

Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis

João Marinho de Moraes Neto¹, Paul Frank Green², Garry David Karner³,
Fernando Flecha de Alkmim⁴

abstract

Results of apatite and zircon fission track analysis of samples from the Serra de Santana mesa provide quantitative constraints on the depositional age of the nonfossiliferous Serra do Martins Formation. This unit consists of sedimentary remnants preserved at high elevations on the Borborema Plateau and its distribution and age are considered important in understanding the geomorphological evolution and denudation history of northeastern Brazil following the early Cretaceous breakup. We also report apatite fission track results from post-rift units of the Potiguar Basin (Açu and Tibau formations). Apatite fission track analysis (AFTA) of samples from the Serra do Martins Formation suggests that they reached maximum paleotemperatures around 60°C, from which they began to cool some time between 30 and 0 Ma. Due to the high thermal gradients related to the prolonged Cenozoic volcanism in the study area, we hypothesize that the paleotemperatures modeled for those samples may be related dominantly to an anomalous heat flow, rather than to significant burial. Zircon fission track analysis (ZFTA) in two samples of the Serra do Martins Formation yields ages of 135±18 Ma and 165±40 Ma, but both

samples show a significant spread in the data, and the youngest population of grains in these samples are characterized by ages of 83±5 Ma and 64±5 Ma, respectively. As the AFTA data show that these ages have not been reset after deposition, the zircon fission track ages must represent inherited provenance ages, demonstrating that those sediments can be no older than Paleocene. Independent lithological observations provide additional support to reject a stratigraphic correlation between the Serra do Martins and Açu formations. Combining the AFTA and ZFTA results, and integrating available geological evidence, we suggest that the Serra do Martins Formation was deposited some time between 64 and 25 Ma (Paleocene-Oligocene). Modeled thermal history solutions from AFTA in the Serra do Martins Formation samples suggest a cooling event during late Cretaceous/early Paleogene, interpreted as reflecting exhumation of sediment provenance terrain. The resulting erosional products form the clastics for the Serra do Martins Formation, which were deposited on an extensive regional planation surface – the Borborema Surface.

Keywords: Serra do Martins Formation | apatite and zircon fission track analysis | paleotemperature | Potiguar Basin

(Versão completa em português no final do artigo).

¹ Petrobras. E&P Exploração. Gerência de Interpretação. jmarinho@petrobras.com.br

² Geotrack International Pty. Ltd., Brunswick West, Victoria, Australia. mail@geotrack.com.au

³ ExxonMobil Upstream Research Company, Houston, TX 77252-2189, USA. garry.d.karner@exxonmobil.com

⁴ Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de Minas/DEGEO, Ouro Preto, Brazil. alkmim@degeo.ufop.br

introduction

Some elevated portions of the Borborema Plateau, in the interior of northeastern Brazil (fig. 1), preserve sedimentary remnants of the Serra do Martins Formation, a sequence of continental sandstones and conglomerates that form the surface layer of several mesas with altitudes varying from 500m to 760m. Many attempts to determine the depositional age were based on regional correlations and geomorphological inferences. Most studies interpreted the Serra do Martins Formation as sediments “correlative” to the formation of distinct planation surfaces presumably of Cenozoic age, as summarized by Saadi and Torquato (1992) and Mabesoone (1994).

The lack of good chronological markers in the Serra do Martins Formation led to many controversial interpretations about the geomorphological evolution of the region, which were mainly based on morphoclimatic processes. Although most authors agree that the Serra do Martins Formation is older than the coastal Barreiras sediments (*sensu strictu*, equivalent to the Guararapes Formation of Mabesoone *et al.* 1972 and Bigarella, 1975), a wide range of depositional ages have been proposed for those sedimentary remnants. Based on different correlations and associated evolutionary models, ages as old as pre-Cretaceous (Peulvast and Sales, 2004; Peulvast *et al.* 2008) to as young as Oligocene – Miocene (Mabesoone, 1994) have been suggested.

Recently, some effort has been made to determine the stratigraphic position of these sediments using indirect relationships with potentially contemporaneous sediments of the Potiguar Basin (Barros, 1998; Jardim de Sá *et al.* 1999; Menezes, 1999; Morais Neto, 1999) or with the alkali-basaltic Cenozoic volcanism (Morais Neto *et al.* 2001; Jardim de Sá *et al.* 2005). As a consequence, the continental Serra do Martins Formation is now considered as a proximal siliciclastic facies correlative to the sediments of the Tibau-Guamaré formations, which represent the regressive megasequence platform of the Potiguar Basin (Soares *et al.* 2003); the division of the regressive megasequence into distinct packages ranging in age from middle Campanian to late Neogene (Pessoa Neto *et al.* 2007) poses

difficulties for a precise correlation, since the continental remnants are devoid of fossils that would permit their relationship with the offshore sequences to be unambiguously assigned.

Nevertheless, close to the Serra de Santana mesa (fig. 1), the Serrote Preto basaltic plug is at a higher topographic level than the Serra do Martins Formation and seems to cut two small adjacent mesas (Ferreira and Albuquerque, 1967). Field evidence indicates that the basaltic volcanism uplifted and disrupted the surrounding sedimentary cover (Menezes, 1999). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date of the volcanic plugs in the eastern Serra de Santana area is 27-24 Ma (Araújo *et al.* 2001; Menezes *et al.* 2003; Souza *et al.* 2004), suggesting that the minimal age for the Serra do Martins Formation is late Oligocene, as previously inferred by Bigarella (1975).

Thermal effects of contact volcanism on the sedimentary covers of the Borborema Plateau, such as silicification and/or “annealing” of sediments also have been reported (Mabesoone, 1994), but until now there is no evidence of Cenozoic volcanics interbedded with, or unequivocal volcanic detritus within, the Serra do Martins Formation. For this reason, the true age of the Serra do Martins Formation remains a matter of debate, with the origin of those sediments having important implications for the geomorphological evolution and denudation history of northeastern Brazil, as well as for the Cenozoic sedimentary infill of the offshore Potiguar Basin.

Apatite Fission Track Analysis (AFTA) and Zircon Fission Track Analysis (ZFTA) are techniques that provide direct information about the thermal history of individual rock units and help constrain the time and magnitude of specific thermal events, but also can provide important information about the age and provenance of sedimentary units. In this paper, we present the results of apatite and zircon fission track analysis performed in three sedimentary samples from the Serra do Martins Formation, collected in the Serra de Santana mesa, Borborema Plateau, and two samples from the onshore Potiguar Basin. Our data provide new quantitative constraints for the age and geologic significance of the Serra do Martins Formation sediments and offer additional insights into the Cenozoic landscape evolution of the Borborema Plateau.

regional setting

geological and geomorphological summary

The Precambrian Borborema Province in northeastern Brazil represents the regional crystalline shield stabilized since the Brasiliano-Panafrican Orogeny (640-580 Ma; Almeida *et al.* 2000; Brito Neves *et al.* 2000). It is composed mainly of Archean to Mesoproterozoic crystalline massifs juxtaposed against belts of Meso to Neoproterozoic metasediments and a large number of plutonic intrusions controlled by a complex system of ductile shear zones (Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 2003).

Since the early Phanerozoic, intracratonic synclises developed on the continental portion of the Borborema Province associated with the stabilization processes following the Brasiliano-Panafrican collision (Milani and Thomaz Filho, 2000). During the late Jurassic – early Cretaceous, Precambrian structures were reactivated and controlled the formation of a series of rift basins that marked the onset of tectonic and magmatic processes in the interior and along the continental margin of northeastern Brazil (Matos, 1992; Françolin *et al.* 1994; Brito Neves, 2002), that culminated in the fragmentation of Pangea and the separation of South America and Africa.

Cenozoic volcanics are widespread in the central portion of Paraíba and Rio Grande do Norte states (eastern Borborema Province; fig. 1), as well as in the Cretaceous basins along the adjacent Equatorial Margin (offshore Potiguar and Ceará basins). Volcanic occurrences record a continuous post-rift magmatism in northeastern Brazil, active from late Cretaceous to late Miocene (Sial, 1976; Almeida *et al.* 1988). On the continent, alkaline basaltic plugs, necks and lava flows yield ages ranging from 93 to 6 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating; Souza *et al.* 2004). In the adjacent offshore Potiguar Basin, successive lava flows form a relative thick package of basalts dated between 45 and 29 Ma (K-Ar dating from Mizusaki *et al.* 2002). An isolated cluster of phonolitic necks and plugs occurs near Fortaleza, with Oligocene ages ranging from 34 to 30 Ma (Souza *et al.* 2004); volcanic rocks interbedded with sediments

of the offshore Ceará Basin are dated by the K-Ar method in the interval Eocene – Oligocene (44 and 32 Ma; Mizusaki *et al.* 2002).

Geological evidence indicates that the whole Borborema Province underwent significant uplift after the breakup of Gondwana, as attested by the post-rift sediments that cap the Araripe Plateau and related mesas (Magnavita *et al.* 1994; Assine, 1994). The main topographic expression of this positive epeirogenesis is the Borborema Plateau, which shows a regional axis oriented in the NE-SW direction and two main topographic levels around 450m and in the interval 650-1,000m above sea level, with summits around 1,200m; the plateau is surrounded by marginal lowlands (the Sertaneja Depression and the coastal cuestas and plains) and forms the main regional drainage divide (fig. 1).

The sedimentary remnants of the Serra do Martins Formation on the Borborema Plateau has also been seen as an important proxy to understand the Cenozoic history of northeastern Brazil and their presence at high elevations is commonly attributed to a post-Cretaceous uplift (Ab'Saber, 2000). The covers form plateau-like homoclinal relicts as mesas and mesetas that dip gently north (fig. 2c and 2d), which may indicate flexure of the whole Borborema Province towards the Equatorial margin. They are composed by continental deposits laid on a regional planation surface sculptured on Precambrian crystalline rocks, which is commonly referred in the literature to as the Sulamericana (King, 1956) or Borborema (Ab'Saber, 1969). The thickness of the mesas ranges from 5m to 100m and their upper portion is frequently silified or exhibits iron duricrusts preserved on the top of lateritic profiles, which help protect them from erosion.

location and sedimentological aspects of the sedimentary covers

The most significant remnants of the Serra do Martins Formation are located in the southern portion of the Rio Grande do Norte state, as well as in the eastern-central portion of the Paraíba state (fig. 1). They occur as discontinuous mesas capping the following “serras” on the Borborema Plateau: Santana, Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês, Solânea-Bananeiras and Areia. Residual highlands isolated in the Sertaneja Depression are also capped

by those sediments, as in the Martins, Portalegre and João do Vale mesas. Many small remnants exist between the main occurrences, suggesting that the Serra do Martins Formation once formed a regionally continuous sedimentary cover across the eastern Borborema Province, north of the Patos Shear Zone (Moraes, 1924; Ab'Saber, 1969).

The Serra do Martins Formation is a siliciclastic dominated sedimentary sequence, composed of coarse to conglomeratic quartz sandstones, sometimes breccia-like, although medium to fine-grained facies also occur, as well as siltstones and mudstones. In general, the sediments are texturally immature and poorly sorted. They are formed by

matrix-supported sub-angulous grains and pebbles of monocrystalline and polycrystalline quartz cemented by kaolinite, silica or iron oxides; common accessory minerals are tourmaline, muscovite, beryl, zircon and opaques. The matrix is commonly altered to kaolinite, conferring a typical white color to the sediments.

Facies analysis and primary depositional structures suggest that this sedimentary unit was deposited in a braided to meandering fluvial system in the Serra de Santana and Serra de Martins and Portalegre mesas (Menezes and Lima Filho, 1997; Menezes *et al.* 2002). Facies related to alluvial fans are also present in the southern occurrences, like Cuité e Bom Bocadinho mesas (Morais Neto and Alkmim,

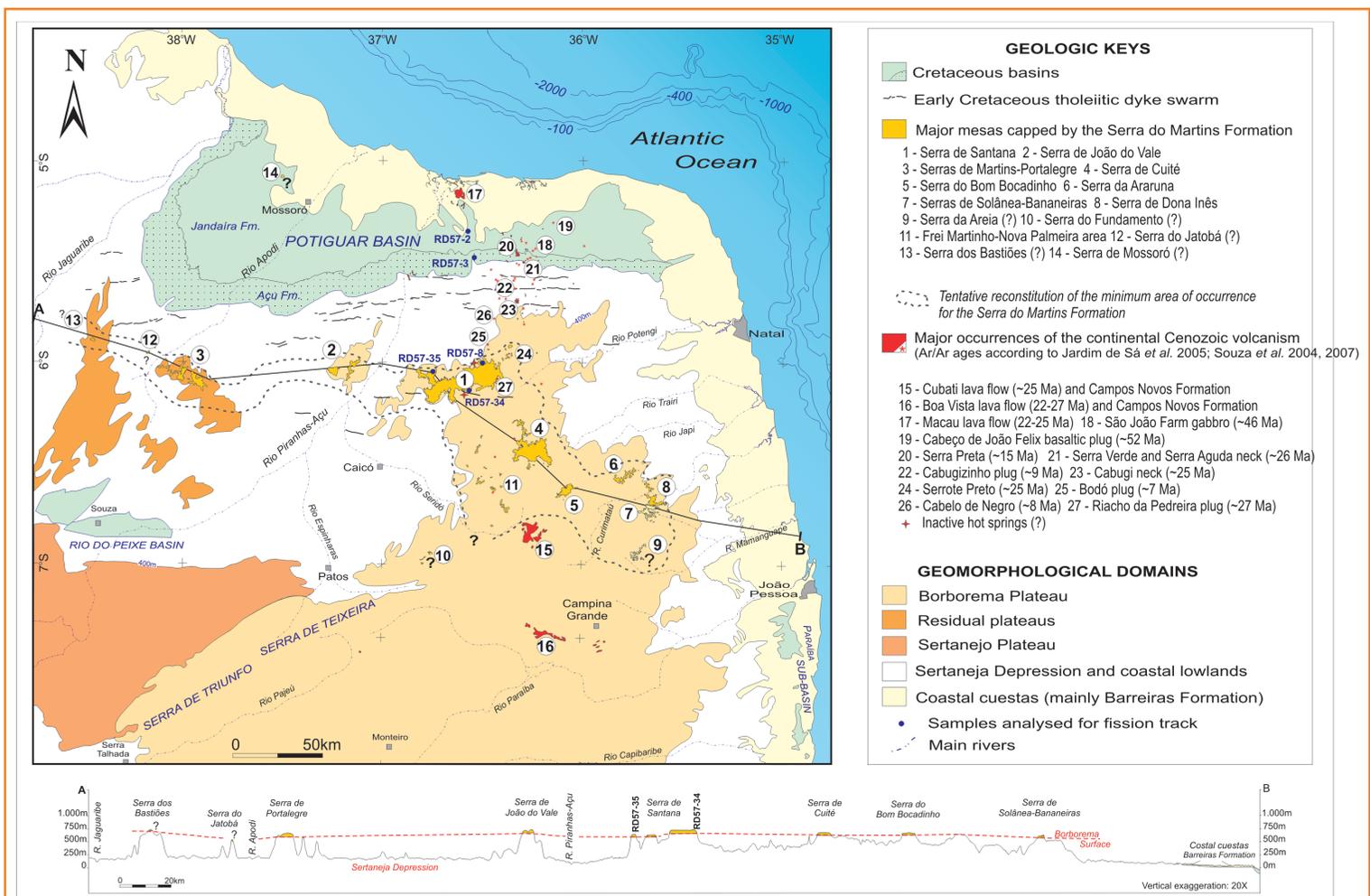


Figure 1

Figure 1 – Main geomorphological domains of northeastern Brazil (modified from Morais Neto, 1999; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2006) and location of the most expressive sedimentary remnants on the Borborema planation surface (Ab'Saber, 1969). Volcanic ages according to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology reported by Souza *et al.* (2004; 2007) and Jardim de Sá *et al.* (2005); asterisks denote known plugs and small occurrences not visible in this scale.

Figura 1 – Principais domínios geomorfológicos do nordeste do Brasil (adaptado de Morais Neto, 1999; Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2006), com localização dos principais remanescentes sedimentares sobre a superfície de aplainamento da Borborema (Ab'Saber, 1969). Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ das manifestações vulcânicas de acordo com Souza *et al.* (2004, 2007) and Jardim de Sá *et al.* (2005); os asteriscos representam plugs e pequenos corpos vulcânicos não mapeáveis em escala regional.

2001), suggesting proximal relationship to the source areas to the south.

Ferruginous sediments and associated duricrusts on the Serra de Teixeira area, in the border of the states of Paraíba and Pernambuco, have long been considered equivalent to the Serra do Martins Formation (Moraes, 1924; Ab'Saber, 1969; Mabesoone *et al.* 1972; Prattes *et al.* 1981). However, current investigations have shown that these thin (<50m) and immature deposits are lateritic profiles formed in situ due to the weathering of the Precambrian crystalline basement (Vasconcelos and Lima, 2006).

On the Solânea-Bananeiras mesa (#7 in fig. 1), reddish to brownish unconsolidated fine-grained sandstones and conglomeratic beds lay unconformably on the silificied Serra do Martins Formation (fig. 2e and 2f). The sediments are texturally immature, intermediate to poorly sorted, with thickness ranging from 5m to 55m. This upper sequence was named the Solânea Formation by Assis (1967), who correlated the upper sediments from the Solânea-Bananeiras region to the Barreiras Formation that form cuestas and cliffs along the Paraíba coast, located ca. 100km to the east (Assis, 1985). Based on petrographic similarities and on its stratigraphic position, the same correlation was considered by Morais Neto and Alkmim (2001), who also described distinct brittle structure sets within both units; however, no confident chronological constraint has been established to date, and their geological significance remains unknown.

In the eastern tip of the Araruna mesa (#6 in fig. 1), a thin bed (<30m) of silty to fine-grained sandstones also lay on the Serra do Martins Formation (fig. 2g and 2h). Nevertheless, the limited area of occurrence and the small thickness of those unconsolidated deposits reveal no clear sedimentary features that permit any confident correlation with the fluvial sediments present in the Solânea-Bananeiras area.

Small mesas in the eastern Borborema Plateau, close to the Areia village (#9 in fig. 1), also have been assigned to the Serra do Martins Formation in regional maps. Due to the high degree of weathering, those sedimentary remnants fail to provide confident constraints. Detailed mapping and petrographic studies are necessary to establish whether they are related to the immature sediments of the Serra do Martins Formation or to the enigmatic remnants that cap this unit in the Solânea-Bananeiras mesa.

apatite and zircon fission track analysis

AFTA and ZFTA are thermal history techniques based on the analysis of radiation damage trails (fission tracks) within the crystal lattice of detrital apatite and zircon grains, which are a common constituent of most sandstones. The basis of the AFTA technique is the balance between the continuous production of new fission tracks through time by the spontaneous fission of uranium impurity atoms, and reduction in track length as a function of temperature and time, which also leads to a reduction in the fission track age. The sensitivity of fission tracks in apatite to temperatures below 110°C allows paleotemperatures to be estimated and interpreted in terms of vertical motions of sedimentary units within the upper 3km or so of the crust. Specifically, AFTA allows determination of the maximum paleotemperature attained by a sedimentary unit up to a value of ~110°C (the precise value depending on the apatite Cl content) and also the time at which the sample began to cool from that paleotemperature (Gleadow *et al.* 1986; Green *et al.* 1989a, 1989b, 2002). From measurements or assumptions of temperature gradients with depth, this information can be used to define maximum burial depths for individual samples and amounts of removed section, and to reconstruct thermal and burial/uplift histories for sedimentary sequences (*e.g.* Green *et al.* 2004; Holford *et al.* 2005; Japsen *et al.* 2005, 2007).

The understanding of the annealing characteristics of fission tracks in zircon is not as well developed as for apatite, but it is clear from both laboratory and geological evidence that fission tracks in zircon are much more resistant to annealing than in apatite. Based on comparison of zircon fission track ages with ages from other radiometric systems, Hurford (1986) proposed a closure temperature for fission track retention in zircon of 240°±50°C, and later studies are generally consistent with this value, although the ±50°C quoted uncertainty would allow unrealistically lower closure temperatures. Unpublished data from Geotrack International suggest that paleotemperatures between 220° and 300°C are required to produce significant resetting of a zircon fission track age. For this reason, zircon fission track ages from most sedimentary environments can be interpreted as representing the cooling history of sediment source terrains.

Figure 2

Distinct aspects of the Cenozoic covers on the Borborema Plateau: (a) Plateau-like layers of the Serra do Martins Formation in the western tip of the Serra de Santana mesa, Rio Grande do Norte; (b) The Serra do Martins Formation capping Brasileiro granites in the Cuité mesa, Paraíba; (c) Small homoclinal relict of the Serra do Martins Formation preserved in the Curimataú region, Paraíba; (d) Typical residual relicts of sediments in the Seridó region, Rio Grande do Norte-Paraíba border; (e) and (f) Erosive unconformity separating the silicified conglomerates of the Serra do Martins Formation (lower unit) and the unconsolidated sediments (upper unit) on the top of the Solânea-Bananeiras mesa, Paraíba; (g) Differences in texture mark the contact between the Serra do Martins Formation and the overlying sediments on the eastern tip of the Araruna mesa, Paraíba; (h) Detail of the contact between the silicified and coarse-grained Serra do Martins Formation (lower unit) and the unconsolidated fine-grained sediments of the upper unit on the Araruna mesa, Paraíba.



Figura 2

Diferentes aspectos das coberturas cenozóicas sobre o Planalto da Borborema: (a) platôs sedimentares da Formação Serra do Martins na borda ocidental da Serra de Santana, Rio Grande do Norte; (b) capeamento da Formação Serra do Martins sobre granitos brasileiros na Serra de Cuité, Paraíba; (c) meseta residual da Formação Serra do Martins preservada como homoclinal na região do Curimataú, Paraíba; (d) típicos resquícios de sedimentos da Formação Serra do Martins preservados sobre altas cotas da região do Seridó, fronteira Paraíba-Rio Grande do Norte; (e) e (f) discordância erosiva separando conglomerados silicificados da Formação Serra do Martins (unidade basal) de sedimentos continentais inconsolidados (unidade superior) no topo da Serra de Solânea-Bananeiras; (g) contato entre a Formação Serra do Martins (unidade basal) e sedimentos continentais (unidade superior) na extremidade leste da Serra de Araruna; (h) detalhe do contato entre os sedimentos grossos/silicificados da Formação Serra do Martins (unidade basal) e sedimentos finos/inconsolidados da unidade superior que capeiam a Serra de Araruna, Paraíba.

extracting thermal history solutions from AFTA data

As explained in more detail by Green *et al.* (2004) and Japsen *et al.* (2007), thermal history information is extracted from the AFTA data by modeling measured parameters (fission track age, track length distributions and Cl content) through a range of possible thermal history scenarios, and varying the magnitude and timing of the maximum palaeotemperature in order to define the range of values of each parameter which provides predictions consistent with the measured data within 95% confidence limits. The basics of this modeling procedure are well established for mono-compositional apatites (e.g. Green *et al.* 1989b), based on a series of laboratory experiments on Durango apatite (Green *et al.* 1986; Laslett *et al.* 1987; Duddy *et al.* 1988). However, the annealing kinetics of fission tracks in apatite are known to be affected by the chlorine content (Green *et al.* 1986), and in routine application of AFTA, thermal history solutions are extracted from the fission track data using a multi-compositional kinetic model which makes full quantitative allowance for the effect of Cl content on annealing rates of fission tracks in apatite (Green *et al.* 1996).

Note that we specifically do not attempt to define the entire thermal history of each sample using AFTA. Instead, we focus on those key aspects of the thermal history that control the development of the AFTA parameters – the maximum palaeotemperature of each sample and the time from which cooling from that palaeotemperature began. Because the thermal response of fission tracks in apatite is dominated by the maximum post-depositional temperature, independent of when individual tracks were formed (e.g. Green *et al.* 1989b; 2002), AFTA data preserve no useful information on the thermal history prior to the onset of cooling.

data analysis and thermal history interpretation

sample information

Three fission track samples (RD57-8, RD57-34 and RD57-35) were collected across a broad

mesa called Serra de Santana, the most expansive and continuous occurrence of the Serra do Martins Formation (fig. 1). All three samples were analyzed for apatite fission track technique, and zircon fission track analysis was performed in samples RD57-8 and RD57-35.

Results from apatite fission track analysis of two samples (RD57-2 and RD57-3) collected from the onshore Potiguar Basin are also presented in this paper with the goal of investigating implications for the post-Cretaceous evolution of the region. These samples were respectively collected from the transgressive (Açu Formation) and regressive (Tibau Formation) sequences of the post-rift section (fig. 1).

AFTA data and thermal history solutions of the serra do martins formation samples

Apatite fission track ages in the three samples of Serra do Martins Formation vary between 118 ± 11 Ma and 79 ± 5 Ma (table 1), with two of the samples (RD57-8 and RD57-34) showing a significant spread in single grain ages ($P(\chi^2) < 5\%$, table 1). Radial plots of the single grain age data (fig. 3) show that most of the single grain ages lie between 150 and 50 Ma. No discrete populations are evident in samples RD57-8 and RD57-34, but results from sample RD57-35 define a single population characterized by a pooled age of 79 ± 5 Ma. Many of the grains from the other two samples have a similar age.

Chlorine contents in all these samples are dominated by values between 0.0 to 0.1 wt%, with a small proportion of grains containing up to 0.4 wt% Cl. Mean track lengths for the entire apatite suite vary between 11.67 and 12.41 mm. Except for the sample RD57-2, the number of confined spontaneous track lengths in each sample generally exceeds 100 (table 2). The data quality of the other samples is excellent, as exemplified by sample RD57-35 (fig. 4) and thus provides the basis for reliable AFTA thermal history interpretations.

Since the depositional age of the Serra do Martins Formation is unknown, we have investigated a range of viable thermal history solutions that are capable of explaining the AFTA data in these samples. We have assumed a start time for these histories of 150 Ma, slightly older than all the measured fission track ages. Results are

Sample number	Elevation (m)	Number of age grains	ρ_D	ρ_S	ρ_I	Uranium content (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Composition Mean (Max-Min) (wt % Cl)	Apatite fission track age** (Ma)	Number of lengths (n)	Mean track length (μm)	Standard Deviation (μm)
RD57-2	42	5	1.380 (2166)	0.885 (73)	2.062 (170)	17	2.3	0.09 (0.00-0.18)	134.7 \pm 30.5	11	11.67 \pm 0.59	1.94
RD57-3	49	20	1.376 (2166)	1.349 (536)	4.068 (1628)	33.7	0.0	0.17 (0.00-0.35)	86.8 \pm 10.0	105	11.67 \pm 0.20	2.05
RD57-8	650	20	1.371 (2166)	1.411 (523)	3.294 (1221)	27.4	0.0	0.07 (0.00-0.13)	117.9 \pm 11.0	105	12.31 \pm 0.16	1.67
RD 57-34	687	20	1.226 (1922)	1.221 (697)	3.306 (1887)	30.7	0.6	0.07 (0.00-0.14)	84.6 \pm 6.5	104	12.30 \pm 0.22	2.19
RD 57-35	600	20	1.228 (1922)	1.562 (572)	4.737 (1735)	44.0	11.4	0.13 (0.00-0.26)	79.1 \pm 4.5	104	12.41 \pm 0.22	2.24
Zircon Fission Track Analysis (all grains)												
Sample number	Elevation (m)	Number of age grains	ρ_D	ρ_S	ρ_I	Uranium content (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Composition Mean (Max-Min) (wt % Cl)	Zircon fission track age** (Ma)	Number of lengths (n)	Mean track length (μm)	Standard Deviation (μm)
RD57-8	650	20	1.127 (3624)	0.828 (2402)	0.2665 (773)	12.6	0.0	-	134.5 \pm 18.1	-	-	-
RD 57-35	600	10	1.155 (3624)	0.771 (1276)	0.2659 (440)	122.7	0.0	-	164.6 \pm 39.7	-	-	-
Zircon Fission Track Analysis (only the youngest population)												
Sample number	Elevation (m)	Number of age grains	ρ_D	ρ_S	ρ_I	Uranium content (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Composition Mean (Max-Min) (wt % Cl)	Zircon fission track age** (Ma)	Number of lengths (n)	Mean track length (μm)	Standard Deviation (μm)
RD57-8	650	9	1.127 (3624)	0.4865 (744)	0.2897 (443)	137.0	42.4	-	82.5 \pm 5.2	-	-	-
RD 57-35	600	3	1.155 (3624)	0.5316 (368)	0.4132 (286)	190.0	65.9	-	64.4 \pm 5.3	-	-	-

Notes:
 ρ_S = spontaneous track density; ρ_I = induced track density; ρ_D = track density in glass standard external detector.
 All tracks densities quoted in units of 10^5 tracks/cm²; brackets show number of tracks counted.
 Values of ρ_D and ρ_I measured in mica external detectors; ρ_S measured in internal surfaces.
 **Central age used where sample contains a significant spread of single grain ages ($P(\chi^2) < 5\%$); otherwise pooled age shown.
 Apatite fission track ages calculated using dosimeter CNS glass with a zeta of 392.9 ± 7.4 (Analyst: Marilyn Moore-Geotrack). Errors quoted at $\pm 1\sigma$.
 Zircon fission track ages calculated using dosimeter U3 glass with a zeta of 87.8 ± 0.8 (Analyst: Paul Green-Geotrack). Errors quoted at $\pm 1\sigma$.

Table 1 - Apatite and zircon fission track analytical results for samples from the Serra do Martins (Serra de Santana mesa, Borborema Plateau) and Açú and Tibau formations (onshore Potiguar Basin), northeastern Brazil.

Tabela 1 - Resultados da análise por traços de fissão em apatita e zircão para as amostras da Formação Serra do Martins (Serra de Santana, Planalto da Borborema) e formações Açú e Tibau (Bacia Potiguar terrestre), nordeste do Brasil.

summarized in table 2 in terms of the maximum and peak paleotemperatures and the onset of cooling from those temperatures in two episodes of heating and cooling, which is normally the limit of resolution of such data (Green *et al.* 2004). Results in sample RD57-8 define initial cooling from $>100^\circ\text{C}$ in the interval 145 to 100 Ma, followed by cooling from between 85° and 60°C some time between 45 and 5 Ma. Samples RD57-34 and -35 define a slightly later early cooling episode from 100° - 95°C which began between 80 and 50 Ma (combining estimates from both samples), and a more recent episode from $\sim 70^\circ$ - 50°C beginning between 25 and 0 Ma (again based on both samples). In both samples RD57-34 and -35, the history prior to 80 Ma is masked by the effects of the earlier episode defined in table 2. We will return to discuss the significance of these thermal history solutions after considering the implications of the ZFTA data.

ZFTA data and implications for provenance and depositional age

All zircon grains analyzed were euhedral, with little sign of rounding and yielded a spread of ages broadly similar to the apatite grains. Results in both samples (RD57-8 and -35) show a significant spread of single grain ages, with central ages of 135 ± 18 and 165 ± 40 Ma, respectively. Radial plots of the single grain ages (fig. 5) show a distinct young population in each sample, and application of the methods of Galbraith and Green (1990) defines the youngest populations present in each sample as 83 ± 5 Ma in sample RD57-8 and 64 ± 5 Ma in RD57-35 (fig. 5b).

Since the AFTA data show that these samples have not been heated to sufficiently high paleotemperatures to reset the zircon fission track

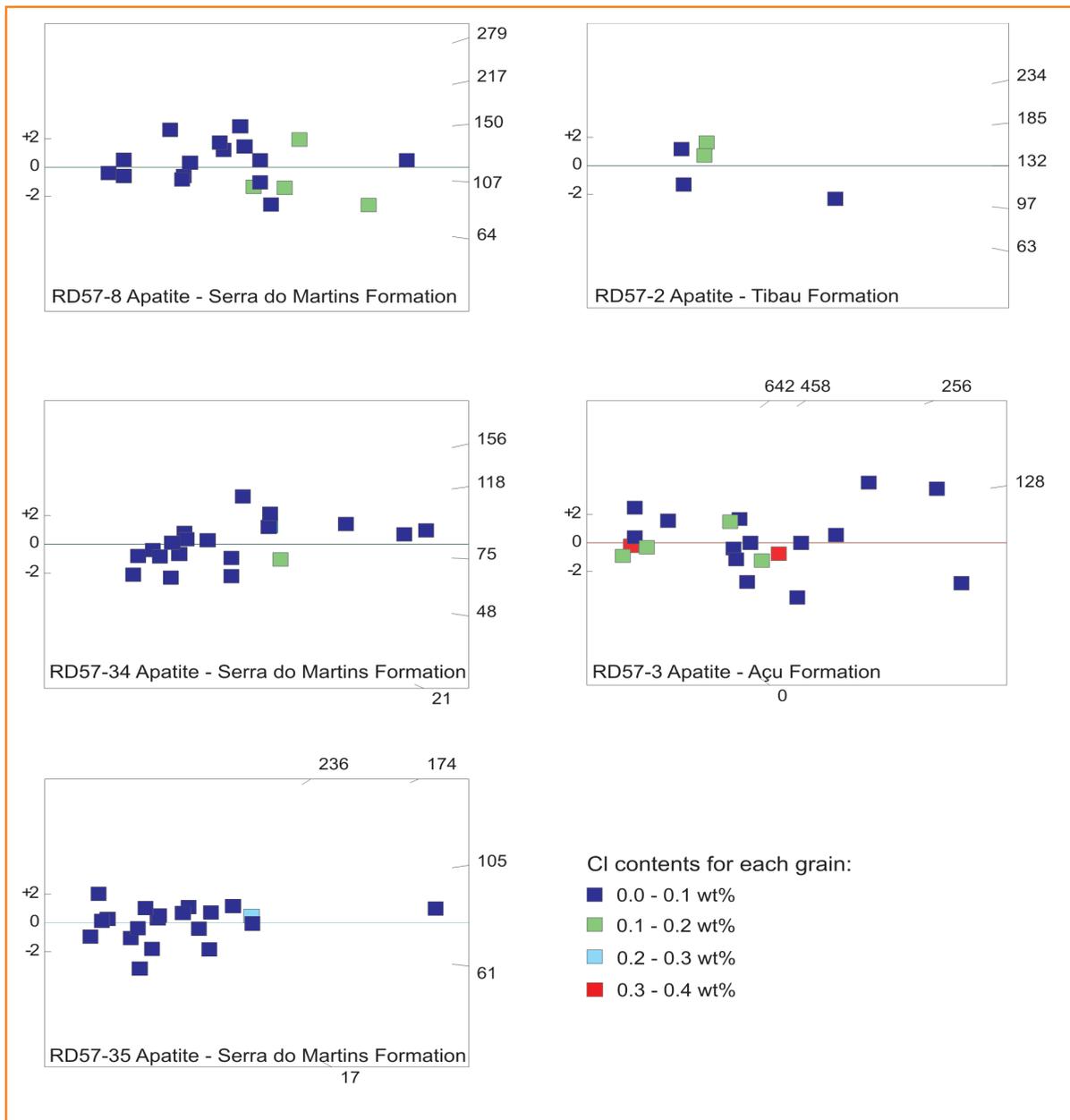


Figure 3
Radial plots with apatite fission track ages for all grains/samples dated in this study.

Figura 3
Diagramas radiais mostrando idades por traços de fissão em apatita para todos os grãos e amostras analisados neste trabalho.

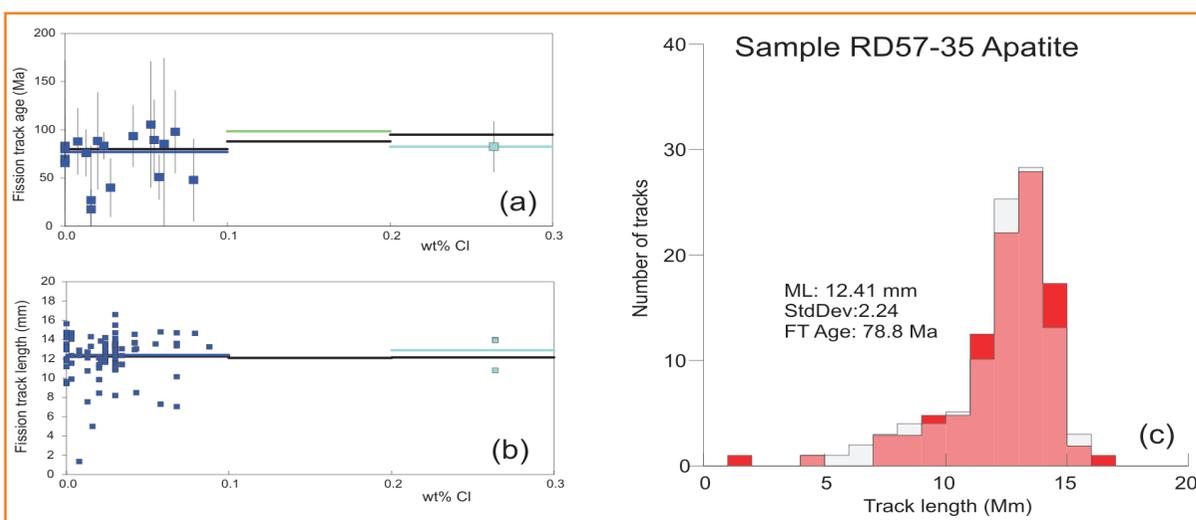


Figure 4
Apatite fission track age (a) and track length (b) plotted against CI content for each grain from sample RD57-35 (Serra do Martins Formation); (c) Measured data vs. predictions from the best fit thermal history based on AFTA data; similar results were obtained for the other Serra do Martins Formation samples. Keys to track length histogram: red = measured; light grey = modeled; pink = superposition.

Figura 4
(a) Idades obtidas por traços de fissão em apatita; (b) comprimento médio dos traços plotados em função do conteúdo de CI para cada grão da amostra RD57-35 (Formação Serra do Martins); (c) comprimentos de traços medidos vs. traços modelados para a melhor solução de história térmica com base nos dados AFTA. Legenda para o histograma dos comprimentos dos traços: vermelho = medidos; cinza claro = modelados; rosa = superposição para o melhor ajuste obtido.

Sample number	Rock-type	Formation or Locality	Stratigraphic age (Ma)	Apatite Yield ⁽¹⁾ (ng, nl)	Zircon Yield ⁽¹⁾ (ng, nl)	Thermal History Solution (based on Apatite Fission Track Analysis)			
						First Episode		Second Episode	
						Maximum paleotemperature (°C)	Onset of cooling (Ma)	Maximum paleotemperature (°C)	Onset of cooling (Ma)
RD57-2	coarse sandstone	Tibau Formation Potiguar Basin	Paleocene-Oligocene? (65-25?)	Very poor	-	<110	56 to 10)	<70	10 to 0)
RD57-3	sandstone	Açu Formation Potiguar Basin	Cenomanian (97-90 Ma)	Excellent	-	80-100	75 to 38	55-70	15 to 0
RD57-8	coarse sandstone	“Serra de Santana” mesa (RN)	Paleocene-Oligocene (65-25?)	Excellent	Excellent	>100	145-100 ⁽²⁾	60-85	45-5
RD57-34	coarse sandstone	“Serra de Santana” mesa (RN)	Paleocene-Oligocene (65-25?)	Excellent	-	95-100	85-50 ⁽²⁾	45-65	30 to 0
RD57-35	coarse sandstone	“Serra de Santana” mesa (RN)	Paleocene-Oligocene (65-25?)	Excellent	Excellent	95-100	80-50 ⁽²⁾	50-70	25 to 0

Notes :

⁽¹⁾Yield based on quantity of apatite suitable for age determination. Excellent: > 20 grains; very good: ~20 grains; fair: 10-15 grains; very poor: < 5 grains

⁽²⁾Thermal solutions in the Serra do Martins Formation samples account for possible pre-depositional events.

- Episodes shown in parentheses are allowed, but not required, by the AFTA results.

- All samples were collected from surface outcrops and assigned a present surface temperature of 25°C.

Table 2 – Sample details and summary of AFTA thermal history results for the Serra do Martins Formation (Serra de Santana mesa) and Açu and Tibau formations (onshore Potiguar Basin), northeastern Brazil.

Tabela 2 – Detalhes das amostras e sumário das histórias térmicas modeladas para a Formação Serra do Martins (Serra de Santana) e formações Açu e Tibau (Bacia Potiguar terrestre), nordeste do Brasil.

ages, the youngest zircon age populations in these two samples provide a maximum limit to the depositional age of the Serra do Martins Formation from which they were obtained. It is extremely unlikely that these sediments were derived from source areas which underwent sufficient unroofing to expose zircons that cooled from 200°C or more in the late Cretaceous, as these temperatures would imply depths over 5km. Given the older fission track ages in many individual apatite grains from these samples, we surmise that these youngest zircons are derived from volcanic sources within the sediment source terrain. This hypothesis is consistent with the dominant euhedral morphology of the zircons from which these ages were derived and with the presence of Campanian to Maastrichtian alkaline volcanics in the Frei Martinho-Nova Palmeira area (#11 in fig. 1), south of the Serra de Santana mesa (Souza *et al.* 2004; Jardim de Sá *et al.* 2005). On this basis we conclude that the

depositional age of the Serra do Martins Formation cannot be older than the younger of the two youngest populations identified in the zircon data, 64±5 Ma, suggesting a latest Maastrichtian to Paleocene age or younger for this unit.

synthesis of AFTA and ZFTA results in the serra do martins formation samples

Since the ZFTA data show that the depositional age of the Serra do Martins Formation cannot be older than ~64 Ma, the earlier cooling episodes in the thermal history solutions derived from the AFTA data in three samples of this unit (table 2) are best interpreted as reflecting exhumation of these apatites in the source terrains (fig. 6). Then the later episodes defined from

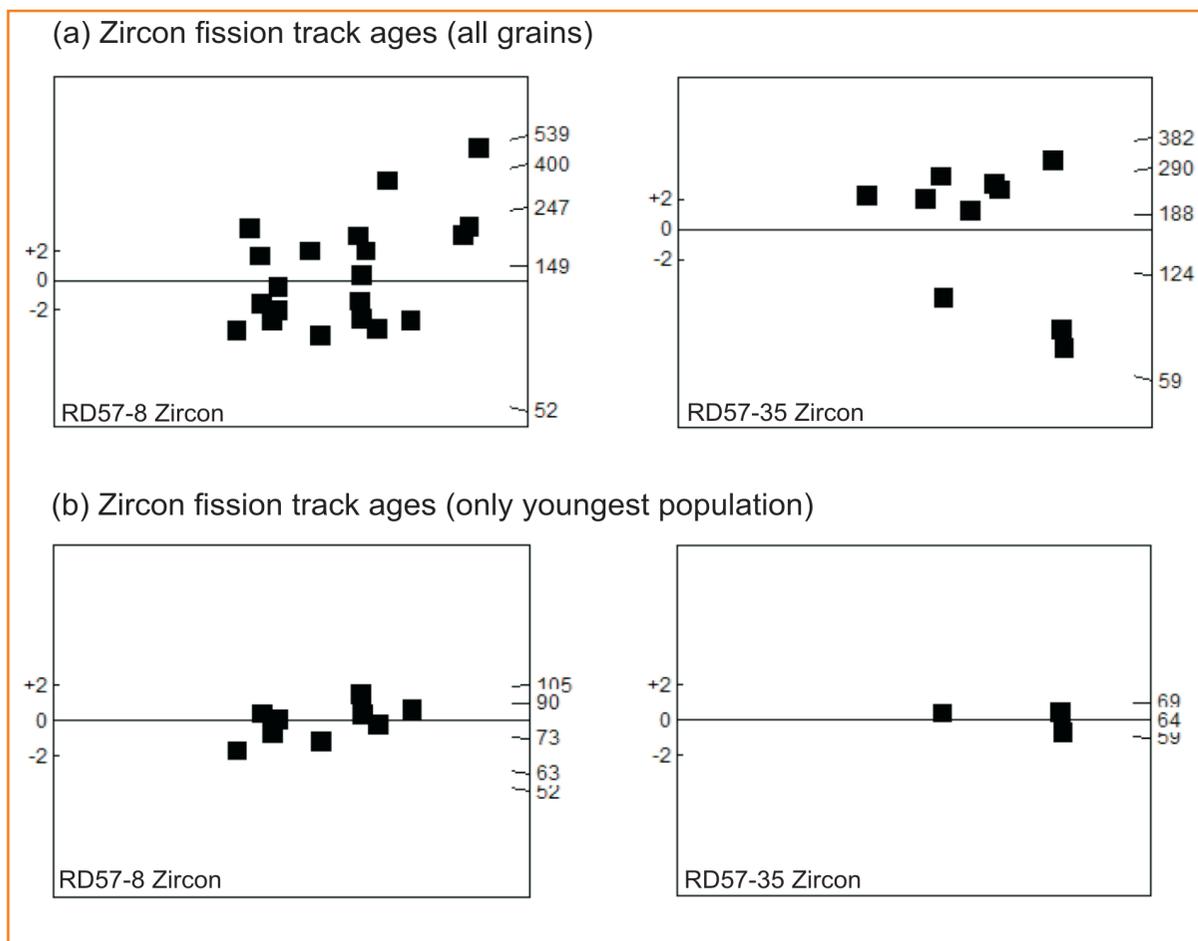


Figure 5
Zircon fission track ages for samples RD57-8 and RD57-35 (Serra do Martins Formation). Radial plots showing the spread of individual ages for each grain analysed, grouped in distinct sets of ages: (a) all grains for each sample; (b) only the youngest population for each sample.

Figura 5
Idades obtidas por traços de fissão em zircão para as amostras RD57-8 e RD57-35 (Formação Serra do Martins). Diagramas radiais mostrando a dispersão das idades individuais para cada grão analisado, agrupadas segundo dois conjuntos de idades para cada amostra: (a) todos os grãos analisados; (b) apenas a população de grãos mais jovens.

the AFTA data suggest that these apatites cooled from temperatures around 60°C or so within the last 25 Ma. While this could also be interpreted as representing the predepositional history of these apatites (i.e. cooling of the sediment provenance terrains), it seems more likely, given the presence of Oligocene – Miocene volcanics in the Serra de Santana area, that this represents post-depositional heating and cooling of the Serra do Martins Formation samples. If this is the case, then the AFTA and ZFTA data, combined with the stratigraphic relationships with the Serrote Preto basaltic plug (Menezes *et al.* 2003), discussed earlier, suggest that the most likely depositional age of this unit is sometime between ~64 and ~25 Ma.

AFTA data and thermal history solutions in samples from the Potiguar Basin

Results from the Açú Formation sample (RD57-3) define a central age of 87 ± 10 Ma and are

basically similar to those from the Serra do Martins Formation, while results from the Tibau Formation sample (RD57-2) are only poorly constrained, with the few grains available defining a central age of 135 ± 31 Ma and individual grain ages varying from 218 to 64 Ma. Unfortunately, the relatively small number of apatites recovered from the Tibau Formation sample (RD57-2; table 1) does not provide statistically significant data to compare its thermal history with those from the Serra do Martins Formation samples.

Modeled data from the Açú Formation sample provide a good fit to the measured data using two episodes of cooling (table 2 and fig. 6). AFTA data show that the sample cooled through 100°–80°C sometime between 75 and 38 Ma. A second event in which the sample cooled from a maximum paleotemperature in the range of 70° to 55°C may have occurred sometime in the last 15 Ma. It is not clear on the basis of the AFTA data alone whether the events affecting the Açú Formation can be represented as a continuous cooling since middle Campanian/late Paleocene, or they represent two discrete episodes of heating/cooling in which the

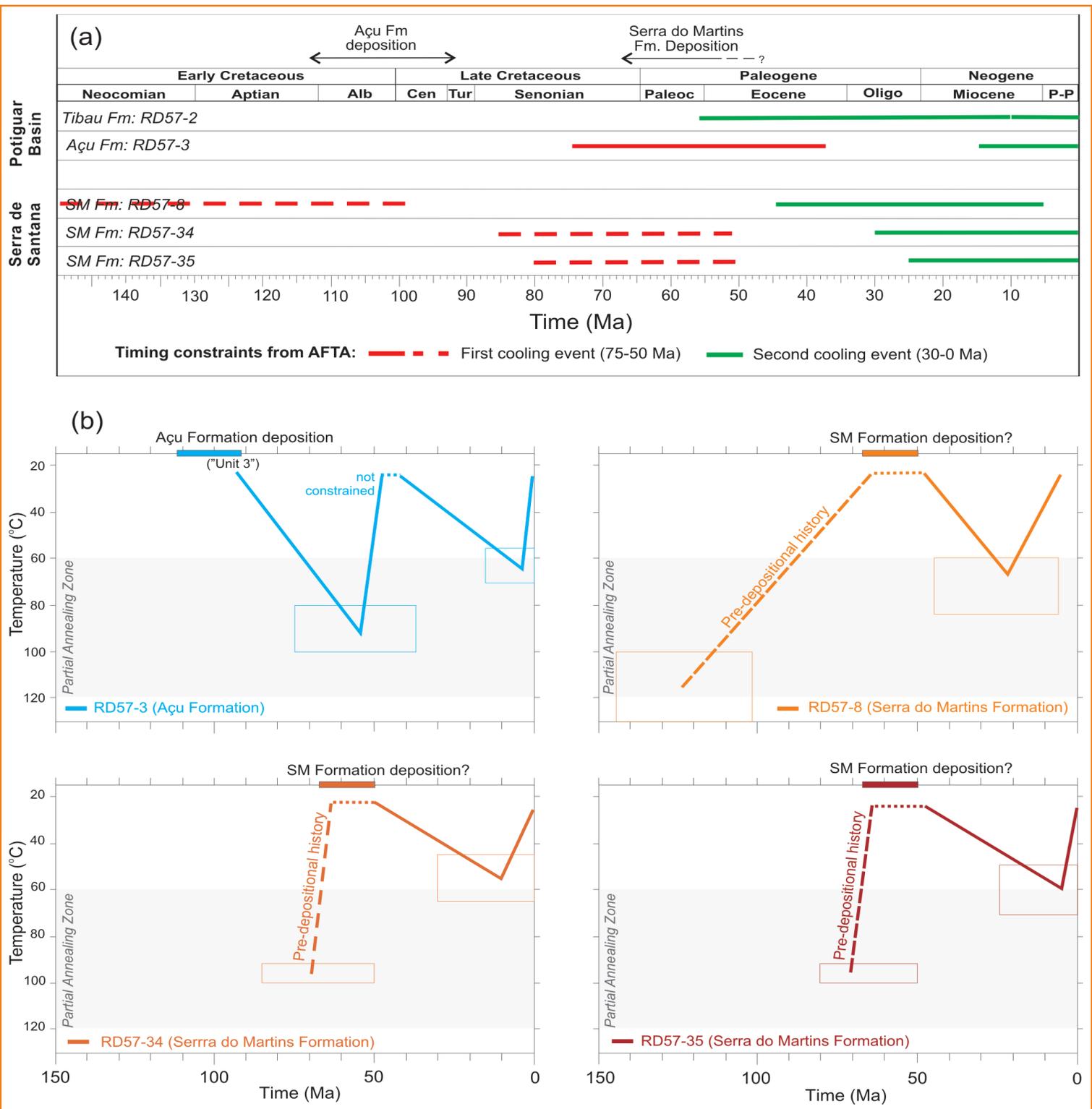


Figure 6 – (a) Time constraints for the onset of cooling in the sedimentary samples from the onshore Potiguar Basin and Serra de Santana mesa; (b) Modeled thermal history discussed in this study; boxes represent the solutions described in table 2. According to the AFTA modeling, the Açú Formation (Açú 3 Unit) requires two paleothermal episodes since deposition, while for the Serra do Martins Formation samples a tentative pre-depositional history accounts for the measured apatite fission track ages and lengths.

Figura 6 – (a) Intervalos de tempo estimados para o início dos eventos de resfriamento das amostras sedimentares da Bacia Potiguar terrestre e da Serra de Santana; (b) diagramas com as histórias térmicas modeladas; os retângulos tempo-temperatura representam as soluções descritas na tabela 2. De acordo com a modelagem AFTA, os parâmetros medidos na Formação Açú (Unidade Açú 3) são consistentes com dois paleoeventos térmicos desde a sua deposição; para as amostras da Formação Serra do Martins, os dados medidos refletem a história pré-deposicional (possível resfriamento da área fonte).

basement (and overlying basins) were uplifted at or near the surface during the interval between the two events.

estimation of paleoburial from AFTA data

For the sample RD57-3 (Açu Formation, well constrained age), we can assume that paleoburial, following deposition at ~95 Ma, is the cause of the paleothermal event recorded by the thermal history solution. So, we can use the maximum temperature range, together with an assumed paleothermal gradient and surface temperature, to estimate the amount of paleoburial. This value will be equivalent to the amount of erosion if the sample is brought to the surface following the event. For example, using a present surface temperature of 25°C and an assumed paleogeothermal gradient of 35°C/km, the AFTA solution for RD57-3 requires ~75°C of cooling (using a maximum paleotemperature of 100°C; table 2), which requires ~2,150m of erosion to bring the Açu Formation to its present topographic position at the surface. Obviously, the estimate of erosion relies on the assumed gradient (and hence is associated with significant uncertainty). However, even for a 45°C/km paleothermal gradient, the results require an impressive 1,670m of paleoburial in relation to the maximum paleotemperature provided by AFTA (table 2). If we simulate the same exercise using the minimum paleotemperature range (80°C; table 2), the required erosion will be 1,570 and 1,220m, respectively for paleothermal gradients of 35°C/km and 45°C/km. This range is consistent with the sedimentary thickness potentially eroded above the present outcropping belt of the Açu Formation (Unit 3; Vasconcelos *et al.* 1990), from where sample RD57-3 was collected.

The Potiguar Basin has been hypothesized to be the hottest basin of the Brazilian continental margin (e.g., Zembruski and Kiang, 1989), with some local sites of high heat flow along the Equatorial Brazilian margin seemingly associated with the prolonged history of post-rift magmatism (Carneiro *et al.* 1989). Additionally, high geothermal gradients, ranging from 24 to 74°C/km (mean value of 37°C/km) were estimated in the onshore Potiguar Basin using bottom hole temperatures (Souto Filho, 1984).

This way, we should observe that the paleotemperatures modeled for the Açu Formation may be influenced by the nearby Cenozoic volcanism (Souza *et al.* 2004; 2007).

Considering the post-depositional paleotemperatures (~60°C) experienced by the three Serra do Martins Formation samples, the estimated burial depths would lie between 1.000m and ~780m (respectively for paleogradients of 35°C/km and 45°C/km, which are in accordance with the parameters registered in the onshore Potiguar Basin). However, the range in denudation estimates exceeds the original thickness inferred for the Serra do Martins Formation (<500?m), according to petrographic and diagenetic attributes (Menezes, 1999). In addition, these estimates also exceed the thickness expected for the continental section associated with a post-rift wedge deposition (e.g. Watts, 1982; Bond and Kominz, 1988) and, again, a higher heat flow related to the Oligocene – Miocene volcanism can not be discarded in considering the paleotemperatures modeled for the samples RD57-8, RD57-34 and RD57-35.

A negative Bouguer anomaly close to the Serra de Santana mesa (Moreira *et al.* 1990) may represent the remnants of the “still warm” mantle paleomelting source for the southernmost early Cretaceous tholeiitic dykes, whose magma feed zone would lay below the present Serra de Santana mesa, according to the magnetic fabric measured in those dykes (Archanjo *et al.* 2000).

It is also worth to mention the presence of inactive hot springs (Grota da Fervedeira, where calcite sinter has been dated in the interval 300-1.6 Ka; Menezes and Jardim de Sá, 1999) and sulfuric fumaroles (Trangola) close to the analyzed samples, respectively located north and south of the Serra de Santana mesa (fig. 1). Widespread hydrothermalism in the Potiguar Basin and vicinities (e.g. Açu, Serra do Mel, Mossoró, Olho d’Água do Milho) represents additional evidence of anomalous thermal gradients and suggest the regional heat flow has long been elevated; however, radionuclide activity in the area can not be ruled out (Malanca *et al.* 1995).

Unfortunately, samples from the Serra do Martins formation did not contain suitable material for a vitrinite reflectance determination, which would have been useful independent evidence to assess the degree of paleoheating and thus, to decrease the considerable uncertainty involving the complex post-rift thermal history of the Borborema Province.

discussion

Assuming that the preserved mesas are relicts of the same sedimentary cover once continuous on the Borborema Surface, a reconstruction of the previous area of minimum occurrence of the Serra do Martins Formation shows a broad WNW-ESE paleogeographic disposition south of the Potiguar Basin (fig. 1). This configuration led Ab'Saber (1969) to suggest that the Serra do Martins Formation was deposited into an endorreic basin (peripheral depression) in the same direction, as a result of pediplanation processes acting on the Borborema Plateau.

The Serra do Martins Formation is dominated by fluvial deposits, with the clastics being sourced from topographically higher regions to the south, consistent with paleocurrent indicators within those sediments (Menezes, 1999; Morais Neto, 1999). Some petrographic and depositional features of the Serra do Martins sediments are quite similar to siliciclastic units of the Potiguar Basin, which led to a tentative correlation with the nearby Açu Formation (Fortes, 1987 *apud* Morais Neto, 1999). The ZFTA data described in this study, however, have demonstrated that this correlation is not possible.

On the other hand, Peulvast and Sales (2004) and Peulvast *et al.* (2008) consider the Serra do Martins Formation as equivalent to the Paleozoic sediments of the Parnaíba Basin, implying the mesas preserved on the Borborema Plateau would represent the remnants of an extensive pre-rift cover on the northeastern Borborema Province. However, in the onshore Potiguar Basin, more than one hundred drillholes reached the crystalline basement within the deepest grabens, and no sediments older than 140 Ma were ever encountered (Soares and Rossetti, 2005), making it unlikely that an extensive pre-rift cover ever existed across this area.

Regional AFTA studies carried out in and around the Borborema Plateau (Morais Neto, 1999; Hegarty *et al.* 2004) and in the Araripe Basin area (Hegarty *et al.* 2002; Morais Neto *et al.* 2006) recorded a late Cretaceous cooling event beginning between 100-90 Ma that affected the whole Borborema Province and has been interpreted as the result of continental uplift and erosion. The thermal solutions for the Açu Formation in our study suggest that, in addition to this widespread late Cretaceous cooling event, an early Cenozoic cooling event commencing sometime between 65-50 Ma is registered in the Potiguar Basin area. This late

Cretaceous-early Cenozoic event, not dominant but also recorded in the basement samples (Morais Neto *et al.* 2008), correlates with the onset of the cooling from the maximum paleotemperatures experienced by the Açu Formation (100°-80°C; table 2). We hypothesize that this cooling event is associated with the amplification and erosion of the Borborema topography during the very late Cretaceous and the subsequent formation of a regional planation surface (the Borborema Surface, modeled in Precambrian crystalline rocks), on which the Serra do Martins sediments were deposited by the Paleocene – Eocene transition.

Silicified conglomerates and immature sandstones are preserved on the Jandaíra Formation in the Serra de Mossoró, Potiguar Basin (#14 in fig. 1). Due to its stratigraphic position and petrographic similarities, previous work considered those siliciclastic sediments as equivalent to the sedimentary covers that cap mesas on the Borborema Plateau area or to the coastal Tibau Formation (Moraes, 1924; Mabesoone, 1966; Beurlen, 1967; Mabesoone *et al.* 1972). A detailed petrographic and stratigraphic study performed by Menezes (1999) compared the sedimentary facies on the top of the Serra de Martins-Portalegre (#3 in fig. 1) and Serra de Santana (#1) mesas with fine-grained facies preserved on the Serra de Mossoró (#14), and concluded that both sedimentary remnants represent proximal deposits of the post-rift Tibau Formation.

The subsequent downcutting of the plateau area and the dismantling of the post-Cretaceous sedimentary cover south of the Potiguar Basin is necessarily post-Serra do Martins time (hence, post-Paleocene – Eocene), and the erosion may have been amplified by climate changes and/or localized tectonic reactivations during the Cenozoic. The establishment of a regressive megasequence in both the offshore Potiguar and Ceará basins attest to the importance of the erosive processes acting on the continent during the same period, as shown by the gaps between the preserved remnants of the Serra do Martins Formation (fig. 1). Significant erosion of the mainland is also suggested by a widespread late Cenozoic cooling event registered in both Precambrian granites and Phanerozoic sandstones in different portions of the Borborema Province (Hegarty *et al.* 2004; Morais Neto *et al.* 2006; Nóbrega *et al.* 2005; Sá *et al.* 2007; Morais Neto *et al.* 2008). This event is interpreted as the result of renewed denudation of the Borborema Province from late Oligocene on, which is recorded by a sharp increasing in clastic volume delivered to

the Potiguar Basin at this time, as well as by an important shift in the platform facies systems toward the basin during the Tortonian (Pessoa Neto, 2003; Soares *et al.* 2003).

Recently, Morales *et al.* (2006) mentioned possible Cenozoic continental sandstones and conglomerates on the top of the Exu Formation, Araripe Plateau, which were tentatively correlated with the sedimentary covers on the Borborema Plateau area. If this geological record is confirmed, the original extension of the Serra do Martins Formation would have to be expanded far west of the present preserved remnants, requiring a revision of the Cenozoic denudation history for the whole Borborema Province.

conclusions

The age and significance of the fluvial Serra do Martins Formation has been discussed and disputed in the regional literature for almost a century (Ab'Saber, 2000). Fission track data presented in this paper provide some constraints in unraveling the history of these sediments, as well as its relationship with the Potiguar Basin evolution.

The Cenomanian Açú Formation (sample RD57-3) shows evidence for late Cretaceous heating, which is interpreted as the effect of paleoburial following deposition at ~95 Ma. Subsequent cooling from maximum paleotemperatures in the range 100°-80°C can be interpreted as an episode of uplift and erosion during early Cenozoic.

Assuming the zircon fission track age populations in samples RD57-8 and -35 (165 and 134 Ma, or 82.5 and 64.4 Ma if we take only the youngest population in each) as inherited provenance ages, the Serra do Martins Formation can be no older than Paleocene. AFTA data in samples RD57-8, -34 and -35 require a pre-Paleocene cooling episode that is interpreted as reflecting exhumation of the sediment source area, suggesting that the crystalline basement (or its equivalent) was being uplifted by the very late Cretaceous/early Paleogene, south of the preserved sedimentary covers. Both the Açú and Serra do Martins formations also record paleotemperatures around 60°C during Neogene, which can be related dominantly to the high heat flux during the

Oligocene – Miocene volcanism in the central Rio Grande do Norte state, rather than heating due solely to significant burial.

Taking into account the pre-depositional history inferred from the AFTA modeling, the thermal evolution of the analyzed apatites are somewhat comparable, but our data also show that the depositional age of the Serra do Martins Formation is much younger than the Cenomanian Açú Formation. The stratigraphic correlation between those units had already been questioned by Menezes (1996, 1999), due to remarkable differences in the petrographic and maturity aspects, as well as mineralogical evidence for distinct source areas. Although other depositional processes could account for these differences, we suggest that the Açú and Serra do Martins formations are unrelated based on all of the available data.

Results presented in this paper, together with other independent geological evidence, indicate the depositional age for the Serra do Martins Formation is bracketed in the interval early Paleocene – late Oligocene, somewhere between ~65 Ma (the youngest zircon fission track age) and ~25 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the basaltic volcanism around the Serra de Santana mesa (Araújo *et al.* 2001; Morais Neto *et al.* 2001; Menezes *et al.* 2003; Souza *et al.* 2004).

Our geochronological constraints improve previous correlations of the Serra do Martins Formation with the post-Cretaceous section of the regressive megasequence of the Potiguar Basin (Barros, 1998; Morais Neto, 1999; Menezes, 1999; Morais Neto & Alkmim, 2001; Soares *et al.* 2003). In particular, our results agree with the maximum age inferred by Jardim de Sá *et al.* (2005) for those continental sediments that lie on the same topographic surface sculptured in late Cretaceous volcanics dated at 72-68 Ma near Frei Martinho and Nova Palmeira villages, Paraíba (#11 in fig. 1). Both studies constrain the age of the “Borborema Surface”, the planation surface onto which the Serra do Martins Formation was deposited, to be formed before the Paleocene – Eocene, as suggested by Ab'Saber (1969). Finer resolution may be possible in the future using other techniques, such as (U-Th)/He or $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronology, or from unequivocal chronological relationships with Cenozoic volcanics.

The enigmatic and deeply weathered sediments that occur on top of the Serra do Martins Formation in the Solânea-Bananeiras mesa (and possibly around Areia village, Paraíba) lack sufficiently detailed work to elucidate its relationship to the Phanerozoic evolution and erosional history of the

Borborema Province. The presence of these unconsolidated sandstones and conglomerates capping high elevations of the Borborema Plateau (up to 600-700m) suggests that a higher topography had to exist in the past, in order to produce those clastics. This remarkable topographic inversion reinforces the hypothesis of strong denudation processes during late Cenozoic time. Geochronological analysis of weathering profiles in this area is in course of investigation (Lima, 2008) and may provide additional constraints.

acknowledgments

We thank Petrobras and Federal Universities of Ouro Preto and Rio Grande do Norte (Brazil) for financial support and fieldwork logistics. Geotrack International (Australia) performed the apatite and zircon fission track analyses and thermal modeling of all samples. Kerry A. Hegarty (formely at Geotrack) is thanked for preliminary results and input to a previous version of the manuscript. Petrobras geologists Ubiraci Soares, Otaviano Pessoa Neto, Rosilene Menezes and Francisco Fontes Lima Neto are thanked for many helpful discussions on the Potiguar Basin stratigraphy. This paper was also improved with comments and suggestions by Isabela Carmo.

references cited

AB'SABER, A. N. Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste brasileiro. **Geomorfologia**, São Paulo, v. 19, p. 1-38, 1969.

AB'SABER, A. N. Summit surfaces in Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 515-516, 2000.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R.; MACHADO JR, D. L.; DEHIRA, L. K. Magmatismo pós-paleozóico no nordeste oriental do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 451-462, 1988.

ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. D. and CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South

American Platform. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 50, n. 1, p. 77-111, May 2000.

ARAÚJO M. G. S.; BRITO NEVES, B. B.; ARCHANJO, C. J. Idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do magmatismo básico mesozóico da Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 19., 2001, Natal. **Proceedings...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001, p. 260-261.

ARCHANJO, C. J.; TRINDADE, R. I.; MACEDO, J. W. P.; ARAÚJO, M. G. S. Magnetic fabric of a basaltic dyke swarm associated with Mesozoic rifting in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, New York, v. 13, n. 3, p. 179-189, 2000.

ASSINE, M. L. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, n. 4, p. 223-232, 1994.

ASSIS, A. D. Solânea, nova formação sedimentar do brejo paraibano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 3., 1967, João Pessoa. **Resumos...** João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 1967. Mimeografado.

ASSIS, A. D. Contribuição ao Estudo da Evolução Geomorfológica da Paraíba. **Boletim de Geociências da UFPB**, João Pessoa, v. 6, p. 13-27, 1985.

BARROS, S. D. S. **Aspectos morfo-tectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN**. 1998. 133 p. Dissertação (Mestrado) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1998.

BEURLEN, K. **Geologia da Região de Mossoró**. Rio de Janeiro: Pongetti, 1967. 171 p. (Coleção Mossoroense, v. 18).

BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47, p. 365-393, 1975. Suplemento.

BOND G. C.; KOMINZ, M. A. Evolution of thought on passive continental margins from the origin of geosynclinal theory (approximately 1860) to the present. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 100, n. 12, p. 909-1933, 1988.

BRITO NEVES, B. B. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics

of supercontinents. **Gondwana Research**, Kochi, v. 5, n. 1, p. 175-196, 2002.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 2000. p. 151-182.

CARNEIRO, C. D. R.; HAMZA, V. M.; ALMEIDA, F. F. M. Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no nordeste oriental brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 310-322, 1989.

DUDDY, I. R.; GREEN, P. F.; LASLETT, G. M. Thermal annealing of fission tracks in apatite 3: variable temperature behaviour. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 73, p. 25-38, 1988.

FERREIRA, J. A. M.; ALBUQUERQUE, J. P. T. Sinopse da Geologia da Folha Seridó. In: **SUDENE**, Recife, 1967. 47 p. (Geologia Regional, 18).

FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. **Journal of Structural Geology**, New York, v. 16, n. 5, p. 647-661, 1994.

GALBRAITH, R. F.; GREEN, P. F. Estimation the component ages in a finite mixture. **Nuclear Tracks and Radiation Measurements**, Amsterdam, v. 17, p. 197-206, 1990.

GLEADOW, A. J. W.; DUDDY, I. R.; GREEN, P. F.; LOVERING, J. F. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlim, v. 94, p. 405-415, 1986.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; TINGATE, P. R.; LASLETT, G. M. Thermal annealing of fission tracks in apatite 1: a qualitative description. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 59, p. 237-253, 1986.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W.; LOVERING, J. F. Apatite fission track analysis as a palaeotemperature indicator for hydrocarbon exploration. In: NAESER, N. D.; MCCULLOH, T. (Ed.). **Thermal history of sedimentary basins: methods and case histories**. New York: Springer-Verlag, 1989a, p.181-195.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; LASLETT, G. M.; HEGARTY, K. A.; GLEADOW, A. J. W.; LOVERING, J. F. Thermal

annealing of fission tracks in apatite 4: quantitative modelling techniques and extension to geological timescales. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 79, p. 155-182, 1989b.

GREEN, P. F.; HEGARTY, K. A.; DUDDY, I. R. Compositional influences on fission track annealing in apatite and improvement in routine application of AFTA®. In: AAPG MEETING, 1996, San Diego. **Abstracts...** San Diego: American Association of Petroleum Geologists, 1996, p. 56.

GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; HEGARTY, K. A. Quantifying exhumation from apatite fission-track analysis and vitrinite reflectance data: precision, accuracy and latest results from the Atlantic margin of NW Europe. In: DORÉ, A. G.; CARTWRIGHT, J.; STOKER, M. S.; TURNER, J. P.; WHITE, N. (Ed). **Exhumation of the North Atlantic Margin: timing, mechanisms and Implications for petroleum exploration**. London: Geological Society, 2002, p. 331-354. (GSL. Special Publication, 196).

GREEN, P. F.; CROWHURST, P. V.; DUDDY, I. R. Integration of AFTA and (U-Th)/He thermochronology to enhance the resolution and precision of thermal history reconstruction in the Anglesea-1 well, Otway Basin, SE Australia. In: EASTERN AUSTRALIAN BASINS SYMPOSIUM, 2., 2004, Adelaide. **Proceedings...** West Perth: Petroleum Exploration Society of Australia, 2004, p. 117-131. (PESA. Special Publication, EABS04).

HEGARTY, K. A.; MORAIS NETO, J. M.; KARNER, G.D. The enigma of the Araripe Plateau: new constraints on its uplift and tectonic history using AFTA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002. p. 495.

HEGARTY, K. A.; MORAIS NETO, J. M.; KARNER, G. D. Mapping anomalous topography through time and understanding its origins: a study of the Borborema Province, NE Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 32., 2004, Florence. **Abstracts...** Florence: International Union of Geological Sciences, 2004.

HOLFORD, S. P.; GREEN, P. F.; TURNER, J. P. Palaeothermal and compaction studies in the Mochras borehole (NW Wales) reveal early Cretaceous and Neogene exhumation and argue against regional Paleogene uplift in the southern Irish Sea. **Journal of the Geological Society**, London, v. 162, p. 829-840, 2005.

- HURFORD, A. J. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps, South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlim, v. 92, p. 413-427, 1986.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Mapa de Unidades do Relevo do Brasil**. Rio de Janeiro, 2006.
- JARDIM DE SÁ, E. F. A. **Faixa Seridó (Província Borborema, Nordeste do Brasil) e seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana**. 1994. 803 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1994.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; MATOS, R. M. D.; MORAIS NETO, J. M.; PESSOA NETO, O. C.; SAADI, A. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis. **Resumos expandidos...** Lençóis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999, p. 4:58-61.
- JARDIM DE SÁ, E. F.; SOUZA, Z. S.; VASCONCELOS, P. M.; SAADI, A.; GALINDO, A. C.; LIMA, M. G.; OLIVEIRA, M. J. R. Marcos temporais para a evolução Cenozóica do Planalto da Borborema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10, 2005, Curitiba. **Resumos expandidos...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 2005, p.160-162.
- JAPSEN, P.; GREEN, P. F.; CHALMERS, J. A. Separation of Palaeogene and Neogene uplift on Nuussuaq, West Greenland. **Journal of the Geological Society**, London, v. 162, p. 299-314, 2005.
- JAPSEN P.; GREEN, P. F.; NIELSEN L. H.; RASMUSSEN E. S.; BIDSTRUP T. Mesozoic-Cenozoic exhumation events in the eastern North Sea Basin: A multi-disciplinary study based on palaeothermal, palaeoburial, stratigraphic and seismic data. **Basin Research**, Malden, v. 19, p. 451-490, 2007.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, São Paulo, n. 2, p. 3-121, 1956.
- LASLETT, G. M.; GREEN, P. F.; DUDDY, I. R.; GLEADOW, A. J. W. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2: a quantitative analysis. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 65, p. 1-13, 1987.
- LIMA, M. G. **A história do intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações climáticas e tectônicas**, 2008, 255 p. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- MABESOONE, J. M. Relief of northeastern Brazil and its correlated sediments. **Zeitschrift Fur Geomorphologie**, Berlim, v. 10, p. 419-453, 1966.
- MABESOONE, J. M. **Sedimentary basins of northeast Brazil**. Recife: Ed. Universitária da Universidade Federal de Pernambuco, 1994. v. 1, 308 p.
- MABESOONE, J. M.; CAMPOS E SILVA, A.; BEURLIN, K. Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira Geociências**, São Paulo, v. 2, n. 3, p. 173-188, 1972.
- MAGNAVITA, L. P.; DAVISON, I.; KUSZNIR, N. J. Rifting, erosion and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. **Tectonics**, Texas, v. 13, n. 2, p. 367-388, 1994.
- MALANCA, A.; ACHILLI, L.; FABBRI, S. Radioactive anomalies in a northeastern Brazilian town. **Journal of Environmental Science and Health: Part A-Toxic/Hazardous Substances and Environmental Engineering**, v. 30, n. 5, p. 989-999, 1995.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian Rift System. **Tectonics**, Texas, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992.
- MENEZES, M. R. F. **Faciologia, diagênese e sistemas deposicionais das rochas siliciclásticas e carbonáticas de uma área a noroeste de Apodi-RN, Neocretáceo da Bacia Potiguar**. 1996. 176 p. Monografia (Conclusão do Curso de Graduação em Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1996.
- MENEZES, M. R. F. **Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da Formação Serra do Martins nos platôs de Portalege, Martins e Santana, RN**. 1999. 165 p. Dissertação (Mestrado) – Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 1999.
- MENEZES, M. R. F.; JARDIM DE SÁ, E. F. Caracterização de fraturamento neotectônico em rochas cristalinas: o exemplo da Grota da Fervedeira, Santana do Matos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis. **Resumos**

expandidos... Lençóis: Sociedade Brasileira de Geologia, 1999. p. 62-66.

MENEZES, M. R. F.; LIMA FILHO, F. P. Estudo faciológico na Formação Serra do Martins, Serra do Portalegre-RN. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17., 1997, Fortaleza. **Boletim de resumos...** Fortaleza: Sociedade Brasileira de Geologia, 1997. p. 193-198.

MENEZES, M. R. F.; LIMA FILHO, F. P.; FARIAS, P. R. C. Fácies e sistema deposicional da Formação Serra do Martins nos platôs terciários do Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia, 2002, p. 387.

MENEZES, M. R. F.; MORAIS NETO, J. M.; SZATMARI, P.; YORK, D. Relações cronológicas entre o vulcanismo Macau e a Formação Serra do Martins, com base na datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do plug basáltico "Serrote Preto" (RN, Nordeste do Brasil). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios. **Resumos Expandidos...** Búzios: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 246-249.

MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A. Sedimentary basins of South America. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 2000. p. 389-449.

MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in the northeastern region of Brazil, South America. **Journal of South America Earth Sciences**, New York, v. 15, n. 2, p. 183-198, 2002.

MORAES L. J. **Serras é Montanhas do Nordeste**. Rio de Janeiro: Ministério da Viação e Obras Públicas, Inspectoria Federal de Obras contra as Seccas, 1924. 2 v. (Coleção Mossoroense, Mossoró, v. 25, 1977).

MORAIS NETO, J. M. **As coberturas sedimentares terciárias do interior da Paraíba e Rio Grande do Norte e a gênese da Antéclise da Borborema**. 170 p. 1999. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1999.

MORAIS NETO, J. M.; ALKMIM, F. F. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB-RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, São, Paulo, v. 31, n. 1, p. 95-106, 2001.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 113-118, 2006.

MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K. A.; KARNER, G. D.; ALKMIM, F. F. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, Amsterdam, 2008. *in press*. (doi: 10.1016/j.marpetgeo.2008.07.002).

MORALES, N.; HASUI, Y.; ASSINE, M. L.; CHAGAS, D. B. Eventos de tectônica rúptil na evolução da Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. IN: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7., 2006, Serra Negra. **Boletim de resumos...** Serra Negra: Unesp, 2006. p. 87.

MOREIRA, J. A. M.; BARAUD, R.; LINS, F. A. P. L.; MACEDO, J. W. P. Contribuição da gravimetria para o entendimento da sismicidade de João Câmara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 6, p. 2145-2153.

NÓBREGA, M. A.; SÁ, J. M.; BEZERRA, F. H. R.; HADLER, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; SAENZ, C. A. T.; HACKSPACHER, P. C.; LIMA FILHO, R. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, Amsterdam, v. 39, n. 6, p. 627-633, 2005.

PESSOA NETO, O. C. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 33, n. 3, p. 263-278, 2003.

PESSOA NETO, O. C.; SOARES, U. M.; SILVA, J. G. F.; ROESNER, E. H.; FLORENCIO, C. P.; SOUZA, C. A. V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 357-369, 2007.

PEULVAST, J. P.; SALES, V. D. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian "Nordeste": constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 62, p. 89-122, 2004.

PEULVAST, J. P.; SALES, V. C.; BÉTARD, F.; GUNNELL, Y. Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin.

- Global and Planetary Change**, Amsterdam, 62, v. 1-2, p. 39-60, 2008.
- PRATES, M.; GATTO, L. C. S.; COSTA, M. I. P. GEOMORFOLOGIA. IN: BRASIL. Ministério Das Minas E Energia. **Projeto RADAMBRASIL**: folhas SB 24/25 Jaguaribe/ Natal: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio De Janeiro: RADAMBRASIL, 1981. p. 303-348. (Levantamento de Recursos Naturais, 23).
- SAADI, A.; TORQUATO, J. R. Contribuição à neotectônica do estado do Ceará. **Revista de Geologia**, Fortaleza, v. 5, p. 5-38, 1992.
- SÁ, J. M.; CAVALCANTE, A. S. A.; BEZERRA, F. H. R.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; HADLER NETO, J. C. Termocronologia por traços de fissão do Sistema de Falhas Senador Pompeu, Província Borborema. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 22, 2007, Natal. **Boletim de resumos...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007. p. 188.
- SIAL, A. N. The post-paleozoic volcanism of Northeast Brazil and its tectonic significance. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 299-311, 1976. Suplemento.
- SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L.; CASSAB, R. C. T. Bacias sedimentares brasileiras - Bacia Potiguar. **Phoenix**, v. 5, n. 56, p. 1-6, 2003.
- SOARES, U. M.; ROSSETTI, E. L. Tectonismo e sedimentação na porção SW do Rift Potiguar: Bacia Potiguar emersa. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 2, p. 149-166, 2005.
- SOUTO FILHO, J. D. Estudo do gradiente geotérmico da Bacia Potiguar: parte emersa. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 11., 1984, Natal. **Boletim de resumos...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 27-41.
- SOUZA, Z. S.; VASCONCELOS, P. M.; NASCIMENTO, M. A. L.; SILVEIRA, F. V.; PAIVA, H. S.; DIAS, L. G. S.; VIEGAS, M. C. D.; GALINDO, A. C.; OLIVEIRA, M. J. R. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário no nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Abstracts...** Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. p. S32- T607.
- SOUZA, Z. S., VASCONCELOS, P. M., SILVEIRA, F. V. Vulcanismo no NE do Brasil: reavaliação da Formação Macau. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 22, 2007, Natal. **Resumos...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 2007, p. 189.
- VAN SCHMUS, W. R.; BRITO NEVES, B. B.; WILLIAMS, I. S.; HACKSPACHER, P. C.; FETTER, A.H.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 127, p. 287-327, 2003.
- VASCONCELOS, P.; LIMA, M. G. **Personal communication during field trip**, 2006.
- VASCONCELOS, E. P., LIMA NETO, F. F.; ROSS, S. Unidades de correlação da Formação Açú. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 1, p. 227-240.
- VAUCHEZ, A.; NEVES, S. P.; CABY, R.; CORSINI, M.; SILVA, M. E.; ARTHAUD, M.; AMARO, V. E. The Borborema Shear Zone System, Ne Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, New York, v. 8, p. 247-266, 1995.
- WATTS, A. B. Tectonic subsidence, flexure and global changes of sea-level. **Nature**, London, v. 297, n. 5866, p. 469-474, 1982.
- ZEMBRUSCKI, S. G.; KIANG, C. H. Gradiente geotérmico das bacias sedimentares brasileiras. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 3, n. 3, p. 215-227, 1989.

Idade da Formação da Serra dos Martins, Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil: análise de traços de fissão em apatita e zircão

resumo

Resultados da análise de traços de fissão em apatita (AFTA) e zircão (ZFTA) em arenitos do platô da Serra de Santana possibilitaram o estabelecimento da idade máxima de deposição da Formação Serra do Martins, unidade afossilífera que ocorre como remanescentes sedimentares sobre o Planalto da Borborema. Também são apresentados resultados de traços de fissão em apatitas em sedimentos pós-rifte da Bacia Potiguar emersa (formações Açu e Tibau). AFTA em três amostras da Formação Serra do Martins sugere que tais sedimentos estiveram submetidos a temperaturas máximas na faixa de 60°C, a partir das quais começaram a resfriar entre 30 e 0 Ma. Devido aos elevados gradientes geotérmicos relacionados ao vulcanismo Cenozóico na Bacia Potiguar e adjacências, as paleotemperaturas modeladas nessas amostras são atribuídas a um fluxo térmico anômalo, ao invés de representarem o efeito de paleossoterramento do platô sedimentar. ZFTA em duas amostras da Formação Serra do Martins forneceu idades de 135±18 Ma e 165±40 Ma. No

entanto, ambas as amostras apresentam um significativo espalhamento nos dados, e populações de zircões mais jovens, com idades de 83±5 Ma e 64±5 Ma, respectivamente, podem ser individualizadas. Como os dados das apatitas mostram que tais idades não foram “resetadas” após a deposição dos sedimentos, as mesmas representam idades de proveniência, indicando que a Formação Serra do Martins não deve ser anterior ao Paleoceno. Informações independentes também possibilitam descartar a correlação estratigráfica entre as formações Serra do Martins e Açu. Considerando os resultados AFTA e ZFTA, e integrando-os com outras evidências geológicas, sugere-se que a Formação Serra do Martins foi depositada entre 64 e 25 Ma (intervalo Paleoceno – Oligoceno). A história térmica modelada para as amostras da Formação Serra do Martins sugere um evento de resfriamento durante o Neocretáceo/Eopaleogeno, interpretado como exumação da área fonte, cuja erosão forneceu os clásticos que foram depositados sobre uma extensa superfície de aplainamento regional – a Superfície da Borborema.

Palavras-chave: Formação Serra do Martins | análise de traços de fissão em apatita e zircão | paleotemperatura | Bacia Potiguar

introdução

Algumas porções elevadas do Planalto da Borborema, no interior da região nordeste do Brasil (fig. 1), preservam vestígios sedimentares da Formação Serra do Martins, unidade constituída por arenitos continentais e conglomerados que ocorrem como platôs com altitudes variando de 500m a 760m. Várias tentativas para se determinar a idade deposicional daquela unidade se basearam em correlações regionais e inferências geomorfológicas. A maioria desses estudos interpretou a Formação Serra do Martins como sedimentos “correlativos” à formação de superfícies de aplainamento regionais de idade cenozóica, conforme sumarizado por Saadi e Torquato (1992) e Mabesoone (1994).

A falta de bons marcadores cronológicos na Formação Serra do Martins levou a muitas interpretações controversas sobre a evolução geomorfológica da região, as quais foram baseadas principalmente em processos morfoclimáticos. Embora a maioria dos autores concorde que a Formação Serra do Martins é mais antiga do que os “sedimentos Barreiras” que ocorrem no litoral (*sensu strictu*, equivalente à Formação Guararapes de Mabesoone *et al.* 1972 e Bigarella, 1975), diversas idades deposicionais foram propostas para aqueles testemunhos sedimentares. Com base nas diferentes correlações e modelos evolucionários associados, têm sido sugeridas idades variando de pré-Cretáceo (Peulvast e Sales, 2004; Peulvast *et al.* 2008) até Oligoceno – Mioceno (Mabesoone, 1994).

Mais recentemente, o posicionamento estratigráfico destes sedimentos vem sendo tentado através de relações indiretas com sedimentos potencialmente contemporâneos da Bacia Potiguar (Barros, 1998; Jardim de Sá *et al.* 1999; Menezes, 1999; Morais Neto, 1999) ou com o vulcanismo alcali-basáltico cenozóico (Morais Neto *et al.* 2001; Jardim de Sá *et al.* 2005). Em consequência, a Formação Serra do Martins, essencialmente continental, tem sido considerada o equivalente proximal dos sedimentos plataformais das formações Tibau-Guamaré, as quais constituem a plataforma mista da megasequência regressiva da Bacia Potiguar submersa (Soares *et al.* 2003). No entanto, a divisão da megasequência regressiva em pacotes distintos, com idade variando do Mesocampaniano ao Mioceno (Pessoa Neto *et al.* 2007) dificulta uma correlação mais precisa, já que os remanescentes continentais são desprovidos de fósseis que permitiriam estabelecer relações cronológicas com as seqüências da porção submersa.

Próximo ao platô da Serra de Santana (fig. 1), o *plug* basáltico Serrote Preto alcança um nível topográfico mais alto do que a Formação Serra do Martins e parece cortar duas pequenas mesetas adjacentes (Ferreira e Albuquerque, 1967). Evidências de campo indicam que o vulcanismo basáltico intruiu e rompeu a cobertura sedimentar daquela área (Menezes, 1999). A idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dos *plugs* vulcânicos nas vizinhanças da Serra de Santana é 27-24 Ma (Araújo *et al.* 2001; Menezes *et al.* 2003; Souza *et al.* 2004), sugerindo que a idade mínima para a Formação Serra do Martins é Oligoceno superior, conforme anteriormente inferido por Bigarella (1975).

Efeitos térmicos de vulcanismo de contato nas coberturas sedimentares do Planalto da Borborema, tal como silicificação e/ou “cozimento” de sedimentos têm sido reportados (Mabesoone, 1994), mas até agora não há evidência comprovada de rochas vulcânicas cenozóicas intercaladas ou detritos vulcânicos dentro da Formação Serra do Martins. Por esta razão, a verdadeira idade da Formação Serra do Martins permanece um motivo de debate, principalmente pelo fato da origem daqueles sedimentos guardarem importantes informações para a evolução geomorfológica e história da denudação do nordeste do Brasil, assim como para o preenchimento sedimentar cenozóico da Bacia Potiguar submersa.

Análise de Traços de Fissão em Apatita (AFTA) e Análise de Traços de Fissão em Zircão (ZFTA) são técnicas que fornecem informações diretas sobre a história térmica de rochas cristalinas e ajudam a

determinar o tempo e a magnitude de eventos térmicos específicos, porém também podem fornecer informações sobre a idade e proveniência de unidades sedimentares. Neste trabalho, são apresentados os resultados da análise de traços de fissão em apatita e zircão realizada em três amostras sedimentares da Formação Serra do Martins, coletadas no platô da Serra de Santana (no Planalto da Borborema), e duas amostras da Formação Açú (Bacia Potiguar terrestre). Os dados fornecem novas informações sobre a idade e significado geológico dos sedimentos da Formação Serra do Martins e sobre a evolução cenozóica do relevo da Borborema.

contexto regional

sumário geológico e geomorfológico

A Província Borborema, no nordeste do Brasil, representa o escudo cristalino estabilizado desde a Orogênese Brasileira-Panafricana (640-580 Ma; Almeida *et al.* 2000; Brito Neves *et al.* 2000). Ela é composta principalmente por maciços cristalinos arqueanos a mesoproterozóicos justapostos a cinturões de dobramento meso a neoproterozóicos cortados por um grande número de intrusões graníticas e controladas por um complexo sistema de zonas de cisalhamento dúteis (Jardim de Sá, 1994; Vauchez *et al.* 1995; Van Schmus *et al.* 2003).

No início do Fanerozóico, sinéclises intracratônicas desenvolveram-se na porção continental da Província Borborema, em reposta aos processos de estabilização pós-orogênicos (Milani e Thomaz Filho, 2000). Durante o Jurássico-Eocretáceo, a reativação de estruturas pré-cambrianas controlaram a formação de uma série de bacias rifte, marcando o início dos processos tectônicos e magmáticos, tanto no interior quanto ao longo da margem continental do nordeste brasileiro (Matos, 1992; Françolin *et al.* 1994; Brito Neves, 2002), os quais culminaram na fragmentação do supercontinente Pangea e na separação entre América do Sul e África.

Rochas vulcânicas cenozóicas encontram-se amplamente distribuídas na porção leste da Província

Borborema (estados da Paraíba e do Rio Grande do Norte; fig. 1), assim como nas bacias cretáceas ao longo da margem adjacente. Tais ocorrências vulcânicas registram um contínuo magmatismo pós-rifte no nordeste do Brasil, ativo do Neocretáceo ao Neógeno (Sial, 1976; Almeida et al. 1988). No continente, *plugs* de basaltos alcalinos, *necks* vulcânicos e derrames de lava fornecem idades que variam de 93 a 6 Ma (datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Souza et al. 2004). Na adjacente Bacia Potiguar submersa, sucessivos derrames de lavas cenozóicas formam um espesso pacote de basaltos datados entre 45 e 29 Ma (datações K-Ar; Mizusaki et al. 2002). Um grupo isolado de *plugs* e *necks* fonolíticos ocorre próximo à cidade de Fortaleza, com idades oligocênicas que variam entre 34 e 30 Ma (Souza et al. 2004); na mesma área, rochas vulcânicas intercaladas com sedimentos da Bacia do Ceará são datadas pelo método K-Ar no intervalo Eoceno – Oligoceno (44 a 32 Ma; Mizusaki et al. 2002).

Evidências geológicas indicam que toda a Província Borborema sofreu um significativo soerguimento após o *breakup* cretáceo, conforme atestam os sedimentos pós-rifte que capeiam a Chapada do Araripe e elevações correlatas na Bacia do Jatobá (Magnavita et al. 1994; Assine, 1994). A principal expressão topográfica desta epeirogênese positiva é o Planalto da Borborema, importante maciço cristalino que apresenta um eixo regional orientado na direção NE-SW e ostenta dois níveis topográficos principais: um posicionado a cerca de 450m de altitude e outro com cotas no intervalo 650-1000m e cimeiras em torno de 1.200m. O planalto é rodeado por depressões marginais (as depressões “Sertaneja” e “Sublitorânea”, além de tabuleiros e planícies costeiras) e forma o principal divisor de drenagem da região (fig. 1).

Os remanescentes sedimentares da Formação Serra do Martins que ocorrem sobre o Planalto da Borborema têm sido considerados importantes testemunhos da história cenozóica do nordeste brasileiro, dada sua posição topográfica ser comumente atribuída a um episódio de soerguimento pós-Cretáceo (Ab’Saber, 2000). As coberturas são compostas por sedimentos continentais depositados sobre uma superfície de aplainamento regional desenvolvida em rochas cristalinas pré-cambrianas, comumente referida na literatura como “Superfície Sulamericana” (King, 1956) ou “Superfície da Borborema” (Ab’Saber, 1969). Os depósitos sedimentares formam platôs e mesetas homoclinais com suave mergulho para o

norte (fig. 2c e 2d), sugerindo um ligeiro basculamento de todo o maciço cristalino em direção à Margem Equatorial. A espessura dos platôs varia de 5m a 100m, e sua porção superior encontra-se frequentemente silicificada ou protegida por duricrostas ferruginosas no topo de perfis lateríticos, ajudando-os a preservá-los da erosão.

Localização e aspectos sedimentológicos das coberturas sedimentares

Os remanescentes mais significativos da Formação Serra do Martins estão localizados na parte sul do estado do Rio Grande do Norte, assim como na porção centro-leste do Estado da Paraíba (fig. 1). Eles ocorrem como platôs descontínuos nas seguintes serras do Planalto da Borborema: Santana, Cuité, Bom Bocadinho, Araruna, Dona Inês, Solânea-Bananeiras e Areia. Alguns relevos residuais isolados na Depressão Sertaneja também podem estar recobertas pelos mesmos sedimentos, como nas serras de Martins, Portalegre e João do Vale. Pequenas manchas de sedimentos são encontradas entre as ocorrências maiores, sugerindo que a Formação Serra do Martins formava uma cobertura sedimentar regionalmente contínua sobre a Província Borborema oriental, a norte da Zona de Cisalhamento Patos (Moraes, 1924; Ab’Saber, 1969).

A Formação Serra do Martins é uma sequência continental dominada por sedimentos siliclásticos, principalmente quartzos-arenitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos e/ou brechóides, porém também ocorrem fácies finas, como siltitos e argilitos. Em geral, os sedimentos são texturalmente imaturos e mal selecionados. Eles são formados por grãos e seixos subangulosos de quartzo mono e policristalino, suportados por matriz e cimentados por caulinita, sílica ou óxidos de ferro; os minerais acessórios mais comuns são a turmalina, moscovita, berilo, zircão e opacos. A matriz encontra-se comumente alterada para caulinita, conferindo uma coloração esbranquiçada típica aos sedimentos.

A análise das fácies e das estruturas deposicionais primárias sugerem que esta unidade sedimentar foi depositada em um sistema fluvial entrelaçado a meandrante nos platôs da Serra de Santana e nas Serras de Martins e Portalegre (Menezes e Lima Filho, 1997; Menezes et al. 2002).

Fácies relacionadas a leques aluviais também estão presentes nas ocorrências situadas mais ao sul, como nos platôs de Cuité e Bom Bocadinho (Morais Neto e Alkmim, 2001), sugerindo maior proximidade com as áreas-fonte.

Os sedimentos ferruginosos e as duricrostas associadas que ocorrem sobre a Serra de Teixeira, na fronteira dos estados da Paraíba e Pernambuco, há muito têm sido considerados como equivalentes à Formação Serra do Martins (Moraes, 1924; Ab'Saber, 1969; Mabesoone *et al.* 1972; Prattes *et al.* 1981). Porém, investigações recentes demonstram que estes delgados capeamentos (<50m) na verdade são remanescentes de perfis lateríticos formados *in situ*, a partir do intemperismo do embasamento cristalino aflorante (Vasconcelos e Lima, 2006).

Nos platôs de Solânea e Bananeiras (nº 7 na fig. 1), arenitos finos inconsolidados e camadas conglomeráticas, de coloração avermelhada, repousam discordantemente sobre os arenitos silicificados da Formação Serra do Martins (fig. 2e e 2f). Os sedimentos da unidade superior são texturalmente imaturos, moderada a mal selecionados, com espessuras variando de 5m a 55m. Estes sedimentos foram inicialmente definidos como Formação Solânea por Assis (1967), que correlacionou-os às falésias da Formação Barreiras que ocorrem ao longo da costa da Paraíba, localizada ca. de 100km a leste (Assis, 1985). Com base nas semelhanças petrográficas e em sua posição stratigráfica, a mesma correlação foi considerada por Morais Neto e Alkmim (2001), os quais também identificaram conjuntos distintos de estruturas frágeis em ambas as unidades; no entanto, nenhum controle cronológico confiável foi estabelecido até o presente momento, e o significado geológico dos sedimentos no topo daquelas serras superior permanece incerto.

Na extremidade leste da Serra de Araruna (nº 6 na fig. 1) uma delgada camada (<30m) de arenitos finos, siltitos e argilitos ocorrem depositados sobre a Formação Serra do Martins (fig. 2g e 2h). Porém, sua limitada área de ocorrência e a pequena espessura daqueles depósitos inconsolidados não revelam feições stratigráficas que permitam uma correlação confiável com os sedimentos fluviais presentes na área de Solânea-Bananeiras.

Pequenos platôs formados por sedimentos inconsolidados e extremamente intemperizados também ocorrem na porção leste do Planalto da Borborema, próximo à cidade de Areia (nº 9 na fig. 1), e têm sido considerados como pertencentes

à Formação Serra do Martins nos mapas regionais. No entanto, não existem informações suficientes, como mapeamento de detalhe ou estudos petrográficos confiáveis, que permitam relacionar aquelas manchas sedimentares aos arenitos imaturos da Formação Serra do Martins ou aos enigmáticos remanescentes que recobrem esta unidade no platô de Solânea-Bananeiras.

análise de traços de fissão em apatita e zircão

AFTA e ZFTA são técnicas utilizadas para reconstruir a história térmica das rochas com base na análise de defeitos causados por radiação (os "traços de fissão") na estrutura cristalina de grãos de apatita e zircão detríticos, os quais são elementos comuns da maioria dos arenitos. A técnica AFTA baseia-se no equilíbrio entre a produção contínua de novos traços pela fissão espontânea de átomos de urânio presentes como impureza naqueles minerais; e na redução do comprimento dos traços em função de temperatura e do tempo decorrido desde a sua formação (conhecida como o processo de annealing, a qual pode levar a uma redução na idade fornecida pelos traços de fissão). A sensibilidade dos traços de fissão em apatita a temperaturas abaixo de 110°C permite que paleotemperaturas sejam estimadas e interpretadas em termos de movimentações verticais das unidades sedimentares nos 3km superiores da crosta terrestre. Especificamente, a técnica AFTA permite a determinação da máxima paleotemperatura alcançada por uma unidade sedimentar, até o limite de ~110°C (sendo que a precisão desta determinação depende do teor de Cl da apatita), assim como do tempo a partir do qual a amostra começou a resfriar daquela paleotemperatura (Gleadow *et al.* 1986; Green *et al.* 1989a, 1989b, 2002). A partir de medições ou estimativas de gradientes de temperatura em função da profundidade, estas informações podem ser usadas para definir as máximas profundidades de soterramento a que cada amostra esteve submetida e a espessura de seção eventualmente removida, assim como para se reconstruir as histórias térmicas e de soterramento/soerguimento de seqüências sedimentares (Green *et al.* 2004; Holford *et al.* 2005; Japsen *et al.* 2005, 2007).

Os processos que controlam o *annealing* dos traços de fissão no zircão ainda não estão tão bem compreendidos quanto os da apatita, mas evidências geológicas e de laboratório demonstram que os traços de fissão no zircão são muito mais resistentes ao *annealing* do que na apatita. Baseado na comparação das idades dos traços de fissão em zircão com idades de outros sistemas radiométricos, Hurford (1986) propôs uma temperatura de fechamento para a retenção dos traços de fissão no zircão de $240^{\circ}\pm 50^{\circ}\text{C}$; estudos posteriores são geralmente compatíveis com este valor, embora a incerteza de $\pm 50^{\circ}\text{C}$ permita considerar temperaturas de fechamento irrealisticamente inferiores. Dados não publicados do Geotrack International sugerem que paleotemperaturas entre 220° e 300°C são necessárias para produzir uma redução significativa nas idades por traços de fissão em zircão. Por esta razão, as idades ZFTA na maioria dos ambientes sedimentares podem ser interpretadas como representativas da história de resfriamento das áreas-fonte.

obtendo histórias térmicas a partir de dados AFTA

Conforme detalhado por Green *et al.* (2004) e Japsen *et al.* (2007), as informações sobre a história térmica de uma determinada amostra são extraídas dos dados AFTA através da modelagem dos parâmetros medidos (a idade dos traços de fissão, a distribuição dos comprimentos dos traços e o teor de Cl na amostra), simulando-se vários cenários de trajetórias térmicas possíveis e variando-se a magnitude e o tempo de permanência da amostra na paleotemperatura máxima, a fim de se definir os valores compatíveis para cada um daqueles parâmetros, de modo a se obter o melhor ajuste com os dados medidos (e com grau de confiabilidade de 95%). Os fundamentos do procedimento de modelagem estão bem estabelecidos para apatitas mono-composicionais (e.g. Green *et al.* 1989b), com base em uma série de experimentos de laboratório na “apatita Durango” (Green *et al.* 1986; Laslett *et al.* 1987; Duddy *et al.* 1988). Porém, sabe-se que a cinética de *annealing* dos traços de fissão na apatita é afetada pelo teor de cloro (Green *et al.* 1986) e, desse modo, na aplicação rotineira da técnica AFTA as soluções de história térmica são extraídas dos dados de traços de fissão através de um modelo cinético multi-composicional que leva em consideração o efeito que o conteúdo de Cl das amostras exerce sobre as taxas de *annealing* (Green *et al.* 1996).

Convém observar que a técnica AFTA não tenta definir a história térmica completa de cada amostra individual. Ao invés disso, o método salienta aspectos relevantes da história térmica que controlam o desenvolvimento dos parâmetros AFTA, como a máxima paleotemperatura de cada amostra e o tempo a partir do qual o resfriamento começou. Devido à resposta térmica dos traços de fissão na apatita ser dominada pela temperatura máxima pós-deposicional, independente de quando os traços individuais foram formados (e.g. Green *et al.* 1989b; 2002), os dados AFTA não preservam qualquer informação útil sobre a história térmica anterior ao início do resfriamento.

análise de dados e interpretação da história térmica

informações sobre as amostras

Três amostras para traços de fissão (RD57-8, RD57-34 e RD57-35) foram coletadas sobre o platô sedimentar da Serra de Santana, a ocorrência mais expressiva e contínua da Formação Serra do Martins (fig. 1). Todas as três amostras foram analisadas pela técnica AFTA, enquanto a análise dos traços de fissão em zircão foi realizada apenas nas amostras RD57-8 e RD57-35.

Resultados da análise de traços de fissão em apatita de duas amostras da Bacia Potiguar terrestre também são apresentados neste trabalho, visando discutir as implicações na evolução pós-cretácea da região. Tais amostras, RD57-3 e RD57-2, foram coletadas respectivamente das seqüências transgressiva (Formação Açú) e regressiva (Formação Tibau) da seção pós-rifte (fig. 1).

dados AFTA e histórias térmicas das amostras da formação Serra do Martins

As idades por traços de fissão em apatita nas três amostras da Formação Serra do Martins variam entre 118 ± 11 Ma e 79 ± 5 Ma (tabela 1), com duas

das amostras (RD57-8 e RD57-34) apresentando uma dispersão significativa nas idades dos grãos individuais ($P(\chi^2) < 5\%$, tabela 1). Os diagramas radiais das idades dos grãos individuais (fig. 3) demonstram que a maioria das idades varia entre 150 e 50 Ma. Não são observadas populações distintas nas amostras RD57-8 e RD57-34, mas os resultados da amostra RD57-35 definem uma população única, bem caracterizada por uma idade integrada de 79 ± 5 Ma. Diversos grãos das outras duas amostras também apresentam idade semelhante.

Os teores de cloro em todas estas amostras situam-se entre 0,0 a 0,1 de peso percentual, com uma pequena proporção de grãos contendo até 0,4 de peso percentual de Cl. Os comprimentos médios dos traços para todo o conjunto de apatitas variam entre 11,67 e 12,41 mm. Exceto pela amostra RD57-2, a quantidade de comprimentos de traços espontâneos confinados, medidos em cada amostra, geralmente ultrapassa 100 (tabela 2). A qualidade dos dados das demais amostras é excelente, conforme exemplificado pela amostra RD57-35 (fig. 4), fornecendo assim uma base adequada para a obtenção de soluções de histórias térmicas confiáveis.

Como a idade deposicional da Formação Serra do Martins é desconhecida, foram testadas várias histórias térmicas possíveis e compatíveis com os dados AFTA nestas amostras. O início das histórias térmicas foi assumido em 150 Ma, idade um pouco mais antiga do que todas as idades medidas. Os resultados estão resumidos na tabela 2, em termos de máximas paleotemperaturas e do início do resfriamento a partir daquelas temperaturas, e baseia-se em dois episódios de aquecimento/resfriamento, que é normalmente o limite da resolução de tais dados (Green et al. 2004). Os resultados na amostra RD57-8 definem um resfriamento inicial a partir de $>100^\circ\text{C}$ no período de 145 a 100 Ma, seguido de resfriamento a partir de temperaturas na faixa de $85^\circ\text{-}60^\circ\text{C}$ em algum momento entre 45 e 5 Ma. As amostras RD57-34 e RD57-35 definem um episódio inicial de resfriamento ligeiramente mais jovem, a partir de $100^\circ\text{-}95^\circ\text{C}$, começando entre 80 e 50 Ma (estimativas combinadas para ambas as amostras), e um episódio mais recente a partir de $\sim 70^\circ\text{-}50^\circ\text{C}$, entre 25 e 0 Ma (novamente baseado em ambas as amostras). Nas amostras RD57-34 e RD57-35, a história anterior a 80 Ma é marcada pelos efeitos do episódio inicial definido na tabela 2. O significado destas histórias térmicas serão discutidas a seguir, após a discussão dos dados da análise por traços de fissão em zircão.

dados ZFTA e implicações para a idade deposicional e proveniência sedimentar

Todos os grãos de zircão analisados eram euédricos, com pouco sinal de arredondamento, tendo produzido idades aproximadamente similares aos grãos de apatita. Os resultados em ambas as amostras analisadas (RD57-8 e RD57-35) demonstram uma dispersão significativa nas idades dos grãos individuais, com idades centrais de 135 ± 18 e 165 ± 40 Ma, respectivamente. No entanto, os diagramas radiais das idades dos grãos individuais (fig. 5) claramente evidenciam populações mais jovens para cada amostra. A aplicação dos métodos de Galbraith e Green (1990) definem essas populações mais jovens em 83 ± 5 Ma na amostra RD57-8 e 64 ± 5 Ma na RD57-35 (fig. 5b).

Uma vez que os dados AFTA demonstram que os sedimentos não foram aquecidos a paleotemperaturas suficientemente altas para “zerar” as idades por traços de fissão em zircões, as populações com idades mais jovens nestas duas amostras fornecem um limite máximo para a idade deposicional da Formação Serra do Martins. É extremamente improvável que estes sedimentos tenham se originado de áreas-fonte suficientemente exumadas para expor zircões resfriados a partir de 200°C (ou mais) durante o Neocretáceo, já que estas temperaturas implicariam profundidades de exumação superiores a 5 km. Considerando as idades mais antigas em muitos grãos individuais de apatita destas mesmas amostras, infere-se que os zircões mais jovens têm que ser derivados de rochas vulcânicas existentes na área fonte dos sedimentos. Esta hipótese é compatível com a morfologia euédrica dos zircões analisados e com a presença de vulcânicas alcalinas de idade campaniana a maastrichtiana na área de Frei Martinho-Nova Palmeira (nº 11 na fig. 1), a sul do platô sedimentar da Serra de Santana (Souza et al. 2004; Jardim de Sá et al. 2005). Com base nisto, infere-se que a idade deposicional da Formação Serra do Martins não pode ser mais antiga do que a mais nova das duas populações mais jovens identificadas nos zircões, 64 ± 5 Ma, sugerindo idade Maastrichtiano superior a Paleoceno, ou mais jovem, para esta unidade.

síntese dos resultados AFTA e ZFTA nas amostras da formação da Serra do Martins

Como os dados ZFTA demonstram que a idade deposicional da Formação da Serra do Martins não deve ser superior a ~64 Ma, os episódios de resfriamento iniciais obtidos das histórias térmicas derivadas dos dados AFTA nas três amostras desta unidade (tabela 2) são interpretados como o registro da exumação destas apatitas nas áreas-fonte (fig. 6). Os episódios posteriores, definidos com base nos dados AFTA também sugerem que estas apatitas sofreram resfriamento a partir de temperaturas da ordem de 60°C ou mais, no período compreendido pelos últimos 25 Ma. Embora os resultados também possam ser interpretados como representando a história pré-deposicional destas apatitas (ou seja, o resfriamento dos terrenos de proveniência dos sedimentos), parece mais provável, considerando a presença de rochas vulcânicas oligoceno-miocênicas na área da Serra de Santana, que eles representam o aquecimento e resfriamento pós-deposicional da Formação Serra do Martins. Se for este o caso, então os dados AFTA e ZFTA, combinados às relações estratigráficas com o *plug* basáltico do Serrote Preto (Menezes *et al.* 2003), anteriormente mencionado, sugerem que a idade deposicional mais provável para esta unidade é algo entre ~64 e ~25 Ma.

dados AFTA e histórias térmicas das amostras da Bacia Potiguar

Os resultados da amostra da Formação Açu (RD57-3) definem uma idade central de 87 ± 10 Ma e são basicamente semelhantes àqueles da Formação Serra do Martins, enquanto os resultados da amostra da Formação Tibau (RD57-2) estão precariamente baseados nos poucos grãos disponíveis, os quais definem uma idade central de 135 ± 31 Ma, com idades de grãos individuais variando de 218 a 64 Ma. Infelizmente, a quantidade relativamente pequena de apatitas recuperadas da amostra da Formação Tibau (RD57-2; tabela 1) não fornece dados estatisticamente significativos para comparar sua história térmica com aquelas das amostras da Formação Serra do Martins.

Os dados modelados para a amostra da Formação Açu fornecem um bom ajuste com os dados medidos, usando-se dois episódios de resfriamento (tabela 2 e fig. 6). Os dados mostram que a amostra resfriou a partir de 100°-80°C em algum momento entre 75 e 38 Ma. Um segundo evento no qual a amostra resfriou a partir de paleotemperaturas máximas entre 70° e 55°C pode ter ocorrido em algum momento nos últimos 15 Ma. No entanto, com base exclusivamente nos dados AFTA, não está claro se os eventos que afetaram a Formação Açu podem ser representados como um resfriamento contínuo desde o Campaniano/Neopaleoceno, ou se representam dois episódios discretos de aquecimento/resfriamento no qual esta unidade (e toda a área adjacente) foi soerguida para ou próximo à superfície durante o intervalo de tempo entre os dois eventos modelados.

estimativa de paleossoterramento a partir dos dados AFTA

Para a amostra RD57-3 (Formação Açu, que tem idade bem conhecida), pode-se admitir que o paleossoterramento, após sua deposição em ~95 Ma, é a causa do evento registrado pela história térmica obtida. Assim, pode-se usar a máxima temperatura modelada, junto com um gradiente paleotérmico assumido, para estimar a quantidade do paleossoterramento. Este valor é equivalente à quantidade de seção removida, se a amostra tiver sido trazida à superfície por erosão das camadas sobrepostas. Por exemplo, considerando-se a temperatura atual na superfície como 25°C e assumindo-se um paleogradiente geotérmico de 35°C/km, a solução AFTA para a amostra RD57-3 requer ~75°C de resfriamento (usando a máxima paleotemperatura de 100°C; tabela 2), o que exige ~2.150m de erosão para trazer a Formação Açu para a sua atual posição topográfica na superfície. Obviamente, esta estimativa de erosão baseia-se no paleogradiente assumido (e, portanto, está associado a um significativo grau de incerteza). Porém, mesmo para um paleogradiente geotérmico de 45°C/km, os resultados ainda requerem 1.670m de paleossoterramento, em relação à paleotemperatura máxima obtida (tabela 2). Simulando-se o mesmo exercício para a paleotemperatura mínima (80°C; tabela 2), a erosão requerida será de 1.570m e 1.220m, respectivamente para paleogradientes geotérmicos de 35°C/km e 45°C/km. Estes valores são compatíveis com a espessura sedimentar potencialmente

erodida acima da faixa de afloramento atual da Formação Açú (Unidade 3; Vasconcelos *et al.* 1990), de onde a amostra RD57-3 foi coletada.

A Bacia Potiguar tem sido considerada como a mais quente em toda a margem continental brasileira (Zembruski e Kiang, 1989), sendo que algumas áreas de alto fluxo térmico localizadas ao longo da Margem Equatorial estão claramente associadas ao prolongado magmatismo pós-rifte daquela região (Carneiro *et al.* 1989). Além disso, altos gradientes geotérmicos, variando de 24° a 74°C/km (valor médio de 37°C/km) foram estimados na Bacia Potiguar terrestre a partir de medidas de temperatura de fundo de poço (Souto Filho, 1984). Desta forma, deve-se ressaltar que as paleotemperaturas modeladas para a Formação Açú podem estar influenciadas pelo vulcanismo cenozóico das vizinhanças (Souza *et al.* 2004; 2007).

Considerando as paleotemperaturas pós-deposicionais (~60°C) experimentadas pelas três amostras da Formação Serra do Martins, as profundidades de soterramento estimadas variam entre 1.000m e ~780m (respectivamente para paleogradientes de 35°C/km e 45°C/km, os quais estão de acordo com os parâmetros registrados na porção emersa da Bacia Potiguar). Porém, tal estimativa ultrapassa a espessura original inferida para a Formação Serra do Martins (<500?m), de acordo com atributos petrográficos e diagenéticos (Menezes, 1999). Além disso, também ultrapassa a espessura esperada para a seção continental associada com a deposição de uma cunha pós-rifte (ex: Watts, 1982; Bond e Kominz, 1988) e, novamente, um fluxo anômalo de calor relacionado ao vulcanismo do Oligoceno – Mioceno não pode ser descartado ao se discutir as paleotemperaturas modeladas para as amostras RD57-8, RD57-34 e RD57-35.

Uma anomalia Bouguer negativa próxima à Serra de Santana é interpretada com o efeito de temperaturas “ainda altas” associadas à fonte mantélica que alimentou os diques toleíticos eocretáceos situados a sul daquela platô (Moreira *et al.* 1990). Esta fonte de calor estaria situada abaixo do atual platô da Serra de Santana, conforme indicado por dados de anisotropia de susceptibilidade magnética obtidos no enxame de diques (Archanjo *et al.* 2000).

Convém mencionar a presença de fontes termais (Grota da Fervedeira, onde concreções carbonáticas foram datadas no intervalo 300-1,6 Ka; Menezes e Jardim de Sá, 1999) e fumarolas sulfurosas (Trangola), ambas inativas e situadas próximo às amostras analisadas, respectivamente a norte e a sul da Serra de Santana (fig. 1). O extenso hidrotermalismo na Bacia Potiguar e arredores (ex: Açú, Serra do Mel, Mossoró, Olho d’Água do Milho)

representam outra evidência de gradientes térmicos anômalos e sugerem que o fluxo de calor regional há muito tem se mantido elevado. Atividade radioativa na área também não pode ser descartada como fonte de anomalias térmicas (Malanca *et al.* 1995).

Infelizmente, as amostras da Formação Serra do Martins não contêm material adequado para uma determinação de reflectância de vitrinita, a qual teria sido útil como controle independente para se avaliar o grau de paleo-aquecimento, dada a considerável incerteza e os diversos processos geológicos envolvidos na complexa evolução pós-rifte da Província Borborema.

discussão

Assumindo-se que os platôs sedimentares remanescentes são testemunhos de uma mesma cobertura contínua sobre a Superfície da Borborema, uma tentativa de reconstituição da área original de ocorrência mínima da Formação da Serra do Martins mostra uma disposição paleogeográfica WNW-ESE distribuída a sul da Bacia Potiguar (fig. 1). Esta configuração levou Ab’Saber (1969) a sugerir que a Formação Serra do Martins foi depositada em uma bacia endorréica (“depressão periférica”) de mesma direção, como resultado dos processos de “pediplanação” que atuaram no Planalto da Borborema durante o Cenozóico

A Formação Serra do Martins é dominada por depósitos fluviais, com os clásticos tendo sido fornecidos de regiões topograficamente mais altas a sul, conforme indicam as paleo-correntes presentes naqueles sedimentos (Menezes, 1999; Morais Neto, 1999). Algumas características petrográficas e deposicionais dos sedimentos da Formação Serra do Martins são similares a unidades siliciclásticas da Bacia Potiguar, o que levou a tentativas de correlação daquela unidade com a Formação Açú que ocorre nas proximidades (Fortes, 1987 apud Morais Neto, 1999). Os dados ZFTA descritos neste estudo, no entanto, demonstram que esta correlação não é possível.

Por outro lado, Peulvast e Sales (2004) e Peulvast *et al.* (2008) consideram a Formação Serra do Martins equivalente aos sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba, sugerindo que os platôs preservados no Planalto da Borborema representariam os resquícios de uma seqüência pré-rifte no nordeste da Província Borborema. Porém, na Bacia Potiguar terrestre, mais de cem poços exploratórios atingiram o embasamento cristalino no interior dos grabens mais profundos e nenhum sedimento mais

velho que 140 Ma foi encontrado (Soares e Rossetti, 2005), tornando improvável que uma extensa cobertura pré-rifte tenha existido naquela área.

Estudos regionais de AFTA conduzidos na área do Planalto da Borborema (Morais Neto, 1999; Hegarty et al. 2004) e na Bacia de Araripe (Hegarty et al. 2002; Morais Neto et al. 2006) identificaram um evento de resfriamento no Neocretáceo, com início entre 100-90 Ma e que afetou toda a Província Borborema. Este evento foi interpretado como o resultado de soerguimento regional e erosão continental. As histórias térmicas para a Formação Açu nesse estudo sugerem que, além deste extenso evento de resfriamento do Neocretáceo, um evento de resfriamento na passagem Neocretáceo-Eoceno, com início entre 65 e 50 Ma, está registrado na área da Bacia Potiguar. Embora não dominante, este evento também está registrado nas amostras do embasamento (Morais Neto et al. 2008), e pode ser correlacionado com o início do resfriamento a partir das máximas paleotemperaturas experimentadas pela Formação Açu (100°-80°C; tabela 2). Interpreta-se que este segundo evento de resfriamento está associado à amplificação e erosão da topografia da Borborema durante o início do Cenozóico e à subsequente formação de uma importante superfície de aplainamento regional (a Superfície da Borborema, modelada nas rochas cristalinas pré-cambrianas), sobre as quais os sedimentos da Serra do Martins foram depositados, provavelmente durante a transição Paleoceno – Eoceno.

Conglomerados silicificados e arenitos imaturos estão preservados sobre a Formação Jandaíra na Serra de Mossoró, Bacia Potiguar (n° 14 na fig. 1). Devido à sua posição estratigráfica e semelhanças petrográficas, diversos autores consideraram aqueles sedimentos siliciclásticos como equivalentes às coberturas sedimentares que capeiam os platôs do Planalto da Borborema, ou à Formação Tibau que aflora no litoral norte (Moraes, 1924; Mabesoone, 1966; Beurlen, 1967; Mabesoone et al. 1972). Um detalhado estudo petrográfico e estratigráfico realizado por Menezes (1999) comparou as fácies sedimentares no topo dos platôs da Serra de Martins-Portalegre (n° 3 na fig. 1) e da Serra de Santana (n° 1) com as fácies dos arenitos finos preservadas na Serra de Mossoró (n° 14), concluindo que ambos os testemunhos sedimentares representam depósitos proximais da Formação Tibau (megassequência regressiva pós-rifte da Bacia Potiguar).

A dissecação dos platôs e o desmonte da cobertura sedimentar pós-Cretáceo a sul da Bacia Potiguar é necessariamente pós-Serra do Martins (portanto, pós-Paleoceno-Eoceno), sendo que a erosão subsequente pode ter sido amplificada por alterações climáticas e/ou

reativações tectônicas durante o Neoceno. O estabelecimento de uma megassequência regressiva tanto na Bacia Potiguar, quanto na vizinha Bacia do Ceará, atesta a importância dos processos erosivos que atuaram no continente, conforme evidenciado pelas lacunas existentes entre os testemunhos preservados da Formação Serra do Martins (fig. 1). A erosão significativa do interior também é sugerida por um amplo evento de resfriamento no Neógeno, o qual é registrado tanto em granitos pré-cambrianos como em arenitos fanerozóicos em diferentes partes da Província Borborema (Hegarty et al. 2004; Morais Neto et al. 2006; Nóbrega et al. 2005; Sá et al. 2007; Morais Neto et al. 2008). Este evento tem sido interpretado como o resultado do incremento da denudação da Província Borborema a partir do Neooligoceno, o qual está registrado por um significativo aumento no volume de clásticos direcionados para a Bacia Potiguar no mesmo período, assim como por um importante deslocamento das fácies de plataforma em direção à bacia durante o Tortoniano (Pessoa Neto, 2003; Soares et al. 2003).

Recentemente, Morales et al. (2006) reportaram ocorrências de conglomerados e arenitos continentais cenozóicos capeando os sedimentos albianos da Formação Exu, na Chapada do Araripe, os quais foram tentativamente correlacionados às coberturas sedimentares do Planalto da Borborema. Caso essa hipótese venha a ser confirmada, a extensão original da Formação Serra do Martins terá que ser expandida para oeste das ocorrências ora cartografadas, exigindo uma significativa revisão da paleogeografia e da história de denudação cenozóica de toda a Província Borborema.

conclusões

A idade e o significado da Formação Serra do Martins vêm sendo discutidos na literatura regional há quase um século (Ab'Saber, 2000). Os dados de traços da fissão apresentados neste trabalho fornecem importantes informações para se decifrar a história destes sedimentos, assim como para estabelecer sua relação com a evolução fanerozóica da Bacia Potiguar e do relevo regional.

A Formação Açu (amostra RD57-3, de idade cenomaniense), apresenta clara evidência de aquecimento durante o Neocretáceo, o qual é interpretado como o efeito do paleossoterramento subsequente à sua deposição em ~95 Ma. O resfriamento posterior, a partir de paleotemperaturas máximas na faixa de 100°-80°C, pode ser interpretado como efeito de soerguimento e erosão durante o Eoceno.

Assumindo-se que as populações de idades por traços de fissão em zircão nas amostras RD57-8 e RD5735 (165 e 134 Ma; ou 82,5 e 64,4 Ma se apenas as populações mais jovens forem consideradas) representam idades de proveniência herdadas da área fonte, a Formação Serra do Martins não deve ser mais antiga do que o Paleoceno.

Os dados AFTA nas amostras RD57-8, RD57-34 e RD57-35 requerem um episódio de resfriamento pré-Paleoceno, o qual é interpretado como a exumação da área fonte dos sedimentos, sugerindo que o embasamento cristalino (ou seu equivalente) estava sendo soerguido/denudado no intervalo Neocretáceo-Eopaleogeno, a sul das coberturas sedimentares preservadas sobre o Planalto da Borborema. Ambas as formações Açú e Serra do Martins também registram paleotemperaturas na faixa de 60°C durante o Neógeno, as quais podem estar relacionadas predominantemente ao alto fluxo de calor associado com o vulcanismo oligocênico-miocênico na porção central do estado do Rio Grande do Norte, ao invés de representar paleoaquecimento devido exclusivamente ao soterramento pós-deposicional.

Considerando-se a história pré-deposicional inferida da modelagem AFTA, a evolução térmica das apatitas analisadas são comparáveis, mas os dados discutidos neste trabalho também mostram que a idade deposicional da Formação Serra do Martins é muito mais jovem do que a Formação Açú. Menezes (1996, 1999) descartou a correlação estratigráfica entre aquelas unidades com base em notáveis diferenças nos aspectos petrográficos e diagenéticos, assim como em evidências mineralógicas para áreas fontes distintas. Embora outros processos deposicionais possam ser responsáveis por estas diferenças, os dados discutidos neste trabalho também indicam que as formações Açú e Serra do Martins não são relacionadas.

Os resultados apresentados neste trabalho, junto com outras evidências geológicas independentes, sugerem que a idade deposicional para a Formação Serra do Martins pode ser colocada no intervalo Eopaleoceno-Neooligoceno, algo entre ~65 Ma (a idade mais nova por traços de fissão em zircão) e ~25 Ma (a idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ do vulcanismo basáltico ao redor da Serra de Santana; Araújo *et al.* 2001; Morais Neto *et al.* 2001; Menezes *et al.* 2003; Souza *et al.* 2004).

Os dados geocronológicas deste estudo refinam correlações anteriores entre a Formação Serra do Martins e a seção pós-Cretáceo da megasequência regressiva da Bacia Potiguar (Barros, 1998; Morais Neto, 1999; Menezes, 1999; Morais Neto e Alkmim, 2001; Soares

et al. 2003). Em particular, nossos resultados estão de acordo com a idade máxima inferida por Jardim de Sá et al. (2005) para aqueles sedimentos continentais, os quais encontram-se depositados sobre a mesma superfície topográfica esculpida em rochas vulcânicas do Neocretáceo próximo às cidades de Frei Martinho e Nova Palmeira, Paraíba (nº 11 na fig. 1), as quais são datadas em 72-68 Ma. Ambos os estudos restringem a idade da “Superfície da Borborema”, a superfície de aplainamento sobre a qual a Formação Serra do Martins foi depositada, como sendo anterior ao Paleoceno-Eoceno, conforme já sugerido por Ab’Saber (1969) com base em correlações regionais. Refinamento geocronológico pode ser possível no futuro através de outras técnicas, tais como a (U-Th)/He ou termocronologia $^4\text{He}/^3\text{He}$, ou a partir de relações cronológicas inequívocas com as vulcânicas cenozóicas.

Os sedimentos profundamente intemperizados que ocorrem sobre a Formação Serra do Martins no platô de Solânea-Bananeiras (e possivelmente ao redor da cidade da Areia, Paraíba) carecem de estudos detalhados que ajudem a elucidar seu significado geológico e sua relação com a evolução fanerozóica e história de erosão na Província Borborema. A presença destes conglomerados e arenitos não consolidados em áreas elevadas do Planalto da Borborema (entre 600m e 700m) sugere que uma topografia mais alta teria que existir no passado, a fim de produzir aqueles clásticos. Esta notável inversão topográfica reforça a hipótese de significativos processos de erosão durante o Neoceno. Análise geocronológica de perfis de intemperismo vem sendo desenvolvida naquela área (Lima, 2008), podendo trazer importantes contribuições ao tema.

agradecimentos

Agradecemos à Petrobras e às Universidades Federais de Ouro Preto e Rio Grande do Norte (Brasil) pelo apoio financeiro e logístico durante trabalho de campo. O Geotrack International (Austrália) realizou as análises dos traços de fissão em apatita e zircão e a modelagem térmica de todas as amostras. Kerry A. Hegarty (anteriormente no Geotrack) interpretou resultados preliminares e forneceu importantes contribuições a uma versão preliminar do manuscrito. Agradecemos aos geólogos Ubiraci Soares, Otaviano Pessoa Neto, Rosilene Menezes e Francisco Fontes Lima Neto pelos esclarecimentos sobre a estratigrafia da Bacia Potiguar. Este trabalho também foi aperfeiçoado com os comentários e sugestões de Isabela Carmo.