



UFRJ

**Macarena Roca Benedek**

**GEOLOGIA DOS XISTOS LA MICAELA,  
TERRENO CUCHILLA DIONÍSIO, NE DO URUGUAI**

**Trabalho de Conclusão de Curso**

**Geologia**

**UFRJ**

**Rio de Janeiro**

**Abril de 2017**



**Macarena Roca Benedek**

**GEOLOGIA DOS XISTOS LA MICAELA,  
TERRENO CUCHILLA DIONÍSIO, NE DO URUGUAI**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia. Orientadores: Renata da Silva Schmitt e Jorge Bossi

**UFRJ**

**Rio de Janeiro**

**Abril de 2017**

**Macarena Roca Benedek**

**GEOLOGIA DOS XISTOS LA MICAELA,  
TERRENO CUCHILLA DIONÍSIO, NE DO URUGUAI**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia. Orientadores: Renata da Silva Schmitt e Jorge Bossi

Aprovada em:

Por:

---

Profª Draª Renata da Silva Schmitt (Orientadora)

---

Profª Draª Silvia Regina de Medeiros

---

Draª Débora Barros Nascimento

*“Caminante, son tus huellas  
el camino y nada más;  
Caminante, no hay camino,  
se hace camino al andar.  
Al andar se hace el camino,  
y al volver la vista atrás  
se vea senda que nunca  
se ha de volver a pisar.  
Caminante no hay camino  
sino estelas en la mar.”*

*Antonio Machado*

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a minha orientadora, Renata Schmitt, pela oportunidade de trabalhar em minha terra natal com um assunto tão de meu agrado. Obrigada pela confiança, constante apoio e por todo o conhecimento passado.

Aos cientistas uruguaios, cuja ajuda foi imprescindível no desenvolvimento deste trabalho, especialmente, Jorge Bossi, Claudio Gaucher, Sebastián Mármol, Gonzalo Blanco e Leticia Chiglino.

Ao Projeto Gondwana (IGCP-628), por financiar o trabalho, e aos seus pesquisadores, por todo o incentivo e ajuda, mas principalmente pela amizade e alegria trazida às minhas semanas.

Obrigado aos meus professores e colegas da UFRJ, que tanto contribuíram ao meu desenvolvimento profissional e pessoal. Em especial, sou grata à minha colega Letícia Moura, pela parceria incondicional.

Agradeço por fim à minha família, amigos e meia-laranja, companheiros de jornada e guias meus, mesmo nos piores cenários.

## RESUMO

Os xistos La Micaela são aflorantes na porção norte do Terreno Cuchilla Dionísio, NE do Uruguai, entre os departamentos de Treinta y Tres e Cerro Largo. Trata-se de uma sucessão de rochas metassedimentares neoproterozóica, composta basicamente por micaxistos biotíticos e muscovíticos, depositados sobre a sequência de serpentinitos e xistos do Litodema Cerro de La Tuna. Essa sequência clástica a vulcanoclástica se estende por mais de 40 km segundo uma orientação N20E-S20W, que se torna N10E-S10W a sul. As rochas apresentam estruturas dúcteis de ao menos três fases de deformação. A foliação tectônica predominante é relacionada à segunda fase de deformação, e tem atitude 130/70° (dip-dip). A lineação de estiramento, também atribuída a essa fase, tem caimento de 20° para nordeste e sudoeste, sugerindo um dobramento posterior, que geraria um padrão de interferência de dobras do tipo “domos e bacias”. Separando essas unidades dos gnaisses migmatíticos a sul, foi observada uma zona de cisalhamento dextral de alto ângulo, paralela ao strike 040°-220° dos Xistos La Micaela. Intrudindo essas rochas a oeste, foi observado um granito porfirítico seriado, rico em k-feldspato e plagioclásio. O corpo granítico tem uma orientação similar à da foliação principal da área e são também encontrados nele indicadores de movimento dextral. Os dados obtidos indicam que a colocação desse granito teria ocorrido antes a durante a fase principal de deformação. Essas unidades fazem parte do Terreno Cuchilla Dionísio, terreno tectonoestratigráfico neoproterozóico de afinidade africana. Dessa forma, as rochas observadas na área poderiam ser correlacionadas com o continente africano.

## ABSTRACT

The La Micaela schists occur in the northern portion of the Cuchilla Dionísio Terrane, NE of Uruguay, between the departments of Treinta y Tres and Cerro Largo. It is a succession of Neoproterozoic metasedimentary rocks, composed basically of biotitic and muscovitic micaschists, deposited over the serpentinites and schists sequence of the Cerro de La Tuna Lithodeme. This clastic to vulcanoclastic sequence extends for more than 40 km in an N20E-S20W orientation, that turns to N10E-S10W to the south. The rocks have ductile structures of at least three phases of deformation. The predominant tectonic foliation is related to the second deformation phase, and has a 130 / 70° attitude (dip-dip). The stretching lineation, also attributed to this phase, has a 20° slope to the northeast and southwest, suggesting a posterior folding, which would generate a pattern of folding interference of "domes and basins" type. Separating these units from the migmatitic gneisses to the south, a high angle dextral shear zone was observed, parallel to the 040°-220° strike of the La Micaela schists. Intruding these rocks to the west, a serial porphyritic granite, rich in k-feldspar and plagioclase, was observed. The granitic body has a similar orientation to that of the main foliation of the area and are also found in it indicators of dextral movement. The obtained data indicates that the granite placement would have occurred before during the main deformation phase. These units are part of the Cuchilla Dionísio Terrane, an African-affinity neoproterozoic tectonostratigraphic terrane. Therefore, the rocks observed in the area could be correlated with the African continent.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1-	Mapa de localização da área de estudo, ressaltada em vermelho (modificada de Google Maps, 22/03/2017).	12
Figura 2-	Utilização da serra diamantada no laboratório do CURE para a redução do tamanho das amostras.	14
Figura 3-	Mapa tectônico do escudo cristalino uruguaio. Zonas de Cisalhamento: ZCC – Colonia; ZCSY – Sarandí del Yí; ZCSB – Sierra Ballena (modificado de Oriolo et al, 2015).	15
Figura 4-	Mapa dos Terrenos Nico Pérez e Cuchilla Dionísio, área de estudo em vermelho. Retirado de Bossi e Gaucher, 2004.	18
Figura 5-	Mapa de detalhe do setor norte do TCD, área de estudo em vermelho (Bossi e Gaucher, 2010).	20
Figura 6-	Mapa geológico da área de La Micaela	24
Figura 7-	Perfil estratigráfico proposto para a área e a comparação com outros modelos	25
Figura 8-	Aspecto geomorfológico de relevo arrasado no domínio onde afloram os gnaisses.	26
Figura 9-	Afloramento intemperizado de gnaisse mostrando veios graníticos centimétricos que cortam essa litologia.	27
Figura 10-	Detalhe de afloramento de gnaisse, mostrando bandamento composicional e injeção de veios.	28
Figura 11-	Bandamento do gnaisse dobrado em estruturas fechadas a apertadas com charneira angulosa (tipo Chevron) com plano axial subvertical e sem o desenvolvimento de foliação plano axial.	28
Figura 12-	Gnaisse muito intemperizado, aparentemente migmatítico.	29
Figura 13-	Detalhe de metabasito intercalado nos gnaisses	30
Figura 14-	Afloramento típico dos serpentinitos, em bolota.	32
Figura 15-	Serpentinito com superfície esburacada devido à ação intempérica.	32
Figura 16-	(A) Afloramento típico do talco xisto. (B) Amostra de mão do talco xisto, mostrando manchas ferruginosas..	32
Figura 17-	Afloramento de tremolita xisto exibindo um corte fresco com a cor verde musgo típica desta unidade.	33
Figura 18	Bloco de tremolitito, com tremolita em textura radiada.	34
Figura 19-	Tremolita xisto bandado, rico em serpentina.	34
Figura 20-	Clorita xisto apresentando dobras abertas de crenulação, da fase de deformação D3.	35
Figura 21-	Afloramento de quartzito com dobras parasíticas isoclinais a suaves.	36
Figura 22-	Amostra de quartzito bandado	36
Figura 23-	Geomorfologia típica dos xistos La Micaela.	37
Figura 24-	Afloramento de veio de quartzo isolado de cerca de 2 m de espessura (à esquerda) e terra avermelhada associada aos micaxistos (à direita).	38



Figura 25-	Afloramento de quartzo-muscovita xistofresco. Podem observar-se estruturas S/C e C'.	39
Figura 26-	Afloramento de muscovita-xisto intemperizado	39
Figura 27-	Afloramento de biotita-xisto homogêneo.	40
Figura 28-	Afloramento de biotita-quartzo-xisto com veios de quartzocentimétricos dobrados.	41
Figura 29-	Afloramento do granito em lajedos no campo.	42
Figura 30-	Amostra do granito mostrando cristais de K-feldspato deformados e a matriz com foliação tectônica. Notar os planos S e C' destacados na figura.	43
Figura 31-	(A) Afloramento de granito em topo de morro. (B) Amostra de mão do granito.	44
Figura 32-	Lâmina de granito mostrando cristais fracamente orientados.	45
Figura 33-	(A) Afloramento de basalto mostrando contato com granito (rocha mais clara). (B) Fraturas de resfriamento em afloramento de basalto.	46
Figura 34-	Mapa da área e seções geológicas A-B e C-D.	47
Figura 35-	Atitude da foliação Sn.	48
Figura 36-	Sn marcada pelo bandamento composicional e minerais nos gnaisses.	49
Figura 37-	Fotomosaico de afloramento mostrando dobras D1	50
Figura 38-	Foliação S2 bem marcada em afloramento de xistos de La Micaela.	50
Figura 39-	Atitude da foliação plano-axial S2 e lineação L2 nos xistos La Micaela e Litodema Cerro de La Tuna.	51
Figura 40-	Detalhe de lineação de estiramento em veios de quartzo.	52
Figura 41-	Veio de quartzo com Le e desenvolvimento de planos de clivagem espeçada S3.	52
Figura 42-	Planos S e C' em quartzo-muscovita-xisto.	53
Figura 43-	Detalhe de um quarto sigmoidal indicando sentido de movimento dextral.	54
Figura 44-	Planos S, C e C linha em quartzo-muscovita-xistos	55
Figura 45-	Lâmina de Quartzo-muscovita-xisto mostrando um micafish indicando sentido de movimento dextral.	56
Figura 46-	Estruturas tipo S-C em lâmina de xistos La Micaela.	56
Figura 47-	Granito porfirítico com textura de proto a ultramilonítica.	56
Figura 48-	Esterogramas da fase D3.	57
Figura 49-	(A) Porfiroblasto de granada em xisto com nicóis descruzados e (B) nicóis cruzados..	59

## SUMÁRIO

1.	<b>Introdução</b>	11
1.1	Objetivo	11
1.2	Localização	11
1.3	Metodologia	12
1.3.1	Levantamento bibliográfico	12
1.3.2	Foto interpretação	13
1.3.3	Mapeamento geológico-estrutural	13
1.3.4	Tratamento de amostras	13
2.	<b>Geologia Regional</b>	15
2.1	Cráton Rio de La Plata (CRP)	15
2.2	Terreno Nico Perez (TNP)	17
2.3	Terreno Cuchilla Dionísio (TCD)	17
2.3.1	Terreno Cuchilla Dionísio Meridional	18
2.3.2	O Terreno Cuchilla Dionísio Setentrional	19
2.4	Principais Zonas de Cisalhamento no Uruguai	21
2.4.1	Colonia (ZCC)	21
2.4.2	Sarandí Del Yí (ZCSY)	21
2.4.3	Sierra Ballena (ZCSB)	22
2.4.4	Sarandí de Barceló (FSB)	22
2.4.5	Cerros de Amaro	22
3	<b>Geologia da área de estudo</b>	23
3.1	Histórico – trabalhos anteriores	23
3.2.	Descrição das unidades litoestratigráficas	26
3.2.1	Gnaisses migmatíticos	26
3.2.2	Sequência ultramáfica e xistos associados – Litodema Cerro de La Tuna (LCT)	30
3.2.3	Quartzitos bandados:	35
3.2.4	Xistos La Micaela	37
3.2.5	Granito porfirítico	41
3.2.6	Hornblenda granito cinza	42
3.2.7	Diques de diabásio	45
3.2.8	Cobertura quaternária	45
3.3	Geologia Estrutural	45
3.2.1	Estruturas primárias (S0)	46
3.3.2	Estruturas tectônicas	47
3.4	Metamorfismo	
4	<b>Discussão</b>	60
4.1	A origem dos xistos La Micaela – protólitos e bacia sedimentar	60
4.2	Relação dos xistos com as ultramáficas e origem das ultramáficas	60
4.3	Idade da bacia dos xistos La Micaela e correlação com outros xistos do Terreno Cuchilla Dionísio	61
4.4	O evento tectônico que gerou o metamorfismo e deformação dos Xistos	61
4.5	Os gnaisses magmáticos do sul da área	62
4.6	Ambiente geotectônico e correlação regional com Brasil e África do Sul/Namíbia	62
5	<b>Conclusões e recomendações</b>	64
6	<b>Referências</b>	66

## 1 . INTRODUÇÃO

Os xistos La Micaela (LM) localizam-se no NE do Uruguai, próximos à área da cidade de La Micaela. Trata-se de uma sucessão de xistos e quartzos xistos biotíticos e muscovíticos que ocorrem numa faixa de cerca de 40 km de extensão, entre os departamentos de Treinta y Tres e Cerro Largo.

Essas rochas ocorrem estratigraficamente sobre as rochas ultramáficas do Litodema Cerro de La Tuna (LCT): serpentinitos, tremolita xistos, talco xistos e clorita xistos. As duas unidades estão somente separadas por uma sucessão delgada de quartzitos bandados, ricos em magnetita.

A sul, o xistos LM e o LCT são justapostos a gnaisses migmatíticos de grau metamórfico e orientação tectônica radicalmente distintas, sugerindo terem sido colocados ao lado dos xistos posteriormente.

A bacia onde foi sedimentada essa sequência metassedimentar é ainda desconhecida, mas está inserida no contexto do setor setentrional do Terreno Cuchilla Dionísio (TCD), terreno neoproterozóico, alóctone e de afinidade africana.

### 1.1 - Objetivo

Este trabalho tem por objetivo caracterizar unidades litoestratigráficas e geologia estrutural das rochas metassedimentares neoproterozóicas dos Xistos La Micaela (LM), a fim de corroborar com o entendimento do ambiente geotectônico em que foram depositadas e posteriormente deformadas e metamorfisadas dentro do contexto do Terreno Cuchilla Dionísio (TCD), NE do Uruguai.

### 1.2 - Localização

A área de estudo localiza-se no setor nordeste do Uruguai, no limite entre os departamentos de Cerro Largo e Treinta y Tres (Figura 1). O mapeamento foi feito usando como base as cidades de Melo e Treinta y Tres. Partindo de Melo, a área fica a cerca de 42km a SE, sendo o acesso pela rodovia nacional número 26, seguida por um caminho departamental. Já a partir de Treinta y Tres, a área fica a uma distância de 120km a NE, convindo optar pela rodovia nacional número 18 e o caminho departamental a oeste de Plácido Rosas.



Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo, ressaltada em vermelho (modificada de Google Maps, 22/03/2017)

### 1.3 - Metodologia

Os métodos adotados neste trabalho são descritos a seguir:

#### 1.3.1. Levantamento bibliográfico

Foram reunidos dados a partir de livros, artigos e mapas sobre a geologia regional do escudo uruguaio, o contexto geotectônico e as unidades litoestratigráficas, na área foco do trabalho.

### 1.3.2. Interpretação de fotos e imagens

Foram analisadas imagens de satélite e fotografias aéreas nas escalas de 1:20.000 e 1:40.000 da região para a identificação de estruturas como lineamentos, falhas, ainda áreas com afloramentos.

### 1.3.3. Mapeamento geológico-estrutural

Realizou-se o mapeamento da área na escala 1:25.000 usando como base topográfica as folhas Paso Del Dragón e Mangrullo 1:50.000 do Serviço Geográfico Militar do Uruguai. Foram feitas duas campanhas de campo, uma de 10 dias de duração em 2015 e outra com a mesma duração em 2016, tendo-se como base as cidades de Melo e Treinta y Tres. O mapeamento só pode ser realizado devido ao apoio acadêmico e financeiro do Projeto Gondwana (IGCP-628) e ao suporte oferecido pelas faculdades de Geologia e Agronomia da Universidad de La Republica (UdelaR) e do Centro Universitário Regional Del Este (CURE). A UdelaR e o CURE disponibilizaram profissionais para colaborar presencialmente no trabalho, ainda proporcionando facilidades como veículos para campo, disponibilidade dos laboratórios e, ocasionalmente, hospedagem.

Durante o mapeamento obtiveram-se importantes informações sobre a composição mineralógica das rochas mapeadas, relações estratigráficas relativas, padrões de afloramento e também medições de estruturas como lineação, foliação, fratura e identificação de indicadores cinemáticos de diversos tipos. Além dessas, foram coletadas mais de 100 amostras, parte dessas orientadas, a fim de realizar estudos petrográficos e, futuramente, geocronológicos.

### 1.3.4. Tratamento de amostras

As amostras coletadas foram cortadas no laboratório do CURE, em Treinta y Tres (Figura 2), com a orientação dos professores Gonzalo Blanco, Leticia Chiglino e Claudio Gaucher. Para isso foi utilizada a serra diamantada com os devidos equipamentos de proteção (Figura 2). O objetivo dessa etapa foi trazer para o Brasil as amostras já em tamanho menor, no intuito de utilizá-las para a confecção de lâminas.



Figura 2 – Utilização da serra diamantada no laboratório do CURE para a redução do tamanho das amostras.

### 1.3.5 – Confeção de mapas, seções geológicas e coluna estratigráfica e tratamento dos dados de campo

Foram utilizados os mapas geológico e topográfico, além dos dados estruturais, para a confecção de duas seções geológicas e de uma coluna estratigráfica com o *software* CorelDraw X8. O mapa de campo foi digitalizado com o *software* ArcGIS 10.1 e foram também gerados estereogramas no OpenStereo com as medidas estruturais.

### 1.3.6 – Análise de lâminas

Foram analisadas 19 lâminas petrográficas com foco no reconhecimento da mineralogia, textura dos litotipos, distintos tipos de clivagem e indicadores cinemáticos.

### 1.3.7 – Interpretação dos dados e confecção da monografia

Ao fim das etapas descritas foi confeccionada a monografia no Centro Digital de Geoprocessamento Gondwana (CDGG) sala J2-020, Departamento de Geologia (UFRJ).

## 2. GEOLOGIA REGIONAL

O escudo uruguaio pode ser compartimentado em quatro terrenos tectonoestratigráficos, Piedra Alta (TPA) a noroeste, Tandília (TT) a sudoeste, Nico Pérez (TNP) na porção central e Cuchilla Dionísio (TCD) no leste (Figura 3). Esses são delimitados por três grandes lineamentos/zonas de cisalhamento de escala crustal, de oeste a leste: Colonia (ZCC), Sarandí Del Yí (ZCSY) e Sierra Ballena (ZCSB). Sobre esses terrenos, ocorrem ainda, em discordância, associações sedimentares e vulcânicas paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná e sedimentos cenozóicos.

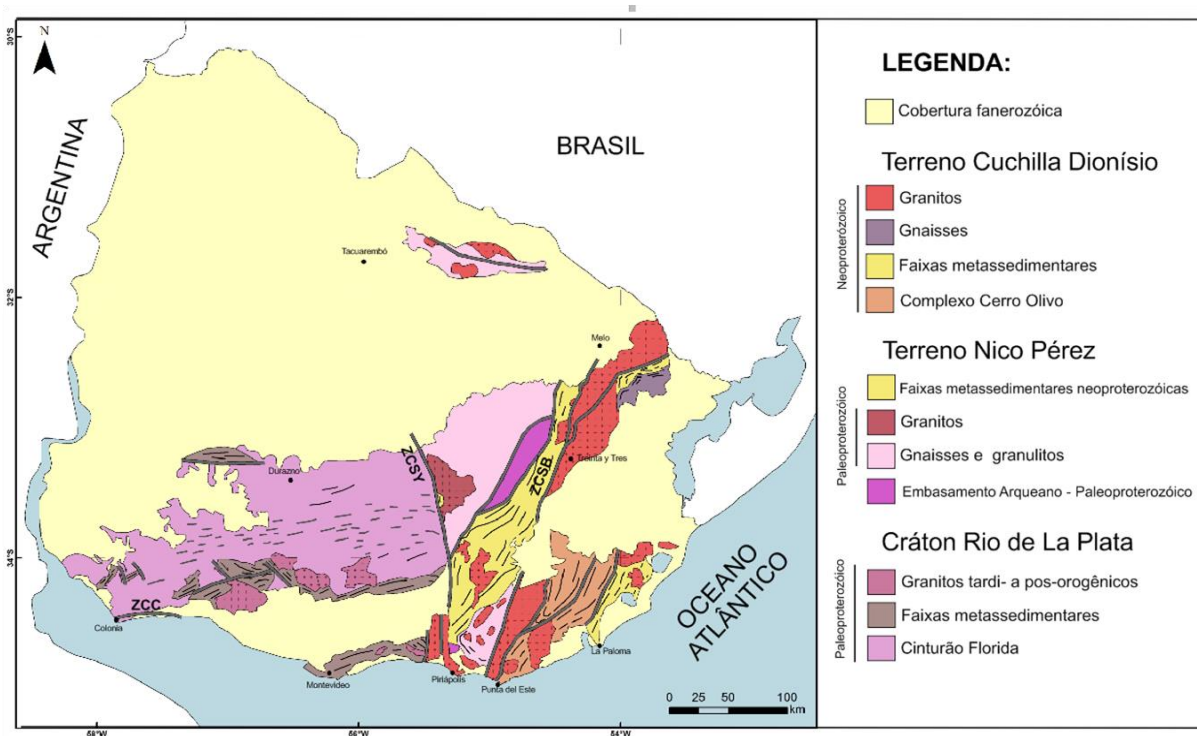


Figura 3 – Mapa tectônico do escudo cristalino uruguaio. Zonas de Cisalhamento: ZCC – Colonia; ZCSY – Sarandí del Yí; ZCSB – Sierra Ballena (modificado de Oriolo et al, 2015).

### 2.1 -Cráton Rio de La Plata (CRP)

Trata-se de um cráton desde o Neoproterozóico cuja real dimensão é em grande parte inferida, já que o mesmo se encontra significativamente coberto por sedimentos fanerozoicos. Atualmente são considerados parte aflorante desse cráton os terrenos Piedra Alta e Tandília, oeste do Uruguai, e a Faixa Tandília, norte da Argentina (Rapela et al., 2011). O único limite exposto do cráton fica a leste, dado pela zona de

cisalhamento Sarandí Del Yi, que separa o CRP do Terreno Nico Perez (Figura 3). A oeste a Falha de Córdoba, que separa o cráton das Serras Pampeanas, foi inferida com base em geofísica e furos de sondagem. Já a sul, o CRP é limitado pela Falha da Sierra de La Ventana, que o põe lado a lado com rochas do Neoproterozóico (Rapela et al., 2003).

No Terreno Piedra Alta aflora a maior área exposta do CRP. É recortado a norte por sedimentos fanerozóicos e limitado a leste pela ZCSY, a sul pela ZCC e a oeste pelo rio Uruguay (Figura 3). Resumidamente, suas principais unidades são as rochas granito-greenstone vulcanossedimentares paleoproterozoicas dos cinturões orogênicos Andresito, San José e Montevideo, granitos pós-orogênicos e os granito-gnaisses do Cinturão Florida. As idades de cristalização e sedimentação remetem ao Evento Riaciano-Orosiriano, variando entre 1.9 e 2.2 Ga (Cingolani et al., 1990, 1997; Preciozzi e Bourne, 1992; Hartmann et al., 2000). Essas unidades são intrudidas no Paleoproterozoico, entre 1784 Ma e 1795 Ma (Halls et al., 2001; Teixeira et al., 1999), por um enxame de diques máficos, que são cortados e defletidos pela ZCSY.

O Terreno Tandilia (TT) era antes considerado parte do TPA, entretanto Bossi et al (2005) sugerem que a natureza petrogenética, o grau metamórfico e a idade das rochas a norte e a sul da ZCC são diferentes. O TT é formado pelo Cinturão Pando, de idade paleoproterozoica (Hart, 1966; Preciozzi et al., 1999; Cingolani et al., 1990), corpos graníticos também paleoproterozoicos (Pamoukaghlián, 2012), rochas ígneas básicas intrusivas, uma cobertura sedimentar neoproterozoica denominada Formação Piedras de Afilas (Gaucher et al., 2008) e o granito neoproterozoico La Paz (Cingolani et al., 2012; Umpierre e Halpern, 1971). Propõe-se que o TT seja correspondente ao cinturão de mesmo nome aflorante na Argentina (Abre et al., 2014).

A área cratônica aflorante do CRP na Faixa Tandilia, Argentina, denomina-se Complexo Buenos Aires (Marchese e Di Paola, 1975), e é composta basicamente de gneisses graníticos a tonalíticos, migmatitos, anfíbolitos e intrusões graníticas, com idades Neoarqueanas a Paleoproterozoicas (Oyhantçabal et al, 2011). Essas rochas não apresentam qualquer evidência de retrabalhamento neoproterozoico, e nem de acreções juvenis (Cingolani et al. 2002).



## 2.2. Terreno Nico Perez (TNP)

Trata-se de um terreno arqueano a paleoproterozoico com retrabalhamento neoproterozoico (Oyhantçabal et al. 2011, 2012) aflorante na porção central do território uruguaio (Figura 3). É limitado pelas zonas de cisalhamento Sierra Ballena, a leste, e Sarandí del Yí, a oeste. Ao norte ocorrem duas ilhas cristalinas, em meio aos sedimentos fanerozóicos, correlacionáveis com o TNP: a Isla Cristalina de Rivera, no Uruguai, e o bloco Taquarembó, aflorante no Rio Grande do Sul, Brasil (Oyhantçabal et al. 2011).

O Terreno Nico Pérez é considerado alóctone em relação ao TPA, o que é comprovado pela ausência do enxame de diques máficos paleoproterozóicos no último, e ainda pela constituição litológica bastante distinta em termos de idade e origem em relação às unidades do cráton (Mallman et al., 2007). Além disso, o TNP possui unidades litológicas neoproterozóicas e estruturas de deformação indicando que foi afetado pelos eventos tectônicos brasileiros (Bossi e Gaucher, 2014).

O embasamento do TNP é constituído por rochas arqueanas a paleoproterozóicas do Complexo La China (Hartman et al., 2001), Grupo Cebollatí (Gaucher et al. 2010) e da Formação Valentines (Bossi et al., 2001), intrudidas por granitóides paleoproterozóicos. Esse embasamento encontra-se empurrado sobre uma série de sucessões vulcanossedimentares mesoproterozóicas dos grupos Parque UTE e Mina Verdún e pelo Complexo Tapes (Bossi e Gaucher, 2014).

As unidades neoproterozóicas no TNP são granitos anorogênicos do Batólito de Puntas Del Santa Lucia (Hartman et al. 2010) e Arroyo Mangancha (Gaucher et al. 2008), além das rochas sedimentares da Formação Las Ventanas (Blanco e Gaucher 2005) e do Grupo Arroyo Del Soldado (Blanco et al., 2009).

## 2.3 –Terreno Cuchilla Dionísio (TCD)

O Terreno Cuchilla Dionísio foi definido em 1998 na carta geológica do Uruguai de Bossi e colaboradores como o bloco que ocorre a leste da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena (Figura 3). É considerado alóctone em relação aos terrenos já abordados, tendo sua origem associada ao Cráton do Kalahari, aflorante nas margens atlânticas da África meridional, do qual teria sido rifteado por volta de 750 Ma e, logo depois, acrescido ao Terreno Nico Pérez em 530 Ma (Bossi e Gaucher, 2014). Esse terreno

encontra-se em grande parte encoberto pela Bacia da Laguna Merín, que o divide em setores norte e sul (Figura 4).

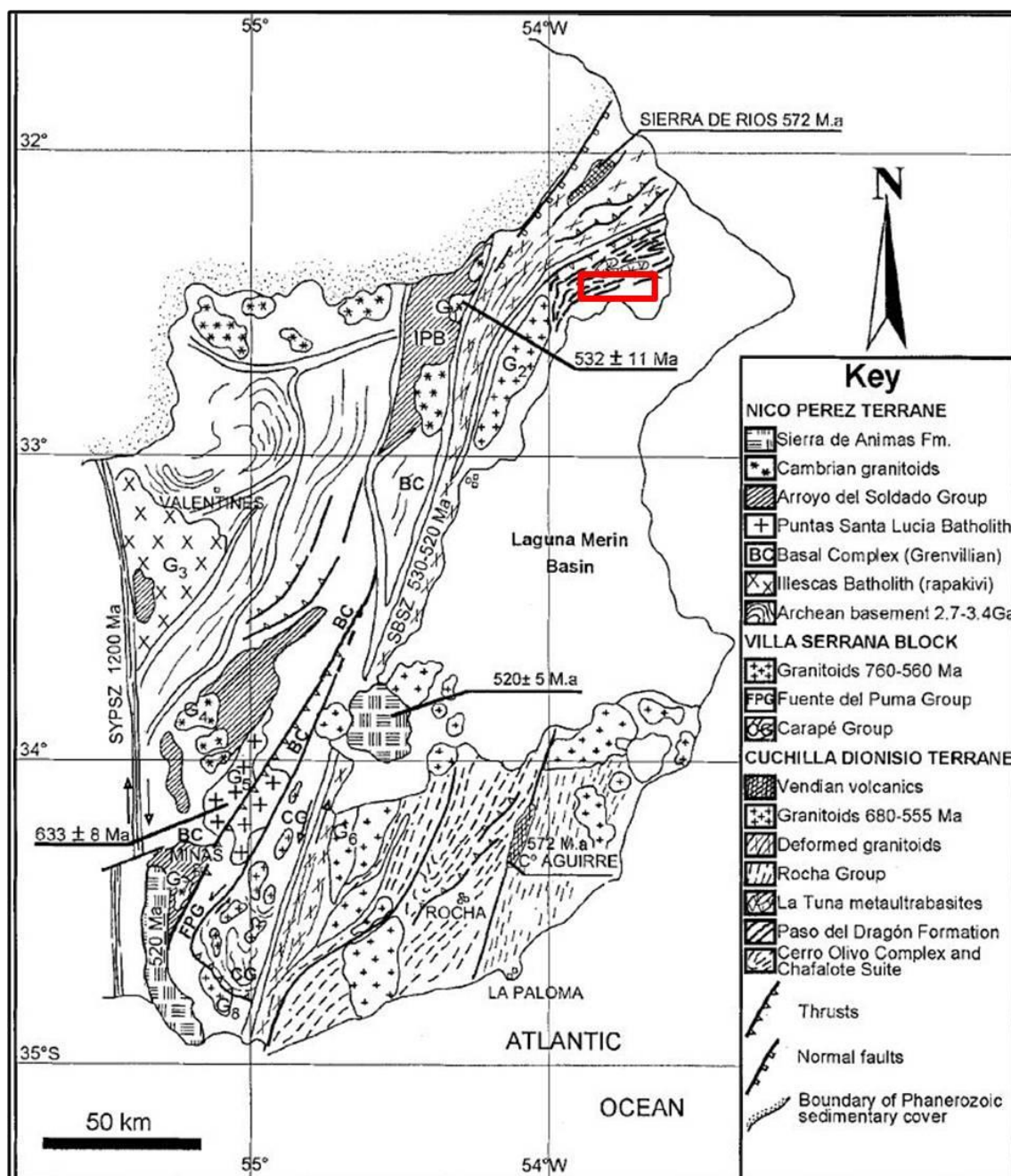


Figura 4 – Mapa dos Terrenos Nico Pérez e Cuchilla Dionísio, com a área de estudo destacada em vermelho. Retirado de Bossi e Gaucher, 2004.

### 2.3.1 Terreno Cuchilla Dionisio Meridional

O setor meridional do TCD pode ser dividido nas seguintes unidades litoestratigráficas:

(a) O Complexo Cerro Olivo (Masquelin et al, 2011), em que estão incluídas as rochas mais antigas do TCD. Trata-se de gnaisses e granodioritos localmente migmatíticos. Datações pelo método U-Pb forneceram idades de  $1006\pm 37$ Ma em zircões, interpretadas como protólito destes ortognaisses (Preciozzi et al., 1999). Bossi et al. (2001) obtiveram idades U-Pb  $762\pm 8$ Ma nos migmatitos do complexo, interpretadas como do metamorfismo.

(b) Granitos anorogênicos com idades entre 630 e 570 Ma (Oyhantçabal et al., 2009; Basei et al., 2011; Gaucher et al., 2011), como o Batólito de Aiguá (Oyhantçabal et al., 2009).

(c) Formação Cerros de Aguirre (Campal e Schipilov, 2005), um pacote de rochas piroclásticas de composição intermediária a ácida, datadas pelo método U-Pb SHRIMP fornecendo idades de  $571\pm 8$ Ma (Hartmann et al., 2002).

(c) Rochas metassedimentares da Formação Rocha (Sanchez Bettucci e Burgueño, 1993) interpretadas como depósitos turbidíticos (Menezes, 2010). Basei et al. (2005) obtiveram idades U-Pb de  $629\pm 17$ Ma em zircões detríticos dessa sequência. O granito Santa Teresa, que intrude a formação, forneceu idades U-Pb de  $543\pm 5$  Ma (Basei et al., 2013), interpretadas como a idade mínima para deposição. Cabe destacar que a unidade é correlacionável com a Formação Tyberg, na África do Sul (Gaucher et al 2009), e com o Grupo Oranjemund, na Namíbia (Basei et al., 2005), por conta da similaridade de proveniência, litologias e ambiente de sedimentação.

(d) Formação San Carlos, rochas metassedimentares, interpretadas como produto da erosão de um arco magmático ativo no paleocontinente Arachania (Bossi e Gaucher, 2014). Datações U-Pb em zircões detríticos forneceram idades máximas de  $535\pm 13$ Ma (Gaucher et al., 2010)

### 2.3.2 O Terreno Cuchilla Dionisio Setentrional

Diferentemente do setor sul, sabe-se ainda muito pouco sobre o bloco setentrional do TCD. Observam-se nesse, duas zonas de cisalhamento de grande porte: a Sarandí de Barcelo, e a Cerros de Amaro (Figura 5). De acordo com Gaucher et al. (2014), ocorrem também nesse bloco falhas de empurrão com transporte para norte. Conhecem-se até o momento as seguintes unidades litoestratigráficas (Figura 5):



Figura 5 – Mapa de detalhe do setor norte do TCD, com a área de estudo destacada em vermelho. (Bossi e Gaucher, 2010).

(a) Gnaisses (sem denominação formal), ocorrem a sudeste do Complexo Paso del Dragón (Figura 5) e são bandados e localmente migmatíticos. Peel (2012) datou zircões do mesossoma dos gnaisses migmatíticos, e obteve idades U-Pb entre 817 e 754 Ma para o protólito dessas rochas e de  $668 \pm 17$  Ma para o evento metamórfico associado à fusão parcial.

(b) Ortogneisses Mendizábal, aflorantes ao longo da Rota 18, sendo sua área tipo os arredores da cidade de Mendizábal (Fig 1). Datações U-Pb em zircões forneceram idades de  $664 \pm 2$  Ma (Gaucher et al, 2014) para a cristalização do protólito essas rochas.

(c) Complexo Paso del Dragon, constituído pelas rochas metaultramáficas e xistos associados do Litodema Cerro de La Tuna e pelos xistos La Micaela. Peel (2012) datou essas rochas pelo método U-Pb e obteve um intervalo entre 660-588 Ma para a deposição dos xistos de La Micaela e idades ao redor de 570 Ma para o metamorfismo dessas unidades.

(d) Corpos graníticos sintectônicos, com idades U-Pb entre  $630\pm 8$  (Sarandí de Yaguarón datado por (Bossi e Gaucher, 2010) e  $577\pm 2$  Ma (Cuchilla Dionísio, datado por Gaucher et al 2014), principalmente a norte da Zona de Cisalhamento Sarandi de Barceló.

(e) Formação Sierra de Los Rios, riolitos e ignimbritos datados pelo método Rb-Sr em  $575\pm 14$  Ma (Bossi et al, 1993).

(f) Metapelitos da Azotea de Ramirez, muito similares às rochas da Formação Rocha (parte meridional do TCD). Estão separados dos xistos La Micaela por uma falha inferida.

## 2.4 - Principais Zonas de Cisalhamento no Uruguai

### 2.4.1 – Colonia (ZCC)

Marca o limite entre os terrenos paleoproterozoicos Tandilia e Piedra Alta, separando rochas de grau metamórfico, idade e natureza petrogenética muito distintos (Figura x). Marcada por uma faixa milonítica de direção N80E-S80W com mais de 100km de extensão e 6km de espessura, tem sentido de movimento sinistral e idade paleoproterozoica (ca. 1700Ma) (Abre et al, 2014).

### 2.4.2-Sarandí Del Yí (ZCSY)

A Zona de Cisalhamento Sarandi Del Yi é considerada o limite leste do cráton Rio de La Plata (CRP) (Oyhantçabal, 2011), separando assim os terrenos TPA e TT do TNP. Se estende por mais de 600kmna direção NNW-SSE com alto mergulho (Bossi e Campal, 1992; Preciozzi et al., 1979)(Fig 1).Essa falha é a responsável por gerar um arraste nos diques máficos do enxame datado a 1.7Ga (Teixeira et al., 1999), aflorante no TPA, , evidenciando uma componente dextral, marcando a idade máxima dessa estrutura. Oriolo et al. (2016) propõem uma reativação neoproterozóica para a ZCSY, dextral entre  $623\pm 5.1$  e 596 Ma (com base em dados U-Pb de zircões de

granitos sincinemáticos), e sinistral entre ~594-584 Ma (com base em dados U-Pb em zircões e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de hornblendas e muscovitas sincinemáticas).

#### 2.4.3. Sierra Ballena (ZCSB)

Trata-se de uma zona de cisalhamento de escala crustal e sentido de movimento predominantemente sinistral, que separa os terrenos Nico Perez (a oeste) e Cuchilla Dionisio (a leste). Sua direção é NNE-SSW, marcada quase toda por faixas kilométricas de milonitos, existindo, entretanto, partes em que a falha parece bifurcar em direções NE-SW, como na falha de Sarandí de Barceló, que será abordada logo abaixo. Oyhançabal et al (2010) obtiveram dados geocronológicos de dois eventos transpressionais para essa falha, o primeiro entre 658-600 Ma e uma reativação entre 586-560 Ma.

#### 2.4.4 –Sarandí de Barceló (FSB)

Foi descrita por primeira vez por Bossi e Gaucher (2010). Trata-se de uma falha sinistral com componente reversa de direção N60E-S60W e mergulho de 45° para SE, marcada por uma espessa faixa milonítica (Figura x) Separa unidades litológicas distintas: a norte, rochas ígneas injetadas por diques graníticos e a sul, o Complexo Paso Del Dragón, os gnaisses e granitos neoproterozoicos. Bossi e Gaucher (2010) citam idades U-Pb de cristalização de 674±7 Ma para ortognaisses afetados pela FSB.

#### 2.4.5 –Cerros de Amaro

Trata-se de uma zona de cisalhamento que inicia como uma ramificação da Zona de Cisalhamento Sierra Ballena na porção norte do Terreno Cuchilla Dionisio (Figura). É uma zona com movimento sinistral de direção N30E-S30W, facilmente reconhecível por imagens de satélite, que segue para o escudo sul-rio-grandense. Bossi e Gaucher (2010) descrevem que esta zona corta a FSB e arqueia os diques graníticos a ambos os lados do rio Yaguarón (Figura). Sua idade ainda não é conhecida, mas deve ser menor que 560 Ma, se considerarmos a interpretação deste autor.

### 3 – GEOLOGIA DA AREA DE ESTUDO

#### 3.1 – Histórico – trabalhos anteriores

Preciozzi et al. definem pela primeira vez em 1985 a Formação Paso Del Dragón como uma sequência de micaxistos, anfibolitos e xistos de natureza variada, com médio grau de metamorfismo. Essas rochas fariam parte de uma faixa de direção N20E-S20W a N80E-S80W localizada no extremo leste do departamento de Cerro Largo, Uruguai.

Posteriormente, Bossi e Navarro (1988) e Bossi e Schipilov (2007) mapearam um anticlinório lenticular com plano axial de direção N70E e mergulho de charneira de 15° para WWS, composto predominantemente por serpentinitos ricos em cromita e bandas tremolíticas, na região do Cerro de La Tuna. Os autores propõem incluir as rochas máficas e ultramáficas do Cerro de La Tuna na Formação Paso Del Dragón por serem estruturalmente concordantes com os micaxistos. Logo depois, Bossi e Gaucher (2010) separam os mica-xistos das rochas ultramáficas, denominando-os de “Xistos La Micaela”.

Peel (2012) faz um trabalho de maior detalhe na unidade, no qual propõe uma modificação na nomenclatura de Formação para Complexo Paso del Dragón. Define-o no mesmo trabalho como um conjunto litológico que abarca rochas ígneas plutônicas, vulcânicas e sedimentares, metamorfasadas, com relações estruturais intrincadas, os micaxistos La Micaela e os serpentinitos do Cerro de La Tuna. Ambos foram por ela denominados litodemas. Segundo a mesma, os xistos de La Micaela seriam compostos por xistos quartzo-feldpáticos a muscovíticos intercalados com quartzitos, meta-vulcânicas félsicas e xistos anfibólicos com granada.

Neste trabalho, optou-se por usar uma nomenclatura similar a de Peel (2012). As denominações do Complexo Paso del Dragón e do Litodema Cerro de La Tuna foram mantidas, mas foram excluídos desses os Xistos La Micaela e o quartzito bandado (Figuras 6 e 7). A essas unidades não foi concedida uma denominação formal.

Os gnaisses migmatíticos a sudeste da área são reconhecidos pela primeira vez por Bossi e Gaucher (2010), que sugerem que estejam empurrados por cima do Complexo Paso del Dragón. Peel (2012) descreve essas rochas como migmatitos estromáticos e gnaisses bandados de idade cryogeniana, sugerindo que se tratem do embasamento da área.

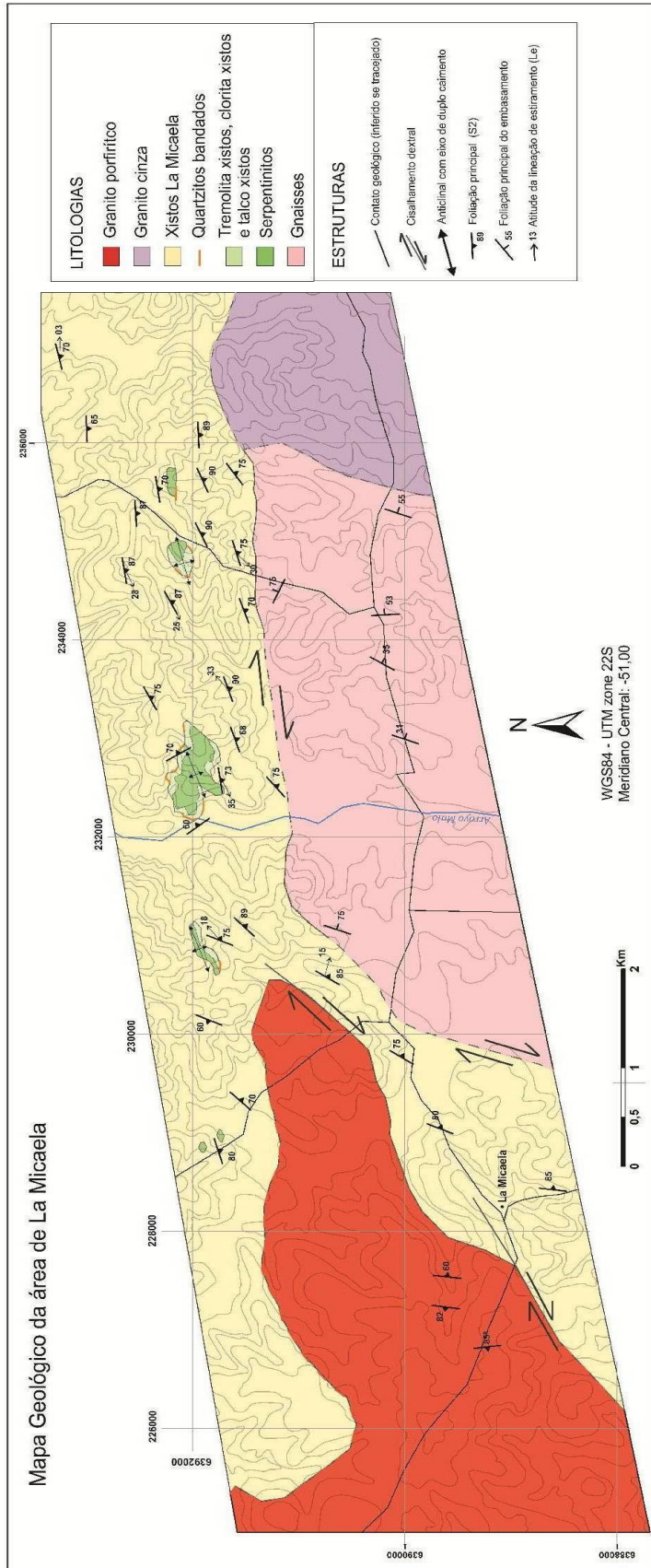


Figura 6 – Mapa Geológico da área de La Micaela.



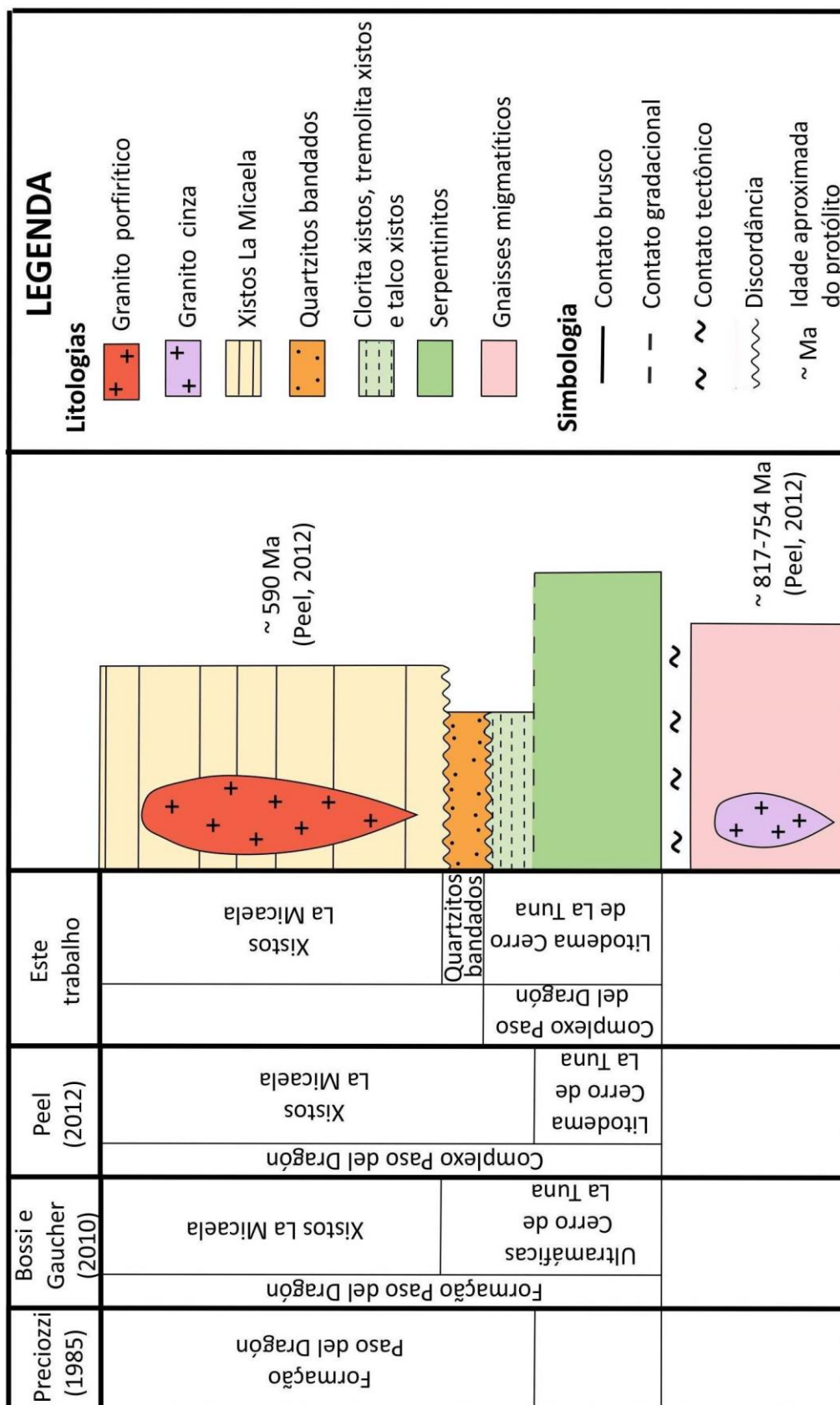


Figura 7 - Perfil estratigráfico proposto para a área e a comparação com outros modelos.

### 3.2. Descrição das unidades litoestratigráficas

Foram discriminadas na área de mapeamento 7 unidades mapeáveis (Figura 6) e foi confeccionada uma coluna estratigráfica para mostrar a relação entre elas, e ainda comparação com a nomenclatura estratigráfica da literatura (Figura 7).

#### 3.2.1 – Gnaisses migmatíticos

Ocorrem na porção sul da área de mapeamento, sendo facilmente identificáveis com base em aspectos geomorfológicos, já que configuram um relevo de pouca elevação (Figura 8). Têm escassos afloramentos, sendo esses em pequenas escavações, pedreiras, ou canaletas nas trilhas de acesso. Encontram-se intensamente intemperizados, dificultando a obtenção de amostras, mas preservam aspectos estruturais, como foliação principal e dobras em escala de afloramento (Figuras 9, 10 e 11).



Figura 8 - Aspecto geomorfológico de relevo arrasado no domínio onde afloram os gnaisses



Figura 9 - Afloramento intemperizado de gnaiss mostrando veios graníticos centimétricos que cortam essa litologia.



Figura 10 - Detalhe de afloramento de gnaiss, mostrando bandamento composicional e injeção de veios.



Figura 11 - Bandamento do gnaiss dobrado em estruturas fechadas a apertadas com

charneira angulosa (tipo Chevron) com plano axial subvertical e sem o desenvolvimento de foliação plano axial.

Observam-se predominantemente gnaisses bandados de textura fina, com bandas centimétricas leucocráticas e bandas centimétricas a decimétricas com biotita e hornblenda (Figuras 10 e 11). Localmente apresentam migmatização (Figura 12) e intercalações com metabasitos (Figura 13) de coloração esverdeada e textura porfírica, com grãos milimétricos esbranquiçados de feldspato. Esses gnaisses são intrudidos por aplitos e pegmatitos concordantes e discordantes (Figura 12), com composições semelhantes a do granito que intrude a área a leste.



Figura 12–Gnaisse muito intemperizado, aparentemente migmatítico.



Figura 13 - Detalhe de metabasito intercalado nos gnaisses.

### 3.2.2. – Sequência ultramáfica e xistos associados – Litodema Cerro de La Tuna (LCT)

Trata-se de rochas bastante resistentes, portanto muito aflorantes e com grau de alteração intempérica predominantemente baixo. São, entretanto, dificilmente localizáveis por fotografias aéreas ou imagens de satélite. Ocorrem comumente em áreas com vegetação avantajada, o que dificulta o mapeamento.

Essas litologias afloram como corpos isolados dentro dos xistos La Micaela. No contato entre essas unidades ocorre um quartzito bandado, em contato brusco com o LCT (Figuras 6 e 7). Esses corpos ultramáficos afloram seguindo um padrão do tipo domo e bacia, no qual seriam as charneiras de anticlinais (vide item estrutural).

Foram discriminadas quatro litologias dentro dessa unidade com base em sua mineralogia dominante e foi proposta a estratigrafia ilustrada na Figura 6. Contudo, a descontinuidade de afloramentos, aliada à presença de dobras parasíticas e de rochas com composição intermediária às discriminadas faz com que essa configuração seja frequentemente desrespeitada.

- Serpentinitos:

São bastante aflorantes na área de estudo e a grande maioria dessas ocorrências se dá na parte mais alta de colinas. Observam-se no formato de bolotas que não ultrapassam o metro de altura (Figura 14), salvo raras exceções. É comum que apresentem textura rugosa e com buracos, além de um halo de alteração amarelado, devido à ação intempérica (Figura 15). Quando frescos, os serpentinitos variam em tonalidades de verde claro a escuro.

Como minerais essenciais essas rochas apresentam serpentina, tremolita e clorita. Seus principais minerais acessórios são a cromita e a magnetita e os secundários são talco e carbonatos. Dentro dessa litologia observa-se uma grande variedade composicional e a transição desses serpentinitos a xistos à medida que as proporções de talco, clorita ou tremolita aumentam em relação à de serpentina.

Os serpentinitos ocorrem tanto com textura maciça e homogênea, como estratificados em camadas mais ou menos ricas em cromita e/ou cristais centimétricos de olivina serpentinizada. É raro encontrar registros de deformação nessas litologias, mas em pontos específicos as variedades estratificadas desenvolvem uma clivagem espaçada (Figura 15).



Figura 14 - Afloramento típico dos serpentinitos, em bolota.



Figura 15 - Serpentinito com superfície esburacada e halo de alteração devido à ação intempérica.

- Talco xisto:

Essas rochas ocorrem em afloramentos rasteiros lenticulares (Figura 16 - A) e pouco expressivos, em camadas com até 1m de espessura. Apresentam cor esbranquiçada e manchas milimétricas cor de ferrugem devido à alteração de óxidos (Figura 16 - B). Sua composição é quase que inteiramente talco e óxidos de ferro. Observam-se estratigraficamente acima dos serpentintos.



Figura 16 – (A) Afloramento típico do talco xisto. (B) Amostra de mão do talco xisto, mostrando manchas ferruginosas.



- Tremolita xisto:

Constituem afloramentos rasteiros com pouca continuidade. Apresenta-se em camadas com até 6 m de espessura em bandas de até 10 metros de extensão e coloração verde intensa a escura (Figura 17). Normalmente ocorre estratigraficamente acima do talco xisto, mas é comum que esse esteja ausente e essas rochas aflorem logo após os serpentinitos.



Figura 17 - Afloramento de tremolita xisto exibindo um corte fresco com a cor verde musgo típica desta unidade.

A composição mineralógica é basicamente tremolita e plagioclásio, sendo comum encontrar verdadeiros tremolititos (Figura 18). Localmente, entre essas rochas e os serpentinitos ocorre uma rocha com bandas verde claro e escuro de espessura similar e constante, na qual a cor mais clara corresponde aos níveis mais serpentíníficos e a mais escura, aos mais anfibólicos (Figura 19). A textura varia entre maciça e fibrosa, com grãos de tamanho submilimétrico de tremolita.



Figura 18 –Bloco de tremolitito, com tremolita em textura radiada.



Figura 19 - Tremolita xisto bandado, rico em serpentina.

- Clorita xisto:

Esses xistos ocorrem em afloramentos de até cerca de 1 m de altura e espessura com coloração verde a acinzentada e cor de ferrugem quando sujeitos à ação do intemperismo. Ocorrem em formas aparentemente lenticulares. A mineralogia essencial é clorita e quartzo em quantidades variáveis. É comum que apresente desenvolvimento de clivagem de crenulação (Figura 20).



Figura 20 – Clorita xisto apresentando dobras abertas de crenulação, da fase de deformação  $D_3$ .

### 3.2.3 – Quartzitos bandados:

Essa unidade pode chegar de 50 cm a 3 m de espessura e observa-se em afloramentos rasteiros com coloração acinzentada a negra (Figura 21). Não é aflorante em certos perfis, mas, quando presente, ocorre invariavelmente como contato brusco entre os xistos associados às rochas ultramáficas e os xistos La Micaela.

É basicamente composta por quartzo recristalizado organizado em bandas com espessura da ordem de milímetros a até 3 cm (Figura 22). Entre essas bandas é comum observar finas lâminas de cor avermelhada ricas em óxidos que, quando frescas, podem apresentar propriedades magnéticas. Ocorrem em menor expressão quartzitos nos quais essas lâminas encontram-se preenchidas por epidoto, apresentando coloração verde claro.



Figura 21 - Afloramento de quartzito com dobras parasíticas isoclinais a suaves.



Figura 22 - Amostra de quartzito bandado

### 3.2.4 – Xistos La Micaela

Configuram uma paisagem de colinas (Figura 23), visualmente contrastante com o baixo relevo dos gnaisses do embasamento. São geralmente aflorantes nas drenagens e cortes no relevo, além de escavações em estradas. É comum observar afloramentos e blocos de quartzo branco leitoso associados à ocorrência desses xistos, em especial isolados em áreas mais elevadas, onde os xistos dificilmente afloram (Figura 24). Observa-se nesses locais, terra com cor alaranjada, típica do intemperismo dessa unidade.



Figura 23 - Geomorfologia típica dos xistos La Micaela.

Essa unidade está em contato brusco com os serpentinitos e rochas a eles associadas, sobre os quais interpreta-se que foi depositada. Com os gnaisses do embasamento está em contato tectônico, dado por uma zona de cisalhamento. A leste e a oeste é intrudida por dois corpos graníticos



Figura 24 - Afloramento de veio de quartzo isolado de cerca de 2 m de espessura (à esquerda) e terra avermelhada associada aos micaxistos (à direita).

Foram distinguidas duas variedades de xistos: o muscovita-xisto e o biotita-xisto. Essa distinção foi feita com base em afloramentos nos quais essas rochas se encontram pouco alteradas e com uma proporção muito discrepante de muscovita em relação à biotita, e vice-versa. Esses xistos variam composicional e texturalmente de forma gradual, o que, aliado ao elevado grau de intemperismo e escassez de afloramentos, impossibilitou a delimitação dessas unidades na escala do mapeamento.

- Muscovita-xisto

Rico em muscovita, possui quantidade variável de quartzo, podendo ser classificado às vezes como um quartzo-muscovita-xisto. Algumas amostras apresentam plagioclásio, turmalina, granada e clorita em menores quantidades. É comum que essas rochas apresentem segregação de quartzo, que forma desde sigmóides da ordem de milímetros, até veios com espessura métrica (Figuras 25 e 26).

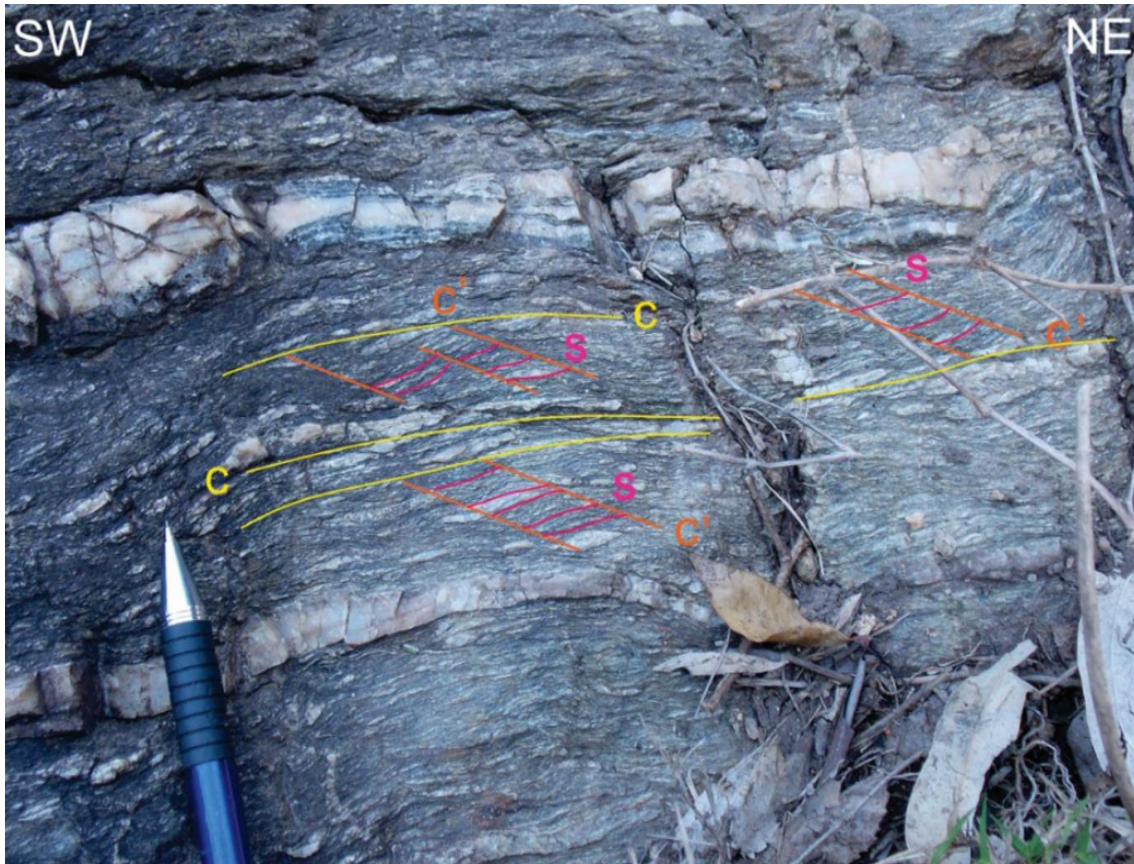


Figura 25 - Afloramento de quartzo-muscovita xistofresco. Podem observar-se estruturas S/C e C'.



Figura 26 - Afloramento de muscovita-xisto intemperizado.

- Biotita-xisto

Fresco, tem uma cor cinza escuro e sob ação intempérica desenvolve uma cor mais avermelhada. É composto principalmente por quartzo e biotita, com muscovita em menor proporção. Observam-se ainda plagioclásio, granada e zircão. Costuma ser mais homogêneo (Figura 27) do que o muscovita-xisto, apresentando também segregação de quartzo (Figura 28).



Figura 27 – Afloramento de biotita-xisto homogêneo.



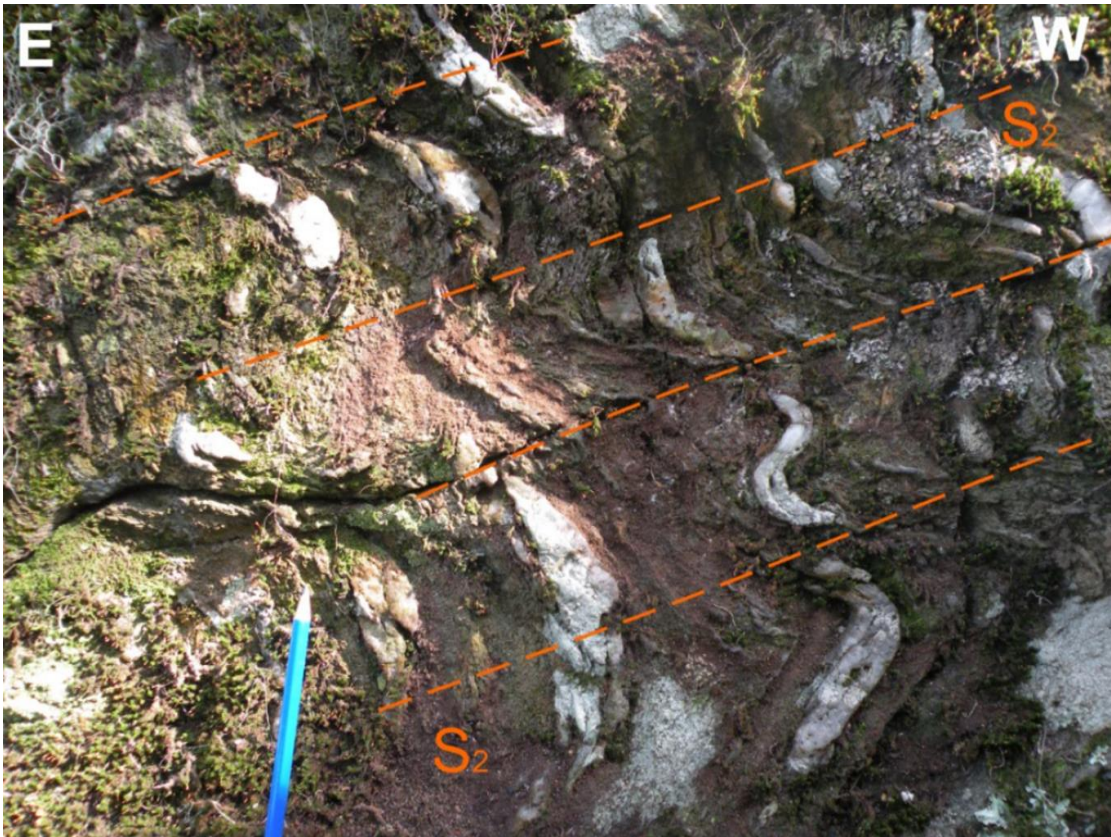


Figura 28 - Afloramento de biotita-quartzo-xisto com veios de quartzo centimétricos dobrados.

### 3.2.5 – Granito porfirítico

Ocorre na porção leste da área e configura um relevo mais arrasado que o observado nos xistos de La Micaela. Os afloramentos (Figura 29) são frequentes e orientados na direção N30E-S30W. A rocha apresenta uma matriz acinzentada com cristais centimétricos de K-feldspato rosa e plagioclásio branco. Quando intemperizada adquire uma coloração mais alaranjada.



Figura 29 - Afloramento do granito em lajedos no campo.

O granito intrude os xistos num momento pré a sin de formação, de modo que localmente esse contato funciona como uma zona de cisalhamento (vide item estrutural), transformando o granito, que adquire textura proto a milonítica e até chegando a um verdadeiro filonito cinzento e micáceo. Também ocorrem injeções desse granito em meio aos xistos, fazendo como que essas rochas se intercalem em certos pontos. Os minerais essenciais do granito são K-feldspato, plagioclásio, biotita e quartzo (Figura 30).



Figura 30 - Amostra do granito mostrando cristais de K-feldspato deformados e a matriz com foliação tectônica. Notar os planos S e C' destacados na figura.

A variedade textural mais observada foi a porfirítico seriada, com cristais idiomórficos de K-feldspato de até 2,5 cm e milimétricos de plagioclásio numa matriz muito fina composta por biotita, plagioclásio e quartzo. Ocorrem também porções aplíticas, equigranulares com granulação fina a muito fina.

### 3.2.6 – Hornblenda granito cinza

Intrude as litologias a oeste na área de mapeamento, gerando um relevo de baixa elevação. Tem afloramentos tipo bochas (Figura 31 – A), acinzentados com cristais negros de biotita e anfibólio quando fresco. Intemperizado, o granito adquire uma cor esbranquiçada a amarelada. A mineralogia essencial desse granito é composta por plagioclásio, quartzo, biotita e anfibólio (Figura 32 – B, 32). A textura varia entre fina e grossa, dependendo do ponto.



Figura 31 – (A) Afloramento de granito em topo de morro. (B) Amostra de mão do granito.

É possível observar diques aplíticos e pegmatíticos cortando os gnaisses do embasamento em alguns afloramentos próximos ao contato (Figura 5). Não foi possível observar se o granito intrude os xistos de La Micaela devido à escassez de afloramentos. Alguns afloramentos estão orientados similarmente à foliação principal da área e observa-se em lâmina uma foliação fraca, que não se sabe dizer se é ígnea ou metamórfica (Figura 32).

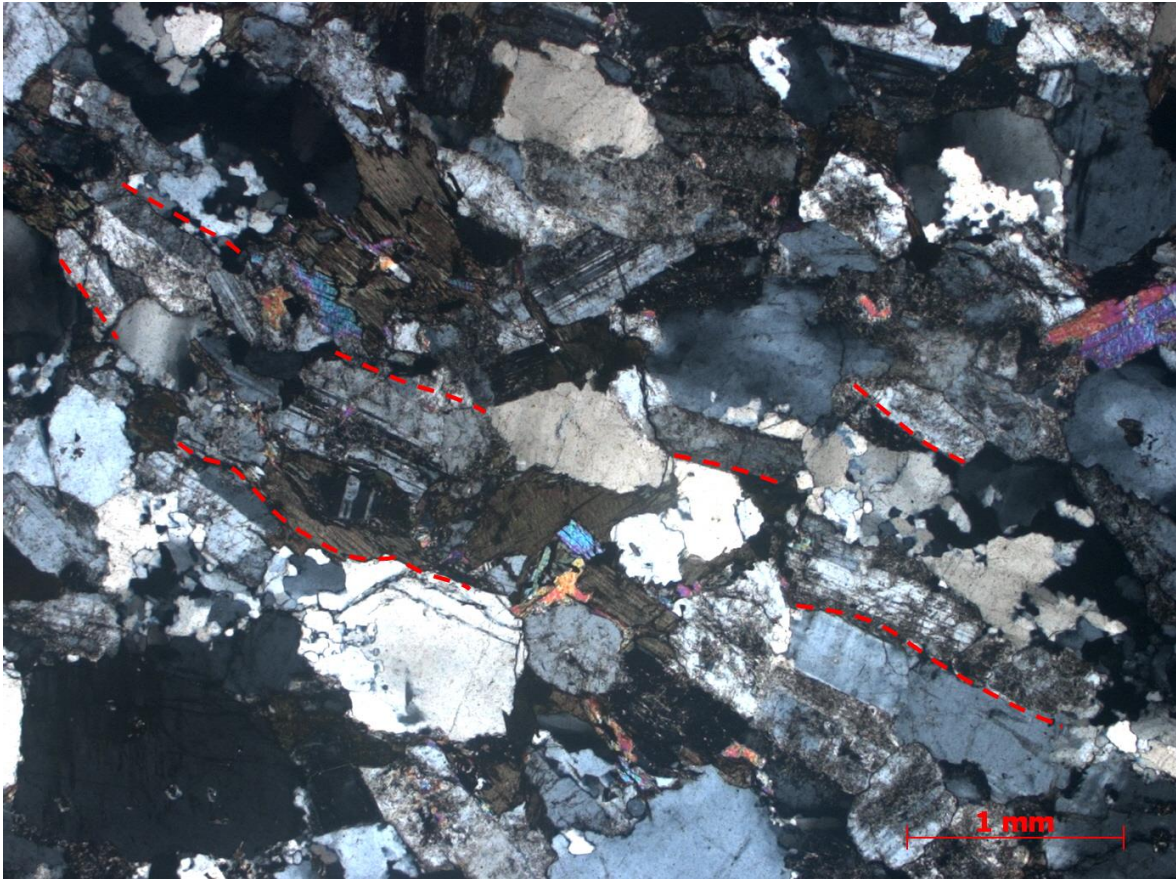


Figura 32 – Lâmina de granito mostrando cristais fracamente orientados.

### 3.2.7 – Diques de diabásio

Numa escavação na porção sul da área observou-se um afloramento de mais de 10 m de diabásio cortando o hornblenda granito. O contato é visível no afloramento (Figura 33) e mergulha 45° para SW. Feições típicas de diques basálticos, tais como fraturas de resfriamento e disjunção colunar são frequentes. A granulação varia entre fina e muito fina.



Figura 33 – (A) Afloramento de basalto mostrando contato com granito (rocha mais clara). (B) Fraturas de resfriamento em afloramento de basalto.

### 3.2.8 – Cobertura quaternária

Na porção sul da área, próximos às margens do Arroyo Malo ocorrem restritos depósitos aluvionares em áreas de relevo arrasado.

### 3.3 – Geologia Estrutural

A sequência de rochas do Complexo Paso del Dragón segue uma orientação N20E-S20W e apresenta estruturas primárias e secundárias aqui descritas. Para um melhor entendimento dos eventos deformacionais, as estruturas tectônicas foram agrupadas em fases. Foram definidas quatro fases: Dn, D1, D2 e D3. Todas referem-se às estruturas dúcteis e dúcteis-rúpteis. As estruturas rúpteis, mais jovens e em grande parte relacionadas aos processos tectônicos extensionais que culminaram com a abertura do oceano Atlântico sul, não serão abordadas neste trabalho.

Em síntese, propõe-se que as rochas ultramáficas do Litodema Cerro de La Tuna aflorem como núcleos de antifomes num padrão do tipo “domos e bacias”, sendo janelas estruturais em meio aos xistos La Micaela. Essas rochas estariam em contato tectônico por um cisalhamento dextral com gnaisses migmatíticos a sul. Por sua vez esses gnaisses apresentam uma deformação pretérita à desenvolvida nos xistos La Micaela e no LCT.

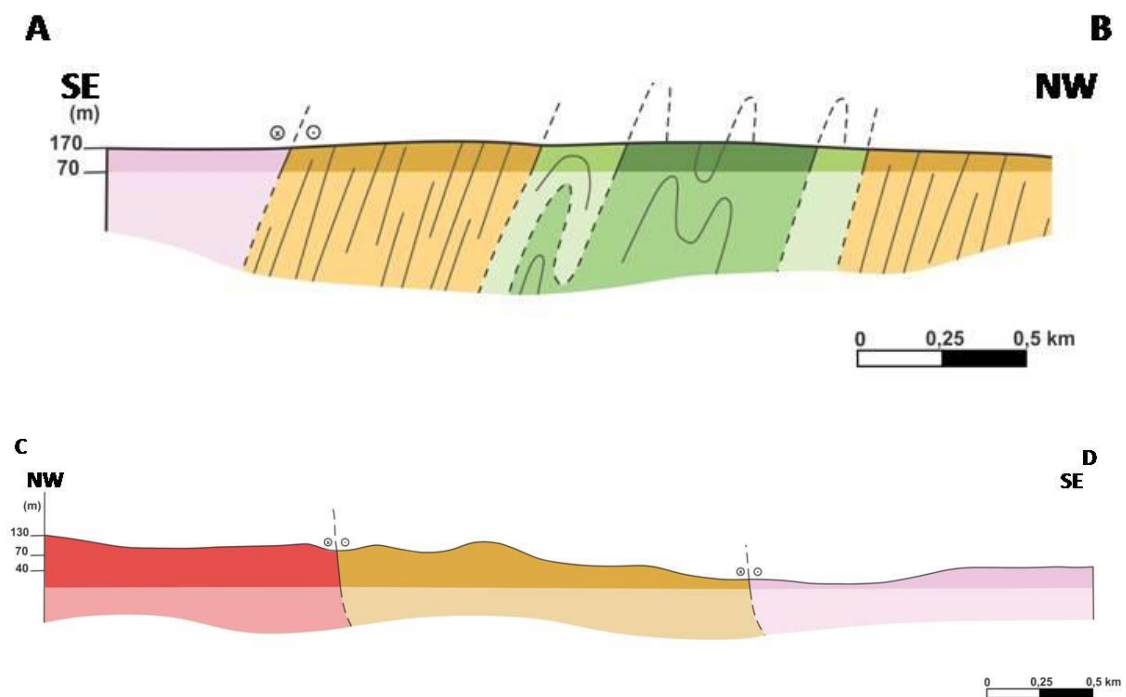
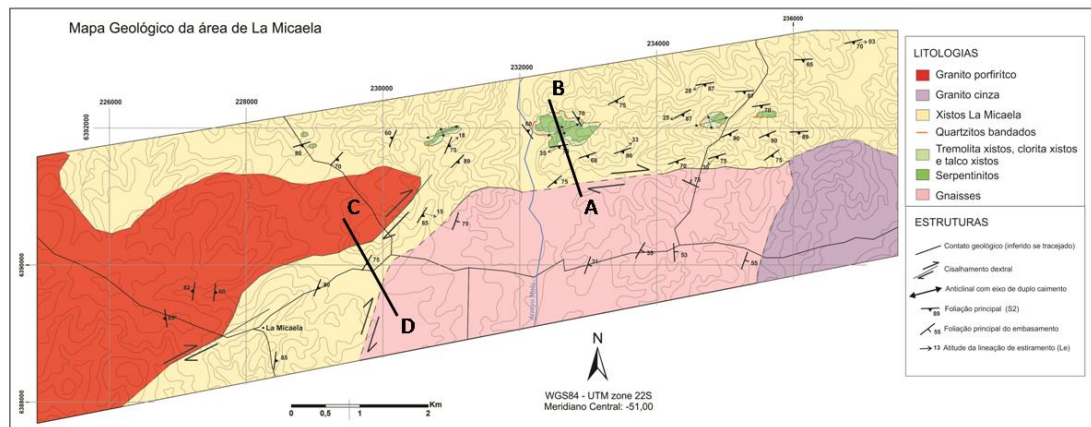


Figura 34 – Mapa da área e seções geológicas A-B e C-D.

### 3.3.1 – Estruturas primárias (S<sub>0</sub>)

Nas rochas de origem sedimentar é possível identificar o S<sub>0</sub> (acamamento sedimentar) a partir das variações composicionais do protólito: níveis mais quartzosos e mais micáceos nos xistos La Micaela, camadas no quartzito. Nas rochas ultramáficas, de

origem ígnea, as variações composicionais podem representar acamamento ígneo primário.

### 3.3.2 – Estruturas tectônicas

- Estruturas atribuídas à fase deformacional D<sub>n</sub>

Os gnaisses migmatíticos que afloram no SE da área apresentam um bandamento composicional (Figura 36) com atitude quase ortogonal às unidades do Complexo Paso Del Dragon, ao norte. Esse bandamento é aqui denominado S<sub>n</sub> e tem atitude predominante mergulhando com médio ângulo para SWW. Essa foliação rotaciona para oeste à medida que se aproxima a zona de cisalhamento que separa essas rochas dos xistos La Micaela, chegando a ficar paralela à foliação principal nos xistos no contato. Não foi possível obter dados mais precisos dessa fase de deformação devido à escassez de afloramentos.

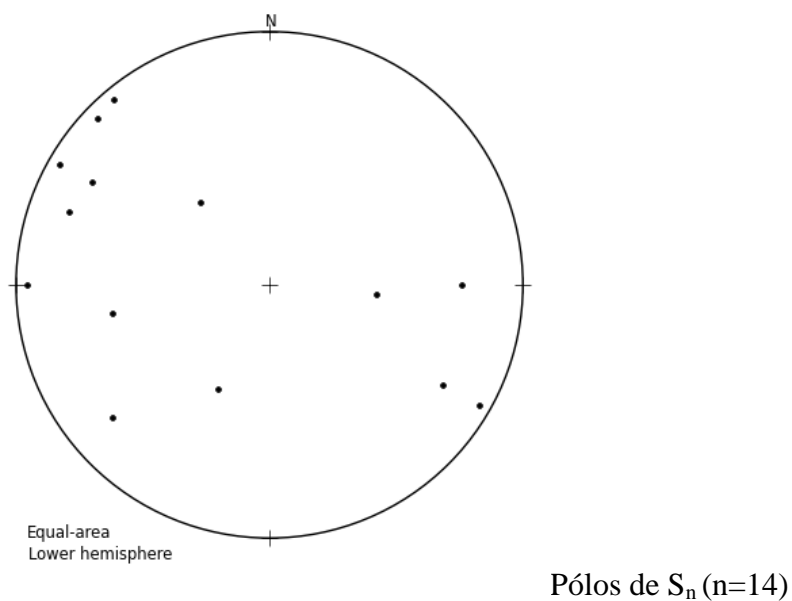


Figura 35– Atitude da foliação S<sub>n</sub>.

Devido a essa atitude distinta, e ainda aos dados metamórficos e geocronológicos desta unidade, considerou-se aqui que a estrutura S<sub>n</sub> seria mais antiga do que as estruturas deformacionais observadas nos xistos La Micaela e as demais rochas do Complexo Paso del Dragon. Portanto, denominou-se fase deformacional D<sub>n</sub>, atribuída ao evento tectonometamórfico que gerou os gnaisses.





Figura 36 – Sn marcada pelo bandamento composicional e minerais nos gnaisses.

- Estruturas tectônicas da primeira fase de deformação (D1)

O Litodema Cerro de La Tuna e os xistos La Micaela apresentam estruturas deformacionais concordantes, indicando que durante o evento tectônico compressional que deformou e metamorfoisou essas unidades, as mesmas estavam lado a lado. Elas apresentam uma foliação penetrativa e predominante na área com orientação NE-SW e médio a alto ângulo de mergulho. Essa foliação tectônica é interpretada já como uma foliação S2. Essa interpretação se deve ao fato de que nas charneiras das dobras F2, observam-se estruturas de redobramento, indicando que houve uma fase deformacional anterior, aqui denominada D1.

Observam-se essas estruturas de redobramento principalmente nas charneiras dos anticlinais das rochas do Litodema Cerro de La Tuna. Tratam-se de dobras com um eixo subvertical e plano axial com atitude similar ao de D2. No afloramento da figura 38 foi possível observar um padrão de interferência de dobras.



Figura 37 – Fotomosaico de afloramento mostrando dobras  $D_1$

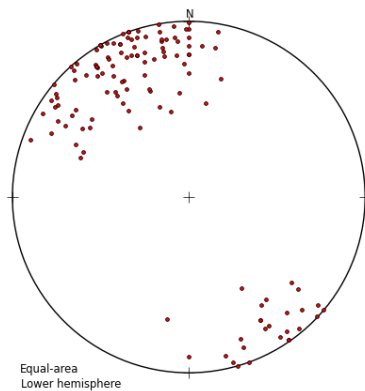
A preservação destas estruturas em zona de charneira das dobras  $F_2$  ocorre porque são naturalmente zonas de mais baixo strain do que nos flancos das dobras. Além disso, as rochas ultramáficas e os quartzitos são altamente competentes em relação aos xistos, por esse motivo preservam as dobras anteriores.

- Estruturas da segunda fase de deformação ( $D_2$ )

As dobras abertas a fechadas, a foliação plano axial NE-SW subvertical penetrativa na área e ainda as zonas de cisalhamento mapeadas são aqui reunidas numa fase de deformação denominada  $D_2$ .

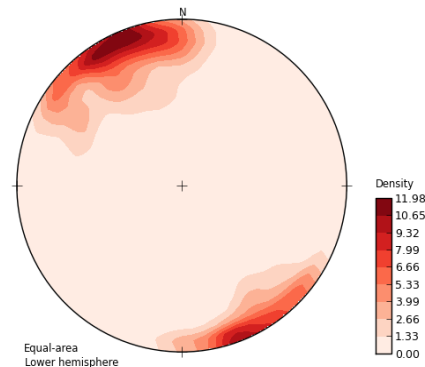


Figura 38 – Foliação  $S_2$  bem marcada em afloramento de xistos de La Micaela.



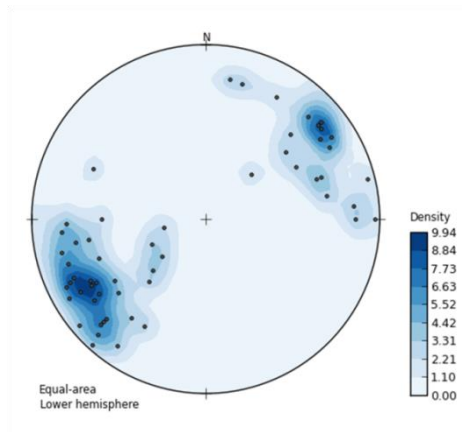
Pólos de  $S_2$

Foliação plano-axial



Máx. Densidade (12%)=159/83°

n=128



Lineações  $L_2$

Max. Densidade (10%)=240/20°

n=56

Figura 39 – Atitude da foliação plano-axial  $S_2$  e lineação  $L_2$  nos xistos La Micaela e Litodema Cerro de La Tuna.

Desenvolve a foliação principal da área ( $S_2$ ) (Figura 39), que é paralela ao plano axial das dobras ( $F_2$ ), mergulhando com alto ângulo para sudeste e noroeste. Essa foliação é marcada pela xistosidade dos xistos e no granito porfirítico sin-cinemático. Predominam eixos ( $E_2$ ) de baixo caimento para sudoeste ou nordeste (Figura 39).

As dobras  $F_2$  são isoclinais plunjeantes inclinadas, segundo a classificação de Fleuty (1964). Essas dobras são propostas com base na repetição da estratigrafia, e a interpretação do plano  $S_2$  e lineação  $L_2$  como marcadores do plano axial e do eixo, respectivamente. O eixo de  $D_2$  tem caimento para NE e SW, devido ao dobramento posterior (vide fase de deformação  $D_3$ ).



Figura 40 – Detalhe de lineação de estiramento em veios de quartzo.

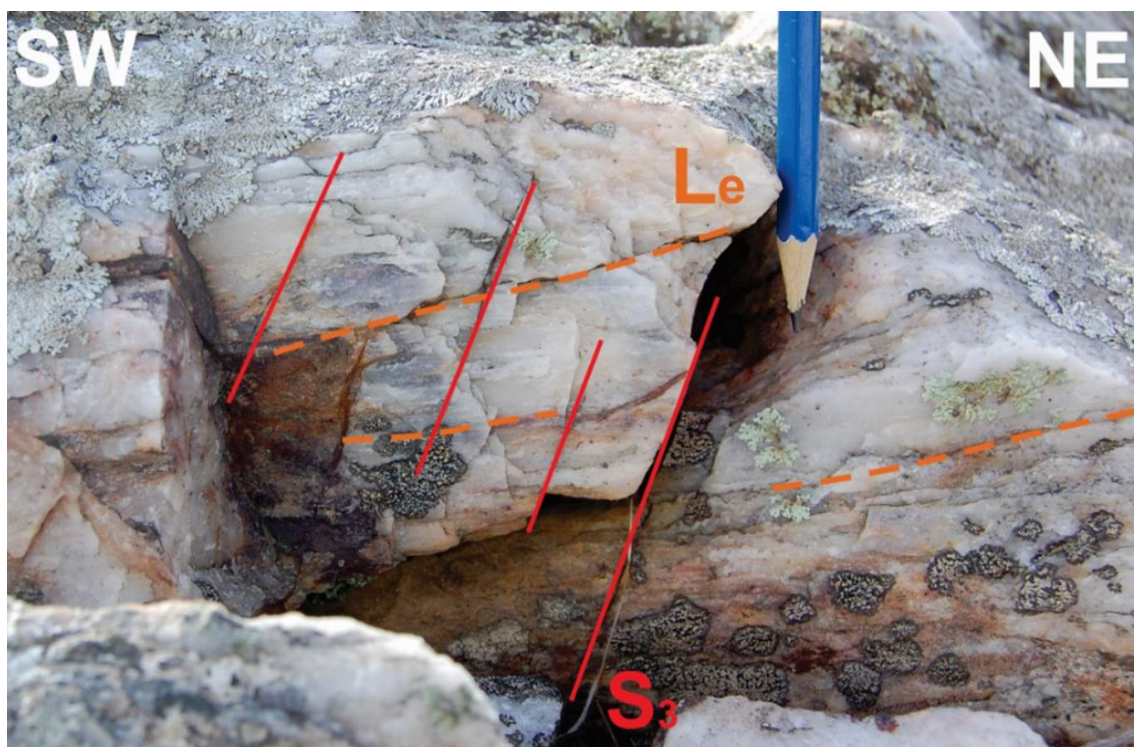


Figura 41 – Veio de quartzo com Le e desenvolvimento de planos de clivagem espeçada  $S_3$ .

A lineação L2, que marca o eixo das dobras F2, tem a mesma atitude da lineação de estiramento (Figuras 40 e 41) observada nos níveis quartzosos dos La Micaela e ainda nas zonas miloníticas e nos filonitos das zonas de cisalhamento. Essas zonas de alto strain são ainda paralelas à foliação/xistuosidade S2.

Duas zonas de cisalhamento foram mapeadas na área (Figura 6). Uma está no contato dos xistos La Micaela com os gnaisses a sul e a outra no contato sul dos xistos com o granito porfirítico. As zonas de cisalhamento foram reconhecidas a partir das faixas miloníticas nos xistos e no granito.

Nestes milonitos observa-se lineação de estiramento de quartzo além de vários indicadores cinemáticos paralelos a esta lineação. O sentido de movimento foi deduzido com base em elementos do tipo  $\sigma$ , ou sigmoidais, estruturas do tipo S-C (Figuras 42 e 43) e dobras de arraste.



Figura 42 – Planos S e C' em quartzo-muscovita-xisto.

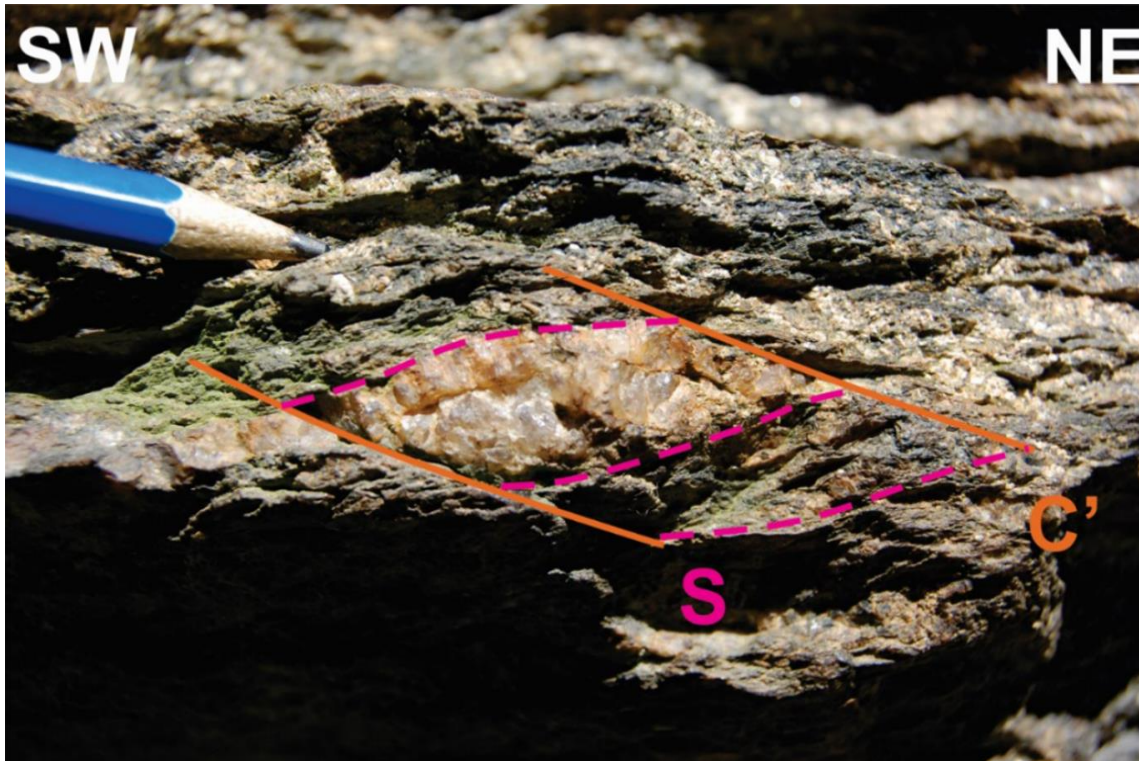
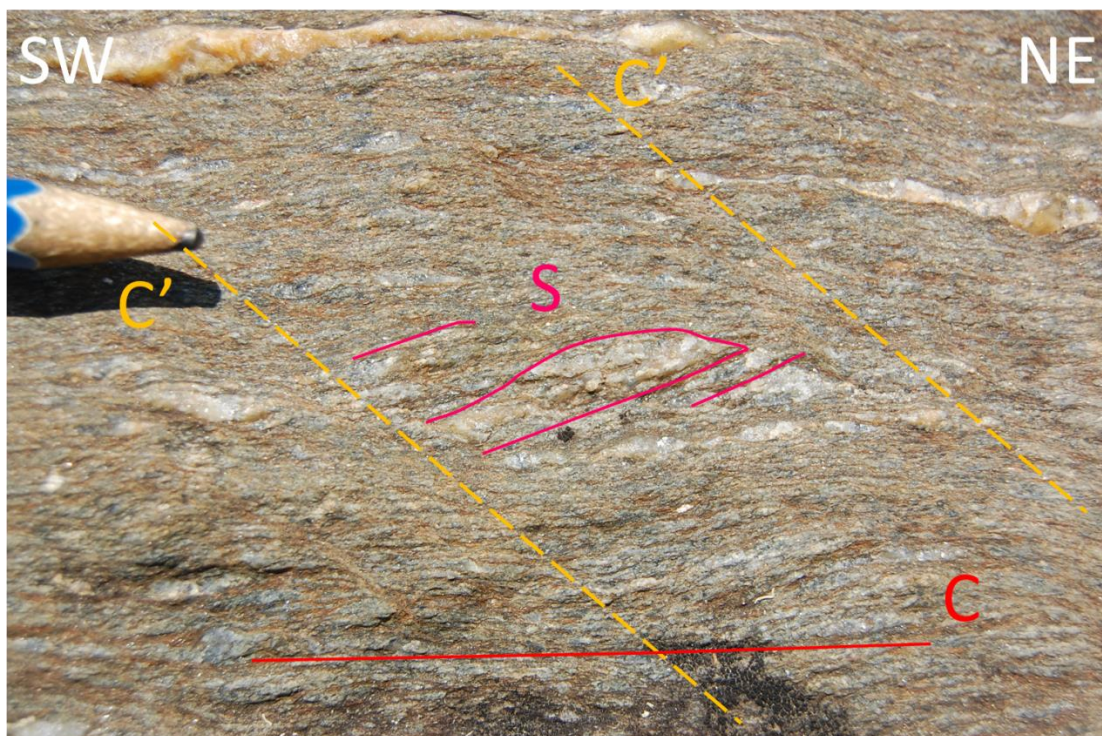


Figura 43 – Detalhe de um quarto sigmoidal indicando sentido de movimento dextral.



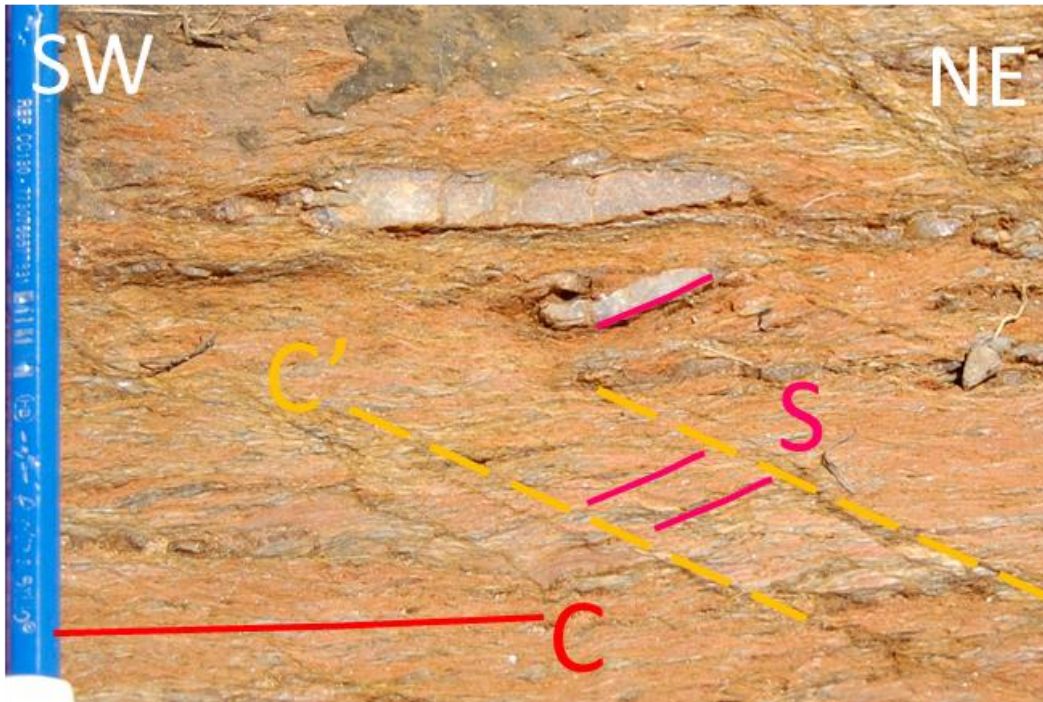


Figura 44 – Planos S, C e C linha em quartzo-muscovita-xistos.

As estruturas e indicadores cinemáticos descritos em escala de afloramento foram também observados em lâminas petrográficas (Figuras 42, 43 e 44).

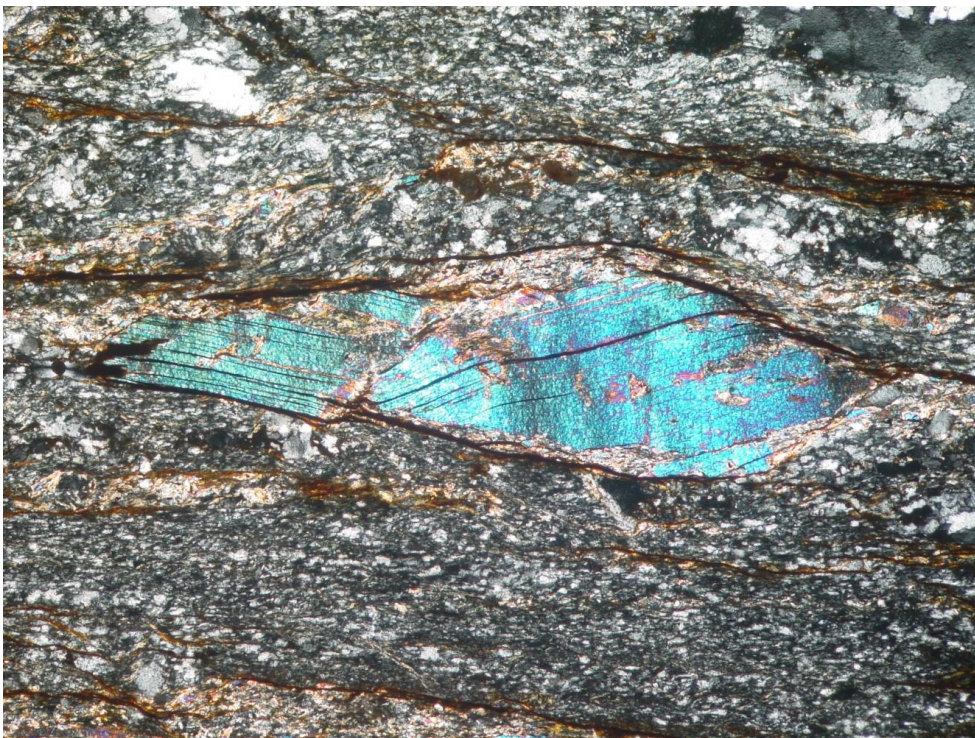


Figura 45 – Lâmina de Quartzo-muscovita-xisto mostrando um micafish indicando sentido de movimento dextral.



Figura 46– Estruturas tipo S-C em lâmina de xistos La Micaela.

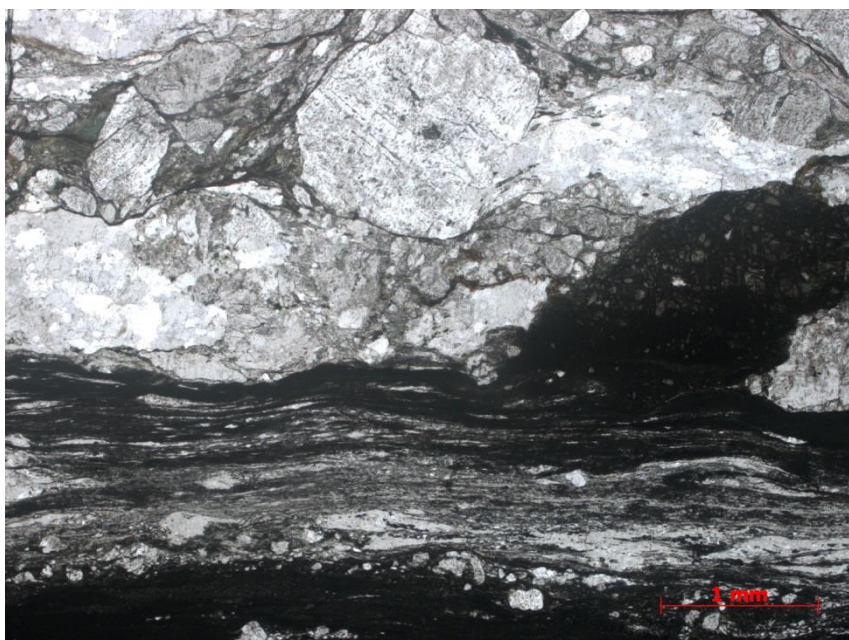
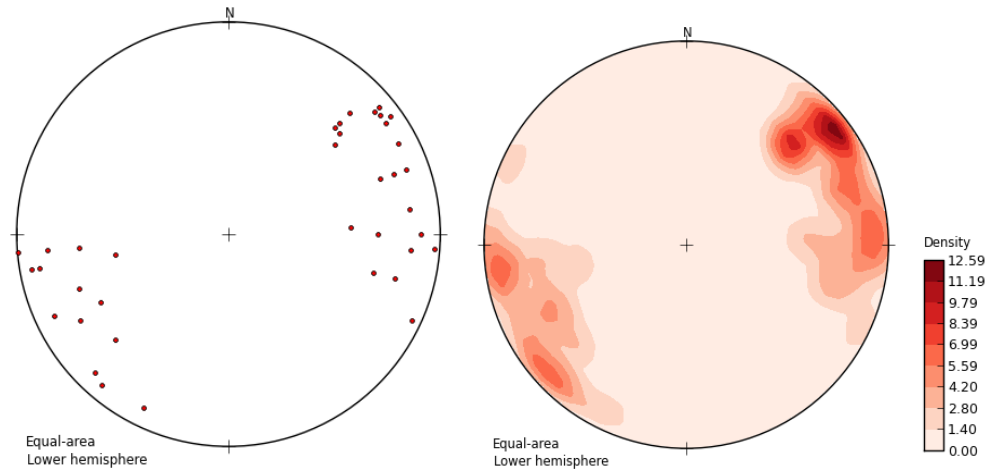


Figura 47 – Granito porfirítico com textura de proto a ultra milonítica.

I- Estruturas da terceira fase de deformação ( $D_3$ )



As variações na atitude do eixo das dobras  $F_2$  são atribuídas a um dobramento suave com eixo aproximadamente NW-SE. São dobras abertas, com plano axial subvertical a vertical mergulhando para SW e NE, e eixo subhorizontal. O plano  $S_3$  é marcado por uma clivagem espaçada (Figura 41).



Pólos de  $S_3$

Densidade máxima (12.6%): 231/83° (plano)

Clivagem espaçada

n=37

Figura 48 – Esterogramas da fase  $D_3$ .

A interferência entre o dobramento  $D_3$  e  $D_2$  pode estar relacionada com os núcleos de antifomes das ultramáficas. Seria um padrão similar ao tipo “domos e bacias”, em que o Litodema Cerro de La Tuna é aflorante em janelas estruturais, anticlinais de  $D_2$  e  $D_3$ .

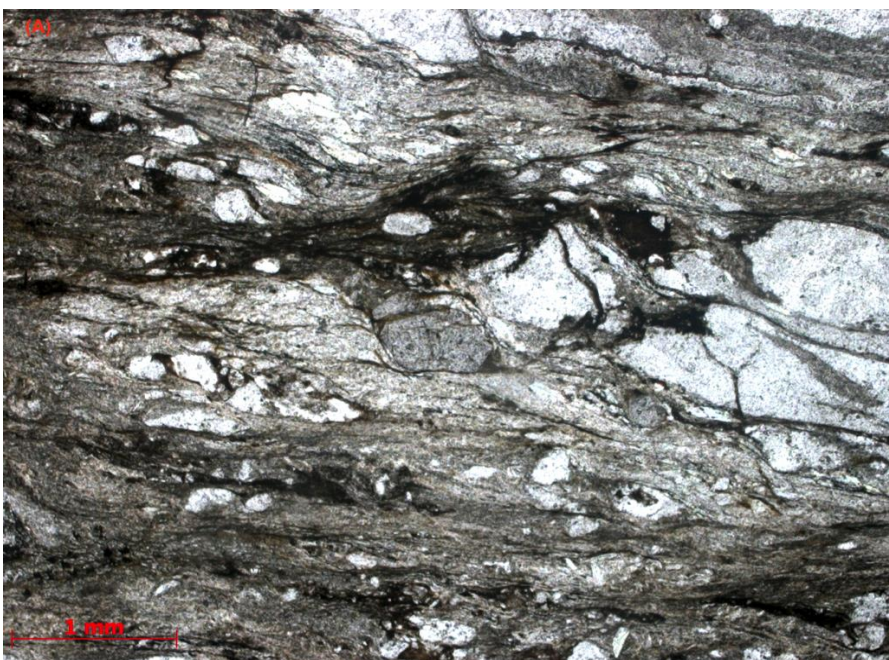
### 3.4. – Metamorfismo

Peel (2012) fez um estudo de paragênese mineral nas rochas do Complexo Paso del Dragón, determinando que tanto as rochas ultramáficas do Cerro de La Tuna, quanto os xistos de La Micaela passaram por duas fases de metamorfismo.

A autora descreveu as seguintes paragêneses minerais para o Litodema Cerro de La Tuna: serpentina + clorita + magnetita, serpentina + tremolita + clorita + magnetita + talco, formadas durante o metamorfismo retrógado que chegou à fácies xisto verde baixo. Observa ainda vestígios de outra assembleia mineral prévia: clinopiroxênio + tremolita + clorita + serpentina + magnetita. Essa paragênese indicaria condições de metamorfismo em fácies anfibolito.

Nos xistos La Micaela, a autora observou as paragêneses: quartzo + feldspato potássico + plagioclásio + clorita + muscovita + biotita, quartzo + biotita + turmalina, quartzo + mica branca + biotita e sericita + mica branca + clorita + quartzo + granada + opacos; que indicariam metamorfismo em fácies xisto verde. Relictos de granada e estauroлита observadas no mesmo trabalho sugerem uma recristalização prévia em fácies xisto verde – anfibolito.

Dessa forma, Peel (2012), demonstra que ambas as formações apresentam metamorfismo em fácies xisto verde baixo, mas com vestígios de um metamorfismo prévio na transição da fácies xisto verde – anfibolito.



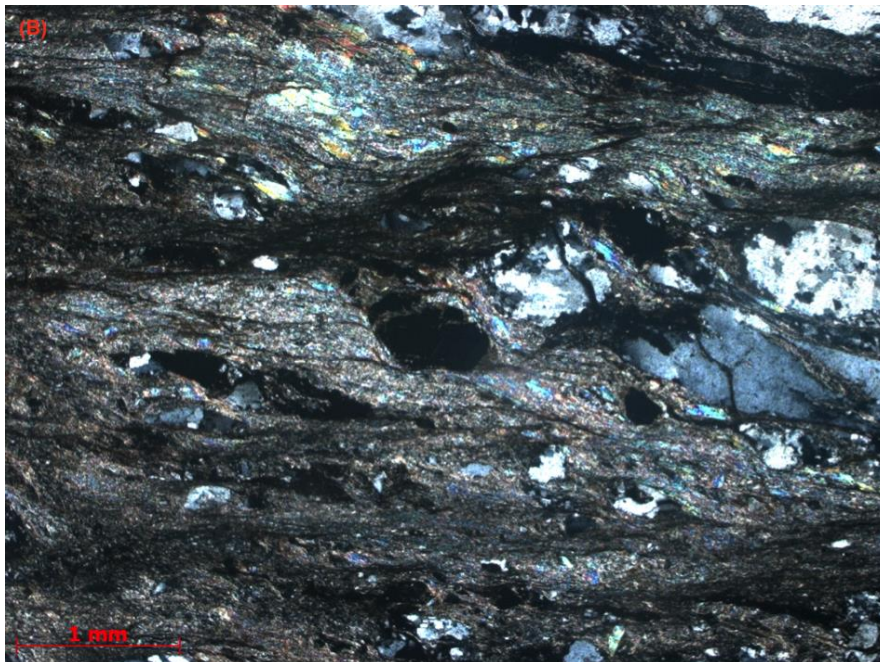


Figura 49 - (A) Porfiroblasto de granada em xisto com nicóis descruzados e (B) nicóis cruzados.

## 4 – DISCUSSÃO

Esta monografia apresenta dados inéditos dos Xistos La Micaela, uma sequencia de rochas sedimentares e/ou vulcanossedimentares neoproterozóicas em contato com uma sequencia de rochas ultramáficas (plutônicas e associadas) no NE do Uruguai. Ambas as unidades encontram-se intensamente deformadas por 3 fases de deformação e ainda metamorfisadas na transição das fácies xistos verdes-anfibolito. Esse evento orogênico do final do Neoproterózoico obliterou bastante as informações e relações dos protólitos de ambas as unidades.

Sob a luz dos dados aqui apresentados, apresento abaixo algumas questões geológicas para discussão.

### 4.1. – A origem dos xistos La Micaela – protólitos e bacia sedimentar

De acordo com as variações composicionais observadas nos xistos, conclui-se que são derivados de rochas sedimentares clásticas predominantemente. Contudo, algumas camadas apresentam cristais euédricos de plagioclásio e quartzo nos domínios menos deformados. Esses fenocristais poderiam indicar a presença de camadas vulcanoclásticas no pacote dos xistos. Peel (2012) já aponta a presença de rochas de origem vulcanoclásticas nos xistos. Essas rochas vulcânicas poderiam estar relacionadas a um evento magmático ácido a intermediário.

### 4.2. – Relação dos xistos com as ultramáficas e origem das ultramáficas

Os xistos La Micaela estão claramente por cima estratigraficamente das ultramáficas, que poderiam ser seu embasamento. Nesta hipótese o contato seria uma discordância geológica. Entre as duas unidades foi observado um nível de quartzito laminado, interpretado como um chert. Se esta interpretação está correta, houve uma mudança na sedimentação desta bacia, passando de profunda (precipitação do chert) para mais rasa (sedimentação dos siliciclásticos da La Micaela). Portanto, o chert e os xistos La Micaela fariam parte da mesma bacia e ambiente tectônico. Já a sequencia ultramáfica abaixo do chert tem uma origem contrastante com esses sedimentos e possíveis vulcanoclásticas félsicas. Peel (2012) interpretou esse contato como tectônico, em que as ultramáficas foram empurradas tectonicamente por sobre os xistos La Micaela. Neste contexto, a autora chamou as ultramáficas de complexo alpino, a exemplo da interpretação no orógeno alpino de que as lentes ultramáficas

desmembradas tectonicamente seriam restos de litosfera oceânica que ficaram preservadas na zona colisional. Essa hipótese é descartada se for considerada a ausência da porção da crosta oceânica (gabros e basaltos) no complexo, apesar de que argumenta-se que essa porção poderia ter sido subductada, ou não aflorante. Na última década, Manatschal e Müntener (2009) sugeriram que essas lascas ultramáficas dos Alpes fossem, na realidade, restos de um manto litosférico, exumado durante o evento extensional que gerou a bacia antes da inversão e colisão continental. Estes autores compararam secções nos Alpes com perfurações na margem continental da Península Ibérica, no oceano Atlântico central, constatando sedimentação de fundo marinho (chert, dolomitos, carbonatos) diretamente sobre rochas do manto (serpentinitos) em ambas as secções. Considerando essa hipótese, o contato entre os xistos/chert La Micaela e as ultramáficas do Cerro de La Tuna poderá realmente ser uma discordância.

#### 4.3. – Idade da bacia dos xistos La Micaela e correlação com outros xistos do Terreno Cuchilla Dionísio

Peel (2012) obteve dados U-Pb de zircão detrítico dos Xistos La Micaela que forneceram uma idade máxima da bacia como ca. 580 Ma. Essa idade coincide com aquela obtida por Basei et al (2005) para os metaturbiditos da Formação Rocha, na porção sul do terreno Cuchilla Dionísio. Além disto, dados inéditos de U-Pb SHRIMP de uma amostra dos xistos da Azotea de Ramírez (Figura x) também são coincidentes com esse período ediacarano de sedimentação (Schmitt, Comunicação verbal).

#### 4.4. – O evento tectônico que gerou o metamorfismo e deformação dos Xistos

Tantos os xistos quanto as ultramáficas foram submetidas ao mesmo evento tectônico, o que pode ser corroborado pela concordância das estruturas deformacionais e grau metamórfico. De acordo com os dados da literatura, esse evento foi posterior a 580 Ma (Peel, 2012; Menezes, 2010). Também no lado africano, Faixa Gariiep, o último evento tectônico que consolida o Gondwana foi datado entre 580-540 Ma (Frimmel, 2008; Diener et al., 2017).

Destaca-se neste trabalho, a ausência de uma tectônica tangencial de baixo ângulo, falhas e zonas de empurrão, que eram descritas por vários autores (Bossi e Gaucher, 2004; Peel, 2012). Observou-se uma tectônica predominantemente transcorrente dextral, relacionada à fase deformacional dúctil aqui denominada D2. A

complexidade das estruturas D1 não permite concluir como era a cinemática inicial do evento. Contudo, sabe-se que as falhas e zonas de cisalhamento, presentes nos mapas anteriores da área, interpretadas como de empurrão, são transcorrentes. Isso pode ser também comprovado pela lineação de estiramento disseminada na região paralela ao strike da S2, além de inúmeros indicadores cinemáticos.

#### 4.5. – Os gnaisses magmáticos do sul da área

As estruturas dos gnaisses migmatíticos, em contato a SE com os Xistos La Micaela, são ortogonais aos mesmos, a não ser no contato por cisalhamento. Essa foliação do gnaiss foi aqui denominada Dn e provavelmente está relacionada a um evento mais antigo de metamorfismo e deformação. Além disto, os gnaisses têm fusão parcial preservada, indicando que provavelmente atingiram um fácies metamórfico mais elevado do que os xistos e ultramáficas. Os dados geocronológicos de Peel (2012) neste gnaiss corroboram com essa distinção estrutural e metamórfica. Ela obteve zircões metamórficos de 668 Ma. Portanto esses gnaisses são bem mais antigos do que a deposição dos protólitos dos xistos La Micaela na bacia sedimentar.

#### 4.6. – Ambiente geotectônico e correlação regional com Brasil e África do Sul/Namíbia

Este trabalho apresenta dados de uma bacia possivelmente depositada num manto exumado no Ediacarano, posteriormente deformada e metamorfisada. Os modelos geotectônicos propostos anteriormente interpretam essa bacia como sendo de back-arc (Gaucher et al, 2010).

Na continuidade da faixa móvel do Terreno Cuchilla Dionísio para Brasil está o Cinturão Dom Feliciano. No sul do Rio Grande do Sul, ocorrem, dentro do cinturão granítico do Neoproterozóico, lentes de rochas ultramáficas e máficas além de xistos associados que poderiam ser correlacionáveis com a sequência de rochas estuda neste trabalho (Ramos e Koester, 2014).

Na contraparte africana, está a Faixa Gariep. Esta apresenta um terreno de rochas de afinidade oceânica, ígneas e sedimentares (Terreno Marmora) (Frimmel et al, 2009). O evento orogênico que metamorfisou e deformou estas rochas foi datado em ca.550Ma, portanto correlacionável com o evento descrito nesta monografia. Além dessas rochas de crosta oceânica, provavelmente relacionadas ao evento extensional que exumou o manto das rochas Cerro de La Tuna, o embasamento gnáissico na Faixa Gariep também

se assemelha com os gnaisses migmatíticos descritos neste trabalho. Peel (2012) datou o protólito dos gnaisses com zircões entre 850 e 750 Ma. Esse dado coincide com as idades do embasamento cristalino da Faixa Gariep na África, Richtwels Complex (Diener et al., 2017).

## 5. – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Neste trabalho foi redefinida a estratigrafia do Complexo Paso del Dragón, definido por Peel (2012). Separaram-se rochas de características petrogenéticas muito distintas: serpentinitos e xistos de origem máfica, relacionados ao metamorfismo de rochas mantélicas; uma delgada camada de quartzito bandado, interpretada com um chert metamorfoisado; e xistos com protólitos siliciclásticos e vulcanoclásticos, sugerindo uma sedimentação de origem continental. Restringiu-se assim o CPD ao Litodema Cerro de La Tuna, enquanto propôs-se que os xistos La Micaela e os quartzitos fossem cada um uma unidade separada do restante.

O mapeamento detalhado permitiu encontrar diversos corpos de rochas ultramáficas ainda não descritos na literatura. Em especial, foi encontrado um corpo de dimensões pouco menores que o próprio Cerro de La Tuna. Isso permitiu com que fosse observado no contato das rochas ultramáficas do LCT com os xistos, sempre uma sequência de talco xistos, clorita xistos e tremolita xistos, sotoposta a um quartzito negro e bandado. Isso permitiu afirmar que realmente não existem rochas de crosta oceânica metamorfoisadas entre os serpentinitos e os xistos, o que corrobora a hipótese de que esses sejam realmente rochas do manto exumadas. Dessa forma, essas rochas seriam embasamento da bacia onde foram sedimentados o quartzito e os xistos La Micaela.

O detalhamento desses corpos menores de rochas ultramáficas distribuídos pela área permitiu também sugerir que esses aflorem nos antiformes de um padrão de interseção de dobras do tipo “domos e bacias”, em que a fase D3 ocorre dobrando o eixo da fase D2. Dessa forma, as rochas do LCT afloram isoladamente em meio aos xistos La Micala, em verdadeiras janelas estruturais, charneiras desses antiformes.

Entre os xistos La Micaela e os gnaisses migmatíticos foi observada uma zona de cisalhamento dextral de alto ângulo. Não foi observado qualquer indício de falhas de baixo ângulo que indicassem que esses gnaisses tivessem sido empurrados sobre os xistos LM, como fora proposto por trabalhos anteriores (Peel, 2012 e Bossi e Gaucher, 2014). Encontraram-se lineações, dobras de arraste e indicadores cinemáticos que comprovam essa transcorrência, por sua vez relacionada à fase de deformação D2, de compressão NW-SE.

Também relacionado à fase D2, descreveu-se um granito porfirítico deformado. O contato desse granito com os xistos também se dá por uma zona de cisalhamento dextral, a sul, que propõe-se ser simultânea à cristalização dessa rocha. O corpo



granítico foi colocado numa orientação concordante a uma compressão NW-SW, além de ocorrer localmente milonitizado e apresentar cristais orientados nessa mesma direção.

Propõem-se como próximas etapas no desenvolvimento deste trabalho as seguintes:

- Detalhar a mineralogia e textura dos xistos La Micaela e do quartzito bandado, unidades antes integrantes do CPD, de modo a conceder-lhes uma denominação formal;
- Obter dados geocronológicos do quartzito bandado, com o fim de saber a idade de exumação das rochas ultramáficas do Litodema Cerro de La Tuna e de abertura da bacia onde foi depositada a sequência metassedimentar mapeada;
- Realizar uma análise microtectônica e estrutural de detalhe para melhor compreender a relação entre as fases deformacionais observadas na área;
- Obter dados geocronológicos do granito porfirítico deformado, de modo a saber a idade aproximada da deformação principal da área (D2) e do cisalhamento a ela associada.

## 6. – REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abre, P., Bossi, J., Cingolani, C., Gaucher, C., Piñeyro, D., Blanco, G. 2014. El Terreno Tandilia em Uruguay y Argentina. In: Bossi, J.; Gaucher, C. (Editores), Montevideú, Universidad de la República, 450p. Geología del Uruguay -Tomo 1: Predevónico, 19-43.

Basei, M. A. S., Bettucci, L. S., Peel, E., Muzio, R. 2013. Geocronología U–Pb LA-ICP-MS encircones del Complejo Granítico Santa Teresa, Terreno Punta del Este. In VII Congreso Uruguayo de Geología and I Simposio Minería y Desarrollo del Cono Sur, Programa. Centro de Pesquisas Geocronológicas–Universidade de São Paulo, Montevideo (pp. 30-31).

Basei, M. A., Peel, E., Bettucci, L. S., Preciozzi, F., & Nutman, A. P. 2011. The basement of the Punta del Este Terrane (Uruguay): an African Mesoproterozoic fragment at the eastern border of the South American Río de La Plata craton. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 289-304.

Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Nutman, A.P., Preciozzi, F., Jacob, J. 2005. A connection between the Neoproterozoic Dom Feliciano (Brazil/Uruguay) and Gariep (Namibia/ South Africa) orogenic belts – evidence from a reconnaissance provenance study. *Prec. Res.*, 139:195-221.

Blanco, G., Rajesh, H. M., Gaucher, C., Germs, G. J., & Chemale, F. 2009. Provenance of the Arroyo del Soldado Group (Ediacaran to Cambrian, Uruguay): implications for the paleogeographic evolution of southwestern Gondwana. *Precambrian Research*, 171(1), 57-73.

Blanco, G., & Gaucher, C. 2005. Estratigrafía, paleontología y edad de La Formación Las Ventanas (Neoproterozoico, Uruguay). *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 12(2), 109-124.

Bossi, J.; Navarro, R. 1988. Serpentinitas cromíferas pré-orogénicas em El Ciclo Orogénico Moderno de Uruguay. *Actas 6 Panel Geología Litoral-1 Reunión de Geología del Uruguay*, Salto, Uruguay, 91-95.

Bossi, J., Ferrando, L., Montaña, J., Campal, N., Morales, H., Gancio, E., Schipilov, A., Piñeyro, D., Sprechmann, F. 1998. Carta Geológica del Uruguay. Version 1. Digital. Montevideo, Geoeditores-Facultad de Agronomía; Escala 1:500.000.

Bossi, J., Campal, N., Civetta, L., Demarchi, G., Girardi, V.A.V., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G., Fragoso Cesar, A.R.S., Sinigoi, S., Teixeira, W., Piccirillo, E.M., Molesini, M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, 106:263–277.

Bossi, J.; Navarro, R. 1988. Serpentinitas cromíferas pré-orogénicas em El Ciclo Orográfico Moderno de Uruguay. Actas 6 Panel Geología Litoral-1 Reunión de Geología del Uruguay, Salto, Uruguay, 91-95.

Bossi, J., Schipilov, A. 2000. Rocas ígneas básicas del Uruguay. Montevideo, Facultad de Agronomía- CSIC 11, 78p.

Bossi, J., Gaucher, C. 2004. The Cuchilla Dionisio Terrane, Uruguay: an allochthonous block accreted in the Cambrian to SW-Gondwana. *Gond. Res.*, 7(3): 661-674.

Bossi, J.; Piñeyro, D.; Cingolani, C. 2005. El límite sur del Terreno Piedra Alta (Uruguay). Importancia de La faja milonítica sinistral de Colonia. Actas XVI Congreso Geológico Argentino, 1, 173-180

Bossi, J., Schipilov, A. 2007. Rocas ígneas básicas del Uruguay (No. 552.3 (899) BOS).

Bossi, J., Gaucher, C. 2010. Cabalgaduras Cambrias em el Sub Terreno Cuchilla Dionisio (Uruguay). VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas (CD-ROM)

Bossi, J.; Gaucher, C. 2014. Estratigrafía del Predevónico del Uruguay. In: Bossi, J.; Gaucher, C. (Editores), Montevideo, Universidad de la República, 450p. Geología del Uruguay -Tomo 1: Predevónico, 19-43.

Campal, N., & Schipilov, A. 2005. La Formación Cerros de Aguirre: evidencias de magmatismo Vendiano en El Uruguay. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 12(2), 161-174.

Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L., Bossi, J., Campal, N., Ferrando, F., Piñeyro, D., Schipilov, A. 1997. Rb-Sr geochronology from the Rio de la Plata craton of Uruguay. In *I South Am. Symp. Isotope Geol., Brasil* (pp. 73-75).

Cingolani, C., Bossi, J., Navarro, R., & Varela, R. 1990. Nuevos datos geológicos y geocronológicos del macizo granítico de Cerro Colorado, Florida, Uruguay. In *Resúmenes ampliados del Primer Congreso Uruguayo de Geología* (No. 55 (899) CON).

Diener, J. F., Thomas, R. J., & Macey, P. H. 2017. Pan-African accretionary metamorphism in the Sperrgebiet Domain, Gariep Belt, SW Namibia. *Precambrian Research*, 292, 152-162.

Frimmel, H.E., Basei, M.S., Gaucher, C., 2011. Neoproterozoic geodynamic evolution of SW-Gondwana: a southern African perspective. *Int. J. Earth Sci.* 100, 323–354.

Frimmel, H.E., 2008. Neoproterozoic Gariep Orogen. In: Miller, R.M. (Ed.), *The Geology of Namibia*. vol. 2. Geological Survey of Namibia, Windhoek, Ch. 14, pp. 14–1–14–39.

Gaucher, C.; Bossi, J.; Frei, R.; Remus, M.; Piñeyro, D. 2014. Terreno Cuchilla Dionísio: bloque septentrional. In: Bossi, J.; Gaucher, C. (Editores), *Montevideu, Universidad de la República*, 450p. *Geología del Uruguay - Tomo 1: Predevónico*, 377-400.

Gaucher, C., Bossi, J., Frimmel, H.E. 2010 *Arachania, un arco magmático neoproterozoico y sus fragmentos em Sudamérica y Africa*. VI Congreso Uruguayo de Geología, Minas (CD-ROM).

Gaucher, C., Frimmel, H.E., Germs, G.J.B. 2010. Tectonic Events and Palaeogeographic Evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. In: Gaucher, C., Sial, A., Halverso, G., Frimmel, H.E. (eds.) Neoproterozoic-Cambrian tectonics, global change and evolution., Hardbound, 16, Elsevier, p.:295-315.

Gaucher, C., Frimmel, H. E., & Germs, G. J. 2009. Tectonic events and palaeogeographic evolution of Southwestern Gondwana in the Neoproterozoic and Cambrian. *Developments in Precambrian Geology*, 16, 295-316.

Gaucher, C., Blanco, G., Chiglino, L., Poiré, D., & Germs, G. J. 2008. Acritarchs of Las Ventanas Formation (Ediacaran, Uruguay): implications for the timing of coeval rifting and glacial events in western Gondwana. *Gondwana Research*, 13(4), 488-501.

Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

Halls, H. C., Campal, N., Davis, D. W., & Bossi, J. 2001. Magnetic studies and U–Pb geochronology of the Uruguayan dyke swarm, Rio de la Plata craton, Uruguay: paleomagnetic and economic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(4), 349-361.

Hartmann, L. A., Santos, J. O. S., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A., & McNaughton, N. J. 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 229-236.

Hartmann, L.A., Campal, N., Santos, J.O., MacNaughton, N. J., Schipilov, A. 2001. Archean crust in the Rio de la Plata Craton, Uruguay: SHRIMP U-Pb reconnaissance geochronology., *J. South Amer. Earth Sci.*, 14:557-570.

Hartmann, L.A., Piñeyro, D., Bossi, J., Leite, J.A.D. 2000. Zircon U–Pb SHRIMP dating of Palaeoproterozoic Isla Mala granitic magmatism in the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *J. South Amer. Earth Sci.*, 13:105–113.

Mallmann, G., Chemale, F., Ávila, J.N., Kawashita, K., Armstrong, R.A. 2007. Isotope geochemistry and geochronology of the Nico Pérez Terrane, Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Gond. Res.*, 12:489–508.

Manatschal, G., Müntener, O. 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics*, 473(1), 4-19.

Marchese, H. G., and E. Di Paola. "Reinterpretación estratigráfica de la perforación de Punta Mogotes I, Provincia de Buenos Aires." *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30.1 (1975): 44-52.

Masquelin, H., D'Avila Fernandes, L. A., Lenz, C., Porcher, C. C., &McNaughton, N. J. 2012. The Cerro Olivo complex: a pre-collisional Neoproterozoic magmatic arc in Eastern Uruguay. *International Geology Review*, 54(10), 1161-1183.

Menezes, M. 2010. Geologia estrutural e estratigrafia da Formação Rocha na região de La Paloma e Rocha, Uruguai. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Tese de Mestrado, 80 pp.

Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Basei, M. A., Wemmer, K., Siegesmund, S. 2016. The Nico Pérez Terrane (Uruguay): From Archean crustal growth and connections with the Congo Craton to late Neoproterozoic accretion to the Río de la Plata Craton. *Precambrian Research*, 280, 147-160.

Oriolo, S., P. Oyhantçabal, F. Heidelbach, K. Wemmer, and S. Siegesmund. 2015. Structural evolution of the Sarandí del Yí Shear Zone: Kinematics, deformation conditions and tectonic significance, *Int. J. Earth Sci.*, 104, 1759-1777,

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., &Passchier, C. W. 2011. The transpressional connection between Dom Feliciano and Kaoko belts at 580–550 Ma. *International Journal of Earth Sciences*, 100(2-3), 379-390.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., & Layer, P. 2010. The sierra ballena shear zone in the southernmost domfeliciano belt (Uruguay): evolution, kinematics, and deformation conditions. *International Journal of Earth Sciences*, 99(6), 1227-1246.

Oyhantçabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Presnyakov, S., & Layer, P. 2009. Geochronological constraints on the evolution of the southern Dom Feliciano Belt (Uruguay). *Journal of the Geological Society*, 166(6), 1075-1084.

Passchier, C. W., & Trouw, R. A. J. 2005. *Microtectonics*, 366 pp.

Peel, E. 2012. Petrografia, geoquímica e geocronologia do Complexo Paso del Dragón (NE do Uruguai): implicações geotectônicas na evolução do Cinturão Dom Feliciano. São Paulo. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Preciozzi, F., Masquelin, H., & Basei, M. A. S. 1999. The Namaqua/Grenville Terrane of eastern Uruguay. In *II South American symposium isotopic geology*, Carlos Paz, Argentina.

Preciozzi, F., & Bourne, J. H. 1992. Petrography and geochemistry of the Arroyo de la Virgen and Isla Mala plutons, southern Uruguay: Early Proterozoic tectonic implications. *Journal of South American earthsciences*, 6(3), 169-181.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. 1985. *Carta Geológica del Uruguay*. Montevideo, DINAMIGE, escala 1:500.000.

Pamoukaghlian, Karina. *Sedimentología y estratigrafía de la formación Piedras de Afilar, Terreno Tandilia, Uruguay*. Diss. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, 2012.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. 1979. *Carta Geoestructural del Uruguay*. Montevideo, Inst. Geol. Ing. E. Terra, escala 1:2.000.000

Ramos, R. C., & Koester, E. 2014. Geologia da associação metamáfica-ultramáfica da região de Arroio Grande, sudeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. *Pesquisas em Geociências*, 41(1), 25-38.

Rapela, C. W., Fanning, C. M., Casquet, C., Pankhurst, R. J., Spalletti, L., Poiré, D., Baldo, E. G. 2011. The Rio de la Plata craton and the adjoining Pan-African/brasiliano terranes: their origins and incorporation into south-west Gondwana. *Gondwana Research*, 20(4), 673-690.

Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Grecco, L. E. 2003. Basement evolution of the Sierra de la Ventana Fold Belt: new evidence for Cambrian continental rifting along the southern margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society*, 160(4), 613-628.

Bettucci, L. S., Burgueño, A. M. 1993. Análisis sedimentológico y faciológico de La Formación Rocha (ex Grupo Rocha). *Brazilian Journal of Geology*, 23(3), 323-329.

Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N., D'Agrelha Filho, M.S. 1999. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Prec. Res.*, 93:153-180.

Umpierre, M., Halpern, M. 1971. Edades Sr-Rb del Sur de la Republica Oriental del Uruguay. *Rev. Assoc. Geol. Arg.*, 26:133-155.

Will, T.M.; Frimmel, H.E.; Gaucher, C.; Bossi, J. 2014. Geochemical and isotopic composition of Pan-African metabasalts from southwestern Gondwana: Evidence of Cretaceous South Atlantic opening along a Neoproterozoic back-arc. *Lithos*, 202-203, 363-381.