

**A GEOLOGIA DA REPÚBLICA DE ANGOLA DESDE O
PALEOARCAICO AO PALEOZÓICO INFERIOR**

POR

ANTERO FERREIRA DA SILVA

ÍNDICE

ÍNDICE	2
1. INTRODUÇÃO.....	3
2. GEOMORFOLOGIA	3
3. GEOLOGIA	6
3.1. PALEOARCAICO -NEOPROTEROZÓICO.....	6
3.1.1. Rochas gnáissico-migmatítico-graníticas indiferenciadas e metaultramáfico-máficas frequentemente metamorfizadas, metassomatizadas, migmatizadas e charnoquitizadas	6
3.2. MESOARCAICO–NEOPROTEROZÓICO.....	11
3.2.1. Metassequências supracrustais (rochas metassedimentares, metavulcano-sedimentares e metavulcânicas)	11
3.3. NEOARCAICO – PALEOZÓICO INFERIOR.....	22
3.4. PALEOPROTEROZÓICO/MESOPROTEROZÓICO - PALEOZÓICO INFERIOR	31
3.4.1. Rochas ultrabásicas e básicas, em geral filonianas	31
3.5. CONCLUSÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÓNICA.....	34
3.5.1. Arcaico	34
3.5.2. Arcaico-Proterozóico.....	34
3.5.3. Proterozóico.....	35
3.5.4. Proterozóico-Paleozóico.....	36
4. AGRADECIMENTOS	36
5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	36

A GEOLOGIA DA REPÚBLICA DE ANGOLA DESDE O PALEOARCAICO AO PALEOZÓICO INFERIOR

Antero Ferreira da Silva *

Palavras-Chave: Arcaico/Paleozóico; Geocronologia; Geotectónica; Ciclos Orogénicos; Cinturas Móveis; Cratões.

Resumo: Neste trabalho serão descritas sucintamente as formações rochosas da República de Angola, bem como tecidas considerações sobre a sua evolução geotectónica desde o Paleoarcaico (c.3.500-3.300M.a.) ao Paleozóico inferior (c.450M.a.). Suas litologias distribuem-se por rochas gnáissico-migmatíticas, metaultramáficas-máficas, metassedimentares, metavulcano-sedimentares, metavulcânicas, granitóides, sedimentares, ultrabásicas e básicas. De acordo com a época da sua cratonização fazem parte do Escudo Arcaico do Nordeste de Angola (Lunda)-Kasai e dos Cratões Proterozóico de Angola-Congo ou Centro-Africano e Fanerozóico do Kalahari, em função do soerguimento e da respectiva estabilização nos finais do Neoarcaico (c.2.500M.a.), do Paleoproterozóico (c.1.700M.a.) e do Paleozóico inferior (c.450M.a.), respectivamente.

Keywords: Archaean/Palaeozoic; Geochronology; Geotectonics; Orogenic Cycles; Mobile Belts; Cratons.

Abstract: In this study, the rock formation of the Republic of Angola and their geotectonic evolution, since the early Palaeoarchaeon (c.3.500-3.300M.y.) to the Lower Palaeozoic (c.450M.y.), are described. The lithologies vary from gneissic-migmatites to metaultramafic-mafic, metasedimentary, metavolcano-sedimentary, metavolcanic, granitoids, sedimentary, ultrabasic and basic rocks. According to the age of cratonization, they form part of the Archaean craton of NE Angola (Lunda)-Kasai, Proterozoic Craton of Angola-Congo or Central-African and Phanerozoic Craton of the Kalahari as a result of uplift and respective stabilization at the end of the Neoarchaeon (c.2.500M.y.), the Paleoproterozoic (c.1.700M.y.) and the Lower Palaeozoic (c.450M.y.), respectively.

1. INTRODUÇÃO

As rochas do habitualmente designado soco cristalino e/ou dobrado da República de Angola distribuem-se por quatro grandes regiões: Noroeste (Congo), Nordeste (Lunda), Leste (Alto Zambeze) e Sul-sudoeste.

Essas litologias ocorrem, desse modo, no Escudo Arcaico do Nordeste de Angola (Lunda)-Kasai, preservado desde o início do Paleoproterozóico de intensos metamorfismo e deformação, e no Cratão Proterozóico de Angola-Congo, Gabão-Kasai ou Centro-Africano, cujo interior se manteve estável desde há cerca de 1.700 M.a., após os ciclos orogénicos Limpopo-Liberiano (Musefu-Moyo) e Eburneano e/ou Tadiliano ou, ainda, Eburneano-Ubendiano, respectivamente, tendo este último ciclo orogénico proporcionado a génese das cinturas móveis de Quipungo, Kimesiano ou Zadiniano e Luiziano-Ubendiano. Ulteriormente suas áreas periféricas foram reactivadas e remobilizadas durante os ciclos Maiombiano, Kibariano e Pan-Africano, ao originarem-se as cinturas móveis de Maiombe, Kibaras, Congo Ocidental, Katanga (Lufiliano) e Kaokoveld (Damara), entre o início do Mesoproterozóico e o Paleozóico inferior (Quadro 1). Assim se originou o Cratão Fanerozóico do Kalahari estabilizado a partir do Paleozóico médio.

A quase totalidade da área centro-oriental de Angola encontra-se capeada por sedimentos fanerozóicos (pós-Carbónico superior), de natureza continental e de idade principalmete meso-cenozóica. Apenas numa pequena faixa ocidental, contígua ao Oceano Atlântico, por vezes intermitente, ocorrem sedimentos, quer marinhos quer continentais, de idade meso-cenozóica.

2. GEOMORFOLOGIA

Geomorfologicamente a superfície de Angola, segundo MARQUES (1977), distribui-se por sete unidades e oito subunidades (Fig. 1). Estas são caracterizadas por uma certa identidade de paisagem e estabilidade do meio. Tais unidades tentam integrar as formas de relevo, a litologia, a tectónica, as bacias hidrográficas, o clima, os solos e a vegetação. Em função disto foram consideradas as seguintes unidades e correspondentes subunidades:

- I - Planalto Antigo - É uma extensa superfície, distribuída pelas regiões do Bié, Huambo e em estreita faixa até ao Lubango e perto do rio Cunene. Representa um resíduo de aplanção do Cretácico superior soerguido no final do Cretácico ou início do Terciário. Constitui um meio físico suposto estabilizado desde há muito. A relação pedogénese/morfogénese é favorável à pedogénese;

*Departamento de Geologia do Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação (INETI), Estrada da Portela-Zambujal, Apartado 7586, 2720 Alfragide (Lisboa), Portugal.

Quadro 1 – Síntese cronológica do desenvolvimento dos ciclos orogénicos em Angola

Ciclos orogénicos	Subciclos orogénicos	Idades absolutas e deformações principais
Pan-Africano	Kaokoveld-Damara	550±100M.a.: 458M.a. (F ₃); 516±13M.a. (F ₂); 580M.a.; 651±34M.a. (F ₁).
	Lufiliano (Katanguiano)	550±100M.a.: 456±15M.a.(F ₃); c.503M.a.(F ₂); c.656M.a. (F ₁).
	Congo Ocidental	600±150M.a.: 536±10M.a.(F ₃); 625±25M.a. (Entre c.600M.a. e c.734M.a.) (F ₂); 734±10M.a.(F ₁).
	Lusakiano	Entre c. 656M.a. e c. 950M.a. (c.850M.a.).
	Lomamiano	975-948±20M.a. ou 937±20M.a.
Kibariano		1.300±100M.a.: 1.310±25M.a.(F ₂); 1.370±25M.a. (F ₁).
Maiombiano		1.300±200M.a.
Tadiliano		2.088±60M.a.
Eburneano/Eburneano-Ubendiano		2.050±200M.a.
Mubindji		2.423±48M.a.
Limpopo-Liberiano	Moyo	c.2.680M.a. a c.2.720M.a.
	Musefu	c.2.820M.a.

II - Cadeia Marginal de Montanhas – É representada por relevos de desníveis muito acentuados, consequência da movimentação da flexura do flanco atlântico. Situam-se aqui as maiores altitudes de Angola, atingindo cerca de 2.620 metros. Esta unidade morfológica ocorre num meio muito instável entre a região a sudeste da Gabela, oeste de Huambo, junto e a nordeste de Lubango. A relação pedogénese/morfogénese é favorável à morfogénese;

III - Zona de Transição – Ao resultar do rejogo da flexura continental esta grande unidade ter-se-á modelado a partir da superfície do Terciário médio. Constitui uma larga faixa paralela ao Oceano Atlântico desde o interior de Cabinda, S. Salvador, Uíge, N'Dalatando, oeste de Lubango, até ao rio Cunene. Representa vários patamares de uma só aplanção possível ou, então, aplanções mais modernas. Pode ter havido grande influência das oscilações climáticas;

IV - Orla Meridional da Bacia do Congo – Relaciona-se com a bacia hidrográfica do rio Congo ou Zaire (rios Cuango, Cassai e outros), embora inclua parte da bacia hidrográfica do médio e alto rio Cuanza. Situa-se a leste de Uíge, em Malange, Saurino e a leste de Bié. Subdivide-se em três subunidades:

IVa - Depressão de Cassange – Corresponde a um antigo graben, sendo um meio instável onde a morfogénese predomina sobre a pedogénese;

IVb - Depressão de Cuanza-Luando – Corresponde a uma antiga zona de drenagem para o Oceano Atlântico. É um meio de certo modo mais favorável à pedogénese;

IVc - Depressão do Cassai – Corresponde à região da Lunda drenada para norte, em que certos rios foram sujeitos aos efeitos de basculamento em direcção à Bacia do Congo. É actualmente um meio estabilizado onde a pedogénese se sobrepõe à morfogénese;

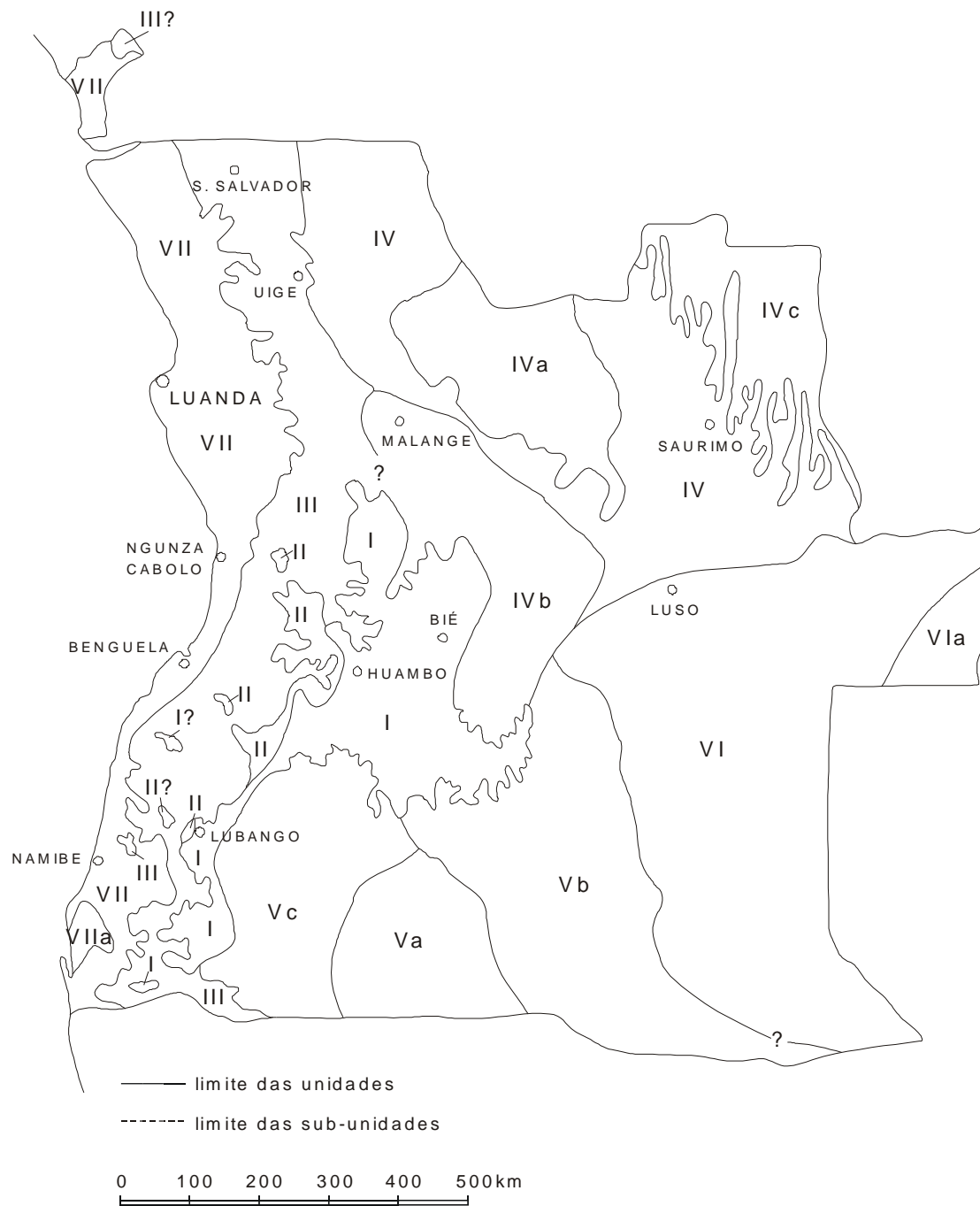


Fig. 1 – Mapa geomorfológico de Angola segundo MARQUES (1977). I, Planalto Antigo; II, Cadeia Marginal de Montanhas; III, Zona de Transição; IV, Orla Meridional da Bacia do Congo – a, Depressão de Cassange; b, Depressão de Cuanza-Luando; c, Depressão do Cassai; V, Orla Setentrional da Bacia do Calaári – a, Depressão endorreica do Cuvelai-Lueque; b, Bacia do Cubango; c, Depressão do Cunene; VI, Bacia do Zambeze – a, Maciço do Alto Zambeze; VII, Orla Litoral – a, Deserto de Moçâmedes.

V - Orla Setentrional da Bacia do Calaári – Seu relevo ocorre condicionado pela evolução da bacia endorreica do Namibe. Sua drenagem processa-se pelos rios Cunene, Cubango e Cuito. Subdivide-se pelas três subunidades seguintes:

Va - Depressão Endorreica do Cuvelai-Lueque – É uma região residual da aplanção do Terciário médio, coberta por espessos depósitos arenosos eólicos. Admite-se que se encontre estabilizada. Por tal razão o equilíbrio pedogénese/morfogénese;

Vb - Bacia do Cubango – Semelhante à anterior encontra-se estabilizada há mais tempo, favorecendo a pedogénese;

Vc - Depressão do Cunene – Área depressionária condicionada pela captura para o Oceano Atlântico no Quaternário antigo. Parece identificar-se com IVb nalguns aspectos;

VI - Bacia do Zambeze – Toda a região relacionada com esta unidade é drenada pelo rio Zambeze e seus afluentes Lungué-Pungo e Cuando. É um meio estável relativamente recente. Distingue-se apenas uma subunidade:

VIa - Maciço do Alto Zambeze – É caracterizado por ser um relevo estabilizado há muito, onde a relação pedogénese/morfogénese é favorável à pedogénese;

VII - Orla Litoral – Constitui a região contígua ao Oceano Atlântico que, a norte de N´Gunza Cabolo (Sumbe) até Cabinda, apresenta uma largura de 100 a 200km. É uma região de aplanção recente devido à abrasão marinha, a oeste, e ao recuo da escarpa litoral, a leste. Está em equilíbrio a relação pedogénese/morfogénese. No seu extremo sul evidencia-se a subunidade seguinte:

VIIa - Deserto de Namibe (Moçâmedes).

3. GEOLOGIA

3.1. PALEOARCAICO -NEOPROTEROZÓICO

3.1.1. Rochas gnáissico-migmatítico-graníticas indiferenciadas e metaultramáfico-máficas frequentemente metamorfizadas, metassomatizadas, migmatizadas e charnoquitizadas

As litologias granitóides em referência, exibindo frequentemente intensa foliação, distribuem-se por todas as regiões de Angola, em especial pelas do Noroeste (Congo), Nordeste (Lunda) e Sul-sudoeste (Quadro 2 e Fig. 2). Estas rochas incluem ortognaisses, paragnaisses, migmatitos heterogéneos de paleossoma sedimentar e ultrabásico-básico, migmatitos homofânicos e migmatitos homogéneos ou granitóides, passando gradualmente a granito-gnaisses e granitos de anatexia, de que são inseparáveis. Exibem com frequência espessas exposições de rochas metaultramáficas, metamáficas, enderbíticas, opdalíticas e charnoquíticas em suas intercalações, não possibilitando sua identificação cartográfica na maior parte dos casos (Quadro 2 e Figs. 3, 4, 5 e 6). Geralmente são rochas policíclicas, pois sofreram sucessivas reactivações e deformações sobrepostas desde c.3.500-3.300M.a. a c.600M.a., já no Neoproterozóico terminal. São, pois, consequência de reactivações, remobilizações e rejuvenescimentos na periferia das áreas cratonizadas, tendo ocorrido durante o desenvolvimento das diversas cinturas móveis e/ou faixas dobradas envolventes, quer em Angola quer em todo o continente africano, entre outros continentes, onde se processou a destruição de placas mais do que a acreção continental das mesmas, levando a uma progressiva cratonização (KRÖNER, 1977).

Na região de Lunda afloram os granito-gnaisses ou gnaisses de Luanyi superior representando verdadeiras relíquias.

Datações Rb/Sr destes gnaisses, presentes na região contígua do Kasai, forneceram 3.490 ± 170 M.a., com $Ri=0.700$, 3.380 ± 165 M.a., com $Ri=0.709$, e 3.330 M.a., com $Ri=0.704$ (DELHAL & LEDENT, 1973a; LEPERSONNE, 1974; DELHAL & LIÉGEOIS, 1982; CAHEN *et al.*, 1984). São rochas de fácies anfibolítica, consideradas as mais antigas de Angola. Incluem também gnaisses granodioríticos e tonalíticos ainda anteriores (Luanyi inferior). São estas rochas granitóides que constituem o escudo granito-gnáissico paleoarcaico de Lunda-Kasai, representando o substrato siálico pré-existente mais antigo da República de Angola e da República Democrática do Congo. Nesta área cratonizada, em especial na sua região centro-sul, as cinturas móveis de Luiziano-Ubendiano (Eburneano), Kibariano e Pan.Africano, que se processaram posteriormente, tiveram pouca expressão no núcleo cratónico do Congo ou de Angola-Kasai (PEREIRA *et al.*, 2003).

Muitas das rochas metaultramáficas e metamáficas em epígrafe, mais ou menos charnoquitizadas há cerca de 2.820M.a. (DELHAL *et al.*, 1976; CAHEN *et al.*, 1984), originaram-se antes do episódio Musefu de metamorfismo granulítico (1ª fase do evento Musefu-Moyo ou Limpopo-Liberiano), cuja génese pode ter-se aproximado da dos gnaisses de Luanyi (DELHAL & LEDENT, 1971; DELHAL *et al.*, 1976; CAHEN *et al.*, 1984). Estão associadas a gnaisses escuros charno-enderbíticos e granulitos aluminosos (paragnaisses). Suas litologias mais típicas são os metagabro-noritos, metagabros, metanoritos, anfibolitos, anortositos, enderbitos, opdalitos e charnoquitos, a que se associam quartzitos e gnaisses anfibolíticos (DELHAL, 1957 e 1963). Constituem, pois, o Complexo de Kasai-Lomami, também designado Complexo Gabro-Norítico e Charnoquítico do Nordeste de Angola (Lunda)-Kasai (Quadro 2 e

Fig. 7). Muitos dos seus litotipos encontram-se actualmente retrometamorfizados. Além das suas exposições ocorrerem na Lunda (MONFORTE, 1960 e 1988; RODRIGUES, 1972; RODRIGUES & PEREIRA 1973a,b; RODRIGUES, 1974; RODRIGUES & ALBUQUERQUE, 1974; PEREIRA *et al.*, 2003), prosseguem para ocidente, em direcção ao Dondo (ALBUQUERQUE & GOMES, 1962; NEIVA & ALBUQUERQUE, 1963; DELHAL *et al.*, 1976), passando por Calonda, rio Chikapa, rio Cuango (Baixa de Cassange), Malange e N'Dalatando. Antes de atingirem o Dondo sofrem uma inflecção para sudeste a sul-sudeste aflorando até à região de Andulo, depois de apresentarem extensas exposições nas áreas de Munenga e Cariango (SILVA *et al.*, 1972; SILVA, 1977 e 1978; SILVA & FERNANDES, 1978). Desde Malange a Andulo, apesar de extensas áreas de exposição, suas rochas encontram-se cartografadas indiferenciadamente com os paragnaisses, ortognaisses e migmatitos envolventes, conforme constatado na Carta Geológica de Angola, na escala 1/1.000.000 (CARVALHO, 1980/1981/1982, 1983 e 1984). São sempre envolvidas por gnaisses tão antigos como elas nas áreas oeste e sudoeste da região Sul-sudoeste, apesar de rejuvenescidas pelos eventos Eburneano (2.050±200 M.a.) ou Tádiliano (2.088±60 M.a.), quer pelos migmatitos quer pelos granitos eburneanos (CARVALHO, 1970; LAPÃO & PEREIRA, 1971; LAPÃO & SIMÕES, 1972; GALVÃO & SILVA, 1972).

Quadro 2 – Síntese cronológica das idades absolutas relativas à génese das rochas gnáissico-migmatíticas e metaltramáficas, em geral expostas em Angola.

Rochas gnáissico-migmatíticas pan-africanas	c.550M .a. a c.650M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas maiombiano-kibarianas	c.1.300M .a. a c.1.500M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas do Supergrupo de Kimesiano ou de Zadiniano	c.2.000M .a. a c.2.100M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas eburneanas (tádilianas ou eburneano-ubendianas)	c.1.900M .a. a c.2.250M .a.
Complexo de Kunene (Complexo Gabro-Anortosítico)	> c.2.250M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas mubindjianas	c.2.400M .a. a c.2.500M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas remobilizadas (limpopo-liberianas/eburneanas)	c.2.500M .a.
Complexo de Dibaya	c.2.680M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas limpopo-liberianas (Musefu-Moyo)	c.2.680M .a. a c.2.820M .a.
Rochas gnáissico-migmatíticas pré-kimezianas (Complexo de Base)	> c.2.820M .a.
Complexo de Kasai-Lomami	c.2.820M .a. a c.3.300M .a.
Rochas granito-gnáissicas de Luanyi superior e inferior	c.3.300M .a. a c.3.500M .a.

As rochas gabro-noríticas e charnoquíticas do Complexo de Kasai-Lomami, frequentemente retrometamorfizadas e migmatizadas, afloram dispersas pelo interior do Cratão de Lunda-Kasai e/ou Gabão-Kasai ou Angola-Congo(Kasai). Estas áreas cratonizadas nos finais do Neorcaico ou, periféricamente, no final do Paleoproterozóico são, pois, a continuidade do Cratão de São Francisco, no Brasil, através do actual Oceano Atlântico (Figs. 8 e 9). Deste modo poder-se-á correlacionar a idade das rochas do Complexo de Kasai-Lomami com as das suas congéneres do Grupo (actual Supergrupo) de Rio das Velhas, no estado de Minas Gerais (Brasil), assim definido por DOOR II *et al.* (1957) e datado por HERZ (1970), cujas idades absolutas obtidas de 2.675 e 2.790M.a., relacionadas com o Ciclo Jequié (2.800±200M.a.), o posicionam como tendo sido gerado anteriormente a c.2.800M.a. Mais tarde esta grande metassequência vulcano-sedimentar mesoarcaica, sobreposta, em discordância, pela sucessão do Grupo de Minas (RYNEARSON *et al.*, 1954, in SCHOBENHAUS FILHO, coord., 1979), foi interpretada como sendo um *Greenstone Belt* por HANS SCHÖCHER (Inf. pess., 1979).

As mesmas rochas do Complexo de Kasai-Lomami são igualmente correlacionáveis, cronológica e/ou geneticamente, com as dos complexos de Ubatuba, Bairro do Marisco, Bertioga, Itatins e Serra Negra (estados de São Paulo e Paraná, Brasil), embora frequentemente remobilizadas e/ou retrometamorfizadas durante as várias cinturas móveis sobrepostas que sofreram durante o Proterozóico (SILVA *et al.*, 1977a,b e 1981; SILVA, 1978, 1981 e 1986). Estes complexos charnoquitizados há c.2.800M.a., actualmente de fácies granulítica e anfibolítica e de composição variável entre ultramáfica-máfica e ácida, inserem-se

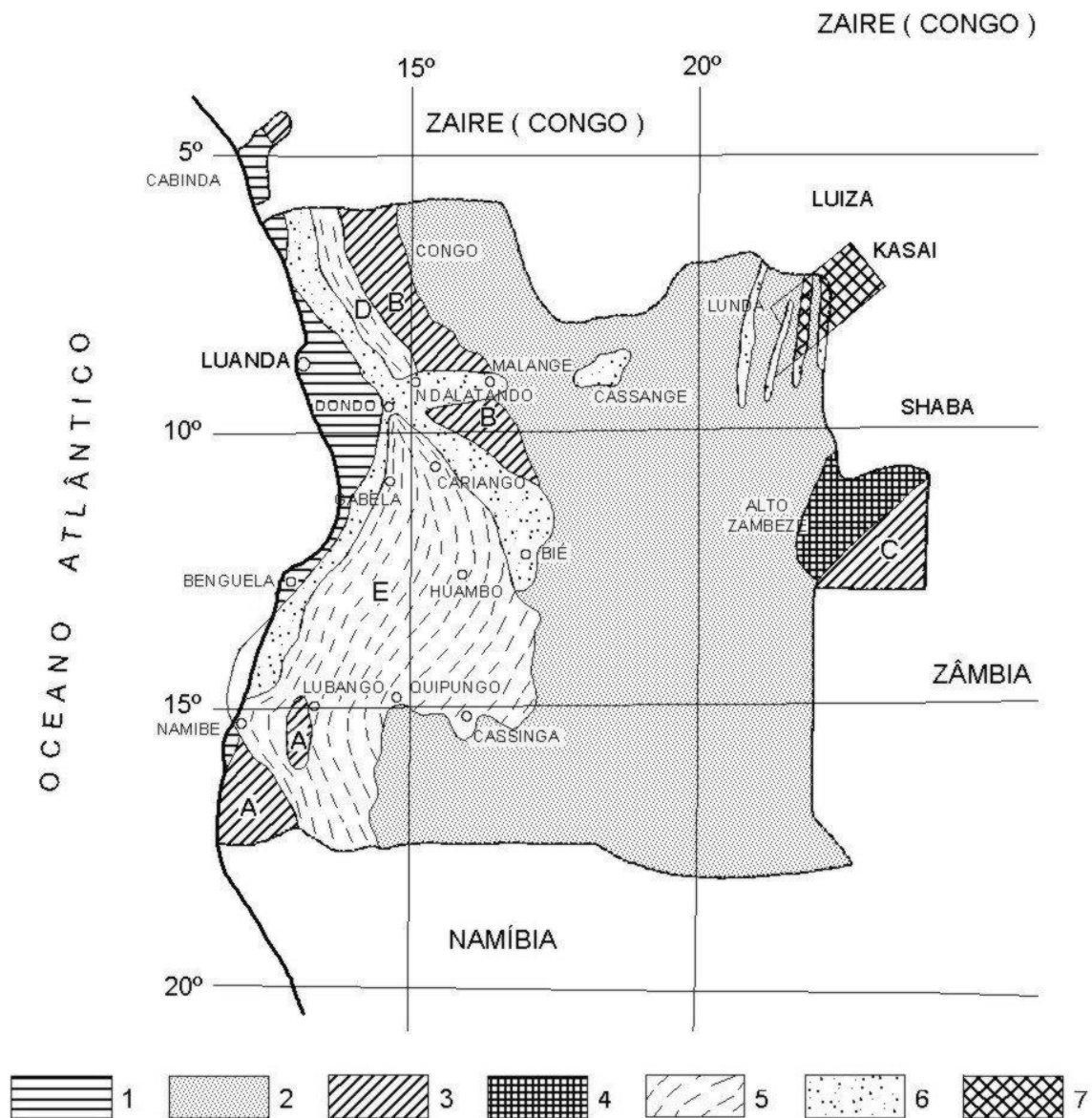


Fig.2 – Esboço geotectónico de Angola segundo SILVA (1977): 1 – Bacias costeiras pós-jurássicas; 2 – Bacias interiores pós-carbónicas médio; 3 - Ciclo Pan-Africano (A – Evento de Kaokoveld-Damara, B – Evento do Congo Ocidental, C - Eventos Lomamiano e Lufiliano ou Katanguiano); 4 – Evento de Kibaras; 5 – Eventos de Maiombiano e Tadiiliano (D) e Eburneano (E); 6 – Evento de Musefu-Moyo ou Limpopo-Liberiano; 7 – Escudo de Lunda-Kasai.

periféricamente em relação ao Cratão de São Francisco, entre São Salvador (Estado da Baía, Brasil) e o Cratão de Rio de La Plata (Uruguai), segundo a designada Cintura Granulítica Atlântica (FYFE & LEONARDOS JR., 1973; LEONARDOS JR. & FYFE, 1974). Os referidos complexos, presentes entre o Rio de Janeiro e Curitiba, ainda preservados dos sucessivos processos orogénicos ocorridos durante o citado Proterozóico, estão também inseridos no substrato gnáissico-migmatítico-granítico policíclico (Fig. 9). Porém, o Complexo de Serra Negra, presente a norte de Curitiba e apresentando datações K/Ar aparentes em feldspatos de enderbitos e opdalitos de $2.530 \pm 34 \text{M.a.}$ e $2.713 \pm 15 \text{M.a.}$ (BATOLLA JR. *et al.*, 1977), encontra-se ainda acompanhado por testemunhos mesoarcaicos de *greenstone belts* (Complexo de Cachoeira) e por domos gnáissicos supostos paleoarcaicos (Complexo de São Sebastião-Faxinal), estes últimos consequência de padrões de interferência devido a dobramentos sobrepostos (SILVA, 1981 e 1986; SILVA *et al.*, 1981). Estes domos gnáissicos, que constituem o substrato siálico paleoarcaico, de natureza gnáissico-migmatítico-granítica indiferenciada e de afinidades trondhjémíticas (SILVA, 1981 e 1986; SILVA *et al.*, 1981), são também correlacionáveis com os gnaisses ou granito-gnaisses de Luanyi inferior e superior do Paleoarcaico, presentes nas áreas de Lunda-Kasai, onde constituem a infraestrutur siálica local.

No extremo sul da região Sul-sudoeste, com prosseguimento para a Namíbia, ocorre o Complexo de Cunene (Complexo Gabro-Anortosítico) (Quadro 2 e Figs. 7, 10 e 11). Este parece poder paralelizar-se

com o Complexo de Kasai-Lomami, apesar da sua idade absoluta mínima ser de c.2.250M.a., por ter sido intruído pelo granito regional sin-tectónico eburneano há cerca de 2.250M.a. (2.191 ± 60 M.a., com $Ri=0.7037\pm 0.0010$, TORQUATO *et al.* 1979) que o metamorizou e migmatizou na sua bordadura (PERES *et al.*, 1967; KÖSTLIN, 1967; LAPIDO-LOUREIRO & MACHADO, 1972; SILVA *et al.*, 1973 e 1974b; SILVA, 1974 e 1987; SILVA & SIMÕES, 1981/1982; CARVALHO & ALVES, 1990). Suas rochas distribuem-se por metapiroxenitos, metahorneblenditos, metawerlitos, metagabros, metadunitos, metanortositos, metanoritos, metatroctolitos, metahiperitos e metaopdalitos (PERES *et al.*, 1967; CARVALHO & PEREIRA, 1969 e 1972; CARVALHO & SIMÕES, 1971; LAPIDO-LOUREIRO & MACHADO, 1972; SILVA, 1974 e 1987; SILVA *et al.*, 1973, 1974b e 1975; TORQUATO & SALGUEIRO, 1977; SILVA & SIMÕES, 1981/1982; CARVALHO & ALVES, 1990 e 1993). O método K/Ar forneceu as idades aparentes de 2.098 ± 51 M.a. e 2.151 ± 43 M.a. em plagioclases de metanortositos (SILVA *et al.*, 1973).

CARVALHO & ALVES (1990) admitiram que o Complexo Gabro-Anortosítico poderia ascender, possivelmente, a uma idade limpopo-liberiana (2800 ± 100 M.a.), o que não se situa muito distante da idade que se preconiza para a sua correlação com a do Complexo de Kasai-Lomami. Por outro lado Carvalho (1984) tinha referido que a sua idade poderia ser semelhante à do *Great Dike* (c.2.500M.a.) do Zimbabué, à das rochas básicas do citado Complexo Gabro-Norítico e Charnoquítico de Lunda-Kasai ou ainda à dos anortositos do Gabão, de acordo com BASSOT *et al.* (1987), há cerca de 2.700M.a.

Na mesma região Sul-sudoeste as rochas metaultramáfico-máficas, ocorrendo em pequenas manchas entre Chongorói, Quilengues, Quipungo e Matala (PERES *et al.*, 1967; PASCAL *et al.*, 1970; GONÇALVES, 1972; SILVA *et al.*, 1973, 1974b e 1975; TORQUATO *et al.*, 1979; SILVA & SIMÕES, 1981/1982) prosseguem para sudoeste e sul até ao rio Cunene, como nas regiões de Macota e Vila de Almoester, entre outras (CARVALHO & PEREIRA, 1969 e 1972; CARVALHO & SIMÕES, 1971; LAPIDO-LOUREIRO & MACHADO, 1972; CARVALHO & ALVES, 1990 e 1993), sempre periféricamente em relação ao grande batólito do Complexo de Cunene. Nunca exibem comportamento filoniano, pelo menos aparentemente. Suas litologias principais distribuem-se por metadoleritos olivínicos, metabasaltos, metagabros subofíticos, metagabros noríticos, metahornblenditos e metapiroxenitos. Em regra, suas exposições encontram-se sempre encaixadas nos granitos eburneanos ou do início do Mesoproterozóico, ocorrendo, frequentemente, metassomatizadas (Quadro 2 e Fig. 24). Estes granitos são-lhes, regra geral, intrusivos. A norte de Cacula obteve-se a idade aparente K/Ar de 1.643 ± 40 M.a. na hornblenda de um metahornblendito, reflectindo uma idade mínima (SILVA *et al.*, 1973). Devido à proximidade destas exposições em relação às do Complexo de Cunene é de admitir que todas estas rochas sejam contemporâneas (SILVA *et al.*, 1973, 1974b e 1975; SILVA & SIMÕES, 1981/1982).

Os anteriores complexos de Kasai-Lomami e Cunene parecem constituir testemunhos de grandes *greenstones* arcaicos, os quais intruíram uma crosta pré-existente, já sializada, tal como foi comum ocorrer durante a génese dos *greenstone belts* primários (GLICKSON, 1976), em regra durante o Mesoarcaico. Aliás, a crosta sílica constituída pelos granito-gnaisses presentes nas suas bordaduras, quer na Lunda e Kasai (DELHAL, 1963) quer no Kipungo (SILVA *et al.*, 1974b; SILVA & SIMÕES, 1981/1982), constituem parte desse substrato.

Relativamente às rochas de natureza ultrabásica-básica originadas por processos magmáticos contemporâneos da sedimentação durante o Arcaico e o Proterozóico serão oportunamente descritas quando das rochas supracrustais dobradas com as quais foram simultaneamente dobradas e metamorizadas.

Segundo ampla faixa ocidental do Noroeste de Angola (Congo) de rochas gnáissico-migmatíticas (Quadro 2 e Figs. 3, 4 e 5), afloram litotipos de fácies granulítica, distribuídos por gnaisses, migmatitos e charnoquitos. Estas rochas constituem uma assembléia pré-kimeziana nas regiões em redor de Vista Alegre e Quibaxe (SCHERMERHORN & STANTON, 1963a,b; STANTON *et al.*, 1963; KOPERSHOECK, 1964a,b e 1974; SCHERMERHORN, 1976 e 1982; CAHEN *et al.*, 1979; CARVALHO, 1983 e 1984; CARVALHO *et al.*, 1998 e 2000). Podem relacionar-se com as rochas do Complexo de Dibaya ou serem mais antigas e, neste caso, contemporâneas dos gnaisses e migmatitos da Lunda, Alto Zambeze e Shaba (Congo), onde aqui forneceram a idade de 2.833 ± 39 M.a. (DELHAL & LIÉGEAIS, 1982), não se diferenciando do episódio Musefu que levou à citada charnoquitização anterior.

O episódio Moyo (c.2.720M.a. a c.2.680M.a.) foi responsável pela génese do Complexo de Dibaya (DELHAL *et al.*, 1975), presente na região de Lunda (gnaisso-migmatitos tonalíticos e graníticos e granitos calco-alcálicos esparsos), bem como numa faixa de gnaisso-migmatito-granitos no ocidente da região Sul-sudoeste (2.743 ± 104 M.a., MENDES & VIALETTE, 1972; 2.230 ± 160 M.a., CARVALHO, 1981), mais precisamente a norte de Lubango, em direcção a Benguela e Dondo (Figs. 2, 3 e 4). A maior parte destes litotipos também ocorre associada a paragnaisses entre o rio Cuango, Malange, N'Dalatando, Dondo, Cariango (2.347 ± 84 M.a., com $Ri=0.7047\pm 0.0016$, SILVA & KAVASHITA, 1978, correspondendo a 2.522 ± 108 M.a., recalculado por CAHEN *et al.*, 1984) e Andulo (2.520 ± 36 M.a., com $Ri=0.7006$ e $MSWD=14,8$, CARVALHO, 1981 e 1984). As rochas gnáissico-migmatíticas do Cariango, que forneceram

a idade absoluta de 2.347 ± 84 M.a., resultaram da remobilização do substrato gnáissico limpopo-liberiano segundo uma zona correspondente a uma frente de migmatização eburneana, progredindo no sentido sudoeste-nordeste, pelo que se originou uma idade absoluta intermédia. Na região de Qienha, a norte-nordeste do Cariango, acompanhando de perto o *trend* das rochas metabásicas e charnoquíticas, aflora extensa mancha de gnaisses magnetíticos associados aos paragnaisses, ortognaisses e migmatitos do substrato Musefu-Moyo (SILVA, 1977 e 1978; SILVA & FERNANDES, 1978). Mais para noroeste e norte desta última região (Figs. 4, 5 e 6), entre Zenza do Itombe, Quilombo dos Dembos, N'Dalatando e Lucala, CARVALHO *et al.* (1998 e 2000) obtiveram, em rochas gnáissico-migmatítico-graníticas, duas isócronas Rb/Sr de referência, computadas em 2.546 ± 48 M.a., com $Ri=0.7053 \pm 0.0004$ e $MSWD=12.5$, e 2.560 ± 50 M.a., com $Ri=0.7053 \pm 0.0004$ e $MSWD=16$, sendo a segunda linha isocrónica obtida da primeira por acréscimo de novas amostras.

Após os episódios Musefu e Moyo (Ciclo Musefu-Moyo ou Limpopo-Liberiano), já no início do Paleoproterozóico, há 2.423 ± 48 M.a. (DELHAL & LEDENT, 1973b), fêz-se sentir nas regiões de Luiza (Kasai) e Lunda, pelo menos, a orogenia de Mubindji que se tornou responsável pela génese de gnaisses, migmatitos, metamorfismo e dobramento da sequência do Supergrupo de Luiza, entre outras rochas. Deste modo, desde Lunda ao Alto Zambeze (Quadro 2 e Figs. 4 e 5), onde ocorre a Cintura Móvel de Kibaras, afloram rochas gnáissico-migmatítico-graníticas indiferenciadas desde o Ciclo Musefu-Moyo (Limpopo-Liberiano) ao Ciclo Eburneano (Tadiliano ou Eburneano-Ubendiano) (VASCONCELOS, 1950a; LONGYAR COMPANY, 1952/1955 e 1955; MONFORTE, 1960 e 1988; LEDENT *et al.*, 1962; MENDES, 1966; DELHAL & LEDENT, 1965 e 1973b; CAHEN, 1966; PASTEELS, 1971; MENDES & VIALETTE, 1972; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b; RODRIGUES, 1974; RODRIGUES & ALBUQUERQUE, 1974; CARVALHO, 1983 e 1984; CARVALHO *et al.*, 1987). Contiguamente, a es-nordeste, em Shaba, essas rochas integram o Complexo de Lukoshi, considerado mais antigo que 1.974 ± 31 M.a. (CAHEN, 1966).

A Cintura Móvel de Quipungo, de idade eburneana, é constituída por duas faixas dobradas: Quipungo e Cela-Cariango (SILVA & KAWASHITA, 1978; TORQUATO *et al.*, 1979). Supostamente prosseguindo desde Sesfontein, na Namíbia, na direcção noroeste, a Namibe (Moâmedes) e Lubango (Sá da Bandeira), orienta-se em seguida para nordeste até Huambo e, por fim, para noroeste até Dondo-N'Dalatando e Cabinda. Eis porque a foliação e/ou orientação das rochas afectadas ou geradas durante a génese desta cintura móvel reflectem a orientação das referidas faixas dobradas. Contribuiu para rejuvenescer as rochas pré-existentes e proporcionou o desenvolvimento do maior período de granitogénese de Angola, através da génese de migmatitos, gnaisses e granitos (Quadro 2 e Fig. 12). As rochas gnáissico-migmatíticas Quipungo ou eburneanas, assim originadas, forneceram, conforme as regiões, as seguintes idades Rb/Sr, em rocha total: c. 2.040 e 2.206 ± 197 M.a. no Quipungo e Cariango, respectivamente (SILVA, 1977; SILVA & KAWASHITA, 1978; TORQUATO *et al.*, 1979); 1.914 ± 28 M.a. em Elewa-Cuma e 1.826 ± 48 M.a. em Macota (CARVALHO *et al.*, 1979); 1.903 ± 26 M.a., com $Ri=0.7048 \pm 0.0009$, na proximidade de Cuma (BASSOT *et al.*, 1980/1981).

Na região Noroeste (Congo) as rochas gnáissico-migmatíticas (Quadro 2 e Figs. 3, 4 e 12) originadas durante o evento tectono-termal Tadiliano ou Eburneano, anteriormente designadas Complexo de Base (KORPERSHOEK, 1964a,b), foram englobadas pelos autores belgas no Supergrupo de Kimeziano, de idade 2.086 ± 64 M.a. (LEPERSONNE, 1969; DELHAL & LEDENT, 1976). Estas rochas foram afectadas pela orogenia do Congo Ocidental (Ciclo Pan-Africano) apenas na fácies dos xistos verdes na região oriental, enquanto intensamente na faixa ocidental. Ainda anteriores a este evento os ortognaisses do Lufico e os granitos calco-alcalinos, por exemplo, são intrusivos na sequência do Grupo de Lulumba e nas rochas vulcânicas associadas (KORPERSHOEK, 1964a,b; CARVALHO, 1984). Representam a área mais expressiva de Angola no contexto destas litologias (CARVALHO, 1980/1981/1982, 1983 e 1984). CAHEN *et al.* (1978a) obtiveram no Baixo Congo, próximo da fronteira com Angola, as seguintes idades isocrónicas Rb/Sr e U/Pb em gnaisses e migmatitos: 1.952 ± 79 M.a. (Tehvo de Luk – Rb/Sr); 2.086 ± 64 M.a. (Boma – Rb/Sr); 2.126 ± 39 M.a. (Mpozo-Tombagadio – Rb/Sr); 2.087 ± 39 M.a. (Boma – U/Pb); 2.088 ± 91 M.a. (Mpozo-Tombagadio – U/Pb).

Ao findar o Neoproterozóico a deformação sintectónica do Kaokoveld, há cerca de 580 M.a. (BLAXLAND *et al.*, 1979; MAACK *et al.*, 1980), correspondendo ao ramo noroeste da orogenia de Damara (Ciclo Pan-Africano), tornou-se responsável pela génese e/ou rejuvenescimento de migmatitos e gnaisses ou granulitos, presentes a sul de Namibe (Moçâmedes), até ao rio Cunene (Quadro 2 e Figs. 3, 4, 6 e 12) (TORQUATO & ALLSOPP, 1973; TORQUATO, 1974a). Também fez sentir os seus efeitos térmicos e retrometamórficos sobre as rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas do cristalino mais ocidental de Angola, desde o rio Cunene ao Dondo, até há cerca de 458 M.a. A nor-noroeste desta última povoação fez-se sentir a citada orogenia do Congo Ocidental, responsável pela génese da cintura móvel respectiva, cuja primeira fase de deformação, há 734 ± 10 M.a. (CAHEN *et al.*, 1977a,b e 1984), ocorreu antes que a do ramo Kaokoveld da orogenia de Damara.

3.2. MESOARCAICO–NEOPROTEROZÓICO

3.2.1. Metassequências supracrustais (rochas metassedimentares, metavulcano-sedimentares e metavulcânicas)

A maior parte das sequências dobradas de Angola são de natureza vulcano-sedimentar. Suas característica e natureza conferem-lhes aspectos que não permitem, até ao momento, interpretá-las, mesmo algumas delas, como cinturas de rochas verdes (*Greenstones Belts*), ainda que consideradas sequer secundárias (GLICKSON, 1976). Aliás, nas suas rochas metaultramáficas-máficas não foram encontradas, até ao momento, as estruturas primárias típicas, tais como *spinifex* e *quench*, salvo as lavas almofadada no grupo de Jamba, entre outras sequências, as quais, em conjugação com a sua composição de elevado teor de MgO (15% a 30-40%), caracterizam os komatiitos picríticos e peridotíticos e os doleritos komatiíticos, sempre presentes nesses *greenstones belts*.

As rochas metamórficas da Lunda (gnaisses, migmatitos, anfíbolitos, leptinitos, itabiritos, micaxistos, xistos pelíticos e quartzitos) que correspondem ao Grupo Metamórfico Inferior da Lunda, também designado por Grupo de Lóvuá (Quadro 3 e Figs. 2, 13 e 14), parecem constituir com o Supergrupo de Luiza do Kasai a mesma unidade litostratigráfica (MONFORTE, 1960 e

1988; RODRIGUES, 1972; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b; RODRIGUES, 1974; RODRIGUES & ALBUQUERQUE, 1974; CARVALHO, 1984; PEREIRA *et al.*, 2003). Poderão ser, embora não isoladas, as rochas metavulcano-sedimentares mais antigas de Angola com representação cartográfica à escala da Carta Geológica, publicada na escala 1/1.000.000 (CARVALHO, 1980/1981/1982, 1983 e 1984). Ocupam área pouco expressiva nos vales de alguns rios do norte da Lunda. Foram, no entanto, as rochas que sofreram o metamorfismo e granitização mais antigos que se conhecem, os do Ciclo Mubindji, há 2.423±48M.a. (DELHAL & LEDENT, 1973b), sendo, portanto, mais antigas que esta idade. Contudo, ter-se-iam depositado após o episódio Moyo, há cerca de 2.720M.a. a 2.680M.a. (DELHAL *et al.*, 1975). Esta sucessão do Grupo Metamórfico Inferior da Lunda ou Grupo de Lóvuá foi, mais tarde, envolvida pelo desenvolvimento da Cintura Móvel de Luiziano-Ubendiano (Eburneano), que a voltou a afectar metamorficamente (PEREIRA *et al.*, 2003). Todavia, como metassedimentos mais antigos ainda, embora sem representatividade cartográfica, poder-se-ão citar os gnaisses, gnaisses magnetíticos, quartzitos magnetíticos, micaxistos e quartzitos do Grupo de Mussende-Haco, presentes na região do Cariango (SILVA, 1977; SILVA & KAWASHITA, 1978; SILVA & FERNANDES, 1978), os micaxistos com granada e distena da região de Sumbe (N'Gunza Cabolo) (PERES *et al.*, 1970; LAPÃO & SIMÕES, 1972) e, com certas reservas, os quartzitos ocorrendo entre Matala e Vila Branca (BASSOT *et al.*, 1981). Estas rochas estão intercaladas em paragneisses ou rochas gnáissico-migmatíticas do episódio Musefu (c.2.820M.a.), o que as tornaria mais antigas que este evento tectono-termal. As citadas rochas do Grupo Metamórfico Inferior da Lunda mostram-se orientadas segundo SW-NE.

Na região Sul-sudoeste de Angola ocorre o maior número de metassequências vulcano-sedimentares (Quadro 3 e Figs. 13, 14, 15 e 16), ainda insuficientemente estudadas, que poderiam ter iniciado sua deposição acompanhada de vulcanismo básico e, principalmente, calco-alcalino, muito provavelmente desde finais do Neocarcaico (c. 2.700-2.500M.a.) a inícios do Paleoproterozóico (c.2.500-2.250M.a.).

O designado Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico com calcários cristalinos associados (Quadro 3 e Figs. 17 e 25), presente no extremo sudoeste de Angola, a sul, sudeste e leste de Namibe (Moçâmedes), na região entre o Caraculo, Muninho e o rio Cunene, exhibe estruturação segundo SE-NW (CARVALHO, 1970 e 1984; CARVALHO & SIMÕES, 1972). Os metassedimentos da área norte do Caraculo (Quadro 3 e Fig. 14), segundo CARVALHO (1970 e 1984), depositaram-se sobre as rochas daquele complexo, tendo-lhes atribuído idade de cerca de 2.600M.a. Este mesmo autor admitiu que as rochas do anterior complexo são similares aos metassedimentos da região Noroeste (Congo), em particular aos da sequência do rio Lucunga (SCHERMERHORN & STANTON, 1960 e 1963a,b; STANTON *et al.*, 1963; KORPERSHOEK, 1964a,b; Carvalho, 1983 e 1984), considerando-as como as rochas metavulcano-sedimentares mais antigas de Angola. Na área de Caxito-Úcua estas rochas metassedimentares e outras rochas metamórficas são muito expressivas. Exhibem migmatitos, gnaisses, xistos com distena e granada, quartzitos, metacalcários, metaconglomerados, calcossilicatadas, etc. Segundo CARVALHO (1984) estas rochas podem corresponder, parcialmente, aos metassedimentos de Mussende e de Sumbe (N'Gunza Cabolo). KORPERSHOEK (1964a,b) referiu para a região Noroeste de Angola várias exposições destes metassedimentos que viria a incluir nas sequências do Grupo de Quimbila, a oeste do granito de Ungundi, e na sucessão do rio Lucunga. São rochas afectadas pelo metamorfismo da fácies dos xistos verdes ou almandina-anfibolítica. Segundo o anterior autor estas sequências corresponderiam ao seu *Complexo de Base*: a primeira à parte superior e a do rio Lucunga à inferior. Assim o Grupo de Quimbila é formado por rochas da fácies dos xistos verdes, equivalentes às do Monte Dinga-Dinga, embora estas de maior grau metamórfico, distribuídas por quartzitos, xistos, paranfibolitos, metacalcários e calcossilicatadas. A sucessão a oeste do

granito de Ungundi é de natureza grauvaçoide, sendo representada por gnaisses biotíticos (metagrauvaques), gnaisses biotítico-horblêndicos (metagrauvaques calcários) e, localmente, por gnaisses, xistos, quartzitos, metacalcários e calcossilicatadas. A sequência do rio Lucunga, afectada pelo metamorfismo das fácies dos xistos verdes e almandina-anfibolítica conforme referido, apresenta, na sua base, gnaisses, por vezes granatíferos, a que se seguem migmatitos, metacalcários, calcossilicatadas, quartzitos, intercalações de natureza básica (diopsídio-labradorítica), níveis diorítico-granodioríticos (inferiores a cem metros de espessura) e vários diques e *sills* de ortoanfibolitos. Seguem-se rochas metamórficas semelhantes às da base, interceptadas por falhas ou zonas de cisalhamento. Segundo KORPERSHOEK (op. cit.) a espessura total destas sequências poderá ascender a 18km, enquanto as suas estruturas orientadas segundo SW-NE não foram muito afectadas pela orogenia do Congo Ocidental. CARVALHO (1984) fez corresponder a sucessão do rio Lucunga ao Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico do extremo sudoeste da região Sul-sudoeste de Angola, a sucessão a oeste do granito de Ungundi aos metassedimentos de Mussende e o Grupo de Quimbila e as rochas do Monte Dinga-Dinga ao seu Supergrupo de Chivanda-N'Gola-Utende-Cela (este inclui os presentemente designados grupos de Quibala e de Chivanda-N'Gola). Por outro lado, os grupos de Bale (KORPERSHOEK, 1970) e de Chipindo (TORQUATO & OLIVEIRA, 1977; OLIVEIRA, 1980/1981) encontram-se integrados, primeiro no Grupo de Chivanda, e depois, no Grupo de Chivanda-N'Gola, por serem supostos contemporâneos e seus equivalentes laterais, aflorando a leste e es-nordeste, entre Cassinga e Huambo.

Após a sua génese as rochas do Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico foram metamorfizadas e intruídas pelos granitos e migmatitos sintectónicos eburneanos, além de terem sido atingidas, mais tarde, pelo evento Kaokoveld, já em tempos pan-africanos.

Na Cintura Móvel de Quipungo (TORQUATO *et al.*, 1979) localizam-se numerosas exposições de rochas metassedimentares, metavulcano-sedimentares e metavulcânicas (Quadro 3 e Figs. 13, 14, 15 e 16). Estas rochas constituem frequentemente verdadeiros *montes ilhas*, geralmente em estruturas sinclinais, sobrepondo-se ao substrato granito-migmatítico, ainda preservadas da destruição pela erosão ulterior. Distribuem-se por diversas unidades litostratigráficas, tais como os grupos de Jamba (KORPERSHOEK, 1970 e 1984; BASSOT *et al.*, 1980/1981), Chivanda (KORPERSHOEK, 1970 e 1984.), este equivalente a parte do Supergrupo de Chivanda-N'Gola-Utende-Cela de CARVALHO (1984), e Quibala (SILVA, 1977), este último também equivalente a parte do anterior supergrupo. Os metassedimentos presentes a norte do Caraculo (metaconglomerados, metarcoses e quartzitos, por vezes intruídos por metapórfiros granitóides e rochas metavulcânicas) assentam em discordância sobre o soco gnáissico-migmatítico e o Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico (CARVALHO, 1984), sendo supostos contemporâneos das rochas do Grupo de Chivanda.

Segundo BASSOT *et al.* (1980/1981) o Grupo de Jamba (Quadro 3 e Fig. 7) teria iniciado sua deposição pelos actuais xistos e metagrauvaques a que se seguiu vulcanismo básico submarino (lavas almofadadas), metacherts, metaitabiritos, vulcanismo ácido (metadacitos e metatufos), quartzitos e metapelitos. De acordo com os mesmos autores suas rochas teriam sido dobradas antes da deposição das do Grupo de Chivanda e, também, pela tectónica que afectou esta unidade. Suas estruturas sinclínicas orientam-se geralmente segundo NNE-SSW e N-S. Suas rochas assentam em discordância sobre os gnaisses e migmatitos pré-eburneanos (c. 2.820M.a.), enquanto são intruídas pelos metapórfiros quartzofeldspáticos e rochas metavulcânicas associadas, granitos eburneanos e pelas rochas metaultramáficas-máficas do Complexo de Cunene. BASSOT *et al.* (1980/1981) admitem para a sucessão do Grupo de Jamba uma idade superior a 2.500M.a., enquanto CARVALHO (1984) a considerou originada entre 2.830 e 2.600M.a. Mais tarde CARVALHO & ALVES (1990) também a consideraram mais antiga que 2.500M.a., parecendo-lhes ser equivalente à base do Supergrupo de Rio das Velhas, em Minas Gerais (Brasil), com idade superior a 2.790M.a. (HERZ, 1970), de que se discorda, como se referiu acima, e à sucessão do Grupo de Marydale da Namíbia e da África do Sul, com c. 3.000M.a. (SACS, 1980). Em nossa opinião o referido Grupo de Jamba deve ser correlacionável, com mais probabilidade, com a sucessão do Grupo de Minas, que se sobrepõe, em discordância angular, sobre o Supergrupo de Rio das Velhas, tendo sido metamorfizado e dobrado durante o Ciclo Transamazónico, há c. 2.200-2.000M.a.

A metassequência do Grupo de Quibala (SILVA, 1977) ocorre a norte e noroeste de Huambo, na Faixa Dobrada de Cela-Cariango (SILVA & KAWASHITA, 1978), enquanto a do Grupo de Chivanda (KORPERSHOEK, 1970 e 1984; SILVA *et al.*, 1974a,b; SILVA & SIMÕES, 1980/1981 e 1981/1982; CARVALHO, 1983 e 1984) se localiza na Faixa Dobrada de Quipungo (TORQUATO *et al.*, 1979), a sul, sudoeste e oes-sudoeste da mesma cidade.

Quadro 3 – Síntese cronológica das idades absolutas relativas à génese das metassequências supracrustais, em geral expostas em Angola.

Unidades litostratigráficas	Subdivisões	Idade
Grupo (Formação) de Luana		c.600M .a. a c.650M .a.
Formação de Cartuchi-Camaungo		
Grupo de Macondo < > Supergrupos de Kundelungu Superior e Inferior		c.600M .a. a c.850M .a.
Supergrupo de Congo Ocidental	Grupo de Xisto-Gresoso	c.600M .a. a c.650M .a.
	Grupo de Xisto-Calcário	c.650M .a. a c.735M .a.
	Grupo de Alto Shiloango	c.735M .a. a c.1.030M .a.
Supergrupo de Damara	Formação de Leba-Tchamalindi < > Grupo de Otavi (Subgrupo de Tsumeb)	c.700M .a. a c.800M .a.
	Complexo de Espinheira < > Grupos de Swakop e Nosib	c.700M .a. a c.1.050M .a.
	Metassedimentos de Ruacaná < > Grupo de Nosib	c.800M .a. a c.1.050M .a.
	Grupo de Chela < > Grupo de Nosib	c.800M .a. a c.1.050M .a.
Grupo de Malombe Superior < > Supergrupo de Roan (parte superior)		c.870M .a. a c.1.310M .a.
Supergrupo de Maiombiano		c.1.030M .a. a c.1.800M .a.
Rochas sedimentares de Cahama-Otjinjau		c.1.300M .a. a c.1.700M .a.
Grupo de Oendolongo		c.1.300M .a. a c.1.700M .a.
Grupo de Malombe Inferior < > Supergrupo de Shaba-Kibariano		c.1.300M .a. a c.1.700M .a.
Grupo Metamórfico Superior da Lunda < > Grupo de Lulua		c.1.800M .a. a c.2.200M .a.
Grupo de Sansikwa Médio e Superior < > Supergrupo de Kimeziano < > Supergrupo de Zadiniano	Grupo de Terreiro	c.2.000M .a. a c.2.100M .a.
	Grupo de Uonde < > Xistos de Cocavuna < > Metassedimentos de Quiaia	
	Grupo de Lulumba	
Supergrupo de Quipungo-Kwanza	Grupo de Quibala	>c.2.250M .a.(c.2.300M .a. a c.2.500M .a.)
	Grupo de Chivanda-N'Gola	
Metassedimentos de Iona e Oncócuá		>c. 2.250M .a.
Metassedimentos de Caraculo		c.2.500M .a. a c.2.600M .a. (?)
Grupo Metamórfico Inferior da Lunda ou Grupo de Lóvua < > Supergrupo de Luiza		c.2.450M .a. a c. 2.680M .a.
Grupo de Jamba		c.2.500M .a. a c.2.680M .a.
Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico (Sudoeste de Angola)		>c.2.680M .a.(?)
Metassedimentos de Monte Dinga.-Dinga (?)		>c.2.820M .a.
Grupo de Quimbila (?)		
Quartzitos de Matala e de Vila Branca (?)		
Metassedimentos de Rio Lucunga		
Micaxistos com granada de Sumbe		
Grupo de Mussende-Haco (Metassedimentos e gnaisses encaixantes)		

O referido Grupo de Quibala foi subdividido, na região do Cariango-Quibala-Lussusso, da base para o topo, pelas formações de Utende (metassiltitos, metagrauvaques, frequentemente migmatizados, e metaconglomerados subordinados), Cariango (quartzitos e metarenitos, com intercalações pouco frequentes de metagrauvaques e filitos), Quissongo (itabiritos), Serra do Bango (metaconglomerados, quartzitos conglomeráticos, quartzitos e metarenitos) e Serra da Banga (metapórfiros granitóides ou quartzo-feldspáticos, metadacitos, metariodacitos, metariolitos, metagrauvaques e outros metassedimentos alternando com metadacitos) (SILVA & FERNANDES, 1978).

Todas as anteriores unidades litostratigráficas, presentes na Cintura Móvel de Quipungo, foram dobradas, metamorfizadas e/ou migmatizadas em grande extensão, em tempos eburneanos, há 2.050 ± 200 M.a. O granito regional sintectónico eburneano de c. 2.250 M.a. (TORQUATO *et al.*, 1979) foi-lhes intrusivo.

Os seus alinhamentos estruturais (estratificação, xistosidade e plano axial das dobras) orientam-se, geralmente, para NE a NNE, entre Lubango e Huambo, para NW entre Huambo e Dondo, bem como entre o rio Cunene, Lubango, Namibe e Caraculo. Entre as suas litologias mais representativas podem citar-se os metaconglomerados, quartzitos, metaitabiritos, metarenitos, metagrauvaques, metassiltitos, metargilitos, xistos pelíticos ou filitos, micaxistos, metaespilitos, metaqueratófiros, metatufos, metalavas almofadadas, metariolitos, metadacitos, metaignimbritos e metapórfiros quartzo-feldspáticos (graníticos, granodioríticos e tonalíticos). Estas últimas rochas hipabissais e extrusivas, em regra de composição calco-alcalina, exibem completa semelhança com as que ocorrem nos actuais arcos de ilhas ou nas margens continentais activas. Embora faltando os respectivos estudos litogeoquímicos para estas rochas é de admitir que, na transição do Neoarcaico para o Paleoproterozóico, a região teria sido palco de prováveis colisões de placas microcontinentais ou continentais-oceânicas, o que teria proporcionado a génese dessas manifestações magmáticas calco-alcalinas. Estes metapórfiros quartzo-feldspáticos e metavulcânicas associadas são semelhantes às correspondentes do *Vendersdorp Group* de Botswana e África do Sul, cuja idade é de c. 2.620 M.a. (CAHEN *et al.*, 1984; KRÖNER, com. pess., in CARVALHO, 1984). Diversas datações isocrónicas Rb/Sr, em rocha total, destas litologias, forneceram idades entre c.1.800 e c.2.330 M.a., com razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0.704 e 0.708 (SILVA & KAWASHITA, 1978; CARVALHO *et al.*, 1979; BASSOT *et al.*, 1980/1981).

As rochas metavulcânicas anteriores, em certas regiões, especialmente entre Amboiva-Atome (GALVÃO & SIMÕES, 1971), Vila Nova do Seles (PERES *et al.*, 1970), Ebo (MOREIRA & PEREIRA, 1971), Quibala (MOREIRA *et al.*, 1973), Munenga-Dala Cachibo (SILVA *et al.*, 1972) e Cariango (SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978; SILVA & KAWASHITA, 1978), foram intensamente granitizadas e migmatizadas, pelo que se originaram rochas granitóides nem sempre totalmente evoluídas no sentido do granito equigranular homogéneo (PERES *et al.*, 1970; MOREIRA & PEREIRA, 1971; SILVA *et al.*, 1972; MOREIRA *et al.*, 1973; SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978), pois apresentam ainda plagioclases relíquias de elevada temperatura.

Para as metassequências anteriores, excluindo a do Grupo de Jamba por ser mais antiga, devido a ocorrerem na mesma Cintura Móvel de Quipungo, SILVA (1977) propôs a designação de Supergrupo de Oendolongo, em sentido lato, enquanto CARVALHO (1984) propôs a denominação de Supergrupo de Chivanda-N'Gola-Utende-Cela, que inclui os actuais grupos de Chivanda-N'Gola e Quibala, acima designados. O inconveniente do uso destas terminologias resulta do facto de a primeira denominação ter outra sequência (Grupo de Oendolongo, em sentido estrito), aflorando na região de Oendolongo, a oeste-sudoeste de Huambo, sendo bem mais moderna que aquelas, e, a segunda, ser a repetição das designações dos diversos grupos e regiões em que ocorre. Deste modo propõe-se para esta grande sucessão a designação de Supergrupo de Quipungo-Kwanza, subdividido pelos grupos de Chivanda-N'Gola, cujas exposições ocorrem a sul e sudoeste de Huambo, e de Quibala, com exposições presentes a norte e noroeste da mesma cidade.

As rochas dos anteriormente denominados grupos de Chivanda e Quibala (KORPERSHOEK, 1970 e 1984; SILVA, 1977; BASSOT *et al.*, 1980/1981) assentam sobre o complexo gnáissico-migmatítico, de idade limpopo-liberiana (c. 2.800-2.700 M.a.), em total discordância angular, embora tenham sido migmatizadas e granitizadas durante o evento Eburneano, entre c. 2.250 M.a. e c.2.040 M.a. (TORQUATO *et al.*, 1979). Seus litotipos principais são metaconglomerados, quartzitos, rochas metavulcano-sedimentares e metavulcânicas, xistos negros, em regra manganésíferos, metagrauvaques e raros metacalcários. Os metaconglomerados são, por vezes, auríferos.

Conforme se referiu acima as rochas do anteriormente denominado Grupo de Chivanda (KORPERSHOEK, 1970 e 1984; BASSOT *et al.*, 1980/1981) assentam em discordância sobre a sequência do Grupo de Jamba (KORPERSHOEK, 1970 e 1984; Bassot *et al.*, 1980/1981). As rochas da sequência do Grupo de Chivanda, segundo os mesmos geólogos, sofreram três fases tectónicas de deformação, de que resultaram dobramentos de eixos orientados para NE e NW. O metamorfismo é sempre de grau baixo,

excepto no contacto com os migmatitos e os granitos, onde a fácies dos xistos verdes passa à fácies anfibolítica.

O Grupo de Chipindo, assim designado por TORQUATO & OLIVEIRA (1977) e OLIVEIRA (1980/1981), é suposto ser o prolongamento, em direcção a Huambo, do Sistema de Chivanda e/ou das séries de Bale e Cuandja de KORPERSHOEK (1970 e 1984) (Fig. 16). Seus metassedimentos forneceram, porém, as idades isocrónicas Rb/Sr, em rocha total, de 2.149 ± 83 e 1.835 ± 20 M.a., em xistos pelíticos da base e xistos pelíticos do topo da sucessão, respectivamente (TORQUATO & OLIVEIRA, 1977).

Ao cartografar a região de Chipindo OLIVEIRA (1980/1981) distribuiu as sequências metavulcano-sedimentares ali aflorantes, da base para o topo, pelo Grupo de Chipindo e pelo Complexo Vulcânico de Chicuamone. O primeiro subdividiu-o, também da base para o topo, pelas formações de Cuengué (metagrauvaques, metapelitos e metassedimentos vulcano-detríticos), Camenha (metarenitos de composição diversa, metapelitos, metatufitos e metaconglomerados) e Bambi (xistos negros, metassedimentos vulcano-detríticos, metajaspes, metavulcanitos intermediários a ácidos e rochas metabásicas com “*pillow lavas*”). O citado Complexo Vulcânico é constituído por metapórfiros e metabrechas intermediários a ácidos, metariolitos, metabrechas ácidas e rochas metabásicas.

BASSOT *et al.* (1980/1981), da Sofremines – BRGM, ao cartografarem a mesma região de Chipindo, entre outras áreas contíguas, integrantes da concessão da ex-Companhia Mineira do Lobito, em 1973, concluíram que aquelas sequências metavulcano-sedimentares se relacionavam, total ou parcialmente, com as do Sistema de Chivanda e as da Série de Cuandja, assim designados por KORPERSHOEK (1970), apesar de algumas diferenças litológico-estratigráficas. Assim, aqueles autores concluíram por integrar aquelas rochas no Sistema de Chivanda distribuído, da base para o topo, pelo Complexo Detrítico inferior (quartzitos, quartzíticos sericíticos, quartzoxistos e metaconglomerados intraformacionais), equivalente da Formação de Camenha de OLIVEIRA (*op. cit.*), e pelo Complexo Vulcano-sedimentar superior (metassedimentos, metavulcanitos ácidos, metassedimentos vulcano-detríticos com intercalações de metabrechas e metaconglomerados com elementos vulcânicos, equivalentes da citada Formação de Cuengué do anterior autor, metabasaltos, metaespilitos com “*pillow lavas*”, passando lateralmente a metavulcanitos básicos e rochas verdes ortoderivadas, e xistos negros manganésíferos, estes últimos também equivalentes da referida Formação de Bambi daquele mesmo autor). As anteriores equivalências litológico-estratigráficas foram devidas a OLIVEIRA (*op. cit.*).

As citadas metassequências do Grupo de Chipindo, do Sistema de Chivanda e das séries de Cuandja e de Bale foram integradas, neste trabalho, no Grupo de Chivanda-N’Gola.

O Grupo de Quibala (SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978) aflora nas áreas de Haco, Utende e Lussusso-Munenga-Dala Cachibo (SILVA *et al.*, 1972), entre outros locais, na região a norte de Huambo. Junto ao Haco constitui um sinclinal que assenta em discordância angular sobre os paragneisses do substrato limpopo-liberiano. Esta metassequência é predominantemente constituída por quartzitos, metarenitos, metaconglomerados, metassiltitos, metagrauvaques, metaitabiritos, metapórfiros granitóides e metavulcânicas associadas. Estas rochas metavulcano-sedimentares são posteriores ao episódio Moyo (c. 2.720 M.a. a c.2.680 M.a.), porque assentam em discordância angular sobre os gnaisses e migmatitos limpopo-liberianos, e anteriores aos migmatitos e granitos eburneanos (c. 2.250 M.a.). Poderia admitir-se, assim, para a sua idade mais provável c. 2.600 M.a. a c.2.700 M.a., ou, na melhor das hipóteses, uma idade entre c.2.500 M.a. e c.2.300 M.a. Aliás, metaconglomerados da base da sucessão do Grupo de Quibala, aflorando em Utende, próximo de Cariango, apresentam calhaus e blocos de gnaiss, cuja idade Rb/Sr convencional, em rocha total, forneceu 2.651 ± 78 M.a. (SILVA & KAWASHITA, 1978), o que indicia uma idade absoluta máxima para esta metassequência.

As litologias correspondentes ao Grupo Metamórfico Inferior da Lunda ou Grupo de Lóvuá e aos supergrupos de Luiza e de Quipungo-Kwanza (grupos de Chivanda-N’Gola e de Quibala) poderão correlacionar-se cronologicamente, situando-se sua génese, presumivelmente entre c. 2.700 M.a. e c.2.500 M.a., ou mais provavelmente, entre c. 2.700 M.a. e c. 2.300 M.a. Anteriormente teria ocorrido a génese do Grupo de Jamba, embora posteriormente a c. 2.680 M.a. Relativamente ao Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico (xistos, quartzitos, filitos, paranfibolitos, ortoanfibolitos, mármore, metadiorito-granodioritos lenticulares, metacherts, etc.) (Fig. 17), intruído pelo Complexo de Cunene, entre outras rochas, CARVALHO (1984) admitiu para a sua idade um valor superior a c. 3.000 M.a. e mesmo a c. 3.500 M.a., o que parece verdadeira ficção, por falta de dados disponíveis. Este último autor paraleliza-o com os metassedimentos do Noroeste de Angola, como os da sequência do rio Lucunga, anteriormente citada.

Embora, com certas reservas, é admissível a correlação cronológica das sucessões do Grupo Metamórfico Inferior da Lunda ou Grupo de Lóvuá, do Supergrupo de Luiza, do Grupo de Jamba e do Supergrupo de Quipungo-Kwanza (grupos de Chivanda-N’Gola e Quibala), este último considerado mais recente, com as do Grupo de Dominion Reef e dos supergrupos de Witwatersrand e de Ventersdorp

situados no Cratão de Kaapvaal da África do Sul, cujas idades se posicionam entre 2.725 ± 75 e 2.643 ± 80 M.a. (CAHEN *et al.*, 1984).

A leste da área de Jamba-Cassinga, em Menongue, ainda na designada região Sul-sudoeste, afloram numerosas exposições do Complexo Vulcânico de Menongue (Quadro 3 e Fig.15). Este é constituído por metapórfiros granitóides ou quartzo-feldspáticos e por metavulcânicas associadas. Estas rochas correlacionam-se com a *suite* vulcânica que acompanha e, como tal, integra os grupos de Chivanda-N'Gola e de Quibala, anteriormente referidos.

Na região Noroeste (Congo) ocorrem as metassequências dos grupos de Lulumba e Uonde (Quadro 3 e Figs. 6, 16 e 26), contiguamente a es-nordeste das rochas gnáissico-migmatíticas (SCHERMERHORN & STANTON, 1960 e 1963a,b), assentando a segunda unidade em concordância sobre os estratos do Grupo de Lulumba. A litologia da sucessão do Grupo de Uonde, segundo os anteriores autores, é constituída, essencialmente, por quartzitos micáceos e xistos carbonáceos siltíticos, sobrepondo-se às metalavas de Cangila, base da sequência, dobrados segundo a orientação geral SE-NW. No entanto, a relação estratigráfica entre estas duas metassequências vem sendo alvo de controvérsia (CAHEN *et al.*, 1979; SCHERMERHORN, 1982). A sucessão do Grupo de Lulumba é essencialmente constituída por quartzitos micáceos, metarcoses e micaxistos, a que se associam, localmente, rochas vulcânica máficas e félsicas (SCHERMERHORN & STANTON, 1963a,b; STANTON *et al.*, 1963; KORPERSHOEK, 1964a,b; SCHERMERHORN, 1982).

As rochas Lulumba e Uonde (Figs. 6 e 16) são equivalentes das do designado Supergrupo de Kimeziano dos geólogos belgas (CAHEN *et al.*, 1979) e, possivelmente, equivalentes das do Supergrupo de Zadiniano do Baixo Congo, de idade eburneana, as quais se sobrepõem, em descontinuidade, às rochas do Complexo de Base, constituídas por gnaissos-migmatitos e metassedimentos (SCHERMERHORN & STANTON, 1963a,b; STANTON *et al.*, 1963; KORPERSHOEK, 1964a,b; SCHERMEHORN, 1982).

As designadas metalavas de Cangila, que correspondem a metabasaltos toleíticos, tendendo para metandesitos, com mais de 500m de espessura, constituem a base do Grupo de Uonde, a que se seguem os anteriormente referidos quartzitos micáceos e micaxistos. Os xistos de Cocavuna, da parte oeste do extremo noroeste de Angola, e os metassedimentos de Quiaia são correlacionados com a sucessão do Grupo de Uonde. Os eixos das estruturas dobradas orientam-se segundo WSW-ENE a SSW-NNE. A sucessão do Grupo de Lulumba poderá corresponder à do Grupo Metamórfico Superior da Lunda ou Grupo de Lóvuá (Quadro 3 e Fig. 16) (MONFORTE, 1960 e 1988; DELHAL, 1973; RODRIGUES, 1972; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b; CARVALHO, 1984).

As citadas sucessões dos grupos de Lulumba e Uonde (Quadro 3 e Figs. 16 e 26) integravam, anteriormente, as sequências inferior e média do Grupo de Sansikwa (STANTON *et al.*, 1962a,b; STANTON & SCHERMERHORN, 1963a,b; SCHERMERHORN, 1982), que estes autores incluíram no seu designado Supergrupo de Congo Ocidental, de idade pan-africana. Ora os granitos do tipo do de Vista Alegre, cujas idades isotópicas Rb/Sr e U/Pb, forneceram os valores de 1.958 ± 35 M.a., com $Ri=0.7041\pm 0.0003$, e 1.940 M.a., respectivamente (CAHEN *et al.*, 1979), são intrusivos na *arcese* do Lundo do Grupo de Lulumba (Quadro 3 e Fig. 26) (SCHERMERHORN, 1982). Para alguns geólogos belgas as rochas Lulumba e Uonde são mais jovens que o Ciclo Tadiiano (2.088 ± 60 M.a.) (CAHEN *et al.*, 1979) e mais antigas que as rochas do Supergrupo de Maiombiano (Quadro 3 e Fig. 18), que as capeia e que se sabe serem mais antigas que $c.1.027$ M.a. O limite mais antigo das rochas maiombianas não é conhecido e, portanto, não está datado. Deste modo, tentativamente, pode estimar-se uma idade próxima de 2.100 a 2.000 M.a. para as rochas dos grupos de Lulumba e Uonde (Quadro 3 e Figs. 12, 16 e 26). Porém, SCHERMERHORN (1982) discorda das interpretações de CAHEN *et al.* (1979) ao afirmar que as citadas rochas graníticas e plutónicas associadas intrusivas se formaram por anatexia durante o Ciclo Pan-Africano a partir de rochas do soco eburneano ou substrato mais antigo. Contudo, as rochas graníticas do tipo do granito de Vista Alegre são semelhantes aos granitos regional sintectónico e de Quibala eburneanos, presentes a sul do traçado E-W do rio Quanza, o que poderá permitir o seu paralelismo cronológico.

As rochas do Grupo de Bale (KORPERSHOEK, 1970 e 1984) afloram na região Sul-sudoeste, mais precisamente a sul e sudoeste de Huambo, isto é, nas áreas de Cassinga e Chipindo (Fig. 16). Esta unidade, estudada na região de Cassinga por KORPERSHOEK (1970 e 1984), corresponde, em certos casos, quer ao Grupo de Chivanda quer ao Grupo de Oendolongo, em sentido estrito, conforme referido por Bassot (Comun. escrita, in CARVALHO, 1984). Nos xistos da sucessão vulcano-sedimentar do Grupo de Chipindo, que KORPERSHOEK (1970 e 1984) considerou corresponderem ao Grupo de Bale, TORQUATO & OLIVEIRA (1977) obtiveram as idades isocrónocas Rb/Sr de 2.149 ± 83 M.a., com $Ri=0.7085\pm 0.0049$, e 1.835 ± 20 M.a., com $Ri=0.7312\pm 0.0017$, em quatro e cinco rochas totais de xistos pelíticos, respectivamente.

Os metassedimentos do Grupo de Bale assentam, em discordância angular, sobre as rochas do Grupo de Jamba, conforme referiu KORPERSHOEK (1970 e 1984.), sendo intruídos pelos granitos eburneanos.

Trata-se de uma metassequência detrítica constituída por quartzitos com intercalações lenticulares conglomeráticas, xistos, metassiltitos e metarenitos.

Os metassedimentos do extremo sul da região Sul-sudoeste, ocorrendo bem próximo do rio Cunene, distribuem-se por quartzitos, metarcoses, metacherts e mármore expressivos. A orientação de suas rochas aproxima-se do sentido E-W, enquanto a inclinação das suas bancadas mostra-se muito elevada no sentido norte a nor-nordeste, ao contrário das camadas sub-horizontais do Grupo de Chela e das rochas sedimentares de Cahama-Otjinjau, ocorrendo nas proximidades. Aqueles metassedimentos não são intruídos, tanto pelas rochas do Complexo de Cunene como pelos metapórfiros quartzo-feldspáticos e metavulcânicas associadas. São, porém, rochas consideradas ainda de idade eburneana. Também não se confundem, por vários motivos, com as rochas do Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico (CARVALHO, 1984).

Na região de Lunda afloram rochas metamórficas distribuídas pelo Grupo Metamórfico Superior da Lunda (Quadro 3 e Fig. 16), as quais se estendem para o Kasai, onde são designadas por Grupo de Lulua (POLINARD, 1925; DELHAL *et al.*, 1966; DELHAL, 1973; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b; RODRIGUES, 1974; CARVALHO, 1983 e 1984). As rochas Lulua, no Kasai, assentam discordantemente sobre a assembleia granítico-migmatítica de Dibaya (FIEREMANS, 1958; DELHAL *et al.*, 1966).

O Grupo Metamórfico Superior da Lunda é, essencialmente, constituído por xistos com intercalações conglomeráticas, quartzitos e raros metacalcários silicificados. Os metaconglomerados contém clastos angulosos de rochas do Grupo Metamórfico Inferior da Lunda ou Grupo de Lóvuá, sobre que assentam, localmente, em discordância (MONFORTE, 1960 e 1988; DELHAL, 1973; RODRIGUES, 1972; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b; PEREIRA *et al.*, 2003).

As exposições do Grupo Metamórfico Superior da Lunda localizam-se a norte das do Complexo de Kasai-Lomami, segundo os vales dos rios Luembe, Chumbe e Longatshimo. Suas rochas assentam, em discordância, sobre as litologias do Grupo Metamórfico Inferior da Lunda ou Grupo de Lóvuá e/ou do Supergrupo de Luiza. Exibem metamorfismo de baixo grau (MONFORTE, 1960). Falhas de direcção SSW-NNE afectam suas rochas com desligamentos horizontais. No Kasai as lavas do Grupo de Lulua são, provavelmente, mais antigas que 1.468 ± 30 M.a. (CAHEN *et al.*, 1984), havendo hipóteses de poderem ser mais antigas que c. 2.000M.a., embora ainda a idade não esteja bem definida, enquanto LEPERSONNE (1974) as situava entre 2.423M.a. e 1.300M.a. É, pois, plausível admitir uma idade eburneana ou próxima para as rochas, quer do Grupo Metamórfico Superior da Lunda quer do Grupo de Lulua, pois na área da Lunda suas rochas foram intruídas por rochas básicas, cujas idades K/Ar aparentes forneceram valores entre 1.320 ± 36 M.a. e 1.490 ± 40 M.a. (CARVALHO, 1983 e 1984). Estas idades reflectem valores mínimos até porque, devido à proximidade da Cintura Móvel de Kibaras, poderia ter havido perda de argon radiogénico nos minerais das suas rochas, consequência de aquecimento. Crê-se numa idade provável entre 2.200 e 1.800M.a. e, menos plausivelmente, entre 2.500 e 2.200M.a., de acordo com CARVALHO (1984).

O Grupo de Oendolongo, em sentido estrito (BASSOT *et al.*, 1980/1981), anteriormente integrado por MOUTA & O'DONNELL (1933) e MOUTA (1954), em sentido amplo, no denominado *Sistema de Oendolongo* (Quadro 3 e Fig. 18) e que incluía todos os metassedimentos mais antigos de Angola, constitui uma sequéncia detrítica tabular pós-eburneana, aflorando nas regiões de Ganda e, predominantemente, de Oendolongo, e, ainda, possivelmente, de Chipindo, precisamente a sudoeste e a sul-sudeste de Huambo, respectivamente. A toponímia da segunda região, ocorrendo entre Ganda e Huambo, emprestou-lhe a designação. É essencialmente constituído por conglomerados, a que se segue uma sequéncia detrítica arenítica. O seu metamorfismo é baixo ou inexistente. Os eixos das suas dobras orientam-se para N-S ou NW-SE. Suas litologias assentam, em discordância angular, sobre as do Grupo de Chivanda-N'Gola. Os granitos eburneanos são intrusivos nas rochas dos grupos de Jamba, Chivanda-N'Gola, Bale e/ou Chipindo, mas não nas do Grupo de Oendolongo, conforme referido em sentido estrito. Os conglomerados desta sequéncia exibem clastos dos metapórfiros quartzo-feldspáticos ou granitoides e metavulcânicas associadas, acima descritos, denunciando serem mais recentes que estas últimas litologias. BASSOT (Comun. pess., in CARVALHO, 1984) admitiu a possível correlação destas rochas Oendolongo com as do Grupo de Chela. Por outro lado, CARVALHO (1983) admitiu a provável correlação cronológica entre o Grupo de Oendolongo, com as rochas sedimentares de Cahama-Otjinjau e os grupos de Malombe inferior e Luana (Quadro 3 e Fig. 18).

As rochas sedimentares de Cahama-Otjinjau, localizadas na região Sul-sudoeste, em seu extremo sul-sudoeste, embora semelhantes às do Grupo de Chela, são, porém, mais antigas que os granitos vermelhos do sudoeste, pois estes intruíram as suas rochas (TORQUATO & SALGUEIRO, 1977). Suas rochas são também idênticas às do actual Grupo de Oendolongo. É admitida uma idade entre c.1.700M.a. e c.1.300M.a. para as rochas de Cahama-Otjinjau (TORQUATO & SALGUEIRO, *op. cit.*). Parecem corresponder aos metassedimentos do *Rehoboth magmatic arc* da Namíbia e Botswana (SACS, 1980) e às rochas kibarianas do Congo e da Zâmbia.

Os metassedimentos do extremo sudoeste (rio Cunene) da região Sul-sudoeste, que incluem xistos, metassiltitos e quartzitos de baixo grau metamórfico, passam gradualmente a gnaisses nas áreas de Iona e Oncócuca (LONGYAR COMPANY, 1952/1955 e 1955). Estas rochas prosseguem para a Namíbia, onde fazem parte da *Okapuka Formation*, presumível equivalente do Grupo de Khohabendus da Namíbia, de idade eburneana (SACS, 1980). Segundo CARVALHO (1984) aqueles metassedimentos serão pré-kibarianos, pois as rochas do Grupo de Chela assentam, em discordância angular, sobre elas. No entanto, para os geólogos da LONGYAR COMPANY as rochas metabásicas intercaladas nesses metassedimentos foram correlacionadas com as do Complexo de Cunene, tendo-lhes sido intrusivas. Deste modo, é de admitir, conforme CARVALHO (1983 e 1984), que estes metassedimentos sejam eburneanos ou anteriores, embora não se possam correlacionar com as rochas do Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico por não conterem intercalações de rochas anfibolíticas.

A área nordeste da região do Alto Zambeze (Quadro 3 e Figs. 2, 19 e 20) coincide com o extremo sudoeste da Cintura Móvel de Kibaras ou Kibaridas, onde a deformação e metamorfismo das fases F_1 e F_2 se processaram há 1.370 ± 25 M.a. e 1310 ± 25 M.a., respectivamente (CAHEN *et al.*, 1984). A orientação da estruturação da Cintura Móvel de Kibaras ocorre segundo NE-SW a NNE-SSW. Esta zona móvel ladeia, pelo noroeste, o Arco Lufiliano, de idade pan-africana, proveniente da Zâmbia e de Shaba (Congo). Por outro lado, esta mesma cintura móvel confina, a sul e sudeste, as rochas gnáissicas, migmatíticas e granitóides do substrato do Escudo de Lunda-Kasai, por sua vez integrante do Cratão do Congo (PEREIRA *et al.*, 2000; PEREIRA, 2004). Antecedendo ou iniciando aquele ciclo tectono-termal originou-se a sequência vulcano-sedimentar do Supergrupo de Shaba-Kibariano, em Shaba (CAHEN & SNELLING, 1966; CAHEN & LEPERSONNE, 1967), que se julga corresponder, cronologicamente, à sequência dos Grupo de Malombe inferior (Quadro 3 e Fig. 18), em Angola (CARVALHO, 1983 e 1984). Aquela primeira grande unidade litostratigráfica, de natureza detrítica, química e vulcânica, é capeada, em discordância angular, pela sucessão do Supergrupo de Roan (CAHEN, 1974; FRANÇOIS, 1974; FLEISCHER *et al.*, 1976; LEFEBVRE, 1977), o mesmo sucedendo ao Grupo de Malombe inferior em relação ao Grupo de Malombe superior (CARVALHO, 1983 e 1984).

O Grupo de Malombe inferior (Quadro 3 e Figs. 16, 19 e 20), é essencialmente constituído por metaconglomerados, quartzitos brancos ou rosados e metagrauvaques. Nos metaconglomerados ocorrem clastos bem rolados das rochas dos grupos Metamórfico Inferior e Superior da Lunda. Como é natural a tectónica plástica dominante orienta-se segundo SW-NE, denotando as suas rochas cataclase e silicificação (MONFORTE, 1960 e 1988).

Anteriormente alguns autores consideraram que a correlação dos grupos de Luana e Malombe inferior poderia ser possível através da presença do Grupo de Lulua, ocorrendo contiguamente, na região a nordeste da de Lunda, em Kasai-Sadi (Congo). Assim, DELHAL (1958) fez corresponder a Formação de Kasai-Sadi à parte mais moderna do Grupo de Lulua. O vulcanismo básico desta metassequência forneceu a idade de cerca de 1.500 M.a. ou mais (DELHAL *et al.*, 1966), sendo anterior aos quartzitos cataclados, apesar de na Lunda Norte os mesmos quartzitos do Grupo de Luana serem intruídos por rochas básicas (RODRIGUES, 1974). Deste modo, estas rochas básicas, posteriores às do Grupo de Luana, são mais recentes que as do Congo citadas por DELHAL *et al.* (*op. cit.*). CARVALHO (1983 e 1984) admitiu que estas rochas básicas seriam anteriores ao Pérmico e, provavelmente, de idade kibariana, atribuindo esta mesma idade aos grupos de Luana e de Malombe inferior. As lavas almofadadas do Grupo de Lulua forneceram a idade K/Ar aparente, em rocha total, de 926 ± 30 M.a. (CAHEN *et al.*, 1984), o que a posiciona em tempos pós-tectónicos kibarianos, embora sabendo-se ser uma idade mínima. No entanto, na região da Lunda, conforme informação recente, as sucessões do Grupo (Formação) de Luana e da Formação de Cartuchi-Camaungo ter-se-iam depositado em tempos pan-africanos, isto é, na transição entre o Neoproterozóico e o Eopaleozóico, parecendo equivalentes das sucessões do Grupo de Xisto-Gresoso, integrante do Supergrupo de Congo Ocidental (SCHERMERHORN, 1981; PEREIRA *et al.*, 2003). Já anteriormente ANDRADE (1953) tinha concluído que as anteriores sequências eram posteriores às dos grupos Metamórfico Inferior e Superior da Lunda e anteriores às sequências do Supergrupo de Karroo.

Relativamente às sequências pós-eburneanas e pré-kibarianas, anteriormente citadas, é possível correlacionar cronologicamente a sucessão do Grupo de Oendolongo com as rochas sedimentares de Cahama-Otjinjau e as do Grupo de Malombe inferior (Quadro 3 e Fig. 18).

Na região Noroeste de Angola, incluindo Congo e Cabinda, afloram diversas litologias integradas no designado Supergrupo de Maiombiano (Quadro 3 e Figs. 2, 16, 18 e 27), cujas exposições também prosseguem para o Baixo Congo. Parte das suas rochas correspondem à fácies oriental das dos grupos de Lulumba e de Uonde, ou seja, aos grupos de Sansikwa inferior e médio (KORPERSHOEK, 1964a,b). Segundo este autor os seus litotipos distribuem-se por metarcoses, xistos, metaconglomerados e metalavas ou metatufos de composição riolítica a monzonítica e dacítica. Seu metamorfismo é de baixo grau. De facto, esta fácies oriental compreende camadas que se relacionam com o Zadiniiano (idade eburneana), antes referido, e ao Maiombiano, bem como à base do Supergrupo de Congo Ocidental

(LEPERSONNE, 1951; SCHERMERHORN, 1961; STANTON *et al.*, 1962a,b e 1963; SCHERMERHORN & STANTON, 1963a,b; STANTON & SCHERMERHORN, 1963a,b; KORPERSHOEK, 1964a,b; CAHEN *et al.*, 1984). No prolongamento das rochas do Grupo de Lulumba, na região de Quiaia, KORPERSHOEK (1964a,b) cartografou metassedimentos que englobou no Grupo de Terreiro (Quadro 3 e Fig. 21), os quais foram intruídos pelo granito de Quiaia, de provável idade eburneana. A deformação das rochas do Supergrupo de Maiombiano proporcionou a gênese de dobras de eixos geralmente orientados para NNW. Posteriormente, em finais do Neoproterozóico, a orogenia do Congo Ocidental (Pan-Africana) afectou profundamente as suas rochas.

O Supergrupo de Maiombiano, no Baixo Congo (Quadro 3 e Figs. 2, 16, 18 e 27), junto à fronteira com Angola, subdivide-se em dois conjuntos. O conjunto inferior é principalmente vulcânico e vulcano-sedimentar, contendo metariolitos e raros metadacitos (VASCONCELOS, 1955; TACK, 1973a,b, 1975a,b e 1979; LEPERSONNE, 1977 e 1979; CAHEN *et al.*, 1984). Os metariolitos de M'pozo, no Baixo Congo, junto à fronteira com Angola, exibem idade não precisamente datada, baseada em duas fracções de zircão. Essa idade pode ser de 1.050M.a. a 1.250M.a., de acordo com o esquema de perda de chumbo escolhido (DELHAL & LEDENT, 1978). O conjunto superior é totalmente sedimentar. Há granitos mais ou menos contemporâneos das rochas vulcânicas, enquanto outros se posicionam no final do Maiombiano. O granito de Mativa, no Baixo Congo, intruiu a parte superior da sub-divisão sedimentar, após a deformação, há cerca de 1.027M.a. (CAHEN *et al.*, 1978b), conforme determinação U/Pb, em quatro fracções de zircão. Por outro lado, os metassedimentos de Quiaia (Fig. 18) foram intruídos pelo granito de Quiaia, anteriormente referido como suposto eburneano ou tadiliano. Deste modo, poder-se-á concluir que o Supergrupo de Maiombiano é anterior a 1.027M.a., podendo atingir, no entanto, em algumas das suas litologias mais basais, o Ciclo Eburneano ou Tadiliano.

O problema do Sansikwa, abordado acima apenas parcialmente, será a seguir discutido mais pormenorizadamente (Quadro 3 e Figs. 16 e 18). O Grupo de Sansikwa, tal como originalmente fora denominado e caracterizado no Baixo Congo (LEPERSONNE, 1951), prolonga-se pelo noroeste de Angola, tendo sido considerado a base do Supergrupo de Congo Ocidental. Contudo, em Angola, SCHERMERHORN (1961), STANTON *et al.* (1962a,b e 1963), SCHERMERHORN & STANTON (1963a,b) e KORPERSHOEK (1964a,b) consideraram a metassequência Sansikwa muito mais completa do que no Baixo Congo, subdividindo-a, da base para o topo, pelos grupos de Lulumba, de Uonde e de Terreiro (Quadro 3 e Figs. 16, 18, 21 e 26). Confirmaram, até à fronteira com a actual República Democrática do Congo, um espesso nível de vulcânicas máficas e ácidas (riolíticas) metamorfizadas entre quartzitos e metarcoses (STANTON *et al.*, 1962a,b e 1963). Assim, este conjunto de camadas constitui a fácies oriental ou normal, antes citada, do Sansikwa angolano, enquanto uma sequência de rochas no extremo noroeste da área correspondente à folha de Noqui-Tomboco foram consideradas da fácies ocidental ou metamórfica do Sansikwa (KORPERSHOEK, 1964a,b e 1974). Ora, conforme já foi referido, esta última fácies corresponde ao Zadiniano, com o qual está em continuidade na região de Noqui (Angola) - Matadi (Congo) (CAHEN, 1977a,b). Assim, de oeste para leste, a fácies oriental inclui litologias relacionando-se ao Zadiniano, ao Maiombiano com rochas vulcânicas citadas anteriormente e ao verdadeiro Sansikwa. Este último, a cerca de 10km e, de novo, a 20km a norte da citada fronteira entre os dois países, assenta, discordantemente, sobre o Maiombiano dobrado (LEPERSONNE, 1974, 1977 e 1979; CAHEN, 1978), enquanto a cerca de 40km a norte dessa mesma fronteira se coloca, também em discordância, sobre o granito de Mativa (1.027M.a.) do Maiombiano terminal. Conforme se citou acima o Maiombiano sobrepôs-se ao Zadiniano. De acordo com CAHEN (1977a,b) não há razões para a suposta equivalência de ambas as fácies do Sansikwa. Na região Noroeste de Angola sabe-se que o granito e o quartzodiorito do maciço granitóide de Vista Alegre foram considerados por SCHERMERHORN (1976 e 1982) como fazendo parte de um plutonito pós-Congo Ocidental, intrusivo no *Complexo de Base* e no *Sansikwa inferior* (Grupo de Lulumba). Ora este plutonito foi datado pelos métodos U/Pb e Rb/Sr, os quais forneceram as idades de 1.940M.a. (cinco fracções de zircão) e 1.958 ± 35 M.a. (isócrona verdadeira em cinco rochas totais, com $R_i = 0.7041 \pm 0.0003$ e $MSWD = 2.71$), respectivamente (CAHEN *et al.*, 1979). Rehomogeneização isotópica teve lugar entre os minerais durante a orogenia do Congo Ocidental (Pan-Africana). Deste modo, conclui-se que na área noroeste de Angola, tal como na região do Baixo Congo, o assim designado Sansikwa inferior e médio relaciona-se com o substrato dessa orogénese e não com o Supergrupo de Congo Ocidental (CAHEN *et al.*, 1984).

No extremo leste de Angola, precisamente na região do Alto Zambeze (Quadro 3 e Figs. 2 e 22), as metassequências pan-africanas ali presentes constituem o anteriormente designado Arco Lufiliano. Tais rochas prosseguem das regiões contíguas da Zâmbia e Shaba (Congo), após cerca de 200km de exposição, as quais, para sudeste, são capeadas pelas sequências detriticas cenozóicas. Nas regiões contíguas da Zâmbia e de Shaba (Congo) estas metassequências foram outrora incluídas no designado Sistema e, depois, Supergrupo de Katanga, ou mais simplesmente Katanguiano, formando uma espessa pilha de metassedimentos e metavulcanitos excedendo mais de 10.000m de espessura (CAHEN, 1974; FRANÇOIS,

1974; FLEISCHER *et al.*, 1976). Esta grande sequência foi dividida no *Copperbelt* da Zâmbia, da base para o topo, em Roan inferior, Roan superior, Mwashya, Kundelungu inferior e Kundelungu superior (BINDA & MULGREW, 1974; FLEISCHER *et al.*, 1976). Estas sequências foram designadas, no Congo, por Arco Cuprífero de Shaba (FRANÇOIS, 1974) e, na Zâmbia, por *Copperbelt* (FLEISCHER *et al.*, 1976). No presente o Katanguiano subdivide-se pelos supergrupos de Roan, Kundelungu inferior e Kundelungu superior (FRANÇOIS, 1973). Em Angola o Arco Lufiliano exhibe uma estruturação SW-NE. Na sua base, conforme referido, ocorre o Supergrupo de Roan, naqueles países, enquanto em Angola lhe corresponde o Grupo de Malombe superior, embora CARVALHO (1983 e 1984) faça corresponder esta unidade e o Grupo de Macondo apenas à parte superior do Supergrupo de Roan (Quadro 3 e Figs. 2, 18, 22, 23 e 24). De igual modo nas regiões leste do Kasai e oeste de Shaba (Congo) aflora o Supergrupo de Mbuji Mayi (Bushimay) que é equivalente cronológico do Supergrupo de Roan (RAUCQ, 1957 e 1970; DUMOND, 1971; CAHEN, 1974; CAHEN *et al.*, 1984). As rochas metassedimentares, principalmente metacherts calcários, provocando rápidos nos rios Cuito e Cuando-Cubango, corresponderão às dos grupos de Malombe superior e Macondo (CARVALHO, 1984). Os geólogos da LONGYAR COMPANY (1952/1955 e 1955) consideraram o Malombe e o Macondo equivalentes do Roan e do Kundelungu do Congo e da Zâmbia, respectivamente. Conforme referido anteriormente o Grupo de Malombe inferior relaciona-se com o evento tectono-termal Kibaras (Quadro 3 e Figs. 2, 18, 19, 20 e 22). Supõe-se que as rochas do Grupo de Macondo, em Angola, sobrepondo-se às do Grupo de Malombe superior (Quadro 3 e Fig. 24), correspondem às dos grupos de Kundelungu inferior e superior da Zâmbia (MENDELSON, Ed., 1961; FLEISCHER *et al.*, 1976) e da bacia de Shaba (CAHEN, 1974; FRANÇOIS, 1974; LEFEBVRE, 1977 e 1979), embora tal asserção não seja considerada unânime.

Na base do Supergrupo de Roan e, supostamente, do Grupo de Malombe superior ocorrem os metaconglomerados designados por metatilitos. O Supergrupo de Kundelungu inferior e/ou Grupo de Macondo inicia-se pelo Grande Conglomerado, enquanto o Supergrupo de Kundelungu superior começa pelo Pequeno Conglomerado, litotipos estes que são mixtitos (FRANÇOIS, 1973), formações independentes, em princípio, daquelas situadas abaixo e acima delas.

A sucessão do Supergrupo de Roan, tal como a do Grupo de Malombe superior, é mais jovem que c.1.310M.a., senão mesmo mais jovem que c.1.130M.a. (CAHEN *et al.*, 1984). A metassequência Roan ou Malombe superior resultou de quatro ciclos marinhos de plataforma e continentais alternantes, ocorridos entre c.1.310M.a. e c.870M.a., que permitiram a deposição de mais de 10.000m de sedimentos detríticos e químicos com algumas rochas vulcânicas (CAHEN & LEPERSONNE, 1967; DUMOND, 1971; LEFEBVRE, 1973, 1976 e 1979; ANDRÉ, 1976; LEFEBVRE & CAILTEUX, 1976).

Entre o topo da megassequência Roan (Grupo de Mwashya) e a discordância do Grande Conglomerado (depósito glaciogénico) da base do Supergrupo de Kundelungu inferior ou do Grupo de Macondo ocorreu o dobramento, consequência da orogenia Lomamiana, há cerca de 950M.a. (CAHEN, 1974), correspondente à sua primeira fase de deformação, entre outras posteriores. A idade do Supergrupo de Kundelungu inferior é de c.850M.a. (CAHEN, 1974; BARR *et al.*, 1978), idade provável do dobramento Lusakiano, isto é, situa-se entre as orogenias Lomamiana (c.950M.a.) e Lufiliana (c.656M.a.). Esta megassequência, constituída por metacalcários dolomíticos e sub-metagrauvaques, além dos metaconglomerados glaciogénicos, exhibe uma espessura que, na Zâmbia, pode ascender a 5.000m (FRANÇOIS, 1973).

O Supergrupo de Kundelungu superior, depositado entre c.850M.a. e c.602M.a., encontra-se distribuído por três grupos na Zâmbia (CAHEN & MORTELMANS, 1942). Ascendendo a cerca de 2.000m de espessura é constituído por uma sequência detrítica e química (metarenitos, metarcoses, metassilitos, metargilitos, metacalcários e metadolomitos, além dos metaconglomerados glaciogénicos basais do Pequeno Conglomerado), tal como a anterior grande sequência (DUMOND, 1967; FRANÇOIS, 1973 e 1974). A orogenia Lufiliana fêz-se sentir na região entre c.656M.a. e c.503M.a. ou talvez 456 ± 15 M.a. (CAHEN, 1970), tendo dado ao Arco Lufiliano a sua actual configuração (DRYSDAL *et al.*, 1972), através das fases de deformação (F_1 , F_2 e F_3), epirogenia e cisalhamento.

Na região Noroeste de Angola (Congo e Cabinda) processou-se, no final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, a orogénese do Congo Ocidental, de idade pan-africana, a qual foi responsável pela génese da Cintura Móvel do Congo Ocidental (Quadros 1 e 3 e Figs. 2 e 22). A reactivação orogénica da periferia do Cratão de Angola-Congo iniciou-se, nesta região, pela deposição da sucessão do Supergrupo de Congo Ocidental (Quadro 3 e Figs. 2, 21, 22, 23, 24 e 25). Esta megassequência foi considerada distribuída, da base para o topo, pelos grupos de Terreiro, Alto Chiloango, Xisto-Calcário e Xisto-Gresoso (STANTON *et al.*, 1962a,b e 1963; STANTON & SCHERMERHORN, 1963a,b; KORPERSHOEK, 1964a,b). Estas três últimas unidades correspondem às do Baixo Congo. Porém, o Grupo de Terreiro (Fig. 21) está representado, apenas em parte, sendo equivalente do Grupo de Sansikwa do Baixo Congo (CARVALHO, 1983 e 1984). As rochas do Supergrupo de Congo Ocidental distribuem-se por metarenitos, metapelitos e metacalcários. Estas litologias, na região do Baixo Congo, assentam em discordância sobre o granito de Mativa, do final

do Maiombiano (c.1.027M.a.) (CAHEN, 1977a,b e 1978; LEPERSONNE, 1977 e 1979; CAHEN *et al.*, 1978a,b). Na região de Quiaia certas rochas consideradas do Grupo de Terreiro por KOEPERSHOEK (1964a,b) parecem ser mais antigas. Os níveis inferiores da sucessão do Grupo de Terreiro *versus* Grupo de Sansikwa, na região de Vista Alegre, foram intruídos pelos granitos e quartzodioritos locais, os quais foram considerados rochas granitóides pós-tectónicas Congo Ocidental por SCHERMERHORN (1976 e 1982). Ora este plutonito granitóide foi datado pelos métodos U/Pb, em cinco fracções de zircão (1.940M.a.), e isocrónico Rb/Sr, em cinco rochas totais (1.958±35 M.a.), com $Ri=0.704\pm0.0003$ e $MSWD=2.71$ (CAHEN *et al.*, 1979). Deste modo o designado Grupo de Sansikwa inferior e médio relaciona-se com o substrato da sucessão do Supergrupo de Congo Ocidental, conforme já foi referido anteriormente.

A sequência do Grupo de Alto Chiloango (Quadro 3 e Fig. 25) iniciou-se por metaconglomerados glaciogénicos (mixtito inferior) e metabasaltos toleíticos, passando a metassedimentos, maioritariamente pelíticos, e algumas rochas metacarbonáticas no topo, com alguns horizontes metareníticos (in CAHEN *et al.*, 1984).

A sucessão do Grupo de Xisto-Calcário (Quadro 3 e Fig. 24), através dos seus estromatólitos (BERTRAND-SARFATI, 1972), permitiu considerar a sua parte superior (Subgrupo C₃) originada há cerca de 750M.a. (CAHEN, 1973). Esta unidade iniciou-se por um metaconglomerado glaciogénico (mixtito superior), a que se sobrepueram rochas metacarbonáticas, metapelíticas e algumas metareníticas, subdivididas por cinco subunidades. As rochas xisto-calcárias afloram mais para sul-sudeste em relação às da anterior unidade, embora acompanhando-as na região Noroeste até Cabinda. Constata-se, deste modo, que algumas das suas exposições afloram entre Malange e N'Dalatando, quase no extremo sudeste a sul-sudeste da Cintura Móvel do Congo Ocidental

A sequência do Grupo de Xisto-Gresoso (Quadro 3 e Fig. 23) já não aflora na área de Cabinda, pois é a unidade mais oriental. Suas exposições prosseguem mais para sudeste, no sentido da região Sul-sudoeste, até às áreas do Cariango, Mussende e Andulo, precisamente a sul-sudoeste de Malange (SILVA 1977; SILVA & FERNANDES, 1978). Esta unidade subdivide-se pelos subgrupos de M'pioka e Inkisi, da base para o topo. É constituída por espessas camadas pelíticas, areníticas e arcóicas avermelhadas, praticamente desprovidas de deformação e pouco ou nada de metamorfismo. A sul-sudeste da região de N'Dalatando - Malange só ocorrem as exposições mais recentes relacionadas com o Subgrupo de Inkisi. Quanto mais jovem é a megassequência Congo Ocidental mais se expõe para leste e, logicamente, se situa mais distante da zona interna da cintura móvel, onde a deformação e o metamorfismo foram mais intensos (VASCONCELOS, 1945, 1952 e 1953; SCHERMERHORN, 1958, 1961, 1976 e 1982; Stanton, 1958, 1964 e 1972; SCHERMERHORN & STANTON, 1960 e 1963a,b; STANTON *et al.*, 1962a,b e 1963; SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978).

O Supergrupo de Congo Ocidental (Quadro 3 e Figs. 2, 23, 24 e 25) exhibe um empilhamento de vários milhares de metros de metassedimentos que teriam sido depositados entre c.1.020M.a. e c.600M.a. (CAHEN *et al.*, 1976; CAHEN, 1978). Estas rochas foram dobradas segundo eixos orientados para NNW, muitas vezes com carreamentos com vergência marcadamente para ENE a NE. Sofreram três fases tectónicas de deformação e diastrofismo (CAHEN *et al.*, 1978b). A primeira fase de deformação processou-se há 734±10M.a. (CAHEN *et al.*, 1976), ocorrida entre os grupos de Alto Chiloango e Xisto-Calcário, o que parece contradizer a idade de c.750M.a. definida para os estromatólitos da parte superior da sequência do Grupo de Xisto-Calcário. A segunda fase de deformação ocorreu há 536±10M.a., segundo os anteriores autores. Houve uma deformação mais suave ou superficial entre c.734M.a. e c.600M.a. O arqueamento e consolidação da orogénese do Congo Ocidental, acompanhada da génese de pegmatitos pós-tectónicos, ocorreu entre c.550M.a. e c.430M.a., em tempos pós-tectónicos pan-africanos.

No extremo sudoeste da região Sul-sudoeste de Angola fez-se sentir a orogénese de Kaokoveld, durante o final do Neoproterozóico e o início do Paleozóico (Ciclo Pan-Africano), a qual foi estudada em maior detalhe na área de Sesfontein (GUIJ, 1970). Aquela representa, no noroeste da Namíbia e sudoeste de Angola, o designado ramo noroeste da Cintura Móvel de Damara, com um máximo de 150 a 200km de largura, estendendo-se a norte de Kamanjab. O episódio Kaokoveld de metamorfismo, deformação e granitização ocorreu entre c.580M.a. e c.516M.a. (HAACK *et al.*, 1980). É, portanto, mais recente que as orogenias dos ciclos Lufiliano ou Katanguiano e Congo Ocidental, embora tão antigo ou mais que a orogénese de Damara, esta última na região central da Namíbia. Antes daquela sua fase sin-tectónica ocorreu sedimentação e vulcanismo numa bacia que se comportou como um *rift*, primeiro, e um aulacógeno, depois (MARTIN & PORRADA, 1977). As rochas assim originadas distribuem-se, em Angola, pelo Complexo de Espinheira (TORQUATO, 1974a), Grupo de Chela, Formação de Leba-Tchamalindi (CORREIA, 1973 e 1976) e, ainda, pelos metassedimentos de Ruacaná (Quadro 3 e Figs. 2, 18, 21, 22, 30 e 32), que são o prolongamento da sucessão do Grupo de Nosib (KRÖNER & CORREIA, 1980).

O Complexo de Espinheira aflora a sul de Namibe (Moçâmedes), bem próximo do rio Cunene e da sua foz. É constituído por gnaisses, anfíbolitos, mármore, metadolomitos, quartzitos, metarenitos e

metaconglomerados. De modo indiferenciado este complexo inclui rochas correspondentes aos grupos de Swakop e Nosib do Supergrupo de Damara, ocorrendo na região contígua do noroeste da Namíbia (MARTIN, 1965 e 1974; TORQUATO, 1974a). Mais a leste das exposições do anterior complexo, junto às cataratas de Ruacaná, no rio Cunene, ocorrem os designados metassedimentos de Ruacaná. Estes distribuem-se por metaconglomerados, quartzitos e metarenitos. Constituem o prosseguimento para Angola do Grupo de Nosib, do domínio oriental do Kaokoveld, na Namíbia, o qual se estende ao Grupo de Chela, mais a norte (KRÖNER & CORREIA, 1980).

A norte do rio Cunene, nas regiões de Iona, Ompupa e Lubango (*Humpata*), entre outras, já em condições de plataforma relativamente estável (CORREIA, 1973 e 1976) do domínio oriental da orogénese de Kaokoveld, em especial nas duas últimas regiões, depositaram-se as sequências do Grupo de Chela e da Formação de Leba-Tchamalindi (CORREIA, *op. cit.*). O Grupo de Chela, anteriormente designado por Formação da Chela e, assim, subdividido (CARVALHO, 1970, 1971 e 1972; CARVALHO & PEREIRA, 1972; VALE *et al.*, 1973; VALE & SIMÕES, 1973), incluía também a Formação de Leba-Tchamalindi. Actualmente é correlacionado com a sucessão do Grupo de Nosib, enquanto aquela última unidade o é com o Subgrupo de Tsumeb, por sua vez integrante do Grupo de Otavi, tal como designados na Namíbia (CARVALHO, 1971 e 1972b; KRÖNER, 1974; CORREIA, 1976; KRÖNER & CORREIA, 1980). As rochas das sucessões da Chela e de Leba-Tchamalindi apresentam-se sub-horizontais e não exibem praticamente metamorfismo. A espessura da sequência vulcano-sedimentar do Grupo de Chela ascende a cerca de 500m. Subdivide-se, da base para o topo, em quatro formações: Tundavale (ortoconglomerados e arenitos principalmente); Humpata (200 a 300m de rochas vulcanoclásticas ácidas); Bruco (arenitos principalmente); Cangalongue (rochas lima-lutíticas, com fácies avermelhadas para o topo). A sequência da Formação de Leba-Tchamalindi capeia as rochas do Grupo de Chela, em paraconformidade ou com baixo ângulo. É constituída por cerca de 60m de dolomitos estromatolíticos com chert e anidrite (CORREIA, 1976).

As rochas do Grupo de Chela, equivalentes das do Grupo de Nosib da Namíbia, são consideradas mais jovens que c.1.050M.a. a c.1.020M.a., embora mais antigas que c.800M.a. a c.840M.a., tal como referiram KRÖNER & CORREIA (1980) para a sucessão do Grupo de Nosib. No entanto, as rochas do Grupo de Chela, na região de Ompupa, parecem ter sido intruídas por filões noríticos há 1.119 ± 44 M.a., conforme idade isocrónica Rb/Sr verdadeira, em cinco rochas totais, com $R_i = 0.7078 \pm 0.0008$ e $MSWD = 0.39$ (CARVALHO *et al.*, 1979), o que as consideraria, em parte, mais antigas que esta idade. Porém, SILVA (1980) admitiu para as citadas rochas do Grupo de Chela uma idade máxima de 1.050 ± 100 M.a., embora sempre anteriores a c.800M.a., o que contradiz TORQUATO (1974b), quando referiu que as mesmas rochas seriam mais antigas que 1.446 ± 141 M.a. ou 1.481 ± 33 M.a. e, presumivelmente, poderiam ser de idade eburneana.

O dobramento e metamorfismo no ramo da orogénese de Kaokoveld foram tão antigos ou mais precoces, como se referiu acima, que os da orogénese de Damara, na região central da Namíbia. Assim, de acordo com a evolução metamórfica e estrutural preconizada por COWARD (1979), o evento Tsabichas da primeira orogénese, representado por um metamorfismo de alta temperatura, que precedeu o dobramento de sentido norte-sul, ocorreu há 651 ± 34 M.a. (KRÖNER *et al.*, 1978). O granito de Doros, de cerca de 580M.a., pós-data este dobramento, sucedendo àquele metamorfismo da principal fase de deformação. As dobras exibem os seus eixos segundo N-S com incremento de deformação para oeste, onde ocorrem dobras recumbentes e/ou deitadas. De leste para oeste caracterizam-se três zonas: a primeira com *nappes*; a segunda com dobras isoclinais; e a terceira com granitóides tardi e pós-tectónicos e intensa anatexia. O dobramento este-oeste na orogénese de Damara, na Namíbia central, pode ser correlacionado com o metamorfismo de elevada temperatura, ocorrido há c.580M.a. a 516 ± 3 M.a. (CAHEN *et al.*, 1984). O soerguimento, arrefecimento e total consolidação das rochas Kaokoveld, no extremo sudoeste de Angola, teria ocorrido há c.458M.a., coincidindo com a idade do alaskito de Rossing, na Namíbia, que cortou as rochas Swakop e suas foliação e bandamento regionais (KRÖNER & HAWKESWORTH, 1977).

3.3. NEOARCAICO – PALEOZÓICO INFERIOR

3.3.1. Rochas granitóides

Estas rochas incluem litologias distribuídas por granitos, adamelitos, monzonitos, granodioritos e tonalitos de modo indiferenciado (Quadro 4 e Figs. 2, 26, 27, 28, 29 e 30). Devido às suas condições genéticas, em numerosos casos, podem fazer a transição gradual a migmatitos granitóides e homofânicos, metassedimentos, metavulcano-sedimentos, metapórfiros granitóides ou quartzo-feldspáticos e metavulcânicas associadas, dos quais se torna, frequentemente, muito difícil a sua separação precisa.

Relativamente à sua natureza genética as rochas granitóides podem ser palingenéticas e/ou de anatexia e plutónicas. Estas últimas podem constituir complexos, cuja composição pode distribuir-se desde

verdadeiros gabros e dioritos a granitos calco-alcálicos e peralcalinos, a mesmo rochas alcalinas, como sienitos. De semelhante modo as primeiras (rochas granitóides de anatexia), na passagem à periferia, em contacto com as rochas encaixantes, tornam-se cada vez menos ácidas, por falta de homogeneização e devido à elevada contaminação, chegando a granodioritos, tonalitos e, mais raramente, dioritos.

O maior período de granitogénese de Angola situou-se durante o Paleoproterozóico, relacionado com o Ciclo Eburneano e/ou Eburneano-Ubendiano (2.050 ± 200 M.a.) ou Tádiliano (2.088 ± 60 M.a.), embora tendo-se iniciado no Neoarcaico a granitização de natureza potássica, durante o Ciclo Musefu-Moyo ou Limpopo-Liberiano (c.2.820-2.680M.a.) com prosseguimento pelo Ciclo Mubindji (2.423 ± 48 M.a.), este no início do Paleoproterozóico (Quadros 1 e 4 e Figs. 2, 12, 13, 26 e 27). Foi durante o Neoarcaico que se processou a passagem da génese de granitóides sódicos típicos do Paleoarcaico e Mesoarcaico (trondhjemitos) a granitóides calco-alcálicos com intensa feldspatização potássica. Em toda a área centro-oeste, principalmente na região Sul-sudoeste, ocorre a maior parte das exposições de rochas granitóides. Conforme se referiu anteriormente, apesar de, no Arcaico, se terem originado rochas granitóides, os eventos orogénicos posteriores, ocorridos durante o Proterozóico, provocaram a sua transformação, por deformação, remobilização e cisalhamento, em gnaisses e migmatitos. Deste modo perderam completamente a sua textura homogénea e equigranular típica de uma rocha granítica e afim.

As rochas granitóides do extremo sudoeste da região Sul-sudoeste de Angola, presentes entre o rio Cunene e Lubango, distribuídas principalmente por dioritos, tonalitos e granodioritos, onde predomina a composição tonalítica, devido a fenómenos ulteriores de granitização, migmatização e deformação, apresentam-se localmente migmatizadas e gnaissificadas. Foram intrusivas nas rochas do Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico com intercalações de mármore, embora tivessem sido intruídas pelas rochas do Complexo de Cunene. Estas rochas granitóides arcaicas sofreram, pelo menos, a remobilização e foram isotopicamente rehomogeneizadas durante o Ciclo Eburneano, razão pela qual a sua idade isocrónica Rb/Sr, em rocha total, na área de Ompupa, é de cerca de 1900M.a. (CARVALHO, 1982, 1983 e 1984), facto igualmente evidenciado na região Nordeste (Lunda). Aqui, MENDES (1968) obteve idades convencionais Rb/Sr de c.2.600M.a. (Quadro 4), nas biotites das rochas granitóides da Lunda Norte, correspondendo a idades próximas das do Complexo de Dibaya, presente contiguamente na República Democrática do Congo.

No extremo noroeste da região Noroeste de Angola Mendes (in CARVALHO, 1983 e in CAHEN *et al.*, 1984) obteve, em gnaisses graníticos e em granodioritos, semelhantes às rochas granitóides de SCHERMERHORN & STANTON (1960 e 1963a,b), que ocorrem na área de Quilombo, idades convencionais Rb/Sr de c.2.600M.a. ou um pouco superiores. CAHEN *et al.* (1984) ao referirem-se a este facto atribuem estas rochas granitóides ao episódio Moyo que há c.2.680M.a. originou gnaisses, migmatitos e granitos por remobilização do substrato, tendo o final da recristalização ocorrido há c.2.560M.a. (Quadros 1 e 4 e Fig. 30).

Os complexos graníticos de Caraculo e de Bibala e rochas granitóides relacionadas, em geral muito semelhantes ao granito de Quibala (Quadro 4 e Fig. 27), ocorrendo na área sudoeste da região Sul-sudoeste de Angola, a oeste e noroeste de Lubango, são de textura porfiróide e matriz grosseira. Distribuem-se pelas áreas entre Namibe, Caraculo, Munhino, Luchipa e Bibala. Estes litotipos foram inicialmente considerados de idade arcaica porque teriam sido intruídos pelos granitos eburneanos. Também foi referido, que entre os dois tipos graníticos (Caraculo e Bibala), considerados de idades distintas, parecia não haver relação cronológica, devido à diferença existente entre as suas razões isotópicas $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Ambos são, de qualquer modo, mais recentes que as rochas gnáissico-migmatítico-graníticas indiferenciadas das regiões mais ocidentais de Angola. A litofácies Caraculo é intrusiva nas anteriores rochas, sendo o seu contacto nítido. A litofácies Bibala foi considerada pré-eburneana porque, embora transicione gradualmente às rochas gnáissico-migmatíticas, é intruída pelos granitos eburneanos, encontrando-se os seus testemunhos no seio daquelas rochas, conforme referiu CARVALHO (1984). Porém, mais recentemente, constatou-se, após determinações isocrónicas Rb/Sr, que as idades absolutas das várias rochas granitóides de Caraculo, de Bibala e das rochas granitóides com elas relacionadas se enquadram entre 1.970 ± 119 M.a. e 1.510 ± 25 M.a., isto é, muitas delas, provavelmente, são eburneanas tardias (CARVALHO & TASSINARI, 1992; CARVALHO & ALVES, 1993). Nessa região de Caraculo-Bibala CARVALHO & TASSINARI (1992) obtiveram nas diversas rochas granitóides ali expostas as seguintes idades isocrónicas Rb/Sr: 1.970 ± 119 M.a., em seis amostras do granito de Chicalengue, com $R_i=0.7015\pm 0.0014$; 1.757 ± 42 M.a., em cinco amostras do granito de serra de Gandarengos, com $R_i=0.7074\pm 0.0004$; 1.723 ± 35 M.a., em oito amostras dos granitóides do Complexo de Luchipa-Pungue, com $R_i=0.7075\pm 0.0003$; 1.684 ± 31 M.a., em cinco amostras do granito de serra de Chonga, com $R_i=0.7065\pm 0.0006$; 1.552 ± 32 M.a., em nove amostras dos granitóides do Complexo Granítico de Munhino, com $R_i=0.7057\pm 0.0003$; 1.527 ± 40 M.a., em seis amostras de granitos do maciço granítico de Chicate, com $R_i=0.7053\pm 0.0005$; 1.510 ± 25 M.a., em oito amostras de granitos do maciço granítico de Caraculo, com $R_i=0.7048\pm 0.0012$. Estes dados isotópicos de idades absolutas parecem indicar-nos que

teriam ocorrido sucessivas manifestações magmáticas espaçadas no tempo como se tratasse de um polidiapirismo granítico ocorrido desde o Paleoproterozóico terminal ao início do Mesoproterozóico.

A presença generalizada de maciços graníticos no seio das rochas gnáissico-migmatítico-graníticas indiferenciadas na área ocidental da região Sul-sudoeste, bem como na região Nordeste (Lunda) e, provavelmente, na área ocidental da região Noroeste (Congo), entre outras, poderão corresponder a um importante período de granitogênese ocorrido entre c.2.800M.a. e c. 2.500M.a., durante o Ciclo Limpopo-Liberiano ou Musefu-Moyo (Quadros 1 e 4 e Fig. 13).

As rochas granitóides sintectônicas eburneanas, designadas genericamente por granito regional (SILVA, 1974; SILVA *et al.*, 1974a,b; SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978; SILVA & KAWASHITA, 1978; TORQUATO *et al.*, 1979; SILVA & SIMÕES, 1980/1981 e 1981/1982), são os litotipos mais antigos e de maior expressão, originados por palingênese e anatexia em tempos sintectônicos do Ciclo Eburneano (Quadro 4 e Figs. 26 e 27). Apesar de ser um granito equigranular e homogêneo, de grão médio, exhibe geralmente orientação ou foliação, com passagens graduais às rochas encaixantes gnáissico-migmatíticas, metassedimentares e metavulcânicas. Sua composição varia de granítica a quartzodiorítica. Este granito regional é intrusivo nas rochas do Complexo de Cunene e metavulcano-sedimentares pré-eburneanas. Sua gênese ter-se-ia originado na região do Quipungo há 2.191 ± 60 M.a. (isócrona Rb/Sr verdadeira, em quatro rochas totais, com $Ri=0.7037 \pm 0.0010$ e $MSWD=0.75$). Os próprios migmatitos da área do Quipungo forneceram uma idade isocrônica Rb/Sr de regressão, em cinco rochas totais, computada em 2.206 ± 197 M.a., com $Ri=0.7073 \pm 0.0018$ e $MSWD=13.9$ (SILVA, 1974; TORQUATO *et al.*, 1979; SILVA & SIMÕES, 1981/1982). Esta última razão inicial tão elevada terá sido consequência da remobilização e respectiva rehomogeneização isotópica de metassedimentos, gnaisses e migmatitos pré-existentes. O granito sintectônico da serra da Ganda, na área do grande maciço de metavulcânicas de composição intermediária e metapórfiros granitóides ou quartzo-feldspáticos, a norte de Caluquembe, forneceu igualmente uma idade isocrônica Rb/Sr verdadeira, em quatro rochas totais, computada em 2.243 ± 94 M.a., com $Ri=0.7008 \pm 0.0022$ e $MSWD=2.46$ (CARVALHO *et al.*, 1979). Mais para nor-nordeste em relação à anterior região, na área do Cariango, o mesmo granito regional, em duas rochas totais, cujos valores Rb/Sr foram colocados no diagrama isocrônico do Quipungo, anteriormente citado, forneceu nesses seis pontos, a idade isocrônica Rb/Sr verdadeira de 2.236 ± 48 M.a., com $Ri=0.7036 \pm 0.0010$ e $MSWD=1.61$ (SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978; SILVA & KAWASHITA, 1978).

BASSOT *et al.* (1980/1981) dataram vários granitos eburneanos aflorantes nas regiões de Caquete, Chivanda, serra da Ganda e Jamba, nos quais obtiveram as seguintes idades (Quadro 4): cinco amostras do granito de Caquete forneceram uma isócrona Rb/Sr computada em 1.980 ± 70 M.a., com $Ri=0.7075 \pm 0.0086$; cinco amostras do granito de Chivanda proporcionaram uma isócrona Rb/Sr computada em 1.940 ± 22 M.a., com $Ri=0.7064 \pm 0.0008$; cinco amostras do granito de serra da Ganda forneceram uma isócrona Rb/Sr computada em 1.882 ± 53 M.a., com $Ri=0.7037 \pm 0.0024$; seis amostras do granito de Jamba forneceram uma isócrona Rb/Sr computada em 1.851 ± 64 M.a., com $Ri=0.7077 \pm 0.0025$.

A litofácies granítica sintectônica eburneana anterior, conforme designada por granito regional, exhibe exposições em extensas áreas da região Sul-sudoeste (Quadro 4 e Figs. 26 e 27). Entre essas áreas citam-se as de Munenga-Dala Cachibo (SILVA *et al.*, 1972), Cariango (SILVA, 1977; SILVA & FERNANDES, 1978; SILVA & KAWASHITA, 1978), Quibala (MOREIRA *et al.*, 1973), Vila Nova do Seles (PERES *et al.*, 1970), Gungo (SILVA & PEREIRA, 1971), Amboiva-Atome (GALVÃO & SIMÕES, 1971), Gabela (GALVÃO, 1973a), Ebo (MOREIRA & PEREIRA, 1971), Egito Praia (LAPÃO & PEREIRA, 1971), Novo Redondo ou Sumbe (LAPÃO & SIMÕES, 1972), Lobito (GALVÃO & SILVA, 1972), Londeia (GALVÃO, 1973b), Ganda, incluindo Caluquembe (SILVA *et al.*, 1973, 1974a e 1975; SILVA, 1974; TORQUATO *et al.*, 1979; SILVA & SIMÕES, 1980/1981), Impulo-Chongorói ou simplesmente Chongorói (GONÇALVES, 1972; PEREIRA *et al.*, 2001), Lubango (VALE & SIMÕES, 1971), Dinde-Lola (VALE *et al.*, 1972), Quipungo (PERES *et al.*, 1967; SILVA *et al.*, 1973, 1974b e 1975; SILVA, 1974; TORQUATO *et al.*, 1979; SILVA & SIMÕES, 1981/1982) e, ainda, as da região a sul e sudeste de Matala e Quipungo (LAPIDO-LOUREIRO e MACHADO, 1972).

Este granito regional eburneano que aflora nas anteriores áreas, situadas mais a norte (Gabela, Quibala, Munenga-Dala Cachibo, Cariango, Cela, Amboiva-Atome e Vila Nova de Seles), originou-se, em grande parte, a partir da remobilização, às vezes de modo incompleto, por granitização e anatexia, dos metapórfiros quartzo-feldspáticos e metavulcânicas, de composição diorítica a granítica, entre outras rochas pré-existentes. Por isso, em seu seio, ainda persistem as plagioclases relíquias, consideradas de alta temperatura, típicas destas últimas rochas hipabissais e extrusivas, em numerosas e expressivas manchas.

Na região Noroeste de Angola os granitos e granodioritos do tipo do de Vista Alegre (Quadro 4 e Fig. 27), relacionados com os plutonitos de Vista Alegre e Quibaxe, que intruíram o designado *Complexo de Base* de MOUTA & O'DONNELL (1933), MOUTA (1954) e de SCHERMERHORN (1976) e o Grupo de Lulumba (SCHERMERHORN, 1982), ter-se-iam originado há 1.940 M.a. (U/Pb, em cinco frações de zircão) e 1.958 ± 35 M.a. (idade isocrônica Rb/Sr, em cinco rochas totais, com $Ri=0.7041 \pm 0.0003$ e $MSWD=2.71$) (CAHEN *et al.*, 1979). Na mesma região Noroeste (Congo) KORPERSHOEK (1964a,b) considerou os

sienitos e os granitos (Quadro 4 e Fig. 28) como rochas pan-africanas intrusivas no *Complexo de Base*. Embora sem determinações de idades radiométricas nesta rochas sabe-se que as rochas sieníticas em Mpozo (Congo)), na proximidade da fronteira com Angola, forneceram idades absolutas de c.1.960M.a. (CAHEN *et al.*, 1984). Conclui-se, por isso, que os sienitos e os granitos do Noroeste de Angola poderão relacionar-se com os ciclos Eburneano (Tadiliano), Maiombiano e Pan-Africano.

Diversos granitos considerados sintectónicos eburneanos (Quadro 4 e Fig. 26), datados através de várias isócronas Rb/Sr por CARVALHO *et al.* (1979), forneceram 2.010±117M.a. no granito de Caquete (Ri=0.7057±0.0078 e MSWD=0.37 em GRT), 1.949±30M.a. no granito de Govi (Ri=0.7062±0.0008 e MSWD=4.06 em GRT), 1.853±74M.a. no granito de Jamba (Ri=0.7076±0.0028 e MSWD=0.72 em GRT) e 1.847±65M.a. no granito porfiróide de Cutenda (Ri=0.7095±0.0016 e MSWD=0.60, em cinco rochas totais).

O granito de Quibala (Quadro 4 e Fig. 26), assim designado por Andrade (1954), apresenta larga expressão desde a sua área tipo (Quibala) até às áreas de Lubango e Quipungo, sempre na influência ou acompanhando o anterior granito regional, sendo essas áreas de exposição as mesmas referidas para este último. Trata-se de uma rocha granitóide porfiroblástica, de natureza calco-alcalina, tal como o anterior granito regional, embora de matriz grosseira, cuja composição varia de tonalítica a granítica. Como se disse acima, acompanha sempre o granito regional, apesar deste ter maior expressão regional. É considerado um granito metassomático que evoluiu, em grande parte, a partir do citado granito regional. Teve uma longa evolução genética que terminou por intensa feldspatização potássica durante a sua descompressão e rehomogeneização isotópica entre c.1.800M.a. e c.1.700M.a. A idade convencional Rb/Sr, em rocha total, deste granito embrechítico ou porfiroblástico, presente a norte de Quipungo, forneceu o valor de 1.768±122M.a. (TORQUATO *et al.*, 1979), concordando com a idade K/Ar aparente na sua biotite (1.710±12M.a.), a qual finalizou a consolidação, soerguimento e resfriamento da cadeia eburneana (SILVA *et al.*, 1975). Nas áreas da Cela e do Cariango, os respectivos granitos de Cela e de Quitemo, ambos biotíticos porfiroblásticos, igualmente sin-cinemáticos eburneanos e relacionados com o granito de Quibala (aquelas são designações locais deste último), forneceram idades convencionais Rb/Sr, em rocha total, de 1.926±62M.a. e 1.904±146M.a., respectivamente (SILVA & KAWASHITA, 1978).

A citada feldspatização ou microclinização do granito de Quibala, tal como nos de Cela e de Quitemo, teria sido, portanto, um fenómeno tardio, coincidindo com a descompressão ocorrida durante o referido soerguimento da cadeia eburneana, o que proporcionou idades isotópicas inferiores (SILVA, 1974 e 1977; SILVA *et al.*, 1975; SILVA & KAWASHITA, 1978; TORQUATO *et al.*, 1979).

Os granitos porfiróides da Lunda (Quadro 4 e Fig. 27), intrusivos na sucessão do Grupo Metamórfico Inferior ou Grupo de Lóvuá (RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b; PEREIRA *et al.*, 2003), foram interpretados como contemporâneos do Grupo Metamórfico Superior por estes autores, apesar da inexistência de datações radiométricas. Admite-se que sejam eburneanos e que se correlacionem com os granitos dos tipos de Quibala e de Vista Alegre, bem como com os granitos porfiróides da região ocidental de Shaba (Congo). Estes últimos, aflorando junto à fronteira com Angola, forneceram a idade isotópica de 2.010±45M.a. (DELHAL & LIÉGEOIS, 1982).

O granito de Canjola (Quadro 4 e Fig. 28), ocorrendo a norte das exposições dos granitos de Chicala e de Cacula, assemelham-se ao tipo do granito de Quibala, tendo fornecido, no entanto, a idade isocrónica Rb/Sr, em rocha total, de c.1.655M.a. (VIALETTE, inédito, in CARVALHO, 1984), parecendo reflectir rehomogeneização isotópica posterior à sua génese. Idade semelhante (1.650±56M.a., com Ri=0.723) foi obtida nos gnaisses ocelados de Ruacaná (Quadro 4 e Fig. 28), no leito do rio Cunene, junto à catarata com o mesmo nome. Estes gnaisses estão fortemente cisalhados e tal idade só pode reflectir, evidentemente, a recristalização desse diastrofismo referido por Carvalho (1981), e não a sua idade real, sendo, pois, esta idade um valor mínimo. Estes gnaisses ocelados prosseguem para a Namíbia, onde foram incluídos no *Epupa Complex* (TEGTEMEYER & KRÖNER, 1985). São rochas que se relacionam com os granitos orbiculares do extremo sudoeste de Angola. TORQUATO (1974a) admitiu correlacionar estes granitos orbiculares com os do complexo gnáissico-migmatítico-granítico do sudoeste de Angola ou com os da *Franzfontein granitoid suite*. TEGTEMEYER e KRÖNER (1985) obtiveram 1.795±30M.a., pelo método U/Pb, em zircão, obtido de rochas idênticas aos citados gnaisses ocelares ocorrendo na Namíbia, contiguamente às cataratas de Ruacaná. Conclui-se, pois, que estas rochas granitóides, apesar das suas idades relativamente baixas, consideram-se ainda relacionadas com as do Ciclo Eburneano ou Tadiliano.

Na área de Caluquembe o granito de Tambe, leucocrático, embora de pouca expressão e considerado tardi-tectónico eburneano, forneceu as idades isotópicas Rb/Sr e K/Ar aparentes, em rocha total e moscovite, de 1.990±53M.a. e 1.700±10M.a., respectivamente (SILVA *et al.*, 1975; TORQUATO *et al.*, 1979). Do mesmo modo, na área do Cariango, o adamélito de Mussanguila e o granito de Quimbinda forneceram as idades convencionais Rb/Sr, em rocha total, de 1.879±65M.a. e 1.868±57M.a., respectivamente (Quadro 4). São, pois, rochas granitóides tardicinemáticas eburneanas que se alinham segundo uma mesma recta isocrónica computada em 1.880M.a. (SILVA & KAWASHITA, 1978). Conforme

referido por CARVALHO (1983) aflora, com frequência, na região centro-oeste de Angola, um granito de grão fino a médio, ainda não datado, para o qual sugeriu uma idade posicionada entre c.1.650M.a. e c.1.100M.a.

Filões pegmatíticos, aplíticos e de quartzo, em regra pós-tectônicos eburneanos, são muito frequentes em toda a região ocidental de Angola. Porém, entre Quipungo e Quilengues, especialmente na área do Sendi, a frequência de pegmatitos gráficos é enorme. A leste de Caluquembe, próximo do Vértice Geodésico Taquete, ocorre filão pegmatítico, cuja moscovite forneceu a idade K/Ar aparente de 1.996 ± 11 M.a. (SILVA *et al.*, 1975), relacionando-se este filão, presumivelmente, a uma geração tardi-tectónica eburneana (Quadro 4). Parece que isto poderá significar que em tempos eburneanos teriam ocorrido duas fases de geração de pegmatitos comprovados.

Na transição entre o Paleoproterozóico e o Mesoproterozóico, logo após a estabilização e a cratonização das rochas do Ciclo Eburneano, ocorreu em Angola, bem como em muitas áreas cratonizadas doutros continentes (Karélia, Aldan, Rondónia, etc.), há c.1.700M.a. a c.1.600M.a., importante plutonismo alcalino a calco-alcalino, de considerada natureza anorogénica ou cratónica e não vinculado à fase pós-tectónica eburneana. Este plutonismo, foi responsável pela génese de granitos alcalinos leucocráticos (coloração vermelha), por vezes do tipo *Rapakivi*, cujos maciços evidenciam comportamento polidiapírico. Discorda-se da interpretação de Torquato (1974a) quando este autor referiu a existência do evento termo-tectónico de Namibe no extremo sudoeste de Angola, há 1.675 ± 72 M.a., para explicar a génese daquele plutonismo granítico. Contudo, conforme referiu CARVALHO (1983), entre o paralelo 10°S e a Namíbia, muitas das rochas granitóides datadas isotopicamente forneceram idades entre c.1.800M.a. e c.1.650M.a., as quais correspondem, quer à sua idade real quer à sua posterior rehomogeneização isotópica. Tais rochas graníticas estendem-se para sul, prosseguindo para a Namíbia, onde foram incluídas na anteriormente referida *Franzfontein granitoid suite*, cuja génese se situou entre c.1.840M.a. e c.1.660M.a. (BURGER *et al.*, 1976; CLIFFORD *et al.*, 1962 e 1969). Todavia, considera-se que não é destes granitóides que se pretende destacar aqui, pois parecem relacionar-se mais com o evento Eburneano.

Os anteriormente citados maciços graníticos, em geral polidiapíricos e predominantemente alcalinos (Quadro 4 e Fig. 28), distribuem-se por largas áreas da região Sul-sudoeste, isto é, a sul e sudoeste de Huambo, entre as áreas de Chipindo, Chicala (Caluquembe), Cacula e Macota, entre outras. O granito alcalino de Chicala, presente também na Cacula, de coloração avermelhada e granulação variável, de fina a grosseira, é intrusivo no granito de Cacula, igualmente avermelhado, algo acinzentado, e praticamente contemporâneo, embora precedendo-o. Estes dois granitos foram, por sua vez, intrusivos nos granitos regional e de Quibala, ambos eburneanos, bem como nos metassedimentos e metavulcânicas do Grupo de Chivanda-N'Gola e nas rochas metaultrabásico-básicas relacionadas com o Complexo de Cunene (Complexo Gabro-Anortosítico). O citado granito de Chicala forneceu a idade isotópica Rb/Sr convencional de 1.688 ± 55 M.a., em rocha total (TORQUATO *et al.*, 1979), enquanto a biotite do granito de Cacula forneceu as idades isotópicas K/Ar aparentes de 1.607 ± 8 M.a. e 1.649 ± 9 M.a. (SILVA *et al.*, 1975). Por sua vez a hornblenda de metahornblenditos intruídos por estes granitos, na área a norte de Cacula, forneceu a idade isotópica K/Ar aparente de 1643 ± 40 M.a. (SILVA *et al.*, 1973). Tal facto permite relacionar esta última idade com a do aquecimento provocado pela intrusão granítica em causa. Os vários dados geocronológicos posicionam a génese destes granitos entre c.1.700M.a. e c.1.600M.a. e, mais provavelmente, há cerca de 1.650M.a. Por outro lado a es-sudeste de Quipungo, o microgranito ou pórfiro granítico de Matala, ali existente, parece relacionar-se com o início do plutonismo granítico da Cacula e da Chicala e, não parcialmente, com o do granito de Matala, ocorrendo contiguamente, apesar de mais jovem, embora se considerem manifestações polidiapíricas espaçadas no tempo, tal como teria ocorrido nas *suite* graníticas da Rondónia (Brasil) e da Suécia Central, entre outras regiões (STEPHANSON, 1975). As rochas totais de duas amostras do pórfiro granítico de Matala, de grão grosseiro e cor avermelhada, forneceram as idades isotópicas Rb/Sr convencionais de 1.654 ± 62 M.a. e 1.565 ± 61 M.a. (ou 1.712 ± 64 M.a. e 1.620 ± 63 M.a., valores recalculados por CAHEN *et al.*, 1984), as quais possibilitaram uma isócrona Rb/Sr de referência ou de regressão, computada em 1.600M.a., com $Ri=0.705$ (TORQUATO *et al.*, 1979). Porém, BASSOT *et al.* (1980/1981) obtiveram, neste mesmo microgranito, uma isócrona Rb/Sr, na rocha total de quatro amostras, computada em 1.345 ± 70 M.a., com $Ri=0.7160 \pm 0.0032$, cuja idade se posiciona no sentido da do granito de Matala, embora sendo ainda bem superior.

Os leucogranitos do sudoeste de Angola, aflorando na área de Macota, forneceram a idade isocrónica Rb/Sr, em rocha total, de 1.763 ± 21 M.a., com $Ri=0.7013 \pm 0.0006$ e $MSWD=0.77$ (CARVALHO *et al.*, 1979). Estes leucogranitos, tipo Macota, são equigranulares e, em geral, de grão fino a médio. Comportam-se como intrusivos nas rochas granitóides do sudoeste, nos gnaisses e migmatitos e nos complexos Xisto-Quartzítico-Anfibolítico e de Cunene.

Na área de Chipindo, a pouco mais de 100km a nordeste da área de Quipungo, ocorrem diversos granitóides que se comportam intrusivos nos metassedimentos e metavulcânicas associadas do Grupo

Vulcano-Sedimentar de Chipindo (TORQUATO & OLIVEIRA, 1977; OLIVEIRA, 1980/1981), relacionado com o Grupo de Chivanda (KORPERSHOEK, 1970 e 1984) Todas estas litologias pertencem também à anteriormente designada Cintura Móvel de Quipungo. Estas rochas granitóides forneceram a idade isocrónica Rb/Sr, em cinco rochas totais, de 1.557 ± 35 M.a., com $Ri=0.7132 \pm 0.0007$ e $MSWD=0.33$ (TORQUATO & OLIVEIRA, 1977). Este resultado, recalculado por CAHEN *et al.* (1984), forneceu as idades de 1.641 ± 43 M.a., com $Ri=0.7172 \pm 0.0010$ e $MSWD=0.25$ ou, sem uma das cinco amostras (granito de Moinho), de 1.596 ± 86 M.a., com $Ri=0.7136 \pm 0.0018$ e $MSWD=0.204$. De facto estes valores não definem a idade de um único granito, pois as rochas granitóides que envolvem as rochas metavulcano-sedimentares distribuem-se por duas ou três litofácies graníticas distintas, não cogenéticas, conforme foi observado e feita a respectiva colheita de amostras para datação pelo próprio autor deste trabalho. Uma das amostras é idêntica à do granito regional eburneano de Quipungo e de outras regiões (granito sintectónico eburneano), a outra é semelhante à do granito de Chicala, referido anteriormente, e, provavelmente, a terceira amostra é muito idêntica à do granito de Cacula, também citado acima. Nestas circunstâncias não é de admitir que sejam associadas a um mesmo evento de plutonismo granítico e, assim, consideradas colocadas numa mesma isócrona Rb/Sr, como sendo rochas cogenéticas. Daí o insólito de a idade ser inferior à do granito mais jovem (alcalino avermelhado, tipo Chicala), ao mesmo tempo que a sua razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é muito elevada para rochas granitóides sem ulterior retrabalhamento ou rehomogeneização isotópica, conforme se reconheceu a partir dos dados de campo, sendo o valor da sua idade pós-eburneana, quando há um granito eburneano em causa.

Quadro 4 – Síntese geocronológica das idades absolutas relativas à génese das rochas granitóides, em geral expostas em Angola.

Designação regional adoptada	Método isotópico	Idade absoluta obtida
Granito de Foz do Rio Cunene	Rb/Sr	159±7M.a.
Granito de Cahama	Rb/Sr	432±12M.a.
Granitos anelares do SW de Angola	Rb/Sr	509±26M.a.
Granito de Salen (Namíbia)	(?)	c.550M.a.
Granito de Morro Vermelho	Rb/Sr	592±9M.a. e 626±32M.a.
Granito de Noqui	Rb/Sr (rejuvenescido)	536±10M.a.
	U/Pb	c.733M.a.
Granitos alcalinos anorogénicos do extremo sudoeste de Angola	Rb/Sr	769±16M.a. e 794±19M.a.
Sienito de Oas (Namíbia)	(?)	c.840M.a.
Metariolito de Mpozo (Baixo Congo)	Rb/Sr (rejuvenescido)	726±15M.a.
	U/Pb	1.050M.a. a 1.250M.a.
Granitos de Mativa(1) e Yoyo(2) (Baixo Congo)	Rb/Sr(rejuvenescidos)	(1)733±19M.a. e (2)743±16M.a.
	U/Pb	1.027±56M.a.
Granitos alcalinos e monzonitos de Lunda/Sienodioritos do Congo	K/Ar	1.155±15M.a.
Granito de Matala	Rb/Sr	1.220±32M.a. e 1.262±44M.a.
Ultramilonitos do rio Cunene	Rb/Sr	1.274±24M.a.
Pórfiro granítico ou microgranito de Matala (Cahama)	Rb/Sr	1.344±236M.a. e 1.345±87M.a.
Granitos alcalinos do Sudoeste de Angola	Rb/Sr	1.350±100M.a.
Granito de Ompupa	Rb/Sr	1.407±24M.a.
Granito de Otjinjau	Rb/Sr	1.411±24M.a.
Granito de Furnas	Rb/Sr	1.430±51M.a.(1.698±278M.a.)
Granito de Espinheira	Rb/Sr	1.586±158M.a.
Granito de Nordeste do Caraculo	Rb/Sr	1.641±100M.a.
Microgranito (pórfiro granítico) de Matala	Rb/Sr	1.345±70M.a.; 1.565±61M.a. e 1.654±62M.a. (c.1.600M.a.)
Complexos graníticos de Caraculo e de Bibala e rochas relacionadas	Rb/Sr	1.510±25M.a. a 1970±119M.a.
Granito de Cacula	K/Ar	1.607±8M.a. e 1.649±9M.a.
Gnaisses ocelados de Ruacaná ou <i>Epupa Complex</i>	Rb/Sr	1.650±56M.a.
	U/Pb	1.795±30M.a.
Granito de Canjola	Rb/Sr	c.1.655M.a.
Granito de Chicala	Rb/Sr	1.688±55M.a.
Granito de Dunas	Rb/Sr	1.694±88M.a.
Granito de Curoca	Rb/Sr	1.745±114M.a.
Granito de Macota	Rb/Sr	1.763±21M.a.
Granito orbicular do SW de Angola	U/Pb	1.795±30M.a.
Granito de Quibala	K/Ar	1.710±12M.a.
	Rb/Sr	1.768±122M.a.
Granito de Cutenda	Rb/Sr	1.847±65M.a.
Granito de Jamba	Rb/Sr	1.851±64M.a. e 1.853±74M.a.
Granito de Quimbinda	Rb/Sr	1.868±57M.a. (1.880M.a.)
Adamelito de Mussanguila	Rb/Sr	1.879±65M.a. (1.880M.a.)
Granito de Quitemo (<>Quibala)	Rb/Sr	1.904±146M.a.
Granito de Cela (<>Quibala)	Rb/Sr	1.926±62M.a.
Granito de Chivanda	Rb/Sr	1.940±22M.a.
	Rb/Sr (rejuvenescido)	625±25M.a.
Granito de Vista Alegre	U/Pb	c.1.940M.a.
	Rb/Sr	1.958±35M.a.
Granito de Govi	Rb/Sr	1.949±30M.a.
Sienito de Mpozo (Baixo Congo)	U/Pb	c.1.960M.a.
Granito de Caquete	Rb/Sr	1.980±70M.a. e 2.010±117M.a.
Granito de Tambe (leucocrático)	K/Ar	1.700±10M.a.
	Rb/Sr	1.990±53M.a.
Pegmatito de Taquete	K/Ar	1.996±11M.a.
Granito de Shaba (Congo)	Rb/Sr	2.010±45M.a.
Granito regional de serra da Banga	Rb/Sr	1.882±53M.a. e 2.243±94M.a.
Granito regional de Quiungo	Rb/Sr	2.191±60M.a.
Granito regional de Cariango	Rb/Sr	2.236±48M.a.
Rochas granitóides recristalizadas	Rb/Sr	c.2.560M.a.
Rochas granitóides de Noroeste (Congo)	Rb/Sr	c.2.600M.a.
Rochas granitóides de Lunda Norte	Rb/Sr (biotites)	c.2.600M.a.
Rochas granitóides do episódio Movo	(?)	c.2.560M.a. a c.2.680M.a.

Ainda durante o período situado entre o Ciclo Eburneano ou Tádiliano e os ciclos Kibariano e Maiombiano propriamente ditos (Quadro 4 e Fig. 29), foram obtidas diversas determinações isotópicas de idade de numerosos granitos analisados por TORQUATO (1974a,b). Assim, várias isócronas Rb/Sr ou datações convencionais Rb/Sr forneceram as idades absolutas seguintes: 1.745±114M.a., com $Ri=0.7027\pm0.0010$, para o granito de Curoca; 1.694±88M.a., com $Ri=0.7050\pm0.0019$, para o granito de Dunas; 1.586±158M.a., com $Ri=0.7022\pm0.0076$, para o granito de Espinheira; 1.641±100M.a., com $Ri=0.705$, para o granito existente no extremo nordeste da área correspondente à folha do Caraculo. Torquato (1974a) elaborou uma isócrona Rb/Sr, em 26 rochas totais, a qual forneceu 1.734±75M.a., com $Ri=0.7033\pm0.0007$. Segundo este mesmo autor tais granitos corresponderiam a diferentes posições estratigráficas. Desse modo concluiu que essas idades indicariam a existência do seu designado evento termo-tectónico de Namibe. Conforme referido anteriormente tratar-se-á de um episódio magmático pós-orogénico eburneano (anorogénico ou cratónico), ou então, menos provavelmente, devido à proximidade daqueles granitos da Cintura Móvel de Kaokoveld, no extremo sudoeste de Angola, teriam sido afectados termo-tectonicamente em tempos pan-africanos, embora suas razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ não o indiciem.

MENDES & VIALETTE (1972) obtiveram dois alinhamentos Rb/Sr para o batólito a sul do rio Cuanza, em feldspatos potássicos de granitos e granodioritos, que forneceram as idades de 1.728±30M.a., com $Ri=0.7091\pm0.0009$ (4 pontos), e 1.573±39M.a., com $Ri=0.702\pm0.0017$ (4 pontos). Idades convencionais Rb/Sr nas moscovites das mesmas rochas agruparam-se entre 1.884M.a. e 1.708M.a.

Posteriormente, antes dos finais do Mesoproterozóico, coincidindo com as deformações principais do Ciclo Kibariano (Fases F_1 e F_2), ocorreram, no extremo sudoeste da região Sul-sudoeste, manifestações plutónicas anorogénicas ou cratónicas e intenso diastrofismo (Quadro 4 e Figs. 19, 20 e 30). Este plutonismo foi responsável pela génese dos granitos alcalinos avermelhados do sudoeste, do tipo Matala, microgranitos ou pórfiros graníticos avermelhados e alguns sienitos associados, entre c.1.400M.a e c.1.300M.a. (TORQUATO & SALGUEIRO, 1977; CARVALHO *et al.*, 1979; TORQUATO *et al.*, 1979; BASSOT *et al.*, 1980/1981; CARVALHO & ALVES, 1993; CARVALHO *et al.*, 2000). A maior parte das suas exposições acompanham as rochas metaltramáficas-máficas do Complexo de Cunene, intruindo-as, desde a área a sudoeste de Otjinjau-Oncócu a Matala, segundo *trend* SW-NE. Estes granitos intruem também as rochas do Complexo Xisto-Quartzítico-Anfibolítico, os diversos granitóides anteriormente citados, os gnaisses e os migmatitos. Na base de duas isócronas TORQUATO (1974a) definiu um discreto *Evento de Muende*. Uma das isócronas no granito de Furnas e a outra nos xistos e argilitos do complexo metamórfico mais antigo do sudoeste de Angola. Tal valor foi recalculado, tendo fornecido 1.350±100M.a. (CAHEN *et al.*, 1984).

Na área do Quipungo (Quadro 4) o granito de Matala forneceu as idades Rb/Sr convencionais de 1.220±32M.a. (1.263±33M.a.) e 1.262±44M.a. (1.307±46M.a.) (TORQUATO *et al.*, 1979), enquanto a biotite dos migmatitos encaixantes proporcionou a idade K/Ar aparente de 1.269±7M.a. (SILVA *et al.*, 1975). Esta último valor reflecte a idade da sua intrusão e, por conseguinte, levou à sua total perda de argon radiogénico nesse momento e ao respectivo fecho do sistema. No entanto, datação isocrónica Rb/Sr, na rocha total de cinco amostras do granito de Matala, forneceu a idade de 910M.a., com $Ri=0.876$ (BASSOT *et al.*, 1980/1981), considerado um valor anormalmente baixo.

Nas regiões da Matala e da Cahama (Quadro 4) o microgranito ou pórfiro granítico de Matala forneceu as idades isocrónicas Rb/Sr, em rocha total, de 1.345±87M.a. (1.350±65M.a.), com $Ri=0.7159\pm0.0040$ ($Ri=0.7157\pm0.0030$) (CARVALHO *et al.*, 1979), e 1.344±236M.a. (1.341±202M.a.), com $Ri=0.711\pm0.002$ ($Ri=0.7108\pm0.0044$) (TORQUATO & SALGUEIRO, 1977).

Na área de Otjinjau o designado granito vermelho de Otjinjau (Quadro 4) forneceu uma isócrona Rb/Sr, em seis rochas totais, computada em 1.411±24M.a., com $Ri=0.7052\pm0.0007$ e $MSWD=0.67$, enquanto o granito vermelho de Ompupa proporcionou igualmente uma isócrona Rb/Sr, em oito rochas totais, computada em 1.407±24M.a., com $Ri=0.7060\pm0.0009$ e $MSWD=1.00$. Também junto ao rio Cunene, no local das cataratas de Monte Negro, os ultramilonitos ali presentes da *Epupa series* forneceram uma linha isocrónica Rb/Sr de regressão, em onze rochas totais, computada em 1.274±24M.a., com $Ri=0.7148\pm0.0010$ e $MSWD=7.61$ (CARVALHO *et al.*, 1979). Este último fenómeno de intenso diastrofismo ocorrido entre c.1.300M.a. e c.1.250M.a., de idade kibariana, muito frequente em todo o extremo sudoeste da região Sul-sudoeste de Angola e contemporâneo dos anteriores granitos e microgranitos vermelhos, teve impacto noutros continentes. Assim, na região sul-sudeste do Brasil, em especial na área da Faixa Dobrada de Ribeira de Iguape (estados de São Paulo e Paraná), os gnaisses do substrato da região de Setuva sofreram intenso diastrofismo. Este proporcionou a sua milonitização e rehomogeneização isotópica, durante o Ciclo Espinhaço ou Uruaquano, equivalente do Ciclo Kibaras. Desse modo, nesses gnaisses milonitizados foi obtida uma isócrona Rb/Sr de regressão computada em 1.395±145M.a., com $Ri=0.705$ (BATOLLA JR. *et al.*, 1977). Esta tectonização, ao provocar a total rehomogeneização isotópica Rb/Sr das rochas pré-existentes do substrato granito-gnáissico, também influenciou as rochas metavulcano-sedimentares capeantes, por efeito do aquecimento e migração iónica

do Rb e Sr na sua proximidade, por sua vez contaminando-as e rehomogeneizando-as parcialmente (SILVA *et al.*, 1981).

A sul-sudoeste de Namibe ocorrem exposições do citado granito vermelho de Furnas (Quadro 4), intrusivo nas rochas migmatíticas e granitóides, o qual forneceu a idade isocrónica Rb/Sr, em rocha total de 1.430 ± 51 M.a. (TORQUATO, 1974a). CAHEN *et al.* (1984) ao recalcularem este resultado obtiveram uma idade isocrónica Rb/Sr de rehomogeneização de 1.698 ± 278 M.a., em nove rochas totais, com $Ri=0.6989 \pm 0.0075$ e $MSWD=2.38$, demonstrando-nos tratar-se, com toda a probabilidade, de uma rocha granitóide eburneana. Este granito não foi separado do do tipo Chela por BEETZ (1933), enquanto os geólogos da LONGYAR COMPANY (1952/1955 e 1955) o separaram e incluíram no granito do tipo Curoca, de c. 1.750 M.a. Após recalculados os diversos dados de TORQUATO (1974a,b) sobre o granito de Furnas CAHEN *et al.* (1984) concluíram por correlacionar este granito com outros, entre os quais, o de Curoca (1.745 ± 114 M.a.), enquanto preconizavam a idade do citado evento de Muende como tendo ocorrido há c. 1.150 M.a. Deste modo torna-se muito difícil correlacionar o granito de Furnas com o anterior evento tectono-magmático de Kibaras. Relativamente à Namíbia e à República Democrática do Congo os anteriores granitos vermelhos expostos no extremo sudoeste de Angola parecem corresponder, quer do ponto de vista litológico quer geocronológico, às rochas granitóides do *Rohoboth magmatic arc* (SACS, 1980) e aos granitos kibarianos (CAHEN *et al.*, 1984), respectivamente.

Na região Nordeste (Lunda) afloram os designados granitos vermelhos e monzonitos de Lunda (Quadro 4 e Fig. 20), que se admite, sejam contemporâneos dos anteriormente citados granitos de idade kibariana. Embora sendo idênticos áqueles litologicamente e no modo de jazida ou exposição ainda não foram datados isotopicamente. Outros granitos alcalinos e monzonitos de Lunda, bem como os pórfiros e felsitos associados, intrusivos nas rochas metassedimentares locais, designadas ao que se supõe, indevidamente, do Grupo de Luana (MONFORTE, 1960; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b), comportaram-se como pós-tectónicos kibarianos, ao originarem-se há 1.155 ± 15 M.a. (SNELLING, inédito, in CAHEN *et al.*, 1984), conforme datações em biotite e anfíbola de sienodioritos do Congo, intrusivos nos metassedimentos do Grupo de Lulua. Estes sienodioritos ocorrem no prolongamento das rochas alcalinas da Lunda.

Na região Noroeste (Congo) (Quadro 4 e Figs. 28 e 30), conforme se citou anteriormente, afloram numerosas exposições de rochas granitóides (granitos indiferenciados, ortognaisses e granitos calco-alcalinos do Congo Ocidental), ainda não datados isotopicamente, podendo-se relacioná-los com os ciclos Eburneano (Tadiliano), Maiombiano e/ou Kibariano e Pan-Africano. Os granitos indiferenciados poderão corresponder aos do tipo de Noqui, aos do Maiombiano do Congo e aos do Eburneano, pois não foram identificados no terreno. Segundo KORPERSHOEK (1964a,b) os ortognaisses de Lufico e os granitos calco-alcalinos foram intrusivos nas rochas do Grupo de Lulumba e nas rochas metavulcânicas associadas. Estas rochas granitóides prosseguem para o Congo onde foram designadas por granitos de Mativa e de Yoyo (KORPERSHOEK, 1964a,b). Nestes granitóides CAHEN *et al.* (1984) obtiveram a idade isotópica U/Pb, em zircões, de 1.027 ± 56 M.a., considerando-os intrusivos no Maiombiano do Congo. Estes dois granitóides são maiombianos ou kibarianos, enquanto o granito de Quiaia apresenta características e ocorrência (KORPERSHOEK, 1964a,b) semelhantes aos granitos de Quibala e regional eburneanos (SILVA, 1974 e 1977; SILVA *et al.*, 1974a,b; SILVA & FERNANDES, 1978; SILVA & SIMÕES, 1980/1981 e 1981/1982; CARVALHO, 1983). Na região do Baixo Congo, quer o granito de Mativa quer o granito de Yoyo, são penecontemporâneos, tendo-se originado durante o mesmo episódio de Mangola (TACK, 1973a,b). Trata-se de um episódio vulcânico ácido dos finais do Maiombiano. Os metariolitos de Mpozo, também no Baixo Congo, forneceram idades U/Pb, em zircões, escalonadas entre 1.250 M.a. e 1.050 M.a. (DELHAL & LEDENT, 1978), igualmente do Maiombiano médio a superior.

As últimas rochas granitóides, referidas no parágrafo anterior, foram afectadas e, como tal, rejuvenescidas pela primeira fase de deformação da orogénese do Congo Ocidental (Quadro 4), ocorrida há 734 ± 10 M.a. Assim, os metariolitos de Mpozo forneceram a idade isocrónica Rb/Sr, em quatro rochas totais, de 726 ± 15 M.a., com $Ri=0.7259 \pm 0.0013$ e $MSWD=2.30$, e os granitos de Mativa e Yoyo proporcionaram as idades isocrónicas Rb/Sr de 733 ± 19 M.a., com $Ri=7178 \pm 0.0020$ e $MSWD=0.69$, e 743 ± 16 M.a., com $Ri=0.7253 \pm 0.0022$ e $MSWD=1.94$, em cinco e quatro rochas totais, respectivamente (CAHEN *et al.*, 1976).

A litofácies granítica de Noqui é constituída por granitos alcalinos e peralcalinos expostos desde Noqui a Tomboco e por sienitos aflorantes a sudoeste de Tomboco (Quadro 4 e Figs. 28 e 30). O maciço granítico de Noqui aflora também para além da fronteira de Angola, prosseguindo para o Baixo Congo. Aqui, o granito peralcalino de Noqui foi datado pelo método U/Pb, em quatro fracções de zircão, tendo fornecido a idade isotópica de 733 M.a., o que reflecte a citada fase F_1 de deformação do Ciclo do Congo Ocidental. Durante a segunda fase de deformação F_2 deste mesmo evento o granito de Noqui foi afectado termo-metamórficamente e, como tal, rejuvenescido, tendo proporcionado uma linha de regressão Rb/Sr, em seis rochas totais, computada em 536 ± 10 M.a., com $Ri=0.8724 \pm 0.0082$ e $MSWD=7$ (CAHEN *et al.*,

1976). A anterior fase F_2 também rejuvenesceu o citado granito de Vista Alegre, de idade eburneana ou tadiliana. Este proporcionou uma idade isocrônica Rb/Sr, em três rochas totais, de 625 ± 25 M.a., com $Ri=0.7314 \pm 0.9995$ e $MSWD=1.36$ (CAHEN *et al.*, 1979).

Rochas granitóides pan-africanas semelhantes às da região noroeste (Congo) e do extremo sudoeste da região Sul-sudoeste devem ocorrer também na região do Alto Zambeze. Contudo, a inexistência de estudos de campo e isotópicos complementares não permitem, de momento, definir qualquer coisa com precisão.

No extremo sudoeste da região Sul-sudoeste (Quadro 4 e Figs. 21, 22 e 34), entre o rio Cunene (Namíbia), Tombua e Namibe, o granito de Morro Vermelho (Complexo Eruptivo do Morro Vermelho) forneceu uma linha de regressão Rb/Sr, em doze rochas totais, computada em 592 ± 9 M.a., com $Ri=0.7071 \pm 0.0011$ e $MSWD=5.87$ (TORQUATO e ALLSOPP, 1973). Posteriormente TORQUATO (1974a), adicionando mais sete rochas totais, obteve 626 ± 32 M.a., com $Ri=0.7069 \pm 0.0011$, enquanto CAHEN *et al.* (1984), recalculando uma linha de regressão com os dezoito pontos (amostras), obteve a idade Rb/Sr de 542 ± 105 M.a., com $Ri=0.7110 \pm 0.0100$ e $MSWD=27$. A idade mais provável para o granito de Morro Vermelho parece ser a do primeiro valor. Nesta mesma região do sudoeste de Angola, afloram os granitos anelares, consequência da fusão dos metassedimentos Damara, os quais forneceram a idade isocrônica Rb/Sr, em cinco rochas totais, de 509 ± 26 M.a., com $Ri=0.7224 \pm 0.0015$ e $MSWD=0.60$ (TORQUATO, 1974a).

TORQUATO & ALLSOPP (1973) e TORQUATO (1974a) consideraram as idades Rb/Sr e K/Ar, de 605 ± 31 M.a. para a intrusão dos granitos e a granitização dos metassedimentos Damara, e de 494 ± 14 M.a. para a intrusão das rochas básicas, respectivamente. As citadas rochas correlacionam-se com os litotipos granitóides do *Damara Supergroup* da Namíbia que possuem idades compreendidas entre c.840M.a. (*Oas syenite*) e c.550M.a. (*Salen granite*) (SACS, 1980).

A amostra de um granito alcalino da região da Cahama, localizado a sudeste de Lubango, forneceu a idade Rb/Sr convencional de 432 ± 12 M.a. (TORQUATO & SALGUEIRO, 1977). Dependendo da alcalinidade deste granito esta idade convencional pode não ser mais significativa que as idades convencionais de MENDES obtidas em biotites (CAHEN *et al.*, 1984).

No extremo sudoeste da região Sul-sudoeste de Angola, próximo da foz do rio Cunene, relacionando-se com o Complexo Eruptivo do Morro Vermelho, aflora o mais jovem granito de Angola. Trata-se de um *younger granite* que proporcionou uma linha de regressão Rb/Sr, em cinco rochas totais, computada em 159 ± 7 M.a., com $Ri=0.7085 \pm 0.0013$ e $MSWD=5.46$ (TORQUATO & ALLSOPP, 1973).

3.4. PALEOPROTEROZÓICO/MESOPROTEROZÓICO - PALEOZÓICO INFERIOR

3.4.1. Rochas ultrabásicas e básicas, em geral filonianas

As rochas metaltramáficas-máficas, em regra metamorfizadas, migmatizadas e charnoquitizadas, quer associadas às metassequências vulcano-sedimentares quer aflorando isoladamente ou no seio das rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas, foram referidas e/ou descritas anteriormente (Quadros 1, 2 e 3). Grande parte das litologias em referência, descritas a seguir (Quadro 5 e Figs. 31, 32, 33 e 34), foram exaustivamente estudadas petrograficamente por ANDRADE (1950a,b, 1951, 1952a,b, 1959a,b, 1962 e 1970).

Os doleritos datados isotopicamente, conhecidos como os mais antigos de Angola, são os que afloram na região do Gungo, a nordeste de Lobito (Quadro 5 e Fig. 32), onde constituem filões orientados segundo $N80^\circ-85^\circ E$. Estas rochas forneceram a idade K/Ar aparente, em rocha total, de 1.688 ± 67 M.a. (AMARAL, in SILVA & PEREIRA, 1971).

Diabases e rochas de natureza dolerítica e gabro-diorítica foram intrusivas nos metassedimentos do Grupo Metamórfico Superior da Lunda ou Grupo de Lóvuá (Quadro 5 e Fig. 33), o qual é correlacionado com o Grupo de Lulua da região contígua do Congo. Suas idades radiométricas K/Ar mínimas obtidas forneceram 1.490 ± 40 M.a., 1.388 ± 38 M.a., 1.360 ± 40 M.a. e 1.320 ± 36 M.a. (CARVALHO, 1983 e 1984). Em virtude de serem datações K/Ar e porque as rochas analisadas, aflorando na região a sul da Lunda, poderão ter sofrido os efeitos térmicos da Cintura Móvel de Kibaras, é de admitir que estas litologias possam ser mais antigas e, assim, relacionarem-se com o Ciclo Eburneano. São também litologias semelhantes às mais antigas determinadas por CAHEN *et al.* (1984) nas rochas básicas do Grupo de Lulua do Kasai, antes citado, as quais serão mais antigas que 1.468 ± 30 M.a.

Ainda na região da Lunda (Fig. 33) rochas, por vezes lávicas, de composição idêntica às acima referidas (doleritos e gabro-dioritos) foram intrusivas no Grupo de Luana (MONFORTE, 1960; RODRIGUES & PEREIRA, 1973a,b). CAHEN *et al.* (1984), em rochas idênticas a estas últimas, na região sudoeste do Kasai (Congo), as quais ocorrem interestratificadas na sequência do Grupo de Lulua, obtiveram idades K/Ar aparentes de c.2.000 M.a., c.1.468M.a. a c.1.356M.a. e c.1.200M.a. a c.990 M.a.

MONFORTE (1960) e RODRIGUES & PEREIRA (1973a,b) consideraram existir na Lunda Norte rochas básicas semelhantes às anteriormente citadas, embora possuindo idades diferenciadas (precâmblicas, anté-pérmicas e pós-pérmicas). Estas rochas básicas precâmblicas do leste de Angola deverão relacionar-se com os dois eventos ou episódios definidos por CAHEN *et al.* (1984). Ter-se-iam, assim, rochas básicas eburneanas e kibarianas, além das mesozóicas.

Na região do Alto Zambeze (Quadro 5 e Fig. 34), relacionando-se com manifestações ígneas básicas durante o Ciclo Kibariano, no extremo sudoeste da Cintura Móvel de Kibaras, originaram-se filões doleríticos entre c.1.390M.a. e c.1.360 M.a.

Magmatismo fissural básico anorogénico (doleritos olivínicos ou não olivínicos e gabros subofíticos) obliterou importantes zonas de cisalhamento pós-eburneanas na região Sul-sudoeste, especialmente a oeste e sudoeste de Huambo (Quadro 5 e Fig. 32). Constituíram-se *sills* ou soleiras e, principalmente, filões com orientação geral segundo N50°-70°W, de modo predominante, intrusivos nas rochas graníticas e metavulcano-sedimentares eburneanas. Estes filões básicos são frequentemente rejeitados por filões noríticos (Quadro 5 e Figs. 32 e 33), descritos a seguir. Estas manifestações fissurais, de carácter anorogénico, ocorridas em regiões estáveis ou cratonizadas entre c.1.800M.a. e c.1.700 M.a., foram, apesar disso, contemporâneas das fases tardi e pós-tectónicas do Ciclo Kibariano, o qual não se fez sentir metamorficamente na região Sul-sudoeste. Determinações isotópicas K/Ar nestas rochas, ocorrendo entre Cacula, Quilengues e Caluquembe, quer em rocha total quer em minerais, forneceram as idades isotópicas aparentes de 1.281±22M.a. e 1.175±69M.a. (SILVA *et al.*, 1973). Estes valores parecem corresponder a dois episódios magmáticos distintos. Estes possantes filões básicos prosseguem para noroeste, em direcção ao litoral atlântico, com passagem pelas áreas de Dinde-Lola (VALE *et al.*, 1972) e Impulo-Chongorói (GONÇALVES, 1972; PEREIRA *et al.*, 2001), entre outras.

Quadro 5 – Síntese geocronológica das idades absolutas obtidas nas rochas ultrabásicas e básicas expostas em Angola.

Designação litológica	Método isotópico	Idade absoluta obtida
Complexos ultrabásico-alcalinos, alcalino-carbonatíticos e quimberlíticos	K/Ar; Rb/Sr; U/Pb	c.70M.a. a c.140M.a.
Rochas básicas do início da abertura do Oceano Atlântico	K/Ar	c.200M.a. a c.260M.a.
Gabros e dioritos do Complexo Eruptivo do Morro Vermelho	K/Ar	494±14M.a.
Rochas ultrabásicas e básicas pan-africanas	K/Ar	c.500M.a.
Doleritos, espilitos e traquiandesitos do Alto Zambeze	K/Ar	c.500M.a. e/ou entre 850M.a. e 870M.a.
Gabros noríticos, noritos e doleritos noríticos do Sul-sudoeste de Angola	K/Ar Rb/Sr	Entre 644±27M.a. e 822±87M.a. 1.119±44M.a.
Rochas básicas maiombiano-kibarianas	K/Ar	c.1.100M.a. a c.1.200M.a.
Gabros subofíticos e doleritos do Sul-sudoeste de Angola	K/Ar	1.175±69M.a. e 1.281±22M.a.
Doleritos do Alto zambeze	K/Ar	c.1.360M.a. a c.1.390M.a.
Diabases, doleritos e gabro-dioritos da Lunda	K/Ar	1.320±36M.a.; 1.360±40M.a.; 1.388±38M.a.; 1.490±40M.a.
Noritos de Bibala (?)	K/Ar	1.481±39M.a.
Rochas básicas eburneanas (tadilianas)	K/Ar	c.1.500M.a. a c.2.000M.a.
Doleritos do Gungo	K/Ar	1.688±67M.a.

Apesar de não se ter conhecimento de determinações radiométricas nos gabro-noritos da região Noroeste (Congo) (Figs. 33 e 34) crê-se na sua correlação com as anteriores litologias básicas por se tratarem de rochas intrusivas nas sequências litológicas do Supergrupo de Maiombiano que se prolonga do Baixo Congo para Angola. Foram, pois, intrusivas nos metassedimentos de Quiaia (KORPERSHOEK, 1964a,b), parecendo terem sido as mais antigas manifestações do magmatismo pan-africano (?). Do mesmo modo poder-se-á dizer em relação a idênticas rochas básicas presentes na região da Lunda, conforme referido anteriormente. Também estas litologias são semelhantes, litológica e cronologicamente, às rochas básicas do *Irunide Cycle* da Namíbia e do Ciclo Kibariano da Zâmbia e do

Congo, conforme referiu CARVALHO (1984). Aliás, este autor sugere uma larga faixa SW-NE, entre Lunda-Alto Zambeze e N'Gunza Cabolo ou Sumbe/Lobito-rio Cunene, onde estariam localizadas estas manifestações fissurais relacionadas com o Ciclo Kibariano (Quadro 5 e Figs. 19 e 20).

Conforme se citou anteriormente CAHEN *et al.* (1984) referiram-se à existência, em Angola, na região Sul-sudoeste, de um evento há cerca de 1.150M.a., evidenciado por três isócronas ou linhas de regressão Rb/Sr. Teria havido, desse modo, a rehomogeneização isotópica de xistos e filitos. Estaria, portanto, representado ou imediatamente seguido por filões máficos (noritos) intrusivos nas rochas do Grupo de Chela, quer na área de Bibala quer na região de Ompupa (Quadro 5 e Fig. 33). Assim, durante o início do Neoproterozóico, a oes-sudoeste e sudoeste de Huambo, na região Sul-sudoeste, intenso diastrofismo pré-existente, segundo N-S a N30°W, foi obliterado por importantes filões e/ou soleiras (*sills*) de gabros noríticos ou noritos e doleritos noríticos há 1.119±44M.a., conforme determinação isocrónica Rb/Sr, em cinco rochas totais, com $Ri=0.7078\pm0.0008$ e $MSWD=0.39$ (CARVALHO *et al.*, 1979). Outras determinações radiométricas em rochas idênticas, embora supostas bem mais recentes, forneceram as idades K/Ar aparentes, em plagioclase e rocha total, de 787±40M.a. (CARVALHO, 1972), 777±41M.a. e 822±87M.a. (metabasalto) (TORQUATO & AMARAL, 1973), 678±27M.a. (basalto), 644±27M.a. e 704±17M.a. (SILVA *et al.*, 1973), 672±15M.a. e 788±15M.a. (SILVA, 1980). É muito provável que as anteriores idades absolutas das rochas noríticas definam dois episódios magmáticos fissurais distintos, pois TORQUATO & SALGUEIRO (1977) também obtiveram, em granitos alcalinos anorogénicos do extremo sudoeste de Angola, as idades Rb/Sr convencionais de 769±16M.a. e 794±19M.a. (Quadro 4). A determinação K/Ar aparente isolada, nos noritos da região de Bibala, ao fornecerem 1.481±39M.a. (Quadro 5) (TORQUATO, 1974b), permite considerar este resultado uma idade anómala para a intrusão dos noritos, a menos que se trate de rocha básica que nada tem a ver com estes noritos intrusivos nas rochas do Grupo de Chela e nos granitos alcalinos avermelhados do tipo Matala (Capelongo), originados entre c.1.400M.a. e c.1.300 M.a. A sul de Lubango (Figs. 32e 33), embora bem mais próximo do rio Cunene, estas rochas noríticas constituem extensas soleiras ou *sills* no seio das rochas do Grupo de Chela, frequentemente expostas devido à erosão ulterior (LONGYAR COMPANY, 1952/1955 e 1955; CARVALHO & PEREIRA, 1969 e 1972; CARVALHO & SIMÕES, 1971; SIMÕES, 1971; VALE *et al.*, 1973; VALE & SIMÕES, 1971 e 1973). Associam-se-lhes também filões noríticos intrusivos nas mesmas rochas do Grupo de Chela. Muitas vezes estes noritos misturam-se e confundem-se com as rochas do Complexo de Cunene (Complexo Gabro-Anortosítico), especialmente na periferia ocidental deste grande batólito, das quais se identificam com grande dificuldade. Provavelmente estes gabros noríticos e doleritos noríticos poderão corresponder às rochas básicas da Lunda (Fig. 33), intrusivas em época conemporânea, e, na Namíbia, aos noritos intrusivos na *Sinclair sequence* do *Rehoboth magmatic arc* (SACS, 1980). Este processo tectono-magmático teria precedido a génese dos aulacógenos do Ciclo de Damara-Kaokoveld no extremo sudoeste de Angola e na Namíbia (MARTIN & PORADA, 1977; SILVA, 1980).

Na região do Alto Zambeze (Quadro 5 e Fig. 34), sobrepondo-se às rochas do Grupo de Malombe superior, presumivelmente antecedendo as rochas do Grupo de Macondo, afloram em extensas áreas, de modo predominante, doleritos, espilitos e traquiandesitos (VASCONCELOS, 1950a; ANDRADE, 1951; LONGYAR COMPANY, 1952/1955 e 1955). São rochas consideradas mais jovens que c.870M.a. No entanto, apesar da sua datação K/Ar ter fornecido c.500M.a. (CARVALHO, 1983 e 1984), é de admitir que sua génese tenha ocorrido entre c.870M.a. e c.850M.a. se se considerar que antecederam as rochas do Grupo de Macondo.

Na região Noroeste (Congo) KORPERSHOEK (1964a,b) referiu a presença de rochas ultrabásicas pós-tectónicas do Ciclo do Congo Ocidental (piroxenitos, hornblenditos, tremolítitos e serpentinitos), ocorrendo, principalmente, entre Noqui e Tomboco (Figs. 33 e 34). No entanto, tanto podem relacionar-se com intrusões dos finais do Ciclo Pan-Africano (Congo Ocidental) como com o magmatismo mesozóico, devido à inexistência de determinações radiométricas de idades absolutas. Em Cabinda detectaram-se soleiras e filões doleríticos associados às rochas do Grupo de Terreiro. Apesar destas rochas não terem sido datadas correlacionam-se com os doleritos interestratificados no tilóide inferior do Baixo Congo, devido à equivalência entre os grupos de Terreiro e de *Sansikwa* (LEPERSONNE, 1974).

No extremo sudoeste de Angola (Quadros 4 e 5 e Figs. 21, 22 e 34), próximo da foz do rio Cunene, ocorre o Complexo Eruptivo do Morro Vermelho que, além do granito anteriormente citado, apresenta gabros e dioritos, entre outros litotipos, que forneceram a idade K/Ar aparente de 494±14M.a. (TORQUATO & ALLSOPP, 1973; TORQUATO, 1974a). Evidencia-se aqui, também, um magmatismo pós-tectónico pan-africano.

Ao terminar o período pós-tectónico pan-africano (c.500-450M.a.), já no Ordovícico inferior a médio, dá-se o soerguimento, resfriamento e respectivas consolidação e cratonização definitivas de Angola, em particular das cinturas móveis pan-africanas periféricas em relação ao Cratão de Angola-Congo, em seus extremos noroeste, sudoeste e leste. Somente a partir do Pérmico e, em especial, durante o Jurássico e o Cretácico, se desenvolveu a reactivação wealdeniana da plataforma angolana, tal como sucedeu à

plataforma brasileira (ALMEIDA, 1967 e 1969), proporcionando a abertura do Oceano Atlântico. Este tectonismo ou tectono-magmatismo distensivo, tafrogénico ou gravitacional, do tipo germanótipo, foi acompanhado, no início por importantes manifestações básicas, há c.260-200M.a. (Quadro 5) (TORQUATO & AMARAL, 1973; TORQUATO, 1974a), até culminar pela intrusão dos complexos ultrabásico-alcalinos, alcalino-carbonatíticos e quimberlíticos, entre c.140M.a. e c.70M.a., terminando já no início do Cenozóico (SILVA *et al.*, 1973; TORQUATO & AMARAL, 1973; TORQUATO, 1974a; SILVA, 1978).

3.5. CONCLUSÕES SOBRE A EVOLUÇÃO GEOTECTÓNICA

3.5.1. Arcaico

No escudo arcaico siálico de Lunda-Kasai, de alto grau metamórfico (granito-gnáissico), afloram os granito-gnaisses e gnaisses dioríticos e tonalíticos de Luanyi (c.3.500-3.300M.a.), em geral de natureza ou afinidade trondhjemítica. Estas litologias associam-se às rochas gnáissico-migmatítico-graníticas mais jovens, frequentemente policíclicas, aflorando fora desse escudo, desde a região de Lunda às do Alto Zambeze, Noroeste(Congo) e Sul-sudoeste. As suas formação, remobilização e reactivação ou rejuvenescimento, entre c.3.500M.a. e c.600M.a., processaram-se durante os diversos eventos tectono-termais ocorridos até ao Paleozóico inferior, ou seja, durante os ciclos Musefu-Moyo ou Limpopo-Liberiano (c.2.820-2.680M.a.), Mubindji (c.2.500-2.400M.a.), Eburneano/Eburneano-Ubendiano (c.2.250-1.850M.a) ou Tadiliano (c.2.200-2.000M.a.), Maiombiano (1.500-1.300M.a.), Kibariano (c.1.400-1.300M.a.) e Pan-Africano (Lomamiano – c. 950M.a., Lusakiano – c.850M.a., Congo Ocidental – c.750-450M.a., Lufiliano ou Katanguiano – c.650-450M.a. e Kaokoveld-Damara – c.650-450M.a.), entre outros supostos mais antigos.

Os metagabros, metanoritos e rochas granulíticas associadas (metaenderbitos, metaopdalitos, metagranulitos e metacharnoquitos, entre outros) do Complexo de Kasai-Lomami, de idade próxima da das rochas Luanyi, foram charnoquitizadas posteriormente (c.2.820M.a.). Afloram no Escudo de Lunda-Kasai e, ainda, nas regiões de Malange, N'Dalatando, Mumenga-Dala Cachibo, Cariango e Andulo, entre outras regiões, onde constituem testemunhos residuais que resistiram à remobilização do Ciclo Eburneano.

As rochas até-kimesianas da região Noroeste (Congo) e os gnaisses e migmatitos de N'Dalatando a Malange e a Andulo, passando pelo Cariango, bem como de Dondo a Namibe(Moçâmedes), estas últimas sempre acompanhando de perto a escarpa, englobam também rochas granulíticas e metaultamáficas-máficas Musefu, bem como metassedimentos pré-Musefu. Aquelas rochas gnáissico-migmatíticas relacionam-se com as do Complexo de Dibaya, de Lunda e Kasai, originadas durante o episódio Moyo (c.2.680M.a.).

3.5.2. Arcaico-Proterozóico

Os metapiroxenitos, metahornblenditos, metawerlitos, metadunitos, metagabros, metanoritos, metatroctolitos, metahiperitos, metanortositos e metaopdalitos do Complexo de Cunene (Complexo Gabro-Anortosítico), presentes no sudoeste de Angola e com prosseguimento para sul, para a Namíbia, parecem relacionar-se com as rochas do Complexo de Kasai-Lomami, embora sabendo-se que suas idades K/Ar aparentes não ultrapassam c.2.200M.a., enquanto o granito regional sin-tectónico eburneano de c.2.250M.a. lhes é intrusivo.

Os quartzitos, xistos, anfíbolitos e gnaisses do Supergrupo de Luiza e do Complexo Metamórfico Inferior da Lunda ou do Grupo de Lóvuá (<2.720-2.680M.a.) foram metamorfizados durante o Ciclo Mubindji (c.2.450M.a.) e durante o desenvolvimento da Cintura Móvel de Luiziano-Ubendiano. O Complexo Xisto-Quartzítico-Anfíbolítico com mármore associados e a metassequência vulcano-sedimentar do Grupo de Jamba, presentes na região Sul-sudoeste de Angola, poderão ser contemporâneos das rochas do Supergrupo de Luiza. Porém, os metaconglomerados, quartzitos, metagrauvaques, metarenitos, micaxistos micáceos, filitos, rochas metavulcano-sedimentares, metapórfiros granitóides, metadacitos, metariolitos, metaespilitos e metaqueratófiros, fazendo parte do Supergrupo de Quipungo-Kwanza (grupos de Quibala e Chivanda-N'Gola, este último incluindo os grupos de Chivanda, Chipindo, Cuandja e Bale), serão posteriores àqueles, supondo-se originados entre c.2.500M.a. e c.2.300M.a., em tempos pré-orogénicos eburneanos. Estas últimas rochas supracrustais (Supergrupo de Quipungo-Kwanza), geradas durante e, logo após, a transição arcaico-proterozóica, teriam ocorrido em condições tectónico-magmáticas colisionais, primeiro, segundo um modelo supostamente em arco de ilhas e, depois, evoluindo para uma margem continental activa, após o que se tornou passiva, embora não se disponha actualmente de análises geoquímicas das rochas vulcânicas, de modo a sustentar este modelo tectono-magmático ocorrido no início do Paleoproterozóico. Assim se deu origem ao desenvolvimento da Cintura Móvel de Quipungo distribuída pelas faixas dobradas de

Quipungo e de Cela-Cariango. Estas sequências foram, tal como as do Supergrupo de Kimesiano ou Zadiniano no Noroeste de Angola (Congo) e Baixo Congo, metamorfizadas e granitizadas no Ciclo Eburneano/Eburneano-Ubendiano (c.2.250-1.850M.a.) ou Tadiliano (c.2.200-2.000M.a.). Suas rochas foram, assim, envolvidas por granitos de anatexia e migmatitos granitóides e homofânicos.

3.5.3. Proterozóico

Os quartzitos, metarcoses, micaxistos e metavulcânicas ácidas dos subgrupos de Lulumba e Uonde da região Noroeste (Congo) foram incluídos no Supergrupo de Kimesiano ou Zadiniano (c.2.100M.a.).

As rochas granitóides calco-alcalinas teriam iniciado a sua gênese no Neoarcaico. No entanto, o grande período de granitogênese em Angola ocorreu durante o Paleoproterozóico, coincidindo com a evolução da Cintura Móvel de Quipungo. São geralmente granitos palingenéticos e metassomáticos. Entre eles citam-se os granitos regional sintectónico eburneano (c.2.250M.a.), Vista Alegre (c.1.960M.a.), Canjola e Quibala (c.1.800M.a.). Contudo os granitos de Bibala e de Caraculo foram considerados pré-eburneanos indevidamente, pois são eburneanos tardios ou mesmo pós-eburneanos, no caso de algumas rochas granitóides relacionando-se com eles.

No final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico originaram-se, de modo anorogénico, os granitos alcalinos, às vezes do tipo *Rapakivi*, de Macota (c.1.760M.a.), Chicala e Cacula (c.1.690-1640M.a.) e do microgranito ou pórfiro granítico da Matala (c.1.600M.a.), entre outros, em geral proporcionando a gênese ulterior de manifestações polidiapíricas espaçadas no tempo.

Os xistos pelíticos ou filitos cloríticos, quartzitos e metacalcários silicificados do Grupo Metamórfico Superior da Lunda (c.2.000M.a. a c.1.500M.a.) poderão ser contemporâneos ou um pouco mais antigos que as rochas da série detrítica tabular do Grupo de Oendolongo, das rochas sedimentares de Cahama-Otjinjau (c.1.700-1.300M.a.) e dos metassedimentos do Grupo de Malombe inferior.

Na região do Alto Zambeze desenvolveu-se, em seu extremo sudoeste, a Cintura Móvel de Kibaras, com orientação segundo NE-SW, que culminou por intensos metamorfismo e granitização (c.1.370-1.310M.a.), os quais atingiram a sequência detrítica, química e vulcânica do grupo de Malombe inferior. Esta unidade é capeada, em discordância, pelo Supergrupo de Roan, pós-kibariano, equivalente do Grupo de Malombe superior (c.1.310M.a. a c.870M.a.), a sequência mais antiga da Cintura Móvel Pan-Africana do Arco Lufiliano.

Na região Sul-sudoeste magmatismo ácido, de carácter cratónico, foi responsável pela gênese dos granitos e microgranitos alcalinos vermelhos, do tipo do da Matala, entre outros (c.1.400M.a. a c.1.200M.a.). Idênticos granitos ocorrem na região da Lunda. Aqui, outros granitos alcalinos e monzonitos forneceram idades pós-tectónicas kibarianas (c.1.155M.a.).

Manifestações magmáticas ultrabásicas e, principalmente, básicas, em geral fissurais e, menos frequentemente, extrusivas (piroxenitos, hornblenditos, serpentinitos, gabros, doleritos, noritos, basaltos, espilitos e traquiandesitos) ocorreram através de todas as regiões de Angola, durante grande intervalo de tempo (c.2.000M.a., c.1.500M.a., c.1.300M.a., c.1.200M.a., c.1.100M.a., c.990M.a., c.850M.a., c.800M.a. e c.600M.a. a c.450M.a.).

As rochas metavulcânicas, metavulcano-sedimentares e metassedimentares do Supergrupo de Maiombiano, na região Noroeste (Congo), foram intruídas pelo granito de Mativa (c.1.027M.a.). Sua idade pode ascender quase ao Ciclo Eburneano. Contudo as suas rochas foram metamorfizadas durante o Ciclo de Maiombiano, contemporâneo do de Kibaras (c.1.370-1.310M.a.).

A metassequência detrítico-química do Grupo de Macondo, na região do Alto Zambeze, contemporânea da dos supergrupos de Kundelungu inferior e superior da Zâmbia, é posterior à orogenia Lomamiana (c.950M.a.), embora anterior à orogenia Lufiliana (c.656M.a.). O seu metaconglomerado basal originou-se, presumivelmente, há c.850M.a.

Na região Noroeste (Congo) fez-se sentir a orogenia do Congo Ocidental no final do Neoproterozóico. Gerou-se, desse modo, a Cintura Móvel de Congo Ocidental. Assim se depositaram, metamorfizaram e deformaram os arenitos, pelitos e calcários do Supergrupo de Congo Ocidental, após a idade de c.1.027M.a. O seu Grupo de Xisto-Calcário, sobrepondo-se à sucessão do grupo de Alto Chiloango, ter-se-ia depositado em tempos posteriores à deformação principal, ocorrida há c.734M.a., enquanto a sequência terminal do Grupo de Xisto-Gresoso culminou a sua deposição pelo Subgrupo de Inkisi, de natureza arcósica.

Na região Sul-sudoeste, contígua à Namíbia, desenvolveu-se a Cintura Móvel de Kaokoveld-Damara, durante o mesmo Ciclo Pan-Africano. Foi, assim, responsável pela deposição dos sedimentos e vulcanoclastitos ácidos do Grupo de Chela (c.1.050M.a. a c.800M.a.), equivalente do Grupo de Nosib, bem como dos calcários estromatolíticos da Formação de Leba-Tchamalindi, esta equivalente do Subgrupo de Tsumeb, integrante do Grupo de Otavi. Estas duas últimas unidades, bem como o referido Grupo de Nosib, presentes na Namíbia, constituem o Supergrupo de Damara. Seu ambiente deposicional, na região oriental, foi o de uma plataforma mais ou menos estável. Na região ocidental ou zona interna do

ramo de Kaokoveld originaram-se os gnaisses, anfíbolitos, mármore, metadolomitos, quartzitos, metarenitos e metaconglomerados do Complexo de Espinheira. Este é equivalente do Supergrupo de Damara indiferenciado. A deformação, metamorfismo, migmatização e granitização principais foram consequência do Ciclo de Kaokoveld-Damara (550±100M.a.).

3.5.4. Proterozóico-Paleozóico

Durante todo o Ciclo Pan-Africano, entre os períodos sin e pós-tectónicos, originaram-se o granito peralcalino de Noqui (c.733M.a. e c.536M.a.), o sienito de Tomboco, os granitos, gabros e dioritos do Complexo Eruptivo do Morro Vermelho (c.592Ma. a c.494M.a.) e o granito alcalino de Cahama (c.432M.a.). As intrusões ultrabásicas, presentes entre Noqui e Tomboco, podem também relacionar-se com manifestações pós-tectónicas pan-africanas.

Após a cratonização definitiva de Angola, no Ordovícico médio a superior (c.450M.a.), somente no Carbónico superior se iniciou a génese da bacia sedimentar intracratónica do interior de Angola e, do Jurássico superior ao Cretácico inferior, a da bacia sedimentar costeira, por processos essencialmente epirogénicos e tectónicos distensivos ou tafrogénicos.

4. AGRADECIMENTOS

Este trabalho tornou-se possível a partir do desenvolvimento do relatório sobre a geologia de Angola elaborado pelo autor, em 1990, para Hidroprojecto Consultores de Hidráulica e Salubridade S.A. (Lisboa – Portugal), a quem agradece o ter-lhe permitido a sua utilização, em associação com MacDonald & Partners Limited (Cambridge – Reino Unido), integrando o Inventário Hidrológico para os Países ao sul do Saará (Países do SADCC) relacionado com o Programa de Desenvolvimento das Nações Unidas do Banco Mundial. Agradecimentos são igualmente devidos aos geólogos Rubem Dias e Daniel Oliveira pelo apoio no processamento e elaboração do *Abstract* deste trabalho, respectivamente

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALBUQUERQUE, C. A. R. & GOMES, S. F. (1962) – Rochas do corte da estrada de Quizenga-Lucala-Sambacajú-Salazar (Angola). Rochas de carácter charnoquítico, *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, 53.
- ALMEIDA, F. F. M. (1967) – Origem e evolução da plataforma brasileira, *Dep. Nac. Prod. Min. (DNPM)*, Rio de Janeiro, **241**, 36 pp.
- ____ (1969) – Diferenciação tectónica da plataforma brasileira, *An. Congr. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.*, Salvador, pp. 29-46.
- ANDRADE, C. F. (1953) – Subsídios para o conhecimento da Geologia da Lunda, *Comp. Diam. Angola, Diamang, Publ. Culturais*, Lisboa, 17.
- ANDRADE, J. M. (1950a) – Estado actual dos conhecimentos sobre as rochas ígneas de Angola, *Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, pp. 1-87, *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, 27, pp. 35-99.
- ____ (1950b) – Novas rochas basálticas do litoral de Angola, *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Centr. Est. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, 28, pp. 20-25.
- ____ (1951) – Um aspecto de semelhança entre as formações ígneas de Angola e do Brasil, *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Centr. Est. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, 29, pp. 37-54.
- ____ (1952a) – Novas ocorrências de basaltos em Angola, *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Centr. Est. Geo. Univ. Coimbra*, Coimbra, 33, pp. 48-52, *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, Coimbra, 22.
- ____ (1952b) – Esboços geológicos da parte ocidental de Angola, por Francisco Luis Pereira de Sousa, *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- ____ (1954) – Rochas graníticas de Angola, *Mem. Junta Miss. Geogr. Invest. Ultram.*, Lisboa, Sér. Geol., **4**, 464 pp.
- ____ (1959a) – Análises químicas de rochas eruptivas de Angola, publicadas até fins de 1959, *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, Porto, 4ª Série, 76.
- ____ (1959b) – Contribuição para o estudo das rochas eruptivas da região do Morro Vermelho, próximo da foz do rio Cunene (Angola), *Garcia de Orta, Rev. Junta Miss. Geogr. Invest. Ultram.*, Lisboa, **7**(1), pp. 109-133.

- _____ (1962) - Sobre a ocorrência de doleritos com augite, enstatite e micropegmatite no Sudoeste de Angola, Est. Cient. oferecidos em homenagem ao Prof. Doutor J. CARRINGTON DA COSTA, *Mem. Junta Invest. Ultram.*, Lisboa, pp. 495-306.
- _____ (1970) – Rochas doleríticas de Angola. Estado actual do seu conhecimento, in *Curso de Geologia do Ultramar, Publ. Junta Invest. Ultram.*, Lisboa, 2, pp. 145-190.
- ANDRÉ, L. (1976) – Etude aérophotomorphologique et pétrographique de Katangien de la mosaïque contrôlée de Kapulo au Shaba, *Mém. Licence, Univ. Libre de Bruxelles*.
- BARR, M. W. C.; CAHEN, L. & LEDENT, D. (1978) – Geochronology of syn-tectonic granites from Central Zambia: Lusaka Granite and Granite, NE of Rufunsa, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 100, pp. 47-54.
- BASSOT, J. P.; CAHEN-VACHETTE, M.; MOMBO, C. K.; VIALETTE, Y. & VIDAL, Ph. (1987) – Géochronologie de l'archéen Gabonais, *Abst. 14ème Colloque Géol. Africaine*, Berlin.
- BASSOT, J. P.; PASCAL, M. & VIALETTE, Y. (1980/1981) – Données nouvelles sur la stratigraphie, la géochimie et la géomorphologie des formations précambriennes de la partie méridionale du Haut Plateau angolais, *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. (2 Série)*, Sect. 4, n° 4 (1980-81), pp. 285-309.
- BATOLLA JR., F.; HAMA, M. & LOPES, JR., I. (1977) – Idades radiométricas K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas da região leste do Paraná, *Atas 1º Simp. Reg. Geol., Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, pp. 324-337.
- BEETZ, P. F. W. (1933) – Geology of South West Angola, between Cunene and Lunda axis, *Trans. Geol. Soc. South Africa*, Johannesburg, 36, pp. 137-176.
- BERTRAND-SARFATI, J. (1972) – Stromatolites colonnaires de certains formations carbonatées du Précambrien supérieur du Bassin Congolais (Bushimay, Lindien, Ouest-Congolien), *Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren, Belg., in: 8^{ème} Sér. Géol., n° 74.
- BINDA, P. L. & MULGREW, J. R. (1974) – Stratigraphy of copper occurrences in the Zambian Copperbelt, *Gisements stratiformes et provinces cuprifères, Soc. Geol. Belg.*, Liège, pp. 215-233.
- BLAXLAND, A.; GOHN, E.; HAACK, U. & HOFFER, E. (1979) – Rb/Sr ages of late-tectonic granites in the Damara Orogen, Southwest Africa/Namíbia, *Neues Jahrb. Mineral. Monatshefte*, 11, pp. 498-508.
- BURGER, A. J.; CLIFFORD, T. N. & McG. MILLER, R. (1976) – Zircon U-Pb ages of the Franzfontein granitic suite, northern South West Africa, *Prec. Res., Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam, 3, pp.415-431.
- CAHEN, L. (1966) – Premières données sur l'âge du granite de Lunge (près Kamina, Katanga), *Rapp. Annu. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1965), pp. 104-106.
- _____ (1970) – Etat actuel de la géochronologie du katangien, *Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), in: 8^{ème} Sér. Géol., 65, pp. 7-14.
- _____ (1973) – Corrélations de certaines séries du Précambrien supérieur du Zaïre à la lumière de l'étude des stromatolites et des données de géochronologie radiométrique, *Rapp. Annu. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1972), pp. 38-51.
- _____ (1974) – Geological background to the copper-bearing strata of southern Shaba, Zaïre, *Gisements stratiformes et provinces cuprifères, Cent. Soc. Géol. Belg.*, Liège, pp. 57-77.
- _____ (1977a) – Quelques données sur le plissement zadinien, *Rapp. Annu. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1976), pp. 29-50.
- _____ (1977b) – Vue d'ensemble sur les supergroupes antérieurs à l'Ouest-Congolien dans la zone interne de l'orogène ouest-congolien depuis l'Angola septentrional jusqu'à au Gabon, *Rapp. Annu. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1976), pp.65-79.
- _____ (1978) – La stratigraphie et la tectonique du Supergroupe Ouest-Congolien dans les zones médiane et externe de l'orogène ouest-congolien (pan-africain) au Bas Zaïre et dans les régions voisines, *Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), i 8vo, Sci. Géol., 83.
- CAHEN, L.; DELHAL, J. & LEDENT, D. (1976) – Chronologie de l'orogénèse ouest-congolien (Pan-Africaine) et comportement isotopique de roches d'alcalinité différent dans la zone interne de l'orogène, au Bas Zaïre, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 99, pp. 189-203.
- _____ (1978a) – Etudes géochronologiques dans la région de Boma (Zaïre). Le massif gneissique de Luki-Temvo, le granite de la Mao et le granite pegmatoïde de Cul de Boma, *Rapp. annu. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1977), pp. 81-97.
- CAHEN, L.; DELHAL, J. & TACK, L. (1978b) – Données sur la géochronologie du Mayumbien (Bas Zaïre), *Bull. Soc. Belg. Géol.*, 87, pp. 101-112.
- CAHEN, L.; KRÖNER, A. & LEDENT, D. (1979) – The age of the Vista Alegre pluton and its bearing on the reinterpretation of the Precambrian geology of northern Angola, *Ann. Soc. Belg. Géol.*, 102, pp 265-275.

- CAHEN, L. & MORTELMANS, G. (1942) – Contribution à la carte géologique du Katanga. La géologie des degrés carrés Mokade e Sampwe, *Bull. Soc. Belg. Géol., Paléontol., Hydrol.*, 50 (1940-1), pp. 7-47.
- CAHEN, L. & LEPERSONNE, J. (1967) – The Precambrian of the Congo, Ruanda and Burundi, In *The Precambrian* (Ed. K. RANKAMA), *Interscience*, New York, Vol. 3, pp. 145-290.
- CAHEN, L. & SNELLING, N. J. (1966) – The Geochronology of Equatorial Africa, *North Holland*, Amsterdam.
- CAHEN, L.; SNELLING, N. J.; DELHAL, J. & VAIL, J. R. (1984) – The Geochronology and Evolution of Africa, *Clarendon Press*, Oxford, 512 pp.
- CARVALHO, H. (1970) – Contribution à la géochronologie du South-Ouest de l'Angola, *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 19, pp.23-24.
- _____ (1971) – Cronologia das formações geológicas precâmblicas na região central do Sudoeste de Angola e tentativa de correlação com as do Sudoeste Africano, *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 20, pp. 61-71.
- _____ (1972) – Chronologie des formations géologiques précambriennes de la région central de South-Ouest de l'Angola et essai de corrélation avec celles du Sud-Ouest Africain, *24th Int. Geol. Cong.*, Montreal, Sect. 1, pp. 187-194.
- _____ (Coord., 1980/1981/1982) – Carta Geológica de Angola, na escala 1/1.000.000, *Inst. Inv. Cient. Tropical*, Lisboa, 4 folhas.
- _____ (1981) – Breves considerações de natureza geológica e de cronologia absoluta sobre as rochas do soco antigo (Arcaico) de Angola, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 22, pp. 307-314.
- _____ (1982) – Geologia de Angola (folhas 1, 2, 3 e 4; escala 1/1.000.000), *Inst. Inv. Cient. Tropical*, Lisboa.
- _____ (1983) – Notice explicative préliminaire sur la géologie de l'Angola, *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 6, pp. 15-30.
- _____ (1984) – Estratigrafia do Precâmbrico de Angola, *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta*, Lisboa, 7(1-2), pp. 1-66.
- CARVALHO, H. & ALVES, P. H. (1990) – Complexo Gabro-Anortosítico do SW de Angola/NW da Namíbia. Notas sobre a geologia geral. Tentativa de interpretação genética (Gabbro-Anortosite Complex of SW Angola/NW Namíbia. Notes about the general geology. An essay of genetic interpretation), *Com. Inst. Inv. Cient. Tropical, Sér. Ciências da Terra*, Lisboa, 2, 66 pp.
- _____ (1993) – The Precambrian of SW Angola and NW Namíbia, *Com. Inst. Inv. Cient. Tropical*, Lisboa, 4, 38 pp.
- CARVALHO, H.; ALVES, P. H.; TASSINARI, C. C. G.; GUIMARÃES, F. R. & SIMÕES, M. V. C. (1998) – Rb-Sr basement geochronology of the Luanda-Malange region (NW Angola), *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Horta, Sér. Geol.*, Lisboa, 17(1-2), pp. 15-25.
- _____ (2000) – Geochronological review of the Precambrian in western Angola: links with Brazil, *Journal of African Earth Sciences, Elsevier Science L^{td}*, pp. 393-402.
- CARVALHO, H.; CRASTO, J.; SILVA, Z. C. & VIALETTE, Y. (1987) – The kibarán cycle in Angola: a discussion, in BOWDEN, P. & KINNAIRD, J. (Ed.), *African Geology Reviews*, John Wiley & Sons, pp.85-102.
- CARVALHO, H.; FERNANDEZ, A. & VIALETTE, Y. (1979) – Chronologie absolue du Précambrien du Sud-Ouest de l'Angola, *C. R. Acad. Sci. Paris*, Paris, 288, pp.1647-1650.
- CARVALHO, H. & PEREIRA, E. (1969) – Fenómenos de bordadura e metamorfização dos gabros da região de Vila de Almoester (Angola, África Ocidental Portuguesa), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 20, pp. 25-53.
- _____ (1972) – Carta Geológica de Angola, na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 377 (Vila de Almoester), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 52 pp.
- CARVALHO, H. & SIMÕES, M. V. C. (1971) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 376 (Macota), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 53 pp.
- _____ (1972) – Algumas considerações sobre as séries metamórficas da região central do sudoeste de Angola, *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, Lisboa, 2ª Série, C, 17(1), pp. 135-158.
- CARVALHO, C. & TASSINARI, C. C. G. (1992) – Idades do magmatismo granítico da região do Caraculo-Bibala (SW de Angola) e suas implicações na correlação geológica com o Cinturão Ribeira no sudeste do Brasil, *Revista Brasil. Geoc.*, Soc. Brasil. Geol., São Paulo, 22(1), pp. 73-81.
- CLIFFORD, T. N.; NICOLAYSEN, L. O. & BURGER, A. J. (1962) – Petrology and age of the pre-Otavi basement granite at Franzfontein, northern South-West Africa, *J. Petrol.*, 3, pp. 244-279.
- CLIFFORD, T. N.; ROOKE, J. M. & ALLSOPP, H. L. (1969) – Petrochemistry and age the Franzfontein granitic rocks of northern South-West Africa, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, pp. 973-986.

- CORREIA, H. (1973) – Sobre a existência de rochas vulcanoclásticas na *Formação de Chela* (Região do Planalto da Humpata), *Rev. Ciênc. Geol. Univ. Luanda*, Curso de Ciências, Luanda, 1, pp. 27-32.
- _____ (1976) – O Grupo Chela e a Formação Leba como novas unidades litoestratigráficas resultantes da redefinição da *Formação da Chela* na região do Planalto da Humpata (Sudoeste de Angola), *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 20, pp. 65-130.
- COWARD, M. P. (1979) - An orogenic triple junction in the Pan African rocks of Namíbia, *Résumés 10th Colloq. Géol. Africaine*, Montpellier, 36 pp.
- DELHAL, J. (1957) – Massif charnockitique au Kasai (Congo Belge), *Bull. Soc. Belge Géol., Paléontol., Hydrol.*, **66**, pp. 10-20.
- _____ (1958) – Sur le volcanism ancien dans le sud-Kasai (Congo Belge), *Bull. Soc. Belge Géol., Paléontol., Hydrol.*, **67**, pp. 179-187.
- _____ (1963) – Le socle de la région du Luiza (Kasai), *Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belge), in: 8^{ème} Sér. Géol., 45.
- _____ (1973) – Contribution à la connaissance géologique du Nord-East Lunda (Angola), *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belge), Dépt. Géol. Min. (1972), pp. 53-62.
- DELHAL, J. & LEDENT, D (1965) – Quelques résultats géochronologiques relatifs aux formations du socle de la région de Luiza (Kasai), *Bull. Soc. Belge Géol., Paléontol., Hydrol.*, **74**, pp. 102-113.
- _____ (1971) – Ages U/Pb et Rb/Sr et rapports initiaux du strontium du complexe gabbro-noritique et charnockitique du Bouclier du Kasai (République Démocratique du Congo et Angola), *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, pp.211-221.
- _____ (1973a) – Résultats de quelques mesures d'âges radiométriques par le méthode Rb/Sr dans les pegmatites de la haute Luanyi, région du Kasai (Zaire), *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belge), Dépt. Géol. Min. (1972), pp.102-103.
- _____ (1973b) – L'âge du complexe metasedimentaire de Luiza, région du Kasai (Zaire), *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96, pp. 289-300.
- _____ (1976) – Age et évolution comparée des gneisses migmatitiques pré-zadins des régions de Boma et de Mpozo-Tombagadio (Bas Zaire), *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 99, pp. 165-187.
- _____ (1978) – Données géochronologiques dans la région de Matadi (Zaire) relatives à la syénite de la Mpozo et aux métarhyolites, *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belge), Dépt. Géol. Min. (1977), pp. 99-110.
- DELHAL, J.; LEDENT, D. & PASTEELS, P. (1975) – L'âge du complexe granitique et migmatitique de Dibaya (Région de Kasai, Zaire), par les méthodes Rb-Sr et U-Pb, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 98, pp. 141-154.
- DELHAL, J.; LEDENT, D. & TORQUATO, J. R. (1976) – Nouvelles données géochronologiques relatives au complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai et à son prolongement en Angola, *Ann. Soc. Géol. Belg.* 99, pp. 211-226.
- DELHAL, J; LEPERSONNE, J. & RAUCQ, P. (1966) – Le Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua, *Ann. Mus Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), in: 8^{ème} Sér. Géol., 51.
- DELHAL, J & LIÉGEOIS, J. P. (1982) – Le socle granito-gneissique du Shaba occidental (Zaire) – Pétrographie et Géochronologie, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105, pp. 295-301.
- DORR II, J. V. N. *et al.* (1957) – Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero, *Av. Div. Fom. Prod. Min., DNPM*, Rio de Janeiro, 81, pp. 1-31
- DRYSDALL, A. R.; JOHNSON, R. L.; MOORE, T. A. & THIENE, J. G. (1972) – Outline of the geology of Zambia, *Geol. Mijnbouw*, 51, pp. 265-276.
- DUMOND, P. (1967) – Essai de subdivision lithostratigraphique du Kundelungu supérieur, *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belge), Dépt. Géol. Min. (1966), pp. 43-62.
- _____ (1971) – Révision générale du Katagien. Le plateau des Bianco. Les phases précoces de l'orogénèse katangienne, *Unpublished Thèse doctorat*, Univ. Libre de Bruxelles.
- FIEREMANS, C. (1958) – Le *compartiment Kasadi-Sadi* du groupe de la Lulua. Relations stratigraphiques et tectoniques avec les régions Luiza-Lueta et le Nord-Est de la Lunda (Angola), *Bull. Soc. Belge, Géol., Paléontol., Hydro.*, **67**, pp. 232-258.
- FLEISHER, V. D.; GARLICK, W. G. & HALDANE, R. (1976) – Geology of The Zambia Copperbelt, in *Handbook of strata-bound and stratiforme deposits. II – Regional studies and specific deposits* (Ed. K. W. WOLF), *Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam, pp. 223-252.
- FRANÇOIS, A. (1973) – L'extrémité occidentale de l'arc cuprifère shabéen. Etude géologique, *Gécamines*, Likasi, 120 pp.
- _____ (1974) – Stratigraphie, tectonique et minéralisation dans l'arc cuprifère du Shaba (République Démocratique du Zaire), *Gisements statiformes et provinces cuprifères*, *Soc. Géol. Belg.*, Liège, pp. 79-101.

- FYFE, W. S. & LEONARDOS JR., O. H. (1973) – Ancient metamorphic migmatite belts of the Brazilian-African coast, *Nature*, **244**, pp. 501-502.
- GALVÃO, C. A. F. (1973a) - Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha da Gabela, *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- _____ (1973b) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha de Londeia, *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- GALVÃO, C. A. F. & SILVA, Z. (1972) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa das folhas 227/228 (Lobito), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- GALVÃO, C. A. F. & SIMÕES, M. V. C. (1971) - Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 208 (Amboiva-Atome), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- GLICKSON, A. Y. (1976) – Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of the southern hemisphere, In *The early history of the Earth* (Ed. B. F. WINDLEY), J. Wiley, New York and London, pp. 257-277.
- GONÇALVES, F. G. (1972) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 296 (Impulo-Chongorói), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 24 pp.
- GUJ, P. (1970) – The Damara mobile belt in the south-western Kaokoveld, South West Africa. *Bull. Precamb. Res. Unit*, Univ. Capetown, Capetown, 8.
- HAACK, U.; GOHN, E. & KLEIN, J. A. (1980) – Rb/Sr ages of granitic rocks along the middle reaches of the Omaruru River and the timing of orogenic events in the Damara belt (Namíbia), *Contrib. Min. Petrol.* **74**, pp. 349-360.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R. & COIMBRA, A. M. (1975) – The Ribeira Folded Belt, *Rev. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, **5**(4), pp. 257-262.
- HERZ, N. (1970) – Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil, *U. S. Geol. Survey*, Prof. Paper, 641-B, Washington, 58 pp.
- KORPERSHOEK, H. R. (1964a) – The Geology og Degree Sheet Sul B-33/H-N (Noqui-Tomboco), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 9-10, pp. 1-183 e 1-99.
- _____ (1964b) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul B-33/H-N (Noqui-Tomboco), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- _____ (1970) – Geology of the Cassinga north area; explanatory note of the 1/50,000 geological map, *Rel. inéd. Comp. Min. Lobito*, Div. Prosp. Cassinga, Jamba.
- _____ (1974) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 73 (Nambuanguongo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 33 pp.
- _____ (1984) – The geology of the Cassinga district (Angola) and its potential as compared to that of the Serra dos Carajás (Brazil), *33º Cong. Bras. Geol., Soc. Brasil. Geol.* Rio de Janeiro.
- KÖSTLIN, E. C. (1967) – The Geology of part of the Cunene Basic Complex, Kaokoveld, South West Africa, *M. Sc. Thesis, Precamb. Res. Unit*, Univ. Cape Town, Cape Town, (inedit), 104 pp.
- KRÖNER, A. (1974) – Report on field work in Angola, *10th and 11th annual reports* (1973 and 1973), pp. 74-76 and 98-103.
- _____ (1977) – The Precambrian geotectonic evolution of Africa: plate accretion versus plate destruction, *Prec. Res., Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam, **4**, pp. 163-213.
- KRÖNER, A. & CORREIA, H. (1980) – Continuation of the Pan African Damara belt into Angola: A proposed correlation of the Chela group in southern Angola with the Nosib group in northern Namíbia (S. W. A.), *Trans. Geol. Soc. South Afr.*, **83**, pp.5-16.
- KRÖNER, A.; HALPERN, M. & JACOB, R. E. (1978) – Rb-Sr geochronology in favour of polymetamorphism in the Pan African Damara belt of Namíbia (South West Africa), *Geol. Rdsch.*, **67**, pp. 688-706.
- KRÖNER, A. & HAWKESWORTH, C. (1977) - Late Pan-African emplacement ages for Rössing alaskitic granit (Damara belt) in Namíbia and Rooi Lepel bostonite (Gariiep belt) in Namíbia and their significance for the timing of metamorphic events, *Ann. Rep. Res. Inst. Afr. Geol.*, Univ. Leeds, **20**, pp. 14-17.
- LAPÃO, L. G. P. & PEREIRA, E. (1971) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 206 (Egito Praia), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- LAPÃO, L. G. P. & SIMÕES, M. V. C. (1972) – Carta Geológica de Angola na escal 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 184 (Novo Redondo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- LAPIDO-LOUREIRO, F. E. V. & MACHADO, L. (1972) – Contribuição para o Conhecimento Geológico de uma área de 15.00km² correspondente às folhas n^{os} 359, 360, 381 e 382, na escala 1/100.000, *Rel. Prel. Map. Geol. Prov., Rel. Com. Inst. Inv. Cient. Angola*, Luanda, 23, 21 pp.
- LEDENT, D.; LAY, C. & DELHAL, J. (1962) – Premières données sur l'âge absolu des formations anciennes du socle du Kasai (Congo méridionale), *Bull. Soc. Géol. Belg.*, **71**, pp. 223-237.

- LEFEBVRE, J. J. (1973) – Présence d'une sédimentation pyroclastique dans le Mwashya inférieur du Shaba méridional (ex-Katanga), *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **96**, pp. 197-217.
- _____ (1976) – Les roches ignées dans le Katangien du Shaba (Zaïre), le district du Cuivre, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **98**, pp. 47-73.
- _____ (1977) – Le contact entre le Kundelungu et le Roan à Mulungwishi, Shaba, Zaïre, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **99**, pp. 401-466.
- _____ (1979) – Le groupe de Mwashya. Mégacyclothème terminal du Roan (Shaba: Zaïre sud-oriental). I. Approche lithostratigraphique et l'étude de l'environnement sédimentaire, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **101**, pp. 209-226.
- LEFEBVRE, J. J. & CAILTEUX, S. (1976) – Volcanisme et minéralisations diagénétiques dans le plissement de l'Etoile, Shaba, Zaïre, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **98**, pp. 177-195.
- LEONARDOS, JR., O. H. & FYFE, W. S. (1974) – Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region, Brazil, *Contrib. Miner. Petrol.* **46**, pp. 201-214.
- LEPERSONNE, J. (1951) – Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains anciens du Bas-Congo, *Bull. Soc. Géol. Belg.*, **60**, pp. 169-189.
- _____ (1969) – Etude photogéologique de la région du mont des Homa, de la Luna et de Logo (Congo nord-oriental), *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1968), pp. 19-26.
- _____ (1974) – Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1:2.000.000 et Carte Géologique, *Dépt. Mines, Dir. Géol. Rep. Zaïre*, Kinshaza, 67 pp.
- _____ (1977) – Les formations sédimentaires en contact avec le massif granitique de la Lufu à son extrémité Sud-Est, *Rapp. Ann. Mus Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1976), pp. 121-128.
- _____ (1979) – Géologie et stratigraphie du Mayumbien et du Sansikwa dans la région du Bas Zaïre comprise entre l'ancienne route Kinshasa-Matadi et la frontière de l'Angola, *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1978).
- LONGYAR COMPANY (1952/1955) – The Curoca Area, Province Angola, Portuguese West Africa, *Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 2.
- _____ (1955) – Geological Reconnaissance for the Government of Portugal. I. - Pungo-Andongo Area. II – Curoca Area. III – Alto Zanbeze.
- MARQUES, M. M. (1977) – Esboço das grandes unidades geomorfológicas de Angola (2ª aproximação), *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, **2**(1), pp.41-43
- MARTIN, H. (1965) – The Precambrian geology of South West Africa and Namaqualand, *Precamb. Res. Unit*, Univ. Capetown, Capetown, 159 pp.
- _____ (1974) – Damara rocks as nappes on the Nankluft Mountains, South West Africa, In: *Contributions to the Precambrian geology of southern Africa: a volume in honour of JOHN DE VILLIERS* (Ed. A. KRÖNER), *Bull. Precamb. Res. Unit*, Univ. Capetown, Capetown, 15, pp. 153-165.
- MARTIN, H. & PORADA, H. (1977) – The intracratonic branch of the Damara Orogen in South West Africa, *Prec. Res., Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam, 5, pp. 311-338.
- MENDELSON, F. (Ed., 1961) – The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt, *Macdonald*, London.
- MENDES, F. (1966) – Ages absolus par la méthode au Strontium de quelques roches d'Angola, *C. R. Ac. Sci. Paris*, Paris, 262, pp. 2201-2203.
- _____ (1968) – Mésures géochronologiques en Angola, *Unpublished Thesis*, Fac. Ciênc. Univ. Clermont-Ferrand, Clermont-Ferrand.
- MENDES, F. & VIALETTE, Y. (1972) – Le Précambrien de l'Angola, *24th Int. Geol. Cong.*, Montreal, Sect. 1, pp. 213-220.
- MONFORTE, A. (1960) – Síntese Geral da Geologia do Nordeste da Lunda, *Comp. Diam. Angola. Diamang*, Lunda, Ciclostilado.
- _____ (1988) – O Diamante en Angola. Nas rochas kimberlíticas e nos jazigos secundários, *Sociedade Portuguesa de Empreendimentos*, Lisboa, Tomo I – Geologia Geral, 104 pp.
- MOREIRA A. F. D. & PEREIRA, E. (1971) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 186 (Ebo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- MOREIRA, A. F. D.; PEREIRA, E. & NUNES, A. (1973) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 165 (Quibala), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- MOUTA, F. (1954) – Notícia Explicativa do Esboço Geológico de Angola (1:2.000.000), *Junta Invest. Ultramar*, Lisboa.
- MOUTA, F. & O'DONNELL, H. (1933) – Carte Géologique de l'Angola (1:2.000.000). Notice Explicative, *Ministério das Colónias*, Lisboa.

- NEIVA, J. M. C. & ALBUQUERQUE, C. A. R. (1963) – Leptinitos e rochas de fácies charnoquítica de entre Salazar e Dondo (Angola), *Mem. Not., Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Centr. Est. Geol. Univ. Coimbra*, Coimbra, 55, pp. 49-82.
- OLIVEIRA, J. T. (1980/1981) – O Precâmbrico vulcano-sedimentar da região de Chipindo, Angola. Considerações sobre a estratigrafia e tectónica, *Bol. Soc. Geol. Portugal, Livro de Homenagem ao Professor Doutor CARLOS TEIXEIRA*, Lisboa, 22, pp. 315-325.
- PASCAL, M.; COLLEAU, A.; DHELLEMMES, R. & MADRE, M. (1970) – Notice Explicative Feuille Sul D-33/P (Vila de Folgares), *Bur. Rech. Geol. Min.* (rapport de fin de mission – 73 RMG 014 AF), *Comp. Min. Lobito*, Angola, inéd., 19 pp.
- PASTEELS, P. (1971) – Age du granite de Lunge (près de Kamina, Katanga), *Rapp. Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), Dépt. Géol. Min. (1970), pp. 41.
- PEREIRA, E. (2004) – Síntese da Geologia do Parque Nacional da Cameia, Angola, *Conv. Inst. Geol. Min. / Inst. Geol. Angola*, Lisboa, inédito, 10 pp.
- PEREIRA, E.; MOREIRA, A. F. D.; VAN-DÛNEM, M. V. & GONÇALVES, F. G. (2001) – Carta geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul D-33/H (Chongorói), *Inst. Geol. Angola*, Luanda, 46 pp.
- PEREIRA, E.; RODRIGUES, J. & REIS, B. (2000) – Evolution of Congo Central Basin and the continental damantiferous units in Angola, *Poster 31th Congr. Intern. Geol.*, Brasil.
- _____ (2003) – Synopsis of Lunda Geology, NE Angola: Implications of diamond exploration, *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 90, pp. 189-212.
- PERES, A. M.; CRUZ, A. G. & SIMÕES, M. V. C. (1967) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 337 (Sul D-33/O-III – Sendi), *Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 1-979, *Mem. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 3.
- PERES, A. M.; MOREIRA, A. F. D. & PEREIRA, E. (1970) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 185 (Vila Nova do Seles), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- POLINARD, E. (1925) – Constitution géologique des régions de la Bushimaie et de la Lubi aux confins de la Province Congo-Kasai et du Katanga, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, Publ. rel. Congo Belge, 48, (1924-1925), C42-C123.
- RAUCQ, P. (1957) – Contribution à la connaissance du système de la Bushimay (Congo Belge), *Ann. Mus. Congo Belge*, Tervuren (Belg.), in: 8^{ème} Sér. Géol., 18.
- _____ (1970) – Nouvelles acquisitions sur le système de la Bushimay (République Démocratique du Congo), *Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), *Sci. Géol.*, 69.
- RODRIGUES, A. (1972) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 53 (Nordeste), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 13 pp.
- _____ (1974) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 52 (Cassanguidi), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 21 pp.
- RODRIGUES, A. & ALBUQUERQUE, H. (1974) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 70 (Canzar), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 13 pp.
- RODRIGUES, A. & PEREIRA, E. (1973a) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 69 (Cambulo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 52 pp.
- _____ (1973b) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 87 (Cachimo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 29 pp.
- RYNEARSON, G. A. *et al.* (1954) – Contacto basal da série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero ferrífero, Minas gerais, *Av. Div. Geol. Mineral*, Rio de Janeiro, 34, pp. 1-18.
- SACS (SOUTH AFRICAN COMMITTEES FOR STRATIGRAPHY, 1980) – Stratigraphy of South Africa, Part 1 (comp. L. E. Kent), *Handl. Geol. Serv. South Africa*, Pretória, 8, 690 pp.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1958) – Sedimentary cycles and orogenies in the precambrian of Northern Angola, *An. Serv. Geol. Afr.*, Réunion Léopoldville (unpublished), Rel. cópia Serv. Geol. Min. Angola, Luanda, 7-14.
- _____ (1961) – Sedimentary cycles in the West Congo Geosyncline of Northwest Angola, *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 3, pp. 47-62.
- _____ (1976) – Proclasis in the Vista Alegre and Quibaxe granites (Northwest Angola), *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, Amsterdam, Ser. B., 79(1), pp.55-68.
- _____ (1982) – The age of the Vista Alegre pluton and the unity of the West Congo Sequence, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 105, pp.87-95.
- SCHERMERHORN, L. J. G. & STANTON, W. I. (1960) – La limite Schisto-calcaire – Schisto-gréseux en Angola, en A. E. F. et au Congo, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 84(2), pp. 91-101.
- _____ (1963a) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul B-33/U (Bembe), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.

- _____ (1963b) – Tilloids in the West Congo Geosyncline, *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, 119, pp. 201-241.
- SCHOBENHAUS FILHO, C. (Coord., 1979) – Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Notícia Explicativa das Folhas de Rio Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23), *Minitétio de Minas e Energia, Dep. Nac. Prod. Min. (DNPM)*, Brasília, 240 pp.
- SILVA, A. F. (1974) – Nota prévia sobre o Geossinclinal Eburneano assinalado na região de Caluquembe (Angola), *Mem. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 13, 10 pp.
- _____ (1977) – As orogêneses assinaladas na região do Cariango e considerações acerca do Sistema de Oendolongo e da Série do Sansicúa (Sistema do Congo Ocidental), *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 2(1), pp. 45-64.
- _____ (1978) – A evolução geotectónica do Sudeste do Brasil, Angola e Namíbia (Sudoeste Africano), *An. IIº Cent. Acad. Ciênc. Lisboa*, Lisboa, pp. 302-324.
- _____ (1980) – A idade radiométrica K/Ar do dique norítico de Vila Arriaga e sua relação com a do Grupo Chela (Angola), *Mem. Acad. Ciênc. Lisboa*, Lisboa, 21, pp. 137-159.
- _____ (1981) – Tentativa de interpretação da gênese e evolução da infraestrutura arqueana entre Peruipe e Curitiba, SP. e PR., *Atas IIIº Simp. Reg. Geol., Soc. Bras. Geol.*, Curitiba, 1, pp. 133-147.
- _____ (1986) – Os complexos de São Sebastião-Faxinal, Serra Negra e Cachoeira, de idade arcaica, e suas relações tectogenéticas e metamórficas, dos estados do Paraná e de São Paulo (Brasil), *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 72(1), pp. 99-110.
- SILVA, A. F.; ALGARTE, J. P.; CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K. & FERNANDES, N. A. (1977a) – O Complexo Bairro do Marisco, *An. 1º Simp. Geol. Reg., Soc. Bras. Geol.*, São Paulo, pp. 74-90.
- SILVA, A. F. CHIODI FILHO, C.; CHIODI, D. K. & PINHO FILHO, W. D. (1977b) – Geologia do litoral do Estado de São Paulo, na escala 1/250.000, Projecto Santos-Iguape, Convénio DNPM/CPRM, *Rel. inéd. Comp. Pesq. Rec. Min. (CPRM)*, Superintendência Regional de São Paulo, São Paulo, 3 vol., 640, 478 e 565 pp.
- SILVA, A. F. & FERNANDES, N. A. (1978) – Geologia da região do Cariango (Angola), *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 21, pp.27-59.
- SILVA, A. F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A. M. & BATOLLA JR., F. (1981) – Geologia integrada na região do vale do rio Ribeira de Iguape, Projecto integração e Detalhe Geológico no Vale do Ribeira, Convénio DNPM/CPRM, *Rel. inéd. Comp. Pesq. Rec. Min. (CPRM)*, Superintendência Regional de São Paulo, São Paulo, 5 vol. (1ºv. - 264 pp.).
- SILVA, A. F. & KAWASHITA, K. (1978) – A evolução geológica da Faixa Dobrada Cela-Cariango (Angola), *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 21, pp. 61-82.
- SILVA, A. F.; MACEDO, C. A. R. & FERREIRA, J. T. (1975) – Interpretação das determinações de idades K/Ar de algumas rochas do Precâmbrio das regiões de Vila Paiva Couceiro, Quilengues, Chicomba e Caluquembe (Angola), *Mem. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 15, 15 pp.
- SILVA, A. F.; MATA, C. A. M. P.; SIMÕES, M. V. C. & OLIVEIRA, A. P. A. (1974a) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul D-33/I (Vila Mariano Machado – Ganda), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 48 pp.
- SILVA, A. F.; PAIXÃO, J. C. C. & SIMÕES, M. V. C. (1974b) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000, Notícia Explicativa de Folha Sul D-33/O (Vila Paiva Couceiro – Quipungo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 64 pp.
- SILVA, A. F.; PEREIRA, E. & NUNES, A. (1972) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 147 (Munenga-Dala Cachibo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 40 pp.
- SILVA, A. F. & SIMÕES, M. V. C. (1980/1981) – Geologia da região de Caluquembe (Angola), *Livro de Homenagem ao Professor Doutor Carlos Teixeira pela sua jubilação*, *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 22, pp.363-375.
- _____ (1981/1982) – Geologia da região do Quipungo (Angola), *Inst. Inv. Cient. Tropical, Garcia de Orta, Sér. Geol.*, Lisboa, 5(1-2), pp. 33-58.
- SILVA, A. F.; TORQUATO, J. R. & KAWASHITA, K. (1973) – Alguns dados geocronológicos pelo método K/Ar da região de Vila Paiva Couceiro, Quilengues e Chicomba (Angola), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 24, pp.26-46.
- SILVA, M. V. S. & PEREIRA, E. (1971) – Carta geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 207 (Gungo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- SILVA, Z. C. G. (1987) – Estudo Petroquímico do Complexo Gabro-Anortosítico de Angola, *Tese de Doutoramento, Fac. Ciênc. Univ. Lisboa*, Lisboa, (inédito), 151 pp.
- SIMÕES, M. V. C. (1971) – Contribuição para o Conhecimento Petrológico de alguns Filões Noríticos de Angola, *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 23, pp. 21-35.

- SIMPSON, E. S. W. (1970) –The Anorthosite of southern Angola, a review of present data, in T. C. CLIFFORD & GASS (Ed.), *African Magmatism and Tectonics*, Univ. Leeds, Leeds, pp.89-96.
- SIMPSON, E. S. W. & OTTO, J. D. T. (1960) – On the Precambrian anorthosite massif southern Angola, *XXIth Int. Geol. Congr.*, Norden, Part XIII, Copenhagen, pp. 216-277.
- STANTON, W. I. (1958) – Notes on the Palaeogeography of the Schisto-greeseuse and Schisto-calcaire in North Angola, Empresa do Cobre de Angola, *Léopoldville Meetings C. C. T. A. /A. S. G. A., Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 7-10.
- _____ (1964) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul B-33/JP (Maquela do Zombo-Damba), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- _____ (1972) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.00. Notícia Explicativa da Folha Sul B-33/V (Carmona-Sanza Pombo), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- STANTON, W. I.; KORPERSHOEK, H. R. & SCHERMERHORN, L. J. G. (1962a) –Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul B-33/O-I (São Salvador), *Serv. Geol. Min. Angola*, luanda.
- _____ (1962b) – The Geology of Degree Sheet Sul B-33/O-I (São Salvador), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 6, pp. 15-83.
- STANTON, W. I. & SCHERMERHORN, L. J. G. (1963a) – Carta Geológica de Angola na escala 1/250.000. Notícia Explicativa da Folha Sul B-33/U (Bembe), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- _____ (1963b) – The Geology of Degree Sheet Sul B-33/U (Bembe), *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 7, pp.6-103.
- STANTON, W. I.; SCHERMERHORN, L. J. G. & KORPERSHOEK, H. R. (1963) – The West Congo System, *Bol. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 8, pp. 69-78.
- STEPHANSON, O. (1975) – Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of Central Sweden, *Prec. Res., Elsevier Scientific Publishing Company*, Amsterdam, **2**(2), pp. 189-212.
- TACK, L. (1973a) – Le massif de la Lufu et sa bordure (République du Zaïre). Note préliminaire, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **95**, pp. 31-37.
- _____ (1973b) – Le massif de Yoyo et sa bordure (République du Zaïre). Note préliminaire, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **96**, pp. 49-54.
- _____ (1975a) – Bijdrage tot de studie van de geologie de petrografie en de petrologie van het Mayumbiaan van Neder Zaïre, *Unpublished thesis*, Rijksuniversiteit, Gent.
- _____ (1975b) – Etude pétrochimique de la formation des roches vertes de Cangila aux environs de Matadi (Bas Zaïre), *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **98**, pp. 229-249.
- _____ (1979) – Etude pétrochimique du Mayumbien du Bas-Zaïre – une séquence volcano-plutonique acide précambrienne, *Ann. Mus. Roy. Afr. centr.*, Tervuren (Belg.), in: 8^{ème} Sér. Géol., 84.
- TEGMEYER, A. & KRÖNER, A. (1985) – U-Pb zircon ages granitoid gneisses in northern Namíbia and their significance for Proterozoic crustal evolution of Southwestern Africa, *Prec. Res.*, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, **28**(3-4), pp. 311-326.
- TORQUATO, J. R. (1974a) – Geologia do Sudoeste de Moçâmedes e suas relações com a evolução tectónica de Angola, *Tese de Doutorado, Inst. Geoc. Univ. São Paulo*, São Paulo, (inédito).
- _____ (1974b) – Algumas considerações sobre a idade do Grupo Chela, *Mem Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 14.
- TORQUATO, J. R. & ALLSOPP, H. L. (1973) – Rubidium-strontium geochronology of granitic rocks from the Morro Vermelho area (Tiger Bay, Angola), *Geol. Rdsch.*, **62**, pp. 172-179.
- TORQUATO, J. R. & AMARAL, G. (1973) – Idade K/Ar em rochas das regiões de Catanda e Vila de Almoester, *Inst. Inv. Cient. Angola*, Luanda, **10**(308).
- TORQUATO, J. R. & OLIVEIRA, J. T. (1977) – Sobre a idade dos granitos e do grupo vulcano-sedimentar da região de Chipindo, Angola, *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **61**, pp.223-238.
- TORQUATO, J. R. & SALGUEIRO, M. A. A. (1977) – Sobre a idade de algumas rochas da região da Cahama (Carta Geológica nº 399), Angola, *Bol. Inst. Geoc. Univ. São Paulo*, São Paulo, 8, pp.97-106.
- TORQUATO, J. R.; SILVA, A. F.; CORDANI, U. G. & KAWASHITA, K. (1979) – A evolução geológica do Cinturão Móvel do Quipungo no ocidente de Angola, *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, **51**(1), pp. 133-144.
- VALE, F. S.; Cruz, A. G.; PEREIRA, E. & SIMÕES, M. V. C. (1972) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 316 (Dinde-Lola), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- VALE, F. S.; GONÇALVES, F. G. & SIMÕES, M. V. C. (1973) –Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 355 (Humpata-Cainde), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.
- VALE, F. S. & SIMÕES, M. V. C. (1971) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 336 (Sá da Bandeira – actual Lubango), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda.

- _____ (1973) – Carta Geológica de Angola na escala 1/100.000. Notícia Explicativa da Folha 356 (Vila João de Almeida), *Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 42 pp.
- VASCONCELOS, P. (1945) – Géologie des Systèmes anciens dans le Nord-Ouest de l'Angola (Congo Occidental), *Bull. Serv. Géol. Belg.*, 1, pp. 7-25.
- _____ (1950a) – Amostragens da Brigada de Geologia – Alto Zambeze, *Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 1.244.
- _____ (1950b) – Amostragens da Brigada de Geologia – Moçâmedes e Congo (Samba Cajú-Lucala), *Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 1-245.
- _____ (1952) – As rochas fosfatadas em Angola (Cabinda e Zaire), *Rel. inéd. Serv. Geol. Min. Angola*, Luanda, 1-340.
- _____ (1953) – La géologie du triangle sédimentaire au Nord de Quinzau, District du Zaïre, *Rel inéd. Miss. Pesq. Petrofina Angola*, Luanda
- _____ (1955) – O Sistema de Maiombe no N.W. de Angola. Evolução de um geossinclinal, *Rel inéd. Empresa do Cobre de Angola*, Luanda.
- WERNICK, E.; HASUI, Y. & NEVES, B. B. B. (1978) – As regiões de dobramento Nordeste e Sudeste, *XXXº Cong. Bras. Geol., Soc. Bras. Geol.*, Recife, **6**, pp.2493-2507.