

Boletim IG. Instituto de Geociências, USP, 6: 85-93, 1975
CONSIDERAÇÕES SOBRE O CENOZÓICO DE ANGOLA, ÁFRICA *

por

Vicente José Fúlfaro
Departamento de Paleontologia e Estratigrafia
Joaquim Raul Torquato
Universidade Federal da Bahia

ABSTRACT

The Cenozoic sedimentary deposits of Angola were affected by several changes in the regional base level, uplifts and drainage down-cuttings, associated to climate oscillations. The Tertiary fluvial, fluvio-deltaic and desertic sedimentary deposits of southwestern Angola, the marine Quaternary cover of the Moçâmedes, Benguela and Cuanza Mesozoic-Tertiary and the several Kalahari Formation (T) reworking cycles of northeastern Angola, in the Malanje District and Lunda Region, belong to those episodes. The Pliocene-Pleistocene limit is well shown in Angola by coastal uplift, formation of a southern dune sand desert, the deposition of surficial sedimentary cover on the plateaus and the first Kalahari sands reworking episode.

RESUMO

Os depósitos sedimentares de idade Cenozóica em Angola acham-se afetados por várias mudanças do nível de base regional com sucessivos ciclos de levantamentos e reentalhe associados a oscilações climáticas. Associam-se, neste quadro geral, os depósitos de origem fluvial, flúvio-deltaico e desértico (T) do SW de Angola, os depósitos marinhos de idade Quaternária depositados sobre os sedimentos das bacias costeiras de Moçâmedes, Benguela e Cuanza - (Mesoz-T) e os sucessivos ciclos deposicionais de retrabalhamento da Formação Kalahari (T) do NE de Angola do Distrito de Malanje e na região de Lunda. O limite Plio-Pleistoceno é muito bem marcado em Angola com levantamento da costa, formação de um deserto de dunas ao sul, deposição da cobertura superficial dos planaltos e a primeira redistribuição das areias do Kalahari.

★ ★ ★

INTRODUÇÃO

Uma das mais antigas descrições geomorfológicas de Angola (Jessen 1932 e 1936, in Torquato, 1974) divide o território em cinco superfícies grosseiramente paralelas a costa, numeradas de I a V e com altitudes crescentes de I para V, tendo sido esta nivelção atribuída exclusivamente a fenômenos de denudação. Feio (1964), descreve a formação dos mesmos cinco degraus por um sistema de flexura con-

tinental e de falhamentos verticais com um abaixamento das regiões costeiras e levantamentos para o interior.

Monteiro Marques (1966), divide Angola em seis grandes unidades, grosso modo, também paralelas a costa diferenciando, no entanto, o oriente angolano na borda da bacia do Congo e nas bacias do Zambeze e do Cubango.

O mesmo autor (Monteiro Marques, 1970) descreve três grandes períodos de aplainações em Angola de idades correspondentes ao Cretáceo médio, Mioceno e Plioceno, sendo posteriormente introduzida mais uma superfície de aplainação, no Pleistoceno, por King (in Monteiro Marques, 1970).

Esses níveis, em diversas altitudes, podem apresentar até 1000 metros de diferença entre si, embora, esta diferença de cota não seja constante. Estas unidades geomorfológicas são constituídas por planícies muito bem marcadas nas quais se destacam elevações constituídas por rochas mais resistentes, geralmente sem cobertura de manto de intemperismo. O quarto e quinto nível possuem as suas frentes de escarpa suportada por verdadeiras muralhas de quartzito e daí a sua expressão no relevo.

Nestes níveis pode-se notar que não existe cobertura generalizada por formações superficiais e nem abundância de linhas de seixos, sendo as suas superfícies formadas predominantemente por solo de alteração de rocha. Próximo a algumas escarpas, é possível reconhecer algumas formas de depósitos ao sopé das mesmas constituídas por material coluvionar, provenientes de deslizamentos.

Os níveis mais baixos, próximo a costa, são talhados preferencialmente em sedimentos das bacias Mesozóicas de Cuanza, Benguela e na predominantemente Terciária de Moçâmedes. Os níveis intermediários, notadamente o quarto, apresenta-se já em área de rochas do embasamento cristalino na faixa central de Angola, e o quinto, cuja escarpa é formada por quartzitos, é, para o leste, recoberto por sedimentos oriundos do retrabalhamento da Formação Kalahari (T). Para o noroeste, na região do Dundo um outro planalto, o planalto da Lunda, destaca-se no nível III.

CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS

O sudoeste de Angola, é constituído principalmente pela ocorrência de rochas pertencentes ao embasamento cristalino sobre as quais repousam, em discordância angular os sedimentos da bacia sedimentar de Moçâmedes. Ocorrendo indistintamente tanto sobre as rochas do embasamento como sobre os sedimentos da bacia de Moçâmedes, encontra-se o pavimento detrítico, *reg*, e as areias, *erg*, do deserto de Moçâmedes, um prolongamento para o norte do deserto de Namib de ampla ocorrência no Sudoeste Africano. A ocorrência deste trecho setentrional do deserto separado pelo rio Cunene do deserto de Namib, é explicada como uma redistribuição das areias do mesmo deserto, que ao caírem nas águas do rio Cunene, são transportadas até o mar e daí levadas para norte pela corrente de Benguela, que as deposita na costa onde são trabalhados pelo vento (Beetz, 1934 e Torquato, 1974).

Torquato (1970 e 1974), apresenta uma ampla revisão da bibliografia existente sobre a geologia e geomorfologia da área, descrevendo as diversas unidades geomorfológicas do sudoeste angolano. A área é bastante explicativa quando a evolução geológica do Cenozóico de Angola. Os depósitos de base, com espessuras da ordem de 17 metros na região da Espinheira, são caracterizados por conglomerados fortemente cimentados por caliche em que estão presentes seixos de grandes diâmetros. O conglomerado apresenta má seleção com seixos angulares. A litologia dos seixos é bem explicativa quanto a sua origem indicando uma proveniência de mais de 100 km a partir da serra da Chela e, outros, indicando contribuição da rocha local. Estas camadas de conglomerados não exibem estruturas sedimentares estando os seixos dispostos caoticamente sem qualquer orientação preferencial.

Torquato (1974) ao descrever estes depósitos atribui-lhes uma origem fluvial estando a

sua distribuição limitada a leitos de rios muito encaixados (Muende e Espinheira), preenchendo-os na sua totalidade. A atual drenagem na região parece ser de idade quaternária (Feio, 1970 e Torquato, 1970) e uma antiga drenagem hoje desaparecida, seria responsável por estes depósitos (entre eles o rio fóssil denominado de Vermelho por Torquato, 1970). A característica destes depósitos é sem dúvida de carácter torrencial com rápida deposição. A ausência de estratificação seja gradativa ou cruzada e imbricação dos seixos revela uma rápida deposição em regiões de quebra súbita de gradiente e, somente a litologia dos seixos com a sua evidente implicação de origem, associado a sua forma de ocorrência impedem a classificação destes depósitos como semelhante a fanglomerados.

Nas proximidades da localidade de Espinheira, no vale das Gazelas, em pleno *reg* desértico, é possível observar depósitos de fanglomerados atualmente, recobertos por sedimentos que assorearam as antigas *playas*, por sobre os conglomerados anteriores. Na base de elevações que limitam o pediplano, surgem depósitos de vertente com a clássica forma de leque. A sua composição, variada no conjunto, é, localmente, a da região elevada da rocha que lhe deu origem.

As *playas* são constituídas por sedimentos finos, quartzosos, por vezes síltico, com abundantes palhetas de mica.

Os depósitos de fanglomerados do vale das Gazelas já se encontram estabilizados por vegetação assim como também os *gullies* e a própria *playa*. A litologia dos fragmentos que compõe os fanglomerados é, predominantemente, constituída por quartzo proveniente dos veios que cortam as rochas do Embasamento Cristalino. Alguns dos pequenos fanglomerados mostram-se unidos formando *bajadas*, no entanto, a cobertura das areias vermelhas do ciclo seguinte impedem a observação sobre a existência de pedimentos possivelmente existentes.

De Moçâmedes para Espinheira (Fig. 1), não se observa a presença de fanglomerados com o seu típico aspecto de leque, embora, a situação geral favoreça a ocorrência de tais depósitos.

A localização dos depósitos de fanglomerados estudados, embora refletindo uma história de intensas oscilações climáticas na área, parece ser restrito a uma zona preferencial nas áreas semi-desérticas, no limite com a cadeia montanhosa do Cafema.

Os depósitos deste ciclo acham-se recobertos por areias vermelhas, depositadas em dunas do tipo barcana e algumas periféricas longitudinais (*seifs*). Situam-se preferencialmente entre as serras de Álvaro Ferreira e Cafema e foram para ali transportadas em um período anterior a abertura do curso terminal do rio Cunene (Torquato, 1974). A cor destas areias é vermelha, em contraste direto com as areias do deserto atual que são amarelo-douradas. Nos flancos das elevações, essas areias vermelhas encontram-se por sobre os fanglomerados descritos evidenciando um agravamento das condições climáticas por sobre as antigas zonas semi-desérticas a ele associadas.

Ao longo do amplo vale do rio Cunene, afloram arenitos pertencentes a Formação Cunene (Torquato, 1974), com características de depósitos fluviais, cobrindo uma área superior a trezentos quilômetros quadrados. Ao sul, a formação apresenta características de ambiente deltaico. Os depósitos são somente encontrados nas margens do rio Cunene e foram depositados antes da captura deste rio para o atual leito. Mariano Feio (1970) atribui a idade do curso terminal do rio ao Quaternário, baseado em instrumentos paleolíticos existentes no local por onde corria o rio antes da captura.

Torquato (1974) propõe as seguintes etapas para a formação da Formação Cunene: a) pediplanização dos migmatitos damarianos; b) entalhe, no Terciário, de um rio de elevado

caudal o qual desgastou o embasamento com a formação de meandros ainda hoje conservados nas rochas regionais; c) provável elevação do nível de base, proporcionando barramento na foz do rio Terciário e assoreamento a montante; d) deposição da Formação Cunene; e) deposição do caliche; f) levantamento progressivo do bloco continental e; g) novo entalhe de outro rio, afluente do atual Cunene, aproveitando as margens do rio Fossil.

Mariano Feio (1970) descreve que anteriormente o rio Cunene aluviava na planície do Cuanhama-Etoshá e, em dado momento, perdia-se na Caldeira da Etoshá. O rio Cunene teria sido capturado para o atual curso no quaternário.

A formação Cunene divide-se em três membros. O superior é constituído por arenitos de granulação fina e média, com abundante matriz argilosa. Os grãos apresentam-se bem arredondados, com superfícies foscas, ou angulosos, com superfícies brilhantes. O membro médio apresenta ainda arenitos argilosos, com abundância de tubos de vermes e coprólitos nos seus últimos cinco metros. A estratificação é plano-paralela e vários níveis carbonáticos encontram-se presentes. A seleção das areias deste membro aumenta para a base onde começam a surgir estratificações cruzadas. O membro inferior, mais espesso, apresenta inúmeras estratificações cruzadas algumas com lâminas frontais com mais de 100 metros assentando-se diretamente sobre o embasamento cristalino. A formação prolonga-se ao sul do rio Cunene, já em território do Sudoeste Africano, onde parece assentar-se em uma superfície aplainada.

O deserto de Moçâmedes, recobre, com as suas dunas, estes ciclos prévios de deposição. As dunas móveis ocupam uma área cerca de quatro mil quilômetros quadrados e, Torquato (1974), as divide em cinco grupos baseados na sua posição geográfica. O grande *erg* apresenta várias formas de dunas do tipo ante-dunas,

domiformes e barcanas, tanto simples como compostas. A orientação geral das barcanas é SSW–NNE com a encosta de sotavento virada para NNE. Dunas de estruturas mais complexas do tipo transversais reversas e transversais compostas além de dunas longitudinais (*seif*) são descritas por Torquato (1974). As dunas, com areias de granulação média, apresentam altura variável algumas atingindo até 50 metros. Na face de barlavento abundantes marcas ondulares estão presentes interrompendo-se bruscamente na face de sotavento com limite nítido. Pequenos insetos da espécie *Onymacris*, em grande número, percorrem incessantemente a superfície das areias, sem nelas deixar nenhum vestígio na vertente de sotavento. A face interna das barcanas, sotavento, apresenta fortes inclinações e em seu sopé, na área abrangida pelos terminais em crescentes barcanas, encontram-se um depósito de sedimentos grosseiros, formado por material termoclástico. Idêntico tipo de depósito foi também observado nas dunas do antigo depósito eólico vermelho do Plio-Pleistocênico.

Nas imediações de afloramento de calcários metamórficos pertencentes ao Embasamento cristalino, nota-se interessante litificação das areias do atual *erg* por cimento carbonático. As dunas, nas circunvizinhanças do calcário, expõe a sua estrutura interna em virtude da erosão diferencial propiciada pela mudança periódica da direção dos ventos. As dunas, assim cimentadas, são atuais e, a existência de dissolução e precipitação de rochas calcárias em tal tipo de clima, é, sem dúvida, estranho.

Analisando os depósitos descritos em conjunto, os fanglomerados, as espessas cascalheiras cimentadas pelo caliche, os depósitos do antigo *erg*, os sedimentos da Formação Cunene, associados aos vários ciclos de reentalhamento fluvial existentes na superfície da região, uma sucessão de eventos tectônicos e climáticos deve ter ocorrido na área durante o Cenozóico. Tectônicos, porque ainda hoje é a área sísmicamente ativa (Lapido Loureiro, 1962), estando atual-

mente em elevação o bloco continental angolano (Torquato, 1974) e climático, por causa da sucessão de depósitos de climas secos alternando-se com fases de profundos entalhes regionais.

Os profundos vales escavados em rocha do Embasamento cristalino, alguns com feições de erosão indicativas de antigas corredeiras e quedas d'água, devem estar associadas, em sua escavação aos mesmos agentes que depositaram as cascalheiras da base. Esse sistema da drenagem foi barrado, por razões tectônicas conjuntamente com o aparecimento de soleiras, com um conseqüente assoreamento a montante, nivelando a paleotopografia com uma fácies de transbordamento fluvial, representada, em parte, pelo membro superior da Formação Cunene. Por cima desses depósitos, cimentados pela ação do caliche, instalase um ambiente desértico cujos vestígios nos são dados pelos fanglomerados e pelas dunas vermelhas do vale das Gazelas. Nova fase de reentalhe aproveitando as linhas estruturais anteriores, remove os antigos sedimentos das calhas fluviais, dissecando a superfície. Atualmente, temos um novo regime desértico.

O clima atual dessa região é um clima árido, mesotérmico com excesso de água nulo ou pequeno e de pequena concentração estival (classificação de Thornthwaite). A sedimentação associada aos rios intermitentes atuais, é, no entanto, muito rica em estruturas sedimentares de origem sub-aquática. Além do retrabalhamento dos antigos depósitos de cascalhos, temos nas superfícies dos vales, pequenas espessuras de areias com laminações cruzadas por migração de marcas ondulares, leitos com estratificação cruzada e, eventualmente, estratificação plano-paralela. A granulação das areias varia entre média a grossa e níveis argilosos, pouco espessos (1 a 2 cm), encontram-se em depressões nos largos vales fluviais, como no rio Muende, apresentando grêtas de contração. Informações sobre ausência a 4 anos de chuvas no local nos

fornece uma boa idéia sobre a permanência destas estruturas. As margens destes rios intermitentes apresentam barrancos com 2 a 3 metros de altura, tanto falhados em antigos sedimentos como em rochas do Embasamento Cristalino.

Vestígios de antigos aldeamentos nativos, na forma de uma série de círculos construídos com lascas de rochas, existem na área em grande número. Cruz (1967) e Torquato (1970) mencionam a existência de um povo Ovakwambundo que pelo menos até a metade do século XIX existiu na área. Atualmente, a região do *erg* desértico é desabitada. O fato, indicando a possibilidade de vida na região até tempos do passado recente, nos dá uma rápida razão para as mudanças climáticas.

Na área do litoral, um amplo terraço marinho escavado em rochas do embasamento cristalino permite a existência de um relevo não acidentado cujo limite oriental é a alta muralha formada pela escarpa de falha de rochas do cristalino encimada pelo *erg* desértico. Sobre o terraço marinho, inúmeras dunas de pequeno porte dispõem-se sobre o embasamento, muitas delas isoladas e, quase todas, estabilizadas pela vegetação marinha litorânea. Por entre as pequenas dunas, concentrações de seixos ocorrem em bolsões e possuem a mesma origem dos seixos encontrados mais para o interior como no vale dos rios Curoca, Muende e seus afluentes, quando estes, tinham a sua foz nesta região (rio Vermelho). Fenômenos de captura são normais na evolução da rede hidrográfica de Angola.

Esses seixos mostram vários ciclos de retrabalhamento em ambientes de sedimentação diverso. A partir da sua provável origem fluvial vários deles mostram a ação de animais marinhos escavadores e, atualmente, estão sendo retrabalhados pelo vento estando as suas superfícies polidas e facetadas, formando ventifactos.

A fase de erosão que diseca profunda-

mente o relevo da região sudoeste de Angola é também bem representada no litoral, onde os sedimentos das bacias de Moçâmedes, Benguela e Cuanza encontram-se profundamente dissecados. Depósitos de idade variando entre o Terciário e Quaternário encontram-se sobreelevados na costa em uma faixa, que se estende da região de Benguela a Luanda.

Na ponta das Vacas, na baía Azul, em Benguela, sedimentos de idade Quaternária, às vezes verdadeiras coquinas, encontram-se elevados e até 20 metros em relação ao atual nível do mar. Ocupam calhas e outras irregularidades existentes no topo de rochas de idade Miocênica, aplainando a antiga superfície antes do atual soerguimento. Mais ao norte, na região de Luanda, Torquato et al (1969) descreveram camadas Quaternárias contendo o equinídeo *Rotula orbiculus angolensis*, muito frequente e característico nos terraços do litoral de Angola, capeando rochas de idade Burdigaliana.

No mesmo trabalho (idem, idem), data a falha de Luanda como de idade Plio-pleistocênica o que confere um carácter recente ao evento e diz serem os sedimentos do morro da Samba, de uma maneira geral, de meio marinho mais ou menos distantes da costa, se bem que de águas pouco profundas e quentes. No início do Quaternário tínhamos então, esta região, coberta por águas marinhas e em nível bem diferente do atual. O entalhe referido na costa angolana agrava-se, portanto, do início do quaternário para o recente.

No interior do território, um ciclo correlacionável é encontrado na área entre Malanje e o distrito da Lunda, no NE de Angola, onde uma seqüência de sedimentos descritos como Kalahari retrabalhado, também de idade Cenozóica, assoreou o antigo relevo escavado, predominante, em rochas do *karroo* angolano. Este antigo relevo está atualmente sendo posto a descoberto por uma nova fase de erosão. Este retrabalhamento do Kalahari ao menos na re-

gião a leste da baixa do Cassanje, parece ter se efetivado a partir do planalto da Lunda.

O material deste capeamento moderno (Kalahari retrabalhado) é constituído na base por um conglomerado com seixos de quartzo e quartzito com tamanhos de 1 a 2 cm no eixo maior, podendo excepcionalmente atingir até 5 cm. Associam-se a seixos desta litologia, seixos de limonita e blocos do *grês* polimorfo do próprio Kalahari. Esses blocos, podem atingir até 1 metro de diâmetro e apresentam-se bem rolados. Essa cobertura de sedimentos modernos que capeia praticamente todos os plateaus, pode atingir uma espessura de até 40 metros.

Monteiro Marques (1970), descrevendo os aspectos geomorfológicos da baixa do Cassanje e o planalto do distrito de Malanje, data a formação dos depósitos que constituem o *grês* polimorfo como do Eoceno, princípio do Mioceno. Posteriormente, houve um basculamento da peneplanície Miocênica para o N, que impôs o traçado S-N aos rios pos-Miocênicos, conduzindo a aplanção Pliocênica, cujo fim prematuro deveu-se a um rebaixamento do nível de base regional (bacia do Congo) no Pleistoceno. Teríamos ao fim de cada um destes ciclos, períodos áridos com silificação, acompanhado por deposição de areias eólicas.

Monforte (1960) data a deposição das areias do Kalahari como do Mioceno ou Plioceno inferior e médio e o retrabalhamento destas areias como do fim do Terciário ou Pleistoceno inferior ou médio. Analisando os níveis de cascalhos sotopostos, descreve oscilações climáticas, com períodos mais úmidos após a deposição das areias vermelhas eólicas do Pleistoceno superior, quando o clima torna-se-ia progressivamente mais seco, com um período de aridez de grande duração (areias do Kalahari redepósitadas). Cresce a pluviosidade novamente, (terraço inferior dos pequenos cursos d'água), e o clima torna-se novamente mais seco que o atual e novamente há uma redistribuição

das areias do Kalahari. Subsequentemente o clima torna-se mais úmido, inclusive mais úmido que o atual.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A compartimentação tectônica de Angola torna complexo o estudo dos sucessivos ciclos tectônicos que assolaram o território angolano, com os seus inúmeros episódios de captura, tornam difícil a correlação dos depósitos, tendo em vista, a existência de no mínimo três bacias de drenagem com diferentes inclinações (Bacia do Congo, Bacia do Zambeze - Cubango e Bacia Atlântica). Por outro lado, a diversidade atual do território angolano, variando desde condições extremamente áridas a regiões com intensa pluviosidade e densa cobertura vegetal, associada a presença de microclimas diversos dentro dos zoneamentos maiores, torna simplista a tentativa de correlação baseada simplesmente nos eventos climáticos. O mesmo zoneamento climático parece ter estado presente durante o Cenozóico, com depósitos de ambiente sempre mais francamente áridos na região sul.

Da análise do Quadro I, o limite Plio-Pleistoceno parece representar um importante evento em Angola sendo assinalado por quase a totalidade dos autores que estudaram o Cenozóico angolano. Marca um intenso retrabalhamento da Formação Kalahari (T) associada a levantamentos na costa, cobertura por formações superficiais nos planaltos e o avanço do *erg* de dunas vermelhas no SW angolano. O clima geral, como demonstrado pelos depósitos sedimentares associados, é predominantemente árido o que suporta o caráter torrencial destas rochas sedimentares.

O clima, predominantemente árido do Terciário, pode ter tido intercalações de situações climáticas mais úmidas, conforme assinalado por Figueiredo Gomes (1972) ao estudar a

TESTATIVA DE CORRELAÇÃO DOS EVENTOS GEOLÓGICOS
SEDIMENTARES DO CENOZÓICO DE ANGOLA, ÁFRICA
QUADRO I

QUATERNÁRIO	Superior	Arido	Tectónica Pleistocénica	TORQUATO (1971) SW de Angola	MONTEIRO MARQUES (1968) área entre os rios Cuango e Chicapa	TUQUATO et al. (1969) Luanda	MONFORT (1960) Região da Luanda	FIGUEIREDO GOMES (1972) Sul de Angola
	Médio							
TERCIÁRIO	Inf.	Úmido	Tectónica do fim do Terciário	Areias de Praia e cordões Litorânicos. Areias de dunas Eluviões, cascabeiras e areias variadas Depósitos de origem mista (fluviais e/ou marinhos) Depósitos fluviais recentes Depósitos eólicos Depósitos continentais (ambiente desértico) Formação Cunene Depósitos de vertentes e playa associadas Depósitos fluviais	Formação arenosa das baixas	Conjunto superior do Morro da Samba falha de Luanda	Terraços Kalahari redepositado Cascais Redistribuição do Kalahari Argilas ocreas	Argilas cinzentas areias lavadas, calcere- tes, etc. Aluviões das chanas e areias dos mufitos Grés argiloso com nódulos calcários e anidrita Depósitos químicos com paligorskita e sepiolita Grés polimorfos
	Sup.	Arido	Tectónica do Mezozóico					

Formação Kalahari no sul de Angola. Indica a existência de depósitos sedimentados sob condições em que dissoluções químicas atingiriam dimensões consideráveis favorecidas por clima tropical ou equatorial úmido e grande revestimento florestal no Terciário médio.

No Quaternário, as flutuações climáticas parecem ter estado presente em grande número conforme as descrições de Monforte (1960), que assinala quatorze oscilações climáticas do fim do Plioceno ao Holoceno. Essas oscilações climáticas estão associadas a mudanças do nível de base regional causando sucessivos reentalhamento com basculamentos para norte na bacia do Congo. Concomitantemente, na costa, os depósitos do Pleistoceno inferior são sobreelevados encontrando-se atualmente na cota 60 metros na maior parte dos terraços da costa angola-

na, com exceção da região de Benguela, onde encontram-se na cota 20 metros. Este levantamento, causa o profundo entalhe observado nestes sedimentos e nos sedimentos sotopostos, de idade Terciária, como se observa na costa de Angola.

As oscilações eustáticas ligadas as glaciações Quaternárias, não são evidentes na costa angolana em virtude de seu caráter predominantemente tectônico, mas, evidências de canhões submarinos, como o bem conhecido canhão da Bacia de Moçâmedes e ao longo do rio Curoca no SW de Angola, (Mariano Feio, 1970) e, mais ao sul, no limite do Sudoeste Africano com a África do Sul, ao largo do rio Orange (Hoyt et al, 1969) atestam a sua presença no Pleistoceno superior ao Holoceno.

BIBLIOGRAFIA

- BEETZ, P.F.W. — 1934 — **Geology of South West Angola Between Cunene and Lunda Axis**. Translations of the Geol. Soc. of South Africa. Johannesburg, v. 36 pp. 137–176.
- CRUZ, A.M. — 1967 — **O Povo Ouakwambundo**. Bol. Inst. Inv. Cient. de Angola, V. 4, nº 2, pp. 67–88. Luanda.
- FEIO, M., — 1964 — **A evolução da escadaria de aplanções do sudoeste de Angola**. *Garcia de Orta*, vol. 12, nº 2, p. 323–354.
- FEIO, M., — 1970 — **O rio Cunene. Estudo geomorfológico**. Finis-terra. Centro de Estudos de Geografia. Vol. V, nº 9, p. 6–61. Lisboa.
- FIGUEIREDO GOMES, C. de S. — 1972 — **Subsídios para o conhecimento dos sedimentos sub-superficiais do Kalahari do sul de Angola (Região de Môngua)** Dir. Prov. dos Serv. de Geol. e Minas, Memória nº 17, 17 p. Luanda.
- HOYT, J.H., Oostdam, B.L. e Smith, D.D. — 1969 — **Offshore sediments and valleys of the Orange river (South and South West Africa)**. *Marine Geology*, 7, p. 69–84, Holanda.
- LAPIDO LOUREIRO, F.E.V. — 1962 — **Alguns apontamentos sobre o reconhecimento aéreo e inquéritos efetuados em 1960 na região do Iona**. *Re. Com. Inst. Invest. Cient. de Angola*, nº 3, 48 p., Luanda.
- MONFORTE, A., — 1960 — **Síntese geral da geologia do nordeste da Lunda**. *Comp. de Diamantes de Angola (DIAMANG)*. Direção geral na Lunda (relatório interno).

MONTEIRO MARQUES, M. – 1966 – **Les grandes unités geomorphologiques d'Angola.** Serv. Geol. e Minas, Bol. 13, p. 13–17. Luanda.

MONTEIRO MARQUES, M. – 1968 – **Aspectos geológicos e geomorfológicos da área compreendida entre os rios Cuango e Chicapa (Angola).** Agrupam. Cient. de Geol. da Univ. de Lisboa da Junta de Inv. do Ultramar, 26 p. Lisboa.

MONTEIRO MARQUES, M. – 1970 – **Alguns aspectos da geomorfologia de Angola. A baixa do Cassanje e o Planalto no distrito de Malanje.** Junta de Inv. do Ultramar. Separata do Curso de Geol. do Ultramar. Vol. II, p. 83–119. Lisboa.

TORQUATO, J.R. – 1970 – **Nota prévia sobre a geologia da região do morro Vermelho (Baía dos Tigres).** Rel. e Com. do Inst. Cient. de Angola, 6, 49 p. Luanda.

TORQUATO, J.R. – 1974 – **Geologia do sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectônica de Angola.** Tese de doutoramento apresentada no Inst. de Geociências da USP, inédita.

TORQUATO, J.R. e ROCHA, A.T. – 1969 – **Contribuição para o conhecimento da geologia de Luanda. Características geológicas, sedimentológicas e micropaleontológicas do morro da Samba.** Bol. Inst. Invest. Cient. de Angola 6 (1): 51 p. Luanda.