



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 527**

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E  
GEOCRONOLOGIA DO GRANITO CHAVAL,  
NOROESTE DA PROVÍNCIA BORBOREMA**

**Dissertação apresentada por:**

**ARTHUR JERÔNIMO SANTANA ARAGÃO**

**Orientador: Prof. Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb (UFPA)**

**BELÉM  
2018**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)  
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

---

Aragão, Arthur Jeronimo Santana, 1990-  
Petrografia, geoquímica e geocronologia do granito Chaval,  
noroeste da Província Borborema / Arthur Jeronimo Santana Aragão –  
2018

xv, 95 f. : il. ; 53 cm

Inclui bibliografias  
Orientador: Paulo Sergio de Sousa Gorayeb  
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de  
Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica,  
Belém, 2018.

1. Petrologia - Brasil, Nordeste. 2. Granito - Brasil, Nordeste. 3.  
Geocronologia. 4. [Geologia estratigráfica](#) - Proterozóico. I. Título.

CDD 22. ed.: 552.009813

---

Elaborada por  
Hélio Braga Martins  
CRB-2/698



**Universidade Federal do Pará**  
**Instituto de Geociências**  
**Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica**

**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA  
DO GRANITO CHAVAL, NOROESTE DA PROVÍNCIA  
BORBOREMA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:**

**ARTHUR JERÔNIMO SANTANA ARAGÃO**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área  
de GEOQUÍMICA E PETROLOGIA**

**Data de Aprovação:** 17 / 04 / 2018

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb  
Orientador - UFPA

Prof. Dr. Sérgio Pacheco Neves  
Membro - UFPE

Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão  
Membro - UFPA

*Aos meus queridos e amados pais,  
Dagomar Aragão e Maria Rosa Aragão.*

## AGRADECIMENTOS

Apresento aqui meus agradecimentos às pessoas e instituições que contribuíram direta ou indiretamente para a conclusão desse trabalho.

Inicialmente, agradeço à Universidade Federal do Pará (UFPA), no âmbito do Instituto de Geociências (IG) e Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela disponibilidade da infraestrutura necessária para a realização deste trabalho de mestrado.

Ao meu orientador, Professor Dr. Paulo Sergio de Sousa Gorayeb por suas orientações, confiança, amizade, paciência e pela oportunidade de desenvolvermos este trabalho em boa parceria.

Aos professores Drs. Roberto Vizeu Lima Pinheiro e Fabio Henrique Garcia Domingues, além do técnico Afonso Quaresma por todo apoio nas atividades de campo.

Aos meus amigos da Faculdade de Geologia, e do curso de Mestrado, em especial à Dayane Coelho, Bruna Nogueira, Ailton Brito, Franco Felipe, Romulo Amaral e Edson Batista, pela amizade e companheirismo em todos esses anos.

Aos integrantes do Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC) pela parceria e apoio.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de estudo de mestrado.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG/UFPA, pela infraestrutura e liberação para a realização de análises isotópicas, na pessoa de seu chefe Prof. Dr. Jean Michel Lafon.

Ao Prof. Dr. Marco Antonio Galarza Toro pelo apoio nas análises e cálculos de dados geocronológicos e isotópicos.

À técnica do IG, Joelma Lobo por todo o apoio na confecção de lâminas petrográficas.

Ao Laboratório de Microanálises do IG/UFPA pela disponibilização do microscópio eletrônico de varredura para o imageamento por catodoluminescência dos cristais de zircão, na pessoa de seu chefe, Prof. Dr. Cláudio Nery Lamarão.

Aos meus irmãos Iris Aragão, Dagomar Junior e Alan Dias, pelo apoio incondicional durante todos esses anos.

Aos meus pais Dagomar Aragão e Maria Rosa Aragão, pelos maiores exemplos de honradez e trabalho duro, mantendo-me sempre no caminho da educação, ajudando a enfrentar dificuldades e conquistar meus objetivos.

*“Quando você eliminou o impossível, seja o que for que reste, mesmo que improvável, deve ser a verdade”.*

(Arthur Conan Doyle)

## RESUMO

A região noroeste da Província Borborema é representada por dois blocos crustais (Ceará Central e Médio Coreaú) articulados pelo Lineamento Transbrasiliano em contexto geológico complexo, que reúne unidades geológicas de natureza, origem e idades do Arqueano ao Paleozoico. Neste quadro, destaca-se uma grande quantidade de corpos graníticos, com natureza e idades diversas, mas geralmente, resultante de granitogêneses com maior intensidade no Neoproterozoico e gerados em diferentes estágios da Orogenia Brasileira. Nesse contexto, encontra-se o Granito Chaval no extremo noroeste da Província Borborema, localizado próximo à costa Atlântica entre os estados do Ceará e Piauí. Ele está exposto em um batólito com relação intrusiva em ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Granja e rochas supracrustais do Neoproterozoico do Grupo Martinópole; está recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba do Paleozoico (Grupo Serra Grande) e depósitos sedimentares costeiros recentes. Os dados de campo e estudos petrográficos destacam em grande parte da porção oeste do corpo, feições magmáticas como a textura porfirítica com megacristais centimétricos de microclína euédricos imersos na matriz fanerítica grossa. No corpo predominam granodioritos, com variações tonalíticas e monzograníticas. Outra característica peculiar são as feições deformacionais relacionadas à instalação da Zona de Cisalhamento Transcorrente Santa Rosa (ZCTSR) no flanco leste do corpo, cujos efeitos do cisalhamento levaram à modificação das tramas magmáticas em grande parte da porção leste do corpo, gerando rochas miloníticas. Assim, as texturas tipicamente ígneas foram gradativamente, substituídas por uma trama tectônica, evoluindo inicialmente para protomilonitos, na porção central do corpo, e também mais a leste, e para granitos miloníticos, com forte deformação, cominuição e recristalização dinâmica dos minerais que compõem a matriz, formação de porfiroclastos de feldspatos e quartzo fitado. Os estudos geoquímicos revelam similaridades composicionais que são compatíveis com as classificações petrográficas, em que apresentam composição majoritariamente granodiorítica, seguida de monzogranitos e tonalitos. Os dados geoquímicos também indicam afinidade com granitos tipo I, peraluminosos a metaluminosos comparável à série cálcio-alcalina. As assinaturas geoquímicas indicam que o Granito Chaval é compatível a granitos de ambientes de arco magmático do tipo normal. As análises U-Pb em zircão indicam idade de cristalização de 632 Ma, posicionando seu alojamento no Neoproterozoico, no final do período Cryogênico, sendo ele o dos granitoides mais antigos da região, compatível aos granitoides do Arco Magmático Santa Quitéria. Os estudos isotópico Sm-Nd em rocha total apontam idades modelos ( $T_{DM}$ ) entre 2,04 e 1,27 Ga, e valores de  $\epsilon Nd$  negativos, indicando fontes Paleoproterozoicas e Mesoproterozoicas, com considerável tempo de residência crustal que implica em uma natureza mais evoluída.

**Palavras chaves:** Petrologia; Granito Chaval; Geocronologia; Neoproterozoico; Província Borborema.

## ABSTRACT

The northwestern region of the Borborema Province is represented by at least two crustal blocks (Central Ceará and Middle Coreaú) connected by the Transbrasiliano Lineament in a complex geological context, joining geological units of nature, origin, and ages that vary from the Archean to the Paleozoic. In this context, a large amount of granite bodies of diverse nature and ages usually a product of more intense granitogenesis in the Neoproterozoic emplaced in different stages of the Brazilian/Panafrican Orogeny stand out. The Chaval Granite in the northwestern edge of the Boroborema Province outcrops near on the Atlantic coast between Ceará and Piauí. It is exposed in a batholith body with intrusive relationship in Paleoproterozoic orthogneisses of the Granja Complex and Neoproterozoic supracrustal rocks of the Martinópolis Group, covered by the sedimentary rocks of the Paleozoic Parnaíba Basin (Serra Grande Group) and recent coastal sedimentary deposits. Field data and petrographic studies highlight the porphyritic texture as a remarkable feature due to the presence of microcline megacrysts (centimeter scale) immersed in the coarse phaneritic matrix. Granodiorites with tonalitic and monzogranitic variations predominate in the body. Another peculiar characteristic are the deformational features related to the Santa Rosa Shear Zone placement whose transcurrent shear effects caused the magmatic fabric to change in much of the eastern portion of the body, generating mylonitic rocks. Thus, the typically igneous textures are gradually replaced by a tectonic fabric, initially evolving into protomylonites, in the body central and eastern portions, evolving into mylonitic granites, with strong deformation and comminution of the minerals constituting the matrix and stretching of the porphyroclasts, originally megacrysts. The geochemical studies reveal compositional similarities compatible with the petrographic classifications, consisting especially of granodiorite, followed by monzogranites and tonalities. The geochemical data also indicate the affinity of peraluminous type I granites with metaluminous tendency and calcium-alkaline series. The geochemical signatures indicate that the Chaval Granite is compatible with normal-type magma arc granites. The U-Pb zircon analysis indicates 632 Ma as the crystallization age, indicating placement in the Neoproterozoic, at the end of the Cryogenic period, making it one of the oldest granitoids in the region compatible with the granitoids of the Santa Quitéria Magmatic Arc, in Ceará Block. The Sm-Nd isotopic studies in total rock show model ages ( $T_{DM}$ ) between 1.27 and 2.04 Ga, and negative  $\epsilon Nd$  values indicating Paleoproterozoic and Mesoproterozoic sources, with considerable time of crustal residence implying a more evolved nature.

**Keywords:** Petrology; Chaval Granite; Geochronology; Neoproterozoic; Borborema Province.



## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

### CAPITULO I

Figura 1 - Mapa com a localização da área de estudo na região de Chaval (Extraído da base de dados do IBGE). .....	3
Figura 2 – Encarte tectônico da Folha Cedro (SB.24-Z-B-VI) (CPRM, 2016) com indicação da área de trabalho. ....	10
Figure 3 - Mapa geológico esquemático do noroeste da Província Borborema que destaca os principais granitoides da região (Gorayeb & Lima 2014). ....	16
Figura 4 - Mapa geológico simplificado da área de trabalho com destaque ao Granito Chaval e sua subdivisão estrutural, de acordo com Gorayeb & Lima (2014). ....	20
Figura 5 - Mapa geológico e logístico da região de Chaval, com indicação dos pontos de amostragem desta dissertação (adaptado a partir da base de dados da CPRM do IBGE). ....	24

### CAPITULO II

Figure 6 - Schematic placement and location maps: A) Schematic geological map of the northwest Borborema Province that emphasizes the main and most representative granitoids of the region (Gorayeb & Lima 2014); B) Location map of the work area within the coastal region of the State of Piauí and extreme northwest of the Ceará state (adapted from the IBGE database). ....	32
Figure 7 - Schematic map of the subdivision the structural domains of the Borborema Province (modified by Calado <i>et al.</i> 2016). ....	34
Figure 8 - General aspects of the geological units of the Chaval region: A) Stratified sandstones of the Serra Grande Group exposed in a section on BR-343; B) Large slabs of orthogneisses migmatized and folded with amphibolite enclaves of the Granja Complex; C) Outcrops of the Chaval Granite exposed in the form of a large bulging mass in the center of the of Chaval city; D) Garnet-biotite shale from the Martinopole Group on the eastern flank of the Chaval Granite. ....	38
Figure 9 - Geological and logistic map of the Chaval region, composed of the main geological units of the region and sampling used in this work. (Extracted from the CPRM and IBGE database). ....	41

Figure 10 - Main features found in the portion of the preserved domain of the Chaval Granite

A) View of the porphyritic texture with high percentage of megacrysts, of the microcline type, sometimes oriented according to a magmatic flow, in addition to portions that have megafenocrystals concentrates; B) Small leucogranites country rock in the porphyritic granite in the form of inverted funnel and lacolic with conduits in the upper part; C) Small enclaves of irregular shape with phenocrysts aligned in the middle of megafenocrystae concentrates; D) Small oval enclaves containing oriented xenocrysts denoting magmatic flow; E) Schlierem-type enclaves (biotite concentrates), possibly resting rock rests; F) Small igneous enclaves of fine granulation, oval shape and intermediate composition, with concentrations of mafic minerals at the edges..... 42

Figure 11 - Principal structural features found in the deformed domain. A) Partially deformed

(B1) subgroup rocks with featured on cemetite phenocrysts, euhedral, immersed in a deformed matrix of medium granulation; B) Milonitic subgroup rock (B2), with strong milonite texture, and strong orientation of the feldspar porfiroclasts in fine comminuted matrix with transposition of milonitized pegmatitic veins oriented internal structure; C) Highlighted to the euhedral phenocrysts of zoned microcline, supported by matrix with deformed and oriented crystals of Subgroup B1; D) Porphyroclasts in the form of sigma immersed in a milonítica matrix extremely cominuidas, in rocks of the subgroup B2; E) S-C foliation pairs and irregular and rotated porphyroclasts, with partially comminuted edges, in rocks of subgroup B1; F) Fine milonite with extremely comminuted and oriented crystals, with fine granulation and small pegmatitic veins. .... 44

Figure 12 - Schematic map delineated the main structural domains of the Chaval Granite

(Gorayeb & Lima 2014)..... 46

Figure 13 - QAP and Q (A + P) M 'diagrams from Streckeinsen (1976) and Le Maitre *et al.*

(2002) with the modal composition of the samples representing the magmatic (or preserved) domain and showing trends in the composition of the Lameyre & Bowden (1982) granite series. .... 48

Figure 14 - General and petrographic aspects of the Magmatic Domain of the Chaval Granite:

A) Outcrop in the form of large slabs with bulging morphology; B) Euhedral alkali-feldspar mega fenocrystals in a phanerite matrix composed of quartz, plagioclase, microcline and biotite crystals, aligned according to the magmatic flow; C) Granular texture with coarse granulation, represented by crystals of

plagioclase, quartz, microcline, biotite and titanite; D) Part of the megafenocrystal of microcrist peritítica in granulates hipidiomórfica, and localized myrmochemical intercement; E) Highlight a crystal of eurythal titanite associated with plagioclase and quartz, and inclusions of apatite and zircon in biotite; F) Highlight for quartz crystals with strong undulating extinction that show evidence of deformation. ... 50

Figure 15 - Representative Images of the deformed domain (protomilonite granite): A) Large elongated outcrop of the Chaval Granite located along the BR-343; B) Trace exhibiting centimetric phenocrysts, slightly deformed, still preserving euhedral form and zoning, magmatic, but with deformation in the crystals of the matrix with stretching and orientation, mainly in crystals of quartz and biotite, and incipient foliation; C) Partially preserved magmatic texture, in the middle of the matrix comminuted with oriented quartz and biotite; D) Porphyroclasts of pericyclic and plagioclase microcline with comminuted edges, with partially preserved nucleus in deformed matrix, exhibiting granoblastic texture. Note oriented and contorted biotite crystals, surrounding the porphyroclasts; E) Detail of a porphyroclast of plagioclase with rupture, rotated in milonitic matrix; F) Same D image under natural light. .... 52

Figure 16 - General features of milonitic granites: A) Outcrops in the form of large elongated slabs characteristic of milonitic zones; B) Porphyroclate of ammoniated alkyd-feldspar, sigma type, immersed in strongly comminuted and oriented milonite matrix; C) Microcline and plagioclase porphyroclasts with comminuted and recrystallized edges, and core ruptured by microcracks in a recrystallized matrix, with a polygonal granoblastic arrangement; D) Porphyroclaste microcline peritico and stretched, immersed in a milonitic matrix, represented by aligned and oriented thin biotite crystals (marking the orientation; E) Porphyroclaste with comminuted edges, broken and rotated, with part of the preserved maclamento, immersed in a oriented granoblastic matrix; F) Porphyroclaste almonds strongly comminuted and recrystallized at the edges and with small nucleus preserved. .... 54

Figure 17 - Harker diagrams for the largest elements (weight %) for the rocks belonging to the Chaval Granite. .... 58

Figure 18 - Trace elements Harker diagrams (ppm) of the Chaval granite. .... 60

Figure 19 - Graphical representation of the geochemical analyzes of the Granito Chaval granitoids, we have the Classification Diagram R1-R2 de la Roche *et al.* (1980). .... 61

Figure 20 - Graphical representation of the geochemical analyzes performed for the Chaval granite. Shand index classification diagram for saturation in alumina (Shand 1950). .....	61
Figure 21 - Graphical representation of the geochemical analyzes performed for the Chaval granitoids. Diagram classification of magmatic series AFM Irvine & Baragar (1971). .....	62
Figure 22 - Multielements diagrams normalized from the primitive mantle of Thompson (1982), for the Chaval Granite. ....	62
Figure 23 - Mean of the distribution patterns of the REE, normalized by chondrite of Boynton (1984) for representative samples of Chaval granite. ....	63
Figure 24 - Geochemical diagram of granitoid typology: A) Nb versus $10000 \times \text{Ga} / \text{Al}$ ; B) $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ versus $\text{FeO} / \text{MgO}$ ; C) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{CaO}$ versus $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ , Whalen <i>et al.</i> (1987). ....	64
Figure 25 - Geochemical discriminant diagrams of tectonic environments: A) $\text{Y} + \text{Nb}$ versus $\text{Rb}$ , Pearce <i>et al.</i> (1984) and B) $\log [\text{CaO} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ versus $\text{SiO}_2$ , Brown <i>et al.</i> (1984). ....	64
Figure 26 - Cathodoluminescence zircon images of the sample 2016/CHA-02 obtained by Electron Scanning Microscope. ....	66
Figure 27 - Concordia diagram representing the age of placement of the Chaval Granite, according to the analysis of 17 magmatic zircons by the U-Pb method by LA-MC-ICP-MS. ....	68
Figure 28 - Schematic chart with the chronology and ages of the main granitoids of the northwest of Borborema Province. ....	72

**LISTA DE TABELAS**

Table 1 - Modal composition of the granitic rocks of the preserved domain of the Chaval Granite.....	49
Table 2 - Geochemical analyzes of major, minor and traces elements of Chaval Granite. ....	55
Table 3 - Geochemical analyzes of major, minor and traces elements of Chaval Granite 1....	56
Table 4 - U-Pb isotopic results for the 2016-CHA-02 sample obtained by LA-MC-ICP. ....	67
Table 5 - Sm-Nd isotopic results for representative samples of the Chaval Granite. ....	69

## SUMÁRIO

<b>DEDICATÓRIA .....</b>	<b>iv</b>
<b>AGRADECIMENTOS.....</b>	<b>v</b>
<b>EPIGRAFE .....</b>	<b>vi</b>
<b>LISTA DE ILUSTRAÇÕES .....</b>	<b>ix</b>
<b>LISTA DE TABELAS.....</b>	<b>xiii</b>
<b>CAPÍTULO I</b>	
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>2</b>
1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVO .....	2
1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO .....	3
1.3. ATIVIDADES E MÉTODOS APLICADOS .....	3
<b>1.3.1. Pesquisa bibliográfica.....</b>	<b>3</b>
<b>1.3.2. Trabalho de campo .....</b>	<b>4</b>
<b>1.3.3. Estudos laboratoriais.....</b>	<b>4</b>
1.3.3.1. Análise petrográfica.....	4
1.3.3.2. Geoquímica em rocha total .....	5
1.3.3.3. Geocronologia U-Pb por LA-ICP-MS em zircão .....	6
1.3.3.4. Estudo isotópico Sm-Nd em rocha total .....	7
<b>2. CONTEXTO GEOLÓGICO DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....</b>	<b>9</b>
2.1. DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ.....	9
<b>2.1.1. Complexo Granja .....</b>	<b>11</b>
<b>2.1.2. Grupo Martinópole.....</b>	<b>11</b>
<b>2.1.3. Grupo Ubajara .....</b>	<b>11</b>
<b>2.1.4. Grupo Jaibaras .....</b>	<b>12</b>
2.2. DOMÍNIO CEARA CENTRAL .....	12
<b>2.2.1. Complexo Cruzeta .....</b>	<b>12</b>
<b>2.2.2. Complexo Ceará .....</b>	<b>13</b>
<b>2.2.3. Complexo Tamboril-Santa Quitéria .....</b>	<b>14</b>
2.3. GRANITOGÊNESE DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA.....	15
<b>2.3.1. Granitóides do Complexo Tamboril-Santa Quitéria .....</b>	<b>16</b>
<b>2.3.2. Granito Chaval .....</b>	<b>18</b>
<b>2.3.3. Suíte Intrusiva Meruoca.....</b>	<b>19</b>
<b>2.3.4 – Nefelina Sienito Brejinho .....</b>	<b>21</b>
<b>3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE CHAVAL.....</b>	<b>23</b>
3.1. COMPLEXO GRANJA.....	23
3.2. GRUPO MARTINÓPOLE .....	23

3.3. GRANITO CHAVAL.....	24
3.4. COBERTURAS FANEROZOICAS .....	28

## **CAPÍTULO II**

4. Artigo científico: <b>MAGMATIC AND TECTONIC EVOLUTION OF THE CHAVAL GRANITE AT THE END OF THE NEOPROTEROZOIC, NORTHWESTERN BORDER OF THE BORBOREMA PROVINCE</b> .....	<b>29</b>
--	-----------

RESUMO .....	30
--------------	----

ABSTRACT .....	31
----------------	----

4.1. INTRODUCTION.....	32
------------------------	----

4.2. GEOLOGICAL CONTEXT OF THE NORTHWESTERN BORBOREMA PROVINCE.....	33
---	----

4.3. GRANITOGENESIS OF THE NORTHWESTERN BORBOREMA PROVINCE .....	35
--	----

4.4 GEOLOGY OF THE AREA.....	38
------------------------------	----

4.5 THE CHAVAL GRANITE.....	39
-----------------------------	----

4.6. PETROGRAPHY .....	45
------------------------	----

4.7. GEOCHEMISTRY.....	53
------------------------	----

4.8. U-Pb GEOCHRONOLOGY .....	65
-------------------------------	----

4.9. Sm-Nd SYSTEMATICS.....	68
-----------------------------	----

4.10. DISCUSSION AND FINAL CONSIDERATIONS.....	69
--	----

ACKNOWLEDGEMENTS .....	73
------------------------	----

REFERENCES .....	74
------------------	----

## **CAPÍTULO III**

<b>5. CONSIDERAÇÕES FINAIS</b> .....	<b>81</b>
--------------------------------------	-----------

REFERÊNCIAS .....	85
-------------------	----

# Capítulo I

---

## INTRODUÇÃO



## 1. INTRODUÇÃO

### 1.1. APRESENTAÇÃO E OBJETIVO

A região nordeste do Brasil é composta por um rico e variado acervo de rochas de natureza ígnea, metamórfica e sedimentar. A Província Borborema, entidade geológica maior neste contexto, tem destaque especial, pois apresenta uma diversidade de processos geológicos com registros do Arquenano ao início do Paleozoico, com exposições de rochas formadas em diferentes níveis crustais. Assim, variadas unidades litoestratigráficas e litotectônicas desta província desempenham um papel fundamental no entendimento do contexto geológico-evolutivo da região, pois fornecem subsídios para levantamentos cartográficos e estudos petrológicos e geocronológicos, que são ferramentas fundamentais na compreensão do posicionamento estratigráfico e contexto geotectônico, auxiliando assim, a construção do conhecimento acerca da evolução geológica desta grande província geológica.

A porção noroeste da Província Borborema, onde se encontra a área de estudo, apresenta uma vasta variedade de rochas, com destaque ao magmatismo granítico formando grandes e importantes plútons que são marcadores temporais de processos geológicos regionais. Na literatura a granitogênese foi dividida em três eventos tectono-magmáticos principais registrados no Neoproterozoico, a exemplo de Bizzi *et al.* (2003) abordando-os como uma sucessão de pulsos magmáticos no evento Brasileiro, assim definidos: Supersuíte I (cedo a sin-Brasileiro); Supersuíte II (tardi-Brasileiro); e Supersuíte III (pós-Brasileiro).

A literatura geológica apresenta diversos trabalhos relacionados aos granitoides dessa região, que são de grande importância para o entendimento do contexto geológico, entretanto, apesar do avanço no conhecimento nesta região, vários corpos graníticos ainda carecem de dados fundamentais necessários, como sua caracterização tipológica, petrográfica, estratigráfica, geoquímica, geocronológica e tectônica, inclusive para as correlações com as suítes graníticas conhecidas. Em outros casos, os dados não são homogêneos com interpretações conflitantes e necessitam de novos dados com metodologias mais consistentes. Neste sentido, o estudo aqui desenvolvido no Granito Chaval tem por objetivo principal complementar e elucidar pontos importantes sobre os processos de sua formação. Assim, os estudos desenvolvidos nesta dissertação no PPGG/UFGA, apresentam dados de campo, análises petrográficas detalhadas, dados geoquímicos inéditos, nova abordagem geocronológica, estudos de correlação, e discussões e interpretações sobre o significado desse corpo no contexto evolutivo do NW da Província Borborema.

## 1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo deste trabalho situa-se na região Nordeste do Brasil, e por apresentar grandes dimensões o Granito Chaval está disperso na porção costeira Atlântica no limite ente os estados do Piauí e Ceará (Figura 1). A área está inserida parcialmente nas folhas Chaval (SA.24.Y-C-II) e Granja (SA.24-Y-C-III) tendo como localidades de referência as cidades de Parnaíba, Bom Princípio (PI), Camurupim e Chaval (CE).

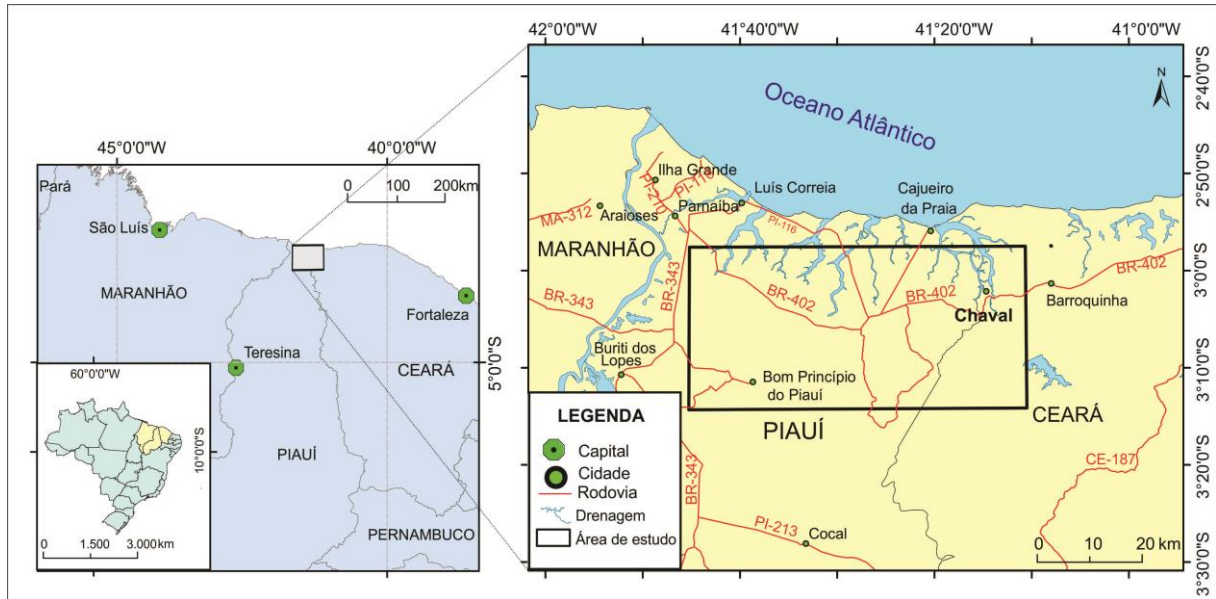


Figura 1 - Mapa com a localização da área de estudo na região de Chaval (Extraído da base de dados do IBGE).

O acesso rodoviário até a área de estudo, partindo-se de Belém, pode ser feito pela rodovia BR-316/BR-010, em seguida pela BR-222 até às proximidades da cidade de Brejo no Maranhão, onde o percurso continua pela rodovia MA-345 até a divisa dos estados do Maranhão e Piauí chegando-se à BR-343 com destino a Parnaíba. Na cidade de Parnaíba o acesso aos pontos de afloramento é facilitado pela rodovia BR-402/PI-210, que interliga à cidade de Chaval, e por estradas vicinais, próximas às cidades de Bom Princípio, Brejinho, Camurupim e Chaval.

## 1.3. ATIVIDADES E MÉTODOS APLICADOS

As atividades e procedimentos metodológicos realizados nesta dissertação envolveram pesquisa bibliográfica, levantamentos de campo, trabalhos laboratoriais, descritos a seguir.

### 1.3.1. Pesquisa bibliográfica

A pesquisa bibliográfica inicialmente teve como foco o levantamento de dados da literatura sobre o conhecimento geológicos da porção noroeste da Província Borborema, mais precisamente as unidades dos domínios Médio Coreáú e Ceará Central, tendo como base

dissertações, teses, relatórios e artigos científicos, mapas e bases cartográficas, com enfoque na geologia da região NW da Província Borborema, e nas datações existentes nas rochas dessa unidade, e outras informações relevantes. Posteriormente, foram aprofundados e atualizados conceitos e procedimentos sobre a petrologia, petrografia e microtectônica de rochas graníticas. Além disso, foram feitos estudos sobre a geoquímica, envolvendo a aplicação de métodos, análise química; sobre geocronologia e geologia isotópica. Para consolidação de conceitos e técnicas foram realizadas disciplinas abordando essas temáticas durante o Curso de Mestrado no Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG/UFGA).

### **1.3.2. Trabalho de campo**

As atividades de campo foram realizadas na região costeira dos estados do Piauí e extremo noroeste do Ceará, nos arredores das cidades de Parnaíba e Bom Princípio (PI) e Chaval (CE), conforme indicado na Figura 1, no período de 30 de março a 1 de abril de 2016, onde foram feitas coletas de dados estruturais para compreender a estruturação presente nas rochas granitoides e encaixantes, e assim interpretar os processos tectono-metamórficos que afetaram o Granito Chaval. A coleta de 20 amostras foi realizada em 18 afloramentos, sendo todas analisadas petrograficamente, das quais duas foram escolhidas para análise geocronológica. Outras 12 amostras foram aproveitadas do acervo do Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC).

### **1.3.3. Estudos laboratoriais**

Os procedimentos laboratoriais envolveram a análise petrográfica, trabalho de preparação de amostras para análises litoquímicas, geocronológicas e isotópicas, a seguir descritas.

#### **1.3.3.1. Análise petrográfica**

Os estudos petrográficos foram realizados em 32 amostras e lâminas delgadas correspondentes, sendo 20 coletadas nesta dissertação e 12 obtidas do acervo do Grupo de Pesquisa Petrologia e Evolução Crustal (GPEC). As análises foram feitas em microscópio óptico convencional do Laboratório de Petrografia (LAPETRO) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Instituto de Geociências (PPGG/UFGA). Foram feitas análises modais utilizando Contador Automático de Pontos da marca *Swift* do LAPETRO com contagem de 1500 pontos por amostra em espaçamento 3.

Os dados mineralógicos modais foram lançados nos diagramas Q-A-P e Q-(A+P)-M' (Streckeisen 1976, Le Maitre *et al.* 2002), conforme os princípios classificatórios estabelecidos pela Subcomissão de Nomenclatura de Rochas Ígneas da IUGS (*International Union of Geological Society*). As análises envolveram também a caracterização do conteúdo

mineralógico, discriminando-se os constituintes magmáticos primários e os de natureza tectono-metamórfica, bem como análises das variações texturais/microestruturais que o plúton apresenta, utilizando-se como base as referências de Paschier & Trouw (1996), Trouw *et al.* (2010) e Vernon (2008).

#### 1.3.3.2. Geoquímica em rocha total

Para os estudos geoquímicos foram selecionadas 14 amostras representativas do Granito Chaval, respeitando critérios de qualidade física, situação geológica e características petrográficas, minimizar ao máximo a contaminação, evitando-se amostras intemperizadas e/ou próximas de veios e zonas de alteração, além de evitar os megacristais, e por fim visando à representatividade petrológica. As amostras pulverizadas em granulometria adequada para análise (~200 *mesh*) foi obtida a partir dos seguintes passos: a) Coleta e fragmentação inicial realizada no próprio afloramento em tamanhos entre 4 e 8 cm em quantidade de aproximadamente 5 kg; b) Trituração em britador de mandíbula na Oficina de Preparação de Amostra (OPA) do IG/UFPA; c) Pulverização em moinho de aço (*shatterbox*), e pulverização em moinho rotativo de ágata do Laboratório de Sedimentologia; d) Homogeneização e quarteamento com separação de alíquotas para encaminhamento aos laboratórios.

Em torno de 100 mg de cada amostra foi devidamente acondicionada e encaminhada ao Laboratório ACME-*Analytical Laboratories Ltd.*, (Vancouver, Canadá). As análises químicas envolveram a determinação de elementos maiores, menores e traços, incluindo terras raras. Os resultados, na forma de óxidos incluíram os elementos maiores e menores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) que foram analisados por espectrometria de massa ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry*), cujos limites de detecção são:  $\text{SiO}_2 = 0,02\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,03\%$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,04\%$  e  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$  e  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,01\%$ . Os elementos traços (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), incluindo os terras raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb e Lu), foram analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), e os limites de detecção são: Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, V, Zr, La, Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Co e Zn = 0,5 ppm; Cs, Sn, Cu e Ni = 1 ppm; Hg, Ta, Th, Ti, U, W, Y, Sm, Lu, Bi, Cd e Sb = 0,1 ppm; Pr e Pb = 0,02 ppm; Nd = 0,4 ppm.

O tratamento dos dados geoquímicos foi feito em planilhas do *software* EXCEL 2010. As interpretações desses dados seguiram a metodologia descrita por Rollison (1993), Wilson (1989) e Gill (2014), bem como a elaboração de diagramas discriminantes de variação e de correlação de elementos para os dados geoquímicos obtidos, com o objetivo de definir a

natureza deste magmatismo e do ambiente tectônico, assim como fornecer subsídios para discutir os processos petrológicos que influenciaram na formação do Granito Chaval.

#### 1.3.3.3. Geocronologia U-Pb por LA-ICP-MS em zircão

As datações U-Pb em zircão por espectrometria de massa ICP-MS com *laser ablation* (ICP-MS-LA) tiveram por objetivo determinar a idade de cristalização do Granito Chaval e a identificação de possíveis componentes de Pb herdados para discussão das idades das rochas fonte. Para esse estudo, foram coletadas 4 amostras representativas das fácies petrográficas do Granito Chaval, sendo elas: monzogranito (2016-CHA-02 e 2010-CHA-03); granodiorito (2016-CHA-05) e metagranodiorito (2010-CHA-12).

##### a) Princípios do método

O sistema U-Pb é baseado no decaimento dos isótopos-pai  $^{235}\text{U}$  e  $^{238}\text{U}$  para isótopos-filho  $^{207}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}$ , respectivamente. A taxa de desintegração do isótopo  $^{235}\text{U}$  é de  $9,8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$  e meia vida de 703,8 Ma, enquanto o isótopo  $^{238}\text{U}$  apresenta uma constante de decaimento  $1,55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$  e meia vida de 4468,0 Ma (Jaffey *et al.* 1971, Steiger & Jäger 1977). O mineral mais adequado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ), por possui as seguintes propriedades: i) o mineral incorpora na sua estrutura U em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum  $^{204}\text{Pb}$  (chumbo comum) durante a cristalização; ii) sua ocorrência é bem distribuída como mineral acessório nas rochas ígneas, sedimentares e metamórficas; iii) possui propriedades que preservam tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de  $800^\circ \text{ C}$ . A estrutura cristalina do zircão também acomoda  $^{232}\text{Th}$ , que produz um isótopo  $^{208}\text{Pb}$ , o qual não é utilizado na determinação de idades (Shannon 1976, Garbe-Schönberg & Arpe 1997, Košler *et al.* 2002, Dickin 2005, Silva 2006, Hanchar 2014).

O princípio básico de representação do sistema U-Pb baseia-se na curva de referência Concórdia, disposta em um diagrama de eixos coordenados  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Wetherill 1956) que exibem as variações isotópicas em função do tempo. Os resultados analíticos que plotam exatamente sobre a curva Concórdia têm idades  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  e  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  iguais e podem representar um sistema isotópico fechado, e assim, denominadas de concordantes. As razões plotadas fora da curva Concórdia são chamadas de discordantes. Neste caso, um distúrbio isotópico em uma amostra de idades uniforme gera um conjunto de resultados analíticos que definem uma linha reta (discórdia), cuja extrapolação (regressão) intercepta a Concórdia, e em alguns casos, em dois pontos os quais correspondem aos interceptos superior e inferior, que assinalam as idades de formação e do distúrbio.

O *Laser Ablation* (LA) (laser New Wave UP 213 Nd: YAG ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ )) é um equipamento acessório ao espectrômetro de massa (ICP-MS) acoplado a um microscópio. Esta característica permite uma resolução espacial da mesma ordem de grandeza da técnica SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*) (25-40  $\mu\text{m}$ ), permitindo a escolha precisa do domínio pontual restrito do mineral que se pretende analisar. A extração dos íons da amostra é feita por um feixe de laser de alta energia (abrasão) o qual, por sua vez, gera um feixe molecular na forma de aerossol de sólidos e gases que alimentam uma célula de mistura para retenção do sinal, sendo a amostra então dissociada e ionizada em um plasma de alta temperatura, antes de ser analisada no espectrômetro de massa.

b) Procedimento analítico

O método U-Pb LA-ICP-MS em zircão inicialmente consiste na confecção de pastilhas em resina *epoxy* (*mount*), onde são inseridos grãos de zircão, junto com material de referência (padrão de zircão). Em seguida, é feito o polimento da pastilha com lixa apropriada e pasta diamantada o que permite que a seção dos cristais de zircão fique exposta em superfície espelhada e límpida. Esse procedimento é seguido pela obtenção de imagens por catodoluminescência em microscópio eletrônico de varredura, a qual foi realizada no Laboratório de Microanálises do IG/UFGA. As imagens auxiliam na seleção dos cristais e dos domínios nos cristais para a realização da análise isotópica. Os detalhes da análise isotópica por LA-ICP-MS são descritos em Buhn *et al.* (2009) e Chemale Jr. *et al.* (2012). Naturalmente, a precisão analítica é estabelecida entre 1,9 e 3,7% com exatidão de 0,6 a 3,8%. A correção de contribuição de chumbo comum, quando é efetuada, apoia-se no modelo de composição do Pb proposto por Stacey & Kramers (1975).

1.3.3.4. Estudo isotópico Sm-Nd em rocha total

A análise Sm-Nd em rocha total é destinada a determinar o tempo de residência crustal do protólito do granitoide investigado e identificar a idade dos episódios de acreção crustal (formação e/ou retrabalhamento da crosta continental). Foram coletadas e utilizadas três amostras do Granito Chaval para a execução dos procedimentos do método, que são: 2010/CHA-08, 2010/CHA-10 e 2011/CHA-25.

a) Princípios do método

O sistema Sm-Nd baseia-se na desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  em  $^{143}\text{Nd}$ , através da emissão espontânea de uma partícula alfa com uma meia vida de 106 Ga. A constante de desintegração do  $^{147}\text{Sm}$  é igual a  $6,54 \times 10^{-12}$ /ano (Lugmair & Marti 1978). O cálculo de idades modelo Sm-Nd em rocha total tem por objetivo estimar o tempo em que uma rocha teve sua composição isotópica similar à da sua fonte. A determinação dessas idades é realizada comparando-se os

resultados isotópicos obtidos para as rochas crustais com os modelos de evolução isotópica dos prováveis reservatórios fontes dessas rochas, sendo este modelo, em geral, o de manto empobrecido - DM (DePaolo 1981, 1988).

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é um claro registro de uma evolução policíclica pré-cambriana complexa, com registros de idades do Arqueano ao Neoproterozoico com forte influência do ciclo Brasileiro/Pan-africano. Esta região compreende a continuação na América do Sul, da Província Benin/Nigéria (oeste da África) que com ela apresenta notáveis semelhanças geológicas. O ciclo Brasileiro/Pan-Africano, situado entre 660 e 570 Ma, foi responsável pela amalgamação final do continente Gondwana Ocidental. No oeste da África, a identificação de zonas de sutura materializadas por rochas metamórficas de alta pressão e sequências ofiolíticas e de arcos magmáticos oceânicos deixa claro o caráter colisional dessa orogenia que envolveu os crátons São Luís-Oeste África e São Francisco-Congo (Brito Neves *et al.* 2000).

Brito Neves *et al.* (2001) dividiram a Província Borborema em cinco grandes domínios estruturais denominados Médio Coreaú (DMC), Ceará Central (DCC), Rio Grande do Norte (DRGN), Zona Transversal (ZT) e Sul (DS).

As evidências geológicas sugerem que esses domínios crustais foram arranjados nesta disposição antes do fim do Cambriano, seguindo uma significativa fase de movimentação transcorrente do fim do ciclo Brasileiro. Durante o Fanerozoico os limites desses segmentos crustais, não sofreram grandes perturbações, pois as estruturas dos domínios principais não tiveram grandes modificações (Brito Neves *et al.* 2001). Uma característica marcante é o grande número de corpos granitóides com destaque ao noroeste da Província Borborema, nos domínios Médio Coreaú e Ceará Central.

### 2.1. DOMÍNIO MÉDIO COREAÚ

Este domínio está situado no noroeste do estado do Ceará, tendo como limite leste a Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, componente do Lineamento Transbrasiliano-Kandi, e compreende terrenos do Paleoproterozoico (Complexo Granja), Neoproterozoico (grupos Martinópole e Ubajara) e Cambro-Ordoviciano (Grupo Jaibaras).

O Domínio Médio Coreaú (DMC) consiste em um embasamento composto de rochas metamórficas de médio a alto grau (ortognaisses e granulitos) juvenis, com idades de 2,35 Ga, sequências vulcanossedimentares (Grupo Martinópole), sucessões sedimentares pelítica-carbonática (Grupo Ubajara) do Neoproterozóico, sequências vulcanossedimentares (Grupo Jaibaras), e plutons graníticos ou alcalinos anorogênicos. Ao longo do Lineamento Transbrasiliano ocorrem uma série de bacias transtensionais e plútons pós-orogênicos,



ocupando espaços separados, muitos destes cobertos pelas rochas sedimentares do Paleozoico da Bacia do Parnaíba (Brito Neves *et al.* 2001).

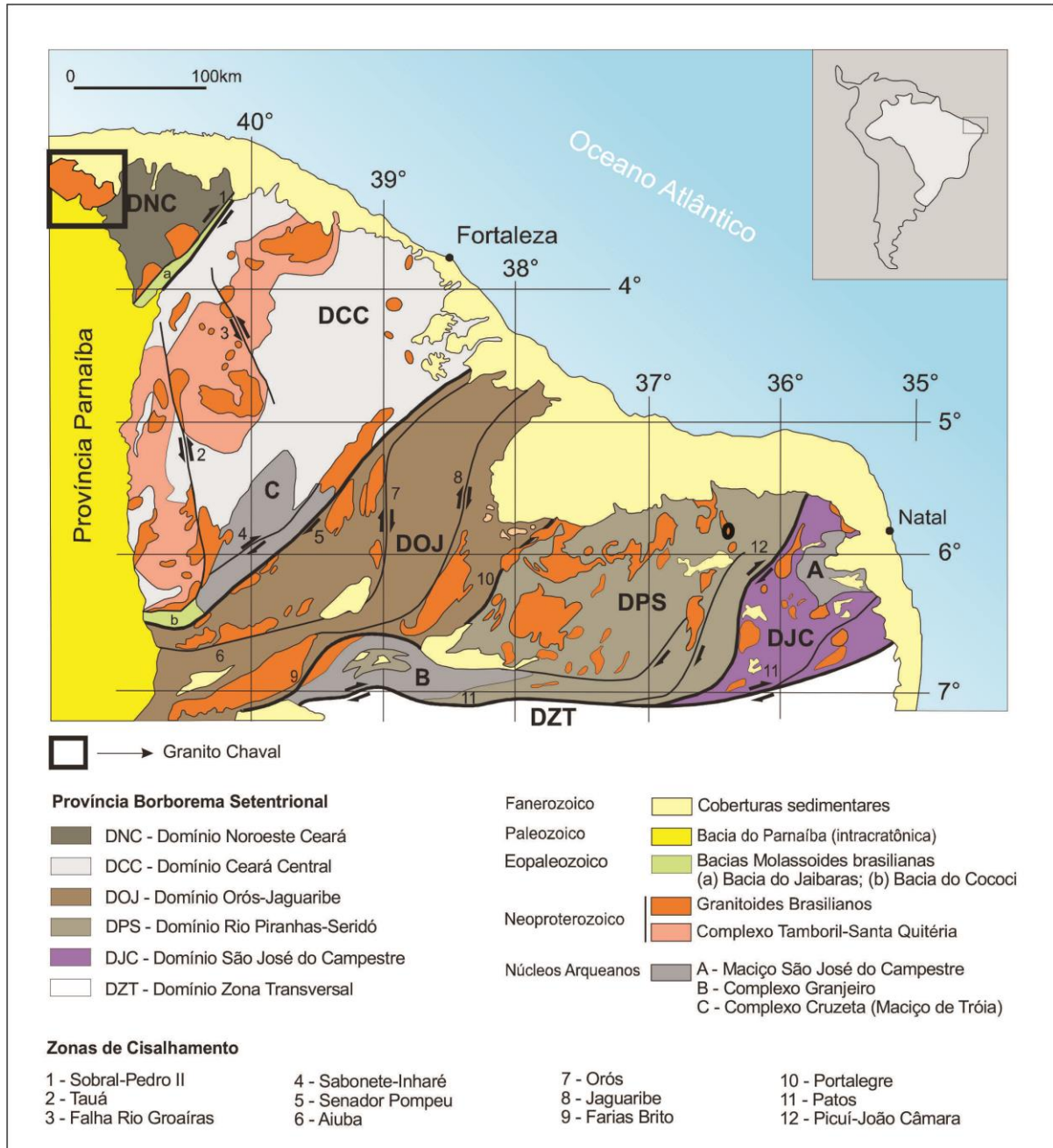


Figura 2 – Encarte tectônico da Folha Cedro (SB.24-Z-B-VI) (CPRM, 2016) com indicação da área de trabalho.

O Domínio Médio Coreaú (DMC) consiste em um embasamento composto de rochas metamórficas de médio a alto grau (ortognaisses e granulitos) juvenis, reunidas no Complexo Granja, com idades de 2,35 Ga (período Sideriano), sequências vulcanossedimentares do Grupo Martinópolis, sucessões sedimentares pelíticas-carbonáticas do Grupo Ubajara, do

Neoproterozoico, e sucessões vulcanossedimentares do Grupo Jaibaras, cortados pelos plutons graníticos anorogênicos da Suíte Meruoca

Ao longo do Lineamento Transbrasiliano ocorrem uma série de bacias transtensionais a exemplo do Gráben Jaibaras, em parte cobertos pelas rochas sedimentares do Paleozoico da Bacia do Parnaíba (Brito Neves *et al.* 2001).

### **2.1.1. Complexo Granja**

Definido por Nascimento *et al.* (1981), o Complexo Granja é considerado o embasamento dos grupos Martinópole e Ubajara, constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, granulitos ortoderivados e paraderivados mais ou menos migmatizados. Baseando-se em datações U-Pb e Pb-Pb em zircão, e Sm-Nd Fetter (1999) considera os ortognaisses como correspondentes a uma crosta juvenil gerada em ambiente de arco magmático durante o período Sideriano (2,5 a 2,3 Ga), com retrabalhamento nos eventos Transamazônico e Brasileiro. Datações U-Pb em titanita nos gnaisses migmatizados e isócrona mista Sm-Nd nos granulitos forneceram valores que variam entre 553 e 557 Ma, que foram interpretados como idade do metamorfismo no Neoproterozoico que afetou toda a região (Fetter 1999).

### **2.1.2. Grupo Martinópole**

Este Grupo é composto por sequências supracrustais de margem continental passiva, depositada entre 775 e 808 Ma e metamorfisadas em torno de 650 Ma (U-Pb em titanita) (Santos *et al.* 2004). As unidades correspondentes ao Grupo Martinópole são representadas na parte inferior por quartzitos e metacalcários, intercalados com rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim), seguido por uma sequência metapelitocarbonática (Formações Covão e Santa Terezinha).

### **2.1.3. Grupo Ubajara**

Este grupo, de idade neoproterozoica é composto por três formações. Na parte inferior se tem a Formação Caiçaras, que é constituída por ardósias, metasiltitos, metarenitos e metapelitos, que caracterizam em ambiente deposicional fluvial meandrante; a Formação Trapiá formada por metapelitos e arenitos arcianos típicos de ambiente de planície de mare; e a Formação Frecheirinha, na parte superior, constituída por metacalcários de ambiente marinho plataformal (Quadros & Abreu 1995). A deposição do grupo se deu em extensas áreas, em ambiente de margem continental (Abreu *et al.* 1993).

#### 2.1.4. Grupo Jaibaras

Oliveira (1992) reporta que esta unidade preenche pequenos semigrábens e foi depositado em cunhas molássicas, caracterizadas por paraconglomerados brechóides proximais (Formação Massapê), além de arenitos finos (Formação Pacujá), ambos de idades Cambriano. Todas as sequências são afetadas por zonas de cisalhamento e falhas com magnitudes, natureza de deformação e idades variadas. A Formação Massapê é composta por paraconglomerados brechóides polimícticos/polimodais, e a Formação Pacujá por arenitos finos/médios, argilitos, grauvacas, além de arenitos arcoseanos conglomeráticos. Nas partes mais distais do Gráben Jaibaras depositou-se em ambientes lacustres (Oliveira 1992) e alcançou anquimetamorfismo (Gorayeb & Nascimento 2010)

### 2.2. DOMÍNIO CEARA CENTRAL

Este domínio é limitado a oeste pela Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II, que o separa do Domínio Médio Coreaú. Ao sul faz fronteira com a Faixa Orós-Jaguaribe por meio da Zona de Cisalhamento Orós Oeste/Aiuaba. O Domínio Ceará Central (DCC) é composto por um embasamento gnáissico-migmatítico, formado durante o processo de colagem no evento Transamazônico, com a inclusão do núcleo Arqueano do Maciço Tróia-Tauá, além de sequências supracrustais do Neoproterozoico com sucessões de quartzitos, metapelitos e unidades carbonáticas menores, e expressivo plutonismo do Neoproterozoico (Bizzi *et al.* 2003).

#### 2.2.1. Complexo Cruzeta

Segundo Oliveira & Cavalcante (1993) este complexo representa o Arqueano da região localizado na porção central do Ceará, correspondendo ao Maciço Tróia – Pedra Branca (Brito Neves 1975), e ocupa extensão considerável do DCC. Consiste em terreno do tipo granito-*greenstone* e compreende as unidades Tróia (sequência metavulcanossedimentar), Pedra Branca (metaplutônicas calcissódicas) e Mombaça (metaplutônicas sódio-potássicas). As rochas metaplutônicas são interpretadas como segmentos de arcos magmáticos juvenis. Estudos geocronológicos (U-Pb convencional e Sm-Nd) atribuem idade de cristalização do protólito dos ortognaisses tonalíticos, thondjemíticos, graníticos (TTG) entre 2,86 e 2,68 Ga (Neoarqueano) associado com ortognaisses da Unidade Mombaça de 2,15 Ga (Fetter 1999).

A Unidade Tróia é formada por uma sequência metavulcanossedimentar composta por metabasaltos, metagabros, metadacitos, metarriolitos, quartzitos, grafita xistos, metacalcários,

metassilexitos e rochas ferríferas bandadas (Cavalcante 1999). Ocorrem também ortognaisses de composição tonalítica e granodiorítica e leucogranítica (Suíte Cedro), com idade U-Pb em zircão de 2,77 Ga (Bizzi *et al.* 2003).

A Unidade Pedra Branca consiste em ortognaisses TTG primitivos, com idade U-Pb entre 2,85 e 2,77 Ga e idade modelo  $T_{DM}$  entre 3,04 e 2,92 Ga (Fetter 1999). O protólito dessas rochas metaplutônicas calcissódicas apresenta idade de cristalização de  $3270 \pm 5$  Ma (U-Pb SHRIMP), (Silva *et al.* 2002).

A Unidade Mombaça é constituída por ortognaisses granodioríticos e graníticos, gnaisses diversos, migmatitos e restos de rochas paraderivadas, de alto grau metamórfico. A idade de cristalização dos protólitos dos ortognaisses (U-Pb e Sm-Nd) é de 2,15 Ga (Fetter 1999).

### 2.2.2. Complexo Ceará

O Complexo Ceará é formado por rochas de médio a alto grau metamórfico e é subdividido em quatro unidades denominadas: Canindé, Independência e Quixeramobim (Cavalcante *et al.* 2003), e basicamente são rochas na natureza metassedimentar de ambiente plataformar. Datações U-Pb em zircão atestaram idade de 2,1 Ga. Entretanto, determinações Sm-Nd em rocha total apontaram idades entre 2,44 e 1,98 Ga com valores positivos de  $\epsilon Nd$ , indicando que a maior parte da crosta cresceu por acreção de terrenos de arcos juvenis com algum enriquecimento de material crustal mais velho dos domínios arqueanos.

A Unidade Canindé é a mais inferior do Complexo Ceará, sendo composta por ortognaisses granítico-granodioríticos e migmatitos formados e metamorfisados no Paleoproterozoico (idade U-Pb entre 2,15 e 2,10 Ga, Fetter 1999). Da mesma forma estão presentes rochas metamáficas, metaultramáficas, metacalcários, quartzitos, calcissilicáticas, anfibolitos e rochas ferríferas manganésíferas.

A distribuição das idades-modelo  $T_{DM}$  entre 2,4 e 2,3 Ga, relativas à residência crustal do material que serviu de fonte para as rochas supracrustais da Unidade Canindé, evidencia que a colocação dos protólitos desta unidade ocorreu após 2,3 Ga e pode estar relacionada à formação dos primeiros arcos magmáticos do sistema de orógenos do Paleoproterozoico (Brito Neves 2001).

A Unidade Independência apresenta contato tectônico com as rochas da Unidade Algodões, e é formada por paragnaisses e micaxistos aluminosos, em parte migmatíticos, metacalcários, rochas calcissilicáticas e anfibolitos subordinados (Bizzi *et al.* 2003). Datações pelo método U-Pb em zircão resultaram em idades de 750 a 800 Ma (Arthaud, 2007).

A Unidade Quixeramobim consiste em uma sequência metassedimentar que ocupa a porção central da Folha Quixeramobim, nas adjacências da cidade homônima. Esta unidade ocorre ao longo do contato oeste do batólito Quixeramobim e se estende além desta folha para nordeste, circundando lateralmente o batólito Quixadá (Almeida *et al.* 1977). A unidade é constituída principalmente por micaxistos aluminosos, paragnaisses, mármore e quantidades subordinadas de quartzitos e rochas calcissilicáticas. Datações utilizando o método U-Pb em zircão indicaram idade de 1,87 Ga (Fetter 1999).

### **2.2.3. Complexo Tamboril-Santa Quitéria**

Esta unidade foi definida por Brito Neves (1973) como um complexo antigo, extremamente metassomático e formada por granitos, gnaisses e migmatitos. O Complexo Tamboril- Santa Quitéria (CTSQ) está localizado na porção noroeste do Domínio Ceará Central e segundo Arthaud *et al.* (2008) é composta por uma associação anatética/ígnea em forma de cunha, rodeada por rochas metassedimentares do Complexo Ceará. Os granitos são sin a tardi-tectônicos, com injeções de magma mais jovens e menos deformadas. Em geral, variam composicionalmente de dioritos a granitos, com predominância de monzogranitos (Araujo *et al.* 2012).

Segundo Fetter *et al.* (2003) são identificados no CTSQ granitoides associados com o desenvolvimento do arco magmático: a) Granitoides do tipo pré-colisional (composições dioríticas a granodioríticas) interpretados como a fase mais primitiva do magmatismo continental do arco. As rochas dominantes deste suíte são granodioritos frequentemente com megacristais porfiríticos. As rochas constituintes foram deformadas, metamorfasadas e removidas parcialmente durante os estágios mais tardios do desenvolvimento do arco e são representados por xistos, gnaisses e por diversos tipos de migmatitos; b) O segundo tipo consiste granitoides rosa-acinzentado mais evoluído, com estruturas nebulíticas. São rochas ricas em quartzo de composições granodioríticas para graníticas. Esta associação é interpretada como representante de uma fase de colocação de granito ligada a uma fase tensional regional durante arco desenvolvimento; c) A fase final do desenvolvimento do arco magmático é representada por granitoides megaporfiríticos com subordinado equigranular, de alto-K e baixo-Ca, composição monzogranítica a predominantemente álcalis-feldspato granito. Como tal, este grupo representa a gradual e progressiva participação de material crustal, principalmente através do fusão dos dois primeiros grupos. A estrutural, textural e variação mineralógica de corpo a corpo nesta suíte sugere a existência de vários pulsos magmáticos nas fases posteriores de desenvolvimento de arco.

Além de Fetter *et al.* (2003), os trabalhos de Araujo *et al.* (2014) também indicam que o CTSQ representa diversas fases do desenvolvimento de um arco magmático, sendo elas: a) Primeira fase relacionada com magmatismo de arco juvenil (880-800 Ma), representada pelas unidades Tamboril e Lagoa Caiçara; b) Fase relacionada a um magmatismo maduro do tipo andino (660-630 Ma), representado por rochas das unidades Santa Quitéria e Boi, além de granitoides gnáissicos da Unidade Lagoa Caiçara; c) Fase relacionada ao retrabalhamento de rochas do arco (620-610 Ma), representada por rochas da Unidade Tamboril; e por fim d) Rochas relacionadas a ambiente pós-colisional (615-600 Ma).

### 2.3. GRANITOGÊNESE DO NW DA PROVÍNCIA BORBOREMA

O Ciclo Brasileiro na Província Borborema é descrito por Brito Neves *et al.* (2003) como um típico ciclo supercontinental e no território sul-americano foi designado de Brasileiro e Pampeano, sendo marcado por intensa granitogênese e desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento e sequências supracrustais metamorfizadas na fácies anfíbolito alto (Almeida *et al.* 2002).

Os granitos possuem padrões geoquímicos variados, sendo agrupados em suítes cálcio-alcálica de alto-K, cálcio-alcálicas, trondjemítica-alcálica, peralcalina (Sial 1989) e transicional shoshonítica-alcálica (Guimarães *et al.* 1998). Essa variedade de rochas graníticas foi gerada a partir de diversos eventos tectônicos sin a pós-orogênia Brasileira (Almeida *et al.* 2002).

Bizzi *et al.* (2003) propõem que a granitogênese pode ser ordenada como uma sucessão de pulsos magmáticos, assim definidos: a) Precoce a sin-Brasileiro (Supersuíte I); b) Tardi-Brasileiro (Supersuíte II); c) Pós-Brasileiro (Supersuíte III). No contexto das supersuítes sin a tardi-Brasileiro, se tem como um dos representantes o Batólito Santa Quitéria, com quatro tipos de granitos, que se encontram inseridos no Complexo Tamboril-Santa Quitéria. A Supersuíte pós-Brasileiro é representada pela Suíte Intrusiva Meruoca, composta pelos plútons Meruoca, Mucambo, Serra da Barriga Anil e Pajé, intrudidos nas rochas metassedimentares dos grupos Ubajara e Jaibaras, ou nas rochas supracrustais do Complexo Ceará (Gorayeb *et al.* 1988).

Na Província Borborema há granitoides deformados localizados no seu extremo noroeste, que foram afetados por processos de cisalhamento, onde ocorrem faixas e/ou zonas miloníticas. Os exemplos são os granitos Chaval (Gorayeb & Lima 2014) e Tucunduba (Santos *et al.* 2007), que são recortados por zonas de cisalhamento transcorrente semelhante à descrita por Gama Jr. *et al.* (1988) no Granito Pedra do Sal.

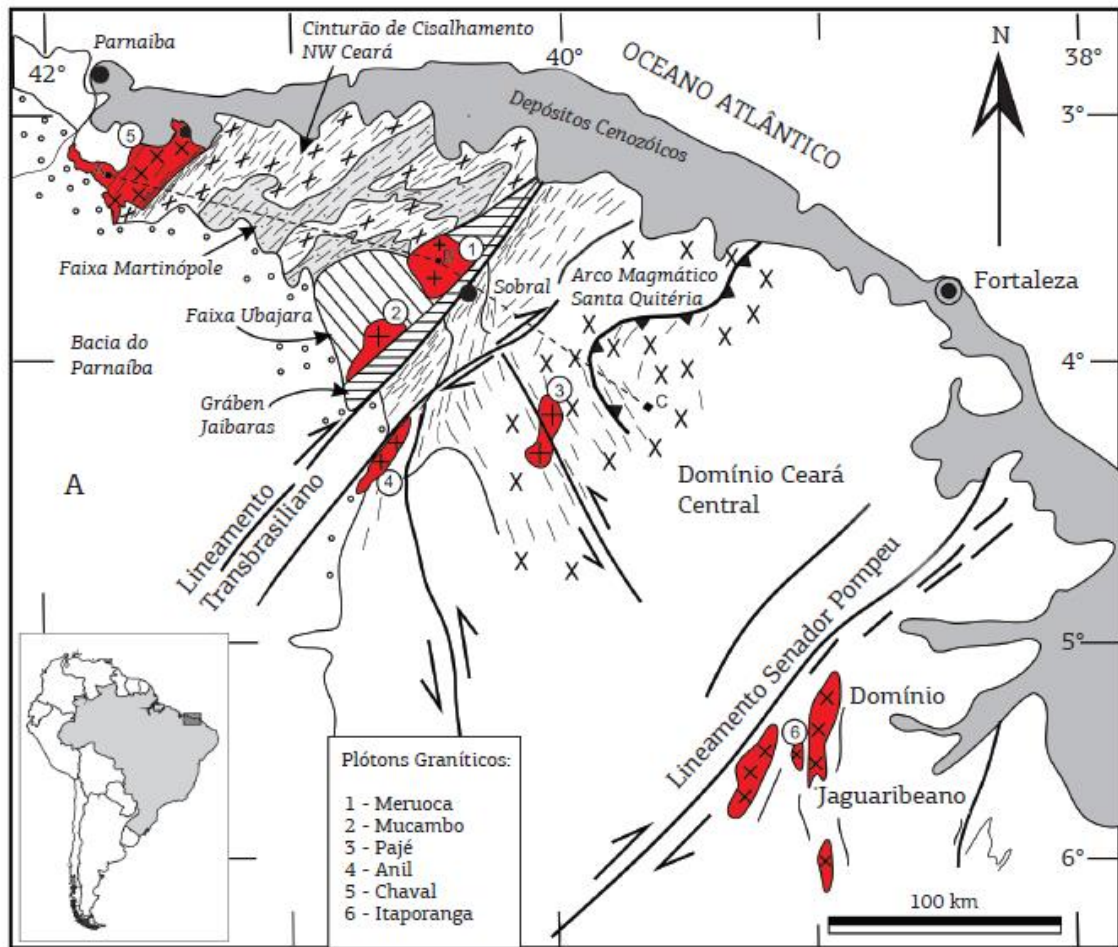


Figure 3 - Mapa geológico esquemático do noroeste da Província Borborema que destaca os principais granitoides da região (Gorayeb & Lima 2014).

### 2.3.1. Granitóides do Complexo Tamboril-Santa Quitéria

Esses granitoides localizados na região nordeste do DCC, estende-se amplamente por cerca de 40.000 km<sup>2</sup> na direção NE-SW, basicamente, consistem de complexos granítico-gnáissico-migmatíticos com anfibolitos e rochas cálcio-silicáticas associadas. Sua principal característica é a intensa migmatização associada à presença de grande volume de granitos anatóticos, exibindo vários graus de fusão nas sucessões gnaissicas. A idade neoproterozoica está bem definida para essas rochas, como mostram as datações U-Pb em zircão e Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) obtidas no DCC por Fetter (1999) e Castro (2004).

A idade mais antiga registrada no Complexo Tamboril-Santa Quitéria é de  $665 \pm 5$  Ma, obtida em rochas metavulcânicas que flanqueiam o Batólito Santa Quitéria. Outras datações realizadas em plútons deformados mostraram idades de  $637 \pm 6$  Ma a  $624 \pm 1$  Ma,

com registros de até 591 Ma, representando continuação tardiamente deste magmatismo (Fetter *et al.* 2003).

Nos trabalhos de Fetter *et al.* (2003), baseados nas assinaturas isotópicas das rochas migmatíticas, de protólitos dioríticos a graníticos, e rochas metassedimentares desta unidade, assim como em datações U-Pb em zircão de vários corpos graníticos deformados, os autores concluíram de que os protólitos desta unidade foram gerados em ambiente de arco magmático continental. Segundo Fetter *et al.* (2003) os granitos representam os últimos estágios da evolução do arco, caracterizados por aumento progressivo da participação crustal, principalmente por refusão do material magmático mais precoce.

Fetter *et al.* (2003) propôs a divisão dos granitoides em quatro tipos principais que representam fases da evolução do arco magmático:

i) Representam a fase mais primitiva do magmatismo continental do arco, pré-colisional, de composição diorítica a granodiorítica (com elevado teor em Mg e baixo K) (Barbarin 1999). As rochas predominantes são gnaisses granodioríticos mais ou menos migmatizados com destaque aos megacristais de álcali-feldspato afetados pela tectônica mais tardia do desenvolvimento do arco;

ii) O segundo tipo de granitóide consiste de migmatitos nebulíticos rosados e cinzentos mais evoluídos, e representam um grau mais elevado de remoção pré-colisional de composição diorítica, e contêm, localmente, grandes enclaves de gnaisses e anfibolitos. Os granitoides são ricos em quartzo de composição granodiorítica a granítica.

Estes dois grupos de granitoides são característicos do magmatismo adiantado na evolução do arco nos termos de sua composição, estruturas e evolução;

iii) O terceiro grupo é mais restrito e compreende granodioritos e monzogranitos de cores cinza com megacristais de alcalí-feldspato fracamente deformados. Localmente estas rochas contêm quantidades variáveis de enclaves dioríticos sub-arredondados ou irregulares representando corpos sin-plutônicos. Esta associação é interpretada representar um alojamento ligado com uma fase regional de tensão durante o desenvolvimento do arco;

iv) Este quarto grupo representa a fase final do desenvolvimento do arco magmático que é caracterizado pela colocação de granitoides com elevados teores de K e subordinada e baixa concentração de Ca. Normalmente contem megacristais de alcalí-feldspato de dominante composição monzogranítica. Composicionalmente este grupo compreende plútons cálcio-alcálicos e alcalóide-álcali-cálcico. Este grupo representa a participação gradual e progressiva do material crustal, principalmente com refusão de rochas dos primeiros dois



grupos. A variação estrutural, textural, mineralógica e composicional do corpo sugere a existência de diversos pulsos magmáticos nos estágios finais do desenvolvimento do arco.

### 2.3.2. Granito Chaval

Este granito encontra-se isolado no extremo noroeste da Província Borborema, e foi descrito inicialmente nos trabalhos de mapeamento do Projeto Jaibaras (CPRM) como um granito porfiróide grosseiro ocorrendo na região de Chaval, com formas de relevo particulares, se estendendo em direção sudoeste ao longo da Falha Santa Rosa (Costa *et al.* 1979).

Gorayeb *et al.* (1995) estabeleceram que o Granito Chaval é um corpo batolítico com mais de 2000 km<sup>2</sup>, inserido no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (Abreu *et al.* 1988), localizado entre o delta do Rio Parnaíba e a região de Chaval-Camocim, próximo ao litoral do Piauí e Ceará. A extensa cobertura sedimentar do Paleozoico e depósitos recentes restringem sua área aflorante, e seu limite oriental é marcado pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa (Gorayeb *et al.* 2011).

Na escala mais ampla o corpo apresenta deformação variada, que aumenta acentualmente com a proximidade da Zona de Cisalhamento Transcorrente Santa Rosa, com desenvolvimento de feições tectógenas seletivamente, seguindo um zoneamento estrutural bem definido (Gorayeb & Lima 2014). A foliação milonítica e aleitamento tectônico, que se orientam na direção N30-60°E, representam as estruturas planares, com mergulho de 50 a 60° para SE, enquanto as lineações de estiramento apresentam baixos valores de mergulho para SW. Nas zonas mais deformadas ocorrem minerais fortemente estirados em arranjos lenticulares (feldspatos, biotita, anfibólio) placoides (biotita, quartzo) e fitados (quartzo) (Gorayeb *et al.* 1995, Gorayeb & Lima 2014).

Segundo Gorayeb *et al.* (1995) e Gorayeb & Lima (2014) o Granito Chaval é basicamente um metagranito com textura porfirítica marcante (megacristais) em matriz fanerítica grossa, destacando fenocristais euédricos zonados de até 8 cm, compondo 5 e 15% do total da rocha. Apresentam textura porfirítica e matriz granular hipidiomórfica preservada, mesmo com a deformação imposta. A rocha plutônica principal foi classificada como hornblenda-biotita monzogranito porfirítico.

Datações realizadas por Gorayeb *et al.* (1995) pelo método Pb-Pb em zircão no Granito Chaval definiram idade de 1990±18 Ma, interpretada preliminarmente como de cristalização e de colocação desse batólito. Entretanto, conforme revelado mais tarde, os cristais datados representam cristais herdados da rocha fonte. Fetter (1999) realizou datações

U-Pb em monazita e obteve idade de  $591 \pm 10$  Ma interpretada como de cristalização do Granito Chaval. Nogueira *et al.* (2013) realizaram datações pelo método de evaporação-ionização de Pb em monocristais de zircão obtendo idade de  $633 \pm 3$  Ma, interpretada como de cristalização do Granito Chaval, divergindo em aproximadamente 40 Ma da datação de Fetter (1999) posicionando-o no final do Neoproterozoico.

### 2.3.3. Suíte Intrusiva Meruoca

A Suíte Meruoca é composta pelos plútons Meruoca, Mucambo, Serra do Barriga, Anil e Pajé entre outros, e os corpos estão intrudidos em rochas sedimentares dos grupos Ubajara e Jaibaras, bem como no embasamento, e os granitos Mucambo e Meruoca definem auréolas de metamorfismo de contato que atingiram condições máximas da fácies hornblenda-hornfels (Gorayeb *et al.* 1988).

O Granito Meruoca é constituído por uma fácies granítica avermelhada e uma fácies cinza contendo faialita e abrange sienogranitos, quartzo sienitos, monzonitos e hornblenda-biotita granitos (Gorayeb *et al.* 1988), com idades U-Pb em zircão de  $523 \pm 9$  Ma (Archanjo *et al.* 2009).

O Granito Mucambo é constituído de rochas de granulação grossa com textura porfirítica nas bordas do plúton, com a presença de xenólitos de rochas do Grupo Ubajara, além de exibir bem marcada auréola de metamorfismo de contato, em zonas bem definidas (Gorayeb *et al.* 1988, Gorayeb & Coimbra 1995, Gorayeb & Soares 1995).

No corpo predominam sienogranitos e monzogranitos com biotita e hornblenda, e por todo o seu flanco oeste ocorrem granodioritos e quartzo sienitos subordinados, e raros veios pegmatíticos graníticos e diques de aplítos (Gorayeb *et al.* 1993). A idade de cristalização atribuída ao Granito Mucambo é de  $542 \pm 6$  Ma obtida pelo método U-Pb em zircão (Fetter 1999).

O Granito Serra da Barriga, segundo Mattos *et al.* (2007) é de caráter intrusivo do tipo circunscrito, com discretas estruturas de fluxo magmático e xenolíticas restritas às suas bordas. Os tipos de rochas estão representados por sienogranitos inequigranulares, porfiríticos de granulação grossa ou média, de coloração rosada, contendo internamente corpos semi-anelares de biotita monzogranito porfirítico, sienogranitos inequigranulares bem como raros veios de aplítos e pegmatitos próximo ao contato com as rochas encaixantes. Dados litoquímicos sugerem que são granitos de natureza peraluminosa com alto K, altamente evoluídos, com alguma contaminação crustal. Idades U-Pb em monazita do sienogranito

apresenta concórdia com intercepto superior com  $522 \pm 7$  Ma que representa idade de cristalização no Cambriano.

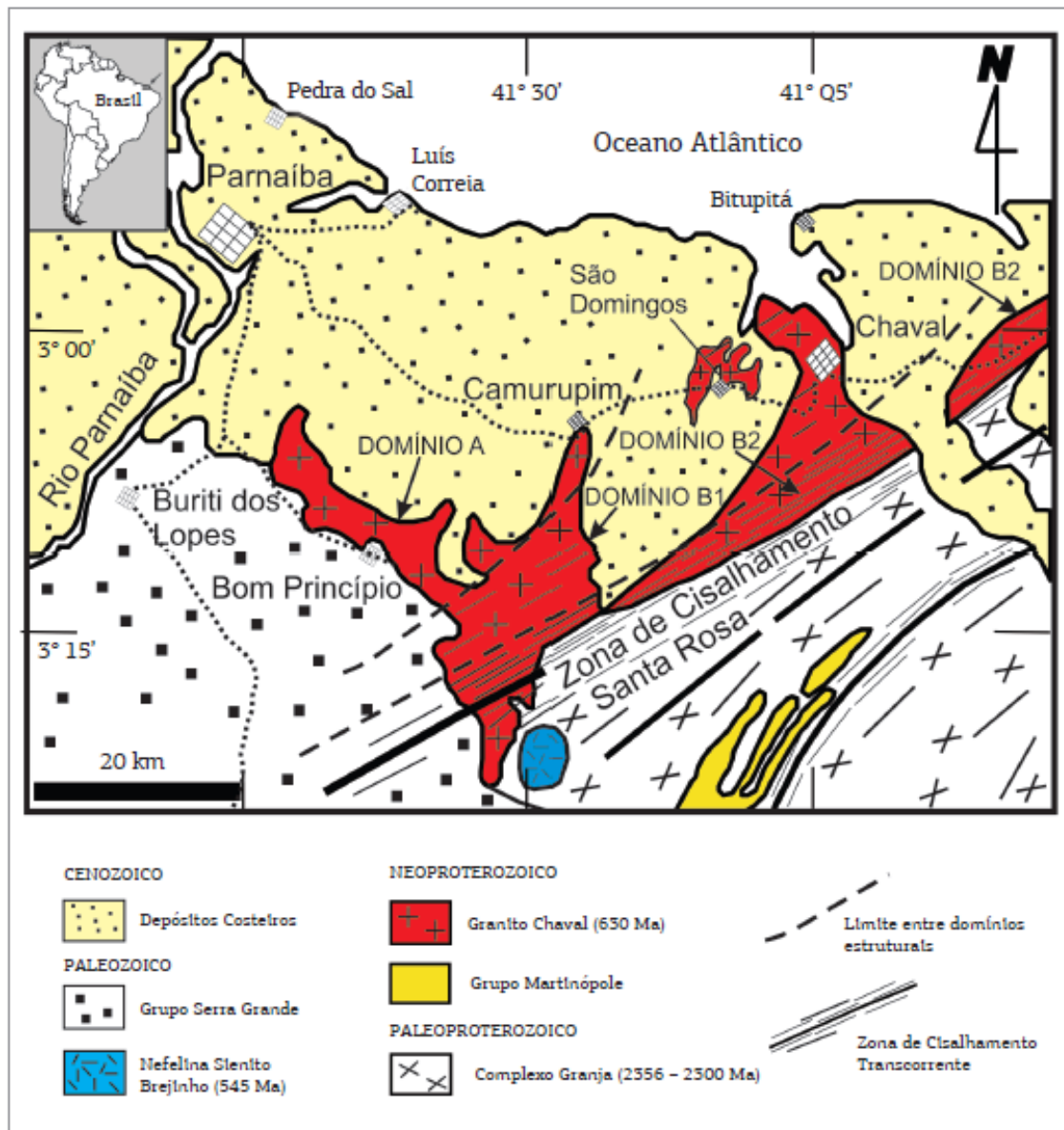


Figura 4 - Mapa geológico simplificado da área de trabalho com destaque ao Granito Chaval e sua subdivisão estrutural, de acordo com Gorayeb & Lima (2014).

O Granodiorito Anil, conforme definição original de Gorayeb *et al.* (1994), é estabelecido por um extenso corpo batolítico com forma alongada na direção NNE-SSW, com 35 km de comprimento por 11 km de largura. Possuem variações composicionais de granodiorito a monzogranito e apresentam localmente massas irregulares, veios, corpos alongados tipo dique e bolsões de composição álcali-feldspato granítica e leucoquartzo

sienítica. Esse corpo encontra-se intrudido em paragneisses de alto grau metamórfico do Complexo Ceará, o contato com os gnaisses é brusco, com presença de enclaves máficos nas bordas da intrusão e localmente há veios graníticos e diques projetados a partir de seu flanco leste (Gorayeb *et al.* 1994). Determinações isotópicas pelo método Rb-Sr em rocha total revelaram idade de  $587 \pm 19$  Ma (Gorayeb & Lafon 1995).

Gorayeb & Abreu (1991) definiram o Granito do Pajé originalmente como um corpo de dimensão batolítica que ocupa uma área de cerca de 190 km<sup>2</sup>, com formato semelhante a um “8”, devido ao deslocamento sinistral da Zona de Cisalhamento Rio Groaíras na direção NW-SE que o divide quase simetricamente. Gorayeb & Soares (1994) baseando-se em aspectos texturais e mineralógicos destacaram seis fácies petrográficas assim definidas: monzogranito porfirítico, monzogranito seriado, micromonzogranito, hornblenda monzogranito, sienogranito e granodiorito. Nascimento (2012) descreveu na parte norte do corpo uma rocha leucocrática, de cor cinza levemente rosada, com cristais inequigranulares de granulação grossa, com textura granular hipidiomórfica, constituído essencialmente por microclina, oligoclásio (An<sub>22-29</sub>) e quartzo, biotita e anfibólio são os minerais menos abundantes, geralmente em proporções menores que 10%. Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão, titanita, alanita e minerais opacos. Ainda Nascimento (2012) obteve datações pelo método Pb-Pb em zircão revelam idade de cristalização de  $529 \pm 3$  Ma.

### **2.3.4 – Nefelina Sienito Brejinho**

O maciço alcalino subsaturado denominado de Nefelina Sienito Brejinho (NSB) está localizado no extremo noroeste da Província Borborema, alojado em gnaisses do Paleoproterozoico do Complexo Granja. Descrito inicialmente por Gorayeb & Abreu (1997), que utilizou cartografia geológica de semidetalhe, dados estruturais, relações de campo e estudos petrográficos, posicionando estratigraficamente entre o Paleoproterozoico e o Neoproterozoico.

Este pluton intrusivo possui forma subcircular com cerca de 16 km comprimento na direção N-S por 8 km de largura. Em geral, esse pluton é um corpo ígneo plutônico, de natureza alcalina subsaturada, formado principalmente por rochas leucocráticas a mesocráticas de cor cinza ou marrom, de granulação grossa com variações mais finas em algumas porções das suas margens e nos limites entre algumas fácies petrográficas. Podem ser identificados seis tipos petrográficos principais, que são os egirina-nefelina sienitos, biotita-

nefelina sienitos, nefelina microssienitos, melassienitos, pegmatitos sieníticos e piroxenitos alcalinos (Gorayeb *et al.*, 2011).

Ainda em Gorayeb *et al.*(2011) os autores obtiveram idade de  $554\pm 11$  Ma, pelo método de Rb-Sr em rocha total, que foi interpretado como a idade mínima para a cristalização e emplacement do NSB, posicionando no final do Neoproterozoico. Esse magmatismo alcalino pode ser relacionado ao evento extensional responsável pela implantação do Gráben Jaibaras e seus correlatos no oeste do Ceará, assim como à granitogênese da região, cujas idades situam-se no intervalo entre 530 e 590 Ma. O contexto geológico e temporal do NSB permite situá-lo posteriormente à tectônica transcorrente representada na área pela Zona de Cisalhamento Santa Rosa, uma ramificação do Lineamento Transbrasiliano, e anterior à Bacia do Parnaíba.

### 3. GEOLOGIA DA REGIÃO DE CHAVAL

A região de Chaval situa-se no extremo noroeste do Estado do Ceará e nordeste do Piauí, no Domínio Médio Coreau (DMC) sendo composta principalmente por unidades do Paleoproterozoico e Neoproterozoico (Figura 5). A unidade geotectônica da região é o Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará - CCNWCE (Abreu *et al.* 2008). Além disso, ocorrem rochas sedimentares paleozoicas da Bacia do Parnaíba suatentando a porção norte da Serra da Ibiapaba, e próximo ao litoral ocorrem depósitos sedimentares da costa Atlântica (aluviões, dunas, mangues, etc.) que recobrem parcialmente as unidades mais antigas. A seguir são descritas brevemente as principais unidades litoestratigráficas de interesse ao trabalho.

#### 3.1. COMPLEXO GRANJA

Considerada a unidade geológica mais antiga do CCNWCE, o Complexo Granja constitui um terreno metamórfico de alto grau com rochas orto e paradeviradas, sobre a qual estão assentadas as unidades da Faixa Martinópolis-Ubajara (Nascimento *et al.* 1981, Gorayeb *et al.* 1988, Santos *et al.* 2008). O Complexo Granja é constituído por ortognaisses tonalíticos e granodioríticos migmatizados, anfíbolitos, granulitos máficos e enderbíticos e granada sillimanita gnaisses (Torquato & Nogueira Neto 1996, Santos *et al.* 2001).

Nogueira Neto (2000), afirma que as rochas da Faixa Granulítica de Granja, juntamente com os ortognaisses TTG e os gnaisses migmatíticos, são representantes de terrenos pré-brasileiros retrabalhados.

Os resultados geocronológicos definiram idades do Paleoproterozoico, período Sideriano entre 2,3 e 2,1 Ga (Fetter 1999, Nogueira Neto 2000, Santos *et al.* 2001).

As rochas dessa unidade foram retrabalhadas no evento Brasileiro, indicadas por idades de 553 e 557 Ma (U-Pb em titanita nos gnaisses e isócrona mista Sm-Nd nos granulitos), que foi interpretada como idade de metamorfismo no Neoproterozoico do Complexo Granja (Fetter 1999).

#### 3.2. GRUPO MARTINÓPOLE

Esta unidade distribui-se por todo o CCNWCE e foi subdividida em quatro formações; a mais inferior é constituída principalmente por quartzitos, xistos e em menor proporção metacalcários, rochas calcissilicáticas e rochas metavulcânicas (Formação São Joaquim). Na ordem estratigráfica ocorrem xistos variados contendo clorita, biotita, estauroлита, cianita e sillimanita, e quartzitos (Formação Covão). A Formação Santa Terezinha

é constituída por uma sequênciavariada pelitocarbonática com metagrauvacas associadas e quartzitos. A Formação Goiabeira repousa nos gnaisses do embasamento (oeste da localidade de Adrianópolis) e é composta por granada-clorita xistos, estauroлита xistos, muscovite-clorito xisto, cianita xisto e paragnaises quartzo-feldspáticos (Santos *et al.* 2008).

O Grupo Martinópole apresenta variações na intensidade metamórfica de baixo a alto grau, atingindo condições metamórficas na fácies anfibolito alto (Gorayeb *et al.* 1989, 1992) relacionado à orogênese Brasileira (Santos *et al.* 2008).

Estudos geocronológicos pelo método U-Pb em zircão de rocha vulcânica indicaram idade de  $777 \pm 11$  Ma (Neoproterozoico – Criogeniano) (Fetter *et al.* 2003).

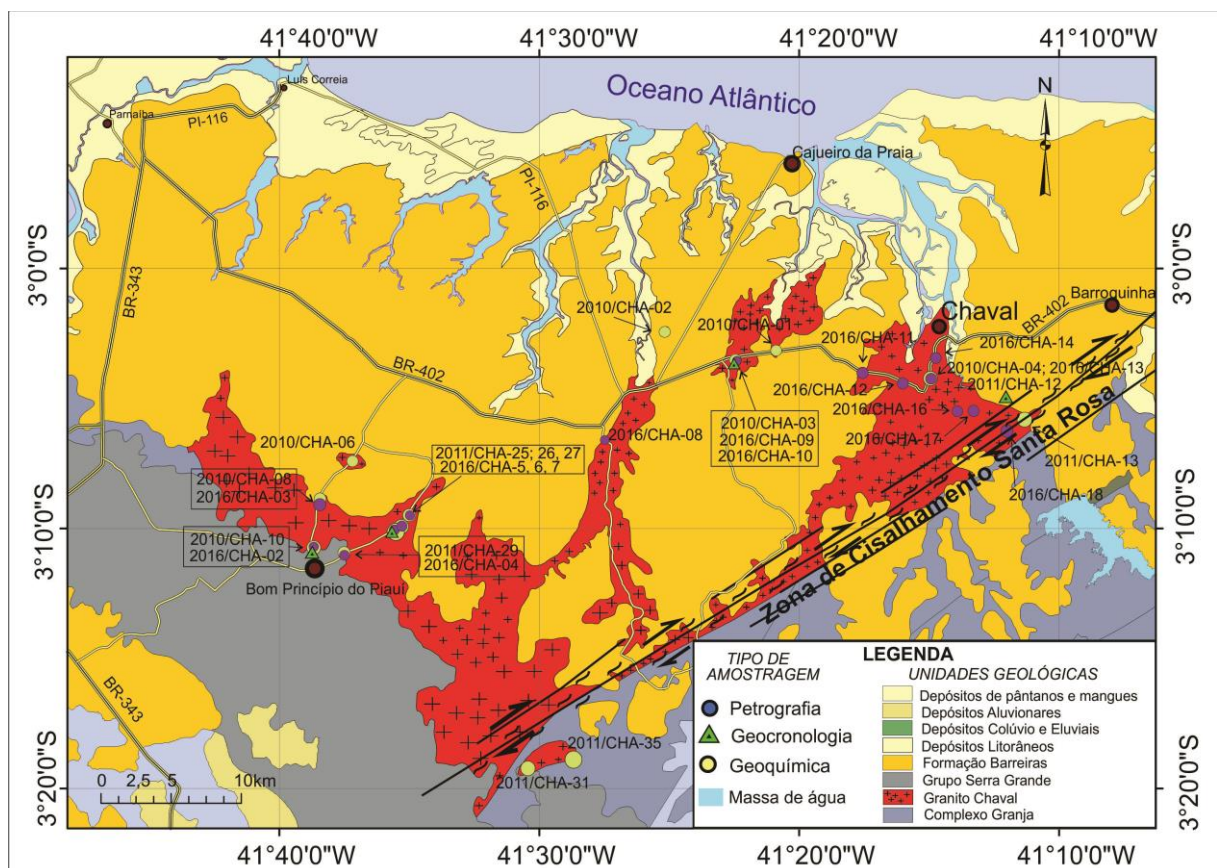


Figura 5 - Mapa geológico e logístico da região de Chaval, com indicação dos pontos de amostragem desta dissertação (adaptado a partir da base de dados da CPRM do IBGE).

### 3.3. GRANITO CHAVAL

Segundo Gorayeb *et al.* (1995) o Granito Chaval constitui um corpo batolítico com mais de 2.000 km<sup>2</sup>, inserido no Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará (CCNWCE) (Abreu *et al.* 1988), localizado entre o delta do rio Parnaíba e a região de Chaval-Camocim, próximo ao litoral nos estados do Piauí e Ceará. Apesar da extensa área de ocorrência as exposições são limitadas em função das extensas coberturas de rochas sedimentares

Paleozoicas e depósitos costeiros recentes (dunas, mangues, aluviões). O seu limite oriental é marcado pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Santa Rosa (ZCTSR) em contato com os gnaisses do Complexo Granja.

O Granito Chaval é intrusivo nos gnaisses do Complexo Granja e em certos casos destaca-se no relevo na forma de grandes rochedos abaulados. É formado por granitos porfíricos, com megacristais euédricos de microclínio centi a decimétricos (fenocristais), envolvidos em matriz de granulação grossa reunindo quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e raramente anfibólio. Por outro lado, exibem rochas deformadas com feições miloníticas marcantes (textura porfiroclástica) com estruturas tipo *augen* e tramas S-C com quartzo fitado, com foliação milonítica anastomosada (Gorayeb *et al.* 2011, Gorayeb & Lima 2014). Essa variação estrutural é descrita por Gorayeb & Lima (2014), que se subdividem o corpo em dois domínios: um com características tipicamente ígnea, plutônica, que é registrada na porção central ao oeste; e o outro distribuído da porção central ao leste, em que se registra feições de deformação cisalhante, que gradativamente, intensifica-sea em direção à ZCTSR, a qual limita-o tectonicamente a leste com o Complexo Granja.

No nível regional, o corpo apresenta-se deformado com a proximidade da ZCTSR, com desenvolvimento de feições tectógenas seletivamente, seguindo um zoneamento mineralógico-estrutural bem definido. As estruturas planares são representadas pela foliação milonítica e pelo aleitamento tectônico que se orientam na direção N20-30°E, com mergulhos variando entre 50° e 80° para SE, enquanto a lineação de estiramento apresenta baixos valores de mergulho (< 10°) para SW. Nas zonas mais deformadas, os minerais mostram-se fortemente estirados em arranjos lentiformes (feldspato, biotita, anfibólio), placóides (biotita, quartzo) e fitados (quartzo), (Gorayeb *et al.* 1995, Gorayeb & Lima 2014).

Todos os indicadores cinemáticos, tais como Gorayeb & Lima (2014) apontam para movimentação dextral.

Gorayeb & Lima (2014) individualizam cartograficamente dois domínios estruturais que dividem o corpo simetricamente, baseando-se em uma gama de variações petroestruturais do Granito Chaval, desde rochas com feições texturais/estruturais de natureza ígnea, e suas gradações para domínios tectônicos com progressiva deformação que levou à formação de protomilonitos, milonitos e ultramilonitos. Assim, o Domínio A, localizado na porção noroeste do corpo, é caracterizado por uma trama tipicamente ígnea, sem registros de deformação dúctil; por outro lado, o Domínio B, na porção sudeste, mostra uma trama deformacional relacionadas a instalação da ZCSR que afeta o flanco leste do corpo granítico e suas encaixantes mais próximas. A intensificação progressiva dessas feições deformacionais



crece de oeste para leste até a ZCSR, onde as rochas transformaram-se em milonitos. O Domínio B foi compartimentado, ainda em dois subdomínios: um transicional (B1), cuja intensidade da deformação imposta é fraca a média, em que ainda identificam-se aspectos reliquiais da trama magmática com uma foliação superimposta; e outro (B2) milonítico, além de pequenas zonas de ultramilonitos.

Para Gorayeb *et al.* (1995) e Gorayeb & Lima (2014) o Granito Chaval é predominantemente composto por metagranitos porfiríticos de cor cinza, leucocrático ( $M = 3-8$ ); com uma matriz fanerítica grossa. Os fenocristais de álcalifeldspato são peculiares, devido se apresentarem como megacristais euédricos, zonados. Apresentam, também, feições texturais poiquilíticas típicas de formação através de processos magmáticos. Apesar da deformação a matriz preserva ainda feições da textura granular hipidiomórfica. Trata-se originalmente de rochas magmáticas plutônicas podendo ser classificadas como hornblenda-biotita monzogranitos porfiríticos. Os tipos deformados apresentam características diversas, em função da intensidade da deformação e transformaram-se, em geral, em milonitos.

Segundo Gorayeb & Lima (2014), no primeiro grupo (Domínio A) a rocha predominante é um granito porfirítico com megacristais, de cor cinza, leucocrático com matriz fanerítica grossa. Predominam fenocristais euédricos de microclina pertítica (1 a 10 cm) que podem alcançar entre 5 e 85 % modal, zonada e com geminação do tipo *Carlsbad*, mas fenocristais de plagioclásio são raros. Nos megacristais zonados, em suas seções hexagonais, perpendiculares à face 010, as trilhas das inclusões de lamelas de biotita demarcam as zonas de crescimento do cristal (Gorayeb & Lima 2014).

Frequentemente, os fenocristais ocorrem alinhados preferencialmente definindo foliação de fluxo magmático, provavelmente associada a processos de acumulação de cristais relacionado a ascensão sob ação da gravidade pela diferença de densidade cristal x líquido magmático, e dinâmica da câmara

As principais rochas de natureza granítica são classificadas com hornblenda-biotita monzogranitos porfiríticos, biotita-microclina granitos porfiríticos, quartzo-microclina sienitos cumulados e biotita sienogranítico, além de pegmatitos graníticos e aplitos. Essas rochas apresentam fenocristais com textura poiquilítica, definida por concentrações de inclusões de biotita, plagioclásio, quartzo, anfibólio e apatita, com uma matriz granular hipidiomórfica contendo microclina e oligoclásio em quantidades variadas, seguida por quartzo e biotita e em quantidades menores eventualmente hornblenda, além de allanita, titanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios (Gorayeb & Lima 2014).

Ainda segundo Gorayeb & Lima (2014), o segundo grupo (Domínio B) é representado por granitos deformados por cisalhamento, com exposição em grande parte da metade leste do plúton, que se apresentam com feições estruturais diversas, em função da intensidade da deformação e, em geral, apresentam tramas miloníticas características formadas por processo de cisalhamento ao longo da zona transcorrente dextral. À medida que se dirige ao leste, acentuam-se as tonalidades mais escuras do cinza, e os processos de cominuição e recristalização dinâmica reduzem progressivamente, a granulação grossa desses granitos, bem como o tamanho dos fenocristais para dimensões menores, mantendo-se suas características porfiroides. Com isso, uma trama milonítica se torna evidente, acentuando-se ao atingir a porção principal da ZCSR. Neste caso, destacam-se a foliação anastomosada, lineação de estiramento e porfiroclastos amendoados, e localmente podem ser descritos como *augen* gnaisses, representados principalmente por K-feldspato e biotita, com fitas de quartzo, contornados pela foliação milonítica, registrando-se variações petrográficas desde protomilonitos, milonitos até ultramilonitos, seguindo a classificação de Bell & Etheridge (1973), apresentando também enclaves dioríticos, máficos ou ultramáficos.

Nas regiões menos deformadas, como nos arredores da localidade São Domingos, se encontram veios pegmatíticos contendo uma associação de albita, microclínio, quartzo, turmalina, berilo, granada e sulfetos, assim como veios aplíticos. Variações composicionais mais cálcicas, quartzo dioríticas ou granodioríticas, ocorrem em determinados locais e aparentemente estão associados à proximidade de enclaves, sugerindo algum relacionamento genético entre eles (Gorayeb *et al.* 1995).

Gorayeb *et al.* (1995) realizaram datações Pb-Pb em zircão no Granito Chaval e obtiveram idade de  $1990 \pm 18$  Ma, que foi interpretada como representando a idade mínima de cristalização do zircão e a idade de *emplacement* desse batólito, porém essa interpretação foi reavaliada e considerada representar zircões herdados de fontes paleoproterozoicas. Nogueira Neto *et al.* (1990) obtiveram a idade de  $507 \pm 27$  Ma através do método Rb-Sr em rocha total, no entanto essa idade deve representar reomogeneização isotópica relacionada à tectônica do Neoproterozoico-Paleozoico que afetou a região. Entretanto, Fetter (1999) realizou datações U-Pb em monazita de granito deformado e obteve idade de  $591 \pm 10$  Ma, interpretada como idade de cristalização do Granito Chaval, mas poderia representar idade metamórfica. Nogueira *et al.* (2013), realizaram datações pelo método de evaporação-ionização de Pb em monocristais de zircão obtendo valor de idade mais antiga, de  $633 \pm 3$  Ma, interpretada também como de cristalização do Granito Chaval, divergindo em 40 Ma da datação de Fetter (1999) posicionando-o no final do Neoproterozoico. Por outro lado Santos

*et al.* (2008) realizaram datações U-Pb em monazita e obtiveram idade de  $591 \pm 10$  Ma para a cristalização do Granito Chaval.

#### 3.4. COBERTURAS FANEROZOICAS

As unidades de idade fanerozoica apresentam relevância na região, ocupando grande parte da região de Chaval, principalmente na porção piauinense. As unidades fanerozoicas mais importantes da região são: i) Grupo Serra Grande, que cobre o Granito Chaval na porção sudeste; ii) Formação Barreiras, que cobre e limita o Granito Chaval na porção norte, noroeste e nordeste; iii) Sedimentos costeiros, representados por depósitos eólicos, fluviais, de pântano e mangue.

## Capítulo II

---

### ARTIGO CIENTÍFICO

SUBMETIDO AO BRAZILIAN JOURNAL OF GEOLOGY

**MAGMATIC AND TECTONIC EVOLUTION OF THE  
CHAVAL GRANITE AT THE END OF THE NEOPROTEROZOIC,  
NORTHWESTERN BORDER OF THE BORBOREMA PROVINCE**

*Autores:*

*Arthur Jeronimo Santana Aragão*

*Paulo Sergio de Sousa Gorayeb*

#### **4. MAGMATIC AND TECTONIC EVOLUTION OF THE CHAVAL GRANITE AT THE END OF THE NEOPROTEROZOIC, NORTHWESTERN BORDER OF THE BORBOREMA PROVINCE**

Arthur Jeronimo Santana Aragão<sup>1</sup>, Paulo Sergio de Sousa Gorayeb<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Pará, Brazil.*

---

#### **RESUMO**

A região noroeste da Província Borborema é representada por pelo menos dois blocos crustais (Ceará Central e Médio Coreau) articulados pelo Lineamento Transbrasiliano em contexto geológico complexo, que reúne unidades geológicas de natureza, origem e idades do Arqueano ao Paleozoico. Neste quadro, destaca-se uma grande quantidade de corpos graníticos, com natureza e idades diversas, mas geralmente produto de uma granitogênese com maior intensidade no Neoproterozoico e alojados em diferentes estágios da Orogenia Brasileira. Nesse contexto encontra-se o Granito Chaval no extremo noroeste da Província Borborema, localizado na costa atlântica entre os estados do Ceará e Piauí. Ele está exposto em um corpo batolítico com relação intrusiva em ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Granja e rochas supracrustais do Neoproterozoico do Grupo Martinópolis, recoberto por rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba do Paleozoico (Grupo Serra Grande) e depósitos sedimentares costeiros recentes. Os dados de campo e estudos petrográficos destacam como feição marcante a textura porfirítica devido à presença de megacristais centimétricos de microclína imersos na matriz fanerítica grossa. No corpo predominam granodioritos, com variações tonalíticas e monzograníticas. Outra característica peculiar são feições deformacionais relacionadas à instalação da Zona de Cisalhamento Santa Rosa cujos efeitos do cisalhamento transcorrente levaram a modificação das tramas magmáticas em grande parte da porção leste do corpo, gerando rochas miloníticas. Assim, as texturas tipicamente ígneas são gradativamente substituídas por uma trama tectônica, evoluindo inicialmente para protomilonitos, na porção central do corpo, e também mais a leste, evoluindo para granitos miloníticos, com forte deformação e cominuição dos minerais que compõem a matriz e estiramento dos porfiroclastos, originalmente megacristais. Os estudos geoquímicos revelam similaridades composicionais compatíveis com as classificações petrográficas, em que apresentam composição majoritariamente granodiorítica, seguida de monzogranitos e tonalitos. Os dados geoquímicos também indicam afinidade de granitos tipo I, peraluminosos com tendência metaluminoso e afinidade cálcio-alcálica. As assinaturas geoquímicas indicam que o Granito Chaval é semelhante aos granitos de ambiente de arco magmáticos do tipo normal. As análises U-Pb em zircão indicam idade de cristalização de 632 Ma, posicionando seu alojamento no Neoproterozoico, final do período Cryogênico, sendo ele um dos granitoides mais antigos da região, compatível aos granitoides do Arco Magmático Santa Quitéria. O estudo isotópico Sm-Nd em rocha total aponta idades modelos ( $T_{DM}$ ) entre 1,27 e 2,04 Ga, e valores de  $\epsilon_{Nd}$  negativos, indicando fontes Paleoproterozoicas e

Mesoproterozoicas, com considerável tempo de residência crustal que implica em uma natureza mais evoluída.

**Palavras chaves:** Petrologia; Granito Chaval; Geocronologia; Neoproterozoico; Província Borborema.

---

#### ABSTRACT

The northwestern region of the Borborema Province is represented by at least two crustal blocks (Central Ceará and Middle Coreaú) connected by the Transbrasiliano Lineament in a complex geological context, joining geological units of nature, origin, and ages that vary from the Archean to the Paleozoic. In this context, a large amount of granite bodies of diverse nature and ages usually a product of more intense granitogenesis in the Neoproterozoic emplaced in different stages of the Brazilian/Panafrican Orogeny stand out. The Chaval Granite in the northwestern edge of the Boroborema Province outcrops near on the Atlantic coast between Ceará and Piauí. It is exposed in a batholith body with intrusive relationship in Paleoproterozoic orthogneisses of the Granja Complex and Neoproterozoic supracrustal rocks of the Martinópolis Group, covered by the sedimentary rocks of the Paleozoic Parnaíba Basin (Serra Grande Group) and recent coastal sedimentary deposits. Field data and petrographic studies highlight the porphyritic texture as a remarkable feature due to the presence of microcline megacrysts (centimeter scale) immersed in the coarse phaneritic matrix. Granodiorites with tonalitic and monzogranitic variations predominate in the body. Another peculiar characteristic are the deformational features related to the Santa Rosa Shear Zone placement whose transcurrent shear effects caused the magmatic fabric to change in much of the eastern portion of the body, generating mylonitic rocks. Thus, the typically igneous textures are gradually replaced by a tectonic fabric, initially evolving into protomylonites, in the body central and eastern portions, evolving into mylonitic granites, with strong deformation and comminution of the minerals constituting the matrix and stretching of the porphyroclasts, originally megacrysts. The geochemical studies reveal compositional similarities compatible with the petrographic classifications, consisting especially of granodiorite, followed by monzogranites and tonalities. The geochemical data also indicate the affinity of peraluminous type I granites with metaluminous tendency and calcium-alkaline series. The geochemical signatures indicate that the Chaval Granite is compatible with normal-type magma arc granites. The U-Pb zircon analysis indicates 632 Ma as the crystallization age, indicating placement in the Neoproterozoic, at the end of the Cryogenic period, making it one of the oldest granitoids in the region compatible with the granitoids of the Santa Quitéria Magmatic Arc, in Ceará Block. The Sm-Nd isotopic studies in total rock show model ages ( $T_{DM}$ ) between 1.27 and 2.04 Ga, and negative  $\epsilon Nd$  values indicating Paleoproterozoic and Mesoproterozoic sources, with considerable time of crustal residence implying a more evolved nature.

**Keywords:** Petrology; Granito Chaval; Geochronology; Neoproterozoic; Borborema Province.

#### 4.1. INTRODUCTION

The Chaval Granite outcrops near the Atlantic coast at the border between Piauí and Ceará states, (Figure 6), as a batholith inserted in the Northwest Ceará Shear Belt (NWCESB), in the northwestern edge of the Borborema Province. It represents one of the granite bodies in this crustal domain, being correlated to other magmatic events of the Central Ceará Domain forming large and important granitoids body in the region, which are temporal markers of the regional geological processes.

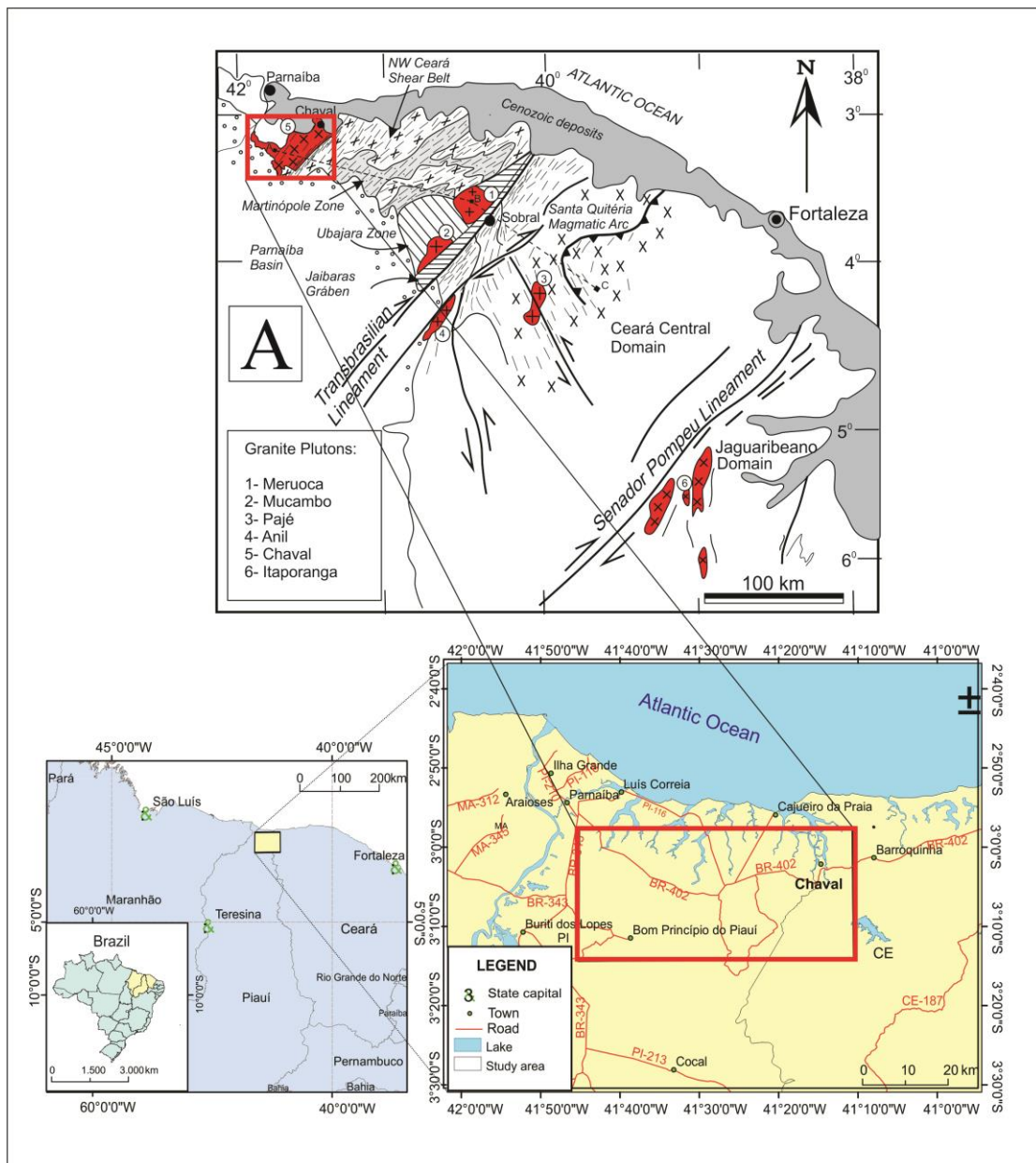


Figure 6 - Schematic placement and location maps: A) Schematic geological map of the northwest Borborema Province that emphasizes the main and most representative granitoids of the region (Gorayeb & Lima 2014); B) Location map of the work area within the coastal region of the State of Piauí and extreme northwest of the Ceará state (adapted from the IBGE database).

Because the Chaval Granite is approximately 2000 km<sup>2</sup>, with textural/structural characteristics of igneous and tectonic nature, its study plays a fundamental role in understanding the geological context of the region.

In this work, important geological, petrographic, geochemical and geochronological data are presented, complementing the gaps of previous works and clarifying a wide range of questions from the magmatic origin to the tectonic effects, the process of placement and structuring (petrology, geochronology, and meaning) in the northwestern Borborema Province.

#### **4.2. GEOLOGICAL CONTEXT OF THE NORTHWESTERN BORBOREMA PROVINCE**

The Borborema Province is a large and important crustal compartment, with correspondent in the African continent. It represents a complex Pre-Cambrian polycyclic evolution, recording ages from the Archean to the Neoproterozoic, with a marked influence of the Brasiliano/Pan African cycle, which was responsible for the end of the amalgamation of the Gondwana continent, between 660 and 570 Ma (Brito Neves *et al.*, 2000).

The Borborema Province is divided into five major structural domains called Middle Coreaú, Central Ceará, Rio Grande do Norte, and Transversal Zones (Brito Neves *et al.*, 2001) (Figure 7). These domains are delimited by transcurrent shear zones and grabens from the end of Cambrian. The large number of granitoid bodies, more precisely in the Middle Coreaú (MCD) and Central Ceará (CCD) domains, is worth mentioning.

The study area is located in the Middle Coreaú Domain (MCD), which is delimited by the Sobral-Pedro II Shear Zone that is part of the Transbrasiliano Lineament to the north. The MCD consists of Paleoproterozoic basement, dated at 2.35 Ga Siderian age (Fetter *et al.* 2003), represented by the Granja Complex, constituted by tonalitic and granodioritic orthogneisses, sillimanite-garnet gneiss and granulite. Volcano-sedimentary and pelitic-carbonate sedimentary sequences of the Neoproterozoic are represented by the Martinópolis and Ubajara groups. The Cambrian-Ordovician volcano-sedimentary successions constitute the Jaibaras Group, which are sectioned by post-orogenic granite plutons (Meruoca Granite Suite), Gorayeb *et al.* 1988).



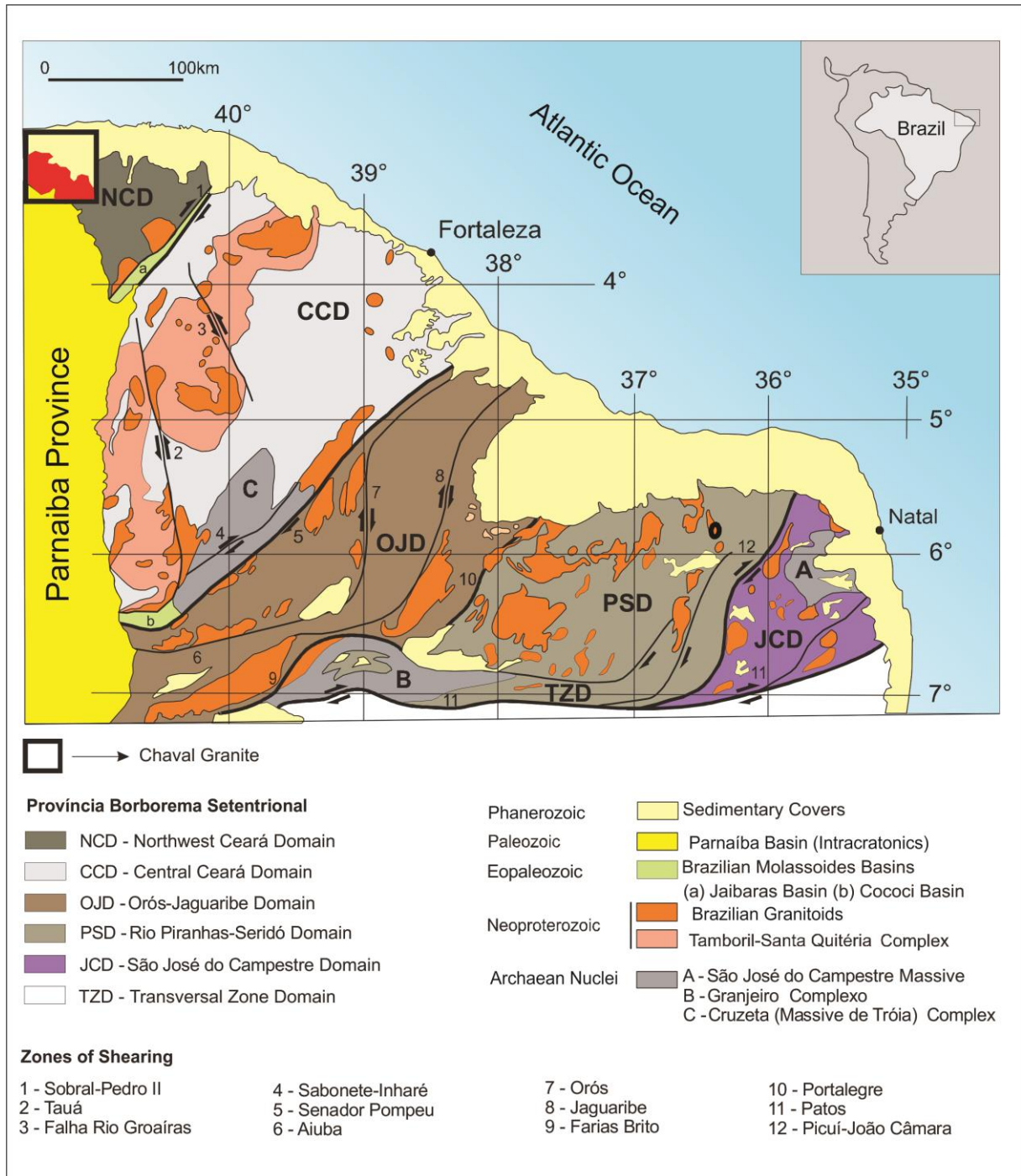


Figure 7 - Schematic map of the subdivision the structural domains of the Borborema Province (modified by Calado *et al.* 2016).

### 4.3. GRANITOGENESIS OF THE NORTHWESTERN BORBOREMA PROVINCE

The Brasiliano cycle in the Northern Borborema Province was marked by an intense and diversified granitogenesis, the development of extensive shear zones and the formation of metamorphic supracrustal successions that reached conditions of high amphibolite to granulite metamorphic facies (Almeida *et al.*, 2002).

The granitoids were grouped according to chronological intervals of emplacement from 644 to 520 Ma, as follows: a) Normal calcium-alkaline; b) high potassium calcium-alkaline, with shoshonitic affinity; c) syenogranite, quartz syenite and syenite with shoshonitic affinity; d) biotite granite, transitional between alkaline and shoshonitic; e) biotite syenogranite co-magmatic with basalt and dacite (younger ages) (Sial, 1989, Guimarães *et al.*, 1998, Ferreira *et al.*, 1998).

Bizzi *et al.* (2003) proposed compartmentalizing the Brasiliano granitogenesis of the Borborema Province in a succession of magmatic pulses called Supersuite I (Early to Sin-Brasiliano), Supersuite II (Tardi-Brasiliano) and Supersuite III (Post-Brasiliano). The Sin and Tardi-Brasiliano Supersuite is represented by the Santa Quitéria batholith with its four granite types, representing the Tamboril-Santa Quitéria Complex. The Supersuite II is represented by the Meruoca Suite (Meruoca, Mocambo, Serra da Barriga, Pajé, Anil, and Aroeiras dikes), whose bodies are intrusive either in metasedimentary rocks of the Ubajara and Jaibaras groups, or in rocks of the Ceará Complex (Gorayeb *et al.*, 1988, Gorayeb & Lima., 2014).

At the northwestern edge of the Borborema Province, other granitoids and isolated points present deformational effects such as the Pedra do Sal, Chaval, and Tucunduba granites which are cut by transcurrent shear zones (Gama Junior *et al.*, 1988, Gorayeb & Lima, 2014).

#### a) Granitoids of the Tamboril Santa Quitéria Complex

These granitoids in the northwestern CCD are the oldest of the Neoproterozoic and are distributed over approximately 40,000 km<sup>2</sup> with NE-SW principal structural trends. It is a granitic migmatite complex whose main characteristic is the intense migmatization associated with a large volume of anatectic granites, exhibiting various degrees of fusion, and restites consisting of amphibolites and calcium-silicate rocks. These granites are well defined Neoproterozoic, as shown by the Sm-Nd and U-Pb dating in zircon crystals obtained by Fetter (1999) and Castro (2004) in the CCD.

Fetter *et al.* (2003) reported an age of  $665 \pm 5$  Ma (U-Pb in zircon) for the volcanic rocks flanking the batholith in the Tamboril Santa Quitéria Complex. The more deformed portion of the pluton dated between  $637 \pm 6$  Ma and  $624 \pm 1$  Ma, with possible magmatism continuation up to 591 Ma. These authors also stated that the unit protoliths were generated in

a continental magmatic arc environment, however, the intense deformation and anatexis resulting from the Brazilian collision hinders the reconstruction of the arc geometry. In addition, it is suggested that the granites represent the last stages of the arc evolution, with a progressive increase of the crustal participation, especially by remelting of the earlier magmatic material.

Still, Fetter *et al.* (2003) divided the granitoids into four main groups, which represent the evolution phases of the magmatic arc, described below:

1) Group 1 comprises pre-collisional granitoids, consisting of diorites to granodiorites, with high Mg and low K that represent the most primitive phase of the arc continental magmatism. Gray granodiorites, sometimes deformed and metamorphosed, that were partially removed in the later stages of arc development predominate. They are associated and mixed with schists, gneisses with different migmatization degrees. More mafic types with irregular distribution and dimensions, such as amphibolites, are also observed. In contrast, there are heterogeneous, more felsic migmatite complexes that host extensive mafic bodies regionally, but also occur around newer plutons with mega crystals locally.

2) Group 2 includes more evolved pink and gray migmatites with migmatite and nebulite structures, representing higher degrees of diorite pre-collision removal, locally containing large enclaves of gneisses and dioritic amphibolites, represented by quartz-rich rocks, from granodiorite to granite.

These first two lithological groups are characteristic of the early arc magmatism in terms of composition, structure, and evolution.

3) Group 3 contains porphyritic granodiorites and monzogranites, with feldspar megacrysts, weakly deformed. Locally, these rocks contain varying amounts of rounded or irregular diorite enclaves, with no major signs of magma interaction, representing phases of non-plutonic dikes. This association is interpreted as representing the emplacement of the granites related to the regional phase of tension during arc development. This group is significantly less abundant than the other igneous associations of the complex.

4) Group 4 represents the final phase of the magmatic arc development that is characterized by the emplacement of granitoids with high K and low Ca, predominantly monzogranitic with feldspar megacrysts. They include calcium-alkali and alkali-calcium plutons. This group represents the progressive gradual participation of the crustal material, mainly with remelting of the first two groups, suggesting the existence of several magmatic pulses in the final stages of arc development.

Ganade de Araujo *et al.* (2014) also provided data supporting the idea that the granitoids of the Tamboril-Santa Quitéria Complex represent different phases of a magmatic arc, dividing it into three main phases, as follows:

- 1) Juvenile arc magmatism (880 to 800 Ma) - This phase is basically represented by granodiorites and tonalites of the Tamboril and Lagoa Caiçara units and originates in an early subduction zone in extensional environment with great contribution of juvenile magma attributed to the consumption of the Goiás-Pharusian Ocean. This phase still accounts for the continuation of the subduction, development of extensional basins of retro-arc with magmatism associated and derived from both the arc and the continent (crustal).
- 2) Magmatism related to mature arc of the Andean type (continental-continental collision) (660 to 630 Ma) – It represents younger granitoids of the Santa Quitéria and Boi units, and a set of gneiss granitoids from the Lagoa Caiçara unit. At this stage, the magmatism sources are both mantelic and crustal, with characteristics of a more mature stage related to the continental collision environment.
- 3) Reworking of arc rocks in the event of crustal anatexis (620 to 610 Ma) - This phase is basically represented by granitic neosome, grouped in the Tamboril unit, resulting from the refusion of the surrounding protolith, mainly intermediate composition orthogneisses of the Lagoa Caicara and Santa Quiteria units and small portions of metasedimentary rocks of the Ceará Complex. The neosome isotopic composition reflects an early source of crustal components. This phase represents the end of the collision with two subductions of the continental crust to the west and east of the Santa Quitéria Arc (back-arc basin).

#### **b) Post-orogenic granitoids**

A wide range of granite plutons is distributed along and near the main axis of the Sobral-Pedro II Lineament, with no ductile and deformational effects in the Vulcano-sedimentary succession of the Ubajara and Jaibaras groups, as well as in basement gneisses, which were grouped in the Meruoca Intrusive Suite by Gorayeb *et al.* (1988 and 2014).

The Meruoca Suite as defined by Gorayeb *et al.* (1988), consists of the Meruoca, Mucambo, Serra do Barriga, Anil and Pajé granitic plutons, the Aroeiras dikes, and other smaller bodies located in the vicinity of the Jaibaras Graben in the northwestern Borborema Province.

The plutons are intrusive in metasedimentary and volcanic rocks of the Ubajara and Jaibaras groups, and in the gneissic basement sequences, developing in the large bodies, and

expressive aureole of contact metamorphism that reached maximum conditions of the pyroxene-hornfels facies (Gorayeb *et al.*, 1988).

#### 4.4 GEOLOGY OF THE AREA

The Chaval Granite, the main objective of this work, is located in the northwestern edge of the Borborema Province, in the Northwest Ceará Shear Belt (Abreu *et al.*, 1988, Gorayeb & Lima 2014). The oldest unit comprises Paleoproterozoic orthogneisses (Granja Complex) and Neoproterozoic supracrustal rocks (Martinópolis Group), sedimentary rocks of the Parnaíba Basin and recent coastal sedimentary cover (Figure 9).

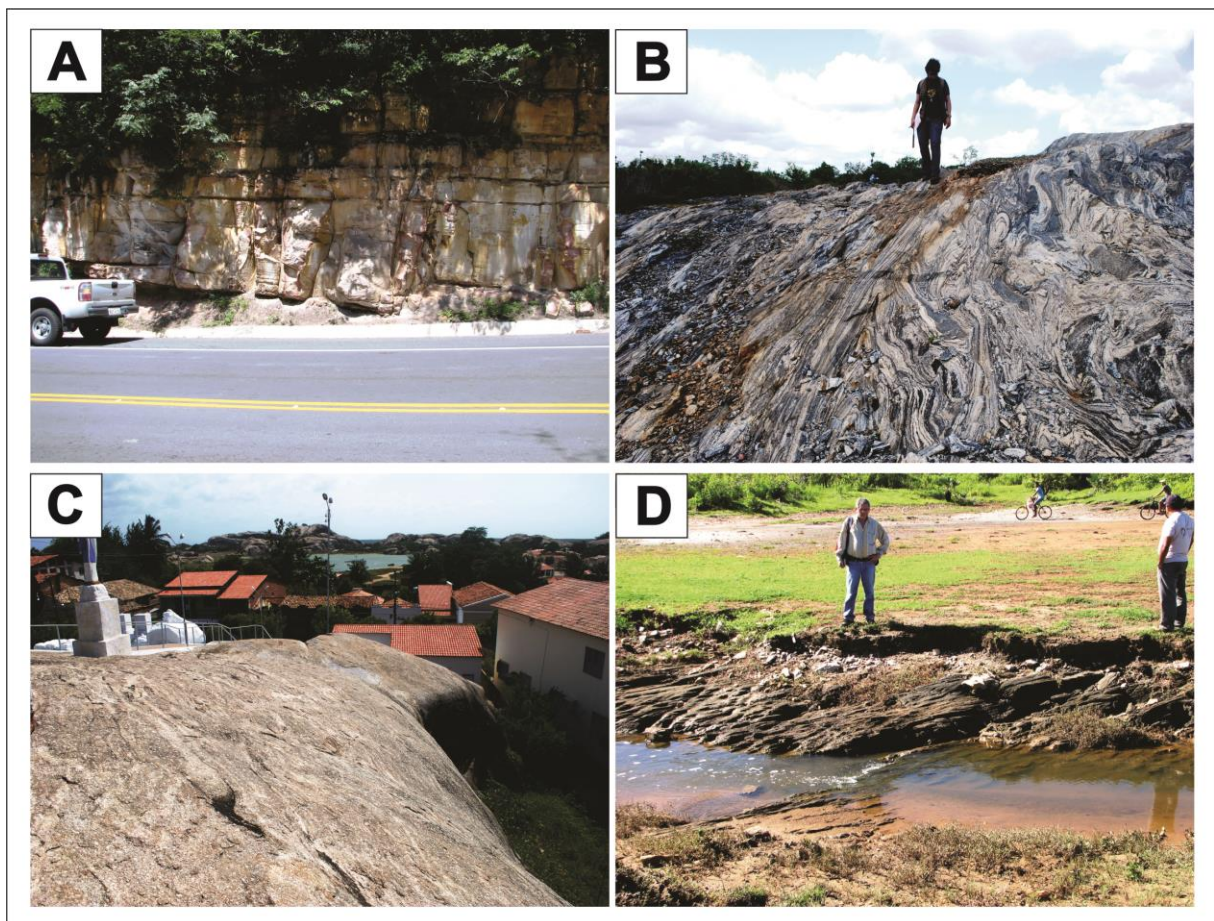


Figure 8 - General aspects of the geological units of the Chaval region: A) Stratified sandstones of the Serra Grande Group exposed in a section on BR-343; B) Large slabs of orthogneisses migmatized and folded with amphibolite enclaves of the Granja Complex; C) Outcrops of the Chaval Granite exposed in the form of a large bulging mass in the center of the of Chaval city; D) Garnet-biotite shale from the Martinopole Group on the eastern flank of the Chaval Granite.

The Granja Complex, the oldest unit in the region, has been dated by Fetter *et al.* (2000) at 2.35 Ga (Siderian) and consists of extensive areas of tonalitic and granodioritic orthogneisses, partially migmatized, paragneisses bands with garnet, biotite and sillimanite, mafic granulite, enderbite and rare charnockite, together with quartzite, banded ferriferous rocks and amphibolites (Figure 8B).

The Martinópolis Group consists of supracrustal Neoproterozoic sequences that include mica-schist varied with muscovite, biotite, garnet, staurolite, kyanite and/or sillimanite, quartzite with muscovite and/or sillimanite, aluminous paragneisses, calc-silicate rocks, marbles, amphibolite, ferruginous, manganese or graphite schists, and felsic metavolcanic (Abreu *et al.*, 1989, Santos & Hackspacher 1992, Santos *et al.*, 2008). The U-Pb dating in metarhyolite zircon showed age of  $777 \pm 11$  Ma (Fetter *et al.*, 2003, Araujo *et al.*, 2012).

An alkaline pluton, the Nepheline Sienite Brejinho (Gorayeb *et al.*, 2011) is a small body located southwest of the studied area, showing intrusive relationships in orthogneisses of the Granja Complex and sectioning the Santa Rosa Shear Zone. Rb-Sr dates in total rock indicate age of  $554 \pm 11$  Ma (Gorayeb *et al.*, 2011). This small pluton is considered an important representative of post-tectonic magmatic phases related to the extensional tectonics of the end of the Neoproterozoic that emplaced the Jaibaras Graben system. In addition, the Meruoca Intrusive Suite (Gorayeb *et al.*, 2010) represents the magmatic phase of the beginning of the Paleozoic, with the following ages: Meruoca Granite -  $523 \pm 9$  Ma (Archanjo *et al.*, 2009); Mucambo granite -  $542 \pm 6$  Ma, U-Pb zircon (Fetter 1999); Aroeiras dikes associated with the Meruoca Granite -  $523 \pm 20$  Ma (Teixeira *et al.*, 2010) and Serra da Bariga (Mattos 2005).

In the southwestern part of the area, Paleozoic sedimentary rocks of the Serra Grande Group, consisting of thick sub-horizontal layers of sandstones representing the basal unit of the Parnaíba Basin, are placed on non-conformities on the units described above (Figure 9A).

Finally, the north and northwest portion of the area is dominated by sediments from different recent coastal environments, such as wind, alluvial, and mangrove deposits, which cover much of the Chaval Granite.

#### **4.5 THE CHAVAL GRANITE**

Initially named “Chaval-type Granitoids” in the Jaibaras Project (CPRM) by Costa *et al.* (1979), the Chaval Granite defines a batholith of approximately 2000 km<sup>2</sup> that outcrops near the Atlantic coast between Piauí and Ceará, having as referential the cities of Bom

Principio-PI and Chaval-CE (Figure 6). Furthermore, a large part of the body is covered by sedimentary rocks of the Parnaíba Basin, to the southeast, and by Cenozoic sedimentary deposits in the northern portion, closer to the coastal region. However, they exhibit large exposures along the larger drainage and numerous bulging hills with low topographic expression.

On the eastern side of the study area, the granitoid presents an intrusive relationship with the orthogneisses of the Granja Complex, as well as the schists and quartzite of the Martinópolis Group, which are difficult to recognize due to the deformation imposed by the Santa Rosa Shear Zone (SRSZ), demarcating a tectonic contact.

The petrographic analysis shows that the Chaval Granite is homogeneous from the mineralogical point of view, containing alkali-feldspar mega crystals and a matrix composed mainly of alkali-feldspar, plagioclase, quartz, and biotite representing the essential mineral composition and accessory zircon, apatite, titanite, allanite and opaque minerals.

The textural/structural aspects are magmatic and tectonic, presenting a great variety of features throughout the body. This textural variation is directly associated to the implantation of the tectonic fabric, reflecting the SRSZ placement, with dextral kinematics according to Gorayeb & Lima (2014). The plutonic-type textures are located in the central portion to the west of the body. On the opposite side, from the central portion to the east, the records are typical of shear deformation with progressive transformations, with greater deformation intensity towards the SRSZ.

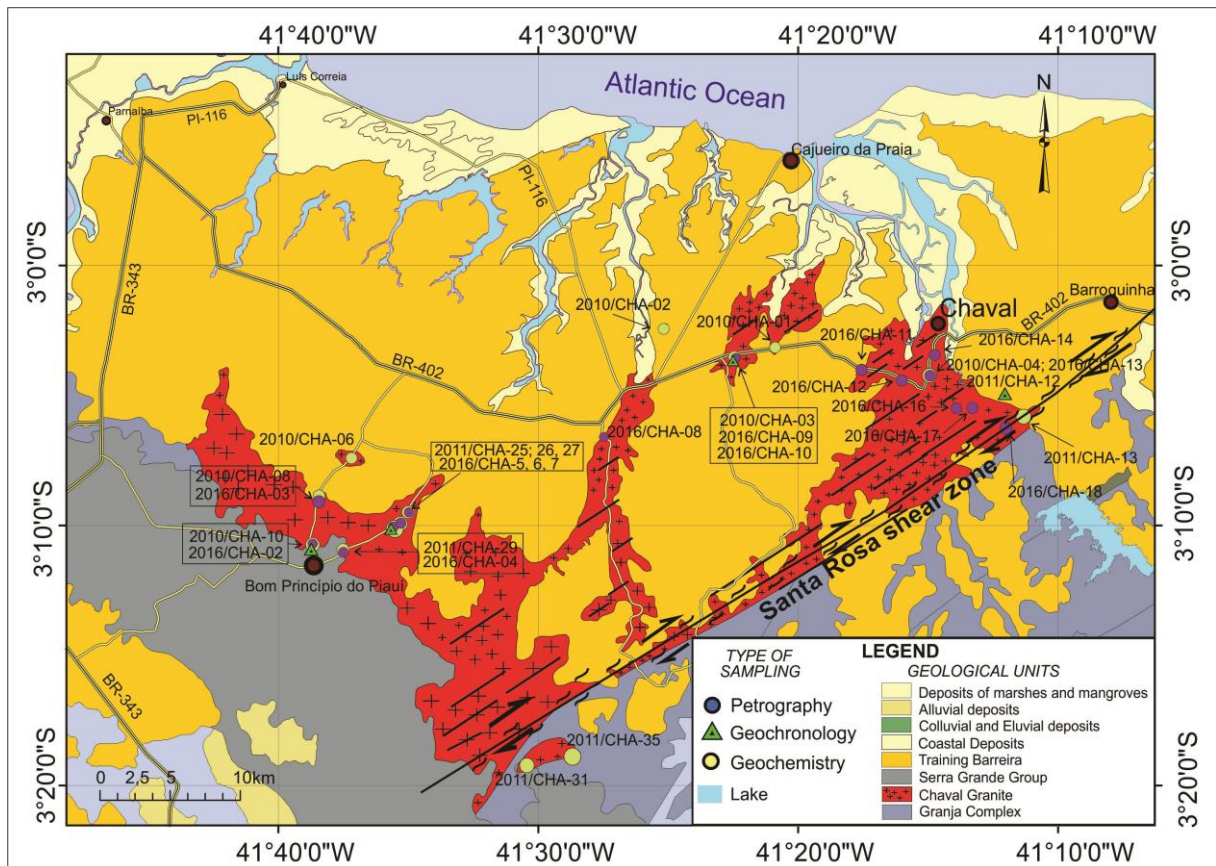


Figure 9 - Geological and logistic map of the Chaval region, composed of the main geological units of the region and sampling used in this work. (Extracted from the CPRM and IBGE database).

### a) Porphyritic granites

The first petrographic group observed in the western portion is represented by rocks with little or no record of ductile deformation, classified as Structural Domain A, with a typically igneous fabric by Gorayeb & Lima (2014). It has a porphyritic texture, composed of megacrysts of alkali-feldspar, measuring between 1 and 12 cm, with magmatic zoning, in a coarse grain size phaneritic matrix. The granites are leucocratic, equigranular (in their matrix), with mineral association consisting of plagioclase, alkali-feldspar, and quartz in varying amounts, followed by biotite, as well as allanite, titanite, zircon, apatite and opaque minerals as accessory phases. The most striking structures are those of magmatic origin, such as tabular foliation of magmatic flow, represented by the preferential alignment of microcline megacrysts (Figure 10A); accumulation of megacrysts, resulting from the mobility and concentration of the residual magma, related to the appearance of lower density early crystals associated with convective movements in the magma chamber, including in conduits resulting from the pressure filtering process in the granitic magma (Figure 10A).



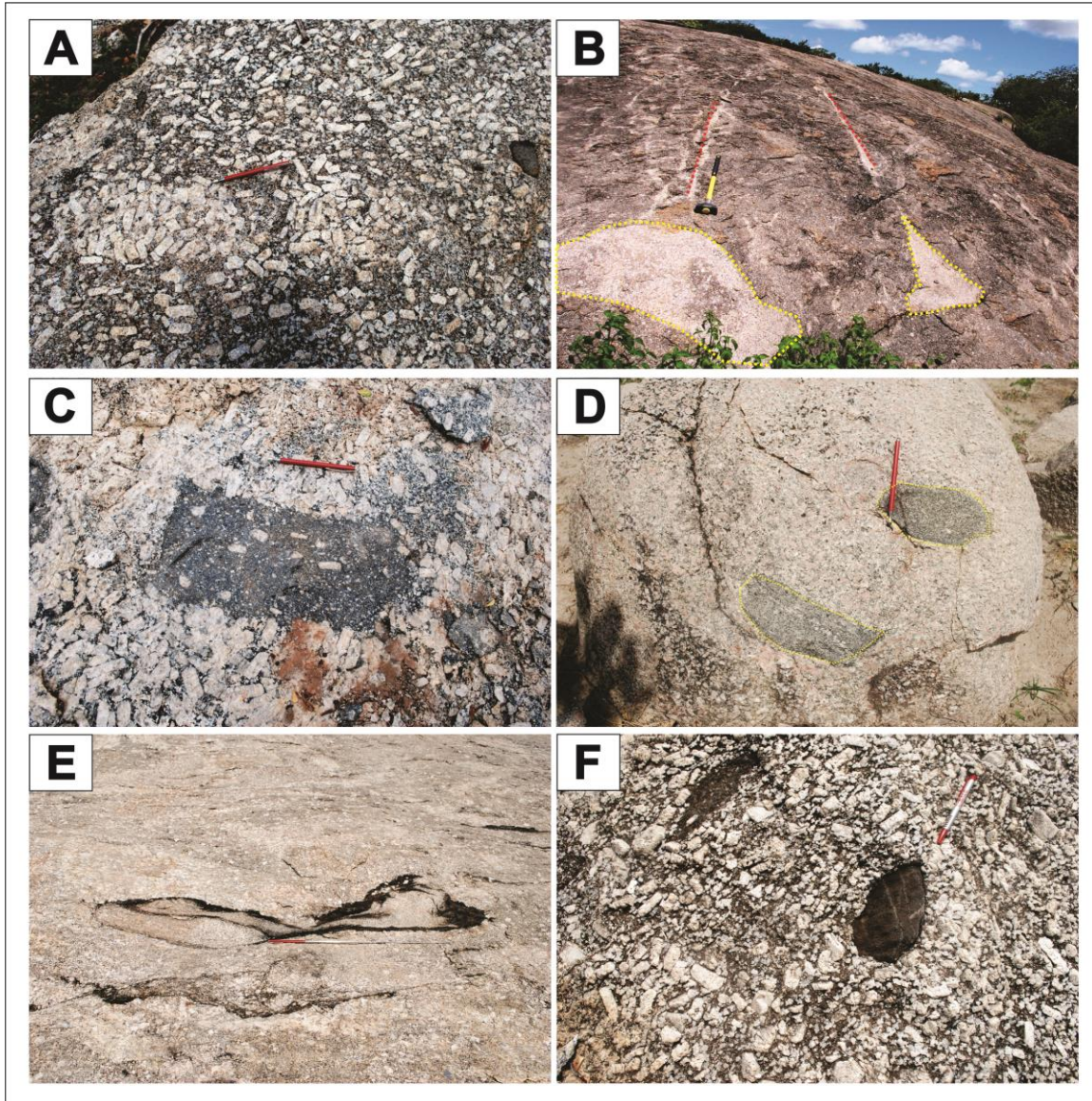


Figure 10 - Main features found in the portion of the preserved domain of the Chaval Granite A) View of the porphyritic texture with high percentage of megacrysts, of the microcline type, sometimes oriented according to a magmatic flow, in addition to portions that have megafenocrysts concentrates; B) Small leucogranite country rock in the porphyritic granite in the form of inverted funnel and laccolith with conduits in the upper part; C) Small enclaves of irregular shape with phenocrysts aligned in the middle of megafenocrysts concentrates; D) Small oval enclaves containing oriented xenocrysts denoting magmatic flow; E) Schlierem-type enclaves (biotite concentrates), possibly resting rock rests; F) Small igneous enclaves of fine granulation, oval shape and intermediate composition, with concentrations of mafic minerals at the edges.

Small intrusive bodies, pegmatitic and aplitic veins and dikes, rich in alkali-feldspar and hololeucocratic quartz are observed sectioning the main rocks. They sometimes present small laccoliths or "inverted funnel" forms, which represent the most evolved phases of the evolutionary magmatic process of the Chaval Granite (Figure 10B).

Oval enclaves with aligned phenocrysts denoting flow and concentration of mafic minerals (Figure 10D), some of fine granulation, intermediate composition, and irregular

forms, containing phenocrysts on the border and inside the enclave (xenocrysts) (Figure 10C) are observed as well. Enclaves dioritic probably resulted from the interaction between two magmas of extreme compositions (basaltic and granitic) as recorded in some portions (Figure 10F). Other represent biotite-rich schlieren, generally oriented according to the flow structure (Figure 10E). Its origin can be related to concentrations of mineral residues resistant to the fusion that were transported from rocks in the source areas of the granitic or embedding magma.

#### **b) Deformed granites**

The second petrographic group is represented by deformed rocks related to the SRSZ placement, defined by Gorayeb & Lima (2014) as Structural Domain B, which is characterized by a gradually varying tectonic pattern and deformation that intensifies from west to east, overlapping the original igneous fabric (Figures 11A and B). In this domain, a rich collection of structures related to the shear deformation is observed, being possible to differentiate two subgroups, according to deformation intensity.

The first subgroup (B1) is represented by partially deformed rocks characterizing the beginning of the mylonitic deformation, affecting especially quartz crystals of the matrix. The microcline megacrysts are not significantly modified, maintaining the euhedral shapes (Figure 11C). On the other hand, comminution modifying the coarse granulation to an average comminuted matrix is already observed. This process developed a spaced foliation defined by the stretching and preferential orientation of quartz crystals and biotite lamellae, characterizing the brittle-ductile deformation (Figure 11A). With these modifications, the rocks are classified as protomylonites based on the mylonite classifications of Bell & Etheridge (1973) and Sibson (1977).

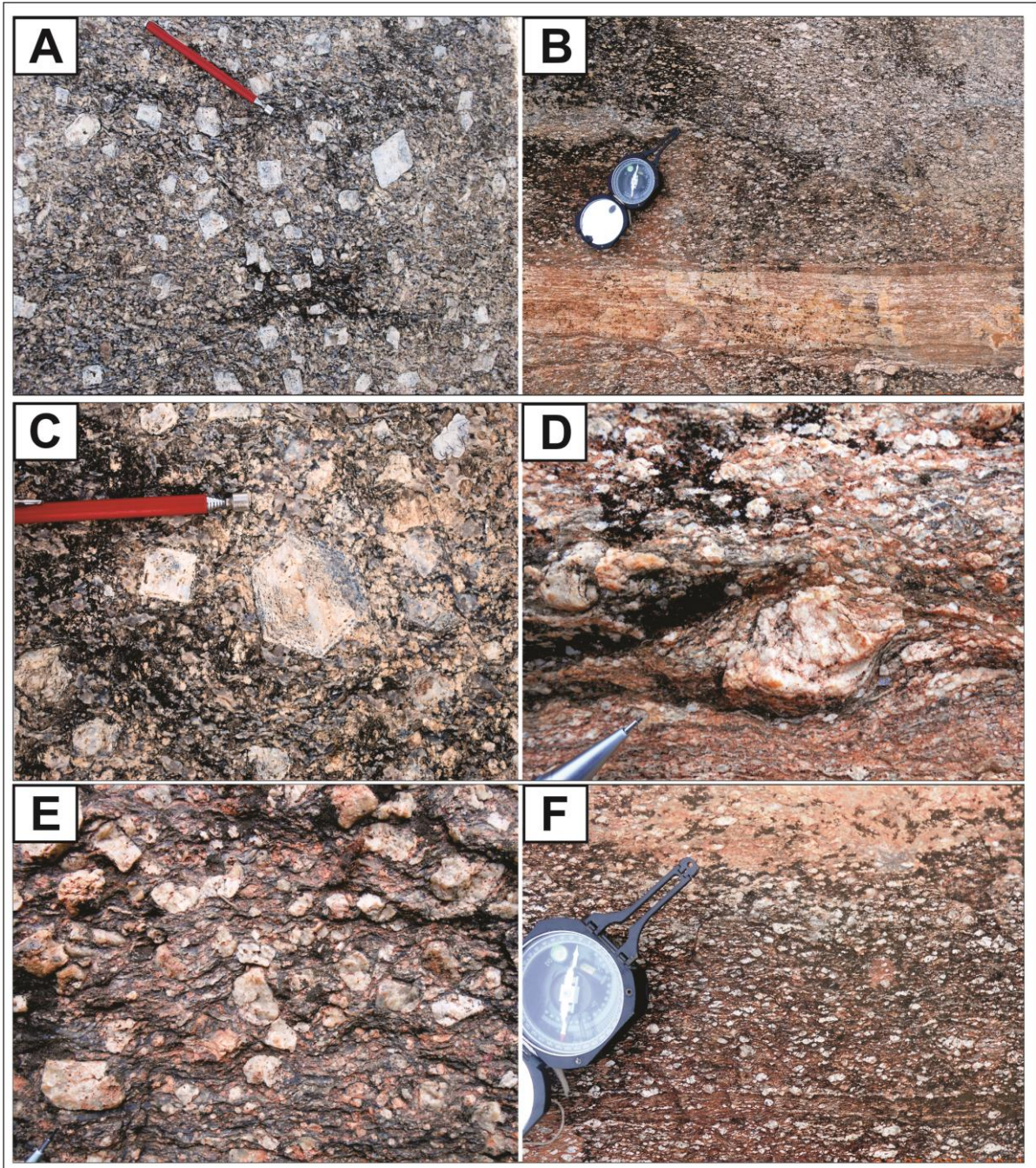


Figure 11 - Principal structural features found in the deformed domain. A) Partially deformed (B1) subgroup rocks with euhedral phenocrysts, immersed in a deformed matrix of medium granulation; B) Milonitic subgroup rock (B2), with strong milonite texture, and strong orientation of the feldspar porphyroclasts in fine comminuted matrix with transposition of milonitized pegmatitic veins oriented internal structure; C) Highlighted to the euhedral phenocrysts of zoned microcline, supported by matrix with deformed and oriented crystals of Subgroup B1; D) Porphyroclasts in the form of sigma immersed in a milonitic matrix extremely comminuted, in rocks of the subgroup B2; E) S-C foliation pairs and irregular and rotated porphyroclasts, with partially comminuted edges, in rocks of subgroup B1; F) Fine milonite with extremely comminuted and oriented crystals, with fine granulation and small pegmatitic veins.

In the rocks of the subgroup (B2) the igneous textures appeared altered, showing the higher intensity of the shear processes, with typical mylonitic features, as indicated by Paschier & Trouw (1996).

They include strong transposition, formation of tectonic banding, strong mineral stretching, dynamic recrystallization and striking mylonitic anastomosed foliation. Microcline porphyroclasts (originally phenocrysts) are present as stretched almond-shape, sometimes acquiring a sigmoidal shape, immersed in the mylonite matrix represented by ribbon quartz crystals and strongly oriented biotite lamellae and fine quartz-feldspathic aggregates (Figure 11D). The occurrence of S-C fabric is common (Figure 11E). In this case, the fine or medium rocks are a product of intense comminution and dynamic recrystallization.

Regarding the Chaval Granite age, several works in the literature date it between 507 and 603 Ma, maintaining the interval and lack of accuracy concerning its age. Some studies indicate ages of  $512 \pm 15$  Ma (K-Ar in biotite, Almeida *et al.*, 1968);  $507 \pm 29$  Ma (Rb-Sr in total rock, Nogueira Neto *et al.*, 1990); and,  $591 \pm 10$  Ma (U-Pb in monazite, Fetter 1999). Older ages of  $630 \pm 19$  Ma and  $633 \pm 3$  Ma were also reported by Lima (1997) and Nogueira *et al.* (2013), respectively, using the evaporation method of Pb in zircon.

#### 4.6. PETROGRAPHY

The petrographic analysis of 16 samples representing the facies variations of the Chaval Granite was performed using conventional optical microscopy, for mineralogical characterization and quantification, and textural/microstructural analysis. Modal mineralogical analysis was performed using SWIFT Automatic Point Counter from the Petrology Laboratory of the PPGG/IG/UFGA (LAPETRO), with 1500 counts according to sample grain variation. The petrographic classification was based on Streckeisen (1976), Le Maitre *et al.* (2002), Fetter & Desmons (2008) and Paschier & Trouw (1996), and the modal results were plotted as Q-A-P and Q (A + P) -M' diagrams (Table 1, Figure 13).

The results were very similar to those described previously by Gorayeb & Lima (2014). The analyzed samples were widely distributed in the outcropping areas of the granitic body (Figure 12). Despite its batholithic dimensions, it presents a relatively homogeneous mineralogy but with significant textural/microstructural variation that changes from a typically magmatic to a mylonitic structures, reflecting the Santa Rosa Shear Zone (SRSZ) emplacement at the eastern interface of the pluton with the gneiss and schists encasing (Figure 9).

According to Gorayeb & Lima (2014), the Chaval Granite has two main petrographic groups, with very distinct characteristics, mainly from the structural point of view. The first group comprises typically plutonic rocks with preserved magmatic features, represented by porphyritic granites occupying the central and western portions of the body. The second group consists of mylonite meta-granites with striking records of shear deformation and gradually varying intensity, distributed in the central and eastern portions of the body, and resulted from the Santa Rosa Transcurrent Shear Zone placement (Figure 12).

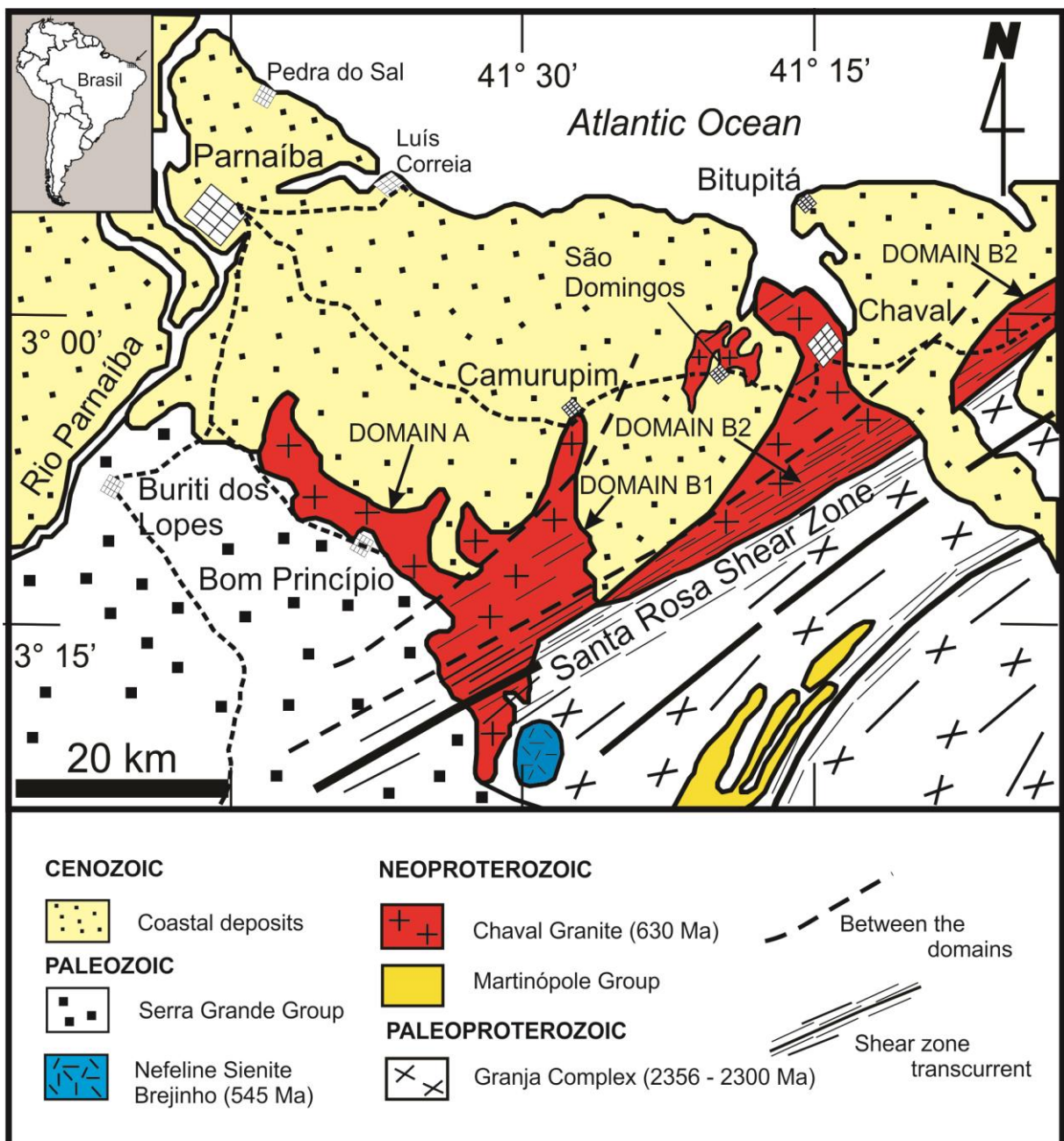


Figure 12 - Schematic map delineated the main structural domains of the Chaval Granite (Gorayeb & Lima 2014)

Based on the petrographic parameters of the field, where a significant textural variation was observed, three lithological groups were identified:

i) The first group comprises rocks of the western portion of the body with preserved magmatic characteristics. They are porphyritic granites, with immense alkali-feldspar megacrysts in coarse grain size matrix with insignificant deformation records, composed basically of plagioclase, quartz, microcline, biotite, and titanite, as well as apatite, zircon, allanite and opaque minerals as accessory phases (Figure 14B and Table 1).

ii) The second group is found in the transition zone between the deformation-free granites and the more deformed portion of the body in the center. These rocks (meta-granites) have a porphyritic texture, with relative preservation of phenocrysts immersed in medium grain matrix, with clear comminution and weave orientation records. Even with the evident deformation records, magmatic features are still identified as protomylonites. The essential mineral association consists of plagioclase, quartz, microcline, biotite, and titanite, as well as zircon, apatite and opaque minerals as accessory phases (Figure 15B).

(iii) The third group is located in the most deformed eastern portion of the body in the SRSZ, consisting of heavily deformed rocks, displaying alkali-feldspar porphyroclasts immersed in a finely comminuted quartz-feldspar matrix and oriented such as to characterize mylonites, identifying the same mineral phases in smaller size (Figure 16B).

In this work, the lithological groups described above are divided into two domains: the first lithological group described above is the so-called Magmatic Domain (Preserved Granite), which is represented by samples from the northwestern region, close to Buruti Lopes, Parnaíba and Bom Princípio municipalities (PI) (Figure 9). The two other lithological groups are part of the Deformed Domain, represented by rocks with different characteristics from the preserved portion, which while maintaining the porphyroid aspect, show gradually increasing deformation from west to east, in the eastern portion of the granitoid, with representative outcrops in the city of Chaval and surrounding areas (Figure 9).

#### **a) Magmatic Domain (Preserved Granite)**

The samples from this domain have original magmatic/plutonic characteristics, exposing the peculiar porphyritic texture, highlighting microcline megacrysts ranging in size from 0.5 to 12 cm immersed in a coarse phaneritic matrix. They are predominantly leucocratic rocks, colored light gray with pink hues.

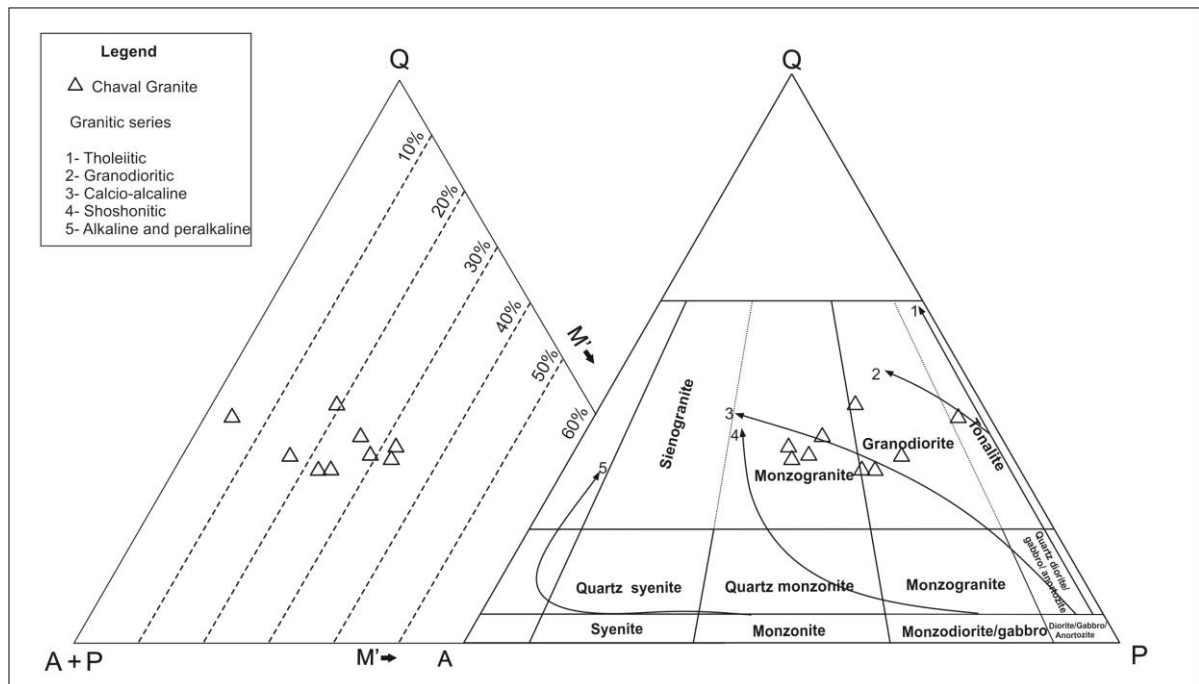


Figure 13 - QAP and Q (A + P) M' diagrams from Streckeisen (1976) and Le Maitre *et al.* (2002) with the modal composition of the samples representing the magmatic (or preserved) domain and showing trends in the composition of the Lameyre & Bowden (1982) granite series.

The modal analysis data shown in Table 1 reveal a significant mineralogical variation in the Chaval Granite samples. Indeed, the diagrams of figure 13 confirm the data while indicating predominantly monzogranitic and granodioritic compositions with tonal variations.

The microscopic observation shows that the euhedral megacrysts are mostly microcline, seldom plagioclase, displaying Carlsbad twinning typical plaiting and perthitic intergrowth, usually zoned concentrically. The megacrysts are supported by a coarser matrix with a hypidiomorphic granular texture, consisting predominantly of well-developed crystals of plagioclase, microcline, quartz, and biotite. The few deformation records appear as only weak to moderate undulating extinction of quartz and discrete orientation (of quartz and biotite). The rock also presents crystals of titanite, apatite, zircon, allanite and opaque minerals, as accessory phases (Figure 14).

Table 1 - Modal composition of the rocks of the preserved domain of the Chaval Granite.

	Monzogranite				Granodiorite				Tonalite	
	2016/CH A-02	2016/CHA -07	2016/CHA -09	2016/CHA -10	2016/CHA -03	2016/CHA -05	2016/CHA -06	2016/CHA -08	2016/CHA -04	
Quartz	24.8	29.8	27.9	29.8	29	27.3	28.2	25.3	26.8	
Plagioclase	23.3	31.3	30.5	30.2	26.7	42.5	42.1	38.8	37.1	
Microcline	23.2	30.2	25.1	21.2	13.4	20.1	22.4	12.9	2.8	
Biotite	25.5	7.4	15.9	16.9	26.1	8.3	6.1	20.8	28.9	
Titanite	1.7	0.4	0.3	0.4	2.8	0.6	0.6	1.6	3.7	
Zircon	0.5	0.2	0.1	0.5	0.6	0.4	0.2	0.2	0.3	
Apatite	0.5	0.3	0.1	0.5	0.7	0.4	0.2	0.2	0.2	
Opaque Minerals	0.5	0.4	0.1	0.5	0.7	0.4	0.2	0.2	0.2	
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
Felsic	70.7	91.8	83.7	82.2	70.4	90.7	93.1	77.4	67.2	
Mafic (M)	30.3	8.7	16.5	18.8	30.9	10.1	7.3	23	33.3	
Transformed to 100%	Q+A	34.86	32.64	33.41	36.70	41.97	30.37	30.42	32.86	40.18
	P	32.71	34.28	36.53	37.19	38.64	47.27	45.42	50.39	55.62
	M'	32.42	33.08	30.06	26.11	19.39	22.36	24.16	16.75	4.20
	Q	34.86	32.64	33.41	36.70	41.97	30.37	30.42	32.86	40.18
	P	32.71	34.28	36.53	37.19	38.64	47.27	45.42	50.39	55.62
	A	32.42	33.08	30.06	26.11	19.39	22.36	24.16	16.75	4.20



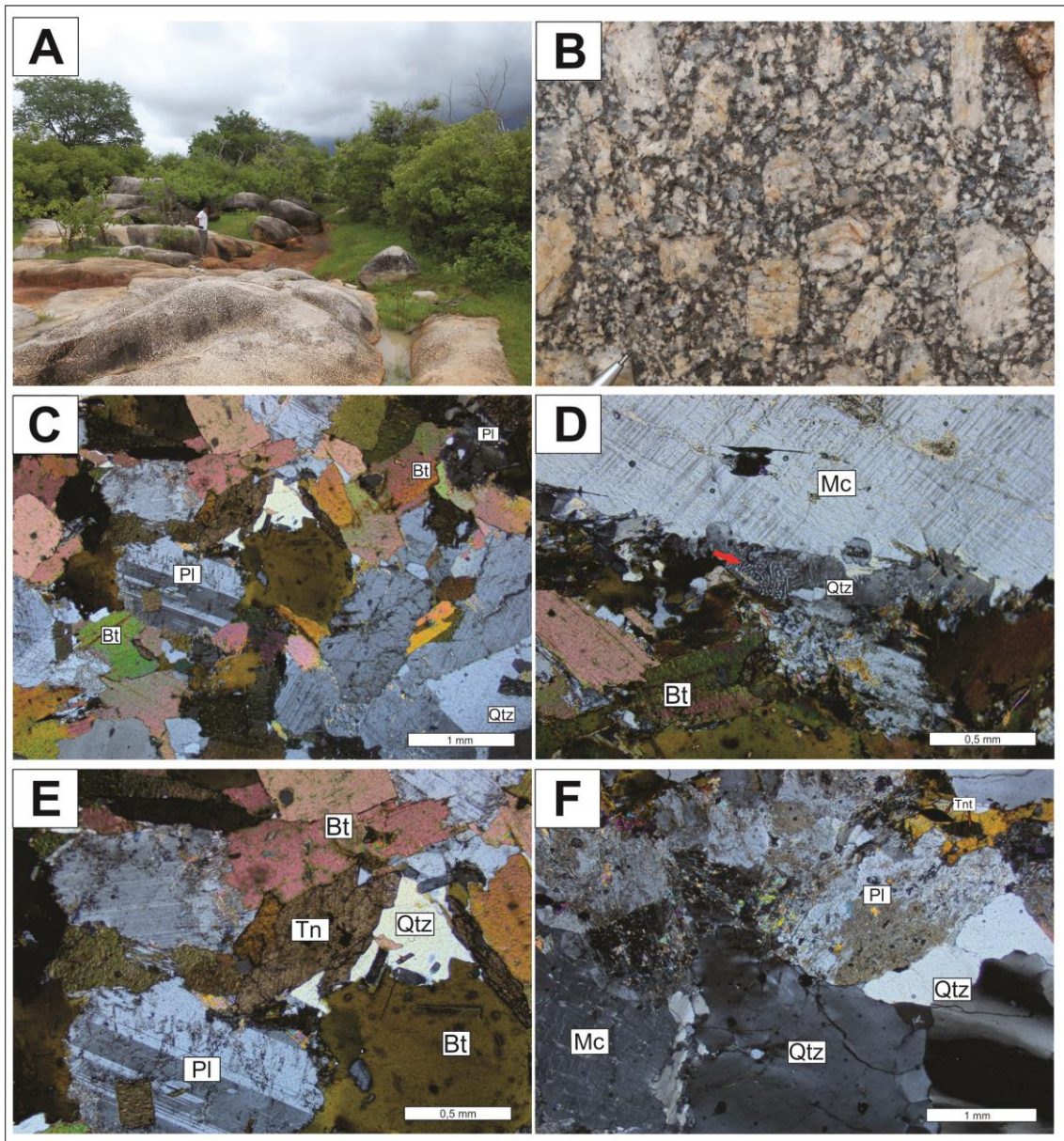


Figure 14 - General and petrographic aspects of the Magmatic Domain of the Chaval Granite: A) Outcrop in the form of large slabs with bulging morphology; B) Euhedral alkali-feldspar megacrysts in a phaneritic matrix composed of quartz, plagioclase, microcline and biotite crystals, aligned according to the magmatic flow; C) Granular texture with coarse granulation, represented by crystals of plagioclase, quartz, microcline, biotite and titanite; D) Part of the megacryst of microcline in granular hypidiomorphic grains, and localized myrmecolite intergrowth; E) Highlight a crystal of eurythral titanite associated with plagioclase and quartz, and inclusions of apatite and zircon in biotite; F) Highlight for quartz crystals with strong undulating extinction that show evidence of deformation.

### b) Deformed Domain

According to Sibson (1977) classification of mylonitic rocks, this progressive deformation along the SRSZ served as a parameter to subdivide this domain and classify them as protomylonite and mylonite, as described below.

### **Protomylonite Granite**

The 2016/CHA-11, 2016/CHA-12, 2016/CHA-13 and 2016/CHA-14 samples (Figure 9) are representative of protomylonitic granite, exhibiting evidence of deformation, but preserving the original magmatic (plutonic) features.

These types have a porphyroclastic texture, with remnants of the original alkali-feldspar megacrysts, partially preserving the euhedral shape (Figure 15B), with slight signs of brittle deformation, such as ruptures, cracks, rotations, slight imbibition, comminution of crystal edges, twists, undulating extinction, and microfractures. The matrix, which supports the porphyroclasts, exhibits deformation features, especially in the stretched quartz crystals that have a discrete foliation surrounding the porphyroclasts, defined by the preferential orientation of quartz and biotite. The originally coarse grain size is comminuted to medium (Passhier & Trouw 2006).

In turn, the matrix fabric reflects the influence of the deformational processes in this domain. In this case, there are portions with a polygonal granoblastic texture, with medium or coarse granular aggregates of quartz, alkali-feldspar, and plagioclase, accompanied by spaced foliation (millimeter to centimeter), defined mainly by the orientation and stretching of biotite crystals.

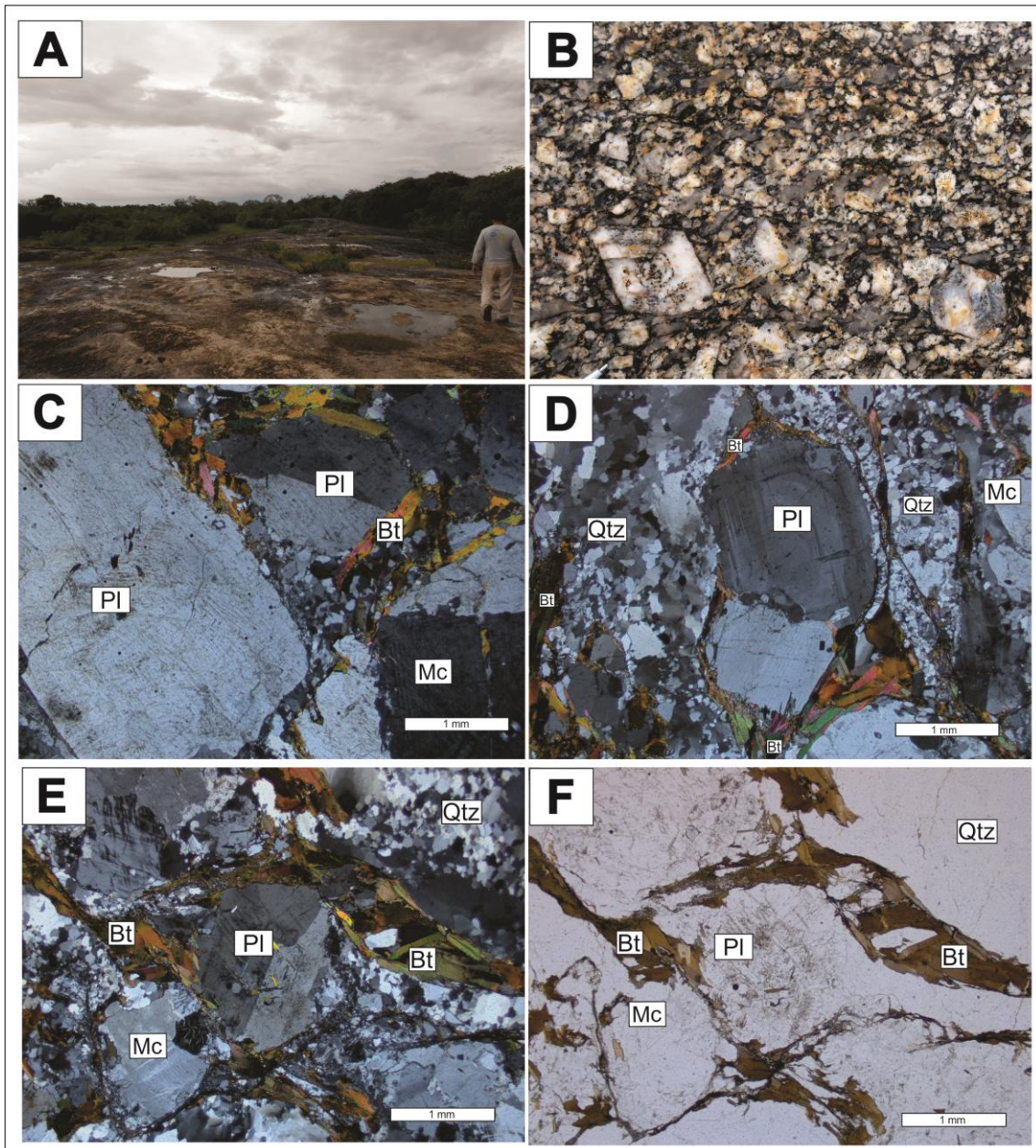


Figure 15 - Representative Images of the deformed domain (protomylonite granite): A) Large elongated outcrop of the Chaval Granite located along the BR-343; B) Trace exhibiting centimetric phenocrysts, slightly deformed, still preserving euhedral form and zoning, magmatic, but with deformation in the crystals of the matrix with stretching and orientation, mainly in crystals of quartz and biotite, and incipient foliation; C) Partially preserved magmatic texture, in the middle of the matrix comminuted with oriented quartz and biotite; D) Porphyroclasts of pericyclic and plagioclase microcline with comminuted edges, with partially preserved nucleus in deformed matrix, exhibiting granoblastic texture. Note oriented and contorted biotite crystals, surrounding the porphyroclasts; E) Detail of a porphyroclast of plagioclase with rupture, rotated in milonitic matrix; F) Same D image under natural light.

### Mylonitic Granite

The 2016/CHA-16, 2016/CHA-17 and 2016/CHA-18 samples (Figure 9) represent the most transformed granite of the deformed domain. The original magmatic lattice of the granite in this domain appears extremely altered, predominating deformational structures with

rare remnants of the original plutonic rock in the porphyroclasts. Thus, the mylonitic texture is striking, exhibiting almond-shaped microcline and plagioclase porphyroclasts involved in the fine matrix. Commonly, the porphyroclasts edges are surrounded by recrystallized quartz-feldspar granular aggregates (core and mantle texture) resulting from the comminution, with the micro-fractured and sheared nuclei accompanied by displacements and rotations. Sustaining the porphyroclasts, there is the extremely deformed matrix with fine or medium granulation, presenting polygonal granoblastic texture with anastomosed foliation defined mainly by the orientation of quartz and biotite crystals that surround the microcline porphyroclasts.

#### 4.7. GEOCHEMISTRY

The analytical results of the geochemical studies performed on 13 samples are shown in Table 2.

The major, minor and trace elements were determined by ICP-ES (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometry) analysis performed in the laboratories of ACME-Analytical Laboratories Ltd in Vancouver, Canada. The samples were opened with lithium metaborate/tetraborate and the SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(total), MgO, CaO, MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> contents were determined using the following detection limits: SiO<sub>2</sub> = 0.02%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.03%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 0.04% and K<sub>2</sub>O, CaO, MgO, Na<sub>2</sub>O, MnO, TiO<sub>2</sub> and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.01%.

The trace elements (Rb, Sr, Ba, Ga, Y, Zr, Nb, U, Th, Cr, Ni, V), including rare earths (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb and Lu), were also determined using the following detection limits: Cs, Sn, Cu and Ni = 1 ppm; Ba, Ga, Hf, Nb, Rb, Sr, V, Zr, La, Ce, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Co and Zn = 0.5 ppm; Nd = 0.4 ppm; Hg, Ta, Th, Ti, U, W, Y, Sm, Lu, Bi, Cd and Sb = 0.1 ppm; Pr and Pb = 0.02 ppm.

Generally, the samples presented total values close to 100%, indicating low fire loss values and good analytical quality. To calculate the parameters and use in the geochemical diagrams, the concentrations of the major elements were recalculated using the conversion factor for volatile correction, according to procedures by Rollinson (1993), Wilson (1989) and Gill (2014).

The discriminant diagrams of element variation and correlation with the obtained geochemical data was performed using the GCDKit 3.0 software. The purpose was to define the nature of the magmatism and the tectonic environment of body emplacement, providing knowledge on the processes that influenced the Chaval Granite formation.

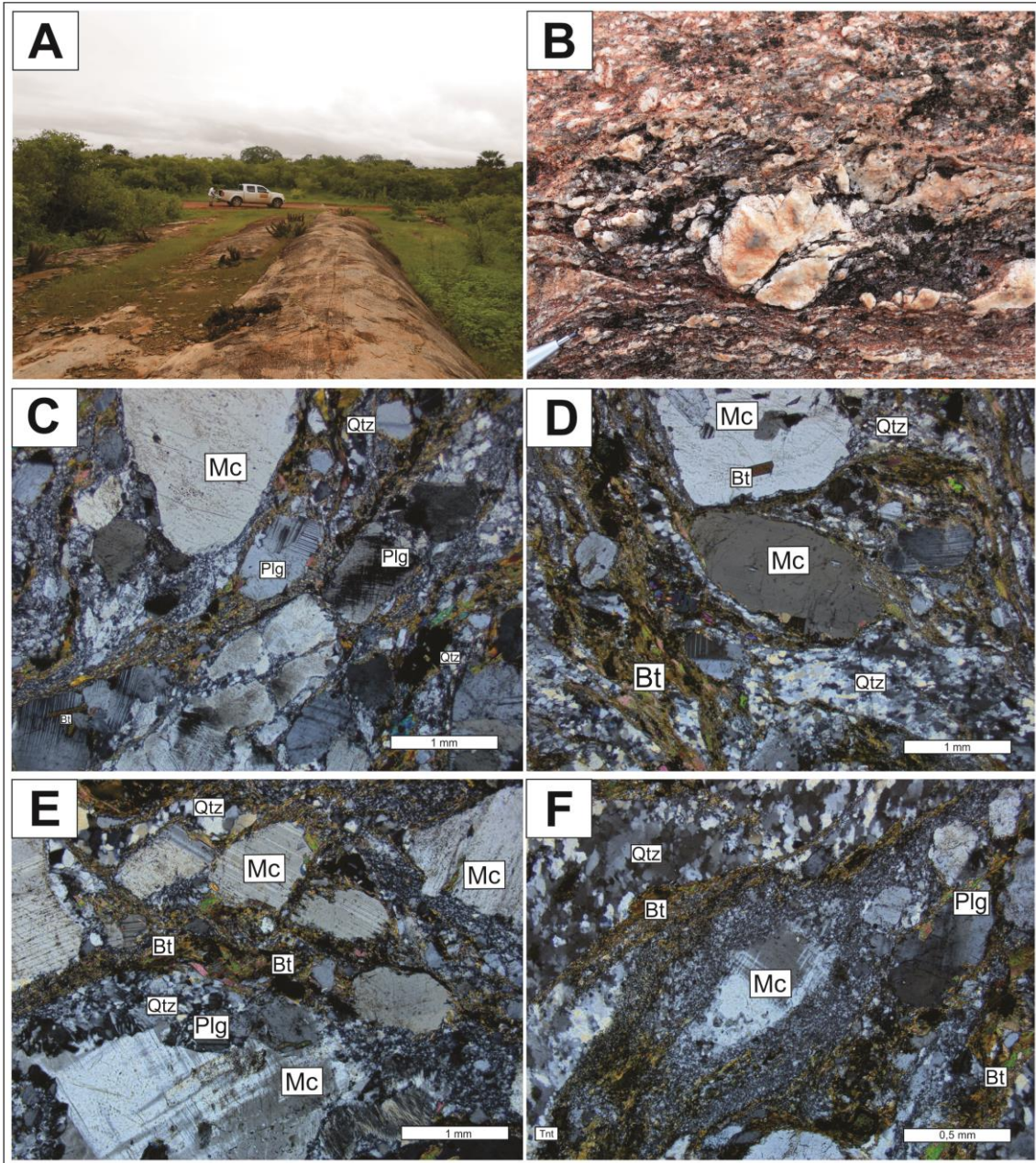


Figure 16 - General features of milonitic granites: A) Outcrops in the form of large elongated slabs characteristic of milonitic zones; B) Porphyroclate of ammoniated alkyl-feldspar, sigma type, immersed in strongly comminuted and oriented milonite matrix; C) Microcline and plagioclase porphyroclasts with comminuted and recrystallized edges, and core ruptured by microcracks in a recrystallized matrix, with a polygonal granoblastic arrangement; D) Porphyroclaste microcline peritite and stretched, immersed in a milonitic matrix, represented by aligned and oriented thin biotite crystals (marking the orientation); E) Porphyroclaste with comminuted edges, broken and rotated, with part of the preserved maclamento, immersed in an oriented granoblastic matrix; F) Porphyroclaste almonds strongly comminuted and recrystallized at the edges and with small nucleus preserved.

Table 2 - Geochemical analyzes of major, minor (weight %) and traces elements (ppm) of Chaval Granite.

SAMPLE	Protomilonitic Granite				Biotita Monzogranite	
	2010/CHA-01	2010/CHA-02	2010/CHA-03	2010/CHA-04	2010/CHA-10	2011/CHA-25
SiO <sub>2</sub>	70.78	70.66	68.14	70.32	64.99	69.57
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.33	0.43	0.31	0.66	0.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	14.66	15.28	15.02	14.60	14.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.79	2.91	4.02	2.96	4.61	2.98
MgO	1.02	1.07	1.41	1.03	2.54	0.96
CaO	1.88	1.85	1.95	1.87	3.24	2.26
MnO	0.06	0.06	0.07	0.06	0.08	0.04
Na <sub>2</sub> O	4.12	4.07	3.85	4.21	2.61	3.42
K <sub>2</sub> O	3.30	3.48	3.65	3.48	5.05	4.36
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.06	0.08	0.07	0.22	0.12
LOI	0.8	0.6	0.8	0.4	1.1	0.9
TOTAL	99.78	99.16	99.69	99.74	99.71	99.73
Ba	808.0	902.0	1422.0	862.0	1141.0	1033.0
Rb	94.2	90.9	91.5	93.8	224.2	130.7
Sr	880.7	897.2	974.6	889.3	353.2	560.9
Zr	93.0	90.8	151.1	91.9	209.8	181.0
Nb	6.6	6.7	7.3	6.7	16.4	9.7
Y	20.2	14.7	21.6	20.2	30.1	14.8
Ga	18.9	19.3	17.7	18.7	18.3	17.8
Ni	20	23.0	54.0	32.0	27.0	20
Ta	0.6	0.5	0.5	0.6	1.4	1.1
Th	4.3	3.2	5.5	4.0	23.4	15.4
Cs	5.7	4.5	5.1	5.1	9.9	5.1
Zn	54.0	53.0	57.0	57.0	54.0	56.0
U	1.7	1.2	1.4	1.7	6.5	2.0
V	40.0	43.0	61.0	41.0	76.0	40.0
La	15.1	14.7	27.5	14.8	52.0	45.2
Ce	31.9	29.7	54.3	28.9	109.4	83.2
Pr	3.63	3.37	6.02	3.33	13.09	9.05
Nd	12.9	13.3	22.9	13.8	53.3	34.2
Sm	2.8	2.3	4.0	2.8	9.9	5.2
Eu	0.6	0.7	1.1	0.7	1.8	1.1
Gd	2.9	2.4	3.4	2.9	7.3	3.4
Tb	0.52	0.40	0.58	0.50	1.14	0.51
Dy	3.2	2.4	3.5	2.9	6.3	2.7
Ho	0.73	0.47	0.79	0.67	1.07	0.42
Er	2.2	1.7	2.3	2.1	3.3	1.3
Tm	0.35	0.25	0.36	0.34	0.46	0.18
Yb	2.2	1.5	2.4	2.1	3.0	1.2
Lu	0.3	0.2	0.4	0.3	0.4	0.2
Σ REE	79.4	73.3	129.5	75.9	262.3	187.8
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.42	7.55	7.50	7.69	7.66	7.78
K <sup>2</sup> O/Na <sub>2</sub> O	0.80	0.86	0.95	0.83	1.93	1.27
(La/Yb)N	4.57	6.61	7.76	4.84	11.84	25.39
Eu/Eu*	0.67	0.85	0.91	0.7	0.64	0.77
(La/Sm)N	3.37	3.99	4.36	3.31	3.31	5.45
(Gd/Yb)N	0.20	0.21	0.21	0.21	0.19	0.14

Table 2 - (continuation)

SAMPLE	Biotite Granodiorite			Milonitic Granite		Tonalite	
	2010/CHA-06	2010/CHA-08	2011/CHA-27	2011/CHA-31	2011/CHA-13	2011/CHA-29	2011/CHA-35
SiO <sub>2</sub>	72.04	65.87	70.80	65.51	70.91	65.12	63.73
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.83	0.36	0.82	0.29	0.68	0.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	14.72	14.42	15.10	15.19	15.70	14.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.54	4.53	2.39	4.58	1.46	3.96	5.43
MgO	0.66	2.25	0.80	2.25	0.64	1.97	3.28
CaO	1.93	2.98	2.11	3.04	2.13	2.65	4.27
MnO	0.04	0.06	0.04	0.06	0.02	0.05	0.09
Na <sub>2</sub> O	3.59	2.86	3.55	2.97	3.80	3.04	2.52
K <sub>2</sub> O	4.48	4.51	4.37	4.50	4.49	5.46	4.19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.25	0.10	0.23	0.08	0.20	0.32
LOI	0.8	0.9	0.8	0.7	0.8	0.9	1.0
TOTAL	99.86	99.77	99.74	99.77	99.81	99.74	99.68
Ba	819.0	682.0	1032.0	668.0	577.0	861.0	1413.0
Rb	166.9	241.8	138.5	237.2	242.7	234.2	187.3
Sr	467.7	303.7	532.1	296.8	469.9	325.8	502.6
Zr	107.6	288.7	127.3	278.4	123.4	248.8	199.5
Nb	8.8	19.4	9.2	18.6	8.0	14.7	11.4
Y	10.0	27.8	11.4	25.3	4.0	19.7	32.0
Ga	17.7	21.6	16.8	21.2	23.1	20.8	15.2
Ni	20	31.0	20	29.0	20	22.0	30.0
Ta	0.9	1.8	1.0	1.5	0.9	1.2	0.7
Th	25.3	27.2	12.9	25.3	9.4	20.5	21.3
Cs	5.6	12.3	5.8	12.4	25.7	7.3	8.1
Zn	36.0	70.0	43.0	74.0	41.0	62.0	46.0
U	3.4	3.9	2.0	3.6	3.3	2.5	3.5
V	18.0	66.0	30.0	65.0	16.0	54.0	91.0
La	41.7	71.5	32.0	68.5	21.7	55.6	54.5
Ce	75.8	144.7	63.8	139.4	42.9	111.8	112.3
Pr	7.87	17.36	6.92	16.56	4.82	12.95	13.37
Nd	27.2	66.2	25.0	65.2	19.0	48.5	51.3
Sm	4.0	11.6	4.5	11.0	2.9	8.7	9.0
Eu	0.8	1.6	1.0	1.5	0.7	1.4	1.9
Gd	2.4	8.1	2.9	8.0	1.7	6.0	7.1
Tb	0.35	1.15	0.44	1.13	0.20	0.87	1.07
Dy	1.8	5.7	2.2	5.5	0.9	4.4	6.0
Ho	0.35	0.98	0.37	0.97	0.13	0.75	1.21
Er	0.9	2.4	1.1	2.5	0.4	1.9	3.3
Tm	0.15	0.38	0.16	0.34	0.05	0.29	0.49
Yb	1.0	2.4	1.1	2.0	0.4	1.6	3.0
Lu	0.1	0.3	0.1	0.3	0.1	0.2	0.4
Σ REE	164.5	334.3	141.5	322.9	95.9	254.9	264.8
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	8.07	7.37	7.92	7.47	8.29	8.50	6.71
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.25	1.58	1.23	1.52	1.18	1.80	1.66
(La/Yb)N	27.56	20.51	20.35	23.56	34.02	23.88	12.46
Eu/Eu*	0.81	0.5	0.84	0.5	0.9	0.59	0.72
(La/Sm)N	6.56	3.87	4.45	3.92	4.64	4.03	3.8
(Gd/Yb)N	0.12	0.13	0.19	0.13	0.19	0.15	0.19

The data in Table 2 show small differences in the contents of the major elements in the studied samples, reflecting the composition of the petrographic types.

In general, the studied rocks present high  $\text{SiO}_2$  (64 to 75%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (~14 to 16%) and alkali (7 to 8.5%) with  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratios less than 2. The  $\text{K}_2\text{O}$  contents vary from 3.5 to 5.5%, reflecting the mineral composition rich in K-feldspar and similar to  $\text{Na}_2\text{O}$  contents (3 to 4%). Other oxides vary from low to very low,  $\text{MgO}$  (0.1 to 3%),  $\text{CaO}$  (1 to 4%),  $\text{TiO}_2$  (0.05 to 0.8%) and  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{Total}}$  (1 to 5%).

The chemical data and geochemical diagrams allow comparing the varying  $\text{SiO}_2$  content with respect to the major elements so that the samples were aligned according to trends in the Harker diagrams (Figure 17). Therefore, the  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MgO}$ , and  $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$  diagrams present negative correlation with increasing  $\text{SiO}_2$ , and positive with  $\text{Na}_2\text{O}$  for more evolved rocks.

The trace elements vary systematically with the petrographic types. The variation diagrams of  $\text{SiO}_2$  versus trace elements (Figure 18) show that Rb and Ba behave compatibly since the contents decrease as silica increases, although they do not present continuous trends. The Sr level was directly proportional in the more evolved rocks, even with discontinuous trends. Y has a negative trend, decreasing for more developed rocks. Ga levels, on the other hand, show discontinuous trends that decreased in more evolved rocks. The Nb content displayed a discontinuous trend, decreasing with increasing silica, that is, decreasing in more evolved rocks.

The discriminant geochemical diagrams such as the R1-R2 classification (La Roche *et al.*, 1980) (Figure 19) shows that most samples are located in the granodiorite field, whereas two samples (2011/CHA-29 and 2011/CHA-35) are in the tonalite field and one sample (2011/CHA-26) in the granite field. These geochemical behaviors are compatible with the petrographic classifications.

In the Shand alumina-saturation diagram (Figure 20), most of the samples are observed in the peraluminous field grading to the metaluminous field, which is in agreement with the petrographic data in the presence of biotite, alkali-feldspar, and plagioclase.

In the AFM diagram, the samples lie below the dividing curve and clearly define a compositional trend compatible with the calcium-alkaline series (Figure 21).



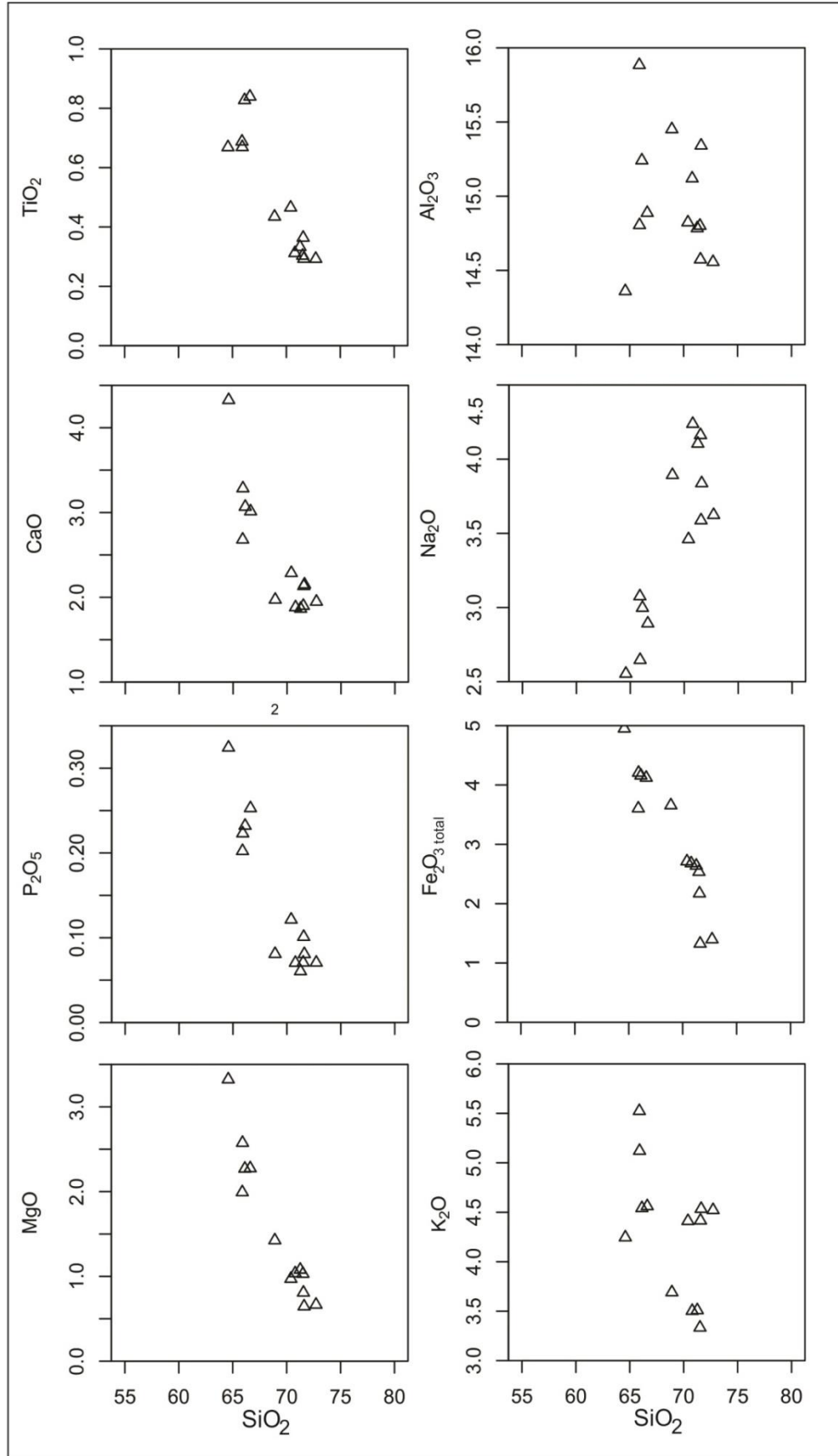


Figure 17 - Harker diagrams for the largest elements (weight %) for the rocks belonging to the Chaval Granite.

In the multi-element diagram normalized to the Thompson (1982) primitive mantle (Figure 22), the samples show similar geochemical signatures indicating co-geneticity with LILE enrichment compared to the LREE and HFS, and negative Ba, Nb, P, and Ti anomalies, also reflecting the compositional variations.

The rare earth elements (REE) (Figure 23) behavior also demonstrates this similarity by highlighting a slightly inclined pattern with enrichment of light rare earth elements (LREE) compared to heavy rare earth elements (HREE), with moderate to high fractionation, with La/Yb ratio between 4.5 and 27, and strong negative europium anomalies [(Eu/Eu\*)<sub>N</sub> = 0.26 to 0.9].

In the granite typology diagrams of Whalen *et al.* (1987), the geochemical data are mostly in the field of type I and S granites, with some samples at the edge of this field (Figure 24).

In the tectonic environment classification diagram of Pearce *et al.* (1984), the samples of the Chaval Granite plot in the field of granite magmatic arc, and according to Brown *et al.* (1984) are comparable to the Normal Continental Arc granites (Figure 25).

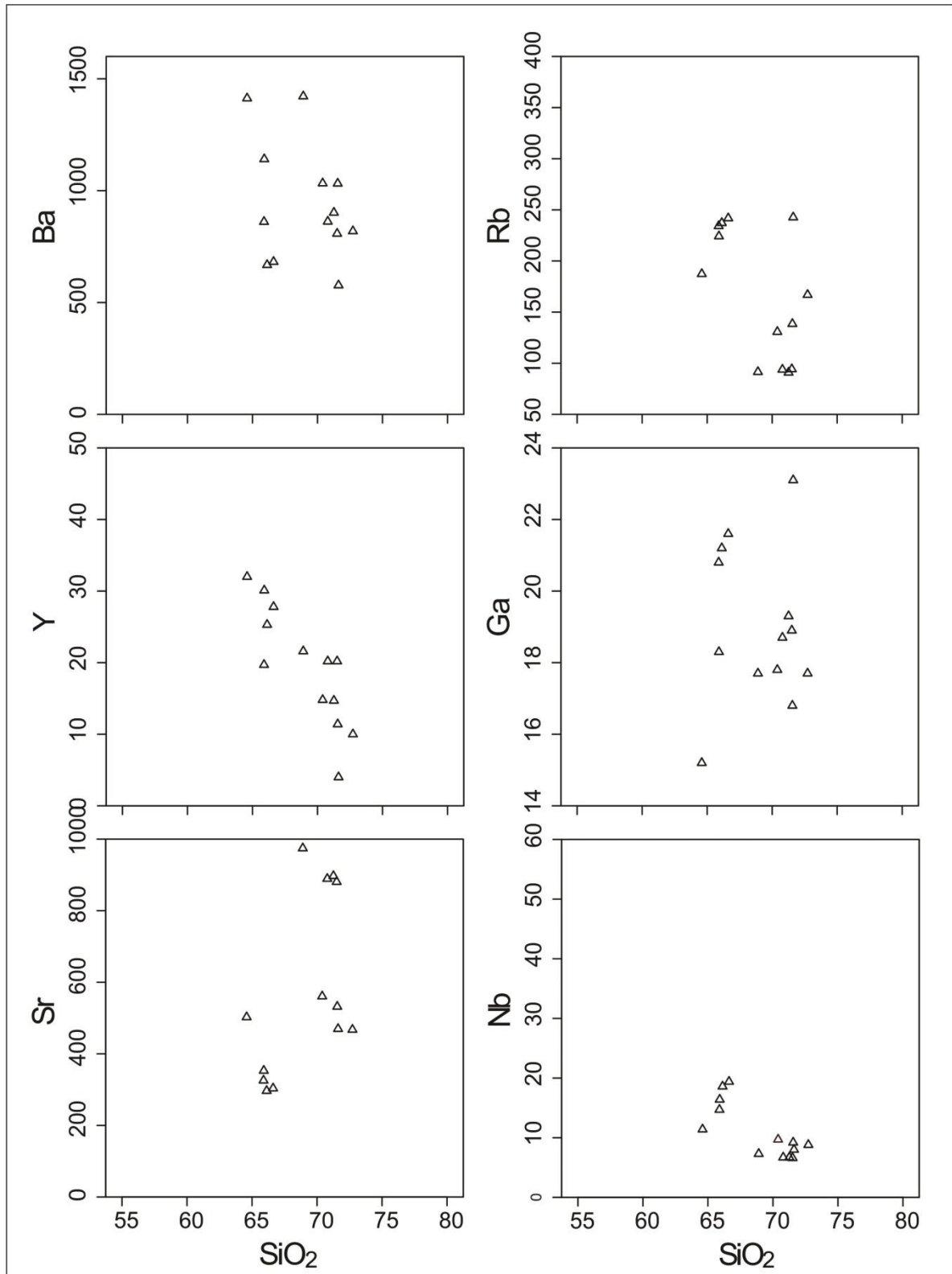


Figure 18 - Trace elements Harker diagrams (ppm) of the Chaval granite.

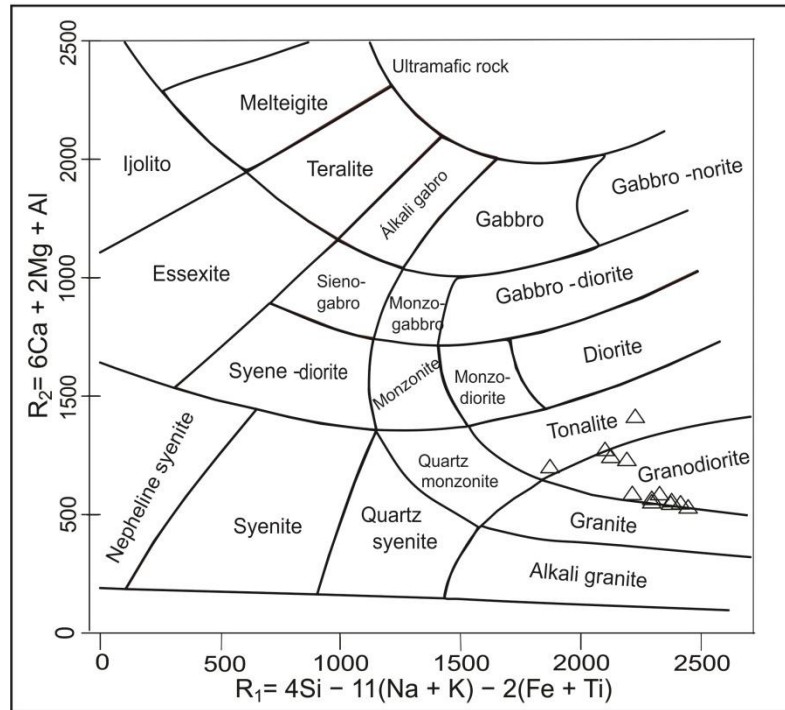


Figure 19 - Graphical representation of the geochemical analyzes of the Granito Chaval granitoids, we have the Classification Diagram R1-R2 de la Roche *et al.* (1980).

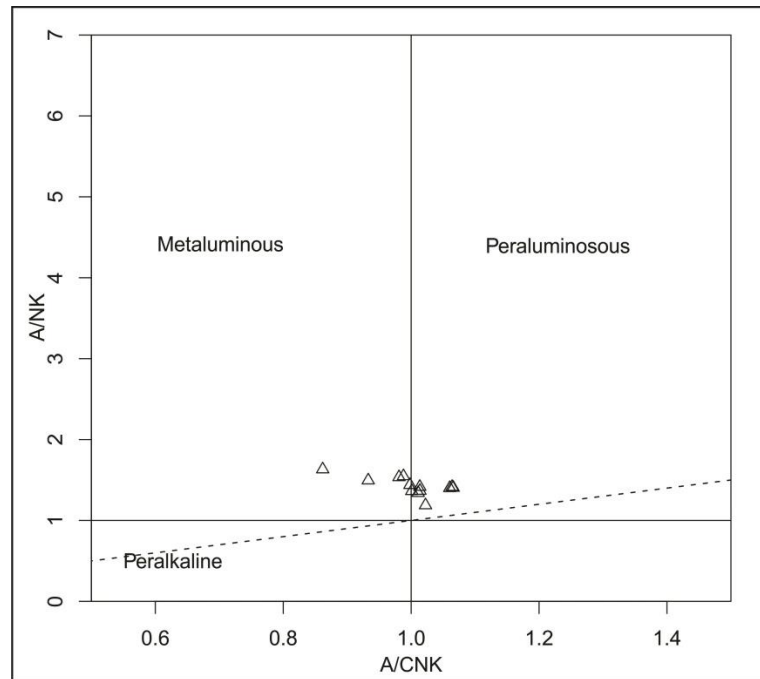


Figure 20 - Graphical representation of the geochemical analyzes performed for the Chaval granite. Shand index classification diagram for saturation in alumina (Shand 1950).

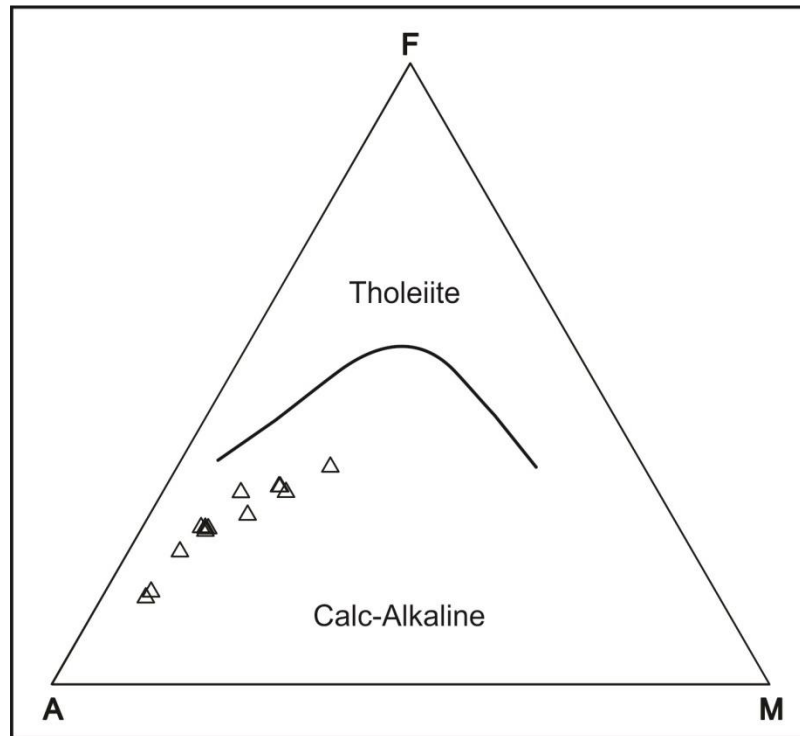


Figure 21 - Graphical representation of the geochemical analyzes performed for the Chaval granitoids. Diagram classification of magmatic series AFM Irvine & Baragar (1971).

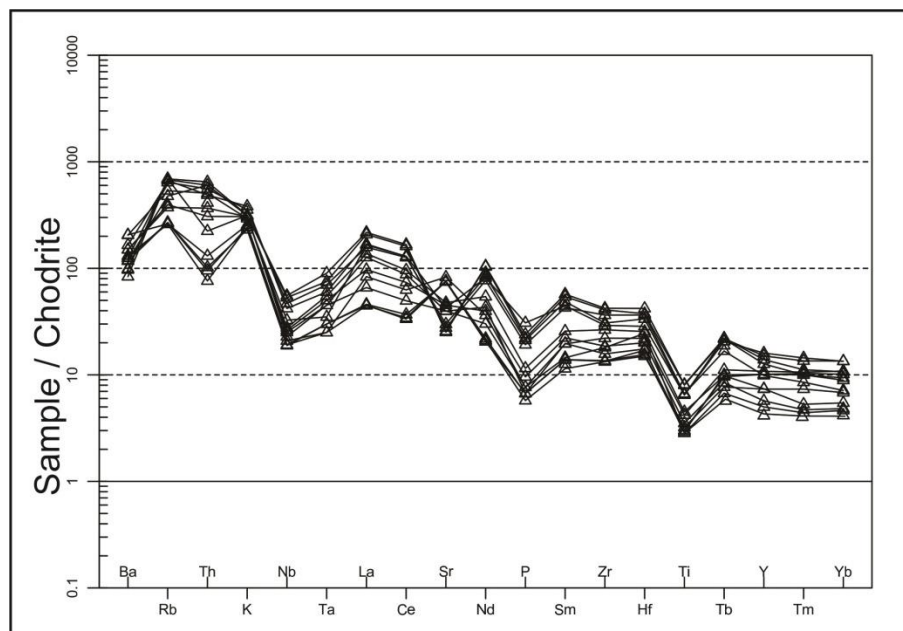


Figure 22 - Multi-elements diagrams normalized from the primitive mantle of Thompson (1982), for the Chaval Granite.

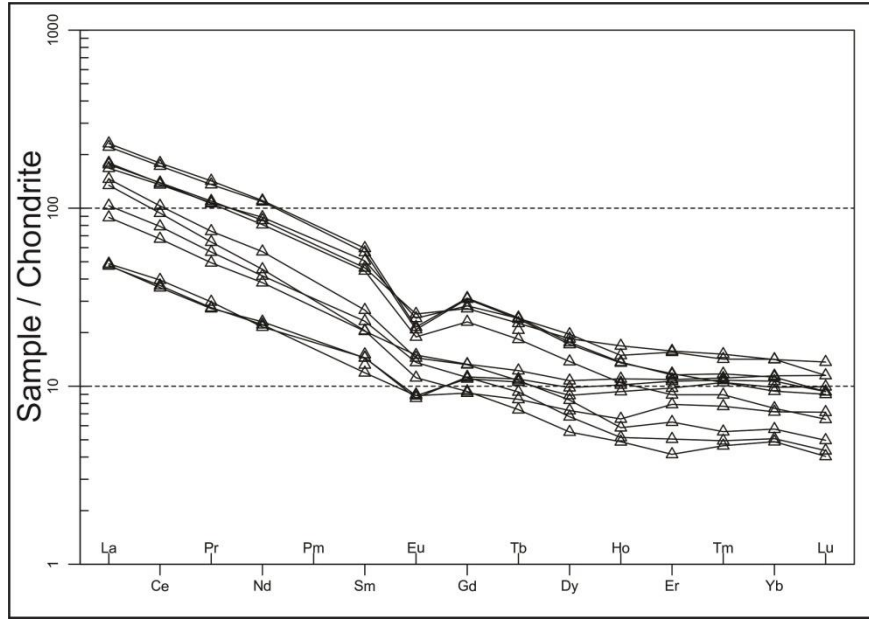


Figure 23 - Mean of the distribution patterns of the REE, normalized by chondrite of Boynton (1984) for representative samples of Chaval granite.

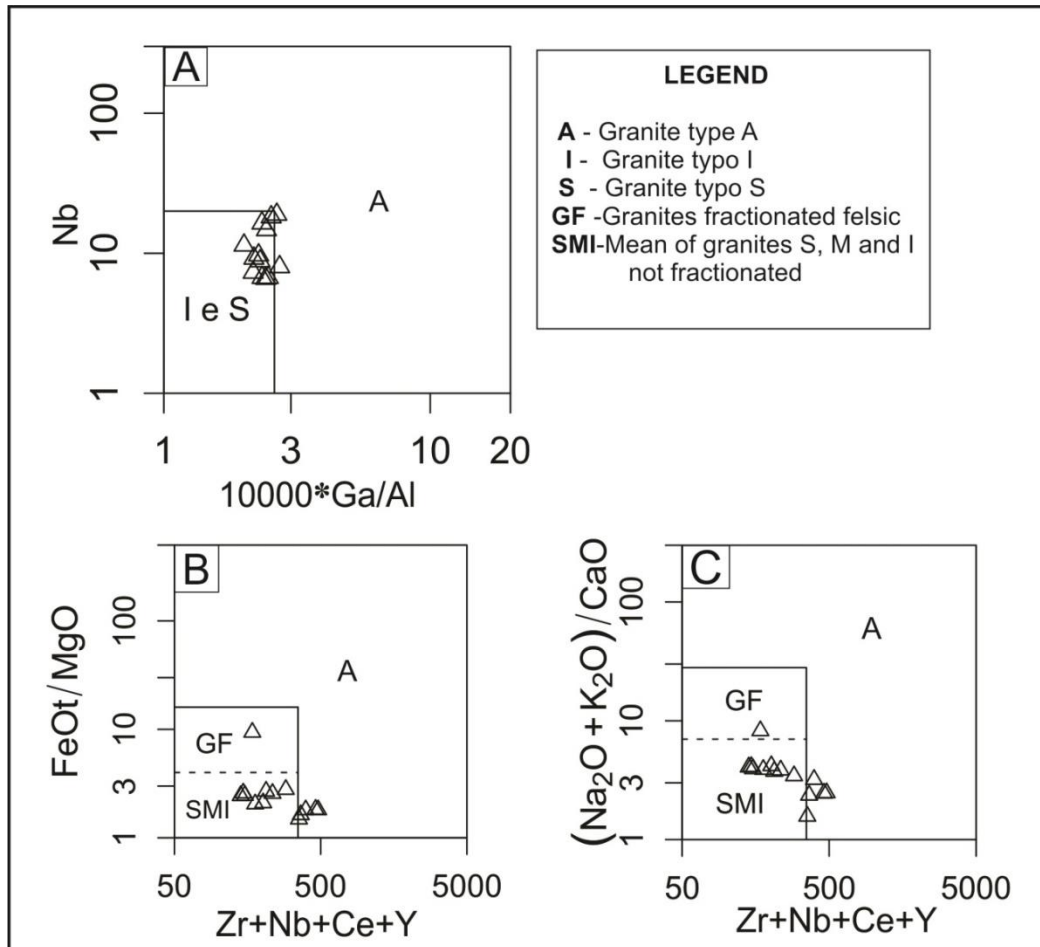


Figure 24 - Geochemical diagram of granitoid typology: A) Nb versus  $10000 \times Ga / Al$ ; B) Zr + Nb + Ce + Y versus FeOt / MgO; C)  $(Na_2O + K_2O) / CaO$  versus Zr + Nb + Ce + Y, Whalen *et al.* (1987).

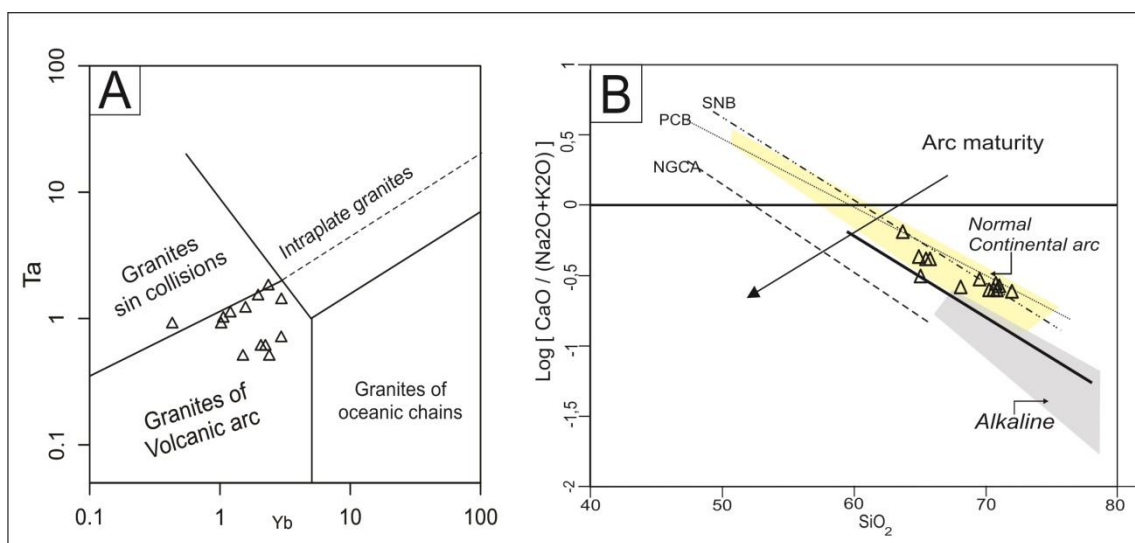


Figure 25 - Geochemical discriminant diagrams of tectonic environments: A) Y + Nb versus Rb, Pearce *et al.* (1984) and B)  $\log [CaO / (Na_2O + K_2O)]$  versus  $SiO_2$ , Brown *et al.* (1984).

#### 4.8. U-Pb GEOCHRONOLOGY

The ages of the Chaval Granite samples were determined by the U-Pb zircon dating technique using the Thermo Finnigan Neptune Multi-collector mass spectrometer (ICP-MS-LA) in the Geology Isotopic Laboratory of the Geosciences Institute of the Universidade Federal do Pará (Pará-Iso - IG/UFPA). Cathodoluminescence images of the zircons were obtained using the scanning electron microscope (SEM) in the Microanalysis Laboratory of IG-UFPA. The analytical procedures followed the recommendations of Böhn *et al.* (2009), Chemale Jr. *et al.* (2012) and Milhomen *et al.* (2017). The zircon grains were previously concentrated using conventional techniques, which included manual sifting in two fractions (250-180  $\mu\text{m}$  and 180-125  $\mu\text{m}$ ), magnetic separation with neodymium magnet and Frantz Isodynamic apparatus, and gravimetric separation using the panning technique and micro-panning with 96° alcohol.

The zircon grains were selected and fixed in cylindrical mounts in epoxy resin and later, polished to obtain a smooth surface. Subsequently, they were analyzed with a laser (New Wave UP 213 Nd: YAG ( $\lambda = 213 \text{ nm}$ )) coupled to mass spectrometer (ICP-MS) at 10 Hz frequency, approximately 100mJ/cm<sup>2</sup> energy and beam size between 15 and 30  $\mu\text{m}$ . The instrumental mass differences were corrected using the GJ-1 standard zircon analysis (Jackson *et al.*, 2004). The age calculations and the U-Pb data points were plotted in the Wetherill diagram using the ISOPLOT/EX 3.0 software (Ludwing, 2003).

For the geochronological studies, four samples of the Chaval Granite were selected and treated, two from the preserved magmatic portion (2016-CHA-02 and 2016-CHA-05) and two from the deformed portion (2016-CHA-03 and 2016-CHA-12); however, only the first sample (2016-CHA-02) was analyzed since the obtained results were satisfactory.

Initially, after the separation, sorting and assembly procedures of the zircon grains, cathodoluminescence (CL) images were obtained by SEM to identify the best locations for analysis. The euhedral zircon crystals have well-defined faces, showing concentric magmatic zonation (Figure 26).





Figure 26 - Catodoluminescence zircon images of the sample 2016/CHA-02 obtained by Electron Scanning Microscope.

The geochronological analysis results are displayed in Table 4. Initially, the data show Th/U ratios between 0.15 and 1 for the analyzed zircon crystals, compatible with the magmatic zircon values ( $\text{Th}/\text{U} > 0.1$ ) reported by Hoskin & Black (2000) and Rubatto (2002).

Table 3 - U-Pb isotopic results for the sample 2016/CHA-02 obtained by LA-MC-ICP.

Zircon spot	Th/U <sup>b</sup>	Ratios							Age (Ma)					Conc <sup>f</sup> (%)	
		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(%)	Rho <sup>d</sup>	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>e</sup>	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb		1s
CHA02 G1	0.99	0.88832	9.7	0.10325	4.1	0.42	0.06240	2.6	633.4	26.0	645.5	62.9	687.8	18.1	98
CHA02 J1	0.76	0.93153	9.9	0.10741	3.7	0.38	0.06290	3.3	657.7	24.6	668.4	66.2	704.8	23.0	98
CHA02 A1	0.24	0.94331	9.8	0.11058	4.2	0.43	0.06187	2.5	676.1	28.7	674.6	66.4	669.6	16.8	100
CHA02 A2	0.57	0.90811	11.0	0.10741	3.9	0.35	0.06132	3.9	657.7	25.4	656.1	72.2	650.5	25.5	100
CHA02 B2	0.28	0.89491	7.1	0.10176	2.2	0.31	0.06378	2.8	624.7	13.7	649.0	46.2	734.4	20.6	96
CHA02 D2	0.39	0.87529	9.0	0.10110	3.5	0.39	0.06279	2.8	620.9	22.0	638.4	57.7	701.2	19.6	97
CHA02 E2	0.28	0.84046	6.3	0.10080	2.0	0.31	0.06047	2.5	619.1	12.4	619.4	39.3	620.4	15.3	100
CHA02 i2	0.17	0.85583	6.4	0.09958	2.7	0.42	0.06233	1.8	611.9	16.4	627.8	40.2	685.6	12.0	97
CHA02 C3	0.27	0.88408	10.2	0.10478	3.5	0.35	0.06119	3.7	642.4	22.6	643.2	65.5	646.1	23.8	100
CHA02 D3	0.17	0.91114	9.4	0.10160	3.9	0.42	0.06504	2.6	623.8	24.4	657.7	61.7	775.7	20.1	95
CHA02 F3	0.43	0.89062	11.8	0.10185	4.2	0.35	0.06342	4.2	625.3	26.2	646.7	76.4	722.3	30.1	97
CHA02 G3	0.38	0.86661	6.7	0.10281	2.3	0.34	0.06114	2.5	630.8	14.3	633.7	42.6	644.0	15.9	100
CHA02 C4	0.29	0.88344	7.2	0.10367	2.2	0.31	0.06181	2.8	635.9	14.1	642.8	46.3	667.4	18.9	99
CHA02 J4	0.15	0.87305	10.4	0.10222	3.0	0.29	0.06194	4.2	627.4	18.9	637.2	66.3	672.1	28.5	98
CHA02 D5	0.25	0.88609	9.5	0.10653	2.8	0.30	0.06033	3.8	652.5	18.4	644.3	60.9	615.3	23.3	101
CHA02 G5	0.22	0.92012	7.1	0.10599	2.5	0.35	0.06296	2.5	649.4	16.4	662.4	47.0	706.8	17.7	98
CHA02 I3	0.18	0.85894	7.8	0.10060	2.8	0.36	0.06192	2.7	617.9	17.5	629.5	49.0	671.5	17.9	98

Thirty-three crystals of the 2016/CHA-02 sample were analyzed, and the isotopic data allowed calculating the discord line that resulted in an intercept age of  $669 \pm 68$  Ma with  $MSWD = 0.11$ . However, only 17 zircon crystals defined a more accurate Concordian age of  $632 \pm 4$  Ma with  $MSWD = 1.3$  (Figure 27), with a high degree of agreement and high analytical reliability. This higher intercept age within the analytical errors is interpreted as the crystallization age of the Chaval Granite.

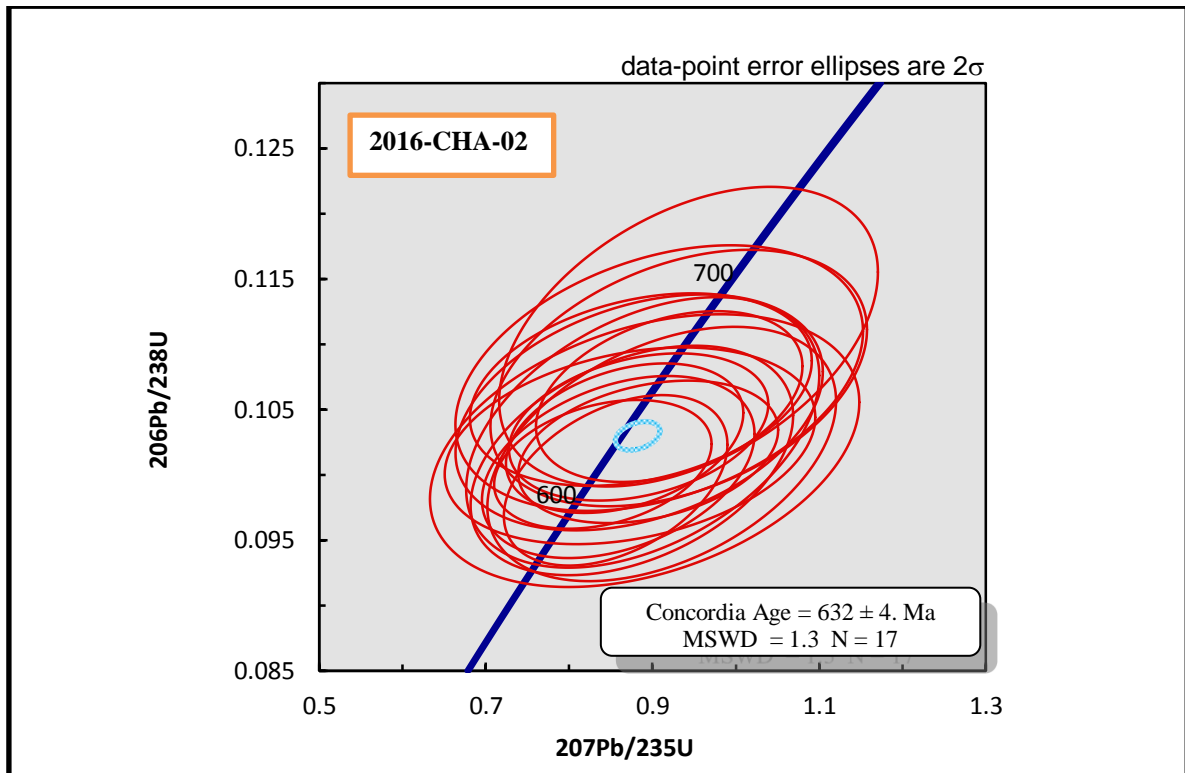


Figure 27 - Concordia diagram representing the age of placement of the Chaval Granite, according to the analysis of 17 magmatic zircons by the U-Pb method by LA-MC-ICP-MS.

#### 4.9. Sm-Nd SYSTEMATICS

Besides the crystallization age of the Chaval Granite, an isotopic study with the Sm-Nd - Model Age (TDM) system was performed to determine the age of mantle separation/segregation from the original magma during the formation of the studied granite.

The Sm-Nd isotopic analyses were performed following the analytical procedures of Gioia & Pinmentel (2000) and Oliveira *et al.* (2008). Approximately 100 mg of pulverized rock was mixed with 100 mg of a  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  Spike solution, which was dissolved in a Savillex vessel, using  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{HF}$ , and  $\text{HCl}$ . The elements were extracted by two-stage ion-exchange chromatography on Teflon columns using the Eichron Ln resin for Sm and Nd separation.

To correct mass discrepancies, the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio was normalized to  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , using the exponential law (Russel *et al.*, 1978). The accuracy and reproducibility of the results were controlled based on the reference materials BCR-1 [ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ] varying from  $0.512669 \pm 12$  ( $1\sigma$ ) to  $0.512669 \pm 10$  ( $1\sigma$ ), which have on average values of  $0.512622 \pm 28$  ( $1\sigma$ ) and La Jolla [ $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ] varying from  $0.511793 \pm 9$  to  $0.511883 \pm 5$ , and high frequency of values higher than 0.5118] (Oliveira *et al.* 2008). The used decay constant was  $6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$  according to Lugmair & Marti (1978), and the Nd model ages (TDM) were calculated according to the evolutionary mantle model of the DePaolo (1981). During the Sm and Nd procedures, the chemical blanks were less than 0.1% of the element concentration and were considered insignificant.

The Sm and Nd analytical results for the CHA-8, CHA-10, and CHA-25 samples are shown in Table 5. The obtained values are acceptable for ratios  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  (0.10202 to 0.12685) and degree of fractionation (-0.355 to -0.481), according to Sato & Tassinari (1997).

The  $\epsilon\text{Nd}$  values calculated according to the crystallization age obtained in this work ( $t = 633 \text{ Ma}$ ), indicate negative values of -2.64, -8.06 and -9.13 and the calculated model ages (TDM) indicate values of 2.04, 1.72, and 1.27 Ga.

Table 4 - Sm-Nd isotopic results in total rock for representative samples of the Chaval Granite.

Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$f\text{Sm}/\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}$ ( $t=633 \text{ Ma}$ )	$T_{\text{DM}}$ (Ga)
CHA-8	11.11	61.32	-0.443	0.10958	0.511864	-15.10	-8.06	1.72
CHA-10	9.89	47.12	-0.355	0.12685	0.511881	-14.77	-9.13	2.04
CHA-25	5.04	29.86	-0.481	0.10202	0.512110	-10.30	-2.64	1.27

#### 4.10. DISCUSSION AND FINAL CONSIDERATIONS

The geological, geochronological and isotopic field data allows us to conclude that despite the wide occurrence of the Chaval Granite, the studied rocks are part of a magmatic evolution under plutonic conditions, and the compositional, petrographic and geochemical variations may be related to the recrystallization in an environment linked to a magmatic arc at the end of the Neoproterozoic.

The results bring important advances to the geological knowledge of the region since it presents petrographic data associated to geochemical and isotopic data of U-Pb in zircon and Sm-Nd (TDM) in total rock, previously unpublished in the literature.

The Chaval Granite is an atypical geological unit in the Middle Coreaú Domain, the northwestern edge of the Borborema Province, where it appears as an isolated body amidst the gneissic and supracrustal terrains of the Granja Complex and the Martinópolis Group, respectively. The petrographic characteristics of plutonic nature and the deformational fabric imposed by the tectonics of the Santa Rosa Shear Zone are unique in the granitoids within this crustal domain and coincide with the data of Gorayeb & Lima (2014). On the other hand, there are similar granites and chrono-correlates. The Chaval Granite has a predominantly granodiorite composition, with monzogranitic and tonalitic variations. However, despite their great extension, they are very similar rocks containing relatively homogeneous mineralogical association (Pl, Mc, Qtz, and Bt). On the other hand, the textural aspects vary greatly throughout the body, being divided into two structural domains. The first domain with the original preserved magmatic features is observed to the northwestern portion of the body whereas the second, marked by mylonitic features that are progressively more accentuated, is observed toward the eastern edge of the body where the Santa Rosa Shear Zone is located.

Thus, the petrographic analysis, field data, and literature suggest that the geological evolution of the Chaval Granite involved the accommodation of granite magma in orthogneisses of the Paleoproterozoic (Granja Complex). The initial phase is represented by the crystallization of plagioclase, biotite, and zircon, and then by alkali-feldspar (microcline megacrysts) with low nucleation and high growth rate, under low subcooling conditions from the felsic magma with significant hydration of the system (Vernon 2008). This process was marked by successive growth stages as evidenced by the concentric zoning of the phenocrysts, which together with biotite represent an important phase of crystallization of the Chaval Granite highlighted by the porphyritic texture with microcline megacrysts that continued with the oligoclase growth along with the microcline and, subsequently, the crystallization of quartz.

In the later stages, after the emplacement, an important deformational phase related to a transcurrent system led to the Santa Rosa Shear Zone formation, affecting the east flank of the Chaval Granite and the nesting gneisses.

The rich collection resulting from deformation structures modified the original granite tissue generating different mylonite rocks (from protomylonite to mylonite), product of a dextral transcurrent shear zone, accompanied by dynamic recrystallization, as described by Gorayeb & Lima (2014).

The geochemical data reveal a systematic compositional variation, defining trends linked to the magmatic differentiation, with varying tonalitic, granodiorites and

monzogranites of type I and peraluminous to metaluminous character, compatible with the calcium-alkaline series.

All these characteristics and the data in the discriminant diagrams of tectonic environment reveal that the Chaval Granite is compatible with a normal type magmatic arc environment.

The geochronological studies in the literature, especially the U-Pb dating of Fetter (1999) on monazite crystals, dated the granite at  $591 \pm 10$  Ma, in the Ediacaran period. However, Lima (1997) and Nogueira *et al.* (2013) using the evaporation method of Pb in zircon obtained ages of  $630 \pm 19$  Ma and  $633 \pm 3$  Ma, respectively, establishing the Chaval Granite emplacement at the end of the Cryogenic period.

The geochronological results of the U-Pb zircon systematic (U-Pb/LA-ICP-MS) indicate a crystallization age of 632 Ma for the Chaval Granite. This value is much more representative than other existing data in the literature and coincides with the preliminary dates obtained by Pb evaporation, indicating that the Chaval Granite emplacement occurred at the end of the Neoproterozoic, during the Cryogenic period (Figure 28).

Similar ages, between 624 and 666 Ma, have been determined in granitoids that integrate the Tamboril-Santa Quitéria Complex in the north region of the Borborema Province (Fetter *et al.*, 2003, Araujo *et al.*, 2015).

The Sm-Nd isotopic study on total rock shows model ages (TDM) of 2.04, 1.72 and 1.27 Ga, with negative  $\epsilon_{Nd}$  values (-2.64 to -9.3), indicating contributions from Paleoproterozoic and Mesoproterozoic sources, with a considerable time of crustal residence that implies a more advanced (or mature) nature.

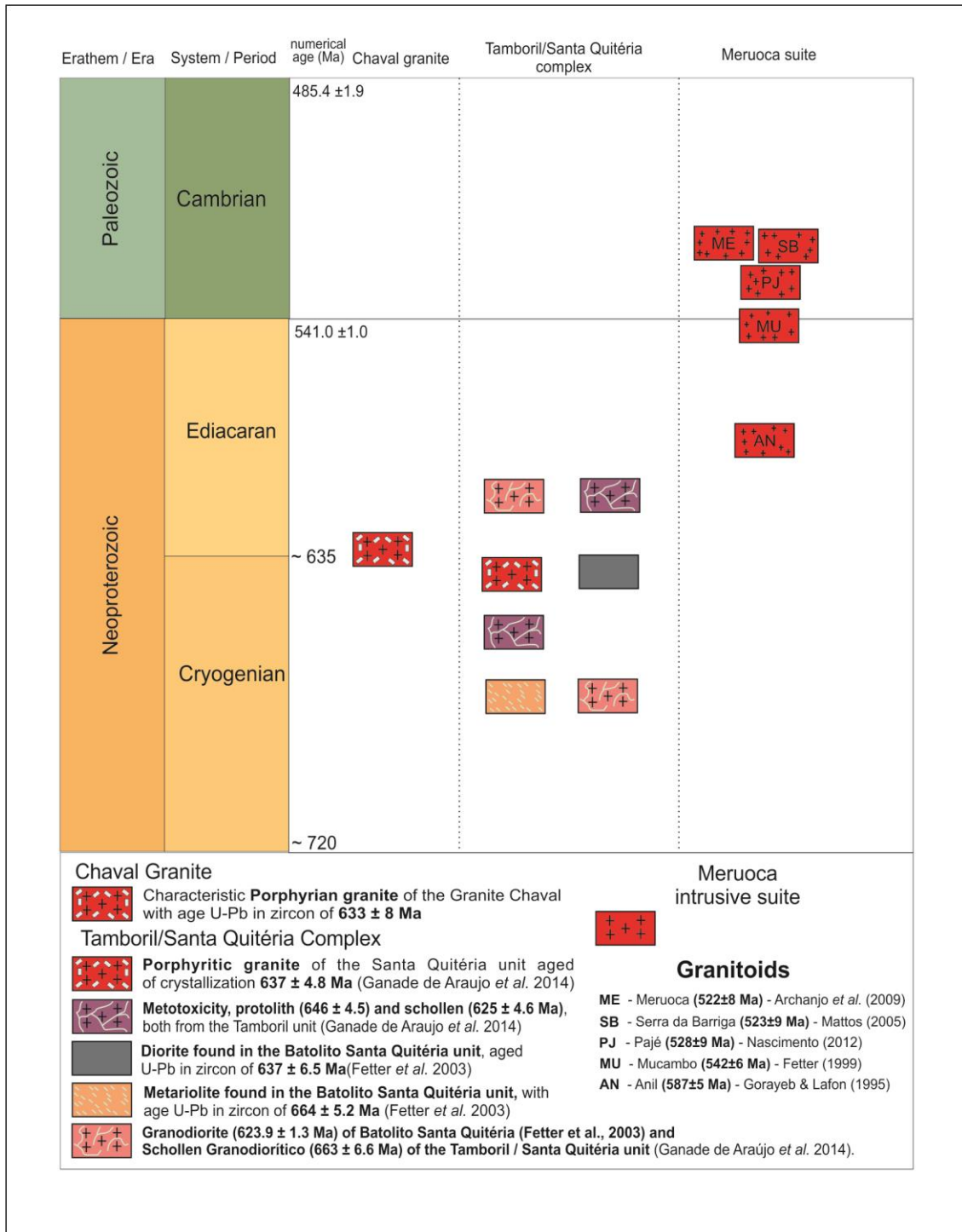


Figure 28 - Schematic chart with the chronology and ages of the main granitoids of the northwest of Borborema Province.

These ages are recognized in the literature as related to a succession of emplacement pulses that make up the Santa Quitéria Magmatic Arc (SQMA). The fact that the Chaval Granite is located more than 100 km NW of the arc might reflect this tectonic in its distal portion.

The tectonic contextualization of this granite with deformations and metamorphic transformations may have affected the isotopic system, considering the methodologies more susceptible and sensitive to temperature changes by the tectonometamorphic processes. However, the ages obtained by the Pb evaporation method are very similar and can be interpreted as the age of crystallization of the Chaval Granite, dating it in the Neoproterozoic at the end of the Cryogenian. In the region, only granitoids related to the Tamboril Santa Quitéria Complex have similar values, ranging from 637 to 624 Ma (Fetter *et al.*, 2003) and 638 Ma for porphyritic monzogranites of the Santa Quitéria unit (Ganade de Araujo *et al.*, 2014).

#### **ACKNOWLEDGEMENTS**

Acknowledgment to the Brazilian National Council of Scientific and Technological Resources Development (CNPq) for the research grant awarded to the first author. Also, the U-Pb and Sm-Nd analyzes were carried out in the Geographic and Geochemical Postgraduate Program (PPGG) for the infrastructure, and in the geochronology work of the Isotope Geology Laboratory of the Federal University of Pará (Pará-Iso). These authors are grateful to the Laboratory of Microanalyses of UFPA for images of catodoluminescence acquired in MEV.



## REFERENCES

- ABREU, F. A. M.; GAMA JR, T. G.; GORAYEB, P. S. S.; HASUI, Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará In: Cong. Latino Americano de Geologia, 7., 1988, Belém. Anais... Belém: SBG, v. 1, p. 20-34.
- ABREU F.A.M.; GORAYEB P.S.S.; GAMA JR. T. 1989. Aspectos tectônicos da região de Martinópolis - Massapê - CE. In: SBG-NE, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2, Fortaleza, Actas, p. 265-267.
- ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. 1968. Radiometric age determination from northern Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 17:3-14.
- ALMEIDA, C.N.; GUIMARÃES, I.P.; SILVA FILHO, A.F. 2002. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o complexo cálcio alcalino de alto-k de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, 32:205-216.
- ARCHANJO C J; LAUNEAU, P.; HOLLANDA, M.H.B.M.; MACEDO, J. W. P. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, 98:1793- 1807.
- BARBARIN, B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Université Paris-Sud and URA 1369 CNRS, Laboratoire de Petrographie-Volcanologie, Batiment 504, F-91405 Orsay Cedex, France. 605-626 p.
- BELL T.H., ETHERIDGE M.A. 1973. Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, 6:337-348.
- BOYNTON W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare-earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p.63-114.
- BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. 2003. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG. Brasília, DF: CPRM, 692 p.
- BRITO NEVES, B.B.; DOS SANTOS, E.J.; VAN SCHMUS, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil, In: Tectonic Evolution of South America- 31st International Geological Congress, Abstract, Rio de Janeiro, 151-182p.
- BRITO NEVES, B. B.; VAN SCHUMUS, W.R.; FETTER, A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências. USP Série Cient.*, 1:59-78.

- BROWN G.C., THORPE R.S., WEBB P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *Journal of the Geological Society*, **141**:413-426.
- BUHN B., PIMENTEL M.M., MATTEINI M., DANTAS E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114.
- CALADO B. O. 2016. Programa geologia do Brasil. Carta geológica preliminar, Folha Cajazeiras SB.24-Y-B-VI. Escala 1:100.000. Estado do Ceará. Fortaleza: CPRM.
- CASTRO, J. W. A.; CARVALHO, M. A.; MANSUR, K.; SOLDAN, T. K. 2004. Paleolaguna de Tauá–Pântano da Malhada/Rio de Janeiro: registro clássico de transgressão marinha holocênica. In *CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA* (Vol. 42, pp. 685-686).
- CHEMALE Jr. F., KAWASHITA, K., DUSSIN, I. A., ÁVILA, J. N., JUSTINO, D., BERTOTTI, A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**:275-296.
- COSTA M.J., FRANÇA J.B., LINS C.A.C., BACCHIEGGA I.F., HABEKOST C.R., CRUZ W.B. 1979. Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras. Brasília, MME/DNPM, 106 p, Série Geologia Básica, 11.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDE CLAUDE, P., MARCHAL, M. A. 1980. Classification of volcanic and plutonic rock using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-21.
- DE PAOLO D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**:10470-10488.
- FETTER, A.H. 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Tese (doutorado), University of Kansas. 164p.
- FETTER, A. H.; VAN SCHMUS, W. R.; SANTOS, T. J. S.; NETO, J. A. N.; ATHAUD, H., 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent “Atlantica”: *Revista Brasileira de Geologia*, **30**:102–106.
- FETTER, A. H.; DOS SANTOS, T. J. S.; VAN SCHMUS, W. R.; HACKSPACHER, P. C.; BRITO NEVES, B. B.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A.A. E WERNICK,

- E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, **6**:265-273.
- FERREIRA, V. P.; SIAL, A. N.; JARDIM DE SÁ, E. F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Structural Province, northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:438-455.
- FETTES D., DESMONS J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press. 244p.
- GAMA Jr, T.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. 1988. O Granito Pedra do Sal e suas feições de cisalhamento. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 424-432.
- ARAÚJO, C. E. G, CORDANI, U.G., WEINBERG, R., BASEI, M.A.S., ARMSTRONG, R.A., SATO, K., 2014. Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE, Brazil): clues from U–Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* **202–203**:167–189.
- GILL, R. 2014. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Porto Alegre: Bookmam, 427 p.
- GIOIA S.M.C.L.; PIMENTEL M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **72**:220-245.
- GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M. 1991. O Granito do Pajé, noroeste do Ceará: caracterização geológica. In: XIV Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, Recife, Anais, p.182-184.
- GORAYEB, P. S. S.; ABREU, F. A. M.; GAMA Jr.; T. G.; HASUI, Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: Congresso Latino Americano de Geologia, 7. Belém, Anais... Belém, SBG. v.1, p.20 – 34.
- GORAYEB, P.S.S., ABREU, F.A.M., HASUI, Y. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos EoPaleozoicos no oeste do Ceará. In: XV Simp. de Geol. Nordeste, Natal.. p.254–255.
- GORAYEB, P.S.S.; LAFON, J.M. 1995. Geocronologia Rb – Sr do Granodiorito Anil – CE. In: XVI Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, Recife, Anais, p.274–276.
- GORAYEB, P. S. S.; BARBOSA, R. C. O.; MOURA, C. A.V. ; LEMOS, R L. 2011. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo Noroeste da Província Borborema. *Rev. Bras. de Geoc.*, **41**:390-407.

- GORAYEB, P.S.S.; SOARES, C.M. 1994. Dados petrográficos, faciologia e implicações petrológicas do Granito do Pajé. In: Cong. Bras. Geol., 38. Camboriú – SC, Bol. Res. Exp. Camboriú – SC: SBG. v.1, p.128 – 129.
- GORAYEB, P.S.S.; LIMA, A.M.M. 2014. Aspectos texturais do magmatismo e trama tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste da Província Borborema. *Braz. Jour. of Geology*, **44**:653-668.
- GUIMARÃES, I. P.; SILVA FILHO, A. F.; ALMEIDA, C. N.; ARAÚJO, J. M. M.; SALES, A.; MELO, S. C. 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba belt and Teixeira High: Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb in zircon ages. In: Congr. Brasil. Geologia, 40, Anais. Belo Horizonte, SBG, p.48.
- HOSKIN, P.W.O., BLACK, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Jour. of Metam. Geol.*, **18**:423-439.
- IRVINE T.N., BARAGAR W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-546.
- JACKSON, S.E.; PEARSON, N.J.; GRIFFIN, W.L.; BELOUSOVA, E.A. 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U– Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, 211: 47–69
- LAMEYRE J.; BOWDEN P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169-186.
- LE MAITRE R.W. 2002 *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Edition, London, 193 p.
- LIMA, A. M. M. 1997. Caracterização petrográfica e geocronológica do Granito Chaval e das rochas encaixantes, na região de Buriti dos Lopes (PI). Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia, Universidade Federal do Pará, 40 p
- LUDWIG K.R. 2003. User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00 – A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel, No. 4. *Berkeley Geochronological Center, Special Publication*, 70p.
- MATTOS, I. C.; ARTUR, A. C.; ARTHAUD, M. H.; NOGUEIRA NETO, J. A. 2007. Geologia e geocronologia do stock granítico Serra do Barriga – Sobral/CE. In: Simp. de Geol. Nordeste, 22. Natal. Anais... SBG, Natal: SBG, p.176.
- MILHOMEM NETO, J.M.; LAFON, J.M.; GALARZA, M.A.; MOURA, C.A.V. 2017. U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA): metodologia e

- aplicação na porção sudeste do Escudo das Guianas. Contribuições à Geologia da Amazônia – volume 10.
- NASCIMENTO, Y. W. S. 2012. Petrografia, litoquímica e geocronologia do Granito do Pajé: um estudo comparativo com os granitóides da Suíte Intrusiva Meruoca, região noroeste do Ceará. (TCC-Geologia) – UFPA, Belém. 97p.
- NOGUEIRA, B.K.C.; GORAYEB, P.S.S.; TORO, M.A.G.; MOURA C.A.V. 2013. Novos dados geocronológicos do Granito Chaval, extremo noroeste da Província Borborema: correlação com o Arco Magmático Santa Quitéria. In: SBG-NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 25º, Gravatá, Anais, CD-ROM.
- NOGUEIRA NETO, J.A.; TORQUATO, J.R.; MACAMBIRA, M.J.B.; ARTHAUD, M.H.; 1990. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Granja (CE). *Revista de Geologia*, 3:5-18.
- LUGMAIR G.W.; MARTI K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *E. and Planet. Sc. Letters*, **39**:349-357.
- OLIVEIRA E.C., LAFON J.M., GIOIA S.M.C.L., PIMENTEL M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasil, Geociências*, **38**:116–129.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlim. Ed: Springer Verlag, 95p.
- PEARCE, J.A, HARRIS, N.B.W, TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**:956-983.
- ROLLINSON, H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Longman, 352 p.
- RUBATTO, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geology*, **184**:123-138.
- RUSSELL W.A., PAPANASTASSIOU D.A., TOMBRELLO T.A. 1978. Ca isotope fractionation on the earth and other solar system materials. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(8):1075-1090.
- SANTOS, T.J.; HACKSPACHER, P.C. 1992. Geologia do Grupo Martinópolis, noroeste do Ceará. In: Cong. Bras. Geol., 37. Anais... São Paulo, SBG. v.1. p.298-299.
- SANTOS, T. J. S., FETTER, A. H., HACKSPACHER, P. C., VAN SCHMUS, W. R.; NOGUEIRA NETO, J. A. 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW segment of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of the western Gondwana. *Jour. of South Am. Earth Sciences*, **25**:271-284.

- SATO K., TASSINARI C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L. Costa & R.S. Angélica, (Eds.), *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p.91-142.
- SHAND S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. Thomas Murby, London, 488p.
- SIBSON, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133**:191-213.
- SIAL, A. N. 1989. Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, nordeste do Brasil., Tese (Professor Titular), Universidade Federal de Pernambuco. Recife 284 p.
- STRECKEISEN, A. L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.
- TEIXEIRA M.F.B., NASCIMENTO R.S., GORAYEB P.S.S., MOURA C.A.V. ABREU F.A.M. 2010. Novos dados geocronológicos do Feixe de Diques de Aroeiras e sua relação com o Granito Meruoca – noroeste do Ceará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, *Anais*, CD-ROM.
- THOMPSON, R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.
- TROUW R.A.J., SIERSMA D., PASSCHIER C.W. 2010. Atlas of mylonites - and related microstructures. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 322 p.
- TORQUATO, M. F. B.; TORQUATO, J. R. F.; FIGUEIREDO, C.; NOGUEIRA NETO, J. A. 2008. Estudo dos granitos cearenses “Vermelho Filomena, Meruoca clássico e Verde Ceará” por análise digital de imagem em câmara com atmosfera saturada em SO<sub>2</sub>. Fortaleza, *Geonomos* **16**:51–62.
- VERNON R.H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press, 594 p.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.I., CHAPPELL, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Min. Petol.* **95**:407–419.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman, 466p.

## Capítulo III

---

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

## 5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo de granitoides na Província Borborema é de grande importância para o avanço do conhecimento no contexto complexo dessa região, pois fornecem dados importantes que acrescentam argumentos robustos no debate sobre os processos de formação e estruturação da geologia da região. Sendo assim, o estudo do Granito Chaval se torna fundamental para contextualização geológica, visto que se encontra inserido no extremo noroeste da Província Borborema associado ao Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará que particularmente, é composto por um embasamento Paleoproterozoico, sequências supracrustais vulcano-sedimentares do Neoproterozoico com uma intensa granitogênese predominantemente evoluída em diferentes estágios tectônicos no neoproterozoico formando uma grande variedade de granitoides.

Nesse contexto situa-se o Granito Chaval que representa um corpo muito distinto dos outros granitos do Domínio Médio Coreaú, em termos de sua natureza, tectônica e cronologia. Ele faz contato intrusivo com os ortognaisses do Complexo Granja e supracrustais vulcano-sedimentares do Grupo Martinópole, com grande extensão e representatividade na região, tornando-se assim objeto de estudo de diversos trabalhos por sua importância.

Os dados obtidos nessa dissertação indicam que o Granito Chaval é uma unidade geológica com características petrográficas peculiares, para a região, em que sua associação mineralógica é relativamente homogênea, composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, além de concentrações variadas de titanita, e raramente hornblenda. Por outro lado, os aspectos texturais mostram uma grande variação ao longo do corpo e servem como base para subdividir em dois domínios estruturais, que representam processos diferentes de plutonismo granítico e transformações tectônicas.

O domínio oeste do corpo apresenta rochas com características petrográficas de natureza plutônica, textura porfirítica típica, composta por megacristais de microclina imersos em matriz fanerítica grossa, sem indícios de deformação dúctil, com destaque às estruturas de fluxo magmático relacionadas ao resfriamento do magma granítico e sua dinâmica convectiva de mobilidade durante o final de seu alojamento no nível crustal médio ou raso.

O outro domínio (da deformação) reúne variações da trama tectônica dúctil sobreposta às feições magmáticas originais, descaracterizando-as gradualmente pela instalação da Zona de Cisalhamento Transcorrente Santa Rosa com intensidade variável da deformação cujos efeitos mais distais (centro do corpo) são registrados pela formação de protomilonitos com incipiente deformação e cominuição dos cristais, principalmente na matriz, com maior



eficiência nos cristais de quartzo; no entanto, encontram-se ainda resquícios dos minerais e texturas primárias, como fenocristais euédricos com zoneamento magmático preservado.

Desta porção para leste as rochas são progressivamente descaracterizadas em que os cristais estão fortemente estirados e cominuídos, e os fenocristais são transformados em porfiroclastos estirados em formatos sigmoidais, preservando, por vezes, apenas o núcleo original.

A análise petrográfica, observações de campo e dados da literatura, permitem compreender os principais processos na evolução do Granito Chaval que envolveu o alojamento de grande volume do magma granítico em um substrato do Paleoproterozoico (ortogneisses do Complexo Granja), provavelmente em nível crustal médio-superior. A fase magmática inicial é representada pela cristalização de plagioclásio, biotita, apatita e zircão, seguidos por álcalifeldspato (megacristais de microclina), estes formados a partir de uma baixa nucleação e alta taxa de crescimento, em condições baixas de subresfriamento a partir do magma félsico com significativa hidratação do sistema (Vernon 2008). Nesse processo houve sucessivos estágios de crescimento registrados pelo zoneamento concêntrico dos fenocristais de álcalifeldspato, concomitante à formação de biotita, que é uma fase importante de cristalização do Granito Chaval. Em continuidade seguiu-se com o crescimento do plagioclásio juntamente com microclina e quartzo, ainda em condições plutônicas, em lento resfriamento, registrado pela granulação grossa da matriz.

A Zona de Cisalhamento Santa Rosa representa uma das várias zonas de cisalhamento transcorrente da Província Borborema, com destaque a Zona de Cisalhamento Sobral – Pedro II, e está relacionada a um sistema transcorrente, de cinemática dextral, que ocorreu em um estágio em estágio posterior ao alojamento do Granito Chaval. A deformação, acompanhada das transformações metamórficas (neoformação de minerais e recristalização dinâmica) levou a formação de um rico acervo de estruturas deformacionais que modificaram a trama original do granito gerando tectonitos variando do protomilonito ao milonito além de ultramilonitos, como os inúmeros outros exemplos dessa tectônica na Província Borborema.

O alojamento do plúton não foi estático, como demonstram as marcantes estruturas de fluxo, acumulações de cristais e enclaves, que são indícios da movimentação do magma durante as fases mais avançadas de seu alojamento nos gnaisses do Complexo Granja.

Processos de diferenciação magmática associados à cristalização fracionada são evidenciados pela acumulação de megacristais de microclina, gerando cumulados desse mineral e formação de leuco-álcalisienitos e de granitos enriquecidos em quartzo. Enclaves em formas subcirculares ou irregulares de microdioritos associados com algumas

concentrações de máficos (biotita) em porções localizadas do corpo são o registros de mistura do magma granítico com fluxos máficos.

Diques e veios pegmatíticos com turmalina, berilo, muscovita, ou diques de aplitos representam rochas diferenciadas bem evoluídas, associadas a ação de voláteis.

As variações petrográficas-composicionais devem estar associadas à diferenciação magmática, pela evolução da cristalização fracionada do magma granítico, ou em alguns casos podem estar relacionados à fonte de origem, conforme apontado pelos dados geoquímicos.

Os dados geoquímicos revelam uma variação composicional definindo um *trend* relacionado à diferenciação magmática, com variação de rochas tonalíticas, granodioríticas e monzograníticas, leuco graníticas, quartzo sieníticas e leuco-álcali sienítica e pegmatíticas. Em geral o Granito Chaval tem caráter peraluminoso a metaluminoso e assinatura de granito tipo I, e tem compatibilidade com ambiente de arco magmático.

A literatura referente à idade de cristalização do Granito Chaval já o posicionaram no Neoproterozoico, mas com valores imprecisos devido a diversidade de métodos e os efeitos deformacionais. Os resultados dos estudos geocronológicos U-Pb em zircão (U-Pb/LA-ICP-MS) executados nesse trabalho apontaram concórdia de 632 Ma, cujos parâmetros mostram boas condições analíticas, e seguramente representa a idade de cristalização do Granito Chaval. Essa idade é bem mais representativa que outras datações existentes na literatura e coincide perfeitamente com a idade obtida por evaporação de Pb em zircão (633 Ma), indicando alojamento do Granito Chaval no final do Neoproterozoico, período Cryogênico (850 – 630 Ma).

Em todo o Domínio Médio Coreau, não há nenhum registro de granito com essa idade, e os conhecidos, a exemplo da Suíte Meruoca, são do final do Neoproterozoico-início do Paleozoico, tipicamente pós-tectônicos e relacionados à tectônica extensional de implantação do sistema de rift do Gráben Jaibaras.

A idade de 632 Ma só tem correspondência na região com os granitoides que integram o Arco Magmático Santa Quitéria (AMSQ) com valores de idade entre 666 e 624 Ma (Fetter *et al.* 2003, Araujo *et al.* 2014), que são reconhecidas na literatura como uma sucessão de pulsos magmáticos em ambiente de arco continental. Assim, considerando a possibilidade de ligação com o AMSQ, o Granito Chaval posicionado há mais de 100 km a NW do AMSQ pode representar um batólito distal desse ambiente tectônico.

Por fim, as idades modelo Sm-Nd ( $T_{DM}$ ) de 2,04, 1,72 e 1,27 Ga, com valores de  $\epsilon Nd$  negativos (-2,6 a -9,3) indicando contribuições de fontes paleoproterozoicas e

mesoproterozoicas, com considerável tempo de residência crustal que implica em uma natureza mais evoluída (ou madura).

A história tectônica está relacionada à implantação da Zona de Cisalhamento Transcorrente Santa Rosa que se instalou no contato leste entre o pluton e os gnaisses do Complexo Granja. A idade desta estrutura é imprecisa, mas pode ser estabelecida pela idade do Granito Chaval (632 Ma) que é afetada por ela, e pela idade do Nefelina Sienito Brejinho (540 Ma) que é um pluton alcalino isento de deformação que trunca a ZCTSR.

## REFERÊNCIAS

- Abreu, F. A. M.; Gama JR, T. G.; Gorayeb, P. S. S.; Hasui, Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará In: 7º Cong. Latino Americano de Geologia, Belém. *Anais...* v. 1, p.20-34.
- Abreu, F. A. M.; Hasui, Y., Gorayeb, P. S. S. 1993. Grábens Eopaleozoicos do oeste cearense - considerações sobre as sequências litoestratigráficas. In: 15º Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal. *Atas.* v. 13, p. 29 - 31.
- Almeida, C.N.; Guimarães, I.P.; Silva Filho, A.F. 2002. Petrogênese de rochas plutônicas félsicas e máficas na Província Borborema, NE do Brasil: o complexo cálcio alcalino de alto-K de Campina Grande. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:205-216.
- Almeida F. F. M.; Hasui, Y. ; Brito Neves B. B.; Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: 7º Simp. Geol. Nordeste, Campina Grande. *Atlas...*p. 363-391.
- Araujo, C. E. G, Cordani, U.G., Weinberg, R., Basei, M.A.S., Armstrong, R.A., Sato, K., 2014. Tracing neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE, Brazil): clues from U–Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* **202–203**:167–189.
- Archanjo C J; Launeau, P.; Hollanda, M.H.B.M.; Macedo, J. W. P. 2009. Scattering of magnetic fabrics in the Cambrian alkaline granite of Meruoca (Ceará State, northeastern Brazil). *International Journal of Earth Sciences*, **98**:1793-1807.
- Arthaud, M. H. 2007. *Evolução neoproterozoica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, nordeste do Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira*. PhD Thesis Universidade de Brasília, Brasília, DF, 132p.
- Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Parente, C. V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *Geological Society, London, Special Publications*, **294**:49-67.

Barbarin B. 1999. *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*. Université Paris-Sud and URA 1369 CNRS, Laboratoire de Petrographie-Volcanologie, Batiment 504, F-91405 Orsay Cedex, France, p.605-626

Bell T.H. & Etheridge M.A. 1973. Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. *Lithos*, **6**:337-348.

Bizzi L.A., Schobbenhaus C., Vidotti R.M., Gonçalves J.H. 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília, DF, CPRM, 692 p.

Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare-earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (Ed.). *Rare-earth elements geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, p.63-114.

Brito Neves B.B. 1973. Elementos da geologia pré-cambriana do nordeste oriental. In: 27º cong. Bras. Geol., Aracaju. *Anais...* v. 2, p. 105-133.

Brito Neves B.B. 1975. *Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano nordestino*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, 198p.

Brito Neves B.B., Dos Santos E.J., van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema province, northeastern Brazil. In: 31º International Geological Congress, Rio de Janeiro. *Abstract*, p. 151-182

Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. Idades U – Pb em zircão de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Revista do Instituto de Geociências. USP*, **3**:25 – 38.

Brito Neves B.B., van Schmus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências. USP Série Cient.*, **1**:59-78.

Brown G.C., Thorpe R.S., Webb P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on source magmas. *Journal of the Geological Society*, **141**:413-426.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.L. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**:99-114.

Calado B. O. 2016. *Programa geologia do Brasil. Carta geológica preliminar, Folha Cajazeiras SB.24-Y-B-VI. Escala 1:100.000. Estado do Ceará*. Fortaleza, CPRM.

Castro N.A. 2004. *Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema)*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, 221 p.

Cavalcante J. C. 1999. *Limites e evolução geodinâmica do sistema Jaguaribiano, Província Borborema, NE do Brasil*. MS Dissertation, UFRN, 289p.

Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Cavalcante S.N., Cavalcante J.E., Melo A.R.C., Duarte Neto V.C., Benevides H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.000*. Fortaleza, Ministério das Minas e Energia/Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais.

Chemale Jr. F., Kawashita, K., Dussin, I. A., Ávila, J. N., Justino, D., Bertotti, A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais Academia Bras. Ciências*, **84**:275-296.

Costa M.J., França J.B., Lins C.A.C., Bacchiegga I.F., Habekost C.R., Cruz W.B. 1979. *Geologia da Bacia de Jaibaras, Ceará, Piauí e Maranhão – Projeto Jaibaras*. Brasília, MME/DNPM, 106 p, Série Geologia Básica, 11.

De la Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. A. 1980. Classification of volcanic and plutonic rock using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-21.

De Paolo D. J. 1981. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calcalkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, **86**:10470-10488.

De Paolo D. J. 1988. *Neodymium isotope geochemistry: an introduction*. Berlin, SpringerVerlag, 187p. doi: 10.1007/978-3-642-48916-7.

Dickin A.P. 2005. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, 471p.

Ferreira V. P., Sial A. N., Jardim de Sá, E. F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of proterozoic granitoids in terranes of the Borborema Structural Province, northeast Brazil. *J. South Am. Earth Sciences*, **11**:438-455.

Fetter A.H. 1999. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. PhD Thesis, University of Kansas, 164p.

Fetter A. H., Dos Santos T. J. S., van Schmus W. R, Hackspacher P. C., Brito Neves B. B., Arthaud M. H., Nogueira Neto J. A.A., Wernick E. 2003. Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria batholith of Ceará state, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Res.*, **6**:265-273.

Fetter A. H., van Schmus W. R., Santos T. J. S., N. Neto J. A., Athaud H. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará state, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent "Atlântica". *Revista Brasileira de Geologia*, **30**:102–106.

Fettes D. & Desmons J. 2008. *Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms*. Cambridge University Press, 244p.

Gama Jr, T., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 1988. O Granito Pedra do Sal e suas feições de cisalhamento. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 424-432.

Garbe-Schönberg C.D. & Arpe T. 1997. High-resolution ICPMS in fast scanning mode: application for laser ablation analysis of zircon. *Fresenius' Journal of Analytical Chemistry*, **359**:462-464.

Gill R. 2014. *Rochas e processos ígneos: um guia prático*. Porto Alegre: Bookmam, 427 p.

Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **72**:220-245.

Gorayeb P. S. S. & Abreu F. A. M. 1991. O Granito do Pajé, noroeste do Ceará: caracterização geológica. In: 14º Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Anais...* p.182-184.

Gorayeb P. S. S. & Abreu F. A. M. 1992. Zoneamento metamórfico-estrutural do noroeste do Ceará. In: 37 Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. *Anais...* v. 1, p.405-406.

Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M., Gama Jr T. 1989. Aspectos tectônicos da região Martinópole-Massapê-CE. In: 2º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Fortaleza. *Atas...* v. 1., p. 265-269.

Gorayeb P. S. S., Abreu F. A. M., Gama Jr. T. G., Hasui Y. 1988. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. In: 7º Congresso Latino Americano de Geologia, Belém. *Anais...* v.1, p.20 – 34.

Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M., Hasui Y. 1993. A tectônica distensiva e a geração de granitos Eopaleozoicos no oeste do Ceará. In: 15º Simp. Geol. Nordeste, Natal. p. 254–255.

Gorayeb P.S.S., Barbosa R. C. O., Moura C. A.V., Lemos R L. 2011. Petrografia, geocronologia e significado tectônico do Nefelina Sienito Brejinho: extremo Noroeste da Província Borborema. *Rev. Bras. de Geoc.*, **41**:390-407.

Gorayeb P. S. S. & Coimbra C. R. 1995. O zoneamento metamórfico termal ao redor do Granito Mucambo. In: 15º Simp. Geol. NE, Recife. *Anais...* v.14, p.337-340.



Gorayeb P.S.S. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia Rb – Sr do Granodiorito Anil – CE. In: 16º Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Anais...* p. 274–276.

Gorayeb P.S.S. & Lima A.M.M. 2014. Aspectos texturais do magmatismo e trama tectônica impostas ao Granito Chaval na Zona de Cisalhamento Santa Rosa, extremo Noroeste da Província Borborema. *Braz. Jour. Geology*, **44**:653-668.

Gorayeb P. S. S. & Nascimento R. S. 2010. Metamorfismo de soterramento no Gráben Jaibaras, noroeste da Província Borborema. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais...* CD-ROM.

Gorayeb P.S.S. & Soares C.M. 1994. Dados petrográficos, faciologia e implicações petrológicas do Granito do Pajé. In: 38º Bras. Geol., Camboriú – SC. *Bol. Res. Exp.* v.1, p.128–129.

Gorayeb P. S. S. & Soares J. E. B. 1995. Os granitos fayalíticos de Mucambo-Ceará. Dados geológicos, petrografia e considerações petrológicas. In: 16º Simpósio de Geologia do Nordeste, Recife. *Anais...* v. 14. p. 274-276.

Guimarães I. P., Silva Filho A. F., Almeida C. N., Araújo J. M. M., Sales A., Melo, S. C. 1998. The Brasiliano granitoids from the Pajeú-Paraíba belt and Teixeira High: Sm-Nd isotope geochemistry and U-Pb in zircon ages. In: 40º Congr. Brasil. Geologia, Belo Horizonte. *Anais...* p.48.

Hanchar J.M. 2014. *Zircon*. In: Rink W.J. & Thompson J. (eds.). *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*. Netherlands, Springer, p.1-5.

Hoskin P.W.O. & Black L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Jour. Metam. Geol.*, **18**:423-439.

Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**:523-546.

Jaffey A. H., Flynn K. F., Glendenin L. E., Bentley W. T., Essling A. M. 1971. Precision measurement of half-lives and specific activities of U 235 and U 238. *Physical Review C*, **4**(5), 1889.

Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICMPS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, **182**:605-618.

Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock types series discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**:169-186.

Le Maitre R.W. 2002 *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 2nd Ed. London, 193 p.

Ludwig K.R. 2003. *User's Manual for Isoplot/Ex version 3.00: A Geochronology Toolkit for Microsoft Excel*, No. 4. Berkeley Geochronological Center, Special Publication, 70p.

Lugmair G.W. & Marti K. 1978. Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ : Differential evolution of the lunar crust and mantle. *E. and Planet. Sc. Letters*, **39**:349-357.

Mattos I. C., Artur A. C., Arthaud M. H., Nogueira Neto J. A. 2007. Geologia e geocronologia do stock granítico Serra do Barriga – Sobral/CE. In: 22º Simp. Geol. Nordeste, Natal. *Anais...*, p.176.

Nascimento D. A., Gava A; Pires J., Teixeira W. 1981. Geologia da Folha SA. 24 - Fortaleza. In: PROJETO RADAM Brasil. Rio de Janeiro: DNPM. p. 23 - 212.

Nascimento Y. W. S. 2012. *Petrografia, litoquímica e geocronologia do Granito do Pajé: um estudo comparativo com os granitóides da Suíte Intrusiva Meruoca, região noroeste do Ceará*. TCC-Geologia, UFPA, Belém, 97p.

Nogueira B. K. C., Gorayeb P. S. S., Galarza M. A. T., Moura C.A.V. 2013. Novos dados geocronológicos do Granito Chaval, extremo noroeste da Província Borborema: correlação com Arco Magmático Santa Quitéria. In: 25º Simpósio de Geologia do Nordeste, SBG, p.381.

Nogueira Neto J. A. 2000. *Evolução geodinâmica das faixas granulíticas de Granja e Cariré, extremo noroeste da Província Borborema*. PhD Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 171p.

- Nogueira Neto J. A., Torquato J. R. F., Macambira M. J. B., Arthaud M. H. 1990. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Granja. *Revista de Geologia*, **3**:3-18.
- Oliveira C.O., Martins G., Branco R.M.G.C., Castro D.L. 2001. Um modelo alternativo para a formação da Bacia do Jaibaras: implicações para a evolução final da cadeia Brasileira/Pan-Africana no noroeste da Província Borborema. *Revista de Geologia*, **14**: 11-21.
- Oliveira D. C. 1992. Geologia do Gráben de Martinópolis, área de Campanário/Paula Pessoa (Granja): implicações na evolução litoestratigráfica e tectonometamórfica do noroeste do Ceará. *Rev. Brasil. Geoc.*, **22**:143-156.
- Oliveira E.C., Lafon J.M., Gioia S.M.C.L., Pimentel M.M. 2008. Datação Sm-Nd em rocha total e granada do metamorfismo granulítico da região de Tartarugal Grande, Amapá Central. *Revista Brasil. Geociências*, **38**:116–129.
- Oliveira J. F.& Cavalcante J. C. 1993. *Folha SB.24-V-D-V*; Mombaça, estado do Ceará. Levantamentos geológicos básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – escala 1:100.000. Brasília, DF.
- Passchier C. W. & Trouw R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Berlim, Ed: Springer Verlag, 95p.
- Pearce J.A, Harris N.B.W, Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, **25**:956-983.
- Quadros M.L.E.S., Abreu F.A.M. 1995. Bacia de Jaibaras – NW do Ceará: considerações sobre a evolução tectono – sedimentar. In: 5º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Gramado. *Anais...* p. 307–309.
- Rollinson H.R. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Longman, 352 p.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chem. Geology*, **184**:123-138.

Santos T. J. S. 1999. *Evolução tectônica e geocronológica do extremo noroeste da Província Borborema*. PhD Thesis, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 186p.

Santos T. J. S., Fetter A. H., Hackspacher P. C., van Schmus W. R., Nogueira Neto J. A. 2008. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW segment of the Borborema Province, NE Brazil, during the assembly of the western Gondwana. *Jour. of South Am. Earth Sciences*, **25**:271-284.

Santos T.J.S., Dantas E. L., Arthaud M.H., Fuck R.A., Pimentel M. M., Fetter A. H. 2004. Evidências de crosta juvenil neoproterozóica no Ceará. In: 42° Congr. Brasil. Geologia, Araxá. *Anais...* v.1, p.1175-1176.

Santos T.J.S. & Hackspacher P.C. 1992. Geologia do Grupo Martinópolis, noroeste do CE. In: 37° Cong. Bras. Geol. , São Paulo. *Anais...* v.1, p. 298-299.

Santos T.J.S., Nogueira Neto J. A., Fetter A. H., Hackspacher P. C. 2001. Petrografia e litogeoquímica das rochas do embasamento cristalino da região de Granja, CE. *Revista de Geologia (UFC)*, **14**:33-48.

Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: Costa M.L. & Angélica R.S. (Eds.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*. Belém, SBG-NO, p.91-142.

Shand S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore-deposits*. London, Thomas Murby, 488p.

Shannon R. D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica*, **A32**: 751-767.

Sial A. N. 1989. *Petrologia, geoquímica de elementos maiores, traços, terras raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, nordeste do Brasil*. PhD Thesis (Professor Titular), UFPA, Recife, 284 p.

Sibson R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133**:191-213.

Silva L. C. 2006. *Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros*. Brasília, DF, CPRM, 150 p. Disponível em: <[www.cprm.gov.br](http://www.cprm.gov.br)>. Acesso em: 03/04/2014.

Silva L. C., Armstrong R., Pimentel M. M., Scandola J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L. A. A., Vasconcelos A. M., Rizzoto G., Quadros M. L. E. S., Sander A., Rosa A. L. Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III - Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Rev. Bras. Geoc.* **32**:529-544.

Stacey J.S. & Kramers J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-221.

Steiger R. & Jäger E. 1977. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and planetary science letters*, **36**(3): 359-362.

Streckeisen A. L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**:1-33.

Teixeira M.F.B., Nascimento R.S., Gorayeb P.S.S., Moura C.A.V., Abreu F.A.M. 2010. Novos dados geocronológicos do Feixe de Diques de Aroeiras e sua relação com o Granito Meruoca – noroeste do Ceará. In: 45º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém. *Anais...* CD-ROM.

Thompson R. N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, **18**:49-107.

Trouw R.A.J., Siersma D., Passchier C.W. 2010. Atlas of mylonites - and related microstructures. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 322 p.

Torquato J. R. & Nogueira Neto J. A. 1996. Histograma da região de dobramentos do Médio Coreaú. *Rev. Bras. de Geociências*, **26**:303-314.

Torquato M. F. B., Torquato J. R. F., Figueiredo C., Nogueira Neto J. A. 2008. Estudo dos granitos cearenses “Vermelho Filomena, Meruoca Clássico e Verde Ceará” por análise digital de imagem em câmara com atmosfera saturada em SO<sub>2</sub>. *Geonomos*, **16**:51–62.

Vernon R.H. 2008. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge, Cambridge University Press, 594 p.

Wetherill G. W. 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **37**(3): 320-326.

Whalen J.B., Currie K.I., Chappell B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contr. Min. Petrol.*, **95**:407–419.

Wilson M. 1989. *Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach*. London, Unwin Hyman, 466p.

Winge H. 1967. Breves notas sobre a geologia do nordeste do Ceará. Ministério do Interior. SUDENE. Divisão de Geologia. *Bol. de Estudos*, **3**:13-18.