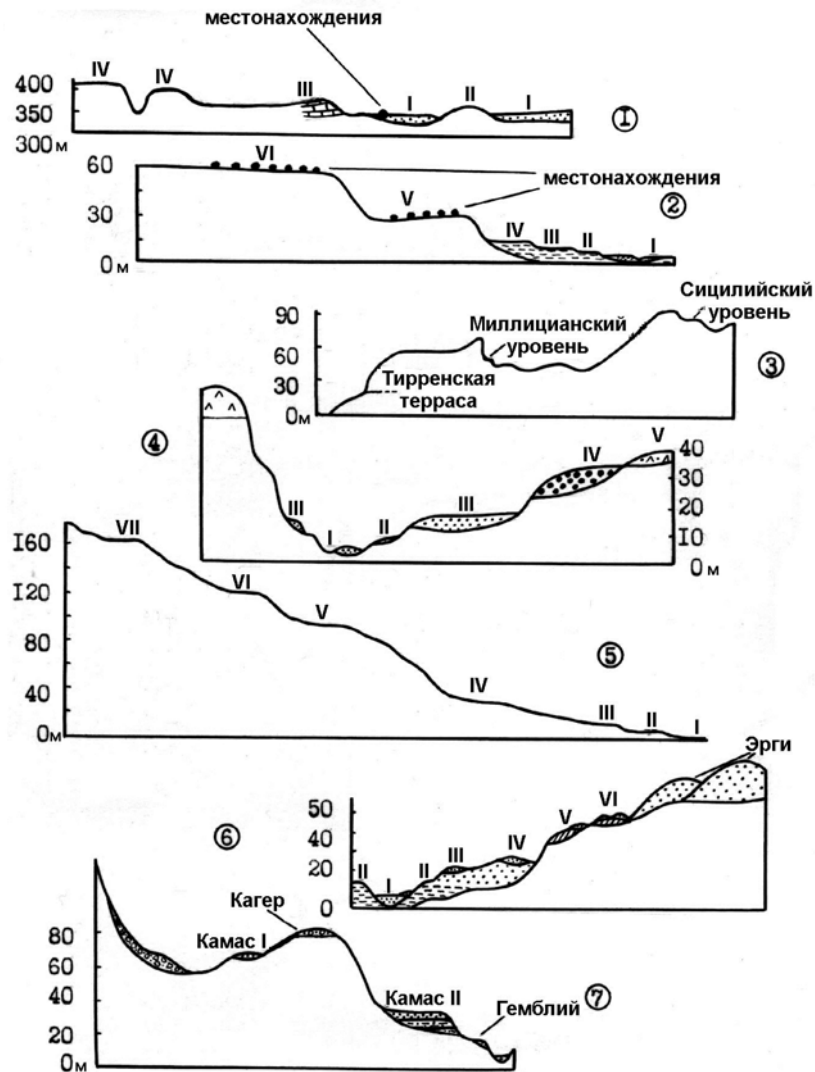


Рис. 3. Террасы Африки (по Алиман, 1960, Бондырев, 1994).

1-Уэд-Тилемен (к СЗ от Тимбукту), 2- Реги и террасы юга Марокко, 3 - Террасы окрестностей Капбланки, 4-Уэд Эл-Дабаде (оазис Харга), 5- Террасы Северного Мозамбика, 6-Уэд Саур (Сахара), 7-Терраса р. Кагер (Уганда).

Наиболее раздроблены ледниковые поля Рувензори, где при площади современного оледенения в 3,5 км² насчитывается, по разным данным, от 8 до 35 небольших ледников. Ледники группируются на вершинах шести наиболее высоких пиков: Стенли, Спик, Джесси, Эмин, Луиджи Савойского и Бейкер. Наиболее крупный ледник - Маргарет достигает в длину около 1,6 км.

Современные перигляциальные процессы в виде каменных потоков, полигональных грунтов, солифлюкционных образований наблюдаются на высоких плато и массивах ЮАР, Свазиленда, Зимбабве, Руанды и др. Аналогичные формы хорошо известны во многих местах Атласа, где они во многом напоминают кавказские аналоги.

Все это указывает на резкое различие в режиме увлажнения и характере температурного режима не только в пространстве, но и в зависимости от высоты местности над уровнем моря.

Поэтому, в различных районах пювиальные условия имели место не одновременно и проходили в различном режиме. Естественно, что следует учитывать и различие в подходах авторов, и степень изученности, и представительность фактического материала. Тем не менее, анализируя климатические изменения на севере континента, следует отметить, что время наступления первого пювиала приблизительно совпадают как в Египте, так в северо-западной и юго-западной Сахаре (Алиман, 1960; Joleaud, 1936). Однако, в Центральной Сахаре, в середине пювиала имела место длительная фаза относительной аридизации. Пювиальные режимы Юго-Западной и Северо-Западной Сахары практически совпадают. Здесь же отмечается наличие второго пювиала, и ещё двух, которые некоторые исследователи объединяют в единый III пювиал (Кларк, 1977, Clark, 1970). Между вторым и третьим пювиалами имеет место ещё одна гумидная фаза, которая считается одной из подфаз III пювиала (см. рис. 2).

Наиболее полно характер III пювиала отражён Л.Лики (Leakey, 1952) для Кении, где им выделено три пика пювиального режима, разделённых двумя периодами с более высокой сухостью климата.

Различие II пювиала (Камас) Кении и Уганды заключается в том, что если в Кении он был не сплошным, а в середине периода характеризовался довольно сильной аридизацией, то в Уганде этот процесс был выражен незначительно (O'Brien, 1937). Характер колебаний климата в бассейне р.Конго хотя и характеризуется теми же закономерностями, но не совпадает ни по фазе, ни по количеству осцилляций с Восточной, Юго-Восточной и Южной Африкой (Mortelmans, 1952). Такие же различия, хотя и не так резко выраженные наблюдаются в типам горных поров.

Согласно взглядам Л. Кинга (King, 1962), на Африканском континенте выделяются пять разновозрастных денудационных поверхностей выравнивания: 1.Гондванская (юра), 2.Постгон-дванская (нижний и средний мел), 3.Африканская (верхний мел), 4.Верхнекайнозойская и 5.Современная. На этой схеме строятся на сегодняшний день все концепции развития рельефа Африки. Так, например, Ф. Дикси (1959) считает, что юре и мелу происходит некоторое воздымание в районе рифта Ньяса, что явилось следствием перераспределения вещества в земной коре, в результате раскола Гондваны. Вся масса осадочных пород и лав Карру, общей мощностью около 5500 м, по мнению этого же автора была снесена с возвышенностей Шире, о чем якобы свидетельствуют восстановленные фрагменты истории гор Миланже, возвышающихся над равниной более чем на 2500 м. Высокое остаточное плато Горонгоза, на южной стороне трога Нижней Замбези, сравнивается им с плато Миланже, причем Ф. Дикси (1959) считает, что гондванской

поверхности Горонгоза соответствует плато Моррумбала, где абсолютные высоты достигают 1800 и 1200 м соответственно.

С этим трудно согласиться хотя бы потому, что лишь высшая точка массива г. Моррумбала достигает 1172 м, в то время как средние высоты выровненных поверхностей здесь не превышают 800-900 м. И вообще, «...стройную систему Кинга, с большим трудом можно применить к конкретным районам. Причина этого, в отсутствии надежных критериев, позволяющих отнести изучаемую поверхность к тому или иному уровню. Высота поверхности над у.м. не может служить таким критерием, т.к. в общем процессе поднятия территории Восточной Африки древние поверхности поднимались в разных местах на неодинаковую высоту» (Добровольский, 1977, стр. 52).

Сохранились остатки древней элювиальной коры выветривания каолинового состава мощностью 30-40 м, развитой на кристаллических породах докембрия, отложениях системы Карру и интрузивных массивах юрско-верхнемелового возраста. На кайнозойских вулканических формациях ее следов не обнаружено. Примером может служить каолинизированная кора выветривания гранитоидов южной Танзании, мощность которой колеблется от 12 до 30 м (Добровольский, 1971).

На основании исследований, проведенных автором на территории Мозамбика, было установлено наличие 12 гипсометрических уровней, выровненных поверхностей (Бондырев, 2005)..

Подытоживая сказанное, можно сделать следующей вывод: тектонические поднятия эпохи рифтообразования привели к омолаживанию долины р. Замбези, без заметного изменения гидрографии бассейна. Об этом свидетельствует и тот факт, что мощность осадочных толщ в дельте р.Замбези составляет около 6000 м и, сложена преимущественно флювиальной формацией. Низы стратиграфической колонки (по данным бурения) отмечают начало седиментации где-то в конце палеозоя. Таким образом, сравнительно стабильный цикл развития выровненных поверхностей в бассейне р. Замбези мог бы считаться доказанным. К сожалению, мы упускаем из виду неотектонические движения, обусловившие поднятия целого ряда блоков в районе левых притоков среднего течения р. Замбези. При этом, различные участки одновозрастных поверхностей могли быть дислоцированы на различные гипсометрические уровни.

Существующие схемы тектонического развития рельефа являются указателем для исследователей, только при условии диалектического подхода, с учетом все время меняющихся и взаимно противоположенных факторов рельефообразования. В противном случае, такие схемы становятся догматическими и с их помощью, невозможно объяснить все многообразие процессов и явлений. Однако, подобная критика вовсе не означает невозможности изучения возраста выравненных поверхностей. Наоборот, эти сведения можно получить в случае изучения конкретных особенностей и соотношений различных форм, исходя каждый раз из принципа актуализма и используя совокупность таких современных методов исследования, как: литостратиграфический, биостратиграфический, палеоклиматический, аэрофотографии, радиометрический (изотопный), лабораторный и т.д.

Всего, на территории региона выделяется два основных типа денудационных поверхностей: а) денудационные поверхности, которые вскрывают древние основания; б) денудационные поверхности, которые вскрывают структуры субгоризонтальной платформы.

К первому типу относятся в первую очередь поверхности секущие складчатые основания пенеппенизированных массивов. К ним относится большинство денудационных поверхностей Северного Мозамбика, Малави, Южной Танзании, а также, ряда районов Свазиленда и Зимбабве, в диапазоне высот от 500 м до 1900 м над у.м. расположенны

многочисленные выровненные поверхности: Мелуко (450-550 м), Куамба (450-550 и 600-650 м), Гуруэ-Намарои (450-950, 600-650, 700-750 м), Моррумбила, Миланже, Дерре-Мокуба, Лишинга, Ньика, Зомбе (1000-1150, 1200-1250, 1250-1300, 1350-1450), Шире (250-300 м), Тете (300-400 м), Шенека (1000-1150 м), М'виа-Улангое (1350-1450 м), Домуэ (1500 м), Шире и др. Определенное развитие имеют так же денудационные поверхности, приуроченные к гранитным. Это пенеплены, расположенные в верховьях рек Ликун-го, Мелела и т.д.

Реже, денудационные поверхности бывают приурочены к базальтовым массивам; например, поверхности, расположенные к востоку от массива Лупата.

Особое место занимают денудационно-аккумулятивные поверхности, с высотными отметками 50-250 м, которые располагаются на определенном расстоянии (20-50 км) вдоль побережья Индийского океана от с.Иокуба на юге до Дар-эс-Салама, на севере.

Небольшие выровненные поверхности фиксируются к юго-востоку от массива Горонгоза. Они расположены в междуречье рек Вун-лузи-Муариа, Муариа-Муэзи, Ньямуло-Морумбози, Морумбози-Ньяндаре и др. (Afonso, 1977).

Лишь в 1987 г., в ЮАР вышла в свет первая работа по корреляции осадков прибрежной зоны и поверхностей выравнивания мезозойской эпохи (Parttridge, Maud, 1987). В ней приводится карта разновозрастных поверхностей выравнивания. Отмечается, что к миоцену, поднятие земной коры с амплитудой 150-300 м, явилось началом постафриканского эрозионного цикла и отложения коррелятивных прибрежных толщ. Второй такой цикл приходится на конец плиоцена, с амплитудой до 900 м, что привело к образованию мощных дельтовых толщ.

Провести соотношение денудационных поверхностей и древних береговых линий на данном этапе не представляется возможным, т.к. если установленные береговые линии прошлых эпох отмечены, в основном к югу от р. Замбези, то денудационные поверхности ха-рактерны преимущественно для северных районов Юго-Восточ-ной Африки.

Учитывая все вышесказанное, а также данные по денудационным поверхностям Мозамбика, (можно сделать определенный вывод о характере и особенностях формирования вы-ровненных поверхностей Юго-Восточной Африки.

Во-первых, наблюдается интересная закономерность связи между отдельными рифтовыми системами данного региона и высотными отметками денудационных поверхностей. Так, к рифтовой системе Средней Замбези приурочены поверхности с отметками 250-300 м; 350-400 м и 450-500 м; к узлу пересечения рифтовых зон Средней Замбези и Урема - 50-100 м, а к системе Урема - 100-150 м. С рифтом Ньяса связаны поверхности с максимальными отметками: 700-750м; 850-900 м; 1000-1150 м; 1250-1300 м; 1500 м и 1900 м.

Во-вторых, выровненные поверхности выработаны в определенных литологических комплексах горных пород, причем, каждый из них соответствует только ей присущий набор литологических разностей.

И, наконец, в-третьих, характер дизъюнктивных нарушений, особенно в пределах Луриобелта, показывает простираение линий тектонических нарушений почти вкрест друг-другу (38⁰ и 140⁰), что способствует формированию своеобразного блокового рельефа.

Учитывая, что начало раздвижения земной коры данного региона приходится на низы мела, то становится ясно, что уже с верхнего мела здесь отсутствует единая поверхность, а имеют место разновысотные блоковые структуры, характеризующиеся наличием локальных базисов эрозии, что обуславливает и различие во времени образования частичных пенепленов.

Таким образом, вряд ли можно согласиться с мнением Л. Кинга о выделении на Юго-Востоке Африки лишь пяти этапов выравнивания рельефа. Вообще же, при датировке возраста выровненных поверхностей необходимо также учитывать характер литологии и гипсометрическое положение выровненных поверхностей в границе определенных блоковых структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиман А. Преистория Африки, М.: ИЛ, 1960, 623 с.
Археология Центральной Африки. М.: Наука, 1988, 216 с.
Бондырев И.В. Геоморфология и палеогеография Юго-Восточной Африки, Тбилиси: Полиграф, 2005, 416с
Борисенков В.Г., Пасетский В.М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы, М.: Мысль, 1988, 522 с.
Булатович А.К. С войсками Менелика II, СПб., 1900, 265 с.
Дмитриевский Ю.В., Олейников И.Н. Озера Африки, Л.: Гидрометеиздат, 1979, 96 с.
Долуханов П.М. География каменного века, М.: Наука, 1979, 152 с.
Горбовский А. Факты, догадки, гипотезы..., М.: Знание, 1988, 224 с.
Григорьев Г.П. Палеолит Африки. // Каменный век: исследования палеолитических культур, Л.: Наука, 1977, с. 43-212.
Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М.: Изд. ИЛ, 1959, 123 с.
Кинг Л.С. Лик Земли. М.: Прогресс, 1967, 345 с.
Лундберг У.-Л. Острова в сердце Африки, М.: Наука, 1987, 314 с.
Марков К.К. Плувиальные условия. // Рельеф и ландшафты. М.: МГУ, 1977, с. 14-28.
Маруашвили Л.И. Палеогеографический словарь. М.: Мысль, 1985, 365 с.
Пустыня Сахара. М.: Прогресс, 1990, 424 с.
Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена. Л.: Гидрометеиздат, 1986, 284 с.
Bishop W.W. Pleistocene chronology in East Africa, *Trans.Leices Liter. and Philos.Soc.*, v.62, 1968.
Bondyrev I.V. Carta geomorfologica da Republica Popular de Moçambique, escala 1:1 000 000 (as 2 folias), Estogolmo: Esselte Map Service, 1983.
Bondyrev I.V. Géomorfologia da Moçambique (Noticia explicativa da Carta Géomorfologia), Direcãõ Nac. Géol. Minas, Maputo, 1985, 104.
Bondyrev I.V. Géomorphology of Mozambique, PhD Thesis, Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia, 1994.
Bondyrev I.V. Historical Ecology of Civilization, *Geor.Journ.Genetic Ecology*, v.1, № 2, 1995, p. 16-19.
Bondyrev I.V. Recherches géomorphologiques en Georgia et au Mozambique // *La géographie en Georgia* (ed. J.-K.Richar et N.Berutchachvili). Paris: ORSTOM, 1998, 39-43.
Bondyrev I.V. Volcanism in the Southern Segment of the East African Rift Belt, *Volc.Seis.*, v.20, 1999, p. 415-428.
Brown T. M., Kraus M. J. Geology and paleoenvironment of Oligocen Jebel Quatrani Formation and adjacent rocks, Fayum Depression, Egypt, *US Geol.Surv.Prof.Rap.* №1452, 1988, p. 1-60.
Butzer K.W. Environment and Archeology an ecological approach to Prehistory. London, 1971.
Carling T.R., Bowman I.R., O'Neil J.R. An isotopic study of a fluvial-lacustrine sequence, East Africa., *Paleoclimatology-Paleoecology*, v. 63, № 4, 1988, p. 335-356.
Clark J.D. The legacy of Prehistory: an essay on the background the individuality of African cultures // *The Cambridge History of Africa*, v. 2, Cambridge: Ed.J.D.Fage, 1978, p. 11-86
Cooke H.J. Shaw P.A. Geomorphology in development: some recent work in Botswana, *Proc.Inter.Conf.Geomorph.*, Manchester, 1986), Pt.2, 1987, p. 411-417
Durand A., Fontes J.Ch., Gasse F., Icole M., Lang J. Nort-Ouest du lak Tchad: Manga et Kadrell, *Seminar: "Haleolacs et Paleoclimats. Amer. Lat et Afrique (20000 B.P. – Actuel)"*, *Geodynamique*, v.2, № 2, 1987, 144-145.
Felio M. O relevo do Sudoeste de Angola. Estudo de geojmorfologia, *Mem.Junta Invest. Cient. Ultramar*, № 67, 1981, p. 326.
Flint R. F. Glacial and Quaternary Geology, N-Y., 1971, p. 890

- Foley R. Another unique species. Patterns in human evolutionary ecology, London: Longman Group UK Ltd, 1987, p. 462.
- Gabunia L., Vekua A., Lordkipanidze D. etc. Earliest Pleistocene Hominid Cranial remains from Dmanisi, Republic of Georgia: taxonomy, geological setting and age, // *Science*, v. 288, № 5468, 2000, p. 20-25, 55.
- Gutin J.A. Do Kenya tools root birth of modern thought in Africa, // *Science*, v.270, № 5239, 1995, p. 1118-1119.
- Halfman J. D., Jonson N. S. High-resolution record of cyclic climatic change the part 4000 y. a. From lake Turcana, Kenya, // *Geology*, v.16, № 6, 1988, p. 496-500.
- Haynes V. Oyo” a “lost” oasis of the Southern Libyan desert, // *Geogr. Jour.*, v. 155, № 2, 1989, p. 189-195.
- Hillar-Marcel C., Carre J., Casanova J. C¹⁴ and Th/U dating of Pleistocene and Holocene stromatolites from East African paleolakes, // *Quatern.Res.*, v. 25, № 3, 1986, p. 312-329.
- Jones N. The Prehistory of Southern Rhodesia, // *Mus.Memor.*, №3, 1949, p. 52-73.
- Juleaud I. Gisements de Vertébrés quaternaires du Sahara, // *Bull.Soc.Nat.Afric Nord*, v. 26, 1936, p. 34-39.
- Kadomura H. Late glacial-early Holocene environmental changes in tropical Africa. A comparative analysis with degradation History, *Geogr. Repts. Tokyo Metrop. Univer.*, №21, 1986, p. 1-21.
- Kappelman J. Plio-Pleistocene marine-continental correlation using habitat indicators from Olduvai Gorge, Tanzania, // *Quatern. Res.*, v. 25, №2, 1986, p. 141-149.
- Kock G.S. de, Botha D.J.V. Afsottingsomgewing in komontleding van die Etusiformasie in die sentral Damara-oren, // *South Afr.J.Geol.*, v. 92, 1989, 183-196.
- Leakey L.S.B., Tobias P.V., Napier J.F. etc. New species of the genus *Homo* from Olduvai, // *Nature*, v. 202, 1952, № 4927.
- Lézin A.-M., Casanova J. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene, // *Quatern.Sci.Rev.*, v. 8, № 1, 1989, 45-55.
- Linblad J. Människan: Du, jag – och den ursprungliga, Bonniers, Stockholm, 1987, 276.
- Livingston D., Resndohl D., Duncath R. etc. Potential sites for a long arc in the East African rift, *Bull. Centr. Resh. Explor.-Prod., Elf-Aquitane*, v. 7, № 1, 1983, p. 443-448.
- Mandersheid E.J., Rogers A.R. Genetic admixture in the Late Pleistocene, // *Amer.J. Phys. Antropol.*, v. 100, № 1, 1996, p. 1-5
- Maurrette F. Afrique Équatoriale, Orientale et Australe, Paris, 1938, p. 485.
- McCarthy T.S. Ellery W.N., Stanistreet L.G. Lakes of the North-Eastern region of the Okovango Swamps, Botswana, // *Z. Geomorphol. Neue Folge*, v. 37, № 3, 1993, p. 273-294.
- McKebzie J.A. Abrupt environmental change to pluvial conditions in the Eastern Sahara during the penultimate deglaciation” implication for future global warming, 7th Meet. Europe Union Geosci. , Strasbourg, EUG VII // *Terra nova*, v. 5, 1993, Suppl. 1, 4.
- Mondeguer A., Ravenne Ch., Mosse P., Tiercelin J.-J. Sedimentary basins in an extension and strike-slip background: the “South Tanganyika troughs complex”, East Africa Rift, // *Bull. Soc. Geol. Franc.*, v. 5, № 3, 1989, 501-522
- Moore P. Ups and downs in the Sahel, *Nature*, v.343, № 6251, 1990, 414-415
- Mortelmans G. La préhistoire du Congo Belge et de l’Afrique Sud-Saharienne, *Bull. Assoc. anciens études, Inst.Terr.Outre-Mer*, № 18, trin.4, 1952, Bruxelles.
- Neumann K. Vegetations Holocenes dans le Sahara Central, *Geodynamique*, v. 2, № 2, 1987, p. 150 – 153.
- O’Brien T.P. La préhistoire de l’Ouganda, *Bull.Soc.Prehist.Français*, 1937, p. 1-31
- Renfrew C. Climate and Holocene culture change: some practical problems, *Ph. L.Trans.Roy. Soc.*, London, v. 330, № 1615, 1990, p. 657-663.
- Tiercelin J.J. 25 000 ans d’histoire hydrologique et sédimentaire du lac Tanganhyika, Rift East-African, // *C.R.Acad.Sci.*, ser. 2, v.308, № 11, 1988, p. 1378-1382.
- Tohmas D.S.G. Acent erge of the former arid zone of Zimbabwe, Zambia and Angola, *Trans. Inst. Brit.Geogr.*, v.9, № 1, 1984, p. 75-88.
- Vincens A. Paléoenvironnements du bassin Nord-Tanganyika (Zaire, Burundi, Tanzanie) au cours de 13 derniers mille ans: apport de la palynologie, *Rev. Palaeobot. and Palynologie*, v.61, № 1-2, 1989, p. 69-88.
- Wayland E. J. Rifts, rivers, rains and early man in Uganda, *Roy. Anthropol. Inst. J.*, 1934, p. 4-68.