



UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
GEOQUÍMICA, GEOFÍSICA E EVOLUÇÃO CRUSTAL

MARIA CLÉLIA ARAGÃO BARRETO

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE
MÁRMORES DO TERRENO RIO CAPIBARIBE, ZONA
TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA,
NORDESTE DO BRASIL

TESE DE DOUTORAMENTO
RECIFE 2008



Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia e Geociências-Departamento de Geologia
Programa de Pós-Graduação em Geociências:
Área de Concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

Maria Clélia Araújo Barreto

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE MÁRMORES DO TERRENO
RIO CAPIBARIBE, ZONA TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA,
NORDESTE DO BRASIL

TESE DE DOUTORADO
2008



Universidade Federal de Pernambuco
Centro de Tecnologia e Geociências-Departamento de Geologia
Programa de Pós-Graduação em Geociências:
Área de Concentração: Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE MÁRMORES DO TERRENO RIO CAPIBARIBE, ZONA TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação de Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, em Geoquímica, Geofísica e Evolução Crustal por:

Aluna: MARIA CLÉLIA ARAGÃO BARRETO
Orientadora: Prof^a. Dra. VALDEREZ PINTO
FERREIRA

Co-orientadores: Prof^o. Dr. JOSÉ MAURÍCIO
RANGEL da SILVA
Prof^o. Dr. ALCIDES NÓBREGA SIAL

**RECIFE/PE
20 de Outubro de 2008**

FICHA CATALOGRÁFICA

Setor de Processos Técnicos da BC/CTG-UFPE

B273c

Barreto, Maria Clélia Aragão

Caracterização Geoquímica e Isotópica de Mármore do Terreno Rio Capibaribe na Zona Transversal da Província Borborema-Nordeste do Brasil/Maria Clélia Aragão Barreto-Recife:O Autor, 2008. 252 folhas, il:grafs., tabs., figs.

Tese (Doutorado)- Universidade Federal de Pernambuco. CTG- Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2008. Inclui: Bibliografia e Anexos

1 Província Borborema- 2 Químioestratigrafia isotópica -3 Terreno Rio Capibaribe - 4 Mármore - 5 Geocronologia. I- Título.

551
UFPE/BCTG/2008-249

CDD (22. Ed.)

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE MÁRMORES DO
TERRENO RIO CAPIBARIBE, ZONA TRANSVERSAL DA PROVÍNCIA
BORBOREMA, NORDESTE DO BRASIL

MARIA CLÉLIA ARAGÃO BARRETO

Aprovada



Profª. Drª. Valdeza Pinto Ferreira

20/10/2008



Prof. Dr. Alcides Nóbrega Sial

20/10/2008



Prof. Dr. José Maurício Rangel da Silva

20/10/2008



Profª. Drª. Rízia Salimaty Campelo do Nascimento

20/10/2008



Prof. Dr. Clevis Vaz Parente

20/10/2008

DEDICATÓRIA

Olhando a caminhada do homem através da história podemos ver que toda sua trajetória é direcionada ao comprimento de uma meta e/ou objetivo. Desta forma, podemos ver que a vida não é uma coincidência e sim uma consequência de nossos atos e, ao mesmo tempo, não é um desafio e sim uma maratona; para chegar ao topo, ao destino, à meta, é preciso concentrar-se no caminho (Schopenhauer). Entendendo esta filosofia ao nosso trabalho cotidiano, como por exemplo, o executado pelo cortador de mármore numa pedra: ele observa que após bater centenas de vezes na rocha com sua marreta, não há nenhum sinal da mesma vir a quebrar; mas, na sua centésima primeira batida a rocha se parte como uma espuma cortada na guilhotina. Estes fatos me levam a considerar que será que a última batida foi a responsável pelo corte ou foi o conjunto de regularidades de todas as outras batidas?

Assim, percebi que a persistência é uma virtude e que meu maior adversário era eu mesma e não os que vivenciam esta etapa da minha vida profissional. Deparei-me com obstáculos, achei um jeito de superá-los e não procurei desculpas. Recomecei! Podemos sim cada um de nós fazer a nossa parte, mas podemos fazer mais e melhor em nossos objetivos. O ideal é concentrar-se sempre mais no passo seguinte do que na vitória, lembrando afinal, que todo grande trabalho científico é mesmo uma maratona e com os passos firmes certamente a vitória virá. Desta forma, adotei como lema Thomas Edison, na execução desta Tese: *“Nossa maior fraqueza está em desistir. O caminho mais certo é tentar mais uma vez”* a fim de alcançar a meta e meu objetivo: *Vencer!*

Á Deus, meus pais, Déborah, Kilvia, Raphael e Camille.

OFEREÇO

◇◇◇◇◇

AGRADECIMENTOS

“A minha alma engrandece o Senhor, exulta meu espírito em Deus meu salvador, porque olhou para humildade de sua serva” (Lc, 1,46-48). Com as palavras da Virgem Maria, agradeço a Deus, pelo dom que gratuitamente e sem mérito algum de minha parte, dignou-me. “É d’Ele que procede todo o bem e toda a graça“. Com estas palavras entregamos e agradecemos a Deus as instituições (Universidade Federal de Pernambuco, CAPES, PROPESQ e CPRM), professores, pesquisadores, amigos e parentes que contribuíram na elaboração desta tese.

Queremos expressar os nossos profundos agradecimentos a Valdez Pinto Ferreira, Alcides Nóbrega Sial e José Maurício Rangel Silva pelo apoio, atenção, ensinamentos e orientações transmitidas de forma precisa para realização desta pesquisa.

Agradecemos ainda aos professores João Aduino S. Neto (UFPE), Rielva S. Campelo Nascimento (UFAM), Clóvis Vaz Parente (UFC), Marly Babinsky (USP), Cândido Augusto Veloso Moura (UFPA) e Virgínio Henrique M. L. Neumann (UFPE) pelas orientações e análises. E, também, aos professores Sérgio Pacheco, Gorki Mariano, Edilton Santos, Edmilson Santos Lima, Lúcia Mafra, Lucila Borges, Gelson Fanbrini, Geilson Demétrio e Sandra Barreto, Mario Lima, Maragareth Alheiros, Waldir Manso, Almanir Santos, Felisbela, Hartmurt Beurlen, Inês e Adjard pelas orientações, amizade e apoio, estendendo a todos os professores do CTG e DMINAS pelo apoio e orientações.

Agradecemos a equipe do NEG-LABISE: Alcides Nóbrega Sial e Valdez P. Ferreira e técnicos: Gilsa, Vilma e Fátima. Agradecemos a todos do CTG que direta ou indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho: André, Antônio Furtado, Conceição (biblioteca), Dwight, Elizabete, Fátima Lira, Iracema, Liliana, Luciano, Miguel, Maurílio, Rosa, Roberto Viera, Roberta, Silvana, Sheila Bittar, Sônia Augustin, Tereza. Entre os amigos especiais, não posso deixar de citar e agradecer a Angélica Sampaio, Christian Carmona, Cristina Leal, Leanize Teixeira, Vanja Alcantara, Walmisa Alves pelo apoio e amizade incondicional.

Meus reconhecimentos específicos à minha família: pais- Raimundo Aragão (*in memoriam*) e Maria Luzia, aos meus irmãos- notadamente Darlan e Gorete. E ainda a Cristina, Cleide, Demóstenes e Dário e em especial agradeço às minhas filhas- Déborah e Kilvia, pelo carinho, paciência, compreensão e apoio incondicional, sem os quais não teria sido possível a realização de mais esta etapa de minha vida profissional.

OBRIGADO!!!

◇◇◇◇◇

RESUMO

A composição isotópica, ($\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e Pb-Pb), de mármore de duas localidades (Surubim e Caruaru) do Complexo Caroolina-Surubim, Zona Transversal da Província Borborema (NE-Brasil) foi usada para se estimar a idades de sedimentação e metamorfismo das seqüências carbonáticas originais. Estas ocorrências fazem parte de uma sucessão sedimentar depositada durante o Meso-Neoproterozoico e metamorfisadas no fácies anfibolito. São mármore branco a cinza claro, composição predominante de calcita, dolomita, tremolita, diopsídio, flogopita, quartzo, grafita, titanita, plagioclásio, clorita, biotita, apatita e apresentam em comum, e nos mármore de Caruaru já alternâncias de camadas com intercalações de xistos e veios de pegmatitos e bolsões de paragneisses. Dados geoquímicos de rocha total indicam que os mármore da folha Caruaru são predominantemente calcíticos com $\text{CaO} > 40\%$ e $\text{MgO} < 10\%$ e os da folha Surubim são dolomíticos com $\text{CaO} < 40\%$ e $\text{MgO} > 12\%$. O teor de sílica em ambas as localidades normalmente é $< 5\%$. Análises de química mineral e rocha total nos mármore de Caruaru sugerem que as temperaturas regionais, durante o pico de metamorfismo, estariam no fácies anfibolito, próxima a 650°C . Para os mármore da folha Surubim as temperaturas estimadas são um pouco mais baixas, na faixa médio-alta do fácies anfibolito. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ nas amostras da área de Caruaru apresentam uma variação de $-2,55$ a $+4,87\text{‰}_{\text{PDB}}$ e de $-2,60$ a $+3,87\text{‰}_{\text{PDB}}$ na área de Surubim. A quimioestratigrafia isotópica de C, O e Sr permite concluir que: (a) As curvas de variação temporal obtidas registram flutuações primárias na composição isotópica de C, O e Sr da água do mar durante a passagem do Neo-Mesoproterozoico, possivelmente relacionada ao rifteamento e formação de arcos magmáticos durante o evento orogênico Cariris Velhos. (b) Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são muito homogêneos nos mármore de Caruaru (0,70734 a 0,70785) e os da folha Surubim (0,70634 a 0,70901) mostram uma maior variação. Analogias destes valores com os registrados na literatura, expressas em curvas de variação temporal, sugere que a deposição destes carbonatos indicam idade mínima de 520Ma e máxima de 725Ma para os mármore da folha Caruaru e enquanto os da folha Surubim apresentam menor variação com idade mínima de 525Ma e máxima de 720Ma. Intervalos de variação de tempo semelhantes são encontrados quando se usa a curva de evolução $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rios e oceanos sugere idades de sedimentação para as lentes de Caruaru, em torno de 0,70-0,75Ga, e para Surubim em torno de 1Ga. Idades de deposição inferidas por curvas de variação temporal com isótopos de C e O sugerem idades máximas um pouco mais antigas para todas as lentes estudadas, sendo que as amostras de Caruaru indicam idade máxima de 0,95-1,0Ga, enquanto que as de Surubim indicam idade máxima de 0,95Ga. Estes resultados sugerem que os mármore estudados foram depositados durante um período de elevação do nível do mar, no evento Cariris Velhos, com metamorfismo presente provavelmente nos estágios finais deste evento. As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nos mármore de Caruaru variam de 17,863 a 19,753 e nos de Surubim de 17,744 a 19,222, definindo uma idade de metamorfismo de 628Ma para os mármore de Caruaru e de 652Ma para os da folha Surubim. Apesar da dispersão de dados obtidos, estes são compatíveis aos valores propostos para metamorfismo de idade neoproterozóica. As características químicas e físicas destes mármore permitem classificá-los em termos metalogênicos (indústria de construção civil e agropecuária),

como mármore de boa qualidade, em função do poder de neutralização e poder relativo de neutralização total com teores superiores a 76% sendo indicado para a produção de corretivo de solos e cimentos, produtos importantes para a economia do Estado de Pernambuco.

Palavras-chaves: Província Borborema, Terreno Rio Capibaribe, Complexo Caroalina-Surubim, quimioestratigrafia isotópica (C, O e Sr), geocronologia (Pb-Pb), mármore, metalogenia.

◇◇◇◇

ABSTRACT

The isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e Pb-Pb) of marbles from two localities (Surubim and Caruaru) of the Caroolina-Surubim Complex (Transversal Zone, Borborema Province, NE Brazil) was used to estimate the age of sedimentation and metamorphism of the protolithic carbonate sequence. These occurrences are part of one sedimentary succession deposited during the Meso-Neoproterozoic and metamorphosed at amphibolites *fácies* conditions. Intercalations of schists and pegmatite dikes are common in both occurrences and the Caruaru marbles also contains intercalations of paragneisses. The marbles are white to light gray-colored and composed by calcite, dolomite, tremolite, diopside, flogopite, quartz, graphite, titanite, plagioclase, chlorite, and biotite, among others. Whole-rock geochemical data show that the Caruaru marbles are dominantly calcic with $\text{CaO} > 40\%$ and $\text{MgO} < 10\%$ whereas those of Surubim are dolomitic with $\text{CaO} < 40\%$ and $\text{MgO} > 12\%$. The silica content in both localities is $< 5\%$. Mineral and whole-rock chemistry of the Caruaru marbles suggest that the regional peak metamorphic temperature was close to 650°C . For the Surubim marbles, the estimated temperatures are slightly lower, within the middle-upper amphibolite *fácies* conditions. $\delta^{13}\text{C}$ values vary from $-2,55$ to $+4,87\text{‰}_{\text{PDB}}$ and from $-2,60$ a $+3,87\text{‰}_{\text{PDB}}$ in samples from the Caruaru and Surubim areas, respectively. The isotopic chemostratigraphy of C, O and Sr allows to conclude that: (a) the curves of temporal variation record primary fluctuations of the isotopic composition of C, O and Sr in the ocean water during the transition from the Meso- to the Neoproterozoic, possibly related to rifting and continental magmatic arcs during the Cariris Velhos event; (b) $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ values are very homogeneous in the Caruaru marbles (0,70734 to 0,70785), but show a larger variation in the Surubim marbles (0,70634 to 0,70901). Analogy of these values with those from the literature suggests that both sequences have similar minimum and maximum deposition ages of 520 and 725Ma, respectively. In contrast, maximum deposition ages inferred from the $\delta^{13}\text{C}$ values are higher 0.95-1.0Ga for Caruaru and 0,95Ga for Surubim). Similar time spans are found when the evolution curve for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in rivers and oceans suggesting deposition around 0,70-0,75Ga for the Caruaru marbles and 1 Ga for the Surubim marbles. These results also suggest that the study marbles were deposited during a period of sea-level rise during the Cariris Velhos event, with probable metamorphism at its final stages. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios vary from 17,863 to 19,753 for the Caruaru marbles and from 17,744 to 19,222 for the Surubim marbles, defining metamorphic ages of 628 and 652Ma, respectively. In spite of the elevated errors, these data are compatible with a late neoproterozoic age of metamorphism. The chemical and physical characteristics of the studied marbles allow their classification as of good quality, due to their neutralizing power and relative total neutralizing power, indicating their use to the production of soils corrective and cement, important products for the economy of the state of Pernambuco.

key words: Borborema Province, Rio Capibaribe Terrene, Caroolina-Surubim, isotopic chemostratigraphic (C, O and Sr), geocronology (Pb-Pb), marbles.

◇◇◇◇

LISTA DE FIGURAS

	Página N°
Figura 1.1 - Mapa de localização das áreas estudadas	03
Figura 1.2 - Fluxograma ilustrativo das etapas desenvolvidas nesta pesquisa	04
Figura 1.3 - Esquema da linha de extração de carbonatos no LABISE-UFPE	06
Figura 2.1 - Principais domínios e terrenos da Província Borborema	12
Figura 2.2 - Esboço tectono-estratigráfico da Província Borborema	14
Figura 3.1 - Mapa geológico simplificado da parte oriental da Província Borborema	23
Figura 3.2 - Mapa geológico simplificado do Terreno Rio Capibaribe (PB)	27
Figura 3.3 - Mapa geológico da Folha Caruaru	32
Figura 3.4 - Mapa geológico da Folha Surubim	36
Figura 6.1 - Classificação dos anfibólios do perfil ODGRAVE	69
Figura 6.2 - Diagrama de variação composicional em apfu dos anfibólios do perfil ODGRAVE ...	70
Figura 6.3 - Classificação dos anfibólios do perfil SAGRAVE	71
Figura 6.4 - Diagrama de variação composicional em apfu dos anfibólios do perfil SAGRAVE ...	72
Figura 6.5 - Classificação dos anfibólios do perfil VLPG	73
Figura 6.6 - Diagrama de variação composicional em apfu dos anfibólios do perfil VLPG	73
Figura 6.7 - Diagrama de variação composicional em apfu das calcitas e dolomitas dos mármore das folhas Caruaru e Surubim	75
Figura 6.8 - Diagrama de variação composicional em apfu dos feldspatos.	78
Figura 6.9 - Diagrama de variação composicional em apfu de feldspatos dos mármore Caruaru e Surubim	79
Figura 6.10 - Diagrama de variação dos elementos em apfu das micas do perfil ODGRAVE	81
Figura 6.11 - Diagrama de variação dos elementos em apfu das micas do perfil SAGRAVE	82
Figura 6.12 - Diagrama de variação dos elementos em apfu das micas do perfil VLPG	83
Figura 6.13 - Variação composicional dos piroxênios no perfil ODGRAVE	84
Figura 6.14 - Diagrama de variação composicional em apfu dos piroxênios do perfil ODGRAVE .	85
Figura 6.15 - Variação composicional dos piroxênios no perfil SAGRAVE	85
Figura 6.16 - Diagrama de variação composicional em apfu dos piroxênios do perfil SAGRAVE .	85
Figura 6.17 - Diagrama de variação composicional em apfu dos piroxênios do perfil VLPG	86
Figura 6.18 - Variação composicional dos piroxênios no perfil VLPG	87
Figura 7.1 - Diagrama ternário de compatibilidade de fases no sistema CMS-HC de MAND	89
Figura 7.2 - Diagrama ternário de compatibilidade de fases no sistema CMS-HC de ODGRAVE	90
Figura 7.3 - Diagrama ternário de compatibilidade de fases no sistema CMS-HC de SAGRAVE	92
Figura 7.4 - Diagrama ternário de compatibilidade de fases no sistema CMS-HC de VLPG	94
Figura 7.5 - Diagrama ternário de compatibilidade de fases no sistema CMS-HC de VLPM	95
Figura 7.6 –Diagramas PTX determinantes do metamorfismo	98
Figura 8.1 - Esquema do Ciclo do Carbono	106

Figura 8.2 - Curva de variação temporal de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos	107
Figura 8.3 - Evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar durante o Fanerozóico	112
Figura 8.4 - (a) Variação de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{88}$ de carbonatos marinhos Pré-Cambrianos do mundo inteiro b) Curva de variação temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar	114
Figura 8.5 - Caracterização de carbonatos em sistemas aberto e fechado. Tomando como base Derry et al. (1992); Kaufman et. al. (1993); Jacobsen & Kauffam (1999)	121
Figura 9.1 - Diagrama de correlações geoquímicas dos mármore do perfil MAND	125
Figura 9.2 - Composição isotópica de C e O do perfil MAND	126
Figura 9.3 - Diagramas de correlações geoquímica dos mármore do perfil ODGRAVE	127
Figura 9.4 - Composição isotópica de C e O do perfil ODGRAVE	128
Figura 9.5 - Diagramas de correlações geoquímica dos mármore do perfil SAGRAVE	129
Figura 9.6 - Composição isotópica de O e C do perfil SAGRAVE	130
Figura 9.7 - Diagramas de correlações geoquímica dos mármore do perfil VLPG	132
Figura 9.8 - Composição isotópica de O e C da lente de mármore VLPG	133
Figura 9.9 - Diagramas de correlações geoquímica dos mármore do perfil VLPM	134
Figura 9.10 - Composição isotópica de O e C da lente de mármore VLPM	136
Figura 10.1 - Variação temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos Neoproterozóicos para os mármore da (a) Folha Caruaru e (b) Folha Surubim. Baseado Jacobsen & Kaufman (1999). .	140
Figura 10.2 - Diagrama integrado da variação temporal das razões de $\delta^{13}\text{C}$ das lentes de mármore das folhas (a) Caruaru e (b) Surubim. Baseado em Sial <i>et al.</i> (2000).	142
Figura 10.3 - Curva de evolução isotópica da água do mar e fluxos do oceano e suas implicações relacionadas ao intemperismo continental na composição do oceano e sua relação com os mármore das folhas Caruaru (a) e Surubim (b), (Shields 2007)	143
Figura 10.4 - Diagrama de variação composicional de isótopos de Pb nos mármore da (a) Folha surubim do CCS. (b) ocorrência de mármore ODGRAV da Folha Caruaru	145
Figura 11.1 - Mapa de localização das ocorrências das lentes de mármore em Pernambuco	150
Figura 11.2 - Diagrama de correlação dos óxidos de Ca e Mg dos mármore das folhas (a) Caruaru e (b) Surubim	160
Figura 11.3 - Diagrama de composição $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-SiO}_2$	163

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Página N°

Fotografia 1.1- A- Linha de extração de carbonatos do LABISE-UFPE e B - Espectrômetro de massa SIRA II para determinação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos	07
Fotografia 1.2-A- Sala de preparação de amostras LAP; B-Espectrômetro Fluorescência de Raios-X LABISE-UFPE	08
Fotografia 1.3- A- Bancada de preparação de amostras e B - Capela com colunas trocadoras de íons no LABISE	09
Fotografia 3.1- Lente de mármore MAND mostrando alteração e intemperismo	29
Fotografia 3.2- Lente de mármore ODGRAVE: (a) micaxistos e paragnaisses e (b) dobras.....	30
Fotografia 3.3- Lente de mármore SAGRAVE: (a) perfil completo e estruturas com dobras de segunda geração e dobras apertadas em e (b) dobra de arrasto	31
Fotografia 3.4- Lente de mármore VLPG: (a) alternância de camadas e exposição do relevo direções da foliação do perfil, (b) dobras em forma de “S”, (c) pacote sedimentar completo e (d) principais feições estruturais, evidenciando bandamento	34
Fotografia 3.5- Lente de mármore VLPM: (a) dobra apertada e (b) dobra isoclinal	37
Fotomicrografia 4.1- Lente Mandassaia. Obtida por microscópio ótico.....	40
Fotomicrografia 4.2- Minerais que ocorrem na lente ODGRAVE sob microscópio ótico	43
Fotomicrografia 4.3- Minerais que ocorrem na lente SAGRAVE sob microscópio ótico	45
Fotomicrografia 4.4- Minerais que ocorrem na lente VLPM sob microscópio ótico	48
Fotomicrografia 4.5- Minerais que ocorrem na lente VLPG sob microscópio ótico	51
Fotomicrografia 5.1- Catodoluminescência do perfil ODGRAVE	56
Fotomicrografia 5.2- Catodoluminescência do perfil ODGRAVE	57
Fotomicrografia 5.3- Catodoluminescência do perfil SAGRAVE	58
Fotomicrografia 5.4- Catodoluminescência do perfil SAGRAVE	59
Fotomicrografia 5.5- Catodoluminescência do perfil VLPM	61
Fotomicrografia 5.6- Catodoluminescência do perfil VLPM	62
Fotomicrografia 5.7- Catodoluminescência do perfil VLPG	63
Fotomicrografia 5.8- Catodoluminescência do perfil VLPG	64
Fotomicrografia 7.1- (a) Relações texturais entre diopsídio e prismas de tremolita (b) Mesma fotomicrografia em nicóis cruzados. (c) Contato reto entre diopsídio no centro da fotomicrografia e tremolita. (d) Idem com nicóis cruzados	96
Fotomicrografia 7.2 - (a) tremolita de contato reto com carbonato e (b) idem com NC	97
Fotomicrografia 7.3 - (a) substituição de tremolita por rosetas de talco- NP (b) idem- NC, restos da tremolita com mesma orientação cristalográfica (único cristal), (c) borda de diopsídio com corrosão por agulhas de tremolita. (d) mesma feição com NC, (e) pseudomorfos de talco substituindo cristal idiomórficos de tremolita. (f) Idem, NC	100
Fotomicrografia 7.4- (a) e (b) Corona incipiente de tremolita ao redor de cristal de diopsídio melhor visível na segunda fotomicrografia. (c) e (d) Corona incompleta de tremolita .	101

LISTA DE QUADROS

	Página Nº
Quadro 1.1- Localização geográfica dos perfis estratigráficos das lentes estudadas	05
Quadro 1.2- Composição do gás de referência do LABISE-UFPE na determinação da composição isotópica de C e O.	07
Quadro 2.1- Unidades litoestratigraficas do Terreno Rio Capibaribe	19
Quadro 6.1- Composição dos anfibólios cálcicos	69
Quadro 6.2- Classificação e série dos plagioclásios em função de percentual de anortita	78
Quadro 9.1- Valores isotópicos das lentes de mármore do CCS	124
Quadro 10.1- Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore do Complexo Caroolina-Surubim	141
Quadro 10.2- Razão Pb-Pb para os mármore do Complexo Caroolina-Surubim	146
.....	
Quadro 11.1- Tipos de óxidos e outras impurezas responsáveis pela coloração dos mármore	151
Quadro 11.2- Classificação do mármore em função da relação dolomita: calcita	152
Quadro 11.3- Reservas de Rochas Calcárias em Pernambuco projetada para 2008	154
Quadro 11.4- Valores de PN e PRNT e teores de CaO+MgO como corretivos de solos	159

LISTA DE TABELAS

	Página N°
Tabela 4.1- Associação mineral de amostras representativas do perfil MAND	40
Tabela 4.2- Associação mineral de amostras representativas do perfil ODGRAVE	42
Tabela 4.3- Associação mineral de amostras representativas do perfil SAGRAVE	44
Tabela 4.4- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPG	47
Tabela 4.5- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPM	50
Tabela 4.6- Associação mineral de amostras representativas do perfil MAND	189
Tabela 4.7- Associação mineral de amostras representativas do perfil ODGRAVE	190
Tabela 4.8- Associação mineral de amostras representativas do perfil SAGRAVE	191
Tabela 4.9- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPG	192
Tabela 4.10- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPM	193
Tabela 6.1- Análises químicas de anfibólios da lente ODGRAVE	195
Tabela 6.2- Análises químicas de anfibólios da lente SAGRAVE	197
Tabela 6.3- Análises químicas de anfibólios da lente VLPG	198
Tabela 6.4- Análises de químicas de calcitas do perfil ODGRAVE	200
Tabela 6.5- Análises de químicas de calcitas do perfil SAGRAVE	201
Tabela 6.6- Análises de químicas de calcitas do perfil VLPG	202
Tabela 6.7- Análises de químicas de dolomitas do perfil ODGRAVE	203
Tabela 6.8- Análises de químicas de dolomitas do perfil SAGRAVE	204
Tabela 6.9- Análises de químicas de dolomitas do perfil VLPG	205
Tabela 6.10- Análises de químicas de feldspatos do perfil ODGRAVE	206
Tabela 6.11- Análises de químicas de feldspatos do perfil SAGRAVE	207
Tabela 6.12- Análises de químicas de feldspatos do perfil VLPG	208
Tabela 6.13- Análises de químicas de micas do perfil ODGRAVE	209
Tabela 6.14- Análises de químicas de micas do perfil SAGRAVE	211
Tabela 6.15- Análises de químicas de micas do perfil VLPG	213
Tabela 6.16- Análises de químicas de piroxênios do perfil ODGRAVE	215
Tabela 6.17- Análises de químicas de piroxênios do perfil SAGRAVE	216
Tabela 6.18- Análises de químicas de piroxênios do perfil VLPG	217
Tabela 7.1- Paragênese mineral das amostras de mármore do perfil ODGRAVE	90
Tabela 7.2- Paragênese mineral das amostras de mármore do perfil SAGRAVE	91
Tabela 7.3- Paragênese mineral das amostras de mármore do perfil VLPG	93
Tabela 7.4- Variação P-T-X para as ocorrências de mármore do CCS	99
Tabela 9.1- Análise isotópica e química quantitativa do perfil MAND	218
Tabela 9.2- Análise isotópica e química quantitativa do perfil ODGRAVE	219
Tabela 9.3- Análise isotópica e química quantitativa do perfil SAGRAVE	221
Tabela 9.4- Análise isotópica e química quantitativa do perfil VLPG	222
Tabela 9.5- Análise isotópica e química quantitativa do perfil VLPM	225

Tabela 10.1- Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármore do Complexo Caroolina-Surubim	141
Tabela 10.2- Razão Pb/Pb dos mármore do Complexo Caroolina-Surubim	146
Tabela 11.1- Nomenclatura de carbonatos calcíticos e dolomíticos	153
Tabela 11.2- Classificação dos valores médios das lentes de mármore em função do PRNT para as Folhas Caruaru e Surubim	161
Tabela 11.3- Classificação do perfil MAND em função do PRNT	226
Tabela 11.4- Classificação do perfil ODGRAVE em função do PRNT	227
Tabela 11.5- Classificação do perfil SAGRAVE em função do PRNT	228
Tabela 11.6- Classificação do perfil VLPG em função do PRNT	229
Tabela 11.7- Classificação do perfil VLPM em função do PRNT	230

SUMÁRIO

Dedicatória	<i>i</i>
Agradecimentos	<i>ii</i>
Resumo	<i>iii</i>
Abstract	<i>v</i>
Lista de Figuras	<i>vi</i>
Lista de Fotografias	<i>viii</i>
Lista de Quadros	<i>ix</i>
Lista de Tabelas	<i>x</i>
CAPÍTULO I- CONSIDERAÇÕES INICIAIS	01
1.1- APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVA.....	01
1.2- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	02
1.3- ASPECTOS FISOGRÁFICOS	02
1.4- METODOLOGIA DO TRABALHO	04
1.4.1- <i>Trabalho de Gabinete</i>	04
1.4.2- <i>Etapas de Campo</i>	04
I- Mapeamento Geológico e Seleção das lentes de Mármore	04
II- Escolha dos Perfis e Coleta de Amostras	05
1.4.2- <i>Trabalho de Laboratório</i>	05
I- Seleção e Preparação de Amostras	05
II- Análise Isotópica de Carbono e Oxigênio	06
III- Seleção de Amostras para análises: petrográfica, catodoluminescência e química.....	07
IV- Preparação e Análise Química de Rocha Total	07
V- Preparação e Análise Química Mineral	08
VI- Análises Petrográficas por Catodoluminescência	08
VII- Análises Isotópicas de Estrôncio e de Chumbo	08
a- <i>Determinação de isótopos de Estrôncio (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)</i>	08
b- <i>Determinação de isótopos de Chumbo (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb)</i>	09
CAPÍTULO II- GEOLOGIA REGIONAL	11
2.1- APRESENTAÇÃO	11
2.2- PROVÍNCIA BORBOREMA: QUADRO GERAL	11
2.3- SUBPROVÍNCIA DA ZONA TRANSVERSAL OU CENTRAL	15
I- Faixa Cachoeirinha (FC)	16
II- Terreno Alto-Pajeú (TAP)	17
III- Terreno Alto Moxotó (TAM)	18
IV- Terreno Rio Capibaribe (TRC)	19
(i)- <i>Complexo Carolina-Surubim</i>	19
(ii)- <i>Complexo Vertentes</i>	20
(iii)- <i>Complexo Gnáissico-Migmatítico</i>	20

(iv)- Considerações sobre a evolução tectônica do Terreno Rio Capibaribe	20
CAPÍTULO III- GEOLOGIA LOCAL	22
3.1- APRESENTAÇÃO	22
3.2- COMPLEXO CAROALINA- SURUBIM	22
3.3- MÁRMORES DAS FOLHAS CARUARU E SURUBIM	26
3.3.1- Reconhecimento Geral da Área	26
3.3.2- Mármore da Folha Caruaru	28
I- Lente de mármore Mandassaia (MAND)	28
II- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)	29
II- Lente de mármore Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	30
3.3.2- Mármore da Folha Surubim	33
I- Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG)	34
II- Lente de mármore Zé do Moura (VLPM)	37
CAPÍTULO IV- PETROGRAFIA	39
4.1- LENTES DE MÁRMORES DA FOLHA CARUARU	39
4.2.1 Lente de mármore Mandassaia (MAND)	39
4.2.2 Lente de mármore Olho D'Água de Baraúna (ODGRAVE)	41
4.2.3 Lente de mármore Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	43
4.2- LENTES DE MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM	45
4.2.1 Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG)	45
4.2.2 Lente de mármore Zé do Moura (VLPM)	49
CAPÍTULO V- PETROGRAFIA COMPARADA DAS UNIDADES EM FUNÇÃO DA CATODOLUMINESCÊNCIA	54
5.1- APRESENTAÇÃO	54
5.2- CATODOLUMINESCÊNCIA- EMBASAMENTO TEÓRICO	54
5.3- REAÇÕES MINERAIS E OBSERVAÇÕES DE CATODOLUMINESCÊNCIA	56
5.3.2- Mármore da Folha Caruaru	56
I- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)	57
II- Lente de mármore Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	59
III- Considerações sobre os mármore da Folha Caruaru	61
5.3.2- Mármore da Folha Surubim	61
I- Lente de mármore Zé do Moura (VLPM).....	61
II- Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG).....	62
III- Considerações sobre os mármore da Folha Surubim	66
5.4- CONSIDERAÇÕES DA CATODOLUMINESCÊNCIA DO MÁRMORES DO CCS	66
CAPÍTULO VI- QUÍMICA MINERAL	68
6.1- APRESENTAÇÃO	68
6.2- ANFIBÓLIOS	68
6.2.1- Mármore da Folha Caruaru	69
I- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)	69
II- Lente de mármore Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	71

6.2.2- Mármore da Folha Surubim	72
I- Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG)	72
6.2.3- Considerações Parciais dos Anfibólitos nos Mármore do CCS	74
6.3- CARBONATOS	74
6.3.1- Considerações Parciais dos Carbonatos nos Mármore do CCS	76
6.4- FELDSPATOS	77
6.4.1- Plagioclásios e Feldspatos Alacinos	77
6.4.2- Caracterização dos Feldspatos nos Mármore do CCS	78
6.4.3- Considerações Parciais dos Feldspatos nos Mármore do CCS	79
6.5- MICAS	80
6.5.1- Mármore da Folha Caruaru	80
I- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)	80
II- Lente de mármore Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	81
6.5.2- Mármore da Folha Surubim	82
I- Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG)	82
6.5.3- Considerações Parciais das Micas nos Mármore do CCS	83
6.6- PIROXÊNIOS	83
6.6.1- Mármore da Folha Caruaru	84
I- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)	85
II- Lente de mármore Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	84
6.6.2- Mármore da Folha Surubim	86
I- Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG)	85
6.6.3- Considerações Parciais das Micas nos Mármore do CCS	87
CAPÍTULO VII- INFLUÊNCIA DO METAMORFISMO E CARACTERIZAÇÃO DOS MÁRMORES	88
7.1- APRESENTAÇÃO	88
7.2- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU	88
7.2.1-. Lente de Mandassaia (MAND)	89
7.2.2-. Lente de Olho D Água de Baraúna (ODGRAVE)	89
7.2.3- Lente Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	91
7.3- MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM	92
7.3.1-. Lente de Vertente do Lério (VLPG)	92
7.3.2-. Lente da Pedreira Zé do Moura (VLPM)	94
7.4- SÍNTESES DO METAMORFISMO	95
7.4.1- ESTUDO DAS ASSOCIAÇÕES MINERAIS	95
7.4.1.1- Associações do Pico de Temperatura	95
I- Mármore da Folha Caruaru	95
i- Lente Olho D Água de Santo Antônio de Baraúna (ODGRAVE)	95
ii- Lente Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	95
II- Mármore da Folha Surubim	96
I-. Lente de Vertente do Lério (VLPG)	96

7.4.2- ESTIMATIVAS DAS CONDIÇÕES P-T DO PICO	99
7.4.3- RETROMETAMORFISMO: EVIDÊNCIAS E CONDIÇÕES P-T _{XCO2}	100
7.5- AMBIENTE GEOLÓGICO E CARACTERÍSTICAS REGIONAIS DOS MÁRMORES ESTUDADOS	102
CAPÍTULO VIII- QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA- REVISÃO	104
8.1- APRESENTAÇÃO	104
8.2- FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS EM CARBONATOS	104
8.3- VARIAÇÕES SECULARES NA GEOQUÍMICA DOS CARBONATOS	105
8.3.1- Isótopos de Carbono	105
I- Significado dos Valores de $\delta^{13}\text{C}$ em Carbonatos	108
8.3.2- Isótopos de Oxigênio	109
I- Significado dos Valores de $\delta^{18}\text{O}$ em Carbonatos	110
8.3.3- Isótopos de Estrôncio	111
I- Significado dos Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em Carbonatos	112
II- Interações quimiestratigráficas entre os Valores Isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)	114
8.3.4- Isótopos de Chumbo	115
8.4- ASSINATURA DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ORIGINAL DOS CARBONATOS	116
I- Conservação da Composição Isotópica Original	116
II- Fatores que Atuam na Assinatura Isotópica Original	117
II.1- DIAGÊNESE	117
II.2- DOLOMITIZAÇÃO	118
II.1- GLACIAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO CARBONÁTICA	119
8.5- ALTERAÇÕES SEDIMENTAÇÃO E ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ NOS MÁRMORES	120
CAPÍTULO IX- QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA- RESULTADOS E DISCUSSÃO	123
9.1- APRESENTAÇÃO	123
9.2- ANÁLISE DOS DADOS ISOTÓPICOS DAS UNIDADES ESTUDADAS	123
9.2.1- Mármore do Complexo Caralina-Surubim	123
9.2.1.1- Mármore da Folha Caruaru	124
I- Lente de mármore Mandassaia (MAND)	124
II- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)	127
III- Lente de mármore Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)	128
9.2.1.2- Mármore da Folha Surubim	130
I- Lente de mármore Vertente do Lério (VLPG)	130
II- Lente de mármore Zé do Moura (VLPM)	134
9.3- DISCUSSÕES PARCIAIS SOBRE A QUIMIOESTRATIGRAFIA DOS MÁRMORES DO CCS	137
CAPÍTULO X- GEOCROLOGIA DE ISÓTOPOS Rb-Sr e Pb-Pb	139
10.1- GEOCROLOGIA DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DOS MÁRMORES DO CCS	139
10.2- GEOCROLOGIA Pb-Pb DOS MÁRMORES DO CCS	144
10.3- DISCUSSÕES PARCIAIS SOBRE A GEOCROLOGIA DOS MÁRMORES DO CCS	147
CAPÍTULO XI- PANORAMA ECONÔMICO E TÉCNICO DOS MÁRMORES DO COMPLEXO CARALINA-SURUBIM	149
11.1- APRESENTAÇÃO	149

11.2- CONSIDERAÇÕES SOBRE OS CONCEITOS DE MÁRMORES	149
11.3- CRITÉRIOS DE CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA	151
11.4- GEOQUÍMICA DOS MÁRMORES DO CCS	152
11.5- RECURSOS, RESERVAS E INDÚSTRIAS DE ROCHAS CALCÁRIAS	153
11.6- CARACTERIZAÇÃO DOS CALCÁRIOS COMO CORRETIVOS DE SOLOS	155
11.6.1- Definição de Corretivos Agrícolas	156
11.6.2- Aplicações de Calcários como Corretivos Agrícolas	155
11.6.3- Qualificação dos Corretivos Agrícolas	156
11.7- NORMAS DE CLASSIFICAÇÃO DE CALCÁRIOS COMO CORRETIVOS AGRÍCOLAS	157
11.8- PROPRIEDADES DOS MÁRMORES ESTUDADOS COMO CORRETIVOS DE SOLOS	159
I- <i>Caracterização química e mineralógica dos mármores</i>	159
II- <i>Caracterização dos mármores como corretivos do solo</i>	160
11.9- DISCUSSÕES PARCIAIS SOBRE O PANORAMA ECONOMICO E TECNICO DOS MARMORES DO CCS	164
CAPÍTULO XII- CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	166
CAPÍTULO XIII- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	168
ANEXOS	187
<i>ANEXO I- Petrografia- Associações Mineralis</i>	188
<i>ANEXO II- Análises de química Mineral</i>	194
<i>ANEXO III- Analises Isotópicas e Química de Rocha Total</i>	219
<i>ANEXO IV- Analise dos Mármores como corretivos: Calculo de PN e PRNT</i>	226



CAPÍTULO I - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1- APRESENTAÇÃO E JUSTIFICATIVAS

Carbonatos marinhos de diversas idades registram e preservam mudanças geoquímicas e ambientais ocorridas nos oceanos primitivos ao longo do tempo geológico. Estas mudanças, causadas por fatores como atividades tectônicas, biológicas e alterações climáticas, podem ser pesquisadas e datadas através do estudo isotópico do carbono, oxigênio, estrôncio, chumbo, entre outros, através da técnica denominada como quimiestratigrafia isotópica (Veizer & Hoefs 1976; Brasier *et al.* 1990; Melezink *et al.* 1997; Baker & Fallik 1989; Hoffman & Schrag 2002).

Esta técnica tem ampla aplicação na datação de sucessões de carbonatos fanerozóicos (Scholle *et al.* 1986; Mitchell *et al.* 1996) e pré-cambrianos (Kaufman *et al.* 1991; Derry *et al.* 1992; Jacobsen & Kaufman 1999, Sial *et al.* 2000, 2002; Bartley *et al.* 2001, Lindsay & Brasier 2002, Barreto *et al.* 2002, 2008; Santos 2000; Nascimento 2002, Nascimento *et al.* 2007), face à dificuldade e/ou impossibilidade de se obter um controle biostratigráfico preciso (Mise & Viezer 1998; Melezhick *et al.* 2001). Possibilita a correlação regional entre estratos e determinação de idades de deposição, expressas por *trends* isotópicos, através de curvas de variação temporal de diversas regiões do mundo. Sua integração com outros métodos de investigação geológica (mapeamento estrutural, geoquímico, petrológico e geocronológico) fornece respostas necessárias à elucidação de questões em aberto, principalmente em relação à continuidade da deposição num único ciclo, estratigrafia e idade de sedimentação, por meio da composição isotópica dos oceanos.

No Nordeste do Brasil, estudos quimioestratigráficos de isótopos de oxigênio, carbono e estrôncio têm sido realizados com bastante eficácia, principalmente em seqüências carbonáticas, na resolução de questões quanto à continuidade da deposição, idade de sedimentação, estratigrafia e evolução das rochas supracrustais em seqüências submetidas a metamorfismo dificultam o reconhecimento das relações originais entre estratos, gerando imprecisões e erros analíticos.

Por meio da quimiestratigrafia dos isótopos de C, O, Sr e Pb-Pb foram estudadas as seqüências de mármore localizadas no Complexo Caroolina-Surubim (Terreno Rio Capibaribe - Província Borborema), compreendendo diferentes porções amostradas da Faixa Pajeú-Paraíba, através das regiões de Vertente do Lério e Caruaru. Nestas seqüências de mármore, esta pesquisa tem como objetivos: (i) sugerir seu paleoambiente de deposição; (ii) estabelecer uma estratigrafia para as lentes; (iii) inferir idade de deposição através da comparação entre as composições isotópicas obtidas nestas lentes com *trends* de evolução temporal clássica (composição isotópica dos oceanos no mundo de C, O e Sr); (iv) inferir idade Pb-Pb e temperatura de metamorfismo destes mármore e (v) contribuir com novos dados no estudo das seqüências metassedimentares deste complexo.

1.2- LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

As seqüências de mármore estudadas localizam-se na porção leste do Estado de Pernambuco e ocorrem em duas áreas: uma situada a noroeste da cidade de Surubim, abrangendo a região de Vertente do Lério, delimitada pelas coordenadas 35°45'26" a 35°51'00"W e 7°46'46" a 7°46'17"S e a

outra, localizada a nordeste da cidade de Caruaru com coordenadas compreendendo 35°58'34" a 35°51'23"W e 8°08'02" a 8°17'00"S (figura 1.1).

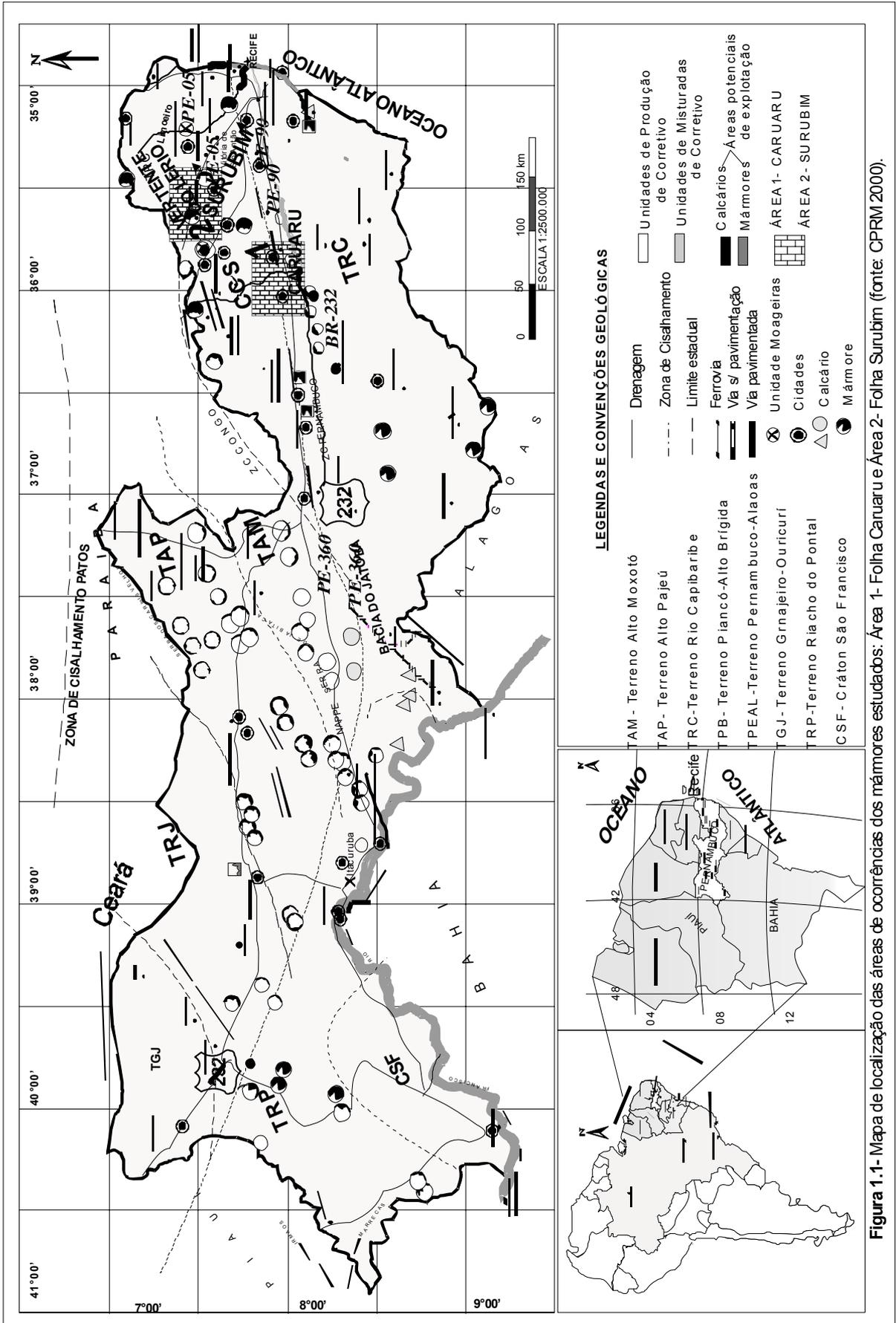
O acesso para as ocorrências da folha Surubim a partir de Recife-PE, com extensão de 143,10km, é feito através das rodovias pavimentadas BR-232 e 408 e PE-90 percorrendo as cidades de São Lourenço da Mata, Carpina, Limoeiro e desta localidade até Surubim segue PE-68, a NW desta cidade, encontra-se o município de Vertente do Lério onde se localizam as seqüências de mármore estudadas (perfis transversais e paralelos às lentes de mármore). E para as ocorrências da folha Caruaru, o acesso se dá pelas BR 232 e 408 e PE 90 e 95, com percurso total de 151,80km, até as proximidades de Fazenda Nova, em estradas secundárias não asfaltadas, as quais constituíram perfis geológicos transversais às áreas estudadas (figura 1.1).

1.3- ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

As áreas estudadas estão inseridas na região do Polígono da Seca e caracterizam-se por apresentar clima semi-árido quente (Bsh'w), com temperaturas médias anuais elevadas, de 28 a 30°C, baixa precipitação pluviométrica (\cong 500mm/ano) mal distribuída durante o ano. A vegetação na região é representada principalmente por bromeliáceas e cactáceas que compõem as caatingas xerófilas e hiperxerófilas da região.

Inseridas na região da bacia hidrográfica do Rio Capibaribe, a área a noroeste de Surubim (Vertente do Lério) apresenta como principal curso de água perene, o rio Tracunhaém e vários riachos intermitentes, tais como: Pinho, Pitombeira, Cavalos e Heráclito. Na área a nordeste de Caruaru, o principal curso de água perene é o rio Capibaribe, tendo como afluentes os riachos intermitentes de Salgado, das Éguas e Marí. A região de Surubim fica nas proximidades da Serra do Oratório e a de Caruaru fica nas proximidades da Serra Negra e do Guarda.

As atividades econômicas desenvolvidas na região estão representadas pelas culturas de subsistências (cultivo de milho, feijão, mandioca, algodão), além da floricultura, fruticultura, hortaliças pecuárias (bovinocultura, caprinocultura e suinocultura) e extrativismo mineral, com exploração de mármore e granitos destinados a indústria da agropecuária e construção civil.



1.4- METODOLOGIA DO TRABALHO

A metodologia do trabalho adotada está sumarizada na Figura 1.2. Seguiram-se procedimentos propostos por Kaufman & Knoll (1995); Narbone *et al.* (1994) acrescidos de algumas adaptações considerando a geologia da área e a infra-estrutura disponível na UFPE.

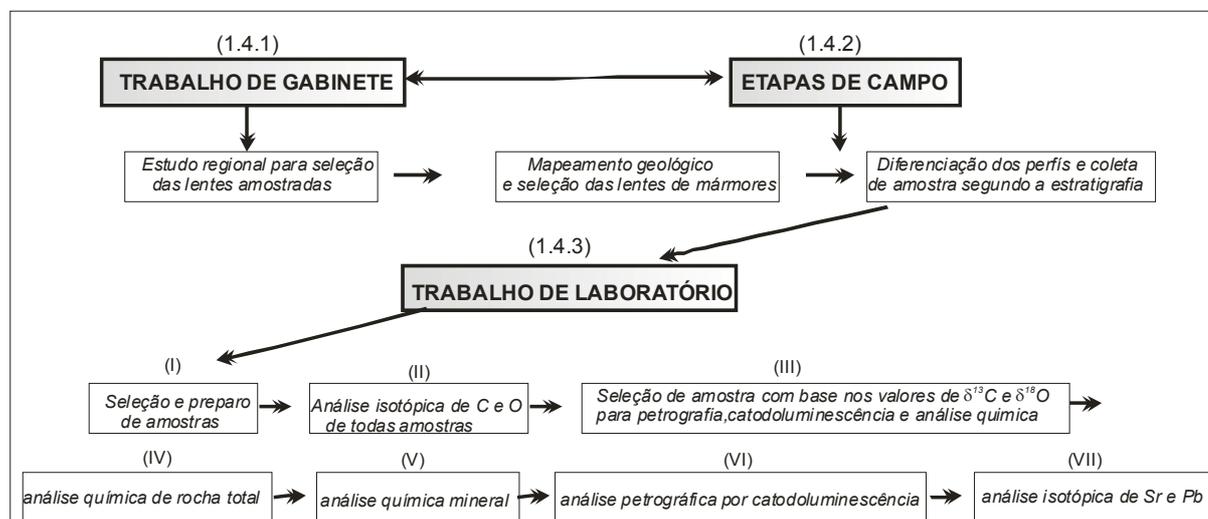


Figura 1.2 – Fluxograma ilustrativo das etapas desenvolvidas nesta pesquisa.

1.4.1- Trabalho de Gabinete

Inicialmente foi realizado o levantamento bibliográfico, observando-se a geologia regional e local das áreas abordadas. Tendo sido identificada a existência de mapeamentos geológicos preliminares na escala de 1:30.000 nas regiões de Caruaru realizado pela CPRM (1979) e na região de Surubim realizado pela UFPE (1980).

Nos trabalhos iniciais foram adquiridas as folhas cartográficas na escala 1:100.000 Folha Caruaru (SC:25-V-A-II) e Folha Surubim (SB:25-Y-C-IV) (MINTER/SUDENE 1973). Por fotografias aéreas (escala de 1:70.000 na região de Caruaru e 1:25.000 na região de Surubim) realizaram-se fotointerpretação das áreas selecionadas, visando delimitar lentes de mármore estudadas, e seguida da confecção e atualização dos mapas geológicos das áreas na escala de 1:30.000. Posteriormente foram desempenhadas as etapas de campo para checagem da fotointerpretação, confecção de mapa geológico, seleção das lentes a serem estudadas em detalhe e coleta de amostras. Com os dados gerados após processados em programas compatíveis ao Windows/Office 2007, como GRAFFER 6.0 e ISOPLOT, obtiveram-se diagramas que em seguida foram interpretados.

1.4.2- Etapas de Campo

I – Reconhecimento Geológico e Seleção das Lentes de Mármore

Durante a etapa de campo foi feito o reconhecimento e seleção das lentes de mármore a serem estudadas nesta pesquisa. Para a seleção das lentes de mármore inicialmente obteve-se um estudo geológico regional preliminar, para identificar o comportamento dos estratos e de suas encaixantes, visando estabelecer o empilhamento estratigráfico das unidades geológicas.

Cinco lentes de mármore foram selecionadas, as quais tiveram sua denominação atribuída a sua respectiva localização geográfica, sendo o nome utilizado como referência a cidade/localidade em que a amostra foi coletada. Seguindo este critério, foram reconhecidas as lentes na área de Caruaru: Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá, Olho D'Água de Baraúna de Gravatá e Mandassaia e na área de Surubim as lentes: Vertente do Lério e Zé do Moura (quadro 1.1).

Quadro 1.1- Localização geográfica dos perfis estratigráficos das lentes de mármore das áreas estudadas.

Perfil Estratigráfico	Localização	Coordenadas
Mandassaia (MAND)	A 26km, N do Município de Fazenda Nova, NE de Caruaru-PE	8°05'22"S 36°45'19"W
Olho D'Água de Baraúna de Gravatá (ODGRAVE)	Fazenda Olho D'Água de Baraúna 11km a N de Gravatá - PE	8°06'58"S 35°37'59"W
Santo Antônio de Baraúna de Gravatá (SAGRAVE)	Aproximadamente a 17km NW de Caruaru-PE	8°04'45"S 35°37'18"W
Vertente do Lério (VLPG)	Município de Vertente do Lério a 17km a NE de Surubim - PE	7°46'57"S 35°51'19"W
Zé do Moura (VLPM)	A 20km a N de Surubim, próximo à Santa Cecília-PB	7°44'35"S 35°52'49"W

II- Escolha dos Perfis e Coleta de Amostras

A escolha dos perfis e dos locais de amostragem, no campo, foi realizada após a identificação do comportamento das estruturas como: dobras, falhas, zonas de cisalhamento, inversão estratigráfica e auréolas de metamorfismo. Uma vez que estas podem influenciar, gerar ou induzir alterações nos registros isotópicas das seqüências de mármore, com conseqüente imprecisão nos dados obtidos.

Ao serem definidos os perfis estratigráficos e os locais de amostragem, as amostras foram coletadas em cada lente de acordo com o empilhamento estratigráfico das mesmas. Foram realizadas seções transversais às direções das camadas, no sentido do mergulho, segundo a espessura aparente. As coletas de amostras ao longo destes perfis foram feitas com espaçamentos variados, em função das feições texturais e composicionais dos perfis e da disponibilidade dos afloramentos.

1.4. 3- Trabalho de Laboratório

I- Seleção e Preparação de Amostras

As amostras coletadas foram preparadas no Laboratório de Preparação de Amostras do Núcleo de Estudos Geoquímicos-Laboratório de Isótopos Estáveis (LPA-NEGLABISE) do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), seguindo a seguinte rotina de limpeza: (i) lavagem com água corrente para retirada de materiais intemperizados e outras impurezas provenientes da exposição no campo, transporte e contato com outras rochas e (ii) secagem em estufa a 110°C e (iv) preparação para análises isotópicas de C e O.

Em seguida, foram obtidos pós das amostras coletadas, com furadeira composta de broca com ponta adiantada, evitando-se qualquer tipo de alteração (fraturas, vênulas) ou indício de recristalização, visando obter razões isotópicas similares as dos ambientes de origem. Do material obtido foi reservada uma alíquota de pó ($\cong 20g$) de granulação fina e homogênea para análises isotópicas. Dos resultados das análises obtidas, descartando-se amostras alteradas de acordo com

parâmetros propostos na literatura, a fim de efetuar os demais procedimentos analíticos para a caracterização das ocorrências de mármore do Complexo Caroolina-Surubim.

II- Análise Isotópica de Carbono e Oxigênio

As análises dos isótopos de carbono e oxigênio foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE-UFPE) seguindo a metodologia proposta por Craig (1957): limpeza da rocha com água destilada e acetona (sem contaminação entre amostras); coleta de alíquotas, em forma de pó, de amostras ($\approx 20\text{mg}$) depositadas em num tubo de reação (figura 1.3B) juntamente com 3-5ml de ácido ortofosfórico (H_3PO_4 -100% a 25°C). Em seguida, este tubo foi levado à linha de extração de carbonatos (figura 1.3A) onde foi resfriado com N_2 líquido e submetido a bombeamento a vácuo.

Durante esta etapa o fluido divide-se em duas fases com re-equilíbrio entre... as mesmas. A amostra mais o ácido são aquecidos, banho-maria até 25°C formando: $5\text{CaCO}_3 + 3\text{H}_3\text{PO}_4 \Rightarrow \text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3 + 5\text{CO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$. Nesta reação, o CO_2 produzido é liberado e separado de outros gases na própria linha de extração, e em seguida, armazenado para ser submetido à análise isotópica de carbono e oxigênio ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) no Espectrômetro de Massa SIRA II da V.G.ISOTECH, com dupla emissão e triplo coletor (fotografia 1.1).

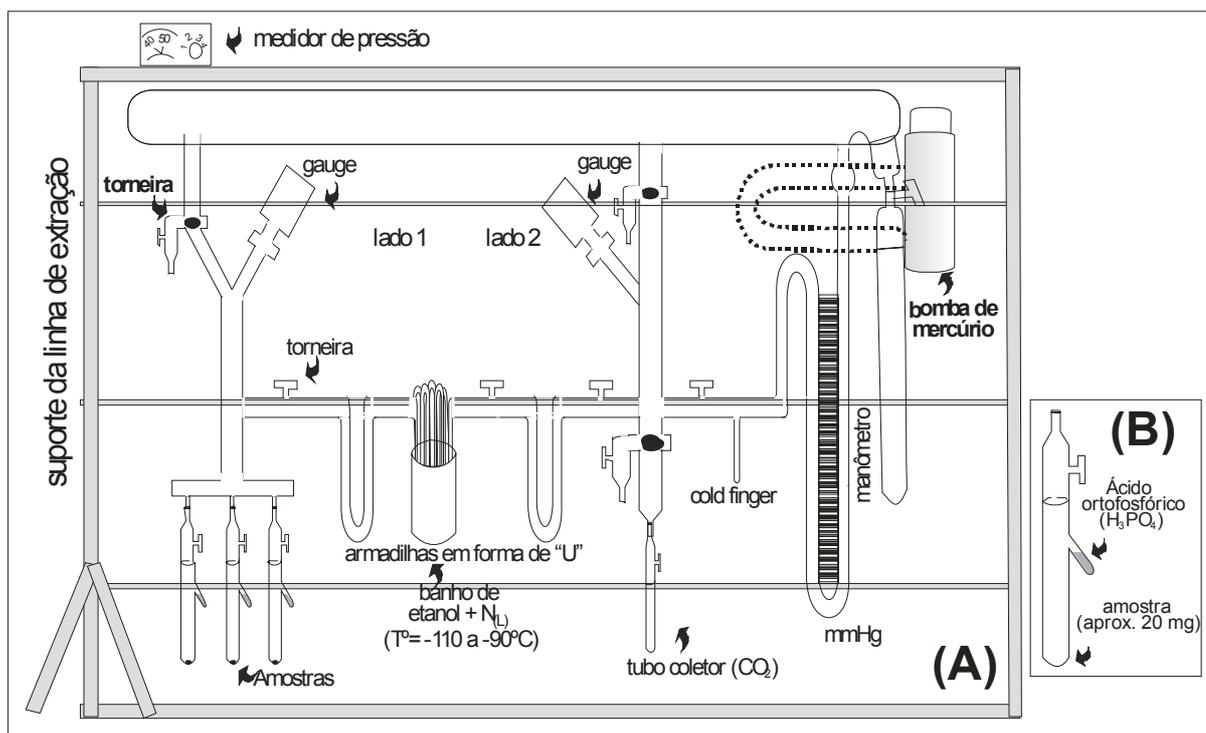


Figura 1.3- (A)- Esquema da linha de extração de carbonatos em operação no LABISE-UFPE. (B)- Esquema do tubo de reação utilizado nas análises de CO_2 em carbonatos.

O processamento completo da reação varia de acordo com a composição do carbonato: se calcítico, leva 24 horas e dolomítico, 72 horas e amostras inferiores a 200mesh, é impossível fazer separação física entre tipos de carbonatos, fazendo com que a reação com H_3PO_4 se processe em menos tempo (1 a 7 horas) (Epstein *et al.* 1964). No LABISE é utilizado como padrão interno BSC (Borborema *Skarn Calcite*) que foi calibrado contra NBS-18 (carbonatitos), NBS-19 (*toilet seat limestone*) e NBS-20 (*Solenhofe limestone*), cujas composições isotópicas estão no Quadro 1.2.

Quadro 1.2- Composição do gás de referência do LABISE na determinação da composição isotópica de C e O.

Composição isotópica	BSC	NBS-18	NBS-19	NBS-20
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	+19,14	+7,20	+28,65	+26,64
$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	-8,58	-5,00	+1,95	-1,06

**Fotografia 1.1-** A- Linha de extração de CO₂ em operação no LABISE-UFPE e B - Espectrômetro de massa SIRA II para determinação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos.

III - Seleção de Amostras para Petrografia, Catodoluminescência e Química

A seleção das amostras para a confecção de seções delgadas foi feita considerando as variações de $\delta^{13}\text{C}$ encontradas em cada perfil. No estudo petrográfico foram descritos a mineralogia e os aspectos texturais e identificadas às características petrográficas que justificassem as variações observadas nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ observados nas amostras analisadas, que ajudassem na seleção de amostras para análises químicas (rocha total e mineral) e de catodoluminescência.

As seções delgadas foram confeccionadas (corte e polimento) nos laboratórios de laminação do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (DGEO-UFPE) e Companhia de Pesquisa de Recursos Mineral-CPRM/SUREG-Recife.

IV – Preparação e Análise Química de Rocha Total

As amostras destinadas a análises químicas foram preparadas no LPA do NEG-LABISE-UFPE (fotografia 1.2A) com seguinte rotina: fragmentação das amostras no britador de mandíbulas de disco, pulverização em moinho de disco (amostras com granulação entre 100 e 200 mesh).

**Fotografia 1.2-** (A)- Sala de preparação de amostras no LAP. (B)- Espectrômetro de Fluorescência de Raios-X no NEGLABISE-UFPE

Em seguida, no LFRX uma alíquota de 30g foi posta para secar na estufa a 100°C e separada uma alíquota de 1g para o processo de perda ao fogo em mufla por 2 horas a T=1000°C; confecção de pastilha (método da pérola fundida) com a alíquota seca usando os reagentes tetraborato de lítio (Li₂B₄O₇) e fluoreto de lítio (LiF). As análises de rocha total (elementos maiores e traços) foram feitas no Laboratório de Fluorescência de Raios-X, do NEG-LABISE (fotografia 1B), de modelo RIX 3000 RIGAKU com tubo de ródio (Rh) e calibrado de acordo com os padrões internacionais de referência.

V – Preparação e Análise Química Mineral

As análises químicas de minerais, silicatos e carbonatos, foram efetuadas nos Laboratórios de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP) e da Universidade de Brasília (UNB). Na USP as análises processadas no equipamento JEOL, modelo JXA-8600, com cinco espectrômetros (4WDS e 1EDS), sob condições de 15kv e 20nA (diâmetro do feixe de 3µm) e tempo de contagem de 20, 30 e 40 segundos para elementos maiores, menores e traços, respectivamente. Na UNB as análises foram feitas no equipamento CAMECA SX50 com quatro espectrômetros 4WDS e um EDS KeveX, associado, com corrente de feixe de elétrons de 20nA; aceleração de voltagem de 15kv e diâmetro do feixe de 4 a 10µm. Os resultados obtidos foram recalculados e obtidas fórmulas dos minerais analisados e confeccionados diagramas de classificação de acordo com Deer *et al.* (1981) e Leake (1997).

VI - Análises Petrográficas por Catodoluminescência

As análises foram realizadas no Laboratório de Catodoluminescência do Laboratório de Geologia e Sedimentologia (LAGESE-UFPE) em seções delgadas polidas de amostras de rochas previamente descritas petrograficamente. O equipamento de catodoluminescência é composto de um microscópio petrográfico modelo NIKON ECLIPSE E600-WPOL, com câmera acoplada para micrografias modelo NIKON H-III e módulo de catodoluminescência para microscópio ótico CL 8200 da Cambridge Technology LTD e fotomicrografias obtidas com espectro de 18 a 20KV.

VII - Análise Isotópica de Estrôncio e Chumbo

As análises de isótopos de estrôncio e de chumbo foram realizadas em algumas amostras de perfis chave para o entendimento da geologia regional. A seleção foi feita com base nos resultados dos isótopos de C e O petrografia e geoquímica de rocha total, tendo sido analisada as amostras menos alteradas, evitando-se amostras portadoras de silicatos

a – Determinação de Isótopos de Estrôncio (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)

As análises isotópicas de estrôncio (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) foram realizadas objetivando a determinação da idade de sedimentação dos mármore do Complexo Cardealina-Surubim. A preparação e separação de Sr nas amostras ocorreram no LABISE seguindo procedimentos propostos por Gioia & Pimentel (2000) e analisadas no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará pelo espectrômetro de massa VG54E Micromass de fonte sólida Finnigan, equipado com um setor magnético de 90° e com fonte de ionização termal de sistema monocolletor de íons com copo de Faraday e detector Daly, cuja precisão analítica tem como padrão o material de referência SRM987

(médias $\pm 0,000014$ a $\pm 0,00026$) e normalizadas a 0,1194 com erro de $2\sigma < 0,10^{-6}$. Foram analisadas 17 amostras: sete na área de Surubim e dez na área Caruaru.

No LABISE (figura 1.3) ocorreram os seguintes procedimentos: (a) trituração das amostras a 200mesh; (b) pesagem em balança analítica ($\cong 100\text{mg}$); (c) lavagem com ácido acético (CH_3COOH a 4%) e (d) centrifugação em duas etapas (três minutos/vez) para separar frações solúveis e insolúveis. Desta última solução, sobrenadante centrifugado, 1ml é retirado e submetido à secagem por raios infravermelhos e adicionado 2ml da solução de ácido nítrico (HNO_3 2,9N).

A metodologia empregada na separação do Sr nas amostras se fez por cromatografia em colunas de troca iônica, emprega 5ml de resina Sr-Spec (solução composta de éter e octanol com fixador Amberchrom CG-72ms). O fixador na concentração de 8,9mg/ml permite dar ao solvente poder de força e seletividade na separação do Ca e Rb do Sr, uma vez que é livre de interferências de muitos metais e cátions como Ca, Al e Fe, mesmo em quantidades que excedam a capacidade de detecção. A resina Sr-Spec tem um poder de recuperação do Sr de 95%, daí ser ideal na separação de Sr em diversos tipos rochas e mineral, sobretudo de origem orgânica (Horwitz *et al.* 1992).



Figura 1.3- (A)- Bancada para preparação de amostras para análises isotópicas de Sr. (B)- Capela com colunas trocadoras de íons.

O processo de eluição da coluna segue as seguintes etapas: (i) lavagem com 10ml de HNO_3 0,05N e equilibrada com 4ml do mesmo ácido na concentração 2,9N, (ii) 1ml da amostra é adicionada à coluna em teflon termo-retrátil, para retenção da resina durante a separação cromatográfica juntamente com 6ml de HNO_3 2,9N que é desprezado; (iii) acrescenta mais 3ml de HNO_3 0,05N para a retirada dos outros elementos químicos presentes na amostra, ficando apenas o Sr que fica aglutinado e então é coletado num frasco savilex. Finalmente, o concentrado da solução contendo Sr é evaporado a 90°C com conseqüente descarte da resina.

b - Determinação de Isótopos de Chumbo ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)

As análises de isótopos de chumbo ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) foram realizadas no Centro de Pesquisas de Geociências da Universidade de São Paulo por metodologia descrita por Babinski *et al.* (1999). A composição isotópica do Pb foi corrigida pelo fator de fracionamento de massa de $0,12\% \text{am}^{-1}$ baseado nas análises de Pb com padrão comum, o NBS981. A idade de metamorfismo foi calculada através de isócronas obtidas pelo Programa Isoplot (Ludwing 1999) através do Modelo I

de regressão, com erro de 95% para o intervalo de confiança. Foram analisadas 19 amostras: nove para a área de Surubim e dez para a área de Caruaru.

Seguiu-se o seguinte procedimento: separação de calcitas das amostras selecionadas, lavagem com água bidestilada ($2\text{BH}_2\text{O}$) e secagem em chapa quente. Destes, foram pesados 43mg e submetidas à lixiviação com HBr 0,6N, onde na primeira lixiviação (L_1) obteve-se 60mg de amostra com a solução de 2ml de HBr 0,6N após 3hs de reação; em seguida, a solução mais resíduo foi transferida a um tubo de ensaio e centrifugados por 4min e divididos em alíquotas (75% para isótopos de Pb e 25% para análise de concentração de Pb e U), com *spike* Pb^{208} - U^{235} .

Na segunda lixiviação (L_2), 10 ml de HBr 0,6N (ou 5 ml de HBr 1,2N para algumas amostras) foram adicionados ao material obtido de L_1 . Após obterem-se as alíquotas das soluções preparadas, elas foram secas e 2-3 ml de HBr 0,6N foram adicionados ao resíduo (L_3). Após um repouso de 24 horas a amostra foi centrifugada e o sobrenadante foi isolado e constitui o lixiviado (L). O resíduo (R) foi dissolvido completamente seguindo o mesmo procedimento adotado para a dissolução total.

A concentração de Pb foi determinada através da técnica de diluição isotópica, utilizando traçador isotópico enriquecido em ^{208}Pb . As soluções foram evaporadas, e convertidas para HBr 0,7N e submetidas à purificação de Pb através da técnica de troca iônica. As composições isotópicas foram determinadas por Espectrometria de Massa de Ionização Térmica (TIMS)- VG 354, equipado com cinco coletores do tipo Faraday, com detecção simultânea em modo estático. Os dados foram corrigidos para o fracionamento isotópico com base nas razões obtidas no padrão de Pb comum SRM 981. A precisão analítica foi melhor que 0,1% para as razões isotópicas.

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO II- GEOLOGIA REGIONAL

2.1- APRESENTAÇÃO

A evolução geotectônica da Província Borborema-NE do Brasil, especialmente na parte oriental do Domínio da Zona Transversal, onde se localiza o Terreno Rio Capibaribe, tem sido foco de importantes pesquisas nos últimos 30 anos. Este Terreno caracteriza-se pela diversidade de contingentes supracrustais, entre eles a seqüência metassedimentar do Complexo Caroolina-Surubim, onde se localizam as ocorrências de mármore estudadas.

2.2 Província Borborema: Quadro Geral

A Província Estrutural da Borborema (PB) compreende uma extensa região consolidada durante o ciclo Brasileiro (750-540Ma) (Almeida *et al.* 1977). Localizada no Nordeste do Brasil, é limitada pelas bacias sedimentares fanerozóicas do Parnaíba a W e bacias costeiras a N-NE e ainda, pelos crátons São Francisco (ao S) e São Luiz (ao extremo NW). É constituída de uma rede de zonas de cisalhamentos dúcteis transcorrentes e cinturões dobrados (Vauchez *et al.* 1995). Num contexto paleogeográfico mais amplo, mostra continuidade com faixas orogênicas imediatamente a leste do Cráton Oeste Africano (Caby *et al.* 1981; Brito Neves *et al.* 2002; Neves 2003).

A estruturação da PB deriva de uma evolução complexa, na qual terrenos de idades e tipos diferentes foram amalgamados por vários eventos associados a duas orogêneses sucessivas do final do Pré-Cambriano, quando se deu sua colagem (Santos 1995; Santos *et al.* 1997; Ferreira *et al.* 1998; Santos & Medeiros 2004; Brito Neves *et al.* 2001). Seu embasamento consiste de complexos gnáissicos migmatíticos paleoproterozóicos relacionados ao ciclo tectônico Transamazônico (afetado pelos eventos Cariris Velhos e Brasileiro) e parcialmente coberto por rochas metassedimentares e metavulcânicas meso-neoproterozóicas caracterizadas por foliação regional de baixo ângulo (Caby *et al.* 1995; Van Schums *et al.* 1995; Dantas *et al.* 1998; Fetter *et al.* 1999; Brito Neves *et al.* 1995; Kozuch *et al.* 2003). A evolução no final do Neoproterozóico (Brasileiro=Pan Africano) distingue-se pela abundância de intrusões graníticas, associadas às zonas de cisalhamentos NE-SW (Archanjo 1993; Jardim de Sá 1994; Vauchez *et al.* 1995; Neves & Vauchez 1995).

Geotectonicamente, esta Província é dividida em faixas supracrustais (monocíclicas e policíclicas) envolvendo rochas metassedimentares e metavulcânicas proterozóicas, domínios, maciços ou terrenos (com rochas gnáissico-migmatíticas paleoproterozóicas a arqueanas) adjacentes a segmentos crustais, limitados por zonas ou falhas de cisalhamentos brasileiras. Apresenta estratigrafia e evolução tectônica definida e distinta de terrenos adjacentes (Jardim de Sá 1994; Van Schmus *et al.* 1995a; Brito Neves *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000).

Brito Neves *et al.* (2000) a dividiram em vários Domínios ou Terrenos tectono-estratigráficos, separados entre si por megazonas de cisalhamentos, conforme figura 2.1: (i) Domínio Sergipano (DS); (ii) Domínio Pernambuco-Alagoas (DPEAL); (iii) Domínio Riacho do Pontal (DRP) a oeste do DPEAL; (iv) Domínio Central ou da Zona Transversal (DZT) (Ebert 1970; Jardim de Sá 1994); (v)

Domínio Rio Grande do Norte-Ceará Central (DRGN e DCC) e (vi) Domínio Médio Coreau. As mais importantes zonas de cisalhamento são representadas pelos sistemas Patos, Pernambuco (Vauchez *et al.* 1995) e Afogados da Ingazeira-Galante-Mari (Brito Neves *et al.* 2001).

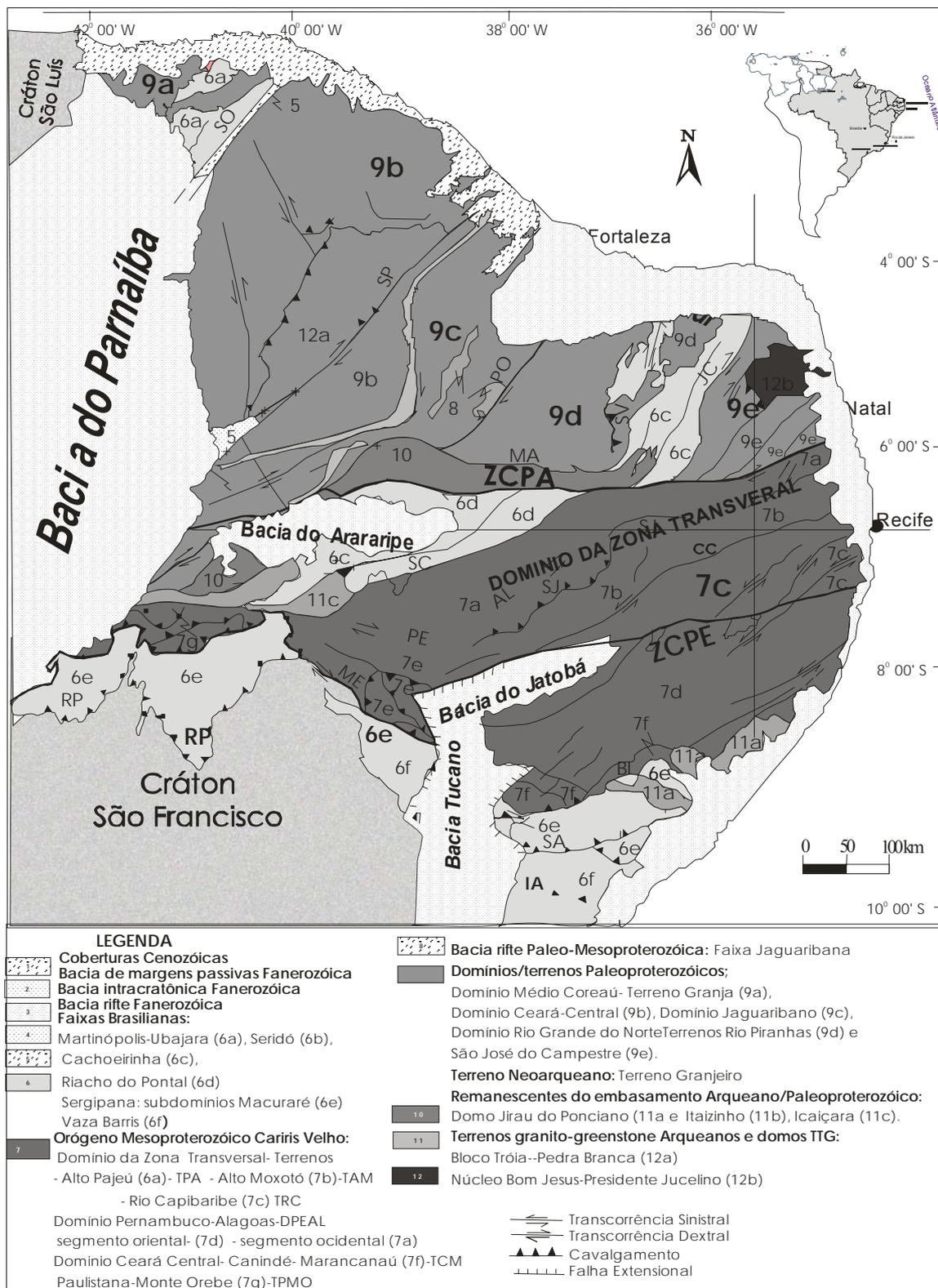


Figura 2.1- Principais domínios e feições da Província Borborema: Domínios: Ceará, Médio Coreau, Pernambuco-Alagoas, Rio Grande do Norte-Ceará Central (São José do Campestre), Riacho do Pontal, Sergipano e Domínio da Zona Transversal (Terrenos: Alto Moxotó, Alto Pajeú e Rio Capibaribe, Cinturão Cachoeirinha); Crátons: São Francisco e São Luis; Falha: Serra do Caboclo; Zonas de Cisalhamentos: Patos, Pernambuco e Afogados da Ingazeira; Cidades: Fortaleza, Natal, Recife, Maceió, Sergipe e Salvador (fonte: Santos, 1996, Jardim de Sá, 1994; Van Schmus *et al.* 1995a; Brito Neves *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000).

São individualizados três segmentos tectônicos fundamentais nesta Província, limitados por importantes zonas de cisalhamento brasileiras. Santos *et al.* (2003), com base em trabalhos anteriores (Santos 1996; Brito Neves *et al.* 2000), adotam o conceito de subprovíncias: Setentrional, Transversal ou Central e Externa ou Meridional, as quais foram subdivididas em domínios, terrenos ou faixas, com base no comportamento litoestratigráfico, feições estruturais, dados geocronológicos e assinaturas geofísicas e na integração de vários modelos de compartimentação (figura 2.2).

(i) Subprovíncia Setentrional compreende a porção da PB situada a norte da Zona de Cisalhamento Patos, composta principalmente por terrenos arqueanos, blocos paleoproterozóicos e cinturões lineares neoproterozóicos. É subdividida de oeste para leste nos domínios: Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte;

(ii) Subprovíncia Externa ou Meridional compreende a porção da PB situada a norte do Cráton São Francisco e a sul da Zona de Cisalhamento Pernambuco. Abrange os terrenos mesoproterozóicos Pernambuco-Alagoas, Paulistano-Monte Orebe e Canindé-Marancó e as faixas neoproterozóicas Riacho do Pontal, Sergipana, Pajeú-Paraíba, Piancó-Alto Brígida, separadas pelo maciço Pernambuco-Alagoas. A Faixa Piancó-Alto Brígida, formada pelo Grupo Cachoeirinha e Complexo Salgueiro-Riacho Gravatá, redefinida como Faixa Cachoeirinha, localiza-se a noroeste da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo, com unidades neoproterozóicas do Grupo Cachoeirinha; enquanto as unidades mesoproterozóicas do Complexo Salgueiro-Riacho Gravatá, a sudoeste, foram incorporadas ao Terreno Alto Pajeú.

(iii) Subprovíncia da Zona Transversal ou Central estruturalmente formam um sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrente dextrais de direção leste-oeste (Patos a norte, Pernambuco a sul e Afogados da Ingazeira a oeste) e preferencialmente sinistrais de direção nordeste - sudoeste e encobertas pelas bacias costeiras a leste. Compõe-se de NW-SE, pela Faixa Cachoeirinha e terrenos: Alto Pajeú, Alto Moxotó e Rio Capibaribe, amalgamados durante os eventos orogênicos Cariris-Velhos (1,0 a 0,95 Ga) e Brasilianos (750 a 520 Ma) (figura 2.2).

A tradicional Faixa Piancó-Alto Brígida de Brito Neves (1975), constituída pelo Grupo Cachoeirinha e Complexo Salgueiro-Riacho Gravatá, foi redefinida como Faixa Cachoeirinha, a noroeste da Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo (no domínio de exposição das unidades neoproterozóicas do Grupo Cachoeirinha), enquanto as unidades mesoproterozóicas do Complexo Salgueiro-Riacho Gravatá, a sudeste, foram incorporadas ao Terreno Alto Pajeú

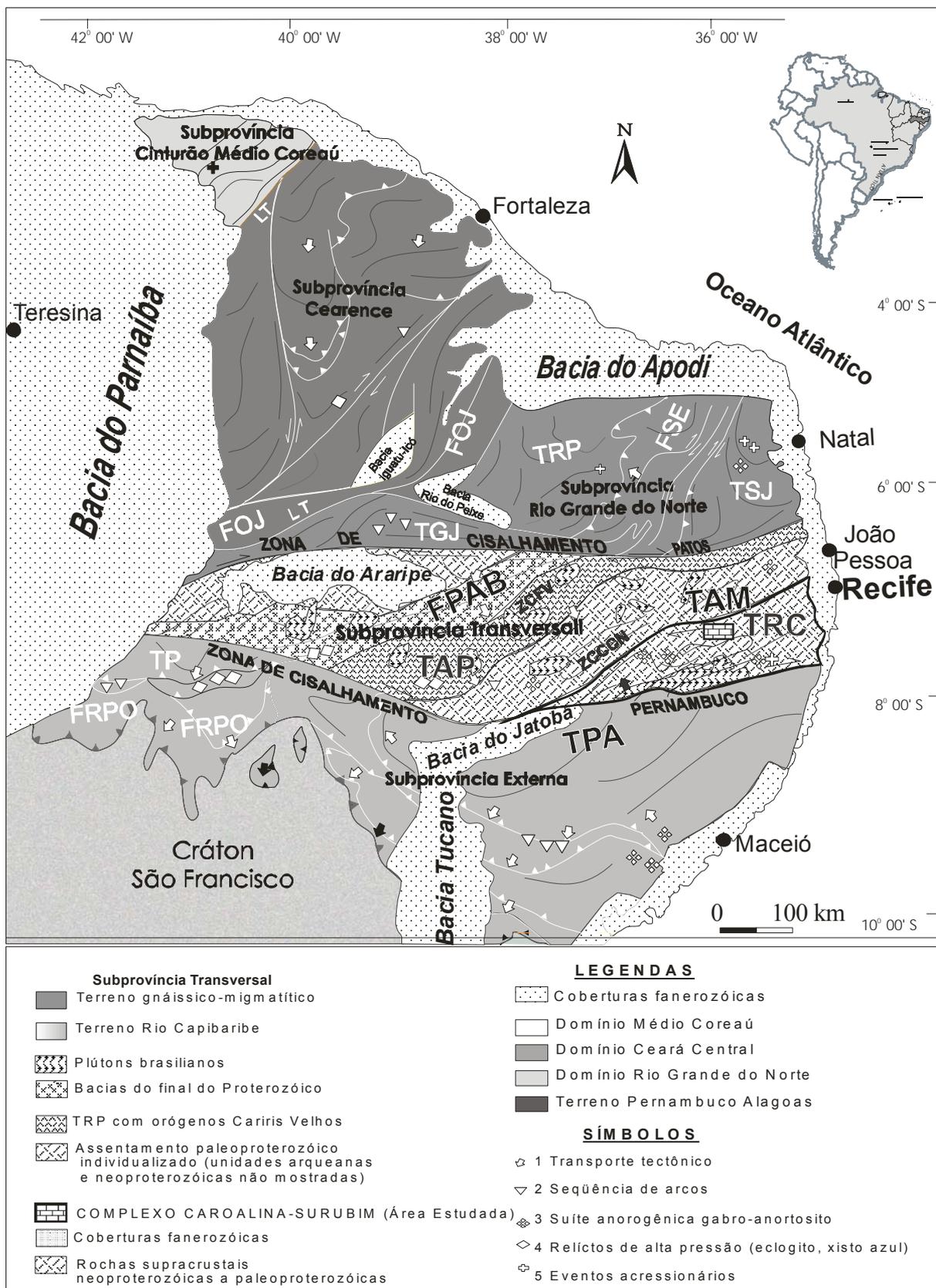


Figura 2.2 - Esboço tectono-estratigráfico da Província Borborema com geologia. Subprovincia Transversal: TAP- Terreno Alto Pajeú, TAM- Terreno Alto Moxotó, TRC- Terreno Rio Capibaribe; Subprovincia Externa: TP- Terreno Paulistano, Terreno Pernambuco-Alagoas, FPAB- Faixa Piancó-Alto Brígida, FRPO- Faixa Riacho do Pontal, FSC- Faixa Salgueiro-Cachoeirinha; Subprovincia Cearense: LT: Lineamento Transbrasiliano; TGJ- Terreno Granjeiro, FJO- Faixa Órós-Jaguaribe, Noroeste do Ceará, Ceará Central; Subprovincia Rio Grande do Norte: TRP- Terreno Rio Piranhas, TSJC- Terreno São José do Campestre, FSE- Faixa Seridó; Zona de Cisalhamento: ZCCCN- Congo-Cruzeiro do Nordeste, ZCFV-Zona de Cisalhamento Fernandes Vieira (fonte: Brito Neves *et al.* 2000; Santos 2003; Kozuk 2003; Brito Neves 2005).

2.3 Subprovíncia da Zona Transversal ou Central

A Subprovíncia da Zona Transversal ou Central (figura 2.2) é um terreno complexo de colagens heterogêneas de várias unidades paleoproterozóicas (Transamazônica-2,5Ga) e com blocos isolados de plútons graníticos pós-colisionais (540-580Ma), dentro das zonas de cisalhamentos Patos e Pernambuco. A parte oriental, formada pelo cinturão dobrado Pajeú-Paraíba de Brito Neves (1978) foi dividida a partir da presença de falhamentos limitando os terrenos tectônicos definidos por Santos *et al.* (1997). Estes compartimentos tectônicos ou domínios são limitados por acidentes de tectônica rígida de natureza cisalhante e/ou contracional identificadas como linha sienitóide, *nappe* de Serra de Jabitacá e Zona de Cisalhamento Cruzeiro do Nordeste amalgamados durante os ciclos orogenéticos: Cariris-Velhos e Brasileiro. Estes terrenos, constituídos por assembléias mezoproterozóicas, com assinaturas genéticas distintas do Ciclo Cariris Velhos, incluem ainda alguns tipo arco e crosta oceânica, que marcam zonas de suturas (Santos 1996).

O Pré-Cambriano é considerado um marco decifrador da evolução tectônica da PB, especialmente a parte oriental da Zona Transversal, por abrigar extensos contingentes de rochas supracrustais: xistos e gnaisses pelíticos, quartzitos e calcários cristalinos (Silva *et al.* 2005). Visando elucidar os diferentes aspectos da evolução tectônica da PB neste período, estudos geocronológicos (pelo método U-Pb em grãos de zircões) em ortognaisses foram conduzidos no setor central da mesma, revelando seu amalgamento durante os ciclos orogenéticos Cariris-Velhos e Brasileiro (Santos 1996; Guimarães *et al.* 2004; Van Schums *et al.* 2008, Pacheco *et al.* 2005, Brito Neve *et al.* 2000).

Dados geoquímicos e geocronológicos em granitos refletem uma evolução tectônica essencialmente brasileira com quatro eventos magmáticos de 512 a 640Ma (Guimarães *et al.* 2004):

(i) 610-644Ma- granitóides cálcio-alcalinos ligados a gabros mostram um pico de metamorfismo associado com a convergência dos crátons São Francisco, Congo e oeste Africano; (ii) 590-581Ma, granitóides shoshoníticos cálcio-alcalinos e é considerado período significativo de acreção da PB; (iii) 570Ma gerada por fusão parcial de granodiorito da crosta inferior, marcando o estágio final do Brasileiro-Pan Africano e (iv) 540-512Ma- granitos tipo-A de extensão pós-orogenético, associados à magmatismo subvulcânico. O grupo mais velho é sintectônico, e os outros grupos têm picos de compressão e deformação dúctil.

As zonas de cisalhamentos dúcteis, desenvolvidas nos estágios finais do ciclo Brasileiro, configuram estruturalmente, um sistema anastomosado de zonas de cisalhamentos transcorrente dextrais de direção leste-oeste e sinistrais de direção nordeste-sudoeste (e.g. Brito Neves *et al.* 1995). Estas zonas de cisalhamentos são caracterizadas por extensos processos de milonitização, chegando a atingir fusão parcial, variando de níveis crustais rasos até a litosfera mantélica (Corsini *et al.* 1991; Ferreira & Sial 1992; Jardim de Sá 1994; Vauchez *et al.* 1995).

Van Schums *et al.* (1995) sugerem que algumas zonas de cisalhamentos, em particular as zonas de cisalhamentos Patos e Pernambuco tenham sua continuação até a África, no lado oeste Gondwana. A Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA), de caráter dextral, está localizada na porção centro-norte da PB e a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), também dextral, está localizada na parte centro-sul da PB, tendo mais de 500km de extensão e 2km de largura. Ambas unidas por

faixas de cisalhamentos mais estreitas, com 1km de extensão, e direção N-NE (e.g. Neves 1996). Por outro lado, Neves & Mariano (1999) propõem que as mesmas não formam uma estrutura continental transcorrente devido a ser segmentado em dois ramos e ao fato de o seu tectonismo Brasileiro ser de caráter secundário.

O modelo de individualização de terrenos na ZCPE, proposto por Santos (1995) e Brito Neves *et al.* (2001) é contestado por Neves & Mariano (1997) e Mariano *et al.* (2000) através de dados geoquímicos e estruturais, visto que estes terrenos encontram-se sob o mesmo bloco de manto litosférico, com assinaturas geoquímicas e isotópicas similares. Sendo este contexto um forte argumento contra a teoria da evolução da PB baseada no modelo de acreção de terrenos. Por outro lado, dados geofísico, estrutural e isotópico sugerem que a ZCPA é limitada entre Terreno Alto Pajeú e o Domínio Rio Grande do Norte (Brito Neves *et al.* 2001). Beurlen *et al.* (1992) descreveram duas ocorrências de ofiolitos dentro de gnaisses paleoproterozóicos, próximos ao contato com rochas metassedimentares neoproterozóicas da faixa Piancó-Alto Brígida. Estas ocorrências são consideradas como evidências do fechamento do oceano durante o ciclo Brasileiro (Bittar & Campos Neto 2000; Beurlen *et al.* 1992) ou orogenia do ciclo Cariris Velhos (Santos *et al.* 1997).

Apesar de confirmado um único evento tectônico neste terreno, com idades entre 1,1-0,95Ga, designadas como Cariris Velhos por Brito Neves *et al.* (1995), há divergências com relação à natureza deste evento. Brito Neves *et al.* (1995; 2000) e Santos & Medeiros (1999), propõem ocorrência de um único evento orogenético e Van Schmus *et al.* (1995); Neves & Mariano (1999); Neves *et al.* (2000); Neves (2000) acreditam tratar-se de evento puramente extensional (rifteamento).

No evento Cariris-Velhos, as rochas supracrustais e infracrustais foram submetidas a metamorfismo de alto grau (fácies anfibolítica) e intensa deformação tangencial, com transporte tectônico para NW e NNW e compressões que geraram foliações (S_1/S_2), transpostas e redobradas pelas zonas de cisalhamentos brasileiras (Santos 1995; Santos *et al.* 2001). No brasileiro nenhum material juvenil fora acrescentado à crosta, embora comum o material mantélico nos tipos de magmas (Sial *et al.* 1992), sugerindo-se a ocorrência de uma evolução tectono-térmica com diferenciação intralitosférica (Neves *et al.* 2000).

I- Faixa Cachoeirinha

É limitada a norte, pelo Lineamento Patos e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Serra do Caboclo (Medeiros *et al.* 2001; Medeiros 2002). O posicionamento cronoestratigráfico das formações Santana dos Garrotes e Serra do Olho D'Água são considerados como um sistema único deposicional, turbidítico, com fácies proximais representadas por metaconglomerados polimíticos e metarritmitos pelíticos e psamíticos. A formação Santana dos Garrotes (metarritmitos pelíticos e psamíticos, metagrauvacas, formações ferríferas e rochas metavulcânicas) seria a fácies distal do sistema (Campos Neto *et al.* 1994). Enquanto a formação Serra do Olho D'Água, localizada no topo da seqüência, seria a fácies proximal do sistema (Silva Filho *et al.* 1985; Bittar 1998). Medeiros *et al.* (2001) consideram que esta formação representa uma sedimentação sintectônica, em uma bacia *pull-apart* ou *piggyback*, associada ao evento deformacional mais jovem (D_2), do Ciclo Brasileiro.

Esta faixa limita-se ainda com os fragmentos paleoproterozóicos Icaçara e Itaizinho a sudeste. Sendo que o Icaçara consiste em núcleo antiformal, triangular com eixo de direção NE-SW,

circundado discordantemente por rochas metassedimentares meso-neoproterozóicas do Complexo Salgueiro–Riacho Gravatá e do Grupo Cachoeirinha a norte, e limitado a sul pelo Lineamento Pernambuco. Compreende uma unidade inferior gnáissico-migmatítico (Complexo Parnamirim) e por uma seqüência supracrustal psamito-pelito-carbonática, migmatizada na fácies anfibolito médio-alto (Complexo Barro). Esta associação litológica é intrudida por *augen-gnaisses* estratóides, calcialcalinos, idade Pb-Pb de 1,96Ga em zircão (Medeiros *et al.* 1993), abriga *trend* de retroeclogitos mineralizados em Fe-Ti-Cr, interpretado como um alóctone de ofiolitos Cariris Velhos ou Brasileiro.

E o Itaizinho, de direção NE-SW, com arrasto de L→W no limite S com ZCPE, é delimitado a NW pelo Terreno Granjeiro e a SE Faixa Cachoeirinha. Trata-se de ortognaisses tonalítico-granodioríticos, parcialmente migmatizados e milonitizados, com restos de rochas supracrustais. Dados geocronológicos com U-Pb mostram em rocha metavulcânicas da Formação Santana dos Garrotes idade de 730Ma (Kozuch *et al.* 1997). Não coincide com determinações por U-Pb SHRIMP em zircão detrítico, cuja idade máxima no intervalo 630–620Ma é de (Brito Neves *et al.* 2000).

II- Terreno Alto-Pajeú (TAP)

O Terreno Alto-Pajeú corresponde a uma faixa dobrada de orientação SW-NE, neoproterozóica, formado por seqüências metassedimentares e unidades metavulcanossedimentares intercaladas, intrudidas por rochas graníticas. É limitado pela zona de cisalhamento Serra do Caboclo a NW e pela *nappe* Serra de Jabitacá (Terreno Alto Moxotó) a SE, a N pela ZCPA e a NW pela Faixa Piancó-Alto Brígida (Santos 1996). Deformadas durante o ciclo Brasileiro, estas rochas foram inicialmente sujeitas a episódios transcorrente e depois extensionais (Santos *et al.* 1997; Brito Neves *et al.* 2001; Neves 2003). Santos *et al.* (2005) consideram que este terreno constitui um *fold-thrust belt* Cariris Velhos-Kibarana, retrabalhado durante Brasileiro-Pan Africano, através de episódios transcorrentes e tardios extensionais de idade meso a neoproterozóica, indo desde a região de Floresta-PE até o limite com as *bacias* sedimentares costeiras fanerozóicas.

Há predomínio de seqüências orogênicas Cariris-Velhos (complexos Salgueiro-Riacho Gravatá e São Caetano) e volumoso magmatismo granítico sincolisional da suíte Recanto/Riacho do Forno. O plutonismo brasileiro e alguns remanescentes de gnaisses paleoproterozóicos são peculiaridade deste compartimento (Van Schums *et al.* 1995; Brito Neves *et al.* 1995, 2000, 2001; Kozuck 2003; Santos *et al.* 2003; Guimarães *et al.* 2004). Compreendem muscovita-biotita gnaisses, granada-biotita xistos e rochas metavulcânicas (*augen-gnaisses*) intrudidas no início do Neoproterozóico. A seqüência dominante é o Complexo São Caetano, formado por rochas metassedimentares, com intercalações de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas de provável natureza continental.

O Complexo Riacho Gravatá compreende cinco subunidades sem conotação estratigráfica, limitadas por contatos tectônicos e com transporte de massa para sudeste (e.g. Bittar 1998). Em linhas gerais, este é constituído por xistos, filitos, metavulcânicas máficas a félsicas, metaultramáficas e metapelitos carbonáticos, metamorfisados na fácies xisto verde a anfibolito baixo. Apresenta idade de 950Ma (métodos Rb-Sr e U-Pb) em rochas metavulcânicas do Riacho Gravatá, idade esta similar a dos granitos sincolisionais Cariris–Velhos Brito (Neves *et al.* 2000).

O Complexo São Caetano compreende uma seqüência metassedimentar e metavulcanoclástica, constituída por um componente vulcânico de caráter félsico-intermediário. As rochas metavulcanoclásticas da unidade Poço do Salgueiro são produtos clásticos oriundos de arcos magmáticos maduros, embora ausente o vulcanismo típico de arco com idade U-Pb de 1,08Ga (Santos 1995). A suíte peraluminosa Recanto/Riacho do Forno compreende ortognaisses com litofácies *augen*-monzogranítica e leucogranítico/migmatítico, com idades U-Pb variando de 1,03 Ga a 925Ma (Van Schmus *et al.* 1995b, Santos *et al.* 1995; Santos *et al.* 2001; Brito Neves *et al.* 2001b). O Terreno Alto Pajéu inclui ainda os complexos metavulcanossedimentares Riacho da Barreira e Irajá.

III- Terreno Alto Moxotó (TAM)

Os terrenos Alto Moxotó e Rio Capibaribe foram intrudidos por corpos gabro-anortosíticos (Boqueirão e Passira) e granito tipo A da Suíte Serra de Taquaritinga (ortognaisses grandioríticos e *augen-gnaisse* granítico). Essas suítes fazem parte do evento magmático intraplaca que acompanhou a tafrogênese Estateriana-Calimiana, confirmado por idades U-Pb de 1,52Ga no *augen-gnaisse* (Jardim de Sá *et al.* 1997) e de 1,72Ga no metanortosito (Accioly 2000). Estas idades comprovam que estes terrenos participaram da fase tafrogênica que precedeu a abertura oceânica e correspondem a blocos dispersados no processo de deriva.

O Terreno Alto Moxotó (TAM), de acordo com Brito Neves *et al.* (2001b), fica ao norte do Zona de Cisalhamento Transcorrente, limita-se a sudeste com o Rio Capibaribe por meio da Zona de Cisalhamento Congo-Cruzeiro do Nordeste. É dominado por embasamento paleoproterozóico e seqüências metassedimentares do final do Meso ao Neoproterozóico (Santos 2000). Compõe-se de seqüências metavulcanossedimentares e vulcânicas cálcio-alcálicas, de afinidades arco, e blocos paleoproterozóicos (2,1-2,4Ga) de composição tonalítica e grandiorítica (Santos 1995) com pico de metamorfismo em torno de 700°C (Bittar 1999). Caracteriza-se por duas fases de deformações com desenvolvimento de foliações de baixos ângulos, associadas às dobras apertadas e isoclinais recumbentes ou com plano axial de baixo ângulo, cujo transporte tectônico nos terrenos Piancó-Alto Brígida e Alto Pajéu apresentam direção para noroeste.

Neste terreno há um escasso magmatismo granítico neoproterozóico e predomínio de litotipos paleoproterozóicos, relacionados às rochas metassedimentares do Complexo Sertânia e metaplutônicas dos complexos Floresta e Cabaceiras, remanescentes do embasamento do Arqueano/Paleoproterozóico (Santos *et al.* 1997). É, ainda, constituído por supracrustais metavulcanossedimentares, metavulcânicas e calcioalcálicas de arco magmático e blocos ortognaisses paleoproterozóicos. Os fragmentos antigos, formados por metaplutônicas quartzodioríticas/tonalítica e grandioríticas, apresentam intercalações de rochas metamáficas anfibolítica, coletivamente reunidas no Complexo Floresta. Datações U-Pb em zircões de granitos mostram idades em torno de 1,0Ga e pelo idade modelo (T_{DM}) Sm-Nd de 2,3Ga, revelando contaminação de zircões mais antiga (Santos *et al.* 2005)

O Complexo Sertânia é uma seqüência eminentemente metapelítica, com fácies migmatíticas em diferentes estágios de fusão parcial desde os tipos estromáticos até os nebulíticos. Ocorre restrita contribuição vulcânica e vulcanoclástica com idade U-Pb, em zircão, de 2,12Ga (Nutman *et al.* 2001). O Complexo Floresta e Cabaceiras, constituídos de ortognaisses tonalíticos-grandioríticos-

trondjemíticos (TTGs), apresentam idades compreendidas entre 2,11 e 2,23Ga (U-Pb em zircão; Santos, 1995; Brito Neves *et al.* 2001a). Observam-se um evento anorogênico, possivelmente do Mesoproterozóico, correlacionado à suíte gabro-anortosítica Passira e representada pelo Anortosito Boqueirão. Há ainda, as unidades alóctones dos Complexos Lagoa das Contendas e Sumé.

IV- Terreno Rio Capibaribe (TRC)

O Terreno Rio Capibaribe (TRC) situa-se na parte oriental do DZT na PB. Limitado a norte e noroeste pelo TAM e sul pelas zonas de cisalhamento Pernambuco e Congo-Cruzeiro do Nordeste. Ocorre numa pequena extensão na divisa do Estado da Paraíba com Pernambuco (Santos & Medeiros 1997). Apresenta embasamento consolidado no evento Transamazônico (2,2-1,8Ga) e recoberto por rochas de idades e composições diferentes. Engloba complexos proterozóicos e faixas metassedimentares paleoproterozóicas, que representam seqüências correspondentes a unidades do final do neoproterozóico a oeste e a norte, por seqüências de xistos e gnaisses com intercalações de mármore e calciosilicáticas do início do neoproterozóico e ortognaisses de composição granítica e intrusões anortosíticas do mesoproterozóico (Neves *et al.* 2005; 2006).

Distingue-se do TAM pela menor exposição do embasamento paleoproterozóico, com diferentes pulsos plutônicos anorogênicos paleo/mesoproterozóicos, marcante atividade contraccional meso ou neoproterozóica e abundância de granitos neoproterozóicos. Apresenta os complexos metaplutônicos Pão de Açúcar, com idade U-Pb de 1,97Ga (Sá *et al.* 1997) e Salgadinho (provavelmente paleoproterozóica) e pela seqüência metavulcanossedimentar do Complexo Vertentes (xisto, metaturbidito com intercalações de metabasalto, metavulcânica intermediária e metavulcanoclástica (supostamente filiada à Orogênese Cariris-Velhos) e o Complexo Caroalina-Surubim (associações do tipo QPC). Esse contraste é mais observado em Pernambuco, onde é maior a extensão do TRC os quais que apresenta as seguintes unidades litoestratigráficas (quadro 2.1).

Quadro 2. 1 Unidades litoestratigráficas do Terreno Rio Capibaribe

Unidade litoestratigráficas	Associações Litologias
Complexo Caroalina-Surubim	Biotita gnaisse, granada-biotita xisto, com níveis de mármore e muscovita quartzito.
Complexo Vertentes	Granada-biotita gnaisse, biotita-gnaisse, metavulcânicas máfica e intermediária
Complexo gnáissico-migmatítico	Ortognaisses de composição granítica a tonalítica, incluindo fácies monzonítica, monzodiorítica e diorítica

(i)- Complexo Caroalina-Surubim

Esta unidade litoestratigráfica corresponde ao micaxisto do tipo Caroalina de Santos (1977), que afloram entre as cidades de Monteiro e São Sebastião do Umbuzeiro, região sul do Estado da Paraíba. Sua área tipo situa-se no distrito de Caroalina, município de Custódia (PE). É constituída por uma seqüência metassedimentar clástica pelítica e química carbonática, com um nível psamítico basal. Apesar da semelhança litológica com o Complexo Sertânia, na estreita faixa de ocorrência desta unidade, esse horizonte basal é marcado pelo quartzito da Serra do Fogo, assinalando uma discordância estratigráfica com o referido complexo. Silva *et al.* (2005) observaram que esta unidade apresentam como características estruturais cujo contraste metamórfico é marcado pela ausência de migmatização, que é um fenômeno abundante no Complexo Sertânia.

(ii)- Complexo Vertentes

O Complexo Vertentes ocorre nas regiões sul e sudeste do Estado da Paraíba na divisa com o Estado de Pernambuco. Esse Complexo representa uma unidade destacada do antigo Complexo Surubim (Santos 1999; Ferreira & Santos 2000; Medeiros 2000) caracterizado como uma metavulcano-sedimentar típica do TRC, cuja área tipo é a região em torno da cidade de Vertentes (PE), a leste de Santa Cruz do Capibaribe (PE). Sua idade é incerta, embora Ferreira & Santos (2000) o considere como uma seqüência do ciclo Cariris Velhos.

Trata-se de uma seqüência metavulcano-sedimentar, composta por rochas metavulcânicas máficas e intermediárias, metavulcanoclásticas, intercaladas em uma seqüência de paragneisses pelíticas, cuja ambiência é interpretada como de arco vulcânico (Santos 1999). Uma fácies peculiar é aquela de gnaisses bandados com alternância de material metavulcânico máfico intermediário e metapelítico, com uma regularidade perfeita de leitos, sugerindo sedimentação turbidítica com uma componente vulcânica.

(iii)- Complexo Gnáissico-Migmatítico

Exposições de ortogneisses tonalíticos a granodioríticos supostamente paleoproterozóicas, retrabalhados no Meso-Neoproterozóico, ocorrem na Serra dos Cariris Novos, divisa de Pernambuco e Paraíba. Essas rochas são usualmente referidas como Complexo Gnáissico-migmatítico e ocorrem como embasamento de rochas meso-neoproterozóicas, formando uma megaestrutura complexa, provavelmente gerada pela superposição das estruturas Cariris Velhos e Brasilianos, que sofreram anatexia parcial, associada à deformação contracional do evento Cariris Velhos, dando origem ao aspecto migmatítico.

(iv)- Considerações sobre a evolução tectônica do Terreno Rio Capibaribe

Brito Neves (1995) propõe uma evolução policíclica para este terreno, marcada por regimes de deformações tangenciais, com idades mesoproterozóica e/ou meso-neoproterozóicas/Cariris Velho (D_1/D_2), e deformação transcorrente de idade neoproterozóica/brasílica (D_3), responsáveis pela modelagem atual da área. O metamorfismo M_1/M_2 , associado às deformações tangenciais D_1/D_2 , atingiu a fácies metamórfica de alto grau anfífolio/granulito, com anatexia parcial, enquanto o evento M_3 (associado à deformação transcorrente Brasiliana D_3) atingiu a fácies xisto verde até a isógrada da sillimanita. Há ainda a presença de dois distintos complexos metaplutônicas: Pão de Açúcar (idade U-Pb 1,97Ga) e Salgadinho (provavelmente Paleoproterozóico).

A seqüência metavulcanossedimentar do Complexo Vertentes (composta de xisto, metaturbidito com intercalações de metabasalto, metavulcânicas intermediária e metavulcanoclásticas) é supostamente filiada à Orogênese Cariris-Velhos e a seqüência terrígena, Mesoproterozóico, com porções turbidítica e lentes de mármore com intercalações de escarnitos (Sial & Menor, 1969) foi redefinida por Santos & Medeiros (1997) como Complexo Carolina-Surubim. Também neste terreno, ocorreu um evento anorogênico do Estateriano-Calimiano, representado pelas suítes granodiorítica/augengranítica Serra de Taquaritinga e gabro-anortosítica de Passira, com idades U-Pb em zircão, de 1,52Ga a 1,71Ga conforme propõem Jardim de Sá *et al.* (1997) e Accioly (2000),

respectivamente. Santos (2000) redefiniram este terreno que englobaria três unidades litológicas: o mais jovem denominado de Complexo Caralina-Surubim (CCS), composto principalmente por metapelitos e mármore de provável idade Neo-Mesoproterozóico; o Complexo Gnaiss-Migmatítico e o mais velho, denominado de Complexo Vertentes, compreende uma seqüência metavulcanossedimentar migmatizada, provavelmente relacionada ao evento Cariris Velhos conforme proposta de Brito Neves *et al.* (2000).

O magmatismo granítico neoproterozóico neste terreno iniciou-se com magmas cálcio-alcálico de alto-K de idade em torno de 690Ma (plútons de Bezerras- Silva *et al.* 1996). O pico do magmatismo ocorreu há 580Ma, em rochas principalmente metaluminosas de alto-K como o sienito de Bom Jardim (Guimarães & Silva Filho 1997) e em cálcio alcalinas de alto-K, por exemplo, nos complexos Fazenda Nova e Serra de Japocanga de Neves & Vauchez (1995). O magmatismo pós-colisional é caracterizado por intrusões de rochas peralcalinas saturadas de sílica como observado nos diques Manaíra e Princesa Isabel por Ferreira & Sial (2002).

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO III- GEOLOGIA LOCAL

3.1- APRESENTAÇÃO

Apesar dos avanços das pesquisas acumuladas sobre a evolução tectônica da Província Borborema, muitas questões ainda continuam em aberto em relação às seqüências metassedimentares, especialmente as localizadas na parte oriental do Domínio da Zona Transversal no Terreno Rio Capibaribe, como no caso dos mármores do Complexo Caroalina-Surubim. Abordando esta problemática, é possível somar dados geocronológicos, estruturais, petrológicos e isotópicos, até então acumulados, aos de quimiestratigrafia isotópica na obtenção de curvas de correlação regional entre estratos, a fim de delimitar, bem como inferir idades de deposição e de deformação e as possíveis rochas-fonte. Com este enfoque estudou-se a seqüência de mármores deste Complexo, na região inserida nas folhas Caruaru e Surubim.

3.2- COMPLEXO CAROALINA-SURUBIM

Na porção leste do lineamento Pernambuco (figura 3.1) incide ortognaisses paleoproterozóicos e mesoproterozóicos e rochas supracrustais, com foliações de baixo ângulo (Neves *et al.* 2008). Estas rochas foram metamorfasadas sob condições de fácies anfibolito de alto grau, afetadas localmente por cisalhamento do tipo *strike-slip*, que caracteriza o Domínio da Zona Transversal na Província Borborema (Neves *et al.* 2005; 2006). A seqüência de mármore estudada nesta pesquisa ocorre no Complexo Caroalina-Surubim, porção SE da Faixa Pajeú-Paraíba, localmente inserida na região que compreende as folhas Caruaru e Surubim (Folha MINTER/SUDENE 1973, em escala 1:100.000-).

Melo & Siqueira (1971) sugerem que as rochas metassedimentares foram estruturadas em dobras macroscópicas com vergência genérica para S, carregadas sobre o Complexo Fazenda Nova (CFN), assinalado por uma formação estrutural aparentemente simples. Este complexo tem contato com o CCS pela sobreposição de uma falha de cavalgamento, enquanto que o Complexo Taquaritinga (CT) apresenta alternância de contato entre os dois complexos (CFN e CCS), constituindo assim, um *nappe* exótico de massas tabulares alóctones, predominantemente graníticas, com cavalgamento de direção E-W. Inúmeras fraturas ocorrem na área, com inclinações subverticais a verticais, com predomínio de fraturas NE e NW sobre as outras. Estratigraficamente, o CFN faz parte do embasamento seguido do CT, enquanto o CCS é o mais recente dos três.

Brito Neves *et al.* (2000), Santos (2002), utilizou a denominação de Complexo Caroalina-Surubim (CCS) para representar as rochas metassedimentares depositadas no Neoproterozóico e o Complexo Vertentes (CV) para agrupar metapelitos, metaturbiditos com intercalações de rochas metabasálticas e metavulcânicas de composições intermediárias e sedimentos metavulcanoclásticos, além de *sheets* graníticos. Embora as relações de campo entre estes dois complexos não sejam claras, Silva *et al.* (2005) (figura 3.2) sugerem que as rochas supracrustais do CCS estejam sobrepostas às do CV, por conta de um evento tangencial de baixo ângulo, cujo transporte genérico foi de SE para NW, com foliação de baixo ângulo comum a infra-estrutura. As supracrustais deste

complexo testemunham que o referido evento tenha ocorrido sob condições de metamorfismo na fácies anfibolítica de alto grau (Neves *et al.* 2000; 2005; Silva *et al.* 2005).

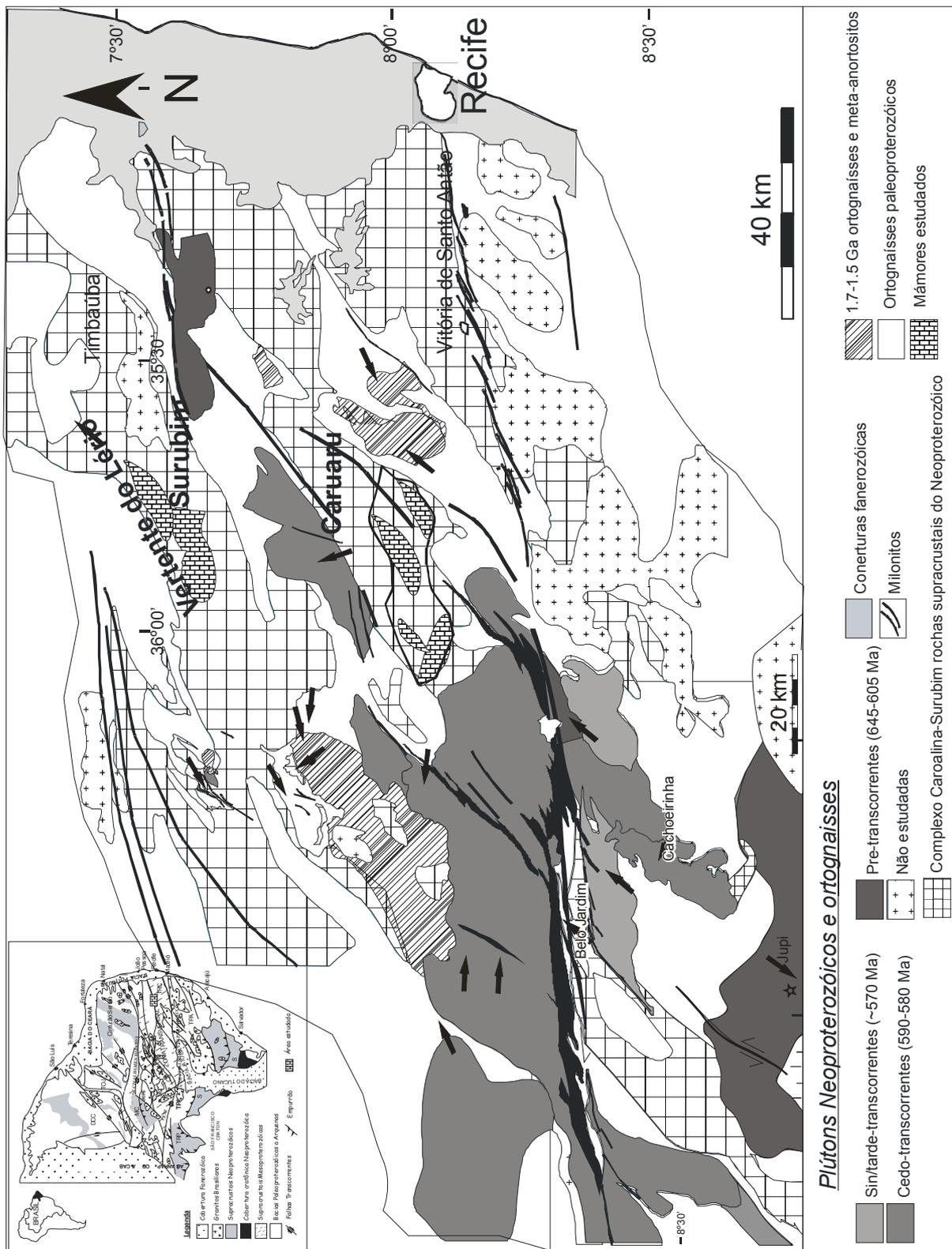


Figura 3.1- Mapa geológico simplificado da parte oriental da Província Borborema, enfatizando o Complexo Carolína-Surubim no Terreno Rio Capibaribe e a localização das ocorrências de mármore estudadas (Caruaru e Surubim) (fonte: Neves *et al.* 2008).

Mello & Siqueira (1971) sugerem que as rochas metassedimentares foram estruturadas em dobras macroscópicas com vergência genérica S, carregadas sobre o Complexo Fazenda Nova (CFN), assinalado por uma formação estrutural aparentemente simples. Este complexo tem contato com o CCS pela sobreposição de uma falha de cavalgamento, enquanto que o Complexo Taquaritinga (CT) apresenta alternância de contato entre estes dois complexos (CFN e CCS), constituindo assim, um *nappe* exótico de massas tabulares alóctones, predominantemente graníticas, com cavalgamento de direção E-W. Inúmeras fraturas ocorrem na área, com inclinações subverticais a verticais, com predomínio de fraturas NE e NW sobre as outras. Estratigraficamente, o CFN faz parte do embasamento, seguido do CT enquanto que o CCS é o mais recente dos três.

Silva *et al.* (2005a) crêem que as estruturas presentes no CCS abalizam uma história de evolução polifásica, uma vez que as rochas supracrustais do CCS (metapelitos) expõem foliação de baixo ângulo (S_2) e metamorfismo na zona da sillimanita com presença de fibrolita, muscovita e quartzo (Silva *et al.* 2005b). Este tipo de foliação, também ocorre em amostras localizadas a norte de Alcantil (PB), indicando ser o mesmo pertencente ao CCS e não ao CV como asseguram diversos autores (uma vez que esta foliação tem em comum, além de S_2 , um bandamento simétrico regular). Observa-se lineações de interseção da foliação com o plano do bandamento em algumas rochas, e estas obedecem a certo padrão de sentido, variando de 5° a $21^\circ/66^\circ\text{Az}$ a 76°Az , coincidindo em alguns casos com o estiramento de quartzo e as lineações de estiramento da fibrolitas variam de 12° a $35^\circ/115^\circ$ a 128°Az , onde foi observado este mineral.

Geocronologicamente, estas deformações podem ser consideradas como efeitos de transcorrências brasileiras (590-570Ma) sugerindo que uma estrutura de terceira geração (S_3) teria sido formada antes deste período de tempo (Silva *et al.* 2005a). Pesquisas anteriores consideraram que critérios cinemáticos macroscópicos e medições do eixo-c do quartzo evidenciam que o transporte na foliação principal foi de W-NW (Silva *et al.* 2001; 2002). Datações U-Pb em zircão obtidas por Neves *et al.* (2005) mostram que xistos e gnaisses pelíticos foram metamorforizados no Brasileiro; enquanto que ortognaisses grandioríticos a diroríticos tiveram uma evolução mais complexa. Ou seja, os protólitos ígneos cristalizaram-se em torno de 2,1Ga e foram posteriormente metamorforizados nos eventos Transamazônicos (2,0Ga) e Brasileiro (630-610Ma).

Neves *et al.* (2006) também admitem que os protólitos dos paragneisses tenham origem relacionada ao evento Transamazônico, normalmente associado a dois eventos deformacionais: Eventos estes que geraram foliações de baixo ângulo, com idades mais antigas (ca. 1,97Ga) como ocorre nos ortognaisses granodioríticos, intrudidos em ortognaisses bandados, exibindo a mesma direção de lineação com provável extensão e magmatismo ocorridas do Meso a Neoproterozóico.

Um novo mapa, baseado na geocronologia da região durante este período foi elaborado por Neves *et al.* (2007) ao compilar idades obtidas por diversos pesquisadores, pelo método de isócronas U-Pb e Pb-Pb em zircão (figura 3.1) mostrando que as rochas ígneas e gnaisses metamorforizados deste complexo idades compreendidas entre 1,58 a 1,8Ga (monazitas) e outros tipos de granitos, idades de 1,52 a 1,71Ga (Jardim de Sá *et al.* 1997; 2002; Accioly 2000; Guimarães *et al.* 2004; Neves *et al.* 2004; 2006). Esta mesma variação de idade também foi encontrada nos gnaisses bandados do

Terreno Alto Moxotó (compartimento adjacente ao Terreno Rio Capibaribe) por Brito Neves *et al.* (2001) e Santos *et al.* (2005).

O segundo evento deformacional, também datado pelo método de U-Pb, mostrou idade de 590Ma em granitos neoproterozóicos. No entanto, a idade provável de deposição deste complexo é bem mais antiga (650Ma), atribuindo-se erosão sindeposicional de rochas ígneas durante formação de bacia. Idades entre 620 e 630Ma foram registradas em leucossomas de paragneisses migmatizados e seqüências supracrustais de alto-grau metamórfico, ocorreram durante a orogenia do Brasileiro (Neves *et al.* 2005). No entanto, Santos *et al.* (2002) e Silva (2005) consideram que em sucessões de mármore localizadas no mesmo domínio, a deposição e sedimentação, se deram em torno de 880 a 950Ma, quando datadas por isótopos estáveis.

A idade neoproterozóica, inferida por Ferreira & Santos (2000), se deu pelas relações de inconformidade com o CV e pela ausência de rochas intrusivas graníticas contracionais, sugestivas de sua colocação como autóctones transportados por tectônica transcorrente. Este fato é evidenciado pela ocorrência de fibrolitas (variedade de sillimanita) em macro e micro escalas e de cianitas (localmente observadas) comprovando condições médio-altas do evento metamórfico local. Por outro lado, Neves *et al.* (2006) não detectaram nenhuma evidência concreta de casos de eventos metamórficos no início do Neoproterozóico, gerando dúvidas acerca da existência de orogenia Cariris Velho conforme diversos pesquisadores (Brito Neves *et al.* 1995; 2005; Santos & Medeiros 1999; Brito Neves 2003) sugerindo que tal orogenia não fora suficiente forte para deixar impressão metamórfica ou não atingira a área do CCS, o que levou Neves *et al.* (2005) a sugerir que o evento Cariris Velho corresponde apenas a um episódio de extensão intraplaca.

Litologicamente, o Complexo Carolina-Surubim apresenta as seguintes associações:

(i) biotita-gnaisses, com as seguintes características: cor cinza, granulação média a grossa, textura lepidogranoblástica, bandamento marcante. Apresenta como minerais principais: quartzo, plagioclásio, biotita, granada e sillimanita e os acessórios: apatita, clorita, titanita, zircão, turmalina;

(ii) granada-biotita, xisto/gnaiss que bordejam e intercalam as lentes de mármore com níveis alternados de tons vermelho e cinza; exibem granulação fina a média e composição a base de plagioclásio, quartzo, biotita e granada e como acessórios: apatita, sillimanita, zircão, turmalina e minerais opacos;

(iii) biotita-xistos de cor escura, granulometria fina a média com biotita, quartzo, feldspato, granada, muscovita e aluminossilicatos;

(iv) lentes de mármore em xistos e gnaisses de granulação em geral média a grande; coloração branca a cinza, cortados por estruturas preenchidas por bolsões de paragneisses.

A associação mineralógica é composta por grafita, granada, muscovita, cordierita, sillimanita e cianita e indica que as rochas desse complexo alcançaram fácies de metamorfismo anfíbolito alto. De maneira geral, esta fase de metamorfismo é evidenciada pela coexistência de granada e anfíbolio neoformados de desenvolvimento de microestruturas e anatexia local, considerados como indicadores prováveis de temperaturas altas durante deformação dos ortogneisses, bem como a presença de K-feldspato neoformados. Isto é corroborado por Neves *et al.* (2000) que utilizando o geotermômetro anfíbolio-plagioclásio, obtiveram temperaturas entre 630 e 760°C.

3.3- MÁRMORES DAS FOLHAS CARUARU E SURUBIM

3.3.1- Reconhecimento Geral da Área

No Complexo Caroolina-Surubim (figura 3.2) as seqüências de mármore estudadas foram mapeadas com base nas informações contidas em fotografias aéreas (escala 1:25.000) e em carta-imagem de radar de Pernambuco (folha de Caruaru- SC.25-V-A-II e Folha Surubim- SB.25-Y-C-IV) na escala 1:100.000, editada pelo MINTER/SUDENE (1973).

Foi confeccionado mapas geológicos para cada área, na escala 1:30.000, a partir da reconstituição de mapas geológicos das folhas Caruaru (CPRM 1979 - figura 3.3), Surubim (UFPE 1980 - figura 3.4) onde são representadas as principais unidades litológicas verificadas nas áreas estudadas e suas respectivas localizações. Os mármore localizados nestas áreas ocorrem em forma de lentes intercaladas a xistos e gnaisses, que se destacam acima de 1 a 2m da superfície do terreno e, localmente, exibem processos de alteração e intemperismo acentuados, os quais concorrem para seus arrasamentos; às vezes no contato ou intercalados, ocorrem bolsões de paragneisses.

Os mármore da região de Caruaru são predominantemente calcícticos com as seguintes características: granulação média a grossa (em geral macrocristalina); coloração clara variando para tipos manchados (mesclas de cores cinza, branco e amarelo); a cor branca conferiu-lhes um aspecto leitoso e a cor amarelada se deve a presença de impurezas (silicatos, micas, entre outros); são cortados por estruturas preenchidas por rochas cálciosilicáticas, com textura sacaroidal a pulverulenta. Localmente, observam-se intercalações de quartzitos nos xistos e gnaisses (provavelmente posicionados na base da seqüência) nos mármore formando níveis contínuos com espessura aparente variando de 100 a 1.000m.

As ocorrências de mármore da Folha Surubim são tipicamente dolomícticos, embora ocorram amostras de mármore calcícticos. Apresentam como característica principal: cor variando de cinza clara a escuro; granulação fina a grossa, presença de microcrenulações e mineralogia composta principalmente por cristais de feldspato e quartzo (deformados em suas bordas- provavelmente afetados por processos de cominuição) e biotitas também deformadas, formando placas orientadas paralelamente á estrutura principal da rocha e intercaladas; cristais de granada rotacionados. Quartzo ocorre em forma de veios dobrados, como grãos xenomórficos alongados, contatos irregulares, freqüentemente associados à muscovita e com inclusões alongadas de fibrolitas. A granada, altamente intemperizada, aparece como porfiroblastos, dos quais alguns estão deformados, sugerindo que houve um movimento tangencial para N-NW. As biotitas formam placas e os cristais de feldspatos aparecem orientados conforme a orientação geral da rocha.

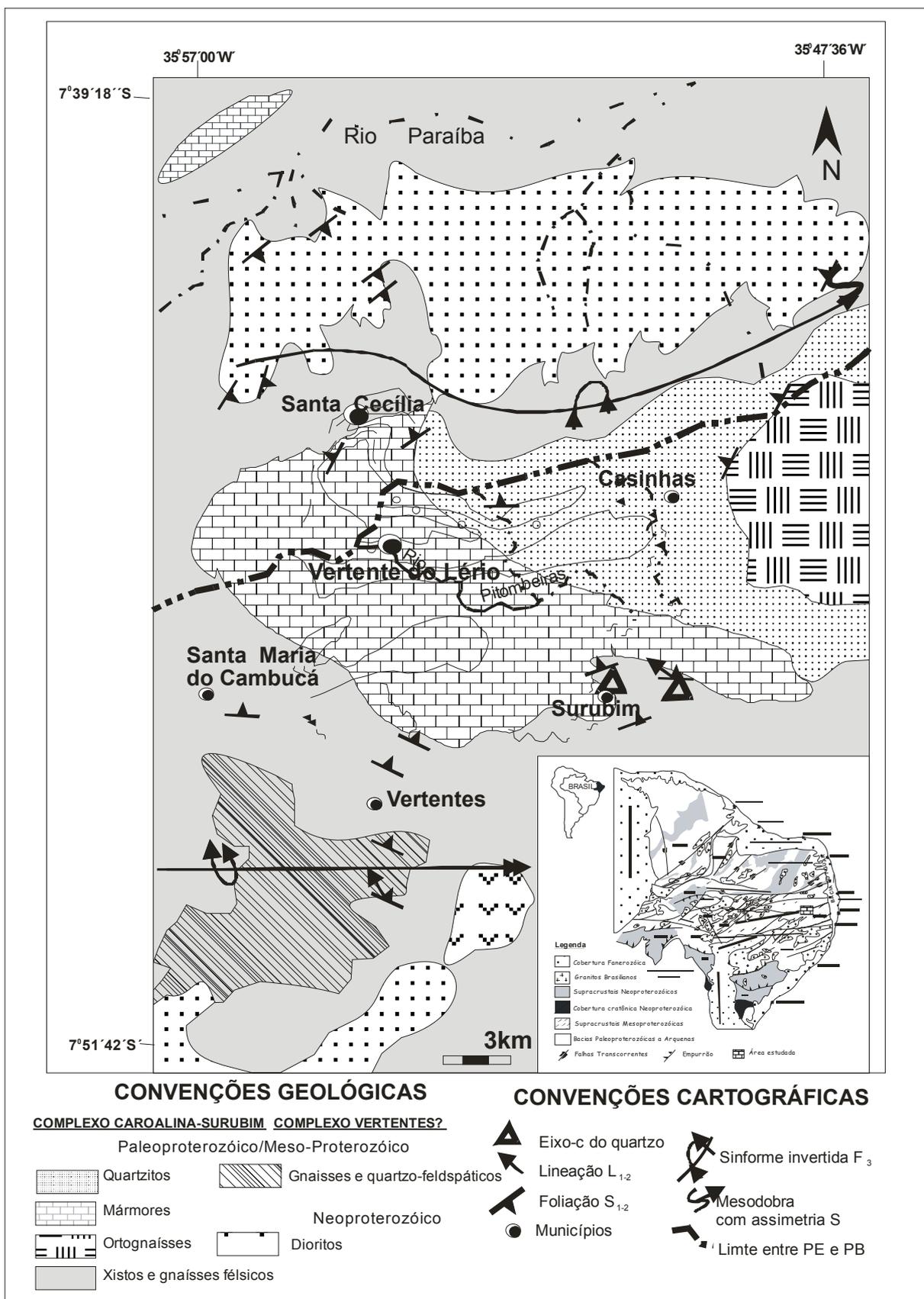


Figura 3.2- Mapa geológico simplificado do Complexo Carolina-Surubim no Terreno Rio Capibaribe mostrando supracrustais e estruturas principais (Fonte: Silva *et al.* 2005).

3.3.2- Mármore da Folha Caruaru

A Folha Caruaru (SUDENE escala 1:100.000) compreende a região que engloba o município de Caruaru. Localiza-se na região que reúne o Agreste e a microrregião Vale do Ipojuca do Estado de Pernambuco, limitando-se a norte com Toritama, Vertentes, Frei Miguelino e Taquaritinga do Norte, a sul com Altinho e Agrestina, a leste com Bezerros e Riacho das Almas e a oeste com Brejo da Madre de Deus e São Caetano (IBGE 1977). As ocorrências de mármore localizam-se a nordeste da cidade de Caruaru-PE, com coordenadas de 35°58'34" a 35°51'23"W e 8°08'02" a 8°17'00"S. O acesso principal, partindo de Recife, é feito através da BR-232, passando por Vitória de Santo Antão, Gravatá, Bezerros até a cidade de Caruaru, com percurso total de 151,80 km (*vide* figura 1.1). E o acesso a área de NE de Caruaru, onde ocorrem às lentes de mármore, se faz por rodovias pavimentadas BR-408, PE-90 e PE-95, até as proximidades de Fazenda Nova, e em seguida, por estradas secundárias não asfaltadas, constituindo perfis geológicos transversais às áreas estudadas (figura 3.3).

Na seqüência de mármore desta área, estudaram-se três ocorrências cujos perfis geológicos são representados na figura 3.3: (i) ao norte da cidade de Riacho das Almas, nas proximidades da Serra da Guarita- as lentes de Olho D'Água da Baraúna de Gravatá (ODGRAVE), (ii) Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE), consideradas as principais da região e (iii) Mandassaia ou MAND. Nestas lentes predomina cristais de calcitas bem cristalizadas, normalmente bandados, com alternância de cores cinza claro/escuro, granulação grossa a média e como característica marcante, a presença de cavidades sub-angulares centimétricas de coloração amarronzada, provavelmente da lixiviação de minerais intemperizados (granada). Dentro do pacote carbonático observaram-se algumas intercalações xistosas, além de veios de quartzo e pegmatitos.

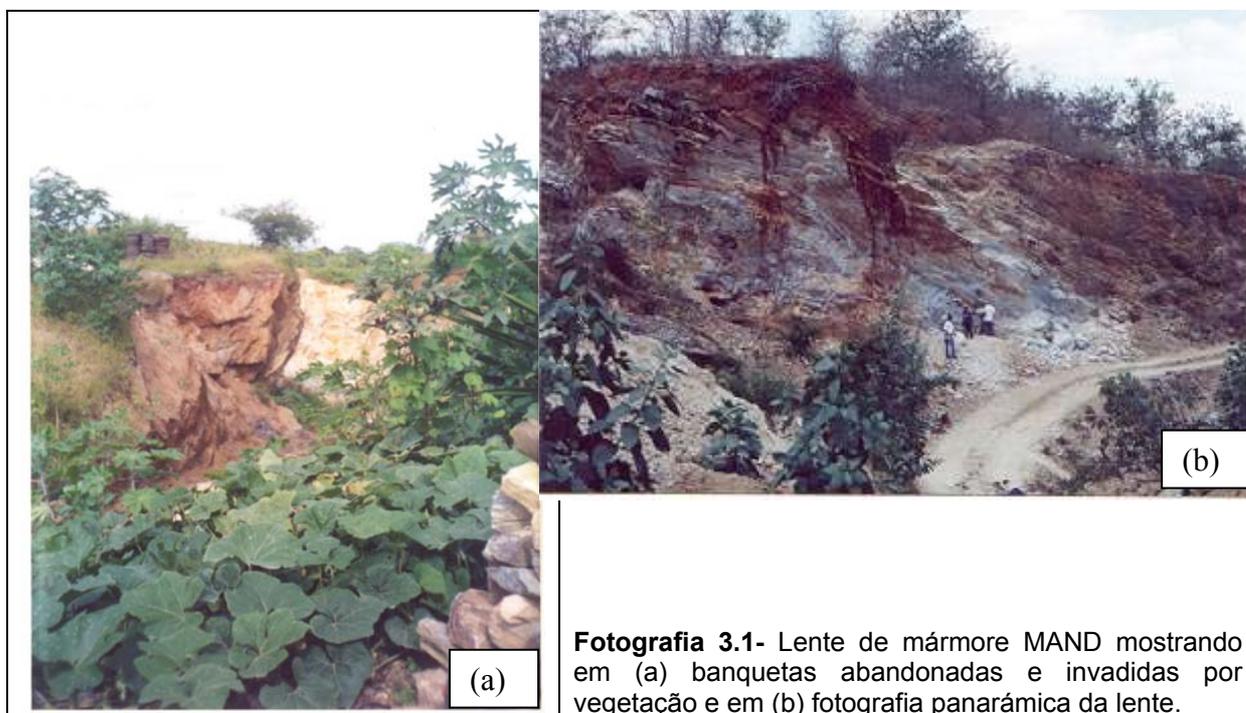
Há intemperismo acentuado, localmente, assinalado pela presença de minerais opacos, óxidos de ferro e grafitas com elevado grau de alteração, principalmente nas ocorrências de MAND. Também é visível feições de movimentação tectônica, como zonas de cisalhamento transcorrente, dobras (caixa de ovos e em *chevron*) e lineação de estiramento. Sua distribuição espacial sugere representação de antigos cordões litorâneos. No contato com o afloramento, há evidências de deformação rúptil/dúctil associada à litotipos diferentes. Os perfis expõem horizontes bastantes mineralizados (sulfetos), intensamente dobrados e afetados pelas zonas de cisalhamento com um bandamento característico.

Apresentam como composição mineralógica predominante: calcita, dolomita, biotita e olivina serpentizada e como acessórios: tremolita, flogopita, grafita, titanita, sulfetos (pirita, pirrotita), quartzo, magnetita. O quartzo, embora em pequenas proporções, associa-se à sillimanita, muscovita, sericita e biotita. A presença de sillimanita indica que essa unidade atingiu fácies de metamorfismo alto.

(i)- Lente de mármore Mandassaia (MAND)

A lente de mármore da Mina de Mandassaia (MAND) apresenta direção geral N20°W, e ocorre em forma de banquetas de exploração, distribuídas em torno de uma área de 1.400m² de comprimento (fotografias 3.1a e 3.1b). As principais exposições de mármore ocorrem em antigas banquetas (abandonadas por garimpeiros e encoberta por resíduos da atividade mineradora das mesmas) em estágio avançado de intemperismo. Mostram um mármore bandado com cores cinza e

branco e às vezes faixas amareladas (provavelmente decorrente da oxidação de minerais ricos em ferro). Esta alternância de cores se deve à elevada concentração de impurezas na lente (pirita, calcopirita, limonita, quartzo, flogopita e grafita) e localmente, observam-se estágios avançados de intemperismo. Tem uma granulometria variando de 2 a 4mm. Geralmente a lente mostra as seguintes características: cor cinza, duro e níveis bem definidos seguidos por dobramentos, formando banquetas (faixas com exposição sub-horizontal de 4 a 5m de largura).

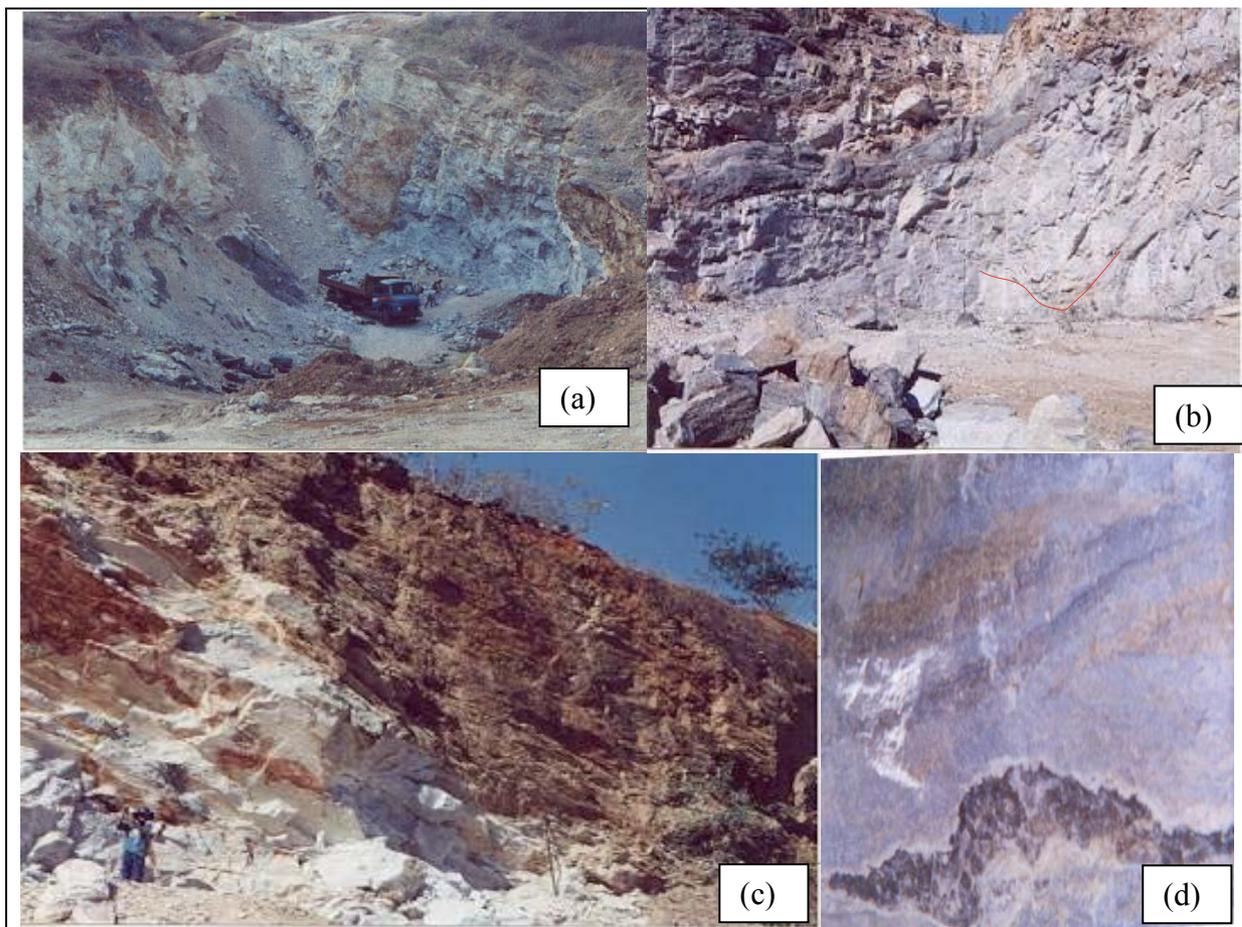


Fotografia 3.1- Lente de mármore MAND mostrando em (a) banquetas abandonadas e invadidas por vegetação e em (b) fotografia panorâmica da lente.

(ii)- Lente de mármore Olho D'Água da Baraúna (ODGRAVE)

Esta ocorrência de mármore, Olho D'Água da Baraúna de Gravata (ODGRAVE), é composta por duas lentes principais que se bifurcam, posicionadas paralelamente entre si no centro da área de exploração, com direção geral N20°E e mergulho de 50° no S70°E (fotografias 3.2a, 3.2b, 3.2c e 3.2d). Petrograficamente são dois tipos: no primeiro predomina um mármore, de cor cinza claro, tendendo para o branco, com granulometria entre 1 e 3mm; duro, compacto e puro, embora pontualmente, ocorram algumas inclusões de outros minerais como a grafita e a flogopita. Apresenta um comprimento de 3,1km de largura média do afloramento de 165m e uma área de exposição de aproximadamente 500.000m².

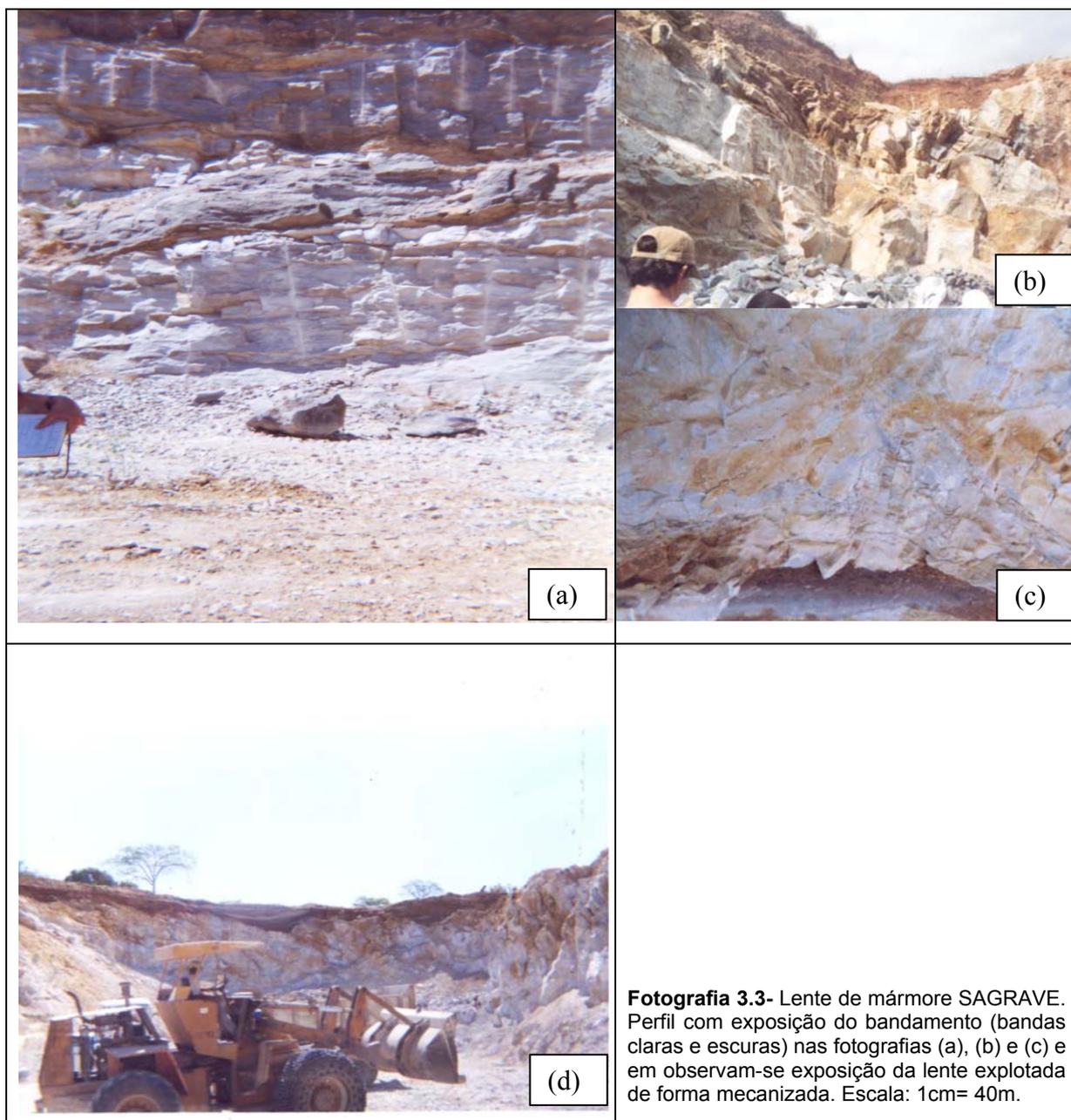
Admitindo-se que a lavra nessa lente possa ser conduzida a 15m de profundidade, a reserva residual será de 2,7x10⁹ toneladas do mármore explotável. E no segundo tipo aparecem esporadicamente espécies de "buchos" muito brancas no interior do mármore cinza, apresenta granulação muito fina (inferior a 0,1mm) e extremamente pura. Apresenta comprimento de 8,9km, espessura média de 25m e área da exposição de 22.000m². Admitindo-se que a lavra nessa lente possa ser conduzida por 5-10m de profundidade, tem-se uma reserva média de 4.500.000t de mármore. É importante observar que são encontrados inseridos entre as camadas de mármore, corpos irregulares (bolsões de paragnaisse).



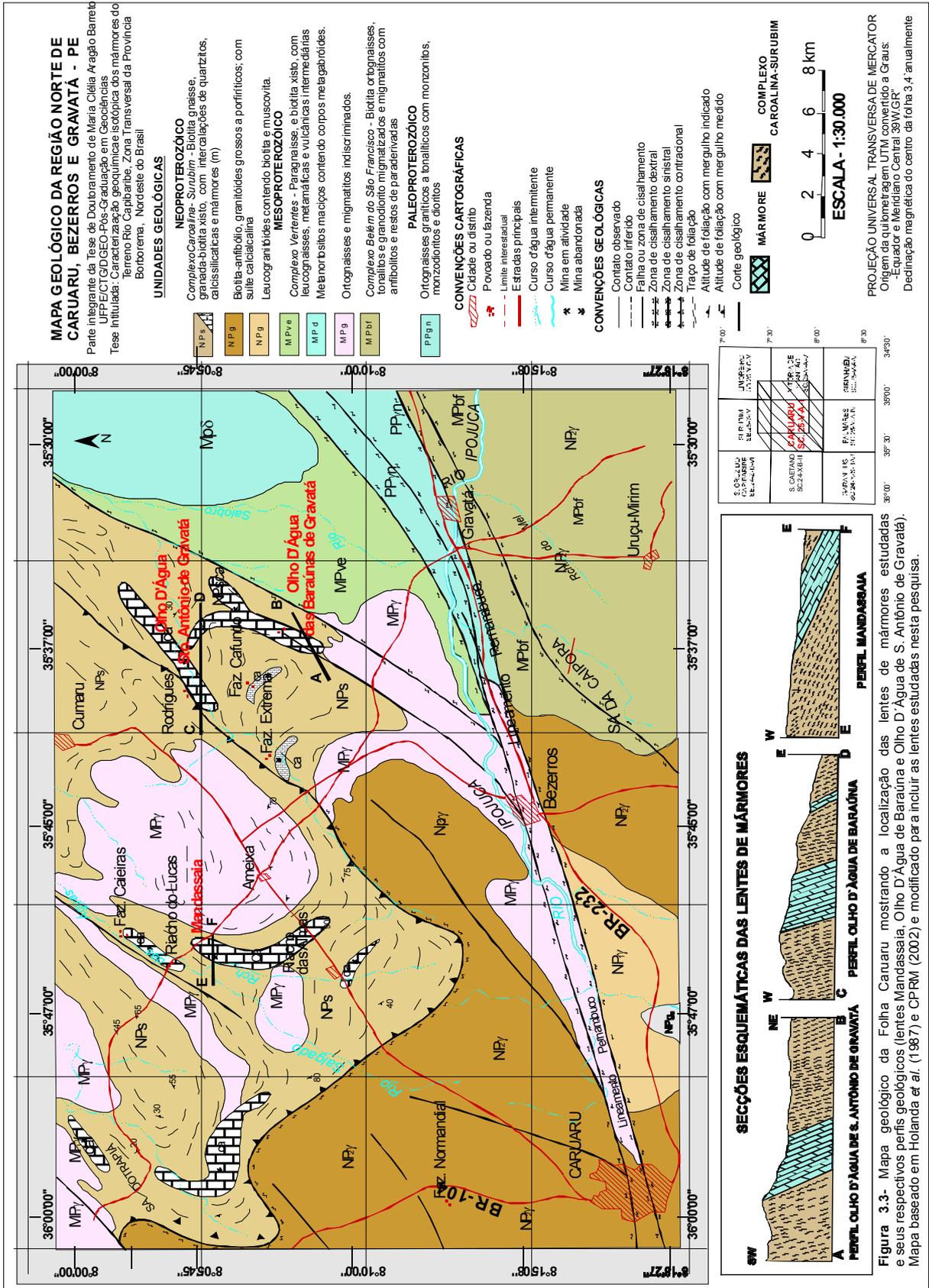
Fotografia 3.2- Lente de mármore do perfil ODGRAVE. Observa-se em (a) o contato superior com pacote de micaxistos (escuros) e paragnaisses (claros) e em (b) observa-se dobras (em vermelho), (c) mostra nível alternados das camadas, com expressiva exposição de superfície intemperizada e em (d) intercalações.

(iii)- Lente de mármore Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)

Esta ocorrência, como mostra as fotografias 3.3 a e b, localiza-se na Fazenda de Santo Antônio, a 17km NW de Gravatá. No afloramento observa-se deformação rúptil e dúctil associada à litotipos diferentes. Apresenta disposição vertical a subvertical, seguido por uma superfície em torno de 600m². Este mármore tem cor cinza esbranquiçada, é duro e compacto, granulometria de 1 a 3mm de diâmetro e é predominantemente calcítico. Observa-se um bandamento ou camadas intercaladas com rochas calcissilicáticos e com gnaisses calcíticos.



Fotografia 3.3- Lente de mármore SAGRAVE. Perfil com exposição do bandamento (bandas claras e escuras) nas fotografias (a), (b) e (c) e em observam-se exposição da lente explotada de forma mecanizada. Escala: 1cm= 40m.



3.3.3- Mármore da Folha Surubim

A região localizada a noroeste da cidade de Surubim (PE) tem sido desde os anos setenta bastante estudadas por diversos pesquisadores, por se constituir numa importante área do Complexo Caroolina-Surubim (Mello & Siqueira 1971; Pessoa & Manasses 1980, UFPE 1981; Silva *et al.* 2005). Destas pesquisas resultaram o mapa de Silva *et al.* (2005) e o mapa atualizado desta pesquisa na escala 1:30000, partir de dos mapas de Pessoa & Manasses (1980), UFPE (1981) e CPRM (2002).

Esta região está inserida na Folha Surubim (SB.25-Y-C-IV), na escala 1:100.000, editada pelo MINTER/SUDENE em 1973, mais precisamente no Município de Vertente do Lério, a região delimitada pelas coordenadas geográficas: 35°45'26" a 35°51'00"W e 7°46'46" e 7°46'17"S, engloba a principal ocorrência de mármore deste complexo (figura 3.2) cujo acesso a partir de Recife é feito através pelas rodovias BR-232, BR-408 e PE-90, com percurso total de 143,10km (figura 1.1).

O município de Vertente do Lério está inserido na meso-região do agreste pernambucano, mais particularmente na micro-região do Alto Capibaribe, que condiciona a vegetação, as culturas e a fixação do homem ao meio. Limita-se a norte com Santa Cecília (PB), a sul com Surubim, a leste com Casinhas e a oeste com Santa Maria do Cambucá. Seu relevo está encravado nas áreas desgastadas da Província Borborema e é geralmente movimentado, com vales profundos e estreitos, cuja unidade é formada por maciços altos e outeiros, com altitudes variando de 650 a 1.000m.

Geograficamente, as lentes de mármore da Folha Surubim compreendem uma extensa área de afloramento, em torno de 9km² de comprimento, constituindo-se na principal reserva de mármore do CCS e sua reserva potencial disponível a exploração, atinge o volume de 1,7x10⁹ toneladas. Classificado como mármore dolomítico, embora apresente os demais tipos (calcítico, magnesianos, dolomito-calcítico), também ocorre associação mineral típica de silicatos (fácies anfíbolito) representada por diopsídio-tremolita-muscovita-granada e grafita.

As lentes foram depositadas em camadas em diferentes ciclos; inferindo-lhes feições alternadas de mármore e de siliciclástico, cuja espessura diminui da base para o topo da seqüência. Apesar de ser fortemente foliada e dobrada, esta seqüência preservou a polaridade estratigráfica original e apresenta um mergulho médio variável. Este comportamento é corroborado pela presença de indicadores quimioestratigráficos preservados em suas unidades. Embora pareça formar um único pacote, a maior largura de afloramento se encontra na fronteira PE/PB (em torno de 4km) onde está a pedreira popularmente denominada como Zé do Moura, de menor extensão, próximo a Gambá, com afloramentos em torno de 50m, inferindo-se uma extensão superior à 200m².

As ocorrências desta folha apresentam duas frentes de exploração em franca produção (figura 3.2): (i) situada no município de Vertente do Lério (PE), pedreira Vertente do Lério ou VLPG e (ii) localizada próximo á Santa Cecília (PB) em Vertente do Lério, denominada Zé do Moura ou VLPM, intensamente explorada. Importante observar que VLPG apresenta um único nível; com direção E-W (figura 3.4) e estende até a fronteira Pernambuco-Paraíba (Gambá), onde é interrompida (figura 3.2).

A lente VLPM tem uma foliação/acamamento sub-horizontal e a VLPG apresenta tem mergulho acentuado. Estruturalmente, a região de Vertente do Lério é formada por uma seqüência composta por sinformes e antifomes alternados, formando uma estrutura maior, conhecida como a sinforme do Complexo Vertentes, considerada como Complexo Caroolina-Surubim por Silva *et al.* (2005a) (*vide*

figura 3.2). A tectônica dúctil está representada na região em três fases distintas, gerando dobras redobradas, sempre com eixo caindo para nordeste. Silva *et al.* (2005b) consideram que este comportamento não ocorre com a tectônica rúptil.

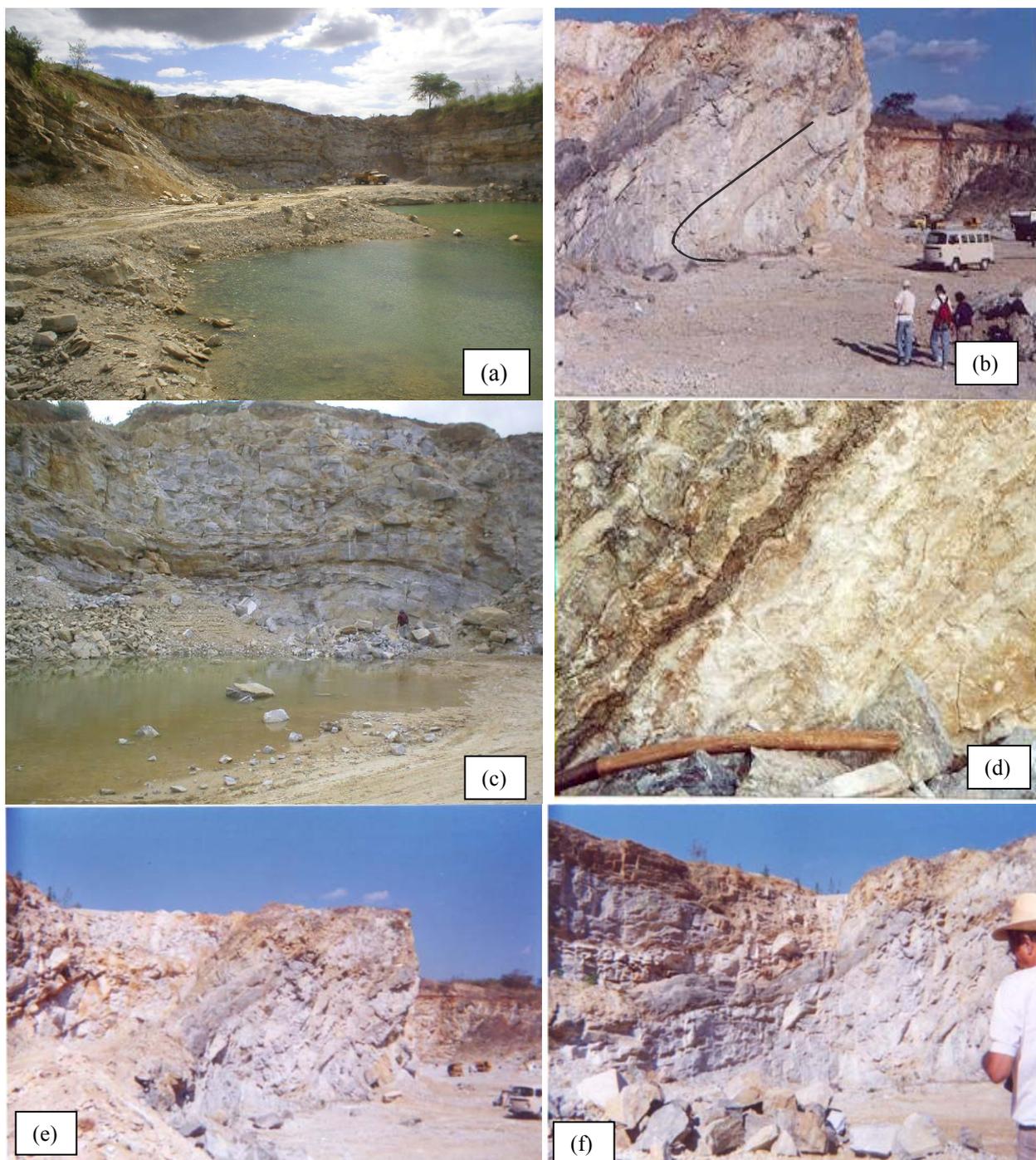
Os riachos e os contatos, entre diferentes tipos litológicos, marcam prováveis traços de fraturas, onde são notadas zonas de cisalhamentos incipientes, com indicadores cinemáticos sugerindo caráter dextral. As dobras são dos tipos S e Z, com eixos caindo para NE sempre de baixo ângulo. Estas estruturas são importantes na correlação e interpretação de estruturas maiores. As dobras sinclinais (duas, com caimento duplo a N) apresentam uma anticlinal (núcleo de gnaisses) entre elas, e as sinclinais mostram: (i) núcleo formado por mármore, tendo sua maior expressão em Vertente do Lério-PE e (ii) dobra com núcleo quartzítico, atravessando o município de Surubim-PE completamente, de leste para oeste, como mostra a Figura 3.2. (Silva *et al.* 2005).

(i) Lente de mármore de Vertente do Lério (VLPG)

Lente de mármore da mina de Vertente do Lério ou VLPG forma um único nível (fotografia 3.4) com direção SE-NW. Tem uma extensão ampla que vai da fronteira Pernambuco-Paraíba até Gambá na cidade de Santa Cecília (PB), onde é interrompida. Localiza-se aproximadamente a 2km do município de Vertente do Lério, com coordenadas geográficas: 7°46'16"S, 35°51'39"W e 487m de elevação (fotografia 3.4 e mapa da figura 3.4).

O mármore é bastante puro calcita/dolomita, predominantemente mármore dolomítico, e apresenta dobramento suave, afetado por uma zona de cisalhamento com foliação inclinada, o bloco à direita da zona de cisalhamento tem foliação/acamamento sub-horizontal e o bloco à esquerda apresenta tem mergulho acentuado conforme mostra a Fotografia 3.4. Embora predomine o tipo dolomítico, verifica-se nas bordas ou proximidades do contato com outras encaixantes, uma alteração na sua composição principal, provavelmente influenciado pelo contato com outros tipos de rochas (metapelitos, gnaisses a paragnaisses, entre outros) cuja composição mineralógica é mais variada, e é rica em minerais cálcio-silicáticos (hornblenda, tremolita, actinolita e subordinadamente epidoto).

Petrograficamente, o mármore apresenta cor cinza claro a branca, bem cristalizado, com os cristais de carbonato (calcita) visíveis a olho nu (aproximadamente 3mm de comprimento); sua granulação varia de média a grossa, é duro, compacto e formado essencialmente por calcita e/ou dolomita, tendo como minerais acessórios a biotita, grafita e flogopita. No interior do mármore cinza foram observadas feições com textura sacaroidal, resultante da alteração superficial dos calcários cristalizados e duros. Dentro do pacote carbonático existem intercalações de xistos, veios de quartzo e pegmatito, embora este seja pouco freqüente.



Fotografia 3.4- Lente de mármore VLPG mostrando alternância de camadas e exposição do relevo (a) mostrando direções da foliação do perfil e dobras em (b). Perfil VLPG mostrando dobras em forma de “S”, com pouca amplitude, indicando encurtamento por regime compressional. Exposição completa da lente e suas principais estruturas e litologias, cujo pacote apresenta cerca de 12m de espessura como mostra (c) e (e). Em (d) e (f) maiores detalhes do pacote com suas principais feições estruturais, evidenciando bandamento composicional.

com coordenadas geográficas: $7^{\circ}45'51,3''S$, $35^{\circ}52'16,8''W$ e com 528m de elevação (fotografia 3.5). Aflora o tipo de mármore com contato gradativo, contendo camadas de mármore intercalados com metapelitos, xistos, gnaisses e paragnaisses (formam bolsões).



Fotografia 3.5- Lente de mármore VLPM (a) dobra apertada e dobra isoclinal, (b) intercalações das camadas, (c) e (d) bandamento de camadas, evidenciando alternância de cores.

A formação dos minerais, cálciossilicáticos nesta ocorrência, provavelmente seja devido às reações entre o fluido silicático proveniente do metapelito e o mármore. No mármore é possível ver, ainda bem preservado, o bandamento primário, proveniente da estratificação e exposição de áreas

evidenciando deformação rúptil. A composição mineralógica próximo à encaixante é de flogopita, trememolita, carbonatos e em algumas localidades, também ocorre a wollastonita. Outro mineral comumente observado é a pirita, provavelmente formada primariamente durante a sedimentação (ambiente redutor) e/ou diagênese. A deformação observada nesta localidade é de caráter dúctil conforme descrição abaixo.

De maneira geral, Silva *et al.* (2005b) consideram que as rochas metassedimentares da folha Surubim são compostas de três gerações de estruturas caracterizadas por: **(i)** possuem uma foliação/bandamento principal em que nas lentes de mármore há uma semelhança com S_0 **(ii)** uma segunda geração (S_2), onde nas duas ocorrências (VLPG e VLPM) mostra que a dobra forma um plano axial em direção às isoclinais, desenhadas por um bandamento regular prévio, sugerindo uma segunda geração estrutura (foliação S_{1-2}) e **(iii)** caracterizada por lineação de fibrolitas e estiramento (raras bainhas) contido na foliação/bandamento com postura de baixo ângulo e mergulho para norte (embora afetado por ondulações normais abertas) zonas de cisalhamentos dextrais e sinistrais menores e dobras pertencente à terceira geração S_3 .

Esta geração S_3 caracteriza-se por dobras paralelas abertas de charneiras pontiagudas, planos axiais sub-horizontais, com eixo de caimento 70-90AZ, de formação de baixa tensão, separada pela geração F_{1-2} . Localmente ocorre foliação descontínua e não penetrativa em micas e quartzo. Sendo observado na lente VLPM, próxima a Santa Cecília-PB, uma sinforme S_3 formando estrutura assimétrica com vergência para S (Mello & Siqueira 1971). Diferente do transporte W-NW na foliação/bandamento principal e a lineação L_{1-2} também é orientada para E-NE e W-SW e a vergência para dobras macroscópicas para N. Este comportamento também é observado em afloramentos correlatos de gnaisses básicos, ou seja, evidenciam que o CCS e o CV têm uma história de formação comum cujo bandamento desenha dobras de terceira geração e ondulações normais.

◇◇◇◇◇

CAPÍTULO IV- PETROGRAFIA

4.1- APRESENTAÇÃO

Neste capítulo encontra-se uma descrição sumarizada dos mármore estudados, abordando suas relações de campo, seus aspectos texturais, petrográficos e composição química dos minerais e das rochas. A associação mineralógica de cada lente é sumarizada nas tabelas 4.1 a 4.5 e tabelas expandidas com respectivos valores percentuais nas tabelas 4.6 a 4.10 (*vide* anexo).

4.2- LENTES DE MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

Na Folha Caruaru as lentes de mármore nomeadas de acordo com a localização geográfica ou denominação da mina: Olho D'Água de Baraúna de Gravatá, Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá e Mandassaia apresentam as seguintes características:

4.2.1- Lente de mármore Mandassaia (MAND)

Esta lente de mármore estudada localiza-se em Mandassaia (MAND), a norte de Fazenda Nova-PE com (coordenadas 7°36'45"S e 36°02'51"W e 420m). Pedreira abandonada de exploração, onde se observam dobramentos desenhados pelo bandamento, ocorrem dobras abertas normal horizontal e fechada à apertada inclinada. Pela evidencia de dobras em "Z" podemos afirmar essas dobras são componentes de uma escala maior cujo eixo antiforme esta para 110Az. Os afloramentos apresentam disposições sub-horizontais, com direção geral N70°E, caracterizam-se pela exposição em formas de banquetas, com contato em bolsões de paragneisses, intercalações de rochas calcio-silicáticas, gnaisses e níveis calcíticos, espessura variando de 0,5 a 1,0m, dobradas com foliação na direção 42°/280Az e predomínio de mármore calcítico. Próximo ao contato com encaixantes observa-se cristais bem desenvolvidos, em forma de nódulos, como a grafita, tremolita, quartzo e granada.

O mármore mostra alternância cinza clara, branco a amarelada definindo uma orientação. Apresenta granulações finas, compactas, com manchas pontuais de concreções ferruginosas e com muscovita em uma das faces da amostra. As associações minerais observadas em micropetrografia são constituídas por: carbonatos (calcita e dolomita) de 85 a 92%, predominantemente mármore calcíticos, tendo com acessório, tendo com acessórios o grafita (<4%), quartzo («2%), e minerais opacos («1%) e feldspato («1%) e os demais minerais (diopsídio, tremolita, muscovita, biotita, flogopita, talco, escapolita, plagioclásio, feldspato), alanita, titanita, serpentina, entre outros. É classificado como mármore calcítico. Em alguns locais, os mármore estão bastante intemperizados, ou coberto por rejeitos da própria exploração ou protegido por cercas, ou coberto por vegetação arbustiva dificultando o acesso e uma melhor representatividade na amostragem. Coletou-se apenas 20 amostras; destas somente nove foram estudadas petrograficamente (tabela 4.1).

Associação Mineral:

calcita±dolomita+diopsídio±tremolita+quartzo+grafita+muscovita+flogopita+ minerais opacos.

Nome da Rocha: Calcita mármore.

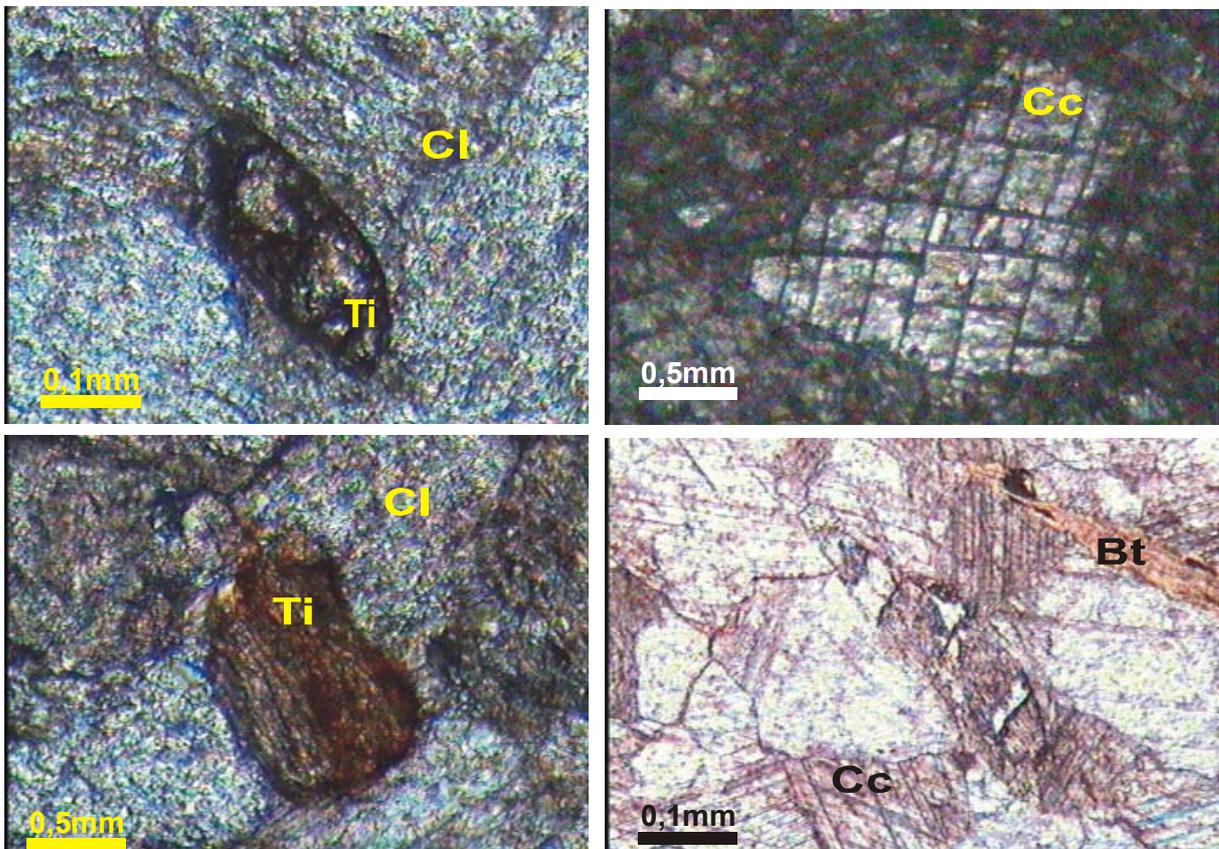
Tabela 4.1- Associação mineral de amostras representativas do perfil MAND.

Nº de Campo Mineralogia (%)	Associação Mineral																		
	cc	do	tr	di	qz	pl	ms	flo	cl	gft	esc	fost	tc	ap	al	serp	tit	op	
MAND-01	X	X		X	X					X									X
MAND-02	X			X	X		X			X									X
MAND-03	X	X	X				X			X	X		X						X
MAND-04	X		X	X				X			X	X	X						X
MAND-05	X	X	X		X	X			X					X					X
MAND-06	X			X				X		X	X		X		X	X			
MAND-07	X		X		X	X	X	X					X	X		X			
MAND-08	X	X	X	X		X		X							X		X	X	
MAND-09	X		X	X	X	X	X												X

Legendas: cc=calcita, di= diopsídio, qz= quartzo, ms=muscovita, fl=flogopita, gft=grafita, op=minerais opacos, do= dolomita, escp=escapolita, tc=talco, pl= plagioclásio, tr=tremolita, cl=clorita, apt=apatita, tit=titanita, anf=anfíbólio, serp=serpentina, feld=feldspato, fost=fosterita. Serpentina, muscovita, quartzo, feldspatos (plagioclásio e/ou microclina), anfíbólios, titanita e cloritóide são assimiladas das encaixantes metapelíticas. Talco, clorita e escapolita são derivadas de metamorfismo incipiente tardio. Tremolita ocorre com o metamorfismo na fácies anfíbolito baixo e diopsídio ocorre na fácies anfíbolito médio.

• **Descrição Geral das Amostras:**

Os mármore apresentam-se bandados, com alternância de cores cinza clara e branca, avermelhado ou alaranjado (característica de intemperismo/oxidação), com granulação média a fina e foliação milonítica. Apresentam inclusões orientadas de grafita, flogopita, muscovita, titanita, plagioclásio, biotita, granada e quartzo nos planos de clivagem e microfissuras (fotomicrografia 4.1).



Fotomicrografia 4.1- Minerais que ocorrem no mármore da lente Mandassaia. (a) MAND 02- Cristais de clorita em matriz alterada (objetiva com aumento de 20x) (b) Calcita na amostra MAND 07. ((c) grão de zircão em matriz de clorita da lente MAND 09 e (d) calcita na amostra MAND 09, com clivagem distinta). Legenda: cc=calcita; cl=clorita; ti=titanita; bi=biotita.

A calcita (fotomicrografia 4.1b) ocorre com granulometria variada, predominando textura granoblástica, formando a matriz da rocha. Cristais idioblásticos mostram dois planos de clivagem paralelos às faces romboédricas dos mesmos, por vezes exibem planos de geminação polissintética. Muitos dos cristais, deformados, apresentam trama de forma e feições de microcisalhamento entre os planos de geminação. Venulações de calcita paralelas à foliação da rocha foram observadas. Já a dolomita, observada em determinadas amostras, desenvolve textura em mosaico poligonal.

O diopsídio, geralmente incolor, exibe cores de retardo de terceira ordem e geminação polissintética. A tremolita também incolor, por vezes mostra hábito fibroso e inclusões de opacos. Os minerais opacos (pirita, grafita, óxidos de Fe) comumente acompanham a foliação da rocha (milonítica). A muscovita orienta-se geralmente segundo a foliação do mármore, dando uma boa orientação na rocha. A clorita (fotomicrografia 4.1a) é orientada. O quartzo apresenta uma orientação preferencial e provavelmente assimilada das encaixantes. O plagioclásio é xenoblástico, enquanto o talco e a clorita sucedem como minerais secundários, produzidos a partir de metassomatismo incipiente que agiu sobre os mesmos.

4.2.2- Lente de mármore Olho D'Água de Baraúna de Gravatá (ODGRAVE)

Localizada na Fazenda Olho D'Água de Baraúna de Gravatá, sendo explotada da forma semi-mecanizada. Divide-se em duas lentes paralelas que ficam no centro da área de concessão de lavras: Na primeira lente, o mármore apresenta cores cinza a branca, com grãos variando de 1 a 3mm, duro, com palhetas de grafita e flogopita. E na segunda lente, ocorre um mármore branco, aparecem bolsões de mármore cinza inseridos na lente; tem granulação fina a média e é extremamente puro, predominando o tipo calcítico. Com estas características, é especialmente utilizado para a fabricação de cal. Foram coletadas 40 amostras, eliminando as que estavam em contato imediato aos bolsões de paragnaisse e micaxistos que apresentavam maior alteração, consideradas inadequadas para estudos de quimiestratigrafia isotópica, gerando imprecisões analíticas.

Nesta lente com coordenadas 7°37'07"S e 36°04'37"W e 364m, observaram-se pontos com grau de alteração que pode ser identificado pela carbonatação e sericitização intensas. As injeções subverticais de migmatitos estão encaixadas em fraturas com predominância de direção N60E e N40E, cujos contatos são abruptos, mas também existem injeções subhorizontais em menor número, cujos contatos são difusos, reativos com o mármore, porém de pouca extensão (visível de 3-5m de comprimento por 0,4-1m de espessura). Também é observadas intercalações nas camadas de mármore a presença de metapelitos, indicando passagem gradativa durante a sedimentação. Nestes metapelitos ocorrem as associações: granada, sillimanita, biotita e quartzo.

O mármore é constituído por calcita (>96%) é calcítico com mica, diopsídio, feldspatos e sulfetos Acessórios caracterizados por de <1% de quartzo, feldspato, diopsídio, sulfetos, minerais opacos («1%) e mica branca, sulfetos (<4%) e hidróxidos de ferro («1%). De modo geral, o mármore consiste numa associação de carbonatos (calcita e dolomita), diopsídio, tremolita, flogopita, grafita e minerais opacos. Macroscopicamente, A rocha apresenta-se cinza a esbranquiçado, às vezes com regiões escuras, esverdeadas e rosadas, devido à alteração de minerais como flogopita, tremolita e granada. Textura é granoblástica média a grossa, com estrutura variando de maciça a

foliada (com orientação NE) localizadas ao longo das falhas ou zonas de cisalhamento, por vezes bandadas pela alternância das encaixantes. As associações minerais observadas em micropetrografia sob microscópio ótico são: carbonatos (calcita e dolomita) perfazem um percentual variando de 85 a 92 e o restante é constituído com os demais minerais (diopsídio, tremolita, quartzo, muscovita, biotita, flogopita, minerais opacos (pirita) talco, grafita escapolita, plagioclásio (feldspato), alanita, titanita, serpentina, entre outros.

Associação Mineral:

calcita+grafita+quartzo+tremolita+feldspato+flogopita+diopsídio+escapolita+fosterita.

Nome da Rocha: Calcita mármore.

Descrição Geral das Amostras:

De maneira geral, as amostras apresentam calcitas em torno de 92%, tremolita e diopsídio, grafita, muscovita, flogopita, quartzo, feldspatos (plagioclásio), titanita e minerais opacos (pirita) e clorita, como mostra a Tabela 4.2. A composição mineralógica deste perfil permite classificá-lo como mármore calcítico. A dolomita, presente em algumas amostras, apresenta poucas proporções, a ponto de não ter grande expressividade na lente. De maneira geral, a textura é granoblástica, por vezes granolepidoblástica. Apresentam cor cinza clara, com alguns níveis amarelados.

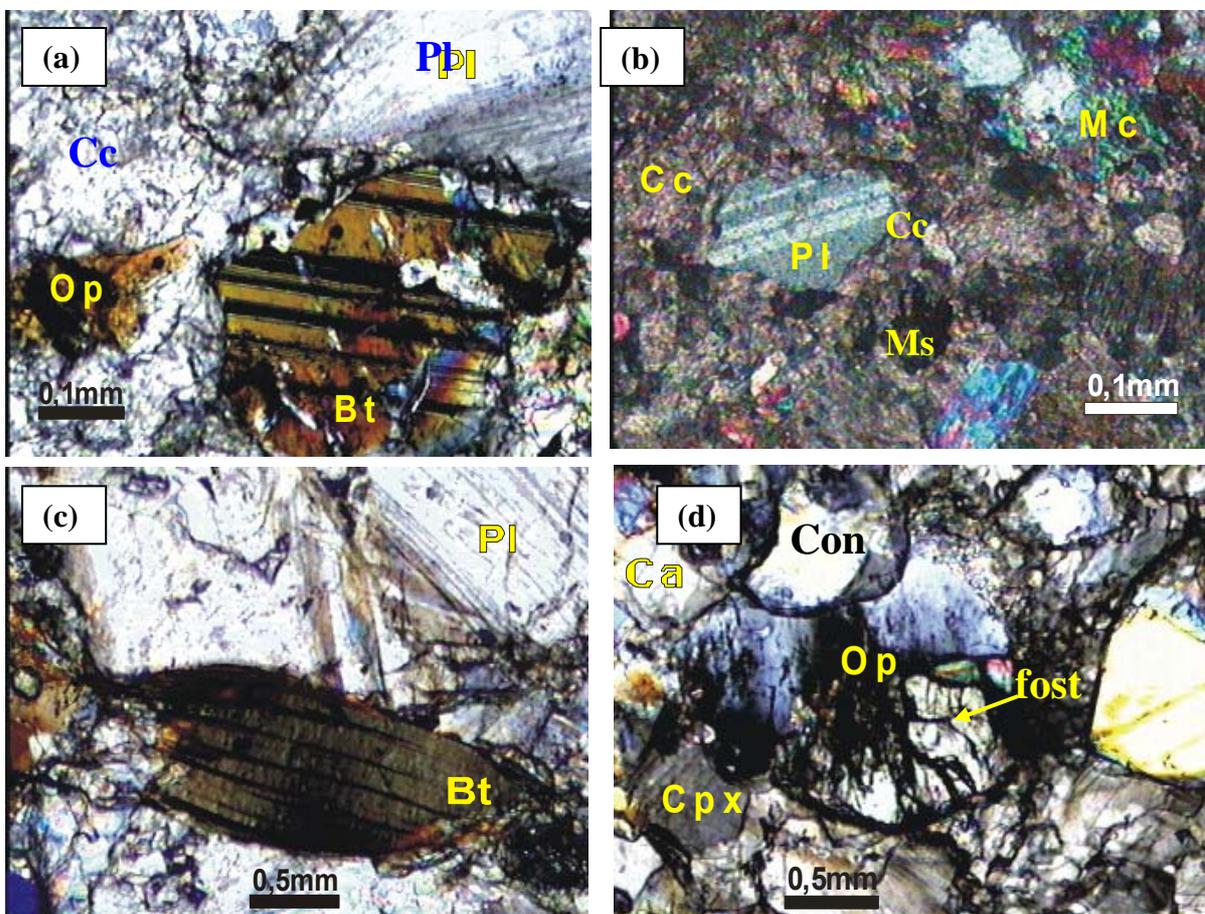
Tabela 4.2- Associação mineral de amostras representativas do perfil ODGRAVE.

Nº de Campo	Associação Mineral																			
	cc	do	tr	di	qz	pl	ms	flo	bt	clt	gft	esc	cond	fost	tc	apt	epi	tit	op	
ODGRAVE-01	x	x	x	x	x	x		x			x							x	x	
ODGRAVE-02	x	x	x	x					x		x	x		x					x	
ODGRAVE-08	x	x		x		x			x		x	x	x						x	
ODGRAVE-10	x	x	x	x	x		x	x			x								x	
ODGRAVE-13	x	x	x	x	x	x	x				x	x							x	
ODGRAVE-14	x	x	x	x	x	x	x				x	x							x	
ODGRAVE-15	x	x		x	x	x			x	x	x								x	x
ODGRAVE-16	x	x		x	x	x	x	x			x							x	x	
ODGRAVE-17	x	x	x	x	x	x					x					x			x	
ODGRAVE-18	x	x	x	x	x	x		x			x								x	
ODGRAVE-19	x	x		x	x		x		x		x			x						
ODGRAVE-20	x	x			x		x		x		x			x					x	
ODGRAVE-21	x					x	x							x		x			x	
ODGRAVE-22	x			x		x	x				x		x						x	
ODGRAVE-23	x	x	x			x	x				x								x	
ODGRAVE-24	x	x	x		x	x		x						x					x	
ODGRAVE-25	x	x	x		x	x	x				x				x				x	

Legendas: cc=calcita, tr=tremolita, di= diopsídio, ms=muscovita, gft=grafita, qz=quartzo, fl=flogopita, escp=escapolita, anf=anfíbólio, bt= biotita, pl= plagioclásio, tit=titanita, clt- cloritóide, pi= pirita, epi= epidoto, do= dolomita, mb= mica branca, op=minerais opacos, tc=talco, con= crondrodita, fost=fosterita. Muscovita, quartzo, plagioclásio, anfíbólios, titanita e cloritóide são assimiladas das encaixantes metapelíticas. Tremolita ocorre no metamorfismo de fácies anfíbolito baixo, e diopsídio ocorre onde o metamorfismo atingiu a fácies anfíbolito médio.

A calcita não apresenta orientação preferencial e às vezes é fortemente recristalizada. Contêm inclusões de muscovita, titanita, minerais opacos e quartzo. O quartzo forma agregados, às vezes paralelos à foliação principal. O mesmo ocorre com o feldspato (plagioclásio). A flogopita é

lamelar e às vezes torna-se esquelética, face à substituição por tremolita, calcita e quartzo. A muscovita pode ser ripiforme e esquelética. O plagioclásio sofre saussuritização. A tremolita é idioblástica a hipidioblástica, ripiforme e esquelética sem orientação preferencial e o diopsídio é granoblástico, incolor com geminação polissintética.



Fotomicrografia 4.2- Minerais que ocorrem na lente de mármore olho d'água de Baraúna (a) ODGRAVE 02, com biotita no mármore (b) ODGRAVE 02 Cristais de plagioclásio, mica branca e calcita (objetiva com aumento de 20x) (c) ODGRAVE 08 Cristais de biotita na matriz de calcita (objetiva com aumento de 4x) e (d) ODGRAVE 17 Cristais de forsterita, calcita, clinopiroxênio e minerais opacos (objetiva com aumento de 4X). Legenda: bt=biotita; cc=calcita; cpx=clinopiroxênio; do=dolomita; mc=mica, op=minerais opacos; pl=plagioclásio, con=crondroita.

4.2.3- Lente de mármore Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)

Esta lente localiza-se na Fazenda Santo Antônio de Gravatá. Apresenta composição similar à da lente de mármore ODGRAVE, provavelmente as duas são representantes de uma única lente, separadas pelas encaixantes. Uma importante característica deste mármore é o forte odor de enxofre que libera ao ser fragmentado, provavelmente pelo elevado teor de pirita, cuja alteração inicia-se geralmente pela oxidação para sulfato e para hidróxidos de ferro (Deer *et al.* 1996). Apresenta cor cinza a esbranquiçada, textura homogênea a granoblástica, levemente orientada (foliação subvertical para 20Az) e granulação fina a grossa e com coordenadas 7°39'23"S e 36°56'37"W e 368m),

O mármore apresenta intercalações de rochas calcio-silicáticas. É duro, compacto e em alguns pontos da lente, ocorrem como porfiroblastos de calcita e em algumas amostras ocorrem pontos submilimétricas amarelado os avermelhados de sulfetos (pirita). De forma geral, a rocha apresenta texturas de metamorfismo dinâmico, mortar e porfiroblástica, protomilonítica a milonítica, com fragmentação expressiva. Mineralogicamente predomina a calcita, embora também ocorra a

dolomita; como acessório apresenta anfibólio, micas, minerais opacos e ainda ocorre a fibrolita orientada segundo o plano axial das dobras. Foram coletadas em torno de 30 amostras seguindo o empilhamento estratigráfico; a partir de análises isotópicas selecionaram-se amostras mais representativas para micropetrografia como mostra a Tabela 4.3. O mármore é calcítico.

Tabela 4.3- Associação mineral de amostras representativas do perfil SAGRAVE.

Nº de Campo Mineralogia (%)	Associação Mineral																		
	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	fl	bt	cl	gft	esc	fost	tc	apt	ala	tit	op
SAGRAVE 03	x		x		x		x						x		x				x
SAGRAVE 04	x			x	x		x	x						x					x
SAGRAVE 05	x	x			x		x					x				x			
SAGRAVE 06	x	x	x	x		x	x	x	x			x					x	x	
SAGRAVE 07	x	x		x	x	x	x			x	x	x							x
SAGRAVE 08	x	x	x	x	x	x	x							x		x			
SAGRAVE 09	x	x	x	x	x									x		x		x	
SAGRAVE 12	x	x	x	x			x			x			x						x
SAGRAVE 13	x	x	x	x	x		x		x		x				x			x	x
SAGRAVE 14	x	x	x	x								x				x			
SAGRAVE 15	x	x	x	x	x			x	x		x		x						

Legendas: cc=calcita, qz=quartzo, pl=plagioclásio, op=minerais opacos, ms=muscovita, gft=grafita, tr=tremolita, mcr=microclina, cl= clorita, do= dolomita, di= diopsídio, tit=titanita, fl=flogopita, apa=apatita, ala=alanita, fost=forsterita. Muscovita, quartzo, feldspatos (plagioclásio e/ou microclina) e titanita são assimilados das encaixantes e metapelíticas. Tremolita ocorre onde o metamorfismo atingiu fácies anfíbolito baixo e diopsídio, onde ocorre à fácies anfíbolito médio.

Associação Mineral:

calcita±dolomita±diopsídio±tremolita+grafita+quartzo+anfíbólio+feldspato+flogopita+escapolita+clorita+muscovita+titanita+biotita+serpentina+pirita.

Nome da Rocha: Mármore calcítico.

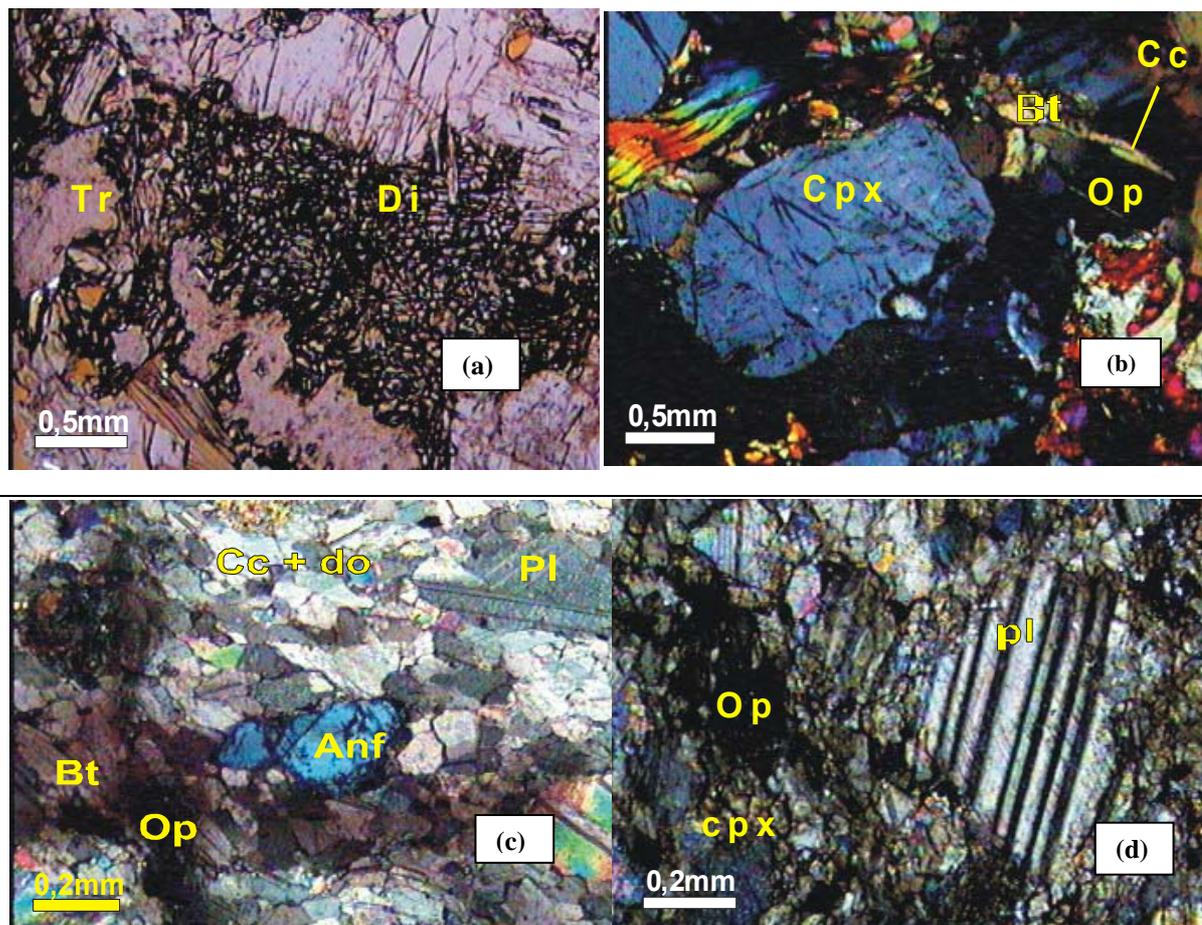
• Descrição Geral das Amostras:

De maneira geral, observa-se que a composição mineral (tabela 4.3) é constituída principalmente por calcita (mármore calcítico) e dolomita (mármore dolomítico) em menor proporção. Num total de 14 amostras analisadas petrograficamente, observa-se apresenta em sua constituição: calcita e dolomita (>96%)- típico de mármore calcítico. Observam-se ainda, outros minerais como tremolita, diopsídio, grafita, sulfetos (pirita) e como acessórios: quartzo, feldspato tipo microclina e plagioclásio, titanita, mica branca, biotita, minerais opacos, flogopita, clorita, escapolita e serpentina. De maneira geral, estes perfazem um percentual modal de «1 a >1%.

A calcita mostra um movimento dextral, face ao cisalhamento simples, que permitiu a geração de níveis contínuos de forma fina e recristalizada. Esta calcita define a foliação que circunda os blastos na forma de “augen”. As inclusões de muscovita, feldspato, quartzo e minerais opacos se desenvolvem ao longo das microfissuras.

As micas sucedem sob a forma de porfiroblastos sem orientação preferencial, ou como agregados de pequenos cristais xenomórficos orientados na rocha. O quartzo é xenoblástico e ocorre de forma isolada ou em interstícios de grãos. O diopsídio é xenoblástico, com textura esquelética. O plagioclásio é, em geral, levemente saussuritizado/sericitizado e sem orientação preferencial. A muscovita, responsável pela orientação incipiente da rocha, está associada aos agregados

xenomórficos de minerais opacos. Estes também podem estar associados à titanita (magnetita titanífera). A tremolita ocorre ora em agregados, ora esqueletiforme, quando substitui a calcita.



Fotomicrografia 4.3- (a) SAGRAVE 17. Diopsídio com tremolita associada (objetiva com aumento de 4 X) (b) SAGRAVE 17 Cristais de biotita, dolomita, flogopita e minerais opacos, circundando blasto de calcita (objetiva com aumento de 4 X) (c) SAGRAVE 08 Cristais de anfibólio, minerais opacos, plagioclásio, biotita inseridos na matriz de calcita e dolomita (objetiva com aumento de 10 X) (d) SAGRAVE 18- Cristais de plagioclásio, clinopiroxênio (diopsídio), minerais opacos na matriz calcita e dolomita. Legenda: anf=anfibólio; bt=biotita; cc=calcita; cpx=clinopiroxênio; do=dolomita; mc=mica branca, op=minerais opacos; pl=plagioclásio, Di=diopsídio; Tr=tremolita.

4.3-LENTE DE MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

As lentes de mármore da Folha Surubim localizam-se precisamente entre o Município de Vertente do Lério (PE) e Santa Cecília (PB) e são consideradas como uma das principais minas de produção de calcário do Estado de Pernambuco. Os perfis representam pedreiras em franca atividade mineradora, cuja exploração é voltada principalmente á produção para a indústria de construção civil e agro-indústria (especialmente na produção de corretivos de solos), O primeiro perfil aqui discutido é de Vertente do Lério ou VLPG; e o segundo encontra-se próximo à cidade de Santa Cecília (limite Pernambuco-Paraíba), na pedreira denominada como Zé do Moura (VLPM).

4.3.1- Perfil Vertente do Lério (VLPG)

O mármore encontra-se associado a rochas calciosilicáticas e apresenta como impurezas macroscópicas: grafita e flogopita. Embora predomine a cor branca, há bandamento de cores alternadas (cinza, branco e alaranjado), sendo bastante recristalizado e apresenta intercalações de

até um metro de níveis mais silicáticas. Na lente pode se observar uma camada bem definida deslocadas por falhas (gravidade) que a quebraram e que servem como horizonte guia. Encontram-se também dobradas com eixos com direção E-W. As dobras são: sinclinal, de eixo horizontal, e de arrasto, com distensão e compressão, indicando que provavelmente, houve um forte encurtamento formando inúmeras dobras em forma de "S", com pouca amplitude. O mármore é fino, branco a cinza, homogêneo, compacto com aspecto granoblástico e granulação média a fina, possuindo um fraco estiramento dos cristais, proporcionando à rocha uma orientação incipiente com alguns pontos avermelhados e submilimétricos indicando a presença de hidróxidos de ferro.

No mármore observam-se deformações e dobramentos ao longo do perfil (coordenadas 7°46'16"S e 35°51'39"W e 487m). Observam-se no afloramento uma zona de cisalhamento com foliação inclinada, o bloco à direita da ZC tem foliação/acamamento sub-horizontal e o da esquerda tem mergulho acentuado. No centro, o mármore é puro, contudo, nas bordas, nas proximidades do contato com os metapelitos a composição mineralógica é mais variada e rica em minerais cálcio-silicáticos (hornblenda, tremolita-actinolita e alguns epidotos).

A formação de minerais cálcio-silicáticos provavelmente é derivada das reações entre fluidos silicáticos, proveniente do metapelito e o mármore. No mármore é ainda possível observar, bandamento primário, proveniente da estratificação e o desenvolvimento de textura essencialmente granoblástica, caracterizada pela forte recristalização estática. Observa-se que as mesmas apresentam orientações pouco visíveis, e manchas pontuais amareladas a avermelhadas e granulação fina a média, com um sistema de crenulações submilimétricas, provavelmente de carbonato recristalizado e com elevada xistosidade e ligeiramente foliada. Foram coletadas 40 amostras do perfil de Vertente do Lério (VLPG), das quais 28 amostras foram selecionadas para estudos micropetrográficos.

• **Descrição das Amostras:**

O mármore apresenta porções homogêneas, compactas, com fina granulação, com cores variando de branco a cinza, e alterna com porções de aspecto granoblástico, com granulação média a grossa, possuindo um fraco estiramento dos cristais, proporcionando à rocha uma orientação incipiente com alguns pontos avermelhados e submilimétrico indicando a presença de hidróxidos de ferro. A rocha desenvolve textura essencialmente granoblástica, caracterizada pela forte recristalização. Sua mineralogia pode ser vista na Tabela 4.4.

Observam-se na maioria das amostras orientações pouco visíveis manchas pontuais de tons amarelo a vermelho e granulação fina a média, com um sistema de crenulações submilimétricas, provavelmente de carbonato recristalizado e com elevada xistosidade e ligeiramente foliada. É constituída principalmente por calcita e dolomita (85-93%), predomina o mármore dolomítico neste perfil. Os minerais acessórios são grafita (4%), muscovita (>2%), feldspato (>1%), clorita («1%) e quartzo (<1%), diopsídio (<1%), (1%), minerais opacos (pirita<1%), quartzo (>1%), tremolita (1%), titanita (1%), epidoto («1%), zircão («1%) minerais opacos (<1%). Os minerais comumente observados é pirita e grafita em todo perfil, provavelmente formados primariamente durante a deposição, característicos de ambiente redutor e da matéria orgânica, respectivamente, e/ou durante a diagênese. A deformação observada nesta localidade é de regime rúptil. Os minerais

acessórios são tremolita, grafita, muscovita, feldspato, clorita, quartzo, minerais opacos (pirita e hidróxido ferro), quartzo, tremolita, titanita, epidoto, zircão. Apresentam ainda, inclusões de tremolita conforme Tabela 4.4. Também, ocorre em algumas amostras microfissuras, com freqüente preenchimento de calcita recristalizada, tornando os blastos de calcita esqueletiformes. A recristalização se caracteriza por duas gerações de calcita e o próprio arranjo em mosaico poligonal com ponto triplo. É comum na rocha, inclusões principalmente de grafita, embora ocorra em menor proporção quartzo, minerais opacos, titanita, tremolita, muscovita, e feldspato.

Tabela 4.4- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPG.

Nº de Campo	Associação Mineral																					
	Mineraloa (%)	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	flo	bt	clt	gft	esc	fost	tc	apt	ala	tit	zr	op	
VLPG-01	x	x		x	x			x	x													x
VLPG-03	x	x	x						x				x		x							x
VLPG-04	x	x	x	x					x	x							x					x
VLPG-05	x	x	x				x			x			x									x
VLPG-06	x	x	x							x		x						x				x
VLPG-07	x	x	x	x	x			x					x									x
VLPG-10	x	x	x					x	x		x		x				x					
VLPG-11	x	x	x		x	x	x	x	x		x		x									
VLPG-12	x	x	x	x				x	x		x											x
VLPG-13	x	x	x						x				x				x		x			
VLPG-14	x	x	x	x	x			x	x				x								x	
VLPG-15	x	x	x	x	x				x				x								x	x
VLPG-16	x	x	x	x	x			x	x		x		x			x						x
VLPG-17	x	x	x	x	x			x		x				x								x
VLPG-18	x	x	x	x	x	x			x	x												x
VLPG-19	x	x	x		x			x	x								x		x			x
VLPG-20	x	x	x						x	x					x	x						x
VLPG-21	x	x	x		x				x				x			x		x			x	x
VLPG-22	x	x	x	x					x			x	x		x					x		x
VLPG-24	x	x	x	x	x				x								x					x
VLPG-26	x	x	x		x			x	x	x			x								x	
VLPG-27	x	x	x		x			x	x							x	x					x
VLPG-28	x	x		x				x		x			x		x							x

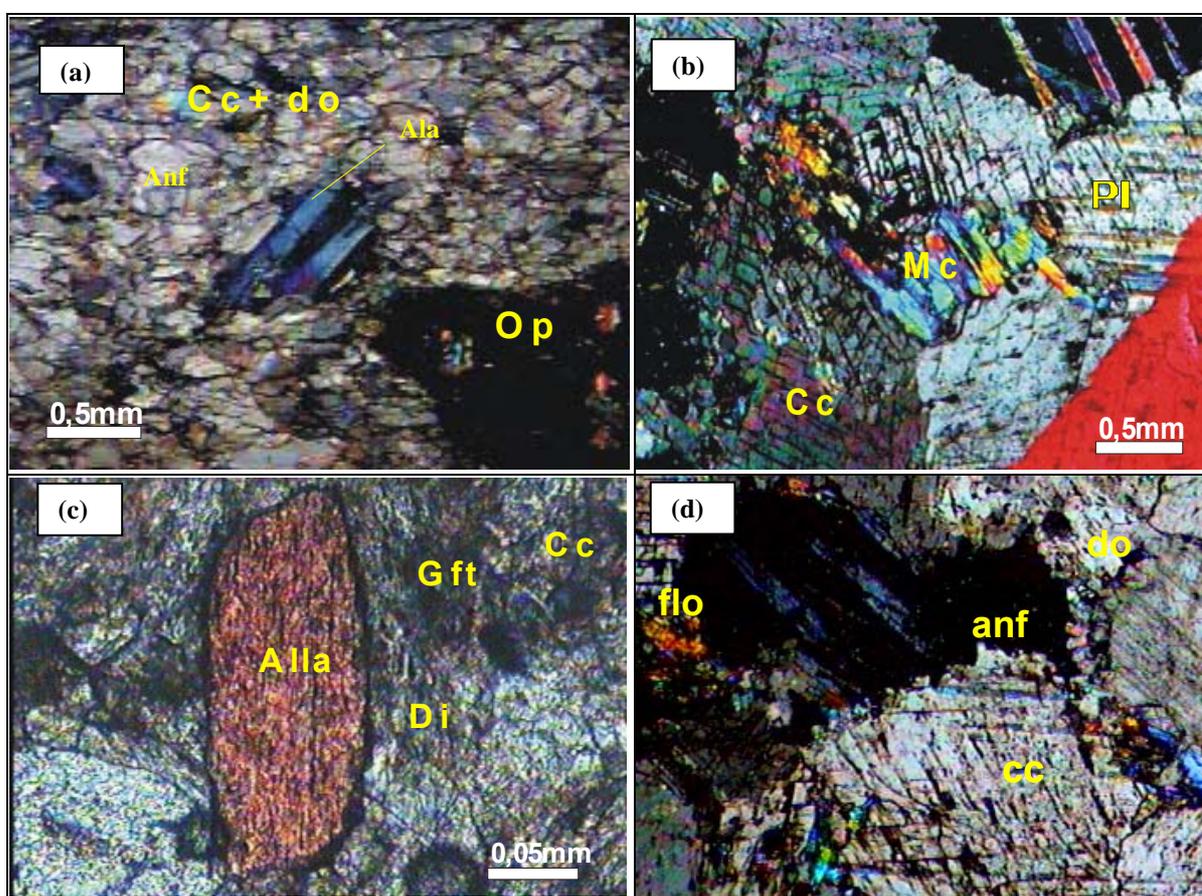
Legendas: cc=calcita, qz=quartzo, ms=muscovita, fl=flogopita, gft=grafita, escp=escapolita, op=minerais opacos, tc=talco, tit=titanita, fl=feldspato, cpx=clinopiroxênio, anf=anfíbólio, apt=apatita, ala=allanita, con= crondrodita. tr=tremolita, di= diopsídio, serpentina, pl=plagioclásio, fost=forsterita. Talco, clorita e escapolita são derivadas de metassomatismo incipiente tardio. Tremolita ocorre com o metamorfismo na fácies anfíbolito baixo e diopsídio ocorre na fácies anfíbolito médio.

A calcita é granoblástica com cristais hipidioblásticos a xenoblásticos, contatos irregulares e retos, sem orientação preferencial, com arranjo granoblástico, sugerindo processos de recristalização estática. Ao longo dos interstícios dos cristais de calcita encontram-se pequenas ripas de muscovita dobradas no plano axial. Em alguns cristais, os planos de geminação estão encurvados, com feições de microcisalhamento e pontualmente ocorrem microdobras abertas, cristais com extinção ondulante e arranjo em “forma de trama”. Observa-se que a deformação provocou estiramento, encurvamento dos planos de clivagem fortemente estirados adquirindo feição sigmoidal com intensa extinção ondulante. Exibe ainda, truncamento nos planos de geminação e encurvamento nos planos de

clivagem face à instalação da foliação sob regime tectônico dúctil.

O quartzo é xenomórfico e em algumas amostras de lâminas exibem muscovita dobrada no plano axial definindo orientação preferencial, ripiforme, forma agregado crenulado com forte extinção ondulante e é responsável pela foliação incipiente da rocha, também ocorre associada a minerais opacos. É comum a presença de flogopita e argilo-minerais indicando elevado estado de alteração.

Os minerais opacos (pirita) ocorrem localmente, como microcristais, às vezes sendo substituídos por hidróxido de ferro. O feldspato ocorre como grãos muito pequenos e alguns cristais alteram-se por processos de saussuritização, às vezes podem formar agregados e substituir a tremolita. Alguns feldspatos aparecem como cristais idiomórficos, inclusos na calcita, outros estão associados à titanita, ocupando os limites de grãos e associados com a titanita, as microfissuras da calcita. Também formam inclusões em calcita e quartzo como agregados pulverizados e associados a minerais opacos (muito pequenos e os maiores estão isolados). Alguns cristais de titanita idiomórfica estão inclusos na calcita (isolados) e nos limites de grãos.



Fotomicrografia 4.4 Amostras do perfil VLPG e (a) anfibólio em matriz de calcita, (b) mica e calcita, (c)- VLPG 27- Cristal de alanita em meio à grafita e diopsídio intersticiais na matriz de calcita (objetiva de aumento de 40X) e (d)- VLPG 18- Cristais de calcita, dolomita, e minerais opacos (pirita), anfibólio (objetiva com aumento de 20 X). Legenda: bt=biotita; cc=calcita; gft=grafita; cpx=clinopiroxênio; do=dolomita; mc=mica branca, pi=pirita subidiomórfica; pl=plagioclásio, com=condrodita, anf=anfibólio.

O plagioclásio apresenta geminação polissintética, alguns ocorrem isolados e localmente mostram processo acelerado de intemperização. Os xenomórficos ocorrem nos limites dos grãos podendo mostrar inclusões de calcita. Os xenoblastos de plagioclásios desenvolvem fraca geminação polissintética, com leve saussuritização e são isolados nos interstícios da rocha formando, raramente,

agregados entre si ou como inclusões em calcita. O hábito lenticular do tipo “augen” é localmente observado face ao estiramento impresso à rocha. O plagioclásio xenomórfico é intersticial com geminação polissintética e identificado como andesina.

O anfibólio pertence à série actinolita-tremolita, freqüentemente incluso na calcita e está associado aos minerais opacos. Estes por sua vez resultam da alteração da actinolita-tremolita. A tremolita aparece localmente, orientada, forma de cristais xenoblásticos, levemente orientada e juntamente com a muscovita define a orientação da rocha. As formas hipidiomórficas a xenomórficas são fortemente substituídas por calcita, onde localmente torna-se esquelética e dactilítica. A calcita pode ser alterada para dolomita por processos diagenéticos e pode ser substituída por quartzo, óxidos de Fe e Mn, ou outros minerais para gerar pseudomorfos após a calcita.

A clorita magnésiana substitui freqüentemente a muscovita, ripiforme, com orientação incipiente. É fibrosa, invariavelmente associada à desestabilização principalmente da associação muscovita/celadonita. Muitas vezes, substitui total e mimeticamente a muscovita por retrometamorfismo. A mica branca ocorre como pequenas palhetas acompanhando a foliação anastomosada e também como inclusões sem orientação na calcita. A muscovita é ripiforme e apenas alguns grãos foram encontrados ao longo dos interstícios, raramente como inclusões, sem orientação preferencial. A muscovita e a tremolita encontram-se numa faixa preferencial na rocha.

O diopsídio ocorre sem orientação preferencial e como inclusões em calcita ou isolado nos interstícios. Pode ser transformado para tremolita e os grãos geralmente inferiores a 0,65mm.

O hidróxido de ferro de tons avermelhados, distribuição localizada e associado à foliação anastomosada. Alguns cristais encontram-se isolados localmente, mostrando processos elevados de oxidação e ocorrem ao longo dos limites dos grãos e da foliação. Alguns grãos apresentam formas quadráticas sugerindo cristais de pirita, idiomórficos a xenomórficos, apresentam-se como inclusões em calcita e tremolita e também na forma intersticial. Os de forma de agregados pulverizados encontram-se entre os limites dos grãos e alguns alterados para hidróxidos de ferro que podem ser remobilizados ao longo dos limites dos grãos e planos de clivagem da tremolita.

Associação Mineral:

calcita+dolomita+tremolita+diopsídio+grafita+quartzo+plagioclásio+mica+clorita+titanita+epidoto+opacos (pirita, grafita, óxidos de Fe).

Nome da rocha: Dolomita mármore granoblástico branco a cinza.

4.3.2- Perfil Zé do Moura (VLPM)

A lente de mármore denominada de **VLPM**, encontra-se na Pedreira Zé do Moura localizada próximo à cidade de Santa Cecília, limite entre PB-PE com coordenadas 7°45'52"S e 35°51'52"W e 528m. Neste local, a lente de mármore apresenta-se dobrada (dobra de arrasto) com forte encurtamento onde ocorrem inúmeras dobras. Apresentam orientações NE-SW, com extensão em torno de quatro quilômetros e largura de 50m. Mostra um nível bem definido de falhas, de gravidade e rejeito, e apresenta dobras apertadas e assimétricas em forma de “S” segundo a direção NE-SW (indicando antifomes a E). No contato é observado alto teor de xistos e cálciossilicatos.

Em outro ponto do afloramento, observam-se um contato gradativo, contendo camadas de mármore intercalados com metapelitos e micaxistos e apresenta cor cinza, homogêneo, textura

granoblástica e granulação fina a grossa. Apresenta bandamento composicional, definido por alternância de camadas brancas e cinzas, provavelmente pela maior presença de minerais opacos (grafita e pirlita). Em alguns locais, ocorram rochas cálcio-silicáticas, embora predomine na lente o tipo de mármore dolomítico e subordinadamente calcítico. Apresenta ainda raros cristais de minerais opacos, quartzo e anfibólio. A presença granulação média a grossa e ocorrem localmente intercalações de micaxistos com bandamento composicional, caracterizado pela alternância de níveis cinza e branca, em algumas áreas da lente.

Estudaram-se petrograficamente 15 amostras que resumidamente apresenta como característica: metacarbonato é cinza, homogêneo, granoblástico e com granulometria fina a grosseira. Destacando-se em algumas amostras pontos submilimétricas amarelados a avermelhada de sulfetos (pirita/calcopirita, pirrotita?). Observações em micropetrografia mostram que as associações minerais (tabela 4.5) são compostas por calcita que varia de 85 a 95% e muscovita (3%). E o restante é constituído com os demais minerais (diopsídio, tremolita, quartzo, muscovita, biotita, flogopita, talco, grafita, escapolita, plagioclásio-feldspato, alanita, titanita, serpentina, entre outros, perfazendo a proporção de «1 a >1%. Sob Foram coletadas somente 15 amostras.

Tabela 4.5- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPM.

Nº de Campo	Associação Mineral																						
	Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	flo	bt	cl	ser	gft	esc	fost	epi	apt	tc	tit	zr	op	
VLPM- 01		X	X		X	X	X	X	X		X	X		X	X	X							X
VLPM- 02		X	X	X	X	X					X									X			X
VLPM- 03		X	X	X				X	X	X			X	X						X			X
VLPM- 04		X	X		X	X			X		X			X		X	X						
VLPM- 05		X	X	X	X	X					X	X								X			X
VLPM- 06		X	X					X	X	X		X		X				X				X	X
VLPM- 07		X	X	X					X			X		X	X		X			X	X		
VLPM- 08		X	X	X	X			X		X	X			X		X	X						X
VLPM- 10		X	X	X	X			X						X	X	X			X	X			X

Legendas: do= dolomita, cc=calcita, tr= tremolita, ms= muscovita, ti= titanita, mi op= minerais opacos, qz=quartzo, bt= biotita, fl=flogopita, pl= plagioclásio, di= diopsídio, tit= titanita, cl= clorita, epi= epidoto, escp=escapolita, op=minerais opacos, tc=talco, tit=titanita, K-fl= feldspato potássico, cpx=clinopiroxênio, anf=anfibólio, apt=apatita, ala=allanita, con= crondrodita. tr=tremolita, di= diopsídio, serpentina, pl=plagioclásio, fost=forsterita. Talco, clorita e escapolita são derivadas de metassomatismo incipiente tardio. Tremolita ocorre com o metamorfismo na fácies anfíbolito baixo e diopsídio ocorre na fácies anfíbolito médio.

Descrição das Amostras:

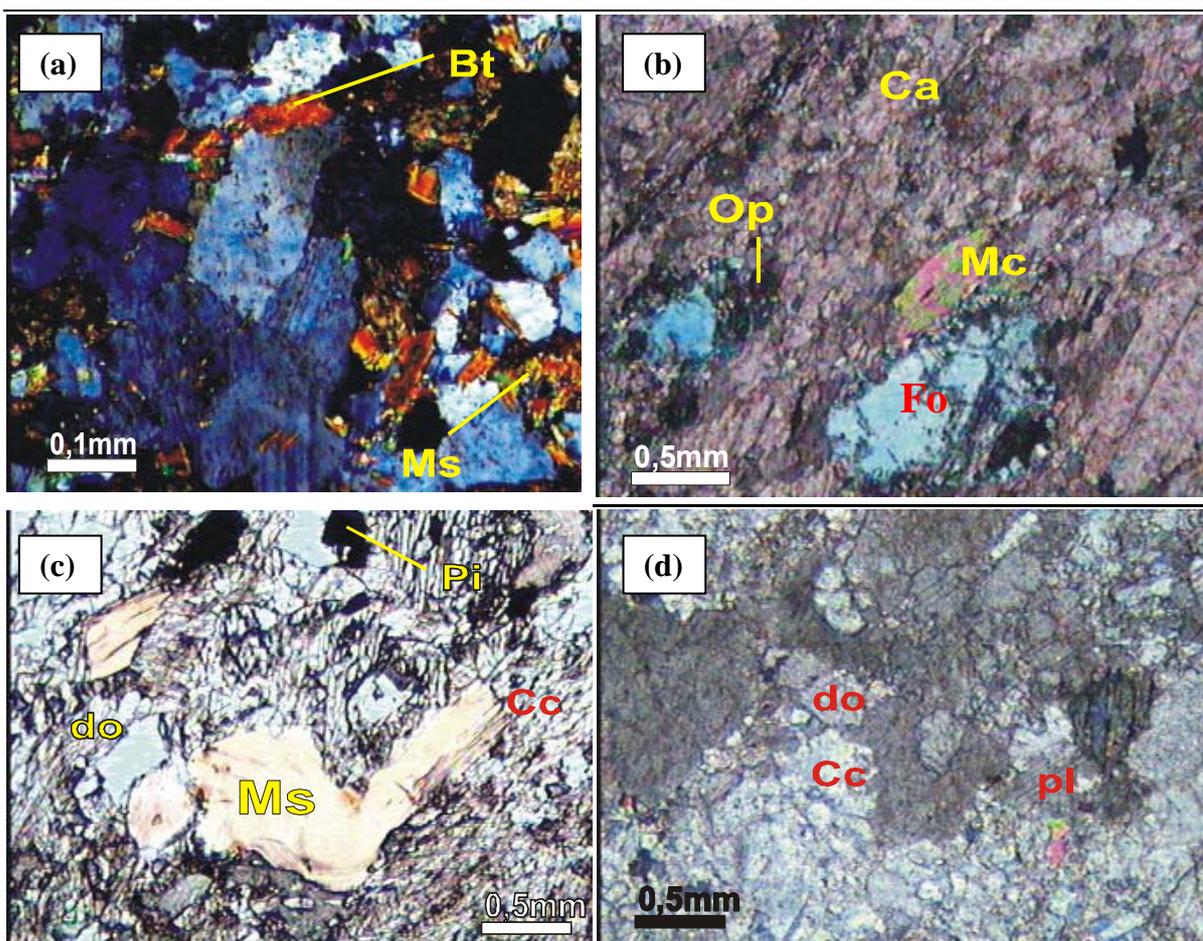
É constituída é essencialmente de dolomita e calcita, além de tremolita, diopsídio, tendo como acessórios muscovita, quartzo, feldspatos, titanita, biotita, flogopita, minerais opacos, epidoto, escapolita. Também se vê fibrolita (silimanita), orientada segundo o plano axial das dobras. O mármore branco é bastante recristalizado com intercalações de mármore impuros. Os cristais de carbonato são visíveis a olho nu, com granulação média a grossa com cristais de dimensões superiores a 3mm de comprimento, duro, compacto. A lente de mármore está orientada no sentido N/S e possui mergulho de aproximadamente 15°E.

O mármore é homogêneo em relação à mineralogia, porém foi observada uma bimodalidade textural ao longo da lente. A cor dominante é cinza clara, embora haja regiões escuras, esverdeadas e brancas e também rosadas, provavelmente determinada pela alteração de minerais como flogopita

e tremolita. A medida que aumenta a profundidade da lavra, a cor branca prevalece. Sua textura é granoblástica médio-grossa com cristais de calcitas variando de 0,3-1cm de diâmetro maior. Localmente possui bandamento composicional descontínuo, marcado pelo alinhamento e concentrações de grafita flogopita e minerais opacos. Apresenta textura sacaroidal (resultante de alterações superficiais de mármore cristalizados), macroscopicamente parece ser puro.

Sua estrutura varia de maciça a foliada com orientação NE, ao longo de zonas de cisalhamentos. A lente de mármore está cortada por inúmeros fraturamento que mostram *trends* preferenciais NW-SE. Nestas zonas de falhas observam-se normalmente a presença das encaixantes. Os contatos são retilíneos, mas também ocorrem difusos. As cores variam de cinza a branca, quando menos alterado, a rosa. Destaca-se em algumas amostras pontos submilimétricas amarelados até avermelhados de sulfetos (pirita/calcopirita, pirrotita?). É composto por calcita e dolomita que varia de 95% e os minerais acessórios são representados por plagioclásio, quartzo, tremolita, minerais opacos, titanita, mica, feldspato.

A calcita é xenoblástica, apresenta com freqüência, inclusões de grafita e minerais opacos numa faixa preferencial da rocha. É freqüente sua associação com muscovita, plagioclásio e quartzo, sem orientação preferencial.



Fotografia 4.5 Mármore do perfil VLPM. Fotografias obtidas (a)- VLPM 02- cristais de muscovita e plagioclásio em matriz de calcita (objetiva com aumento de 20X), (b)- VLPM 04- cristais de forsterita, mica branca, calcita e minerais opacos (objetiva com aumento de 4X), (c) Flogopita, muscovita, dolomita e pirita no mármore e (d) mármore exibe dolomita e calcita como principais componentes, em meio aos quais ocorre ainda mineral opaco e grafita. Legenda: bt=biotita; cc=calcita; cpx=clinopiroxênio; fl=flogopita, do=dolomita; ms=muscovita, op=minerais opacos; pl=plagioclásio.

A muscovita é xenoblástica, com forte extinção ondulante, ripiforme às vezes esqueletiforme. Frequentemente é substituída por clorita (cristalização mimética e às vezes radial) em face de retrometamorfismo. A biotita de textura crenulada (deformada), às vezes orientada em faixas. O quartzo é xenoblástico e intersticial, geralmente de tamanho inferior a 4,5 mm. Encontram-se como cristais globulares isolados nas inclusões em calcita e localmente forma agregados com recristalização dinâmica associada com calcita intersticial recristalizada. A flogopita é ripiforme e pode formar agregados fluxosos entre si e com a tremolita. Observa-se com frequência sua substituição por hidróxido de ferro e minerais opacos xenomórficos em face de retrometamorfismo principalmente. A clorita, possivelmente clinocloro é fibrosa, orientada e às vezes é substituída por hidróxido de ferro significando sua participação ativa na neocristalização da tremolita e plagioclásio.

Alguns grãos de quartzo são encontrados ao longo das microzonas de deformação, associados à tremolita, mica e calcita. Cristalizou-se associado à mica, diopsídio e tremolita nos limites dos grãos. Localmente mostra inclusões ripiformes de mica branca, além de calcita.

A tremolita é idioblástica a xenoblástica, prismática nos interstícios e globular (nas inclusões em calcita) a ripiforme. Ocorre pontualmente e em extremidades simplectítica e com inclusões de calcita (globular) e de plagioclásio e não é orientada. Os grãos não ultrapassam 1,0mm. Mostra íntima relação de crescimento com diopsídio e plagioclásio. Em geral é orientada, e possivelmente substituída por diopsídio sob metamorfismo progressivo. A retrometamorfismo mesmo em temperaturas altas (fácies anfíbolito inferior/xisto verde superior) se deu pela sua substituição por minerais opacos e calcita. O diopsídio é hipidioblástico, às vezes globular, granulação inferior a 0,3mm e ocorre como inclusões em calcita na forma intergranular. É indicador de condições de médio a alto grau metamórfico, com temperaturas em torno de 600 a 650°C (fácies anfíbolito médio a alto).

O clinopiroxênio, grãos inferiores a 1,0mm, pertence à série diopsídio-hedenbergita (salita). É xenoblástico a hipidioblástico, sem orientação preferencial, possui inclusões de minerais opacos, titanita e plagioclásio saussuritizado. Com frequência, suas clivagens são preenchidas por minerais opacos, calcita e titanita recristalizadas, em face de retrometamorfismo. O metamorfismo progressivo (fácies anfíbolito superior) se caracteriza pelo consumo de tremolita ripiforme e calcita.

O plagioclásio é xenoblástico a hipidioblástico, raramente mostra geminação polissintética e geralmente sofre saussuritização face aos efeitos hidrotermais no fácies xisto verde. Foi observado em pouca quantidade nas amostras e ocorre como agregado ligeiramente saussuritizado, encontrado nos interstícios dos minerais, associado com muscovita.

Os minerais opacos são xenomórficos a hipidiomórficos, podem estar associados à desestabilização do anfíbólio e clinopiroxênio por retrometamorfismo. Além das inclusões em calcita, podem ocupar as clivagens desta e serem aciculares, orientados paralelamente ao anfíbólio e mica. A presença de alguns grãos com feição quadrado-isométrica sugere a presença de pirita.

Associação mineral:

calcita+dolomita+tremolita+diopsídio+grafita+quartzo+plagioclásio+mica+clorita+titanita+talco+pirita.

Nome da rocha: Dolomita mármore.

4.4-CONCLUSÕES PARCIAIS SOBRE OS MÁRMORES DO CCS

Considera-se que os mármore da Folha Caruaru, com predomínio do tipo calcítico, de maneira geral, possuem cristalização fina e homogênea de calcita, ao contrário dos mármore dolomíticos de Surubim que possuem cristalização médio-grossa e heterogênea. Neste caso, a cor da rocha também pode ser usada como guia prospectivo com finalidade industrial (construção civil e agro-indústria). Também é importante frisar a dicotomia quanto à sua caracterização química, como reflexo de sua coloração: mármore dolomíticos apresentam cor castanha e os calcíticos são cinza escuro azulado. Esta variação de cor deve-se aos cristais de dolomita possuir granulação maior, originando uma porosidade secundária, maior densidade e estrutura cristalina mais compacta em relação à calcita, o que implica no aumento de volume dos poros da rocha (Shinn 1998).

De acordo com Hatch & Rastall (1952) a dolomitização secundária pode ser gerada por processo de percolação de fluidos em zonas de fraqueza estrutural. Neste processo houve o rompimento dos grãos de calcita nos mármore calcíticos e o CaO foi substituído pelo MgO, recristalizando como dolomita. Inicialmente houve a cristalização dos clastos, e em uma fase mais tardia, com pressão menor, a cristalização da matriz. Posteriormente, em outra fase, houve a cristalização das calcitas nas fraturas por processos de percolação de águas superficiais. A dolomitização foi posterior à geração dos mármore calcíticos. A hipótese dos mármore dolomíticos terem sido gerados por processos de dolomitização primária é descartada pelo fato de nenhum dos modelos apresentados por Tucker (1990) se enquadrarem. O fator determinante para a caracterização da condição de dolomitização secundária é que as frentes dolomíticas estão em contato abrupto, apresentam composição química distinta e são balizadas por sistemas de fraturas em relação às frentes calcíticas.



CAPITULO V-PETROGRAFIA COMPARADA DAS LENTES DA UNIDADE COMPLEXO CAROALINA SURUBIM EM FUNÇÃO DA CATODOLUMINESCÊNCIA

5.1- APRESENTAÇÃO

A aplicação de catodoluminescência (CL) no estudo dos mármore abre uma nova possibilidade de entendimento dos processos envolvidos na formação dos mesmos. Esta técnica permite identificar texturas e associações minerais resultantes do metamorfismo e processos precursores envolvidos em sua formação. O método baseia-se na incidência de feixes de elétrons sobre a seção delgada. É possível identificar nos minerais/rochas analisados as relações texturais, refletidas pela luminescência, decorrente das alterações na composição química inicial. Estruturas resultantes destes processos corroboram com a identificação em outros estudos petrográficos. Este capítulo objetiva mostrar a relação desta técnica com os demais procedimentos analíticos (petrografia, geoquímica, isótopos) na caracterização dos dados litológicos e petrográficos descritos no Capítulo IV das seqüências de mármore do Complexo Caroolina-Surubim-PE.

5.2- CATODOLUMINESCÊNCIA- EMBASAMENTO TEÓRICO

A análise por catodoluminescência (CL) no estudo de carbonatos permite identificar siliciclástico e argilo-minerais, presentes nas fraturas e porosidades das rochas. Esta técnica tem extensa aplicação no exame da estrutura interna de carbonatos e minerais diversos (ex. zonação do crescimento de cristais de dolomita ou calcita e grãos de zircão– fraturas ou impurezas em grãos cristalinos). Complementa e identifica qualitativamente a composição mineralógica da rocha e resalta texturas presentes, pela emissão de um feixe de luz. Consiste no bombardeamento da superfície de rocha polida por um feixe de elétrons que gera excitação e emissão de luminescência de acordo com a composição química dos minerais (Habermann *et al.* 1996; Marshall 1988).

Esta técnica tornar possível inferir resultados precisos na identificação de diversos tipos de carbonatos, principalmente sedimentares, por permitir identificar a origem do cimento e matriz, zonação de cristais e fósseis. É mais eficiente, especialmente nos portadoras de calcita e dolomita, por apresentarem elevado índice de luminescência. Naturalmente estes minerais mostram luminescência numa ampla faixa de intensidade e cor que varia de espectro do púrpura a azul, verde, branco, e laranja para vermelho (Habermann *et al.* 1996; Marshall 1988). Este método é suplemento às demais técnicas de petrografia, petrogenese e geoquímica de minerais e/ou rochas.

Através da CL é possível se observar, de forma qualitativa, a influência de elementos traços como, por exemplo, Fe^{2+} e Mn^{2+} em carbonatos (calcitas e dolomitas) (Machel, 2000; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). A interferência na luminescência se deve a defeitos dentro da própria estrutura cristalina do mineral, dificultando a ativação dos átomos sob CL. A entrada de alguns átomos (chamados de ativadores) na estrutura cristalina do mineral e as irregularidades nas ligações entre átomos isolados são evidenciadas pela incidência do feixe de elétrons no íon ativado. O ativador principal no caso de calcita e dolomita é a substituição $CaMn^{-1}$ (Houzar & Leichmann 2003). No

entanto, Habermann *et al.* (1996) reconheceram outros ativadores em minerais/rochas não compostos essencialmente de carbonatos, os quais são portadores de elementos terras raras (Sm^{3+} , Dy^{3+} , Tb^{3+} e Eu^{3+}). Isto porque a luminescência de um grão em particular, normalmente não é ativado só por um único elemento, mas pela combinação de uma luminescência dominante causado principalmente pela presença de elementos maiores como o cátion Mn^{2+} e uma luminescência menos proeminente é expressa pela presença de REE.

Átomos que não emitem luminescência são denominados *quenchers*, são considerados importantes na identificação por CL, sendo o Fe^{2+} considerado o *quencher* mais importante. Esta é a razão por que carbonatos com elevado teor de Fe^{2+} em suas estruturas não mostram luminescência. A relação $\text{Mn}^{2+}/\text{Fe}^{2+}$ também é importante na determinação da intensidade refletida, como no caso típico da calcita, cuja razão Mn/Fe é superior a 2:1 e razão inferior a 1:3, há um enfraquecimento na luminescência (Yardley & Lloyd 1989).

Por outro lado, sua aplicação em mármore é recente, por pensar-se que a luminescência só ocorria em mármore puros (Marshall 1988). Este mito foi abolido por Yardley & Lloyd (1989); Schmid & Ramseyer (1996); Gross *et al.* (1999) e Houzar & Leichmann (2003) ao aplicar este método em mármore impuros, obtendo resultados similares aos demais tipos de carbonatos na identificação de texturas de difícil visualização ao microscópio óptico comum. Os efeitos da CL, em silicatos, diferem dos obtidos em diversos tipos de mármore (calcíticos e dolomíticos), uma vez que estes podem ser expressos pelo teor total de Fe, como por exemplo nos mármore, os calcíticos apresentam geralmente Fe superior ao que ocorre nos dolomíticos. Os silicatos presentes nos mármore dolomíticos geralmente se associam aos membros finais formados com Mg (Kretz 1980; Novák 1989).

Yardley & Lloyd (1989) estudaram mármore dolomíticos impuros (quantidade elevada de silicatos em sua composição) na fácies anfíbolito e distinguiram uma ordem inteira de texturas, originadas das reações de dolomita e quartzo resultando na formação de tremolita e calcita. Viabiliza a distinção de microtexturas de origens secundárias geralmente originadas da carbonatação regressiva da tremolita. Schmid & Ramseyer (1996) e permite identificar e interpretar a presença de texturas relíquias, de origem sedimentar, preservadas durante o metamorfismo de contato de mármore do Permiano e Triássico, devido texturas relíquias sobreviver até 400°C. A combinação da CL com emissões por microsonda em mármore dolomíticos aprimoram a identificação de texturas resultantes da alteração hidrotermal da circulação de fluidos ricos em Fe (Gross *et al.* 1999).

Sob CL a calcita e a dolomita, apresentam coloração tendendo para marrom escuro, indicando a presença de Fe e Mg- estes cátions reduzem a emissão de luminescência (Walker & Burley, 1991). Minerais opacos e argilo-minerais são não luminescentes, imprimem cor preta sob CL, indicam elevada concentração destes na rocha. Quando o Fe é substituído por outro elemento de mesma valência, como no caso da caulinita, é possível a emissão de luz por CL (brilho azul intenso), o Fe^{3+} é substituído por Al^{3+} na trama octaédrica da caulinita (Walker & Burley, 1991). É possível estudar os produtos de reações pela identificação da associação mineral em equilíbrio metamórfico nas condições PTX de origem. Estudos comparativos de reações experimentais e teóricas com as que ocorrem na natureza, por identificar algumas diferenças significativas em microestruturas (Kerrick *et al.* 1991) e ainda pode ser utilizado no estudo isotópico de mármore (Yardley & Lloyd 1989).

5.3- REAÇÕES ENTRE MINERAIS E OBSERVAÇÕES DE CATODOLUMINESCÊNCIA

As relações texturais presentes nas associações minerais são identificadas pela técnica de catodoluminescência. Com este enfoque, estudaram-se os mármore das seqüências do Complexo Carolina-Surubim, aflorantes nas folhas Caruaru e Surubim. A caracterização dos mármore calcíticos, silicosos, com baixo conteúdo de Fe (presentes na Folha Caruaru) e dos mármore dolomíticos, ricos em Mg (na Folha Surubim) assinala que a diferença principal entre eles é a homogeneização gradual da textura sedimentar original no caso dos calcíticos.

Essa textura preservada apresenta em sua composição Fe, Mg e Mn, devido às reações metamórficas nos carbonatos e silicatos não afetaram sua composição química original. Carbonatos portadores de Fe mostram cores variadas sob CL dependendo da concentração na rocha e quando vistos sob CL mostram-se heterogêneos e sob microscópio ótico comum parecem homogêneos. A presença de Fe, Mg e Mn permite classificar o mineral (carbonato, anfibólio, piroxênio) em função da cor obtida sob CL como: tipo I ou mineral-Fe mostra cor laranja escuro, tipo II ou mineral-Mg, apresenta cor laranja claro e o tipo III de cor amarelo pálido ou mineral-Mn (Yardley & Lloyd 1989).

Baseado no estudo de catodoluminescência foi possível distinguir várias associações de equilíbrio com a tremolita em várias gerações de carbonatos. Parte da calcita e dolomita são produtos do carbonato original de origem sedimentar (calcita-Fe) e outra parte resulta de reações metamórficas (calcita-Mn), e o tipo mais jovem (calcita-Mg) ocorre raramente e sob CL é amarelo luminoso e sua origem provavelmente está associada a mudanças decorrentes de reações de metamorfismo regressivo (não comprovada nestas lentes) e geralmente está associada ao metamorfismo hidrotermal. O estudo de CL neste tipo de mármore mostra micro-texturas granoblásticas, formadas por grãos poligonais de carbonatos com Fe. Tais carbonatos são comuns em mármore calcíticos impuros; em que o Fe fixa-se à composição do mineral, cuja nomenclatura deste passa a associar o elemento químico presente no mesmo (e.g. calcita-Fe, dolomita - Fe, tremolita-Fe, diopsídio-Fe).

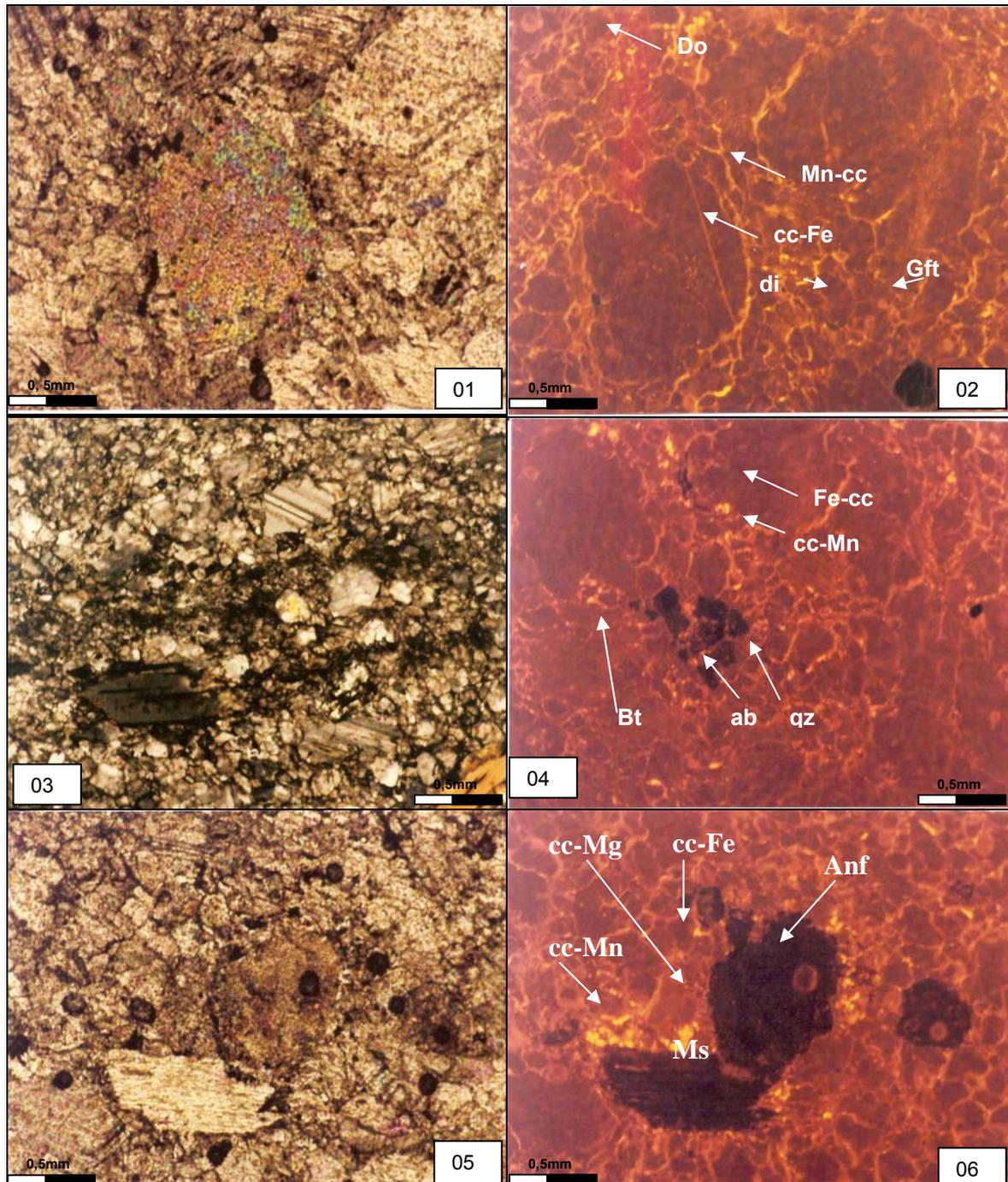
5.3.1- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

Os mármore da Folha Caruaru, lente Olho D'Água de Baraúna de Gravatá (ODGRAVE) e Olho D'Água de Santo Antônio do Gravatá (SAGRAVE), tiveram suas composições identificadas por CL, cuja composição é predominantemente calcítica, embora possam ocorrer porções dolomíticas. Há um bandamento, o que sugere alteração diferencial devido à variação composicional, principalmente pela presença de silicatos, intercalações de quartzo na calcita e presença de pirita, grafita e granada.

Nestas lentes, é comum associação mineral contendo tremolita, flogopita, grafita e titanita cuja luminescência não reflete texturas, isto é, tem cor escura ou preta. Esta expressão de cor é rara em diopsídio (CL verde escuro) e tremolita. Reações minerais em mármore dolomíticos em fácies anfibolito apresentam associações minerais com forsterita, diopsídio, granada e anfibólio. Os grãos de dolomita são uniformes com CL vermelha, mostrando gradação de cores, provavelmente formando várias gerações de carbonatos neste grupo de mármore. Comumente os grãos dos carbonatos (dolomita ou calcita) mostram-se homogêneos ou zonados com bordas de reação, sugerindo a presença de Fe em sua composição, enquanto os pontos mais claros indicam a presença de Mg. A presença de Mn forma minúsculos exsoluções no carbonato quando neste predomina Mg.

(j)- Lente Olho D Água de Baraúna de Gravatá (ODGRAVE)

A Fotomicrografia 5.1 obtida por catodoluminescência, da lente de mármore ODGRAVE, mostra o predomínio de carbonatos de granulometria relativamente homogênea, sugerindo a presença de calcita-Fe.

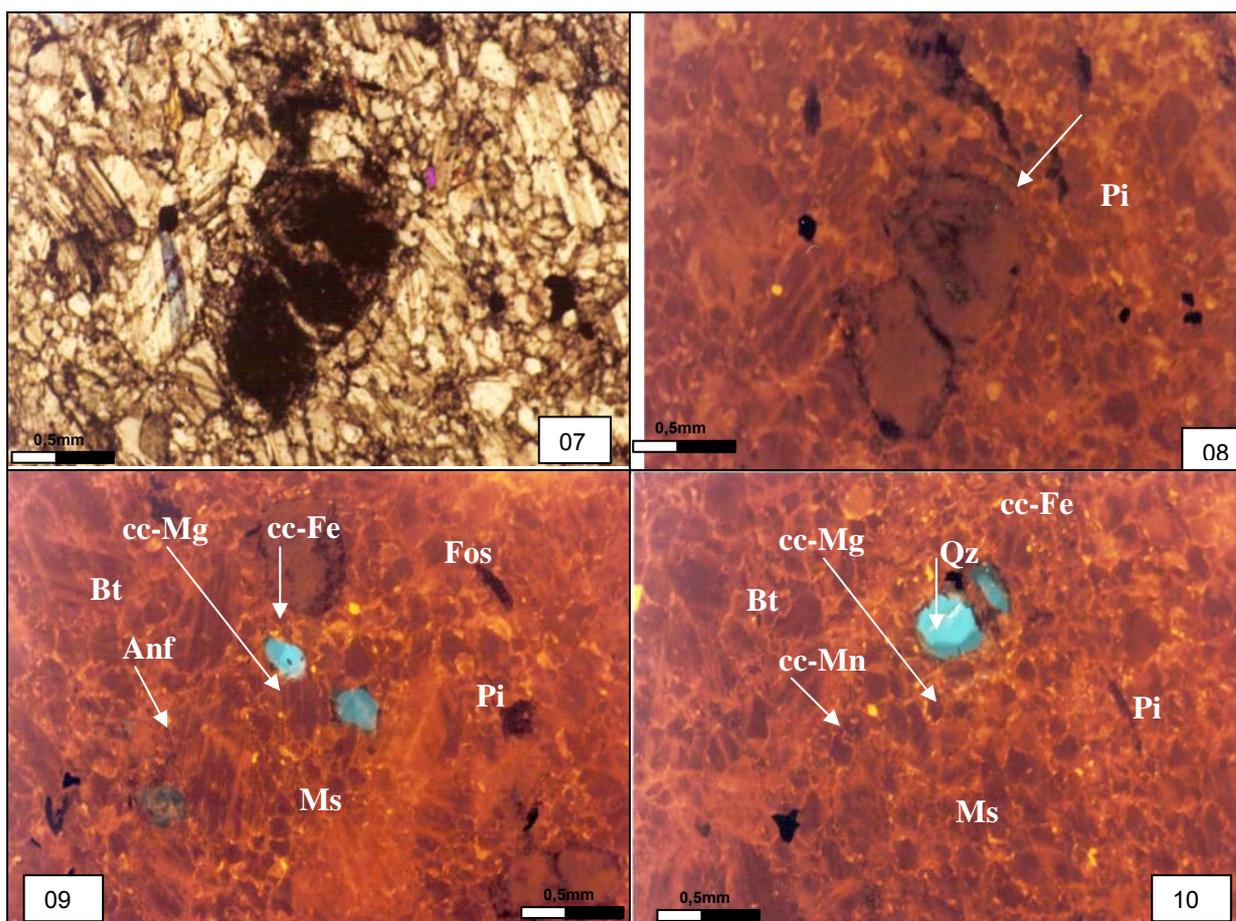


Fotomicrografias 5.1- Fotomicrografias da amostra ODGRAVE com luz transmitida; eixo maior das fotomicrografias=0,5mm. Os números pares são sob CL. Mármore calcítico com muscovita, grafita, biotita e quartzo, dolomita, fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas). Ocorrem bordas de corrosão e fraturamento. 01-, mármore, com destaque para grão de calcita rico em Fe; 02 – Porfiroblastos de calcita-Fe (CL-vermelho castanho) que tem bordos de calcita-Mn (CL-laranja). 03- biotitas (grão escuro), calcita rica em Fe (grãos com geminação) em meio à matriz calcítica 04- mesmo ponto, sob CL. Aponta ainda albita, quartzo e calcita rica em Mn; 05 mostram muscovita (grão mais claro) e um de anfibólio (junto à muscovita); o mesmo ponto é mostrado em 06, sob CL. Os minerais ferromagnesianos aparecem quase pretos; a cor castanha retrata as calcitas ricas em Fe, e as porções amareladas, ricas em Mn.

A matriz, constituída principalmente de calcita, apresenta cor vermelha tendendo para o marrom sob CL. Grãos pequenos de calcita intergranulares preenchem fraturas (CL-laranja) provavelmente, são calcitas mais recentes ou produto de metamorfismo regressivo. Muscovita, biotita, grafita e pirita são não luminescentes; o quartzo tem CL de cor azul e a albita te CL verde escuro.

As texturas características desta lente expressam ações das reações metamórficas entre silicatos e carbonato, ou qualquer reação durante a formação da associação mineral no mármore em questão. Houzar & Leichmann (2000) asseguram que o metamorfismo é o único responsável pela formação de novos carbonatos com diferentes composições químicas, em função da ausência de evidências de substituição metassomática mais recente. Em algumas amostras, a CL evidenciou um tipo mais complexo de carbonatos, pelo caráter heterogêneo dos grãos que formam mosaicos na matriz. Provavelmente seja uma textura reliquiar, preservada das fases iniciais do metamorfismo, cujas associações minerais sejam produtos de recristalização simples e neocristalização da calcita originadas de carbonatos sedimentares com elevado teor de quartzo e filossilicatos.

Nas amostras ODGRAVE 08 e 10 predominam mármore com teor de calcita superior a dolomita, a tremolita (CL-cinza) e diopsídio. A calcita do tipo I ou calcita-Fe mostra cor laranja escuro sob CL, resulta do aumento do tamanho dos grãos, que em associação com minerais do tipo tremolita e flogopita (não luminescentes) calcita II ou calcita-Mg (CL laranja claro) (*vide* fotomicrografias 5.2).



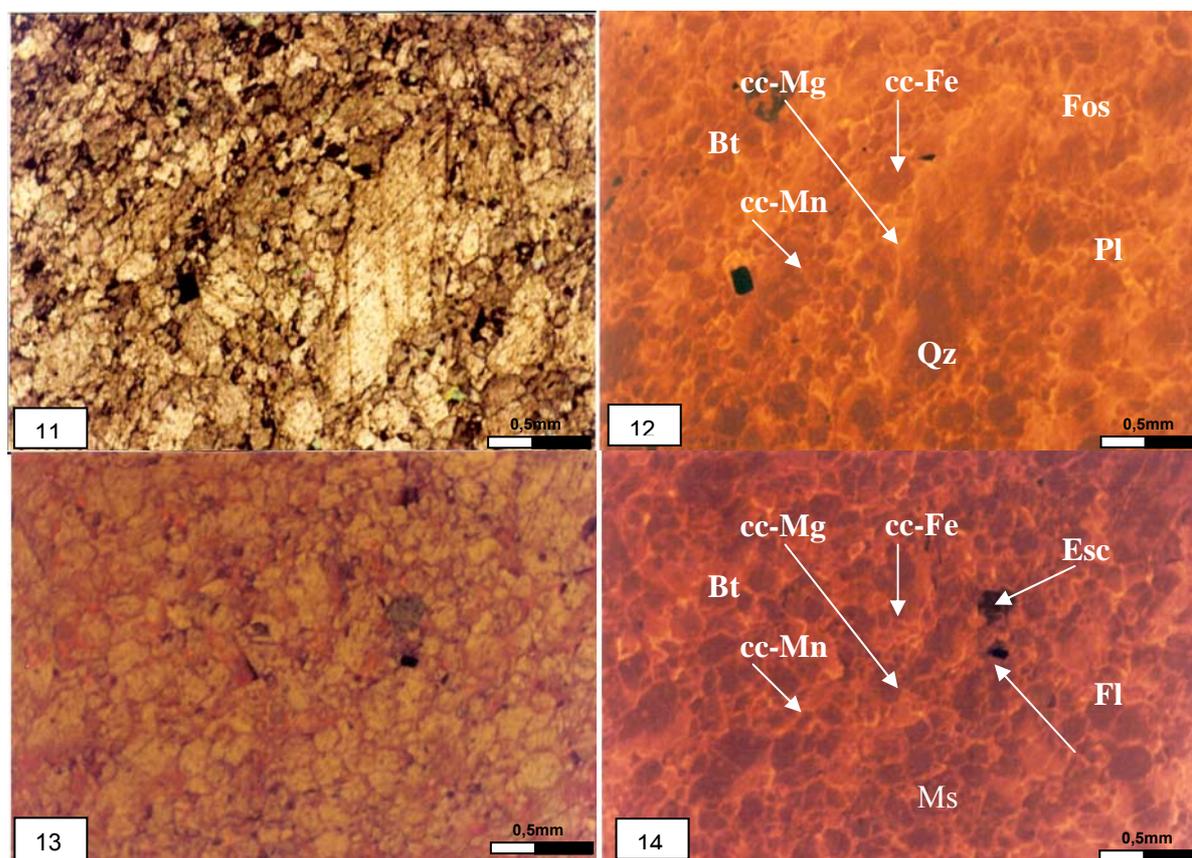
Fotomicrografia 5.2- Fotomicrografias da amostra ODGRAVE com luz transmitida; eixo maior das fotomicrografias=0,5mm. 08 a 10 são sob CL. Mármore calcítico rico em silicatos, calcita, biotita (alongada), muscovita, fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas). Ocorrem bordas de corrosão e fraturamento. Em 09 e 10 com luz polarizada observa-se quartzo (azul), albita (verde petróleo) e biotita e muscovita (ambos não luminescentes).

(ii)- Lente Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)

Mármore da lente SAGRAVE- é do tipo II ou calcita-Mg, mostra cor laranja escuro sob CL, é bem granulada e orientada, textura em mosaico. A tremolita e o diopsídio não expõem efeitos de CL, de modo que é difícil discernir só pela cor refletida se o mineral é diopsídio ou tremolita, após o relativo enriquecimento do diopsídio em Fe (herdenbergita). No entanto, a associação mineral, que apresenta outros tipos de minerais ricos em Fe, com quartzo e K-feldspato, permite identificá-los com precisão sob o efeito de CL. A flogopita também não mostra cor sob CL.

Outro fator que comprova a reação acima é a presença de K-feldspato (CL cor azul). Este mineral (K-feldspato) pode ser produzido quando em equilíbrio com o diopsídio (CL-azul). Este mesmo tipo de associação também foi encontrado em mármore calcítico em contatos de migmatitos em outras localidades (Santos 2000, Silva 2002).

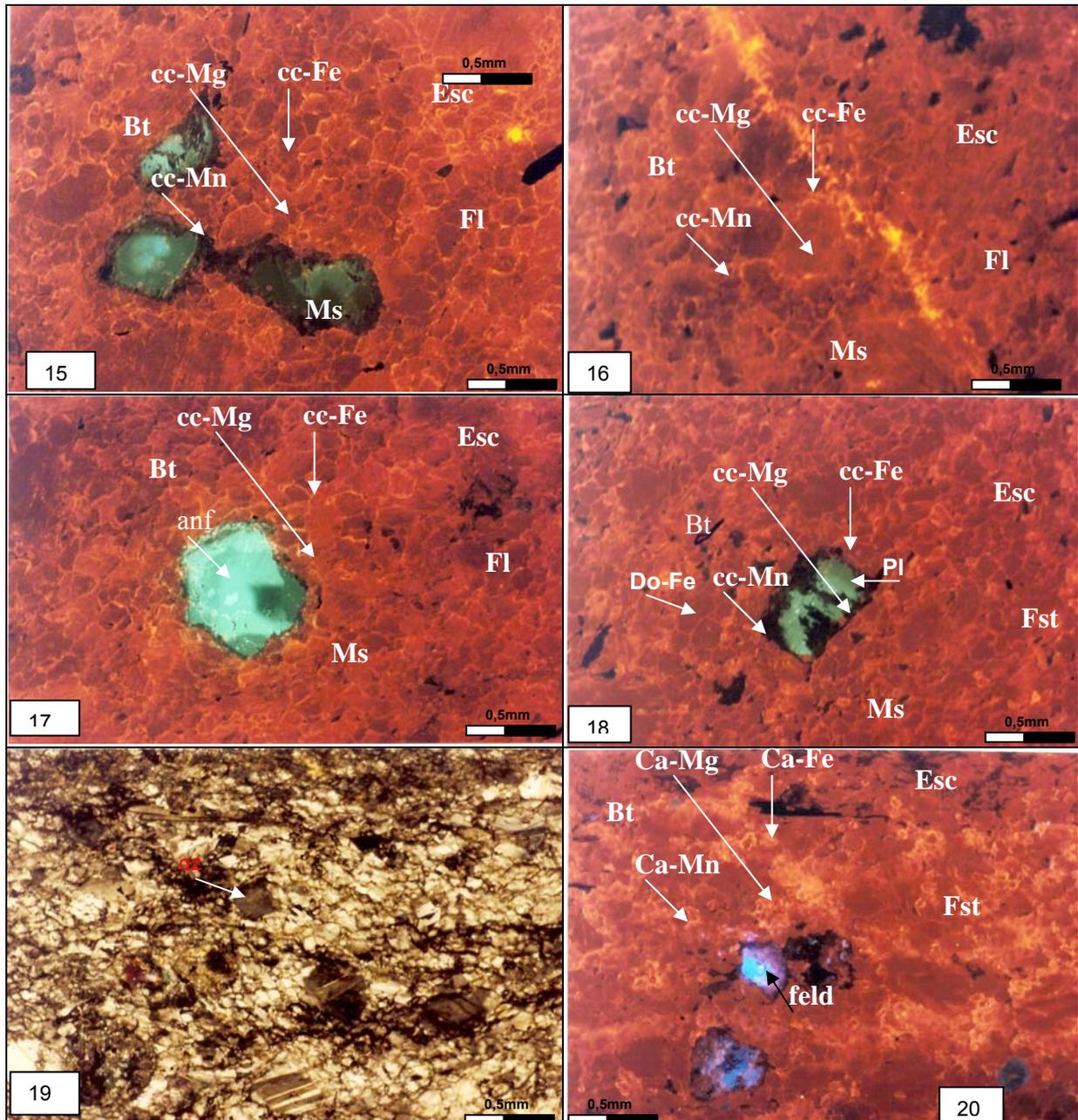
Geralmente os mármore são de granulometria média a grossa, apresentam calciossilicatos e com calcita-Fe (CL laranja), representando produtos de recristalização, enquanto minerais como quartzo, tremolita e flogopita são considerados portadores de texturas mais jovens preservadas durante o metamorfismo (Houzar & Leichmann 2003).



Fotomicrografias 5.3- Fotomicrografias da amostra SAGRAVE com luz transmitida; eixo maior das fotomicrografias=0,5mm. Os números de 12 a 14 são sob CL. Matriz calcítica, com cristais de quartzo (preto) com grãos de xenomórficos de calcita-Mg (CL marrom-vermelho pálido) e calcita-Fe (laranja). Imagens de CL (14) mostram matriz calcítica com um grão verde escuro (provavelmente escapolita). A calcita-Mn (amarelo) é mineral principal em calcita-mármore e flogopita (CL preto).

Por outro lado, é observado um mineral de cor verde amarelada (sob CL) supõe-se ser wollastonita em função da forma acicular e localmente é substituída por calcita primitiva (CL amarelo) como mostra a fotomicrografias 5.4. Kerrick *et al.* (1991) citam que este processo ocorre enquanto

persistir a remoção de SiO_2 e geralmente este mineral (wollastonita), é acompanhado de diopsídio-Fe (CL verde escuro) na matriz de calcita-Mg (CL laranja escuro), como observado também nos mármore de ODGRAVE. Também é observados grãos de K-feldspato (CL azul), diopsídio, titanita e relíquias de biotita não luminescente. A presença de plagioclásio esverdeado (fotomicrografias 5.4) pode indicar que o transporte do material não foi expressivo, permitindo a preservação dos mesmos nos carbonatos, mesmo quando susceptíveis às alterações.



Fotomicrografias 5.4- Fotomicrografias da amostra SAGRAVE com luz transmitida; eixo maior das fotomicrografias=0,5mm. Somente (19) é apresentada sem CL. Mármore calcita-dolomita com forsterita, flogopita e escapolita. Imagens de CL. Em (18) dolomita angular (vermelho escuro) e espinélio com forma isométrica, pequeno e granular (verde) em calcita (laranja) e grãos de forsterita isométrico e flogopita comprido e pargasita. Todos os silicatos são luminescentes, só o anfibólio de pargasita às vezes pode ser verde em CL. Em (19) provavelmente um grão de quartzo (amarelado verde) é substituído através de calcita-Fe (amarelo), diopsídio é não luminescente, em calcita-Mg (laranja) na matriz. Com cristais de dolomita, também se nota a presença de fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas). Ocorrem bordas de corrosão e fraturamento em (20), dividido em zonas de K-feldspato (CL azul escuro pálido, com diopsídio (CL verde escuro).

(iii) Considerações sobre os mármore da Folha Caruaru

As áreas escuras e não luminescentes nas fotomicrografias indicam crescimento de matriz silicática e possivelmente a presença de oxidação (principalmente de minerais com Fe em sua composição) o que inibe também a produção de luminescência de acordo com Walker & Burley (1991). No topo da sequência das lentes de mármore de Caruaru é possível perceber os indícios de uma possível etapa de regressão marinha, através da chegada de silicatos, evidenciado pela presença de grãos de quartzo e de feldspato de tamanhos milimétricos. Provavelmente esta granulometria, na porção superior da lente, se dá devido a efeito de variação textural lateral nos estratos, com o incremento de regressões marinhas presentes durante os ciclos de sedimentação e deposição, destas seqüências de mármore.

Observações com CL mostraram presença de minerais como calcita, dolomita, tremolita, diopsídio, escapolita, quartzo (detrítico), plagioclásios e feldspatos nesses depósitos aflorantes. A coloração marrom avermelhada, escura, do quartzo indica possível origem de rochas metamórficas das encaixantes. Localmente observa-se a presença de feldspato (CL azul brilhante), ao passo que raramente se observam plagioclásio (CL amarelo esverdeado). A forma dos grãos varia de subarredondados a angulosos, e encontram-se bem compactados, com bordas de corrosão e golfos de dissolução preservados, formados durante a diagênese. A predominância de calcita na matriz e de minerais como o feldspato, como componentes terrígenos é facilmente verificada. Há rara ocorrência de biotita, microclina, ortoclásio e zircão.

5.3.2- LENTES DE MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

As amostras da Folha Surubim foram analisadas petrograficamente por catodoluminescência como visto nas fotomicrografia. Estas mostram as microfácies e relações texturais dos mármore de Vertente do Lério (VLPG) e Zé do Moura (VLPM) respectivamente, com sua descrição petrográfica.

Os mármore desta folha são predominantemente dolomíticos, embora ocorram veios calcíticos com alternância de camadas com calcita e dolomita. Esta calcita contém relíquias de grãos de dolomitas angulares (CL vermelho-amarromzado) e quartzo (CL azul) e é típica de VLPG. O mineral acessório albita granular (CL verde) associada à dolomita, é tipicamente presente em alguns mármore VLPM. O ultimo estagio, calcita III (CL amarelo pálido) geralmente preenche a matriz da rocha embora ocorram os outros tipos (I e II). Os silicatos presentes nestas lentes originaram-se na última fase de metamorfismo. A calcita ligeiramente metamorfisada, atingiu grau médio, cujas bordas mostram a associação mineralógica tremolita+dolomita, tipicamente mais instável.

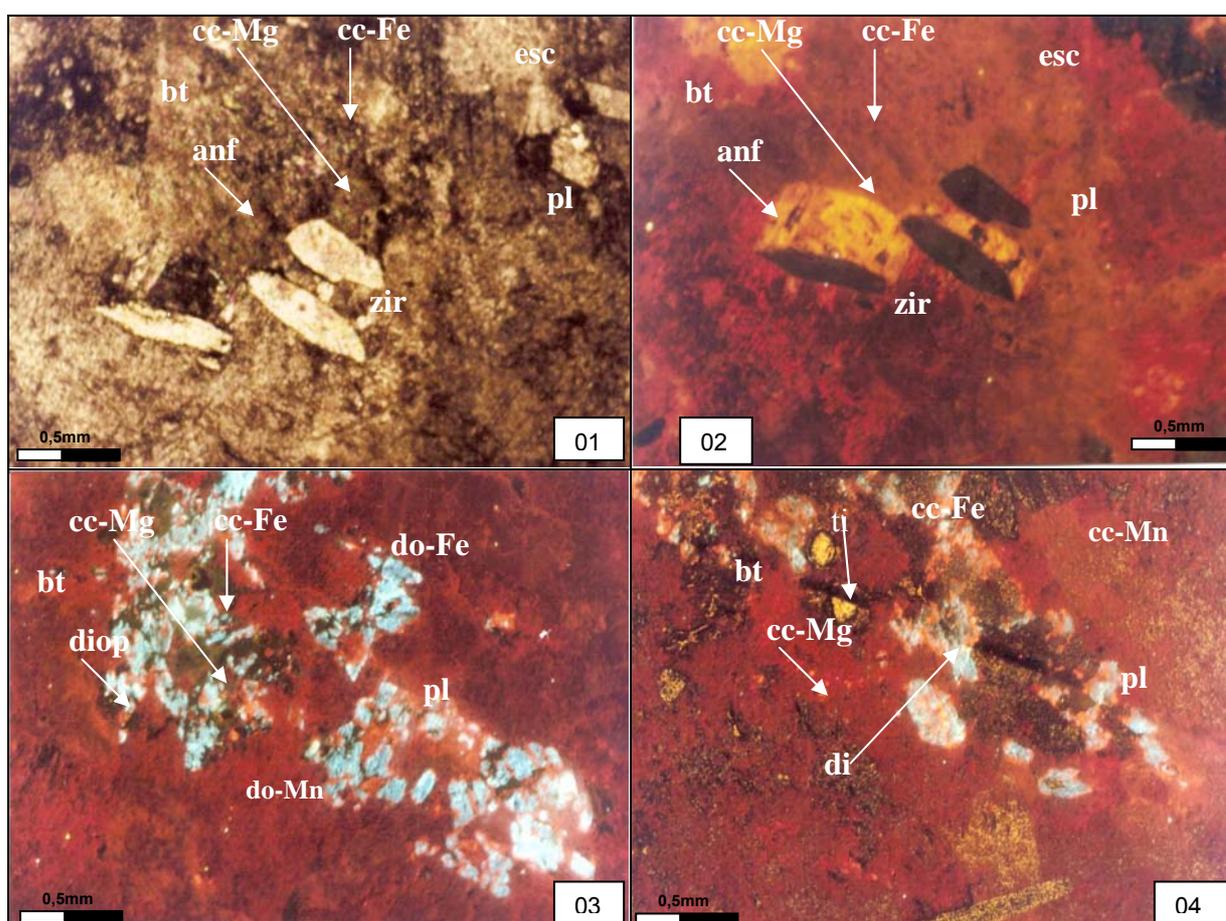
(i)- Lente Pedreira Zé do Moura (VLPM)

As Fotomicrografia 5.5 e 5.6 exibem imagens obtidas por CL nas amostras VLPM 10 e VLPM 15, respectivamente, com aumento de 0,5mm. Estas mostram sob CL uma matriz carbonática com cor avermelhada tendendo para o marrom. É constante a presença de dolomita, calcita, quartzo, K-feldspato, plagioclásio, e ainda a presença de anfibólio e possivelmente biotita. Geralmente, as ocorrências de flogopita, tremolita são normalmente não luminescentes. A tremolita em equilíbrio com dolomita (CL vermelho) foi também encontrada, onde a tremolita desta localidade mostra um CL em

azul (fotomicrografias 5.5) e é substituída pela calcita, distinguida pela cor amarelo sob luminescência. A apatita (CL amarelo pálido) como grãos muito finos é mineral acessório desta rocha.

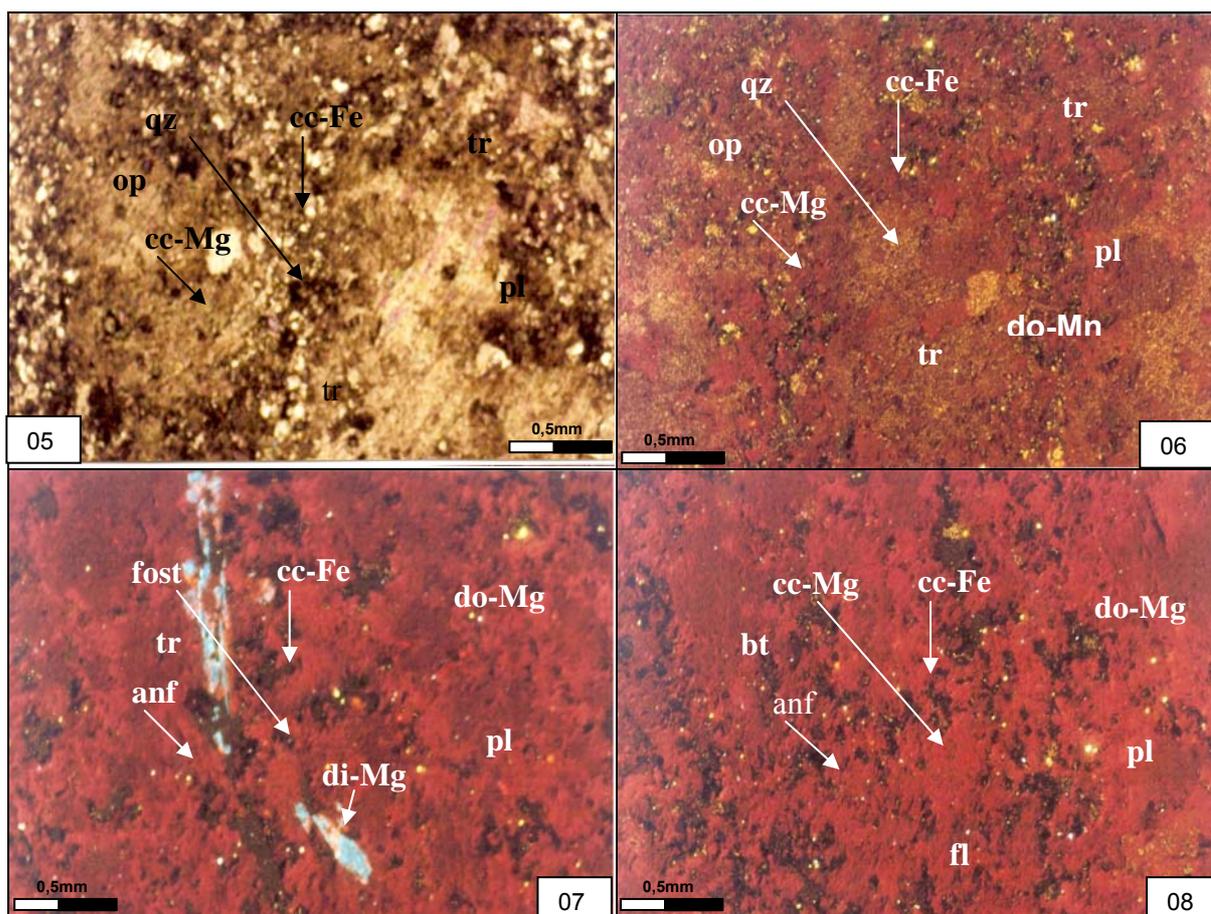
Mármore dolomíticos normalmente mostram uma textura simples, consistindo de grãos homogêneos de dolomita-I (CL vermelho) e é mais raro que a calcita-I (CL laranja). Zoneamento indistinto pode ser observado em grãos maiores de calcita com bordas mais claras. O problema de uma reação resultar na formação de flogopita não é um processo claro, e não pode ser excluída a hipótese que esta se originou por recristalização de outros filossilicatos, contidos na rocha sedimentar original.

Observa-se que a associação dolomita-calcita (-Fe e CL laranja claro) com forsterita, clorita e calcita-Mg (CL laranja escuro), mostram comumente pequenas exsoluções de calcita metamórfica, provavelmente o tipo II (calcita-Mg) de acordo com Kretz (1988). Nesta lente, é possível a ocorrência de tais exsoluções por se tratar de uma lente em cujo contato é comum a presença de granadas intercaladas (fotomicrografias 5.5 e 5.6). Provavelmente, estas exsoluções possam ser as auréolas luminosas das calcitas (CL mais luminosa). Novak (1989) sugere que a granada (CL verde) e a forsterita (sem CL) também ocorre neste tipo de associação e o caráter reliquiar da dolomita e calcita-Mg comprovam reações que envolvem flogopita



Fotomicrografias 5.5- Fotomicrografias da amostra VLPM 10 com luz transmitida; eixo maior das fotomicrografias=0,5mm. (01)- fotomicrografia com luz transmitida, e (02, 03 e 04) sob CL. Todas exibem cristais de dolomita com fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas). (01) e (02)- zircão e anfibólios. (03) e (04)- grãos de calcita com exsoluções de dolomita e forsterita, ocorrem bordas de corrosão e fraturamento no diopsídio. Imagem de CL de mármore mostra um mosaico de grãos heterogêneos de carbonatos ferrosos (calcita-Fe, dolomita - Fe) com CL marrom escuro e filossilicatos (não-luminescente).

Como na fotomicrografias 5.6 observa-se que a calcita angular do tipo I (CL laranja escuro) sobrepõe-se ao tipo II (CL amarelo escuro ou laranja claro), e é resultante da recristalização e deformação rúptil do mármore. A associação mineral está em desequilíbrio, uma vez que a tremolita, mais antiga (preto), sobrecresceu ou foi substituída pelo diopsídio (CL verde). A dolomita-Fe é de cor vermelha escura à marrom com CL ou incolor em luz polarizada. Estes grãos são acompanhados por calcitas, mais jovens, (Fe-calcita tipo I) recristalizadas e representadas pelos tons laranja com CL. Minerais secundários como micas e opacos, parecem não luminescentes em CL. Geralmente minerais como a apatita e EER em carbonatos, exibem a cor verde amarelada (Novak (1989).

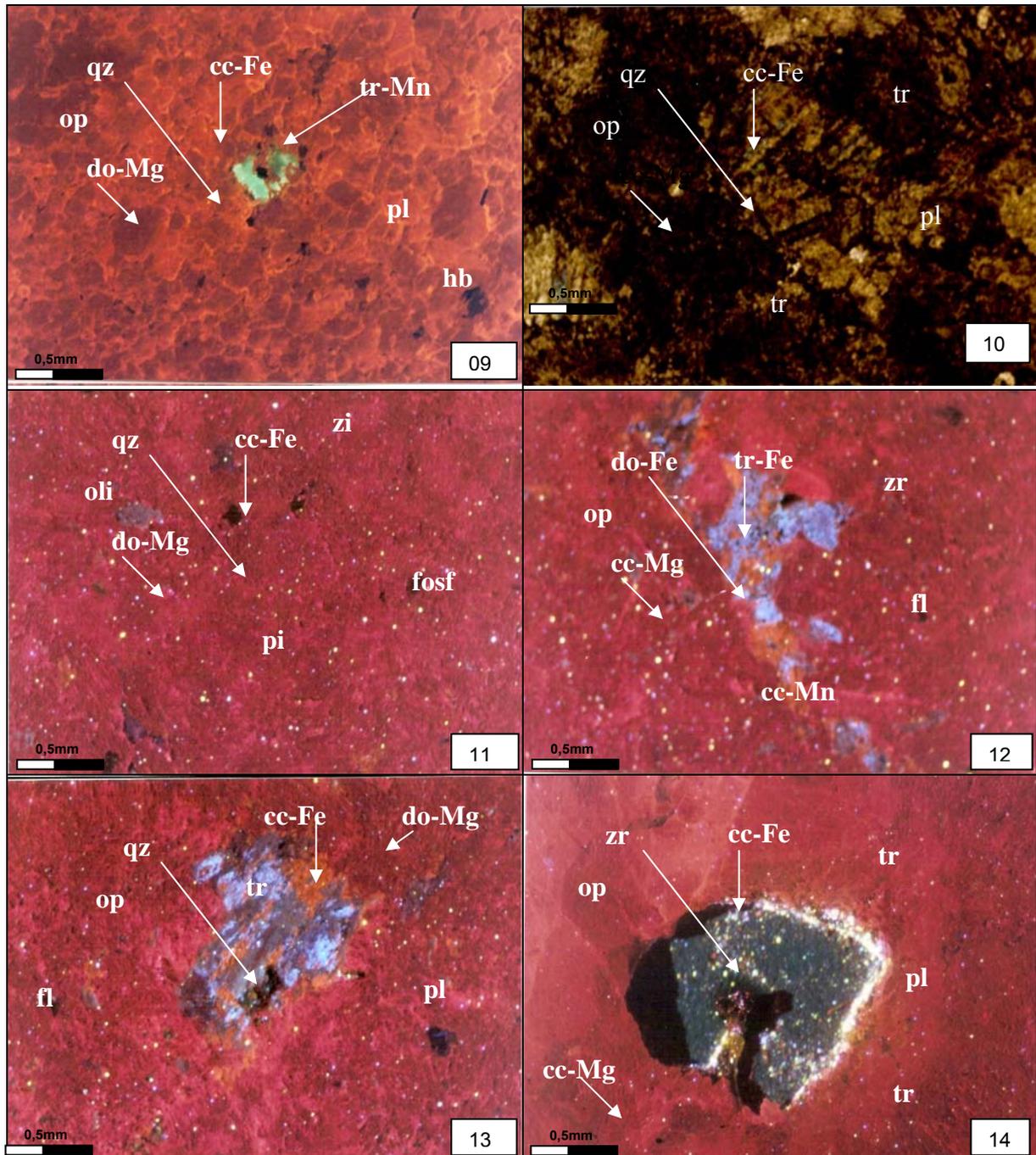


Fotomicrografias 5.6- Fotomicrografias da amostra VLPM 15 com luz transmitida; eixo maior das fotomicrografias=0,5mm. Em todas fotomicrografias são observadas na matriz de calcita de cor vermelho amarronzada, algumas manchas mais amarelas revelam processo de substituição por Mn. As manchas pretas sugerem a ocorrência de minerais opacos (óxidos), alguns deles sendo pirita. Os cristais de dolomita e diopsídio também se notam a presença de fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas). Ocorrem bordas de corrosão e fraturamento na tremolita. Microestruturas visível por CL no mármore dolomítico. Em (06) observam-se grãos grandes de calcita (laranja vermelho) com exsoluções de dolomita (vermelho). As fotomicrografias 07 e 08 mostram grãos de forsterita serpentizada (preto) circundando as bordas de dolomita-Mg e em 07 grãos de diopsídio-Mg (branco azulado) em matriz de dolomita composta de grãos heterogêneos de dolomita (CL vermelho escuro). E ainda são observados tremolita sob matriz com flogopita e plagioclásio. As manchas escuras representam minerais opacos, grafitas, e óxidos.

(ii)- Lente Vertente do Lério (VLPG)

Em VLPG, mármore dolomítico apresentam uma associação com dolomita (CL vermelho) com calcita-Fe (CL laranja claro), forsterita, clorita e calcita-Mg (CL laranja escuro), contendo pequenas exsoluções de calcita, provavelmente o tipo II (calcita-Mg) de acordo com Kretz (1988).

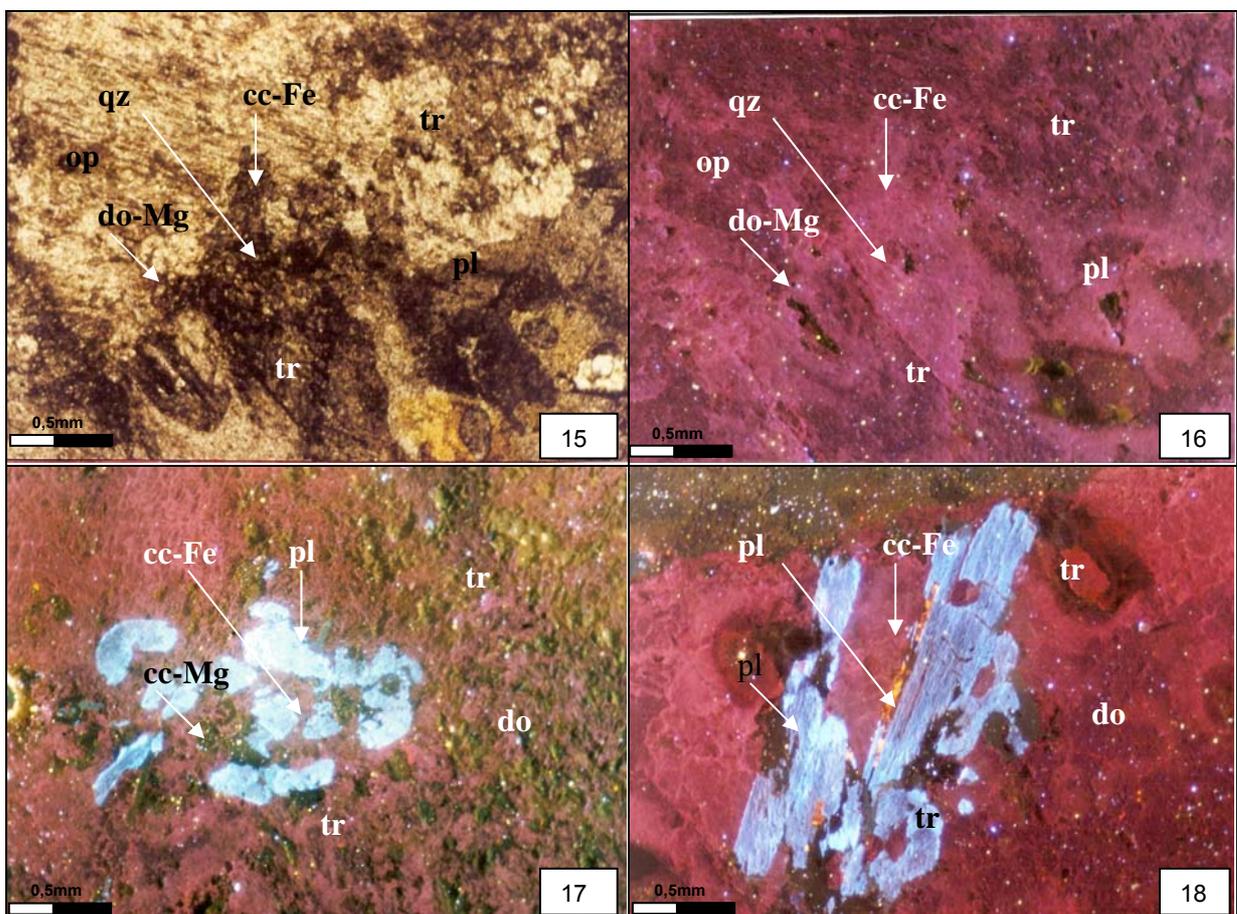
Mármore com calcita-dolomita exibem grãos de dolomita (CL vermelho-amarronzado) e calcita I (CL laranja escuro) com flogopita (preto), granada (CL verde, às vezes exhibe zonação) e forsterita com bordas de calcita II (CL laranja ou laranja clara). Localmente também é observado que o anfibólio é provavelmente pargasita (preto ou verde escuro), (ver fotomicrografias 5.7).



Fotomicrografias 5.7- Fotomicrografias obtida a partir por catodoluminescência, com largura do campo de visão da fotomicrografia é de 5mm na amostra VLP 13. À exceção de 10, as fotomicrografias estão sob CL. (09)-grãos xenomórficos de dolomita-Mg (vermelho amarronzado), porfiroblastos de tremolita-Mg, hornblenda (preto) e grãos de calcita-Mg (laranja escura). (11) e (12) cristais de dolomita, fosfato (manchas marrom claro) e pirita (manchas pretas), grão de oligoclásio (cinzento) e zircão (azul bem claro) Há bordas de corrosão e fraturamento. (13)- tremolita (cor azul) de em matriz de dolomita-Mg (vermelho) e calcita-Mg (laranja) e flogopita comprido (preto). (14)- grão de zircão corroído na matriz calcítica, pequenos grãos de tremolita.

Apesar da não preservação de tremolita reliquiar, é possível considerar a existência de uma associação de equilíbrio flogopita+calcita±granada (Novak 1989). De acordo com a reação tremolita+11dolomita=8forsterita+13calcita+9CO₂+H₂O, o mármore apresenta textura granoblástica com dolomita (CL vermelho), forsterita (preto) com bordas de diopsídio (CL branco azulado), como produto da reação: 2forsterita+4calcita+2CO₂=diopsídio+3dolomita, geralmente típica da fácies granulítica (Bucher-Nurminen 1981; Sauter 1983).

Na amostra V LPG-13 (fotomicrografia 5.8) obtida por catodoluminescência apresenta associação tremolita+calcita II (CL laranja) com relíquias de dolomita (marrom) conforme reação mostrada acima. Tremolita reliquiar também pode estar presente em tais tipos de rocha. No entanto, a identificação precisa de texturas em mármore é mais complicada do que nos demais tipos de rochas, uma vez que estes são produtos de alteração do metamorfismo de sedimentos carbonáticos.



Fotomicrografias 5.8- Fotomicrografias da amostra V LPG 18, obtida a partir por catodoluminescência; o eixo maior das micrografias é de 5mm. Números de 16 a 18 são sob CL. Mármore dolomítico com forsterita, flogopita e pirrotita (Cl preto). Fotomicrografia mostra em (15) imagens de CL mostra que os grãos divididos em zonas, como no caso da dolomita-Mg (vermelho escuro) e dolomita - Fe (vermelho claro) e calcita-Fe (laranja) podem ser considerados como um produto de reações com forsterita serpentinizada e flogopita (ambos pretos). (16)- cristais de dolomita, fosfato (manchas marrom claro) e pirita (pretas). Ocorrem bordas de corrosão e fraturamento. Em 17 e 18 aparecem cristais de feldspato (azul celeste), bastante alterado. Parte dos cristais já foi dissolvida e houve substituição por cimento calcítico e dolomítico da cavidade do grão que apresenta golfos de corrosão e intensa dissolução.

(iii) Considerações sobre as lentes da Folha Surubim

As amostras de mármore da Folha Surubim mostram exemplos clássicos de diagênese. É importante considerar a presença de pirita em grande quantidade nestas ocorrências; sugere-se que seja decorrente de processos diagenéticos tardios, enquanto que a presença de dolomita é mais frequente em carbonatos submetidos à ação de águas meteóricas.

Nos locais onde ocorreu maior intemperismo verifica-se dolomitização mais intensa, em alguns casos chegando a substituir totalmente a matriz de calcita (fotomicrografia 5.5). É rara a presença de quartzo de origem detrítica, enquanto predomina os originários das rochas encaixantes que compõem a formação dos mármore. Há um aumento de porosidade, provavelmente devido aos processos de dissolução e substituição decorrente dos efeitos diagenéticos (fotomicrografia 5.6). Supõe-se que o feldspato (ortoclásio e microclina) juntamente com o quartzo sejam proveniente das rochas metamórficas regionais (encaixantes), como gnaisses e xistos.

Os grãos de silicatos presentes nos mármore apresentam variado grau de arredondamentos. As amostras com maior conteúdo de silicatos apresentam porosidade maior e dolomitização mais intensa, com cristais eudrais maiores. Através da análise de CL também se observou quartzo em duas cores: azul pálido, tendendo para violeta (possivelmente proveniente de rochas ígneas com alto grau de metamorfismo) e marrom escuro a levemente avermelhado, possivelmente proveniente de rochas metamórficas regionais (baixo grau). Em alguns casos, foi detectada a formação de dolomita dispersa na matriz, na forma de microcristais e como agregados de cristais maiores, formando zonas de dolomitização (fotomicrografia 5.7). A presença de dois padrões de matriz dolomítica pode indicar dois momentos de crescimento na matriz.

5.4 – CONSIDERAÇÕES DA CATODOLUMINESCÊNCIA NOS MÁRMORES DOS MARMORES DO CCS

Amostras de mármore da seqüência metassedimentar do Complexo Carolina-Surubim foram objetos de estudos petrográficos via catoluminescência. Verificou-se na petrografia, o hábito primático da calcita e seu crescimento em agregados de cristais orientados, os quais são formados pela alternância rítmica de delgados leitos claros (com luminescência) e escuros (ausência ou fraca luminescência). É possível observar a presença de uma fase de matriz secundária, com forte luminescência, crescido sobre as calcitas fibrosas, e também feições de alteração da rocha original, como por exemplo oxidação. As feições morfológicas e texturais observadas nas calcitas corroboram a classificação do mármore como bandado por apresentar alternância de camadas. A grande quantidade de grafita sugere origem orgânica, embora não se descarte a possibilidade de ter origem inorgânica, quando teria ocorrido em condições de rápida precipitação a partir de fontes de águas oceânicas ricas em Ca e CaCO_3 .

Embora haja semelhanças litológicas entre os mármore na área estudadas, observa-se uma variação na composição mineralógica dos mesmos. Esta variação está associada fácies do metamorfismo e do ambiente marinho de deposição das mesmas. Além disso, a composição da fração terrígena em cada mármore influenciou eventos de diagênese tardia, fornecendo material através da dissolução dos grãos, e produzindo porosidade secundária devido a essa dissolução.

Sugere-se assim, que os mármore das folhas Caruaru e Surubim apresentem similaridade na idade e ambiente de sedimentação, provavelmente apresentam a mesma origem sedimentar.

Os mármore das duas folhas são bons exemplos para o estudo de reações metamórficas com produção de tremolita, visualizada pela luz transmitida por CL. Raras relíquias de dolomita e quartzo mostram porfiroblastos de tremolita em equilíbrio com a calcita-Mg e indicam uma participação de reação mineral na reação: $5\text{dolomita} + 8\text{quartzo} + \text{H}_2\text{O} = \text{tremolita} + 3\text{calcita} + 7\text{CO}_2$, cuja formação deste tipo de calcita não se relaciona a esta equação, mas provavelmente representa a recristalização da calcita-Mg. A calcita e a tremolita sofreram deformação dúctil e seus grãos angulares apresentam bordas circundadas por calcitas mais jovens (calcita-Fe). É raro o equilíbrio das associações da reação $5\text{talco} + 3\text{calcita} = \text{tremolita} + \text{dolomita} + \text{H}_2\text{O} + 7\text{CO}_2$ com a reação $5\text{talco} + 6\text{calcita} + 4\text{quartzo} = 3\text{tremolita} + 6\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$ comprovam a relação textural da calcita-Fe associada a quartzos reliquiares. Com tremolita. Houzar & Leichmann (2000) e Houzar *et al.* (2000c) consideram que essas reações não produzem calcita-Mg em equilíbrio com tremolita.

O mármore de Caruaru é principalmente do tipo calcítico e geralmente as calcitas são reliquiares, provavelmente originadas de calcita-Fe ($\text{FeO} \cong 1\%$). Este fato é evidenciado pelas mudanças similares quando submetidas a CL, além de identificar este mesmo tipo de mineralogia nas auréolas de contato presentes em mármore de algumas localidades estudados em diversas pesquisas. Reações que envolvem tremolita em mármore silicosos dolomíticos e calcíticos ocorreram em fácies anfíbolítica. A tremolita geralmente não mostra CL, no entanto, pode refletir cor azul escuro sob CL em mármore dolomíticos puros como nos mármore de Surubim.



CAPITULO VI- QUÍMICA MINERAL

6.1-APRESENTAÇÃO

O entendimento de processos petrogenéticos e a avaliação do potencial econômico dos mármores passa necessariamente pela química mineral de calcita, dolomita, anfibólios, micas, feldspatos, entre outros minerais. Nestas fases minerais alguns elementos químicos são de extrema importância, pois são essenciais para o entendimento dos processos de formação da rocha. É o caso do K, Rb, Cs, Li, Fe, Mg, Mn, Nb, Ta e Ba. Como por exemplo, o caso do enriquecimento do Rb nas micas e feldspatos mais tardios e do Ba e K que se enriquecem nos feldspatos de cristalização mais precoce. Daí, o comportamento destes elementos nas rochas, como por exemplo, as razões K/Rb e Ba/Rb são adequadas para se entender sua evolução geoquímica, especialmente dos mármores.

Nos mármores do Complexo Caroolina-Surubim procurou-se estudar o comportamento destes elementos químicos presentes nos carbonatos, anfibólios, micas e feldspatos (minerais comuns a todas as lentes). Assim, os processos que modificaram as fases minerais primárias destas rochas, mostram razoáveis variações composicionais e permitem interpretar a história dos eventos metamórficos que estas foram submetidas e avaliar as mudanças ocorridas ao longo do processo de cristalização.

6.2-ANFIBÓLIOS

Nos minerais, como anfibólios, a hidroxila (OH) pode ser parcial ou totalmente substituída por F e Cl. Em alguns casos, Si pode ser substituído por Al em pequenas quantidades, não ultrapassando dois átomos por unidade de fórmula (apfu). A principal substituição em anfibólios é $Mg \leftrightarrow Fe$, embora ocorram outras substituições do tipo: $Si \leftrightarrow Al$; $(Mg, Fe) \leftrightarrow Al$; $Na \leftrightarrow Ca$ e entrada de K na posição estrutural A. Em qualquer anfibólio pode ocorrer mais de uma dessas substituições para manter o equilíbrio estequiométrico (Deer *et al.* 1996).

Os anfibólios formam um grupo de minerais cuja fórmula química geral é expressa pela equação: $A_{0-1} B_2^V C_5^IV T_8 O_{22} (OH, F, Cl)$, onde $A=Na, K$; $B=Ca, Na, Fe^{2+}, Mn, Mg$; $C=Mg, Fe^{2+}, Mn, Al^{IV}, Cr, Ti^{4+}, Fe^{3+}$ e $T=Si, Al^{IV}, Cr^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+}$. A química mineral sugere que o anfibólio em sua proporção estequiométrica ideal tenha a relação atômica de $2OH$ e $22O+H_2O$, cujo cálculo da fórmula se baseia no ferro férrico em função de $Si \leq 8$, $\Sigma Ca \leq 15$, $\Sigma K \leq 10$ e $O=23$. Os anfibólios podem ter uma estrutura ortorrômbica (séries antofilita, gedrita etc.) e monoclinica (séries cummingtonita, cálcico, cálcico-sódico e sódico) (Leake *et al.* 1997).

Os anfibólios cálcicos são composicionalmente minerais de fórmula: $A X Y Z O_{22} (OH)_2$, sendo a tremolita o mais simples, de acordo com a incorporação de Al e Na em sua estrutura. Esta proporção permite a variação composicional típica de cada anfibólio como mostra o Quadro 1. Sua complexa estrutura permite que ocorram vários tipos de substituições, devido às condições físico-químicas que influenciam no comportamento iônico do mesmo, resultando na incorporação por sua estrutura de diversos cátions e íons com cargas e raios iônicos variáveis.

As substituições podem ser simples e complexas, gerando nove tipos principais de substituições: $K^+ \leftrightarrow Na^+$; $Fe^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$; $Ca^{2+} \leftrightarrow Mg^{2+}$; $Fe^{3+} \leftrightarrow Al^{3+}$; $Al^{IV} + Al^{VI} \leftrightarrow 2Si + Mg^{VI}$ (tschermakita), $Na^+ \leftrightarrow Al^{IV} + Si$, $Na + Si \leftrightarrow Ca^{2+} + Al^{IV}$; $Na + Al^{VI} \leftrightarrow Ca + Mg$ (glaucofona) e $Ti^{VI} + 2Al^{IV} \leftrightarrow 5Mg^{VI}$ (Ti-tschermakita) (Spear 1993). Desta forma, é importante identificar os vetores de substituição, por permitir visualizar possíveis re-equilíbrios químicos e identificar suas causas expressas em diagramas de substituições seguindo parâmetros estabelecidos por Leake *et al.* (1997).

Quadro 6.1- Composição dos anfibólios cálcicos (Leake et al. 1997)

Anfibólio cálcico	A	X	Y	Z	O ₂₂ (OH) ₂
Tremolita	-	Ca ₂	Mg ₅	Si ₈	O ₂₂ (OH) ₂
Hornblenda	-	Ca ₂	Mg ₄ Al	Si ₇ Al	O ₂₂ (OH) ₂
Tschermakita	-	Ca ₂	Mg ₃ Al ₂	Si ₆ Al ₂	O ₂₂ (OH) ₂
Edenita	Na	Ca ₂	Mg ₅	Si ₇ Al	O ₂₂ (OH) ₂
Pargassita	Na	Ca ₂	Mg ₄ Al	Si ₆ Al ₂	O ₂₂ (OH) ₂

Os anfibólios presentes nas lentes de mármore desta pesquisa são compostos principalmente de tremolita e edenita. Normalmente ocorrem como cristais tabulares, hipidiomórficos, dispersos na matriz da rocha e na maioria dos casos associados às calcitas. Os diagramas de substituições químicas nos anfibólios são representados por vetores troca representados nas Figuras 6.1 a 6.4 para os mármore da Folha Caruaru (ODGRAVE e SAGRAVE) e nas Figuras 6.5 e 6.6 para os da Folha Surubim (VLPG) obtidos por análises químicas de minerais por microsonda eletrônica conforme mostram as Tabelas 6.1 a 6.6 (*vide anexa*).

6.2.1- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

(i)- Lente de Mármore Olho D'Água de Baraúna (ODGRAVE)

Os anfibólios presentes nos mármore deste perfil são cálcicos: tremolita e edenita de acordo com Leake *et al.* (1997) como mostra a Figura 6.1. Observa-se que em amostras mais distantes do contato, estes anfibólios ocorrem como cristais maiores, formando agregados dispersos na rocha e às vezes apresentam inclusões de minerais opacos. E em amostras localizadas nas proximidades do contato, sua presença geralmente é acompanhada pela alteração da calcita e um aumento significativo deste mineral. A própria estrutura deste mineral permite que os vários tipos de substituições ocorram devida às condições físico-químicas, acomodando um maior numero de íons com estequiometria variada.

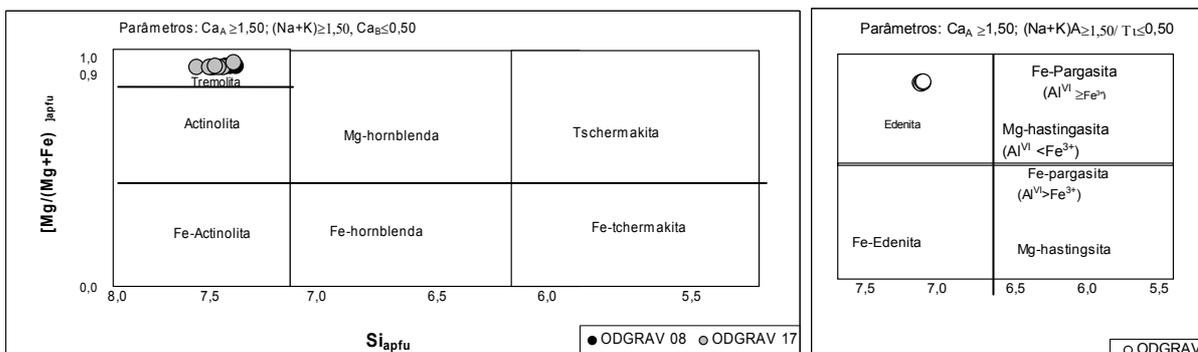


Figura 6.1- Classificação dos anfibólios do perfil ODGRAVE baseado em Leake *et al.* (1997).

No diagrama Fe_{apfu} versus Mg_{apfu} (figura 6.2a) observam-se correlação positiva entre estes elementos químicos na rocha, formando dois grupos: um com valores de Mg próximos a $3,5_{apfu}$, representativos de ODGRAVE 08 e o outro com limite superior $4,0_{apfu}$ para as amostras ODGRAVE 17 e 19. O mesmo comportamento é observado no diagrama Ca_{apfu} versus Mg_{apfu} (figura 6.2b), indicando substituição do Ca por Mg. também é importante frisar o comportamento distinto das amostras, nos gráficos de correlação da Figura 6.2. A substituição de mais de um elemento no anfibólio é permitido para manter o equilíbrio estequiométrico (Deer *et al.* 1996).

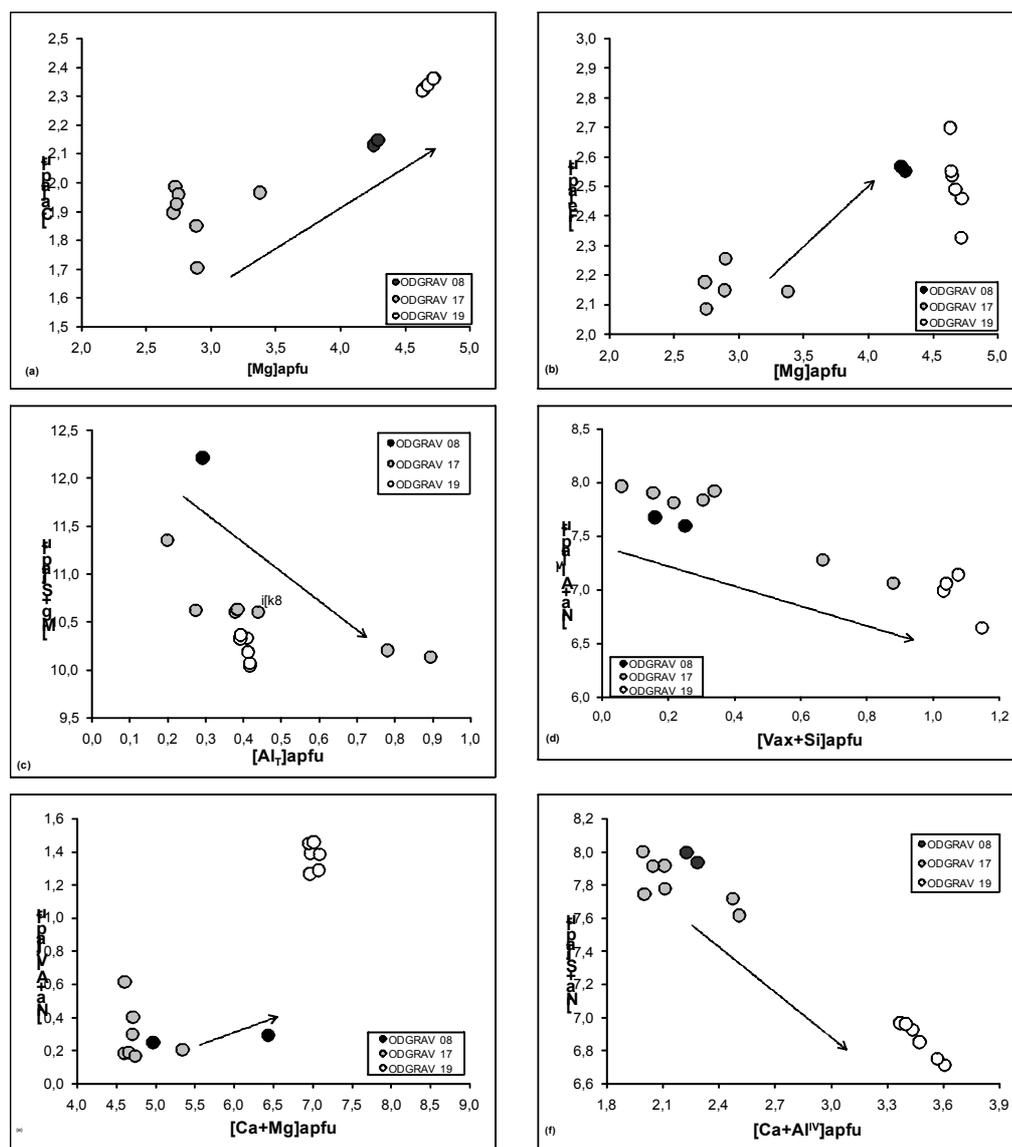


Figura 6.2- Diagramas de correlação de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) dos anfibólios do perfil ODGRAVE. As setas representam linhas de tendências na variação composicional

O diagrama $(Mg+Si)_{apfu}$ versus Al_T (figura 6.2c) mostra forte correlação negativa. Isto implica em substituição efetiva do tipo tschermequita. Sugere-se que este comportamento resulte do re-equilíbrio iônico levando a estabilidade química do mineral (Spear 1993). Os vetores de substituições do tipo tschermequita e edenita definidos pelos anfibólios presentes nas amostras desta lente são comuns em anfibólios cálcicos e sua combinação linear é denominada pela substituição do tipo pargassita (figuras 6.2c, d). Este tipo de substituição resulta na solução sólida actinoilita-hornblenda e ocorre em

resposta ao equilíbrio físico-químico. As substituições do tipo plagioclásio destas amostras geralmente estão associadas às mudanças nas condições físicas, uma vez que o NaSi pode realojar o CaAl com o aumento da pressão. Na figura 6.2d o NaSi está sendo substituída por CaAl^{VI} , esta substituição pode estar refletindo o metamorfismo de baixa pressão em que foram submetidas às supracrustais do CCS.

O diagrama $(\text{Na}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$ (figura 6.2e) também mostra uma forte correlação linear negativa, implica substituição do tipo edenita. O mesmo comportamento é detectado no diagrama $(\text{Ca}+\text{Mg})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Na}+\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{apfu}}$ da Figura 6.2f. Observam-se em todos os diagramas da Figura 6.2, a amostra ODGRAVE 19 forma grupos distintos, com maior teor de apfu de Mg, Ca, Al do que as demais amostras (ODGRAVE 08 e 17), mostrando ser uma edenita.

(ii)- Lente de Mármore Olho D'Água de Santo Antônio (SAGRAVE)

Nesta lente, o anfibólio apresenta variação composicional similar a de ODGRAVE. Isto é, constituiu-se principalmente de tremolita (figura 6.3a) e subordinadamente edenita (figura 6.3b) caracterizam-se pela razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ bastante homogênea e valores de Si_{apfu} bastantes variáveis com amostra SAGRAVE 17 com as menores razões.

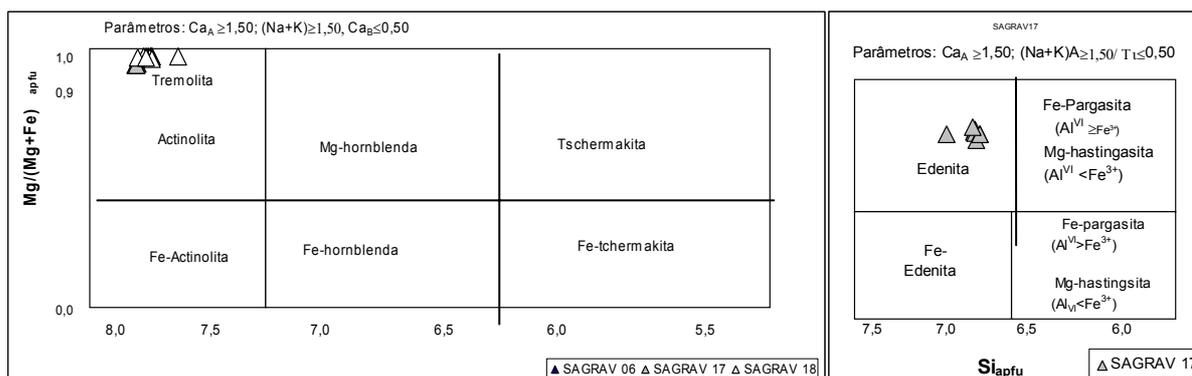


Figura 6.3- Classificação dos anfibólios do perfil SAGRAVE.

Os diagramas da Figura 6.4a [$(\text{Na}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$] e da Figura 6.4e [$(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Na}+\text{Si})_{\text{apfu}}$] mostram substituição acoplada de $(\text{Na}+\text{Si})$ por $(\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}})$. Os teores de Ca e Fe em apfu são poucas variáveis, atribuindo-se ausência de vetores de substituição envolvendo estes elementos. Os teores de Si_{apfu} estão associados às substituições do tipo edenita e tschermequita.

Os diagramas das Figuras 6.4b e 6.4d, (Fe_{apfu} versus Mg_{apfu} e Mg_{apfu} versus Ca_{apfu}) mostram fracas correlações negativas nos anfibólios expressas pelos vetores de troca. No entanto, observam-se no diagrama 6.4b a presença de dois vetores de substituição com comportamento distinto, sem correlação clara. Os anfibólios com relação a trocas simples mostram um vetor de substituição (figura 6.4c), dado pela a correlação $(\text{Mg}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus Al_T e $(\text{Na}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Na}+\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{apfu}}$. Não ocorre substituição do tipo tschermequita, implica ausência de re-equilíbrio químico. Os vetores de substituição glaucofona e plagioclásio, pela sua configuração (preferência de Ca, Mg e Al^{VI} , refletem o metamorfismo de baixa pressão atuante na região.

Na Figura 6.4e, a relação $(\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Ca}+\text{Mg})_{\text{apfu}}$ não mostra boa correlação, implicando que a substituição de $(\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$ por $(\text{Ca}+\text{Mg})_{\text{apfu}}$ não se efetivou. Observa-se, entretanto que as amostras se distribuem em dois grupos distintos constituídos pelas amostras SAGRAVE 6 e 18. O

outro grupo é constituído exclusivamente por SAGRAVE 17. De modo geral, estes dois grupos de amostras são distintos e que o conteúdo de Fe é consideravelmente maior que o de Ca na amostra SAGRAVE 17 em relação às demais.

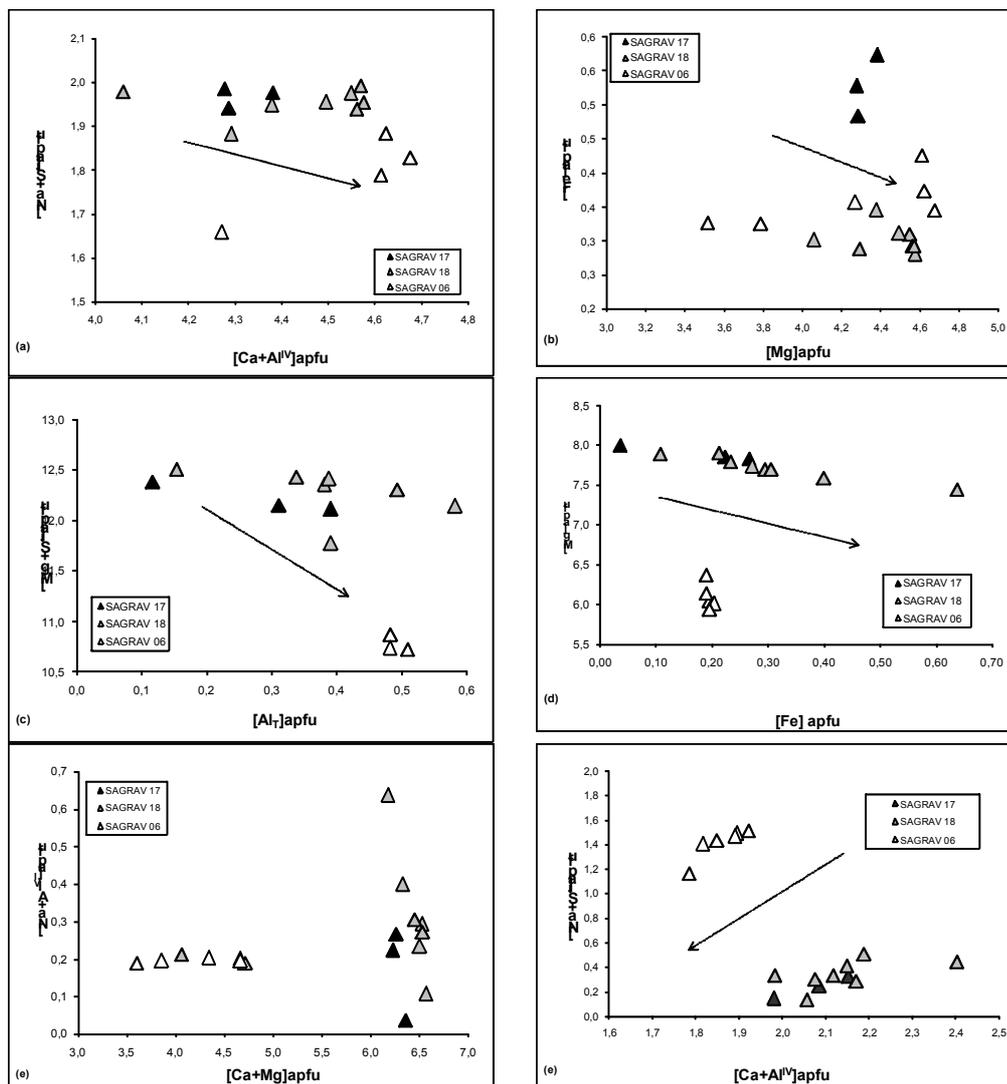


Figura 6.4 - Diagramas de correlação de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) dos anfibólios do perfil SAGRAVE. As setas representam linhas de tendências na variação composicional.

6.2.2- MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

(j) - Lente de Mármore Vertente do Lério (VLPG)

Os anfibólios do mármore de Vertente do Lério (VLPG) apresentam variações de tremolita-actinolita (figura 6.5a) a edenita (figura 6.5b). Os anfibólios ocorrem como cristais tabulares, de tamanhos variáveis, dispersos na matriz da rocha e geralmente ocorre associados às calcitas ou como inclusões destas. Sua ocorrência geralmente se reduz em direção ao topo do perfil. O vetor de substituição di tipo pargasita, originados da combinação linear dos vetores tchermaquita e edenita (figura 6.5a e 6.5b), é responsável pela solução actinolita-hornblenda inferindo uma distribuição horizontal das amostras de conseqüentemente

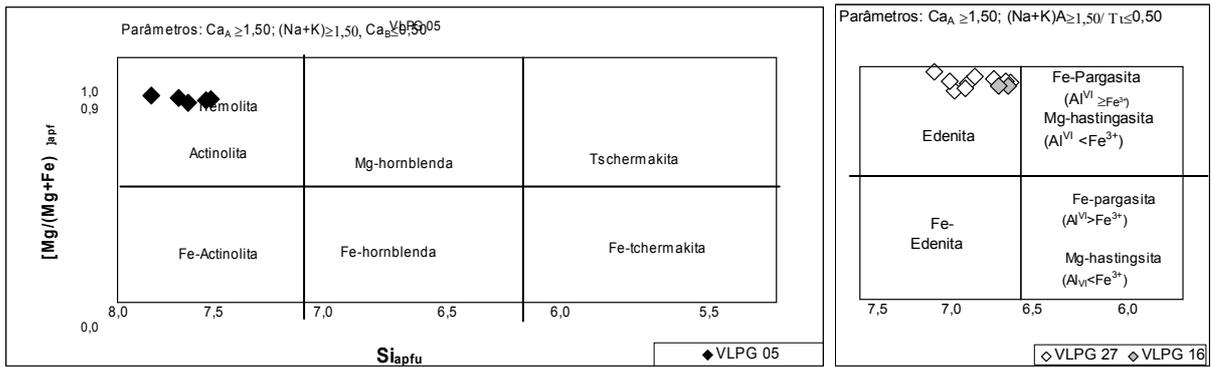


Figura 6.5- Classificação dos anfibólios do perfil V LPG.

Através de diagramas de variação composicional observam-se na Figura 6.6a e 6.6d a ausência de vetores de substituição do tipo Fe-Mg e Ca-Mg e nem uma relação espacial com estes elementos. Avaliando-se o comportamento dos vetores de substituição, representados na Figura 6.6a e 6.6b, observa-se que no diagrama a relação Mg_{apfu} versus Ca_{apfu} mostra correlação vertical linear negativa bem definida e a correlação Fe_{apfu} versus Mg_{apfu} não é definida, implicando em formação de solução sólida tremolita-actinolita, por incorporação de Fe na estrutura da tremolita.

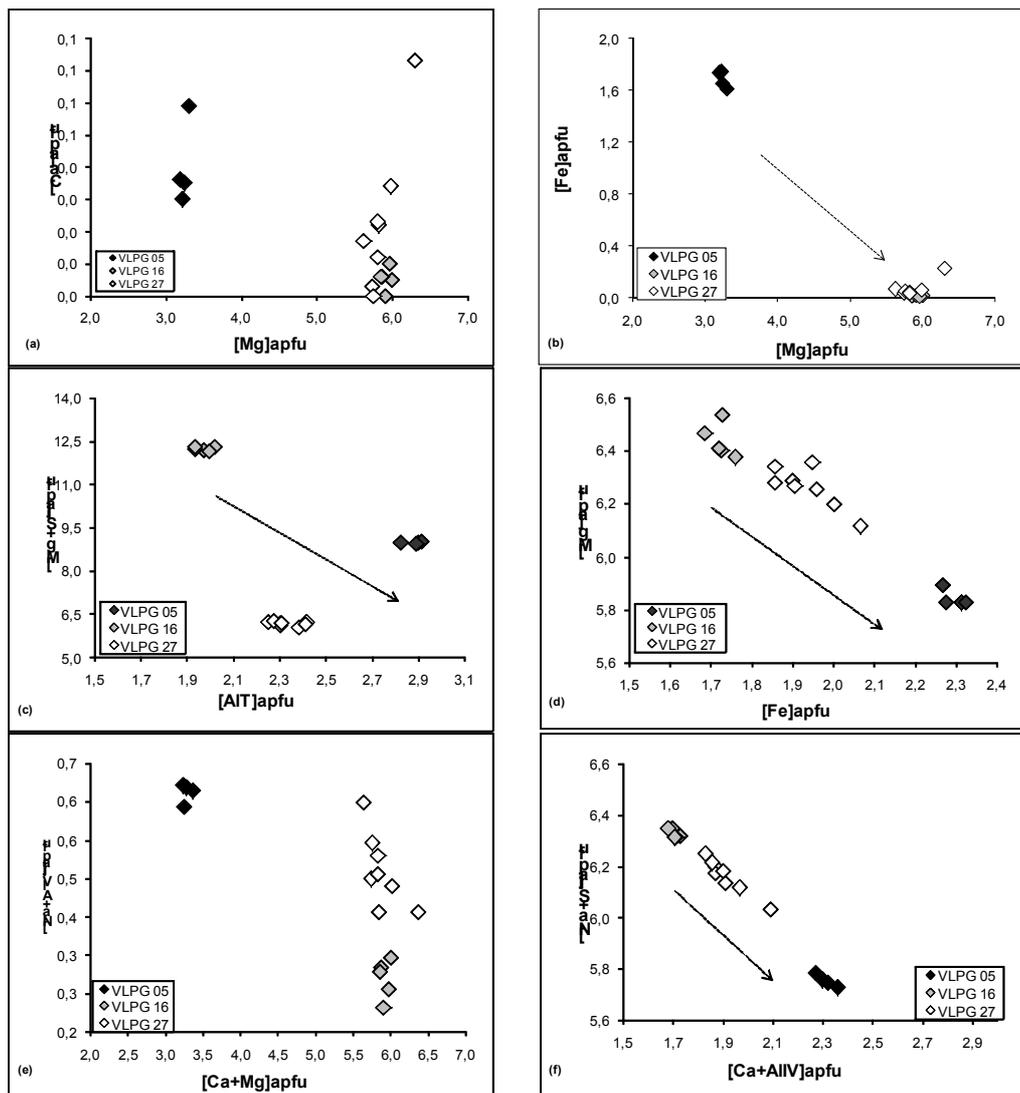


Figura 6.6- Diagramas de correlação de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) dos anfibólios do perfil V LPG. As setas representam linhas de tendências na variação composicional.

Há uma correlação negativa no diagrama $(Mg+Si)_{apfu}$ vs $Al_{(T)apfu}$ (figura 6.6e) provavelmente relacionada à substituição do tipo tschermequita. De acordo com Spear (1993) a combinação de troca do tipo edenita e tschermequita, na proporção 1:3 resulta na solução sólida actinolita-tremolita e ocorre em resposta a re-equilíbrios físico-químicos.

O diagrama $(Na+Al^{VI})_{apfu}$ vs $(Ca+Mg)_{apfu}$ (figura 6.6c) mostra trends verticais, embora possa sugerir-se substituição de tipo edenita. O diagrama $(Na+Si)_{apfu}$ vs $(Ca+Al)_{apfu}$ apresentam forte correlação negativa, implicando com este comportamento, na substituição de tipo edenita. Observa-se que nos diagramas 6.6 a, b, c as amostras analisadas mostram *gap's* e no diagrama 6.6e não há definição de *trend* nos vetores de substituição composicional.

6.2.3- CONSIDERAÇÕES PARCIAIS DOS ANFIBÓLIOS NOS MÁRMORES DO CCS

Os anfibólios analisados nos mármore do Complexo Caralina-Surubim mostram $(Ca+Na)B \geq 1,0$ e $NaB \leq 0,5$ sendo classificados como anfibólios cálcicos. Observa-se que os anfibólios caem no campo da tremolita e edenita, são caracterizadas por maior enriquecimento em Ti e teores mais baixos de Al e K demonstrando possíveis substituições do tipo Na, $K-Al \leftrightarrow \square$, Si, Al^{IV} , $Al^{VI} \leftrightarrow Mg$, Si e Fe^{3+} , $Al \leftrightarrow Mg$, Si. Basicamente mostram em que amostras houve aporte de Al substituindo o Mg e o Si nos sítios Y e Z, ou quando houve aporte de Na ao sítio A, vazio na tremolita. Observa-se que nos anfibólios de todas as lentes amostradas um baixo aporte de Na e Al, demonstrado pelas correlações negativas nos diagramas de vetores de substituição e pelos diagramas de classificação de anfibólios cálcicos de Leake *et al.* (1997), corroborado pela presença de tremolita e edenita em todas as lentes de mármore.

Se a substituição do Na fosse completa e desaparecesse gradativamente o Ca até não restar mais nada de Ca, se formariam os anfibólios alcalinos, o que não é o caso destas amostras apresenta paragênese cálcica (calcita mármore e dolomita mármore), apenas com pequenas quantidades de Al (molécula da tschermakita na tremolita) e de Na nas edenita. Apenas em VLPG houve uma pequena substituição de Fe por Mg (correlação negativa no diagrama 6.6b), sugerindo que algumas tremolitas são na realidade uma solução sólida tremolita-actinolita, ou seja, o Fe entrou na composição das tremolitas.

Uma questão a se discutir é a origem destes elementos, pois o metamorfismo dos mármore se faz no sistema CMS-HC ($CaO-MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$) (ver capítulo de Metamorfismo), porém Bucher & Frey (1994) sugerem que é comum a adição de fluidos metamórficos ou metassomáticos contendo algum destes elementos: F, Al, Na e K. Uma possibilidade é que o Al e o Na adicionados ao sistema químico da calcita mármore e dolomita mármore sejam provenientes dos minerais em contato com os mesmos (micaxistos e paragnaissses).

6.3- CARBONATOS

Os carbonatos são grupos de minerais cuja unidade fundamental é o CO_3 donde deriva sua identidade. Embora na natureza haja aproximadamente 60 minerais conhecidos do grupo dos carbonatos, muitos deles são relativamente raros e algumas espécies menos frequentes, contendo CO_3 associado com radicais hidroxilas ou halogênios e sulfatos ou fosfatos (Deer *et al.* 1981).

A estrutura da calcita incorpora cátions divalentes (Ca, Mg, Fe, Cd, Mn, Zn, Co, Cu e Ni) como nos carbonatos de sistema trigonal: calcita, dolomita, magnesita, siderita, etc. (Reeder *et al.* 1990). A calcita tem estrutura similar a da halita, onde o Ca ocupa o lugar do Na e $(\text{CO}_3)^{2-}$ o lugar de Cl. Tem distribuição generalizada na natureza. Nas rochas metamórficas os carbonatos sedimentares sofreram metamorfismo térmico ou regional podendo, durante o metassomatismo reagir com novos elementos dando origem a diversas associações mineralógicas. A substituição mais freqüente da calcita é Ca por Mg e Ca por Fe^{2+} . O Ca é também substituído por pequenas quantidades de Sr, embora este elemento seja mais abundante na aragonita que em calcita (Deer *et al.* 1966).

Os diagramas composicionais expressos em vetores de substituição das calcitas e dolomitas das lentes de mármore estudadas (ODGRAVE, SAGRAVE e VLP) são mostrados na Figura 6.7.

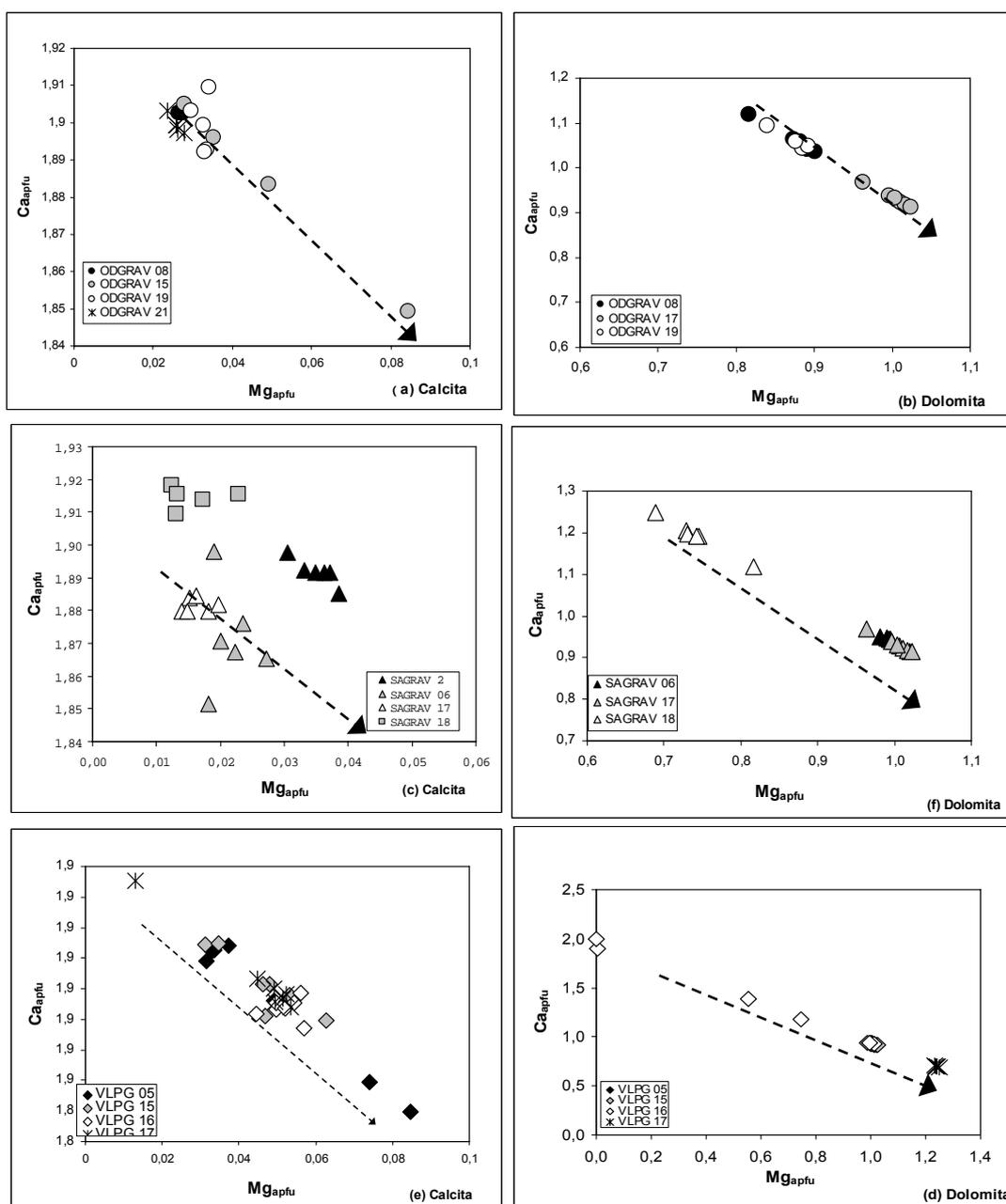


Figura 6.7- Diagrama de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) das calcitas e dolomitas dos perfis ODGRAVE, SAGRAVE pertencentes à Folha Caruaru e VLP da Folha Surubim. Os diagramas (a), (c) e (e) representam as calcitas e os diagramas (b), (d) e (f) representam as dolomitas das respectivas amostras analisadas.

Na Figura 6.7a [Ca_{apfu} versus Mg_{apfu}] mostra que as substituições destes cátions em suas estruturas com correlações negativas. Este comportamento é homogêneo ao longo dos perfis, no entanto, o aumento gradativo de Mg da base para o topo, é observado principalmente nos contatos. No entanto, há pouca variação na proporção de Ca e Mg na borda e núcleo dos grãos analisados, conforme mostra as Tabelas 6.4 e 6.9 (*vide anexa*).

O aumento gradativo de Mg ocorre devido à substituição simples do Mg pelo Ca na estrutura da calcita e da dolomita (figura 6.7a, b) havendo, portanto, um aumento gradativo de do teor de Mg_{apfu} , das amostras ODGRAVE 08 (próximo ao contato) e ODGRAVE 15. Este enriquecimento em Mg parece está relacionado às trocas com os paragnaisses, influenciando nas substituições destes cátions com conseqüente aumento gradativo de Mg com a proximidade do contato. Nas demais amostras deste perfil, aparentemente houve poucas substituições na estrutura da calcita, em que as maiores concentrações de Mg encontram-se no topo do perfil (próximo ao contato superior com o paragnaisses). Comportamento similar foi observado em relação á dolomita.

Os diagramas das Figuras 6.7c e 6.7d ilustram a variação composicional de Ca e Mg em átomos por formula unitária para a lente SAGRAVE. As calcitas e dolomitas apresentam composições mais magnesianas, inferindo comportamento homogêneo ao longo do perfil. A Figura 6.7c, não mostra relação espacial definida entre Mg e Ca para a calcita, enquanto a dolomita mostra uma melhor relação espacial definindo um *trend* negativo do vetor de substituição de Mg por Ca na estrutura da calcita. O que o diferencia um pouco da lente ODGRAVE, com homogeneidade de comportamento das dolomitas e as calcitas apresentam *plots* diferenciados.

Para a lente VLPG, os diagramas de variação composicional (Figuras 6.7e e 6.7f) mostram que os teores extremamente variável de MgO se devem a substituição do Mg por Ca na estrutura da calcita e dolomita definindo um *trend* com correlação negativa. Estas substituições são mais variadas nas amostras VLPG 05 e 17, onde os vetores de substituição são mais definidos. Neste perfil, os maiores teores de calcitas e dolomitas com maiores teores de Mg encontram-se no topo (próximo ao contato superior com o paragnaisses)

6.3.1- CONSIDERAÇÕES PARCIAIS DOS CARBONATOS NOS MÁRMORES DO CCS

Os mármore da Folha Caruaru são predominantemente calcíticos com teor de CaO de peso percentual de calcitas no perfil ODGRAVE de 93,26 a 99,59% e em SAGRAVE é de 95,37 a 98,38% e o teor de MgO variou de 0,45 a 1,04% e de 0,188 a 2,02% para os perfis ODGRAVE e SAGRAVE, respectivamente. Nos mármore da Folha Surubim predomina dolomita em que o perfil VLPG apresenta uma variação em peso percentual de 90,32 a 92,04% e o teor de MgO apresentou uma variação de 39 a 53%. Por outro lado, os teores de Fe, Sr e Mn ocorrem em teores próximos ao limite de detecção do equipamento. A variação de CaO nas calcitas foi <0,2% em todas as lentes estudadas e na dolomita houve variação de até 0,7%.

6.4-FELDSPATOS

Os feldspatos, considerados um dos grupos mais importantes de minerais que constituem a crosta terrestre. Cristalizam-se nos sistemas triclinico ou monoclinico, são aluminosilicatos e quimicamente inseridos no sistema ternário $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Principal base de classificação das rochas magmáticas, ausentes em poucas rochas ultramáficas e alcalinas; constituintes importantes dos pegmatitos, gnaisses, xistos e em muitas rochas geradas por metamorfismo. Embora susceptíveis de alteração e meteorização, estão presentes nos sedimentos arenosos, sob a forma de grãos detriticos e/ou autógeno, têm importância em sedimentos pelíticos, carbonáticos e nas rochas originárias destes, como nos mármore.

O comportamento dos feldspatos na rocha é identificado pela caracterização química e estrutural, influenciado pela temperatura e pressão de cristalização. Apresentam substituição parcial de Si por Al, resultando três grupos principais: potássicos, sódico-cálcicos e bário. São monoclinicos (ortoclásio) e triclinicos (microclina), formando cadeias arqueadas de anéis de quatro membros que se estendem na direção do eixo-a, unidas por ligações iônicas com os íons de K, Na, Ca ou Ba. Os cátions monovalentes ou bivalentes são rodeados por dez oxigênios. Estes íons juntamente com Fe, Pb, Rb e o Cs podem ocupar o único tipo de posição catiônica, existindo em certo grau substituição iônica entre todos eles. Desses cátions, os três primeiros são importantes, servem de base na composição dos feldspatos: ortoclásio, albita e anortita.

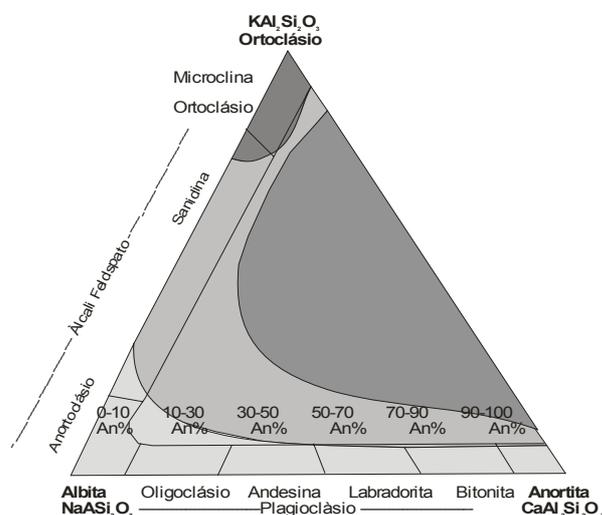
6.4.1- PLAGIOCLÁSIOS E FELDSPATOS ALCALINOS

Os termos da série $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 são conhecidos por feldspatos alcalinos e os compreendidos entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ são plagioclásios (Deer *et al.* 1981). Os termos extremos das séries de soluções sólidas são ortoclásio (KAlSi_3O_8), albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). As moléculas de albita e anortita formam solução sólida entre os seus membros; a albita e o ortoclásio formam solução sólida apenas a altas temperaturas, sendo parcial ou ausente em temperaturas baixas; a anortita e o ortoclásio exibem solução sólida muito limitada e apenas em altas temperaturas. Dessa forma, a composição dos feldspatos pode ser expressa em termos dessas moléculas ($\text{Ab}_5\text{An}_{92}\text{Or}_2$ – anortita quase pura; $\text{Ab}_{40}\text{An}_3\text{Or}_{57}$, anortoclásio).

Diferentemente dos feldspatos alcalinos, a série dos plagioclásios é estável a baixas temperaturas e forma uma serie de solução solida contínua entre Albita e Anortita. Nesta série, algumas composições receberam nomes diferentes conforme diagrama da Figura 6.8, e cujos valores são dados no Quadro 6.2. Os três tipos principais de feldspatos exibem modificações tanto de alta como de baixa temperatura, distribuindo-se o Al nos espécimes de alta temperatura de maneira fortuita, ao passo que nas variedades de baixas temperaturas o Al e o Si possuem uma relação ordenada. Estes feldspatos são classificados segundo suas propriedades óticas em quatro séries: (a) Albita de baixa temperatura – Microclina; (b) Albita de alta temperatura – Sanidina de alta temperatura – Sanidina e (c) Albita de baixa temperatura – Ortoclásio (Deer *et al.* 1981).

Quadro 6.2- Classificação e série dos plagioclásios em função de %anortita.

Série dos Plagioclásios		
Nome	Composição (% em Anortita)	Definições
Albita	An0 a An10	Constituinte mineral comum associado às rochas mais ácidas
Oligoclásio	An10 a An 30	Comum em granito, sienito, diorito e gnaisse, frequentemente associado ao ortoclásio
Andesina	An30 a An50	Característico de rochas com teor de sílica moderada, (diorito e andesito)
Labradorita	An50 a An70	Característico de rochas básicas (diorito, gabro, andesito ou basalto) estando geralmente associado a um dos piroxênios ou anfíbólios
Bytonita	An70 a An90	Mineral raro, ocasionalmente encontrado em rochas mais básicas
Anortita	An90 a An100	Cristaliza-se no sistema triclinico e é característica de rochas máficas como gabro e basalto

**Figura 6.8-** Diagrama de variação composicional (apfu) dos feldspatos (Fonte: Deer *et al.* 1981).

6.4.2- CARACTERIZAÇÃO DOS FELDSPATOS NOS MÁRMORES DO CCS

Resultados analíticos estudados agora são mostrados nas Tabelas 8.4 a 8.6 (*vide anexo*), com estequiometria calculada para 32 oxigênios de acordo com Deer *et al.* (1981) e os pontos analisados (entre núcleo e borda) de cristais de plagioclásio na matriz carbonática foram projetados no Diagrama Ab-An-Or (figura 6.9). com eixos: X=Anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), Y=Ortoclásio ($\text{KAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) e Z=Albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) como mostra a Figura 6.9: (a) ODGRAVE e (b) SAGRAVE representam os mármore da Folha Caruaru e em (c) diagrama do perfil VLPG na Folha Surubim.

Os vetores composicionais plotados nos diagramas composicionais (figuras 6.9a e 6.9b) indicam que algumas amostras de Caruaru estão inseridas entre o grupo em que o teor de anortita que variam de 10 a 70%, incluindo assim a série: oligoclásio, andesina e labradorita. Enquanto que as amostras de mármore de Surubim estão inseridas no campo cuja composição varia de 30 a 60% de anortita, ou seja, se classificam como predominando o tipo composicional característico de andesina, embora algumas amostras apresentassem composição típica de oligoclásio. Estas diferentes composições para os plagioclásios nestas amostras refletem a origem diferente dos mesmos e está

coerente com a hipótese de comportamento plástico dos mármore devido à tectônica atuante na área, as quais englobaram porções das rochas adjacentes, e assimilaram os minerais constituintes dos mesmos. A substituição do tipo plagioclásio provavelmente resulte do metamorfismo de baixa pressão das rochas supracrustais do CCS, havendo, portanto, preferência de Ca+Mg em relação ao Si+Al^{VI} nos anfibólios (figuras 6.4, 6.5 e 6.6) juntamente com os vetores de troca do plagioclásio.

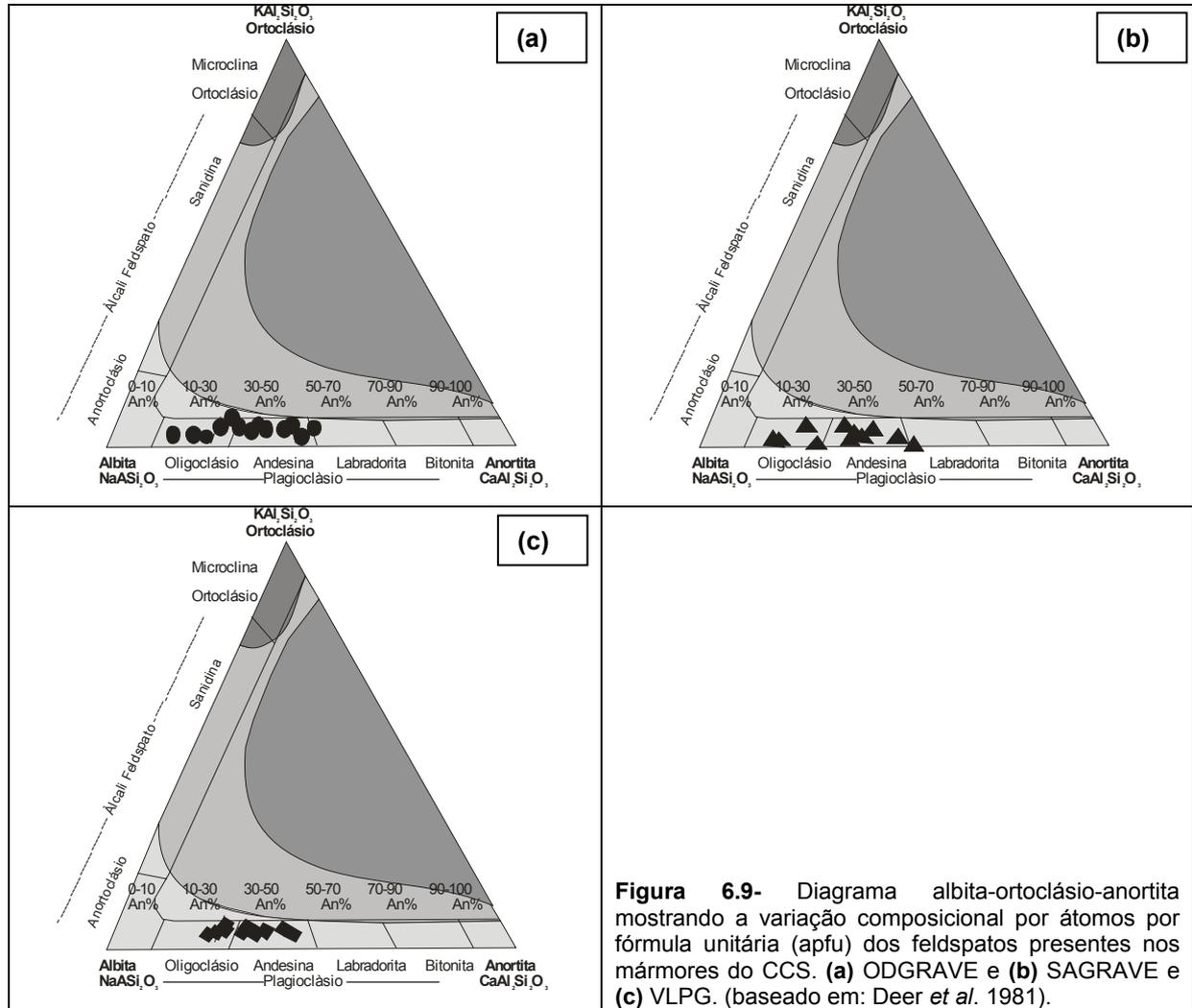


Figura 6.9- Diagrama albita-ortoclásio-anortita mostrando a variação composicional por átomos por fórmula unitária (apfu) dos feldspatos presentes nos mármore do CCS. **(a)** ODGRAVE e **(b)** SAGRAVE e **(c)** VLPG. (baseado em: Deer *et al.* 1981).

6.4.3- CONSIDERAÇÕES PARCIAIS SOBRE OS FELDSPATOS NOS MÁRMORES DO CCS

Os resultados obtidos foram projetados no diagrama triangular albita-ortoclásio-anortita. Os plagioclásios analisados da fácies porfírica mostram composição variando de An10 a An25, enquanto que os cristais de plagioclásio de fácies equigranular são mais cálcicos variando de An25 a AN30 (figura 6.9). Nas rochas equigranulares grossas, embora os valores de borda e núcleo não extrapolem essa composição, alguns cristais isolados apresentam-se zonados com os teores de albita, ora diminuindo, ora aumentando, ora diminuindo do núcleo para a borda. Os plagioclásios da matriz encontram-se dentro do intervalo composicional e não apresenta zonação. Nas fácies máficas, a composição do plagioclásio varia de oligoclásio a andesina, com as bordas variando de An25 a An32 e os núcleos de An27 a An30, atingindo a composição labradorítica (An58-62). Como ocorre nas fácies mais félsicas, os plagioclásios da matriz também possuem a mesma composição dos

fenocristais. Nas rochas mesocráticas a composição do plagioclásio cai no campo da andesina (An28-32), contendo alguns cristais isolados observou-se uma tendência de aumento de moléculas de albíta e ortoclásio acompanhada com o aumento dos teores de bário, do núcleo a borda.

6.5-MICAS

Micas formam grupo de minerais com morfologia lamelar e clivagem basal perfeita, consequência de sua estrutura atômica com dois tipos de ligações. Os tipos mais comuns são: muscovita, paragonita, glauconita, lepidolita e flogopita. Em rochas metamórficas há predomínio de flogopita e muscovita sobre os demais tipos de micas. A fórmula geral das micas pode ser expressa por $X_2Y_{4-6}Z_8O_{20}T_4$, onde $X = K, Na, Ca, Ba, Rb, Cs$; $Y = Al, Mg, Fe, Mn, Cr, Ti, Li$, $Z = Si, Al$ e provavelmente Fe^{3+} e Ti e $T = OH$ e F . Estruturalmente são divididas em dioctaédricas e trioctaédricas. Baseados em Deer *et al.* (1981) identificou-se os tipos presentes nos mármore desta pesquisa.

Comumente as micas analisadas apresentam soma de óxidos entre 94 e 95%, provavelmente pela presença de quantidades consideráveis de H_2O em sua estrutura, característico das micas. Os resultados das análises mostram constância de proporções de Ca e Mg da borda e núcleo dos grãos (tabelas 6.13a e 6.15b) as quais possibilitam uma distinção entre os diversos tipos de micas encontradas nos mármore estudadas (SAGRAVE, ODGRAVE e VLPG). Observa-se que as micas são ricas em Fe e Mg e podem ser classificadas como siderofilita e flogopita no perfil VLPG (ODGRAVE) e do tipo eastonita e siderofilita nos perfis ODGRAVE e SAGRAVE. Esta variação mostra a diversidade composicional nas ocorrências de mármore das Folhas Caruaru e Surubim.

6.5.1- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

(i)-Lente de Mármore Olho D'Água de Gravatá ODGRAVE

A Figura 6.10, mostra as relações $(Na+Si)_{apfu}$ versus $(Ca+Al^{IV})_{apfu}$, $(Mg+Si)_{apfu}$ versus $(Al^{IV}+Al^{VI})_{apfu}$ e $(\square+Si)_{apfu}$ versus $(Na+Al^{IV})_{apfu}$ para as micas deste perfil.

O diagrama $(Na+Si)_{apfu}$ versus $(Ca+Al^{IV})_{apfu}$ (figura 6.10a) mostra correlação negativa regular, considerando todas as amostras. Uma amostra (ODGRAVE 19) não apresenta estes parâmetros. Provavelmente, esta possível substituição resulta da percolação de fluidos e a pressão destes interfere nos processos termodinâmicos, temperatura de equilíbrio das reações entre minerais, bem como no estado de valência dos elementos químicos. Daí, reações metamórficas sob baixa pressão, são mais lentas. As substituições do tipo tchermaquita e edenita são responsáveis pela diminuição progressiva de Si e aumento de Al na solução sólida flogopita-eastonita.

No diagrama 6.10(b) há correlação negativa entre $(Mg+Si)_{apfu}$ versus $(Al^{IV}+Al^{VI})_{apfu}$ sugerindo que a substituição tschermequita se processa nas micas dessa lente. Este comportamento provavelmente indica mudanças nas condições de metamorfismo.

O diagrama $[(Na+Si)_{apfu}$ versus $(Na+Al^{IV})_{apfu}]$ (figura 6.10c) sugere dois *trends* que indicam correlações negativa e positiva, implicando que a substituição edenita se processa nas micas dessa lente e no digrama $Fe/(Fe+Mg)_{apfu}$ versus $Al^{IV}_{(apfu)}$ (figura 6.10d) mostra vetor de variação composicional indicando substituição de $Mg \leftrightarrow Fe$, comum nestas micas. Sugere-se que as micas apresentam uma variação significativa nos teores de Si, influenciando em sua composição final.

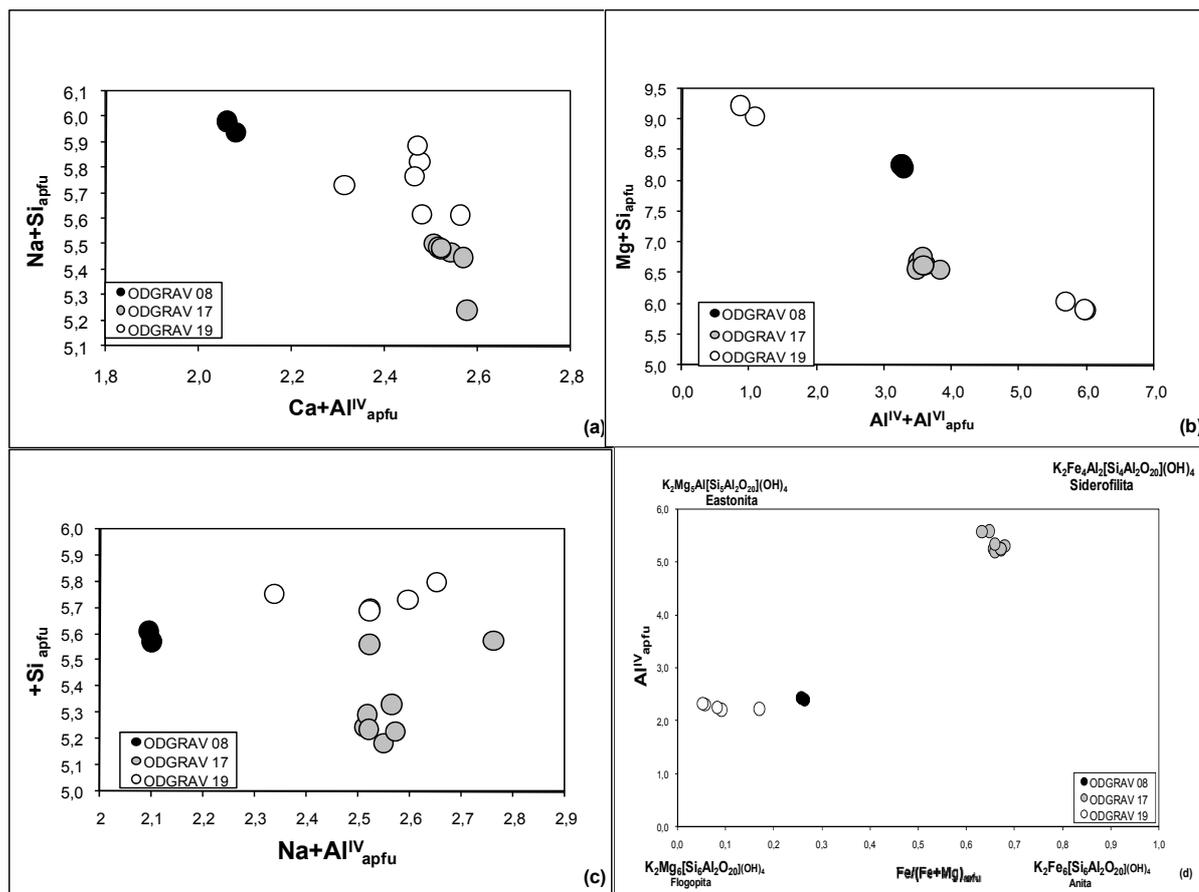


Figura 6.10- Diagrama de variação dos elementos por fórmula unitária das micas do perfil ODGRAVE.

(ii)- Lente Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)

Nas amostras do perfil SAGRAVE, foram identificadas as variações composicionais das micas em função dos diagramas mostrados na Figura 6.11 em que (a) $(Na+Si)_{apfu}$ versus $(Ca+Al^{IV})_{apfu}$, (b) $(Mg+Si)_{apfu}$ versus $(Al^{IV}+Al^{VI})_{apfu}$ (c) $(Na+Si)_{apfu}$ versus $(Na+Al^{IV})_{apfu}$ (d) $Fe/(Fe+Mg)_{apfu}$ versus Al^{IV}_{apfu} . Observam-se nos diagramas correlações negativas, predominando vetores de substituição dos tipos flogopita e anita. Deste modo, leva-se em consideração que os vetores de substituição di tipo edenita é responsável pela distribuição das amostras seguindo eixo-Y na Figura 6.11a, caracterizada pela solução sólida eastonita-flogopita, devido o aumento do teor de Al^{IV} e redução do teor de Si na estrutura do mineral.

É importante observar que no diagrama $(Mg+Si)_{apfu}$ vs $(Al^{IV}+Al^{VI})_{apfu}$ (figura 6.11b) os vetores de substituição mostram dois *trends*: um envolvendo amostras SAGRAVE 06, SAGRAVE 17 e SAGRAVE 18 correspondendo ao campo da anita de baixo Mg e o outro grupo encontram-se bem próximo ao eixo intermediário de micas no campo da flogopita e eastonita, sugere-se que estas micas sejam flogopitas. Cálculos estequiométricos mostram que as micas da amostra SAGRAVE 06 apresentam comportamento diferenciado das demais amostras: maior teor de $(Na+Si)$ e menor de $(Na+Al^{IV})$. Também a amostra SAGRAVE 15 apresenta micas de alto Mg. Este comportamento pode ser interpretado como resultado do metamorfismo de baixa pressão, com reequilíbrios físico-químicos ocorridos durante o processo de metamorfismo.

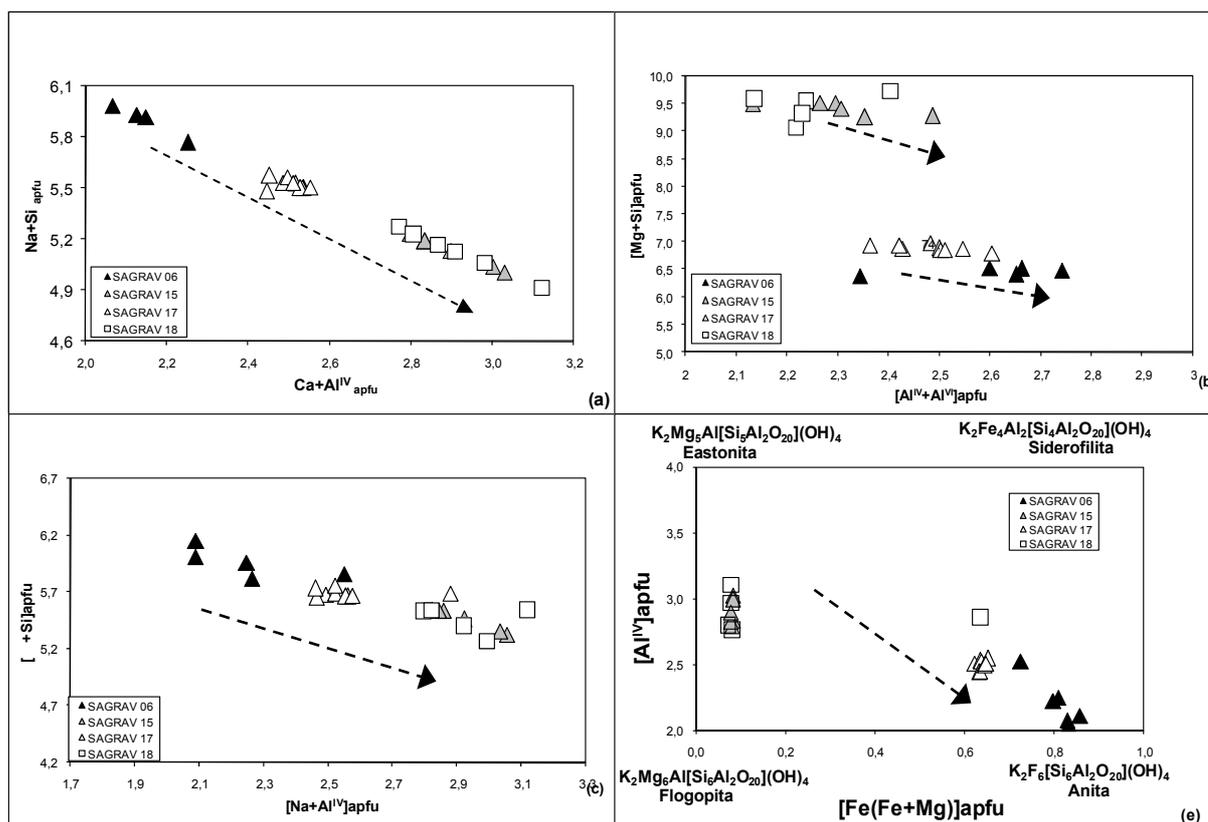


Figura 6.11- Diagrama de variação dos elementos por fórmula unitária das micas do perfil SAGRAVE.

6.5.2- MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

(i)- Lente de Mármore Vertente do Lério (VLPG)

As micas desta lente são do tipo flogopita e apresentam-se plotados nos diagramas da Figura 6.12, mostram *trends* com vetores de substituição bem definidos. Os diagramas da Figura 6.12a e 6.12c exibem correlações negativas bem definidas para $(\text{Na}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$ e $(\text{Na}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Na}+\text{Al}^{\text{IV}})_{\text{apfu}}$, mostrando substituições do tipo flogopita com razões decrescentes de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})_{\text{apfu}}$ e diferenças nos teores de Al^{IV} , a qual se deve as substituições do tipo edenita a anita. Estas substituições são responsáveis pela diminuição progressiva nos teores de Si com o aumento de Al. Em todos eles as siderofilitas formam grupos separados das eastonitas, caracterizadas por maiores teores de Fe e mais baixos teores de Si.

O diagrama da Figura 6.12b, $(\text{Mg}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ versus $(\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}})_{\text{apfu}}$, mostra valores de $(\text{Mg}+\text{Si})_{\text{apfu}}$ com maior variação que as outras estudadas, indicando que esta lente é distinta das demais. Importante observar dois *trends* de variação composicional com correlações negativas, um envolvendo eastonita e o outro as siderofilitas.

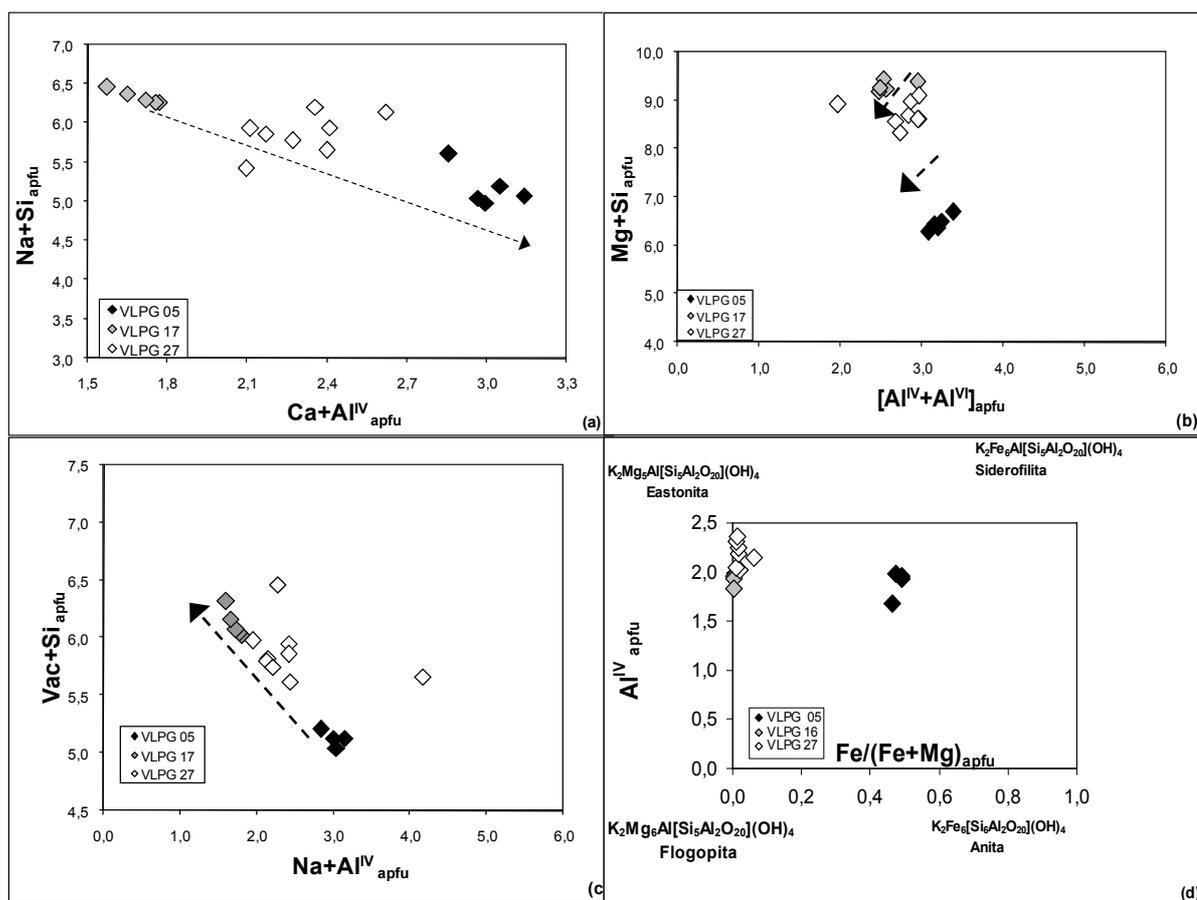


Figura 6.12- Diagrama de variação dos elementos por fórmula unitária das micas do perfil V LPG.

6.5.3- CONSIDERAÇÕES SOBRE AS MICAS DOS MÁRMORES DO CCS

As micas ricas em Fe e Mg são siderofilita, flogopita, eastonita e anita, variando de acordo com a lente de mármore. Foram realizadas análises pontuais no centro de cristais de flogopitas e projetadas no diagrama classificatório Al^{IV} vs Fe/(Fe+Mg) (Deer et al. 1966). Os resultados obtidos mostram que as flogopitas da de ODGRAVE ocorrem apresentando composições projetando-se dentro do campo das flogopitas e siderofilita próximo ao limite com o campo das biotitas (figura 6.10.d).

As amostras da lente SAGRAVE projetam-se no campo da anita e eastonita. E na lente e na lente V LPG as flogopitas projetam no campo da eastonita e siderofilita. Isto sugere que as lentes de mármore estudadas mostram diversificações mineralógicas. Estas flogopitas correspondem a 1-2% do volume modal da rocha metacarbonática, medindo tamanhos submilimétricas (<0,75mm) e ocorre nos interstícios dos cristais do anfibólio subcentimétricos a milimétrico

6.6-PIROXÊNIOS

Piroxênios formam um grupo de minerais ricos em Fe, Ca e Mg. Geralmente, baixo teor de Si é substituído por Al e outros cátions. Apresenta fórmula geral unitária, M₂M₁T₂O₆:M₁ = cátions de coordenação octahédrica regular (Al³⁺, Fe³⁺, Ti⁴⁺, Cr³⁺, V³⁺, Ti³⁺, Zr⁴⁺, Sc³⁺, Zn²⁺, Mg²⁺, Fe²⁺ e Mn²⁺), M₂ = cátions de coordenação octahédrica distorcida (Mg²⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Li⁺, Ca²⁺ e Na²⁺) e T = cátions tetraédricos (Si⁴⁺, Al³⁺ e Fe³⁺) (Morimoto 1988).

Os piroxênios ocorrer em diversos tipos de rochas: a série diopsídio-herbemdergita é típica de rochas metamórficas e a série augita-ferroaugita é típica de rochas ígneas. A classificação de Morimoto (1988) agrupa os 20 tipos de piroxênios em quatro grupos: Ca-Mg-Fe (Quad), Na-Ca (Na-Ca), Na (Na) e outros (Outros) representados no diagrama Q-J, definindo a posição dos diversos tipos de piroxênios em função de sua composição (Morimoto & Kitamura 1983).

6.6.1- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

(i)-Lente Olho D'Água de Gravatá ODGRAVE

Foram analisados pontos a partir da borda-núcleo de cristais de piroxênio, imersos na matriz carbonática. Os resultados analíticos das amostras deste perfil encontram-se na Tabela 6.10 (anexo) e os membros-finais (componentes) dos piroxênios (En-Fs-Wo) foram projetados nos diagramas para classificação de piroxênios de Morimoto (1988) como mostra a Figura 6.13. Assim, os piroxênios destes mármore, se enquadram no grupo primário Quad (dentro do Quadrilátero contendo os piroxênios de Ca-Mg-Fe), definidos como diopsídio, restrito a mármore bandados favorecendo associações anfibólio-diopsídio. Ou seja, variam dentro da solução sólida diopsídio $\text{CaMg}(\text{SiO}_3)_2$ composta essencialmente ou em termos de componentes, $\text{En}_{20-29} \text{Fs}_{20-29} \text{Wo}_{49-50}$, conforme pode ser visualizado nas Figuras 6.13a e 6.13b. Não foi encontrado ortopiroxênio.

A classificação dos piroxênios presentes das lentes ODGRAVE, SAGRAVE e VLP (figuras 6.13 a 6.18) de acordo com Morimoto (1988) utilizando diagrama ternário: En (MgSiO_3)-Fs (FeSiO_3)-Wo (CaSiO_3) para clinopiroxênio permite identificar que a tremolita e o diopsídio são empobrecidos em Na e ricos em Ca+Fe+Mg.

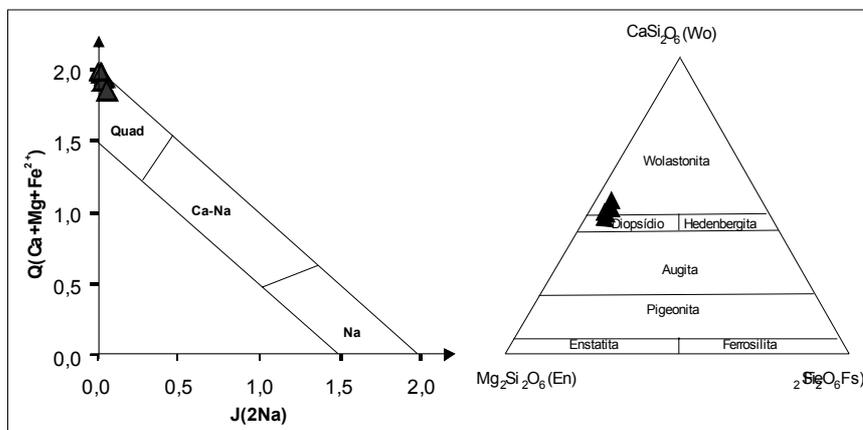


Figura 6.13- Variação composicional de Ca-Mg-Fe dos piroxênios no perfil ODGRAVE baseado em Morimoto *et al.* (1988). *Quad= $\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$, wo= wollastonita, ens=enstatita e fs=ferrosilita.

Nos diagramas da Figura 6.14 são representados os vetores de trocas no diopsídio. Em 6.14a e 6.14b o teor de Mg_{apfu} mostram correlações positivas com o Ca e Fe, enquanto os diagramas 6.14c, 6.14d e 6.14f apresentam correlação negativas. Os piroxênios desta amostra são predominantemente cálcicos (<99%), mostrando certa estabilidade química da rocha após a formação deste mineral, que apresentam vetores plagioclásio, tschermequita e jadeita, sendo este ultimam responsável pela solução-sólida diopsídio-jadeita que reflete a $\downarrow P$ de metamorfismo e o vetor tschermequita é comum nos piroxênios cálcicos, conseqüentemente responsáveis pela introdução do Al_{total} em sua estrutura.

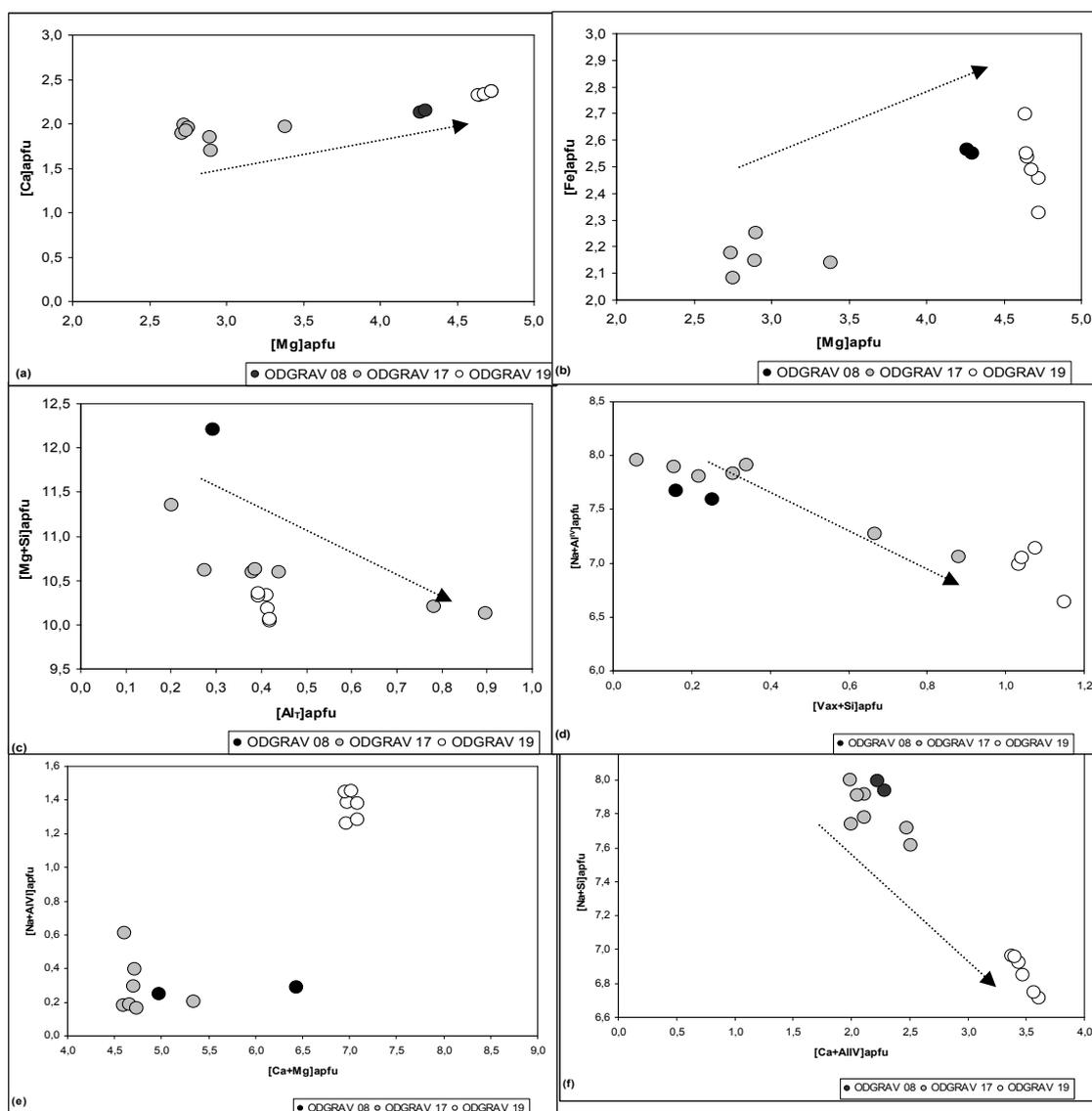


Figura 6.14- Diagrama de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) dos piroxênios do perfil ODGRAVE.

(ii)- Lente Olho D'Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE)

Nos diagramas da Figura 6.14 são representados os vetores de trocas no diopsídio. Dos resultados obtidos (tabela 6.11). Sugere-se que as condições de metamorfismo durante a formação desta rocha, principalmente pressão, possam ter favorecido a estabilidade química da rocha após a formação do diopsídio.

Os vetores de troca dos piroxênios das amostras desta seqüência são representados nos diagramas de correlação da Figura 6.15. De maneira geral, podem-se considerar correlações positivas em função da composição, onde o teor de Mg_{apfu} aumenta com o aumento do teor de Ca_{apfu} . São classificados como diopsídios, embora apresentem composição próxima da wollastonita, devido ao enriquecimento de Mg, o qual reflete numa certa estabilidade química da rocha após a formação deste mineral. Também se pode inferir que as ocorrências de vetores do tipo tschermequita (comum nos piroxênios cálcicos, conseqüentemente responsáveis pela introdução do Al total em sua estrutura) e jadeita (responsável pela solução-sólida diopsídio-jadeita que reflete a $\downarrow P$ de metamorfismo).

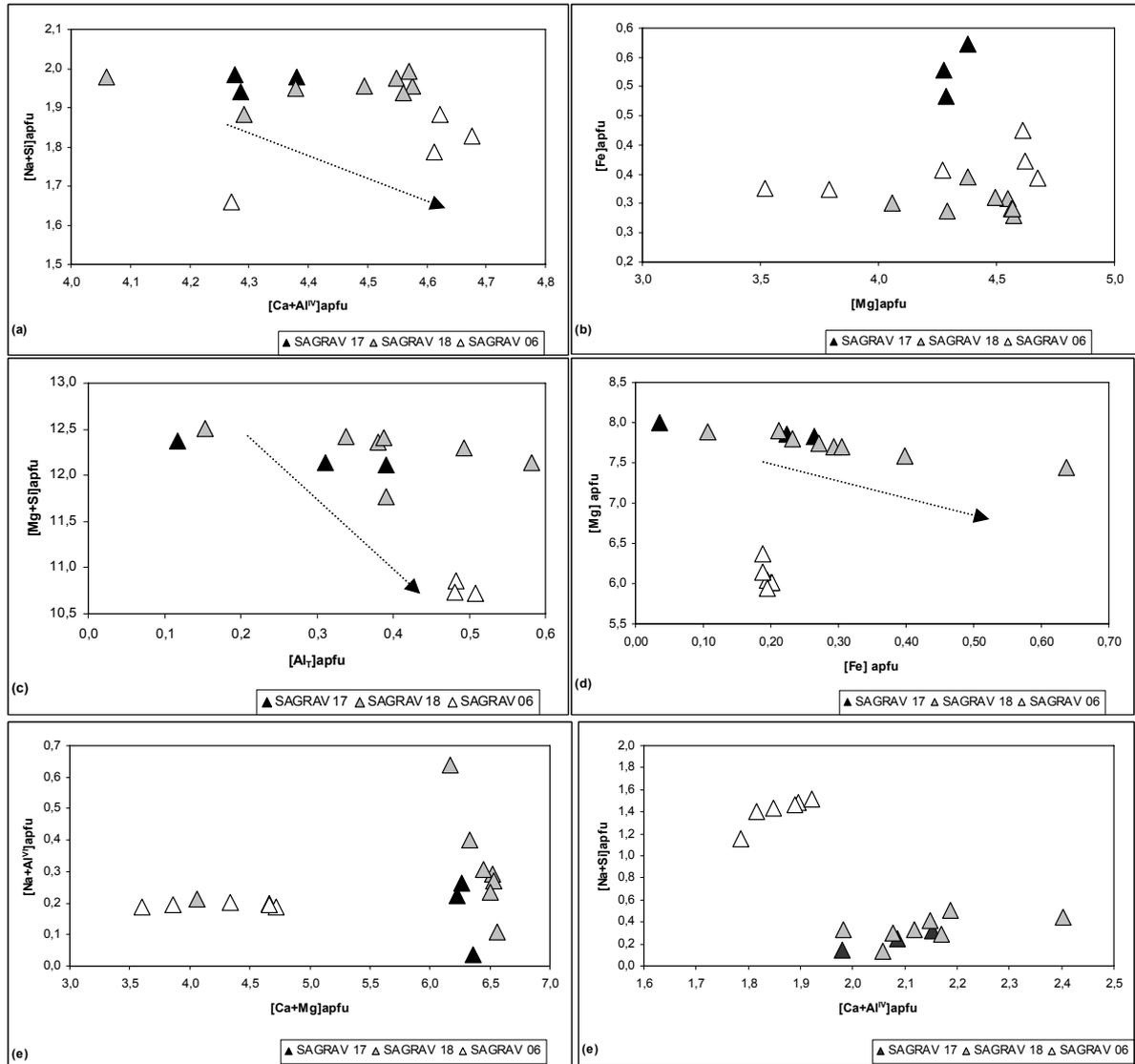


Figura 6.15- Diagrama de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) dos piroxênios do perfil SAGRAVE.

Os piroxênios (figura 6.15) formam *plots* no campo de diopsídio, classificados como membros do grupo primário Quad, portanto de paragênese cálcica. Este diopsídio, embora mais enriquecido em Mg, apresenta composição próxima a da wollastonita e com predomínio de composição cálcica.

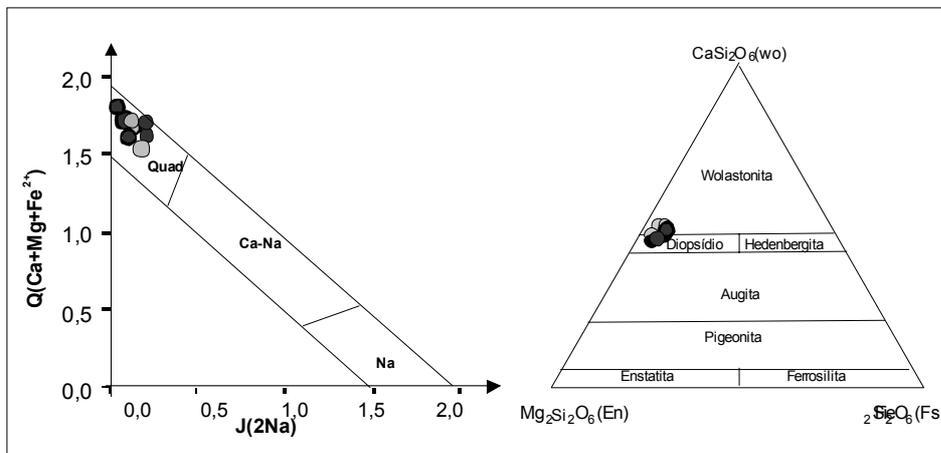


Figura 6.16- Variação composicional de Ca-Mg-Fe dos piroxênios no perfil SAGRAVE baseado em Morimoto *et al.* (1988). *Quad= $Ca+Mg+Fe^{2+}$, wo= wollastonita, en=enstatita e fs=ferrosilita.

6.6.2- MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

(i)- Lente de Mármore Vertente do Lério (VLPG)

Nesta lente, os resultados obtidos (tabela 6.12 em anexo) de acordo com Morimoto (1988) a ocorrência de vetor de substituição do tipo tschermequita, é comum em plagioclásios cálcicos, e o responsável pela introdução do $Al_{(T)}$ em sua estrutura. Os diagramas da Figura 6.17 e 6.17f mostram correlações negativas entre Mg e Fe, e Na+Si e Ca+ Al^{IV} , sugerindo empobrecimento em Fe e Na nos diopsídios, associado ao enriquecimento em Mg e Ca. Os diagramas 6.17e e 6.17f (figura 6.17) mostram correlações negativas entre Mg e Fe, e Na+Si e Ca+ Al^{IV} , sugerindo empobrecimento em Fe e Na nos diopsídios, associado ao enriquecimento em Mg e Ca.

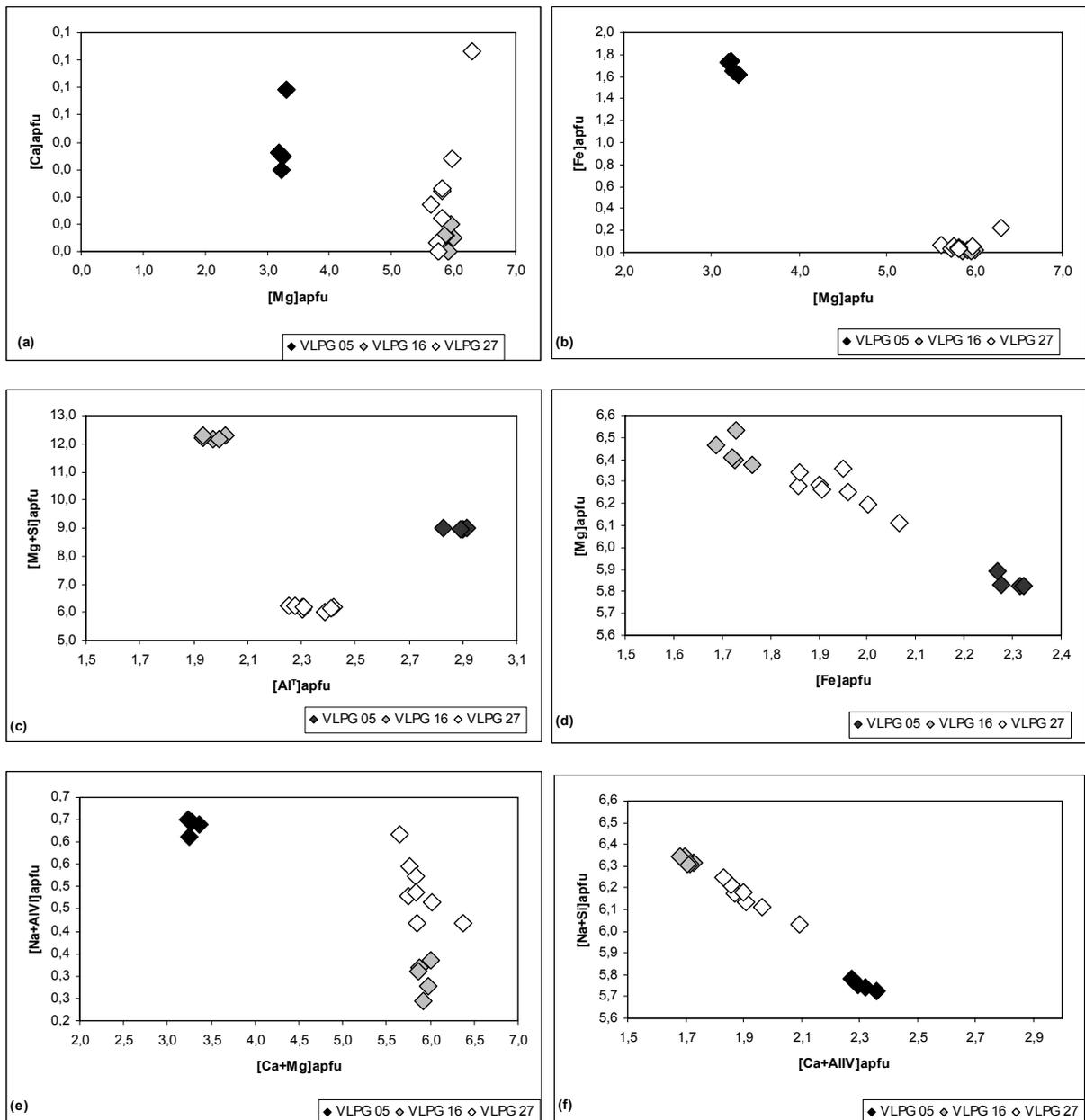


Figura 6.17- Diagrama de variação composicional em átomos por fórmula unitária (apfu) dos piroxênios do perfil VLPG.

O piroxênio do tipo QUAD, diagrama 6.18, na correlação Q *versus* J, pode ser classificado como diopsídio. Este é típico de mármore bandados, isto é, tem textura similar á do anfibólio, aos quais estão associados ou a outros cristais de diopsídio. Seu vetor de troca relaciona-se as condições de pressão e é do tipo plagioclásio, sugerindo estabilidade química da rocha após a formação do diopsídio. Fazendo analogia entre as Figuras 6.6 (anfíbólios) e 6.8 (micas) pode-se identificar a edenita nas amostras VLPG 26 e 27 e no campo da tremolita as amostras VLPG 05 e 27, sugerindo que o piroxênio é fortemente enriquecido em Mg e pobre em Fe e Na, caindo no campo do diopsídio.

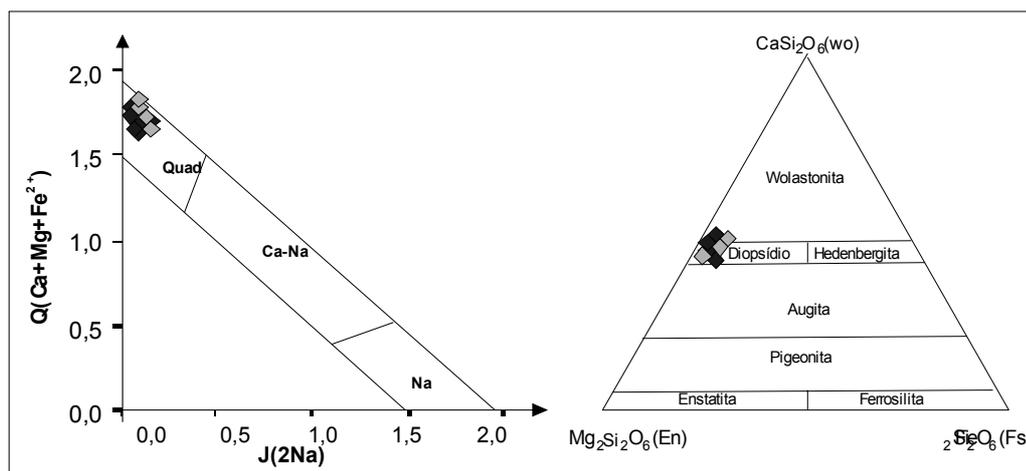


Figura 6.18- Diagrama de variação composicional dos clinopiroxênios (En-Wo-Fs) do perfil VLPG baseado em Morimoto *et al.* (1988). *Quad= Ca+Mg+Fe²⁺, wo= wollastonita, en=enstatita e fs=ferrosilita.

6.6.3- CONSIDERAÇÕES PARCIAIS SOBRE OS PIROXÊNIOS NOS MÁRMORES DO CCS

Foram analisados pontos de borda-núcleo de cristais de piroxênio, nos mármore do CCS, cujos resultados são vistos nas Tabelas 6.1 a 6.12 (*vide* anexo), os quais pertencem ao grupo primário Quad (piroxênios de Ca-Mg-Fe). Os membros-finais dos clinopiroxênios (En-Fs-Wo) foram calculados e projetados nos diagramas (figuras 6.13, 6.15 e 6.17) baseados na classificação de piroxênios proposta por Morimoto (1988). Os piroxênios presentes nas três lentes (ODGRAVE, SAGRAVE e VLPG) mostram composição predominante na série diopsídio. Algumas amostras exibem uralitização localmente (transformando-se em anfibólio), isto é observado na petrografia da lâmina e na química mineral.

De uma forma geral, a análise química de rocha total reflete a composição da rocha, em termos de percentual de minerais e de minerais refletem, através dos vetores de troca, a interação, composição dos fluidos e as mudanças provocadas nos mármore por trocas com os paragneisses e encaixantes. Os piroxênios dos mármore do Complexo Caroolina-Surubim encontram-se parcialmente substituídos por minerais opacos. A maioria apresenta enriquecimento em cálcio, caindo no grupo do diopsídio (Deer *et al* 1966).



CAPITULO VII- INFLUÊNCIA DO METAMORFISMO E CARACTERIZAÇÃO DOS MÁRMORES

7.1- APRESENTAÇÃO

Este capítulo tem por finalidade estudar a dinâmica do metamorfismo envolvido na formação dos mármores do Complexo Surubim, bem como tentar inferir a pressão e temperatura durante sua formação e o ambiente tectônico das mesmas. Utilizando-se dos resultados analíticos (química mineral e química de rocha total) e a petrografia, procurou-se determinar nas cinco lentes de mármores deste complexo (folhas Caruaru e Surubim), a provável paragênese mineral das mesmas e sua representação por diagramas ternários segundo o sistema CMS-HC de Bucher & Frey (1994).

7.2- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

7.2.1- LENTE DE MANDASSAIA (MAND)

É caracterizada por mármores de cor cinza a esbranquiçada, que apresentam além de calcita (mínimo de 95% do volume modal), grafita, quartzo, minerais opacos e mica (muscovita e flogopita). Estes últimos ocorrem como pequenos cristais planares orientados definindo a foliação da rocha. Apresentam textura granoblástica e são denominados de calcita mármore por apresentar sua composição mineralógica predominantemente calcítica com diopsídio, quartzo, grafita, muscovita e flogopita ocorrendo de maneira subordinada.

Neste tipo de mármore, a ausência de dolomita se deve o baixo teor deste mineral nos protólitos, mas pode também está associado ao seu consumo durante os estágios iniciais do metamorfismo (fácies xisto verde), conforme reações: (i) talco no início:- $3\text{dolomita}+4\text{quartzo}+\text{H}_2\text{O}\Rightarrow\text{talco}+3\text{calcita}+3\text{CO}_2$ [Eq.01] e (ii) há a formação da tremolita: $5\text{dolomita}+8\text{quartzo}+\text{H}_2\text{O}\Rightarrow\text{tremolita}+3\text{calcita}+7\text{CO}_2$ [Eq. 02]. Estas duas reações removem completamente a dolomita do sistema e em seguida, o talco também é removido como na [Eq. 03]: $5\text{talco}+6\text{calcita}+4\text{quartzo}\Rightarrow 3\text{tremolita}+6\text{CO}_2+2\text{H}_2\text{O}$. Esta última equação estabelece o limite superior de formação do talco, que é então eliminado do sistema resultando na associação: calcita+quartzo+tremolita. Nos mármores calcíticos a temperatura necessária para a eliminação da tremolita é mais baixa que nos dolomíticos; então é produzindo o diopsídio através da reação: $3\text{calcita}+2\text{quartzo}+\text{tremolita}\Rightarrow 5\text{diopsídio}+\text{H}_2\text{O}+3\text{CO}_2$ [Equação 04] (Yardley 1981).

O diagrama ternário tipo CMS-HC proposto por Bucher & Frey (1994), onde os mármores impuros, silicosos ou com cálciossilicatos, que são projetados no campo 1 do diagrama; dos mármores puros que ocorrem no campo 2, conforme se pode observar na Figura 7.1. No caso das amostras da lente de mármore MAND, os resultados analíticos das amostras, em sua maioria, são projetados no campo 2 e apenas uma na interface do campo 1 e campo 2, indicando que as rochas estudadas correspondem a mármores calcíticos-dolomíticos e de origem sedimentar.

Este comportamento se deve ao fato de que a dolomita é um importante reagente somente quando na rocha original também existe quartzo. Isto porque se ela existe além da quantidade

necessária às diferentes reações, persistente no metamorfismo regional, dissocia-se em $MgO+CO_2+CaCO_3$ só em altas temperaturas e baixas pressões de metamorfismo. Por outro lado, a presença da calcita presentes em mármore dolomíticos silicosos não é necessária em nenhuma das reações, isto porque toda a calcita que participa das reações é produzida em reações anteriores, partindo apenas da dolomita+quartzo e no caso da magnesita, que também pode está presente neste tipo de mármore, geralmente é consumida pelas reações ocorridas durante o metamorfismo.

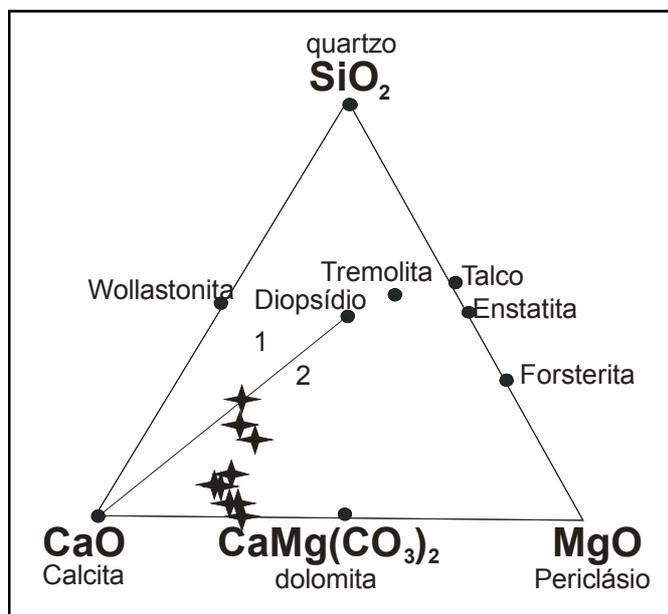


Figura 7.1- Diagrama ternário mostrando as fases no sistema CMS-HC ($CaO-SiO_2-MgO$ +fluidos CO_2-H_2O) para o mármore calcítico de MAND (baseado em Bucher & Frey, 1994).

7.2.2- LENTE OLHO D'ÁGUA DE BARAÚNA (ODGRAVE)

Esta lente apresenta contato com bolsões de paragnaisses, quartzitos e xistos. A lente está fraturada e as fraturas foram preenchidas por pegmatitos não diferenciados de baixa espessura. Apresenta variações granulométricas de média a grossa, cor cinza a esbranquiçada e alternadamente, forma camadas, inferindo-lhe um bandamento. Apresenta cristais granoblastos de calcitas (>90%) bastante recristalizada e dolomita (em menor proporção), além da tremolita, diopsídio, grafita, quartzo, plagioclásio, titanita, minerais opacos (pirita). Ao longo do perfil e também é freqüente exposição de granadas alteradas (porfiroblastos). A descrição petrográfica das amostras encontra-se em anexo e sumarizada na Tabela 7.1.

A dolomita, embora presente nas amostras exista em proporções menores que a calcita. A muscovita, quartzo, feldspatos (plagioclásio e/ou microclina), anfibólios (hornblenda), titanita, entre outros, foram assimilados das rochas encaixantes metapelíticas. Talco e escapolita são derivados de metassomatismo tardio

Provavelmente, a presença de dolomita seja resultante da reação representada na equação 04, em que o quartzo foi consumido resultando na associação: calcita+tremolita+diopsídio. Neste caso, como ocorrem nos mármore compostos só por calcitas, o campo de coexistência de tremolita e diopsídio é pequeno, acarretando sua instabilidade, fazendo com que ocorra a reação: $3calcita+tremolita \Rightarrow dolomita+4diopsídio+H_2O+CO_2$ [Eq. 05], voltando a aparecer dolomita, desta vez neoformada por metamorfismo, como visto nestes mármore (Bucher & Frey 1994).

A associação resultante é formada por calcita+dolomita+tremolita+diopsídio, correspondente à fácies anfibolito médio ou ao limite entre fácies anfibolito de médio grau.

Tabela 7.1- Paragênese mineral das amostras de mármore do perfil ODGRAVE.

Nº de Campo	Associação Mineral															
	cc	tr	di	qz	mic	px	pl	op	mb	flo	bt	tit	zr	apt	esc	fost
ODGRAVE-13	x	x	x	x			x		x			x		x	x	
ODGRAVE-16	x		x		x		x		x	x				x		
ODGRAVE-17	x		x	x			x					x				
ODGRAVE-18	x	x	x					x		x			x	x		
ODGRAVE-19	x	x	x	x		x	x		x			x				x
ODGRAVE-20	x	x		x	x	x	x		x	x	x			x		
ODGRAVE-21	x			x				x	x			x	x			x
ODGRAVE-22	x		x			x	x		x		x			x		
ODGRAVE-23	x	x					x	x	x		x			x		
ODGRAVE-25	x	x		x			x		x			x		x		

Legendas: Os carbonatos presentes são calcita e dolomita. cc=calcita, di= diopsídio, qz= quartzo, ms= muscovita, fl=flogopita, gft=grafita, op=minerais opacos, do= dolomita, escp=escapolita, tc=talco, pl= plagioclásio, tr=tremolita, cl=clorita, apt=apatita, tit=titanita, anf=anfíbólio, serp=serpentina, feld=feldspato, fost=forsterita, mb=mica branca. Serpentina, muscovita, quartzo, feldspatos (plagioclásio e/ou microclina), anfibólios, titanita e cloritóide são assimiladas das encaixantes metapelíticas. Talco, clorita e escapolita são derivadas de metamorfismo incipiente tardio. Tremolita ocorre com o metamorfismo na fácies anfibolito baixo e diopsídio ocorre na fácies anfibolito médio.

As análises de rocha total para as amostras de mármore da lente ODGRAVE são plotados no diagrama ternário (figura 7.2), tipo CMS-HC proposto por Bucher & Frey (1994). Desta forma, as amostras desta lente projetam-se em sua maioria no campo 2, característico de mármore puro, embora algumas amostras também ocorram no limite do campo 1, típico de amostras compostas de calciossilicatos. Da mesma forma que MAND, esta ocorrência projeta-se nas proximidades do eixo da calcita e com ocorrência abaixo da linha calcita-diopsídio.

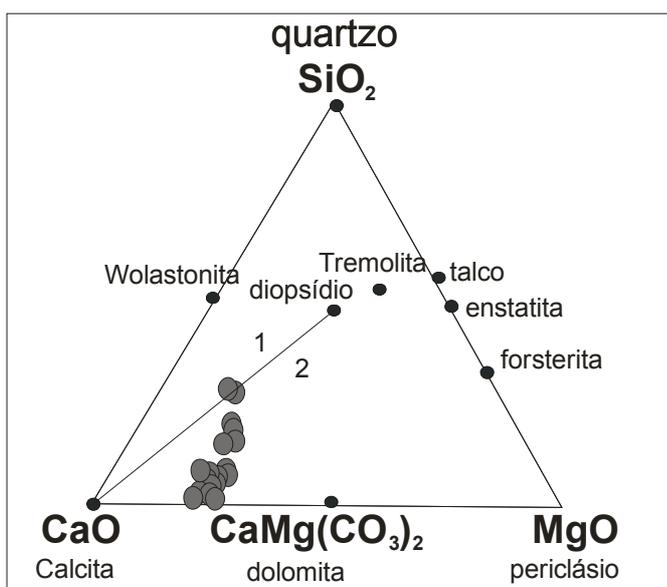


Figura 7.2- Diagrama ternário mostrando a compatibilidade de fases no sistema CMS-HC ($\text{CaO-SiO}_2\text{-MgO+fluidos CO}_2\text{-H}_2\text{O}$) para o mármore calcítico de ODGRAVE (baseado em Bucher & Frey, 1994).

7.2.3- MÁRMORE DE OLHO D'ÁGUA DE SANTO ANTÔNIO (SAGRAVE)

Esta lente é um calcita mármore, portanto similar a ao perfil ODGRAVE, caracterizado como uma rocha de cor cinza a esbranquiçada, homogênea e granoblástica, levemente orientada de granulação fina a média. Constituída principalmente por calcita (>90%) embora possa existir dolomita, em menor proporção. Observam-se ainda, outros minerais como tremolita, diopsídio, grafita, sulfetos (pirita) e acessórios (quartzo, feldspato tipo microclina, titanita, alanita, mica branca, flogopita, escapolita e serpentina) (vide tabela 7.2).

Localmente, em algumas calcitas, observa-se ligeira orientação com contatos em pontos triplos, provavelmente caracterizando recristalização estática por efeito térmico. Os minerais opacos (sulfetos), hidróxidos de ferro e grafita, ocorrem geralmente como inclusões na calcita. O quartzo é xenoblástico, ocorre isolado e preferencialmente nos interstícios ou limites de grãos e com frequência, como inclusões de minerais opacos; algumas vezes a calcita é substituída por clorita definindo uma orientação penetrativa na rocha. Os feldspatos (plagioclásio e microclina) são xenoblásticos, essencialmente intersticiais, associados às palhetas de mica branca sem orientação preferencial e levemente alterada. Propõe-se que quartzo, feldspatos, alanita, titanita e micas brancas sejam assimilados das rochas encaixantes metapelíticas. Serpentina, escapolita e flogopita ocorrem em quantidades traços. As duas primeiras são derivadas de metassomatismo tardio e incipiente e a última, é derivada de metamorfismo com fluidos enriquecidos em K.

Tabela 7.2- Associação mineral das amostras de mármore do perfil SAGRAVE.

Nº de Campo	Minerais															
	cc	tr	di	qz	mic	px	pl	op	mb	bt	flo	tit	cl	zr	apt	fost
SAGRAVE 3	x			x		x			x	x			x			
SAGRAVE 4	x			x		x	x	x			x				x	
SAGRAVE 5	x	x		x			x	x	x			x		x		x
SAGRAVE 6	x	x		x		x	x		x							
SAGRAVE 7	x			x	x	x	x			x	x	x	x	x	x	
SAGRAVE 8	x	x	x	x	x		x						x			x
SAGRAVE 13	x	x	x	x			x			x						
SAGRAVE 14	x	x	x			x	x			x	x	x		x	x	x
SAGRAVE 15	x	x		x			x	x		x	x					

Legendas: Os carbonatos presentes são calcita e dolomita. cc=calcita, di= diopsídio, qz= quartzo, ms=muscovita, fl=flogopita, gft=grafita, op=minerais opacos, do= dolomita, escp=escapolita, tc=talco, pl= plagioclásio, tr=tremolita, cl=clorita, apt=apatita, tit=titanita, anf=anfíbólio, serp=serpentina, feld=feldspato, fost=forsterita, mb=mica branca. Serpentina, muscovita, quartzo, feldspatos (plagioclásio e/ou microclina), anfibólitos, titanita e cloritóide são assimiladas das encaixantes metapelíticas. Talco, clorita e escapolita são derivadas de metassomatismo incipiente tardio. Tremolita ocorre com o metamorfismo na fácies anfibolito baixo e diopsídio ocorre na fácies anfibolito médio.

As reações metamórficas são similares às observadas nas lentes precedentes em que as equações [01] e [02] são responsáveis pela geração de talco e tremolita e eliminação da dolomita do sistema. E com o aumento grau de metamorfismo, o talco é removido do sistema pela reação [03] resultando na associação: calcita+quartzo+tremolita. Apenas em uma amostra ocorre a reação [04], em que houve a formação do diopsídio e preservação de tremolita, possivelmente resultante de reação incompleta (já justificado neste capítulo). A presença de grafita em todas as ocorrências de mármore deste complexo é derivada do metamorfismo de impurezas de origem orgânica. Talco e

serpentina foram preservados por metassomatismo tardio, com leve retrometamorfismo. Em função de sua paragênese mineral, esta lente pode ser considerada como de fácies de metamorfismo anfibolito baixo, ou o limite xisto verde alto-anfibolito baixo, definido pela presença de tremolita e diopsídio.

A projeção gráfica do diagrama ternário do tipo CMS-HC (figura 7.3), também foi utilizada para esta de acordo com Bucher & Frey (1994). Observa-se que este mármore apresenta composição similar as duas lentes anteriores. Isto é, algumas amostras projetam-se no campo definido para rochas calcínicas e calcissilicáticas (campo 1), enquanto que as demais se projetam no campo 2, característico de mármore impuros, e ainda ocorrem nas proximidades eixo da calcita e da linha calcita-diopsídio, da mesma forma que as lentes MAND e ODGRAVE.

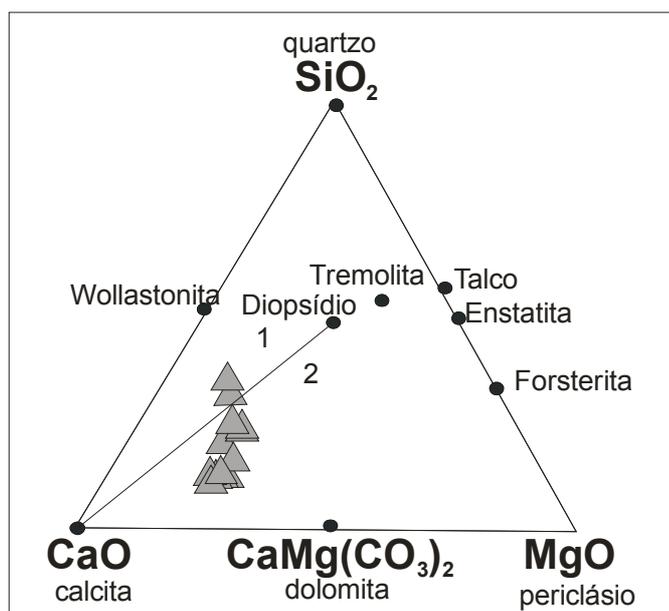


Figura 7.3- Diagrama ternário mostrando as fases no sistema CMS-HC cvc (CaO-SiO₂-MgO+fluidos CO₂-H₂O) para o mármore calcítico de SAGRAVE (baseado em Bucher & Frey, 1994).

7.3- MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

Os mármore desta folha representados pelas lentes da pedreira Vertente do Lério (VLPM) e a outra na pedreira Zé do Moura (VLPM), estão próximos à cidade de Santa Cecília no limite Pernambuco-Paraíba. Caracterizam-se por ser dolomíticos e calcínicos-dolomíticos e ocorrem em alternância com gnaisses e micaxistos com intercalações de quartzitos e núcleos gnáissicos-migmatíticos.

7.3.1- LENTE DE VERTENTE DO LÉRIO (VLPG)

Esta lente apresenta textura granoblástica, granulação fina à média, caracterizada pela forte recristalização estática. Em toda sua extensão são visíveis manchas amareladas a avermelhadas, provavelmente sejam de carbonatos intemperizados. Apresenta cor branca, mas pode ser encontrado bandamento com alterações de cores brancas, cinza claro e escuro. Mas Predomina o tipo de mármore dolomítico, mas pode ser encontrado o tipo calcítico-dolomítico. A associação mineral é formada por: calcita + dolomita+ tremolita ± diopsídio+ grafita +acessórios (quartzo, feldspatos, muscovita, flogopita, titanita, apatita, talco, epidoto, zircão) conforme tabela 7.3.

Da forma similar dos mármore da Folha Caruaru, os processos metamórficos que atuaram em sua constituição mineralógica são regidos pelas reações [01], [02] e [03] descritas nos itens anteriores. Portanto sugere-se que possam apresentar o mesmo grau metamórfico. Ou seja, o talco é primeiro mineral a se formar durante o metamorfismo dos mármore dolomíticos [Eq. 01] e é então retirado completamente do sistema pela reação que leva a formação de tremolita como mostram as equações [02] e [Eq. 03]. Sendo esta última reação, considerada como limite superior do talco, que é então eliminado do sistema dolomítico. Normalmente, em mármore dolomíticos, o talco só ocorre nas rochas associado ao retrometamorfismo.

Tabela 7.3- Paragênese mineral das amostras de mármore do perfil VLPG.

Nº de Campo	Minerais															
	cc	tr	di	qz	mic	px	pl	op	mb	bt	flo	tit	cl	zr	apt	fost
VLPG 02	x			x		x	x		x		x					
VLPG 03	x	x	x					x				x			x	
VLPG 04	x	x			x							x				
VLPG 05	x	x					x		x				x			x
VLPG 06	x	x			x	x					x					
VLPG 07	x	x						x	x						x	
VLPG 08	x	x		x				x	x			x				
VLPG 09	x	x				x				x		x				
VLPG 10	x	x					x		x	x					x	x
VLPG 11	x	x		x	x		x		x				x	x		
VLPG 12	x	x	x				x	x	x		x					
VLPG 13	x	x		x					x							
VLPG 14	x	x	x	x		x	x		x		x	x	x	x		
VLPG 15	x			x			x	x	x					x		
VLPG 17	x	x	x				x		x	x	x					x
VLPG 18	x			x	x		x	x	x		x					
VLPG 21	x	x		x					x						x	x
VLPG 22	x			x		x	x		x	x	x					
VLPG 24	x	x						x	x			x			x	

Legendas: Os carbonatos presentes são calcita e dolomita. cc=calcita, di= diopsídio, qz= quartzo, ms=muscovita, fl=flogopita, gft=grafita, op=minerais opacos, do= dolomita, escp=escapolita, tc=talco, pl= plagioclásio, tr=tremolita, cl=clorita, apt=apatita, tit=titanita, anf=anfíbólio, serp=serpentina, feld=feldspato, fost=forsterita, mb=mica branca. Serpentina, muscovita, quartzo, feldspatos (plagioclásio e/ou microclina), anfíbólios, titanita e cloritóide são assimiladas das encaixantes metapelíticas. Talco, clorita e escapolita são derivadas de metassomatismo incipiente tardio. Tremolita ocorre com o metamorfismo na fácies anfíbolito baixo e diopsídio ocorre na fácies anfíbolito médio.

A primeira aparição da tremolita marca o início do grau anfíbolito, ou seja, grau anfíbolito baixo (isógrada da tremolita, em torno de $T= 500^{\circ}\text{C}$), quando então a associação mineral é constituída por: dolomita+calcita+quartzo+tremolita; até atingir o limite superior do quartzo quando este então desaparece e a assembléia mineral passa a ser: dolomita+calcita+tremolita e as condições metamórficas serão $T= 600^{\circ}\text{C}$ e $P= 6,5\text{Kbar}$ (grau anfíbolito médio). Após estas etapas de metamorfismo, se ainda permanecer algum quartzo no mármore, é possível que sua presença esteja associada aos processos que permitiram sua assimilação das encaixantes ou como material residual das reações anteriores, neste último caso o grau metamórfico atingido é anfíbolito baixo. É importante observar que neste mármore também ocorre o diopsídio, cuja associação com a tremolita reflete a

instabilidade das reações que geraram estes mármore. A presença do diopsídio sugere ainda que os mármore em questão tenham atingido, localmente, o grau anfibolito médios como na Equação. [04].

No diagrama ternário CMS-HC (Bucher & Frey 1994) da figura 7.4 é mostrado a associação mineralógica que permite classificar esta lente como mármore dolomítico conforme mostra a projeção gráfica. As amostras desta ocorrência projetam-se totalmente no campo 2, implicando a presença a presença de mármore puros nas proximidades do diagrama eixo da dolomita.

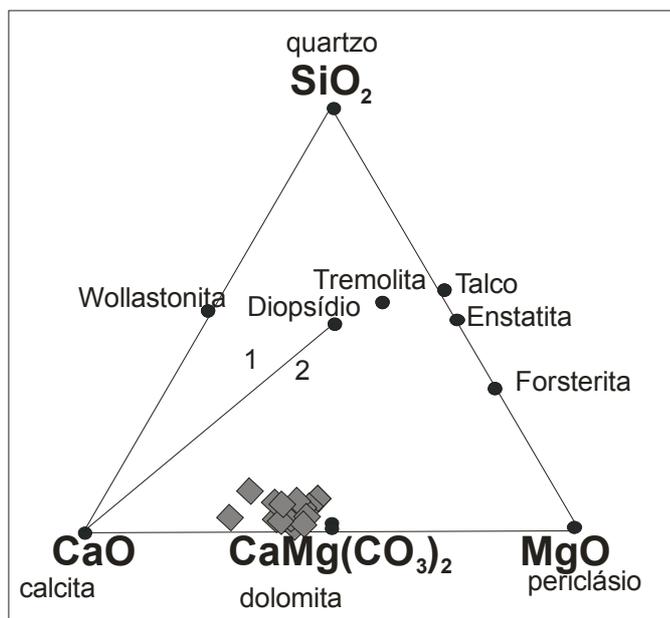


Figura 7.4- - Diagrama ternário mostrando as fases no sistema CMS-HC (CaO-SiO₂-MgO+fluidos CO₂-H₂O) para o mármore dolomítico de VLP (baseado em Bucher & Frey, 1994).

7.3.2- LENTE DA PEDREIRA ZÉ DO MOURA (VLPM)

Esta lente apresenta composição similar ao mármore de VLP. Estes dois perfis formam uma única lente de mesma composição mineralógica (mármore dolomítico e dolomítico-calcítico), com cores cinza a branca, com bandamento composicional, textura granoblástica e com granulação fina a grossa. Sua composição é constituída essencialmente de dolomita e calcita, além de tremolita, diopsídio, tendo como acessórios muscovita, quartzo, feldspatos, titanita, biotita, flogopita, minerais opacos, epidoto, escapolita. De acordo com Silva *et al.* (2005) observa-se que nos contatos com os xistos o mármore apresenta fibrolita (silimanita) orientada segundo o plano axial das dobras. Entretanto, as amostras foram selecionadas para estudos petrográficos, livres de silimanita, para evitar a contaminação com as encaixantes, preservando ao máximo a pureza das dolomitas-mármore

Na calcita, ocorrem inclusões de grafita e minerais opacos numa faixa preferencial da rocha e há associação com muscovita, plagioclásio e quartzo. O plagioclásio não tem orientação preferencial e raramente desenvolve geminação incipiente e apresenta-se alterado para a calcita, principalmente. A muscovita apresenta forte extinção ondulante, ripiforme às vezes esqueletiforme e freqüentemente é substituída por clorita (cristalização mimética e às vezes radial) em face de retromorfose. O quartzo encontra-se nos interstícios da calcita, como cristais planares isolados, nas inclusões e, localmente forma agregados com recristalização dinâmica associada à calcita intersticial recristalizada. Os processos metamórficos envolvidos na formação destas lentes são os mesmos, embora de composições diferentes. Sugere-se pico do metamorfismo na fácies anfibolito médio.

Ao representar as rochas dessa lente no diagrama de classificação química CMS-HC (figura 7.5) de Bucher & Frey (1994), verifica-se que as rochas estudadas projetam-se no campo de rochas dolomíticas (campo 2), típico de mármore puros.

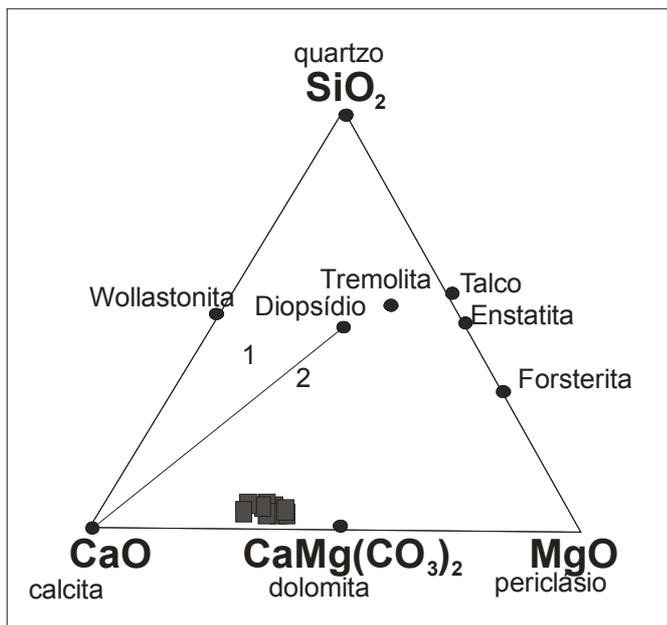


Figura 7.5- - Diagrama ternário mostrando as fases no sistema CMS-HC (CaO-SiO₂-MgO+fluidos CO₂-H₂O) para o mármore dolomítico de VLPM (baseado em Bucher & Frey, 1994).

7.4- SÍNTESES DO METAMORFISMO

7.4.1- ESTUDO DAS ASSOCIAÇÕES MINERAIS

7.4.1.1 - ASSOCIAÇÕES DO PICO METAMÓRFICO

I- MÁRMORES DA FOLHA CARUARU

(i) Mármore das ocorrências ODGRAVE e SAGRAVE

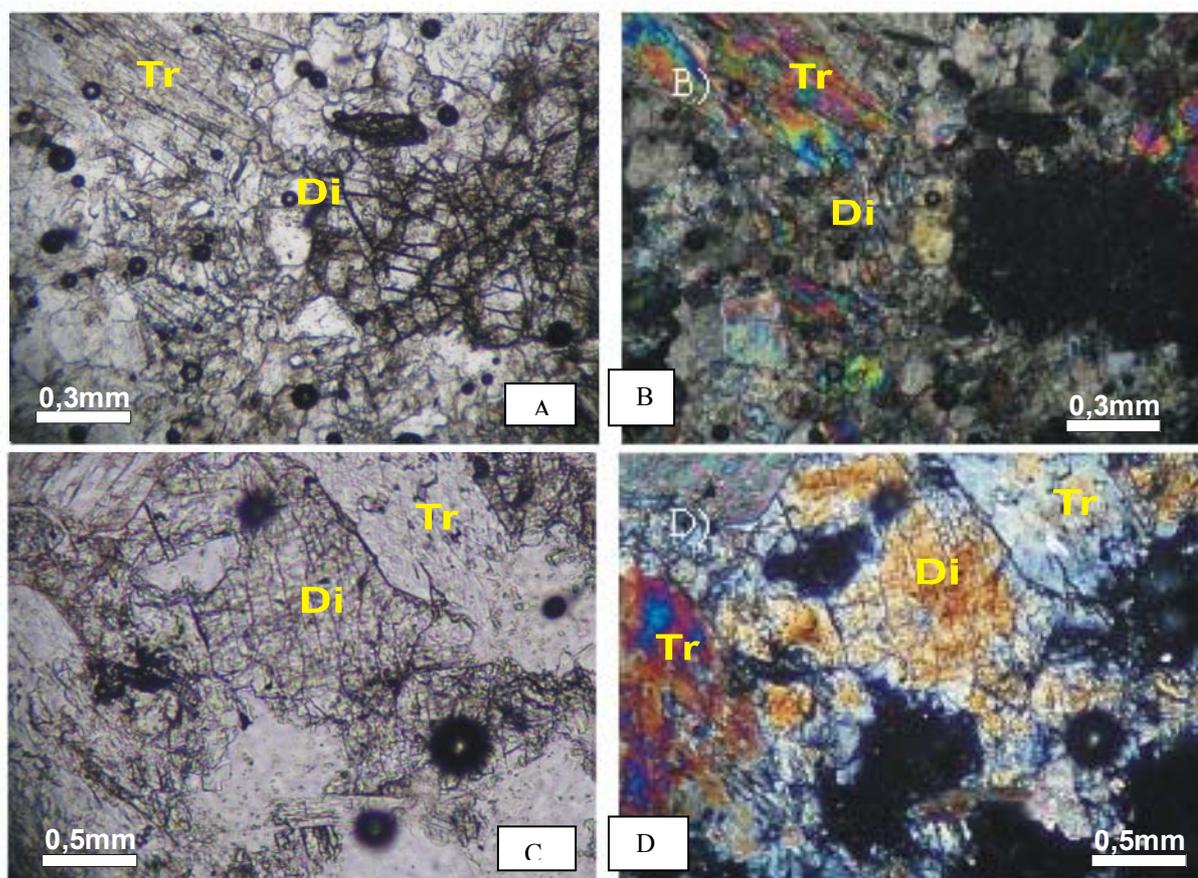
A associação mineral encontrada nestas duas lentes permite tecer algumas considerações sobre o metamorfismo, que a julgar pela proximidade das duas ocorrências pode tratar-se da mesma lente. Por isso será descrito conjuntamente.

A tremolita pode desenhar a foliação matricial dos exemplares, às vezes com flogopita, chegando a envolver porfiroblastos de feldspatos (fotomicrografia 7.1). Essa tremolita, que muito provavelmente faz parte da associação do pico de T, exhibe prismas bem desenvolvidos, que fazem contato reto com os carbonatos e com a flogopita, observando-se pontos tríplices de 120° entre os carbonatos, os mesmos cristais que fazem contato reto com anfibólio e mica. Feições texturais como as observadas sugerem minimização da energia livre do agregado e equilíbrio termodinâmico.

O diopsídio também aparece agora em vários exemplares (SAGRAVE08, SAGRAVE13 e SAGRAVE14), parecendo que sua distribuição nessa parte do Complexo Surubim é muito mais comum do que na lente de Vertente do Lério. As relações texturais do diopsídio com a tremolita que ostenta primas grandes podem ser ambíguas (fotomicrografia 7.1A SAGRAVE13) ou mostrar contatos retos de equilíbrio (fotomicrografia 7.1B, ODGRAVE 17).

Em ODGRAVE e em SAGRAVE as associações são mais ricas e variadas do que as associações da ocorrência de Vertente do Lério: plagioclásio, quartzo, flogopita, opacos e microclina aparecem em maior quantidade, especialmente em algumas amostras. Dessa forma, não seria muito correto analisar as amostras dessas ocorrências no sistema CaO-SiO₂-MgO (veja o diagrama de análises químicas dessas amostras em diagrama triangular (figuras 7.2 e 7.3). Tem-se agora o Al₂O₃ e o K₂O como componentes adicionais e responsáveis pela estabilização de micas e feldspatos.

Mas, deixando-se de lado as micas e os feldspatos, procedimento usual na literatura, as associações passam a serem as mesmas a quatro fases que aparecem em Vertente do Lério: calcita + dolomita + tremolita + diopsídio, valendo as mesmas considerações feitas antes (tabelas 7.2 e 7.3).



Fotomicrografia 7.1 – (A) Relações texturais ambíguas entre diopsídio e prismas de tremolita. (B) Mesma fotomicrografia em nicóis cruzados. (C) Contato reto entre diopsídio no centro da fotomicrografia e tremolita. (D) Idem com nicóis cruzados. C) Contato reto entre diopsídio no centro da fotomicrografia e tremolita. D) Idem com nicóis cruzados. Tr=tremolita; Di=diopsídio.

II-MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

(i) Mármore de Vertente do Lério (VLPG)

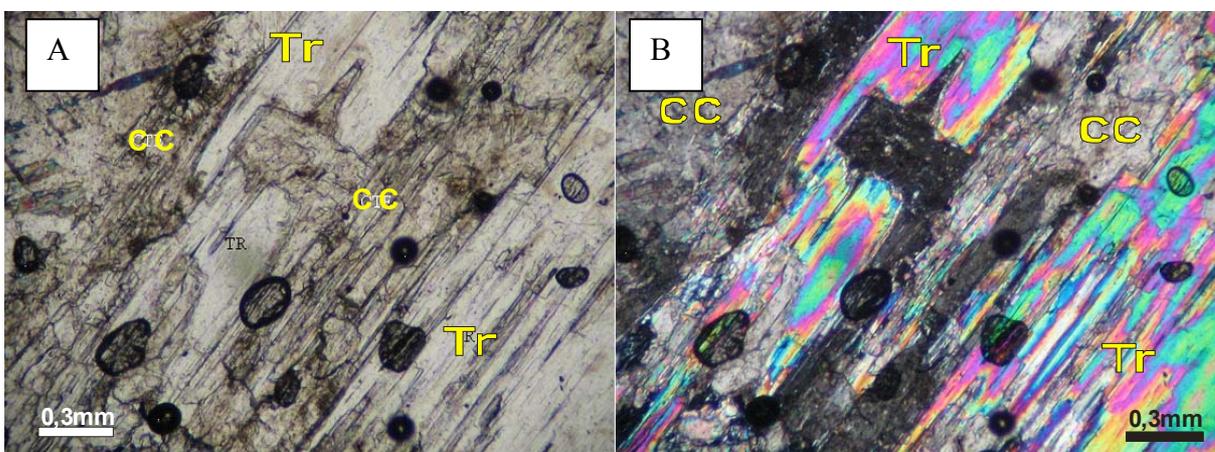
Da Folha Surubim, apenas as amostras VLPG foram utilizadas para classificação de picos de metamorfismo, ficando de fora as amostras VLPM. A maioria dos minerais foi estabilizada no pico de temperatura por conta da raridade de texturas de reação, da presença de contatos retos e também pelo pequeno número de minerais (tabela 7.3). Além de carbonatos, as associações carregam o mineral tremolita (fotomicrografia 7.2).

A tremolita mostra prismas alongados de relevo inferior aos carbonatos, quase sempre se limitando com os mesmos através de contatos retos. Infelizmente não houve como separar sob o

microscópio dolomita de calcita, o que poderia ter sido feito com facilidade se as lâminas tivessem sido coloridas com alizarina vermelha.

Assim, dolomita e/ou calcita + tremolita \pm quartzo correspondem aos minerais que coexistiam em equilíbrio no pico de temperatura. Devem-se acrescentar minerais acessórios em pequena quantidade (mas às vezes comparável no teor modal com o anfibólio).

Os resultados das amostras analisadas caem no diagrama CaO-MgO-SiO₂, próximo da base do triângulo e muitas vezes sobre a mineral dolomita (figura 7.4), de modo que se pode sugerir que é a dolomita e não a calcita, o principal ou único mineral carbonático presente na associação de equilíbrio. Resulta então o triângulo de compatibilidade dolomita-tremolita-calcita, descrito no metamorfismo de calcários dolomíticos silicosos, zona da tremolita e/ou diopsídio (por exemplo, como ocorre nos Alpes Centrais, Yardley, 1987).



Fotomicrografias 7.2 (A e B) Prisma de tremolita exibindo contatos retos com mineral carbonático. Nicóis paralelos e cruzados, respectivamente. Tr=tremolita; cc=calcita.

No exame petrográfico de um único exemplar (VLP14) verificou-se um mineral de relevo mais elevado do que os de tremolita e carbonatos, e suas propriedades levam a concluir que seja diopsídio. Análises de microsonda da lente de Vertente do Lério também atestam a existência de diopsídio (tabela 1, amostras VLP17 e VLP19). O diopsídio aparece em porfiroblastos, provavelmente fazendo parte da associação em equilíbrio no pico de temperatura.

Associações a quatro fases (no caso particular calcita + dolomita + tremolita + diopsídio) num sistema a três componentes são explicadas por conta de fatores como: a persistência de um dos reagentes na associação dos produtos pelo seu excesso em relação aos reagentes; ou a interrupção da reação por causa do consumo da fase fluída etc.

Os plotes das amostras com diopsídio + tremolita + calcita + dolomita (VLP14, VLP17 e VLP19) caem na base do triângulo de composição CaO-MgO-SiO₂, ou sobre dolomita, aventando que as composições brutas das amostras com diopsídio são praticamente as mesmas das amostras sem diopsídio (figura 7.4). Então as composições dos protólitos não seriam responsáveis pela estabilização de diopsídio. Infere-se que as condições de temperatura, as condições de pressão, ou ainda da fração molar do CO₂ ou uma combinação desses fatores foram modificados de modo a favorecer o aparecimento do piroxênio.

A variação do X_{CO_2} é um fator que parece bem possível. A infiltração de H_2O a temperatura constante leva a uma diminuição do X_{CO_2} e a uma travessia da curva univariante tremolita-diopsídio na direção do campo de estabilidade do piroxênio, que é mais bem visualizado em diagramas isobáricos T- X_{CO_2} propostos por Yardley (1987) em (a) e (b) da Figura 7.5 e por curvas esquemáticas da mesma figura nos diagramas (c) e (d) de Kerrick (1974) e Blast & Tracy (1996), onde as reações de descarbonatação que envolvem a calcita+quartzo=wollastonita+ CO_2 . A $T_{equilíbrio}$ há um incremento onde $X_{CO_2}=1$ e redução quando o fluido no sistema é diluído pelo incremento de H_2O no sistema.

Cada curva univariante é desenhada sobre um único sistema composicional. H_2O controla o lado esquerdo do sistema e CO_2 do lado direito. Reações que liberam H_2O e CO_2 , como tremolita+3calcita+2quartzo=5diopsídio+ H_2O +3 CO_2 . A curva da reação univariante tem um T máximo a uma composição de fluido equivalente ao que é liberado na reação e o inverso ocorre com a redução da T. A curva não pode intersectar quando só ocorre um fluido porque um mineral hidratado é estável só em CO_2 ou vice-versa, como por exemplo, as reações que consomem e CO_2 e libera H_2O (2zoisita+ CO_2 =3anortita+calcita+ H_2O) ou o inverso (6dolomita+8quartzo=talco+6calcita+6 CO_2).

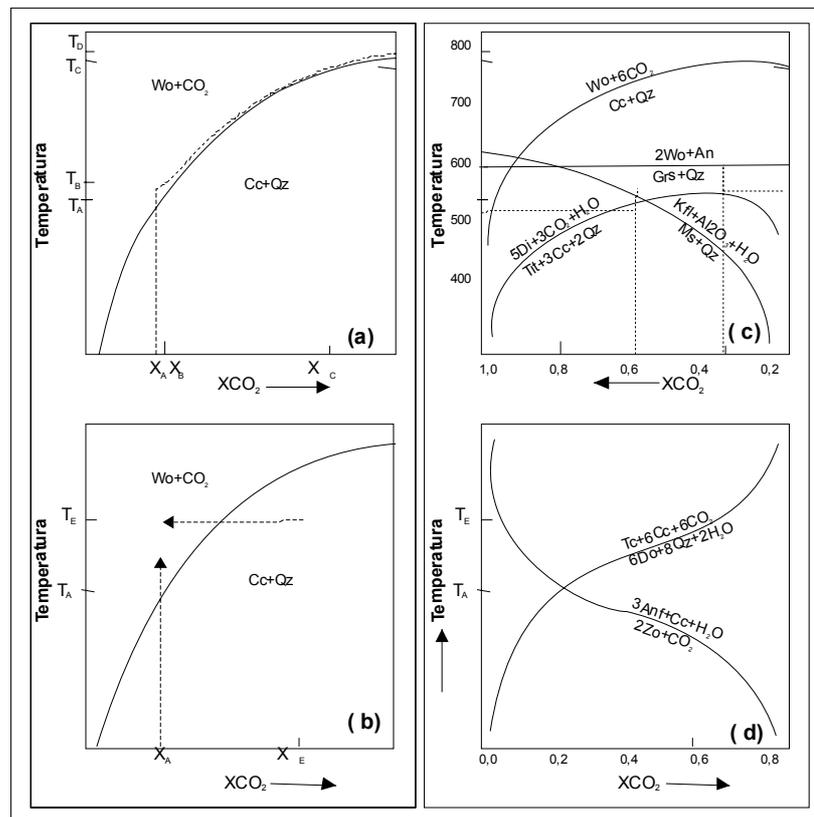


Figura 7.6- Diagramas PTX. Influência do tamponamento interno *versus* externo da composição do fluido sobre a destruição da calcita+quartzo. **(a)**- a composição do fluido é tamponada internamente, para um fluido inicial X_A , a reação tem lugar num amplo intervalo de temperatura, de T_B a aproximadamente T_D . **(b)**- o fluido é tamponado externamente. Se o fluido for tamponado em X_A durante o aquecimento, a reação é completada em T_A , alternativamente, se o fluido inicial for X_B , um influxo do fluido X_A , à temperatura T_B , fará com que a reação seja completada. (Yardley 1987). E em **(c)** e **(d)** mostra grades petrogenética em curvas univariantes para fluidos voláteis mistos de reações nos espaço T- X_{CO_2} (X_{H_2O}).

7.4.2- ESTIMATIVA DAS CONDIÇÕES P-T DO PICO METAMÓRFICO

Com relação à determinação das temperaturas de equilíbrio no pico, a aplicação do termômetro calcita-dolomita pode ser o mais adequado, porque a exsolução de dolomita em calcita não foi observada. No entanto, segundo Bucher & Frey (1994) é aconselhável usar esse termômetro apenas em metamorfismo orogênico de baixo-grau ou de contato (não é o caso desses mármore).

Portanto, à vista dos impedimentos, a aplicação de técnicas termobarométricas multi-reação mostra-se adequada. A aplicação do método P-T médio do programa THERMOCALC (técnica multi-reação) resultou infrutífera por conta de fatores tais como a inexistência de minerais adequados, a qualidade das análises de microsonda (p. ex. fechamento muito alto ou muito baixo) e pequeno número ou ausência de reações independentes, envolvendo os termos extremos das fases envolvidas, necessárias para definir as variáveis intensivas do sistema. Uma variante do método multi-reação, entretanto, tem como estratégia a atribuição de P como variável independente, obtendo-se um $T_{\text{médio}}$ como variável dependente, que também está presente no pacote do THERMOCALC. Simulações foram feitas com $X_{\text{CO}_2} = 0,5$ e $X_{\text{CO}_2} = 0,75$ (mais realista?) para uma faixa de P de rocha de 3 até 9Kbar. Os resultados estão expressos na Tabela 7.4. Os resultados com duas versões do programa, 2.75 e 3.26, não diferem muito e, portanto, parecem independender dos respectivos bancos de dados, de forma que serão discutidos apenas os resultados obtidos com a versão 2.75.

Tabela 7.4- Variação P-T-X para as ocorrências de mármore do Complexo Carolina Surubim.

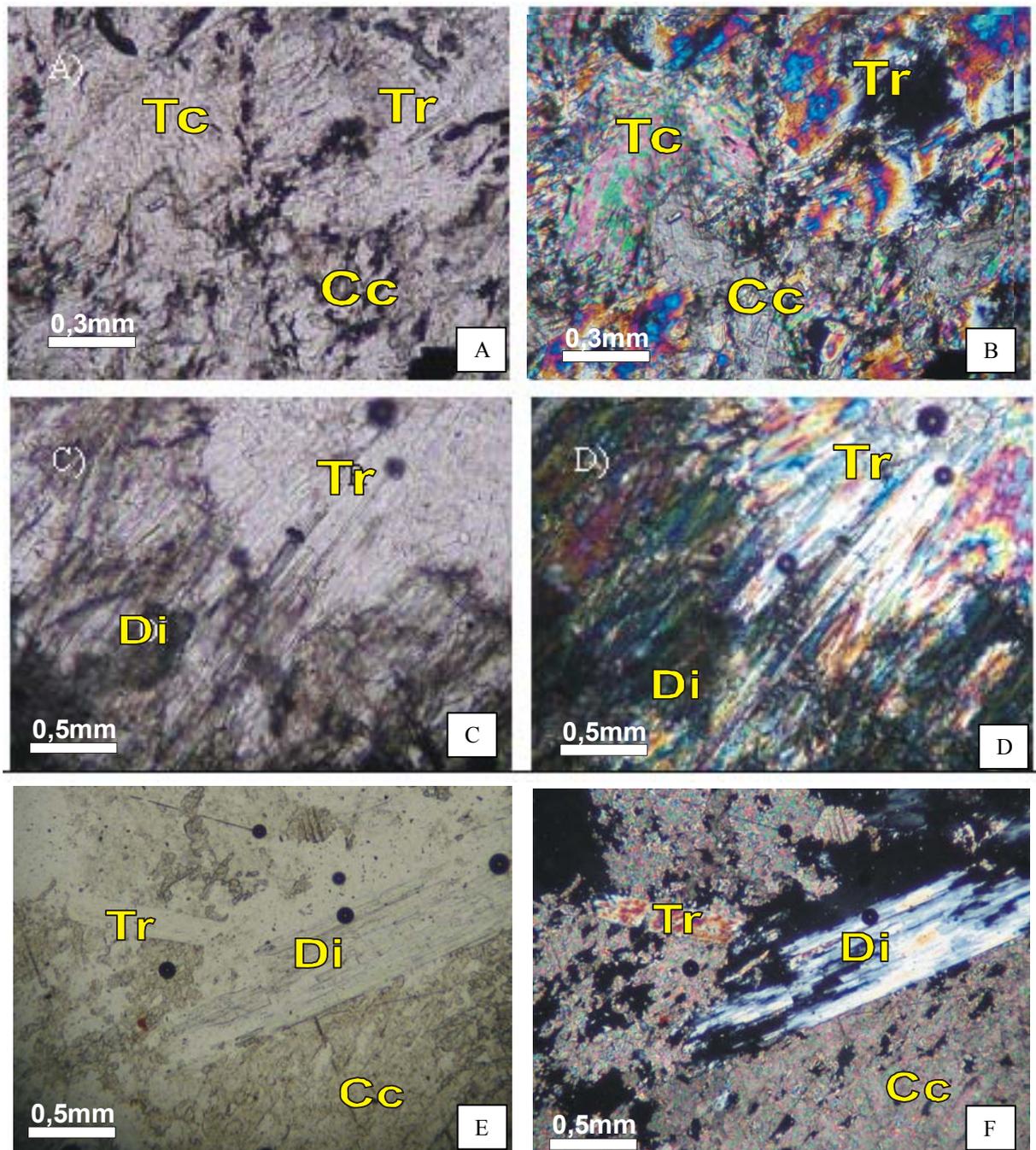
Folha Caruaru										
Amostra	P(Kbar)	T _{Varição}	T _{médio}	X _{CO2}	Amostra	P(Kbar)	T _{variação}	T _{médio}	X _{CO2}	
ODGRAVE 08	3	471	463	0,50	SAGRAVE 06	Reações Insuficientes pelo P-T _{médio}				
	4	474	472	0,75		SAGRAVE 07	3	626	614	0,50
	5	487	478				9	644	631	0,75
	6	485	477				5	658	645	
	7	488	479				6	669	655	
	8	489	480				7	676	662	
	9	488	480				8	682	667	
ODGRAVE 17	Reações Insuficientes pelo P-T _{médio}				9	686	671			
Folha Surubim										
VLPG 17	Reações Insuficientes pelo P-T _{médio}									

De cinco amostras testadas, ODGRAVE 08, ODGRAVE 17, SAGRAVE 06, SAGRAVE 17 e VLPG17, o programa calculou o T médio para ODGRAVE 08 e SAGRAVE17 apenas. Para a amostra ODGRAVE08, as temperaturas variam de 471-488 ($X_{\text{CO}_2} = 0,5$) e de 463-480°C ($X_{\text{CO}_2} = 0,75$). Erros associados a essas determinações são de $\pm 110^\circ\text{C}$ e a análise da tábua de diagnósticos sugere novas avaliações. Já para SAGRAVE17, o T variou de 626-686 ($X_{\text{CO}_2} = 0,5$) e de 614-671°C ($X_{\text{CO}_2}=0,75$). Os pequenos erros associados a T ($\pm 12^\circ\text{C}$) e a análise da tábua de diagnósticos indicam que os valores obtidos da amostra SAGRAVE17 devem estar próximos do real. Silva *et al.* (2005) encontraram para gnaisses pelíticos da região a NE de Vertente do Lério com o P-T médio os seguintes valores para o pico de temperatura: $T = 676 \pm 151^\circ\text{C}$ e $P = 8,1 \pm 2,4$ Kbar; e noutra amostra,

$T = 645 \pm 31$ °C e $P = 8,0 \pm 0,9$ Kbar. A comparação dos resultados obtidos nos metapelitos (encaixantes dos mármore na região) com os resultados conseguidos nos mármore da lente SAGRAVE17 aponta para a similaridade dos dois resultados de temperatura e sugere que as temperaturas regionais durante o pico estariam na fácies anfibolito, provavelmente acima dos 650°C, valor comumente assinalado para a parte médio-alta dessa fácies.

7.4.3- RETROMETAMORFISMO: EVIDÊNCIAS E CONDIÇÕES P-T-XCO₂

Texturas de reação, todas apontando para reações retrometamórficas, foram observadas nas ocorrências estudadas. As texturas não são ambíguas e diagnosticam um arrefecimento das condições de temperatura impostas originalmente ao pacote sedimentar (*vide* figura 7.3).



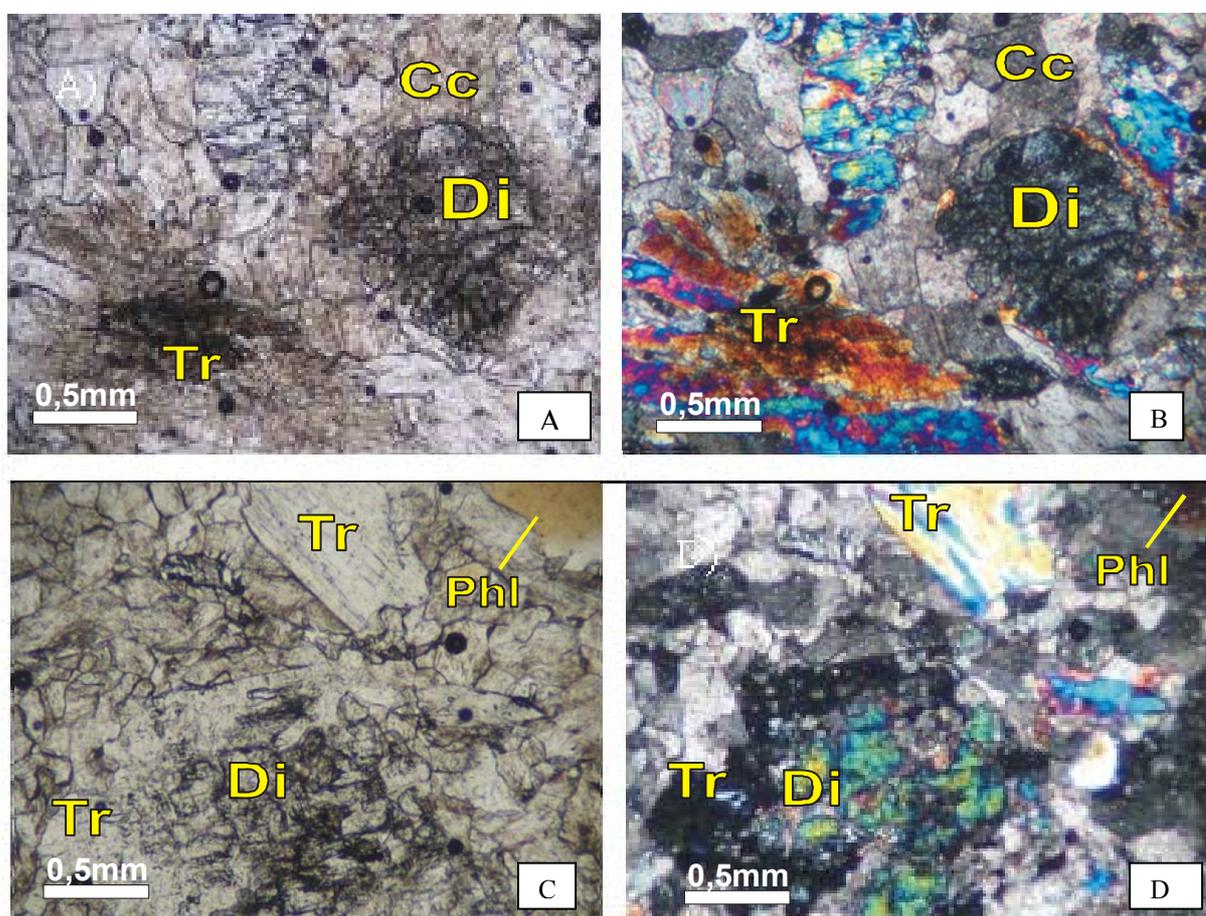
Fotomicrografia 7.3 –(A) Substituição parcial de tremolita por rosetas de talco. (B-) Mesma fotomicrografia, com nicóis cruzados. C) Borda de cristal de diopsídio exibindo corrosão por agulhas submilimétricas de tremolita. D) A mesma feição

observada em nicóis cruzados. E) Pseudomorfo total de talco que substituiu cristal idiomórficos de tremolita. F) Idem com nicóis cruzados. Tr=tremolita; Di=diopsídio; Ca=calcita.

Na amostra VLPG 01 aparece à substituição parcial de tremolita por talco. Restos do anfibólio com a mesma orientação cristalográfica (um antigo prisma) são observados em meio a quase rosetas de talco (fotomicrografias 7.3A e 7.3B). Em outra amostra (VLPG 04), o diopsídio está crescendo a partir da tremolita (sendo substituído por esta).

O interessante nesta lâmina a possibilidade de separar texturalmente a tremolita resultante do metamorfismo progressivo do anfibólio gerado por retrometamorfismo, o qual aparece numa concavidade do cristal do diopsídio, em agulhas submilimétricas e hábito em feixes, sugestivo de crescimento em condições estáticas (idem o talco) como mostra as fotomicrografias 7.3C e 7.3D).

Amostras da lente SAGRAVE de novo exibem diopsídio substituído por pequenos prismas de tremolita. Pseudomorfos de talco segundo tremolita (?) (fotomicrografias 7.3E e 7.3F) e corrosão do piroxênio por carbonato também foram observados. E amostras da ocorrência ODGRAVE (ODGRAVE12) mostram coroas parciais de tremolita em torno de cristais de diopsídio. As coroas são incipientes a bem desenvolvidas (fotomicrografias 7.4A, 4B, 4C e 4D respectivamente).



(Fotomicrografias 7.4 A e B) Corona incipiente (quase um filme) de tremolita ao redor de cristal de diopsídio melhor visível na segunda fotomicrografia. C) e D) Corona incompleta de tremolita (como uma orla extinta na fotomicrografia D) em torno de diopsídio. Tr= tremolita; Di=diopsídio; Phl=flogopita.

A tremolita ocorre como produto do retrometamorfismo de diopsídio é uma constante nessas amostras. Isso é sugestivo de que o inverso da reação progressiva $1\text{tremolita} + 3\text{calcita} + 2\text{quartzo} = 5\text{diopsídio} + 1\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$, comum no metamorfismo de calcários dolomíticos silicosos, esteve atuante no arrefecimento da temperatura do pacote sedimentar, provavelmente ajudada por influxo da

fase fluida $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$. A estabilização de talco retrometamórfico indica que as rochas metassedimentares arrefeceram ainda mais.

Uma simulação feita com o programa TWQ para uma pressão de 8kbar (pressão encontrada nas encaixantes pelíticas com o P-T médio de THERMOCALC) indica que num diagrama T- X_{CO_2} (X_{CO_2} variando de 0,5 a 0,75) a curva univariante referente à reação acima aludida teria sido atravessada inicialmente a temperatura de 650 °C.

7.5- AMBIENTE GEOLÓGICO E CARACTERÍSTICAS REGIONAIS DOS MÁRMORES ESTUDADOS

Os mármore da Folha Caruaru (MAND, ODGRAVE e SAGRAVE) caracterizam-se por ser predominantemente mármore calcítico e rico em silicatos com transições graduais para calcita e dolomita-calcita com inclusões de micaxistos. Localizam-se dentro de metapelitos, metamorfisados nas condições de PT em torno de 580–600°C e 500–700MPa (Pacheco *et al.* 2007). A associação mineral dos metapelitos é quartzo+muscovita+estauroilita+almandina+biotita e nos mármore prevaleceu a assembléia muscovita+diopsídio+calcita+quartzo e raramente tremolita+calcita+quartzo, localmente também foi observado em algumas amostras K-feldspato e albita(plagioclásio). Raramente foi encontrada associação mineral com grossulária, vesuvianita e clinozoizita na parte mais rica em silicatos.

Os mármore da Folha Surubim (VLPG e VLPM), formam uma extensa lente e única até o limite Pernambuco-Paraíba. Faz parte do complexo de metapelitos de muscovita-biotita dominante (micaxistos e gnaisses) e intercalações de mármore, com metamorfismo em fácies de anfibolítica (Silva *et al.* (2005). Localmente, é comum ocorrências de quartzitos, seguido de rochas metabásicas e rochas ricas em grafita intimamente associadas aos mármore. As associações minerais e o grau metamórfico dos metapelitos nesta unidade foram propostas por Silva *et al.* (2005).

Os mármore são caracterizados como predominantemente dolomítico em VLPG, embora possa ocorrer localmente em VLPM também o tipo calcítico-dolomítico. Este último, com associação mineral formada por calcita+tremolita±flogopita e dolomita+calcita+tremolita±flogopita, também apresenta associação mineral do tipo: calcita+tremolita±diopsídio+flogopita. Na primeira lente (VLPG) ocorre o predomínio deste último tipo de associação mineral. Acredita-se que o campo de estabilidade destas associações minerais (tremolita+calcita+quartzo+tremolita±diopsídio+dolomita) destas lentes corresponde ao metamorfismo com temperaturas máximas de 580–620°C e mínimas de 480–530°C (Yardley & Lloyd 1989).

De maneira geral, pode se considerar que os mármore do Complexo Caralina-Surubim, são subdivididos em duas unidades distintas localizadas nas folhas Caruaru e Surubim. A primeira unidade está composta de metapelitos de alto-grau, migmatito, anfibolito, granulito, corpos lenticulares de peridotito, com granada e piroxênio mantélico; mármore e quartzitos, paragnaisses formados por sillimanita-granada-biotita e migmatitos. Rochas calciossilicáticas, quartzitos com grafitas e anfibólitos são comuns nas proximidades dos mármore. Também foram encontrados cordierita e migmatitos refletindo variadas condições temperaturas de metamorfismo (500–800°C).

Os mármore da segunda unidade, compostos essencialmente de dolomita (predomina) e calcita, formam corpos de várias dezenas de metros, grãos grossos a médios, com bolsões de paragnáisses, formados de sillimanita-granada-biotita e encaixantes em micaxistos e migmatitos. Eles são associados com gnaisses, quartzitos e anfibolitos. Na parte em que ocorre o predomínio de calcita, parte ocidental da lente VLPM, há um conteúdo mais alto de silicatos e quartzo juntamente com os quartzitos. Reações metamórficas e associações minerais encontradas na parte oriental (VLPG) são: mármore dolomítico com inclusões de flogopita, grafita, forsterita, granada, clorita, correspondendo à fácies anfibolítica superior com temperaturas variando de 620 a 660°C. Localmente são abundantes a clorita e serpentina.

De acordo com Yardley & Lloyd (1989) ocorrência de reação do tipo: $3\text{tremolita} + 5\text{calcita} = 11\text{diopsídio} + 2\text{forsterita} + 5\text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$, corresponde a metamorfismo desenvolvido em $P=200\text{MPa}$, $T=620^\circ\text{C}$ e $X_{\text{CO}_2} < 0,3$. Foi encontrada associação do pargasita+anfíbólio e granada+dolomita podem indicar um grau mais alto de metamorfismo em mármore nas partes superiores desta unidade, cujos picos de metamorfismo não ultrapassam ao da reação citada.



CAPITULO VIII-QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA - REVISÃO

8.1 - APRESENTAÇÃO

A transição Neoproterozóico-Cambriano é considerada a fase mais enigmática da História geológica da Terra. Caracteriza-se pelo surgimento e extinção dos primeiros metazoários (fauna Ediacara) e explosiva evolução biológica no Cambriano inferior; provavelmente associada a eventos como a fragmentação do supercontinente Rodínia, flutuação no nível mar, alteração no clima global e composição química dos oceanos. Este cenário geológico foi preservado em rochas (sedimentos carbonáticos) e decifrado pelos paleoambientes e correlações quimioestratigráficas entre estratos (Veizer *et al.* 1997; Jacobsen & Kaufman 1999; Montañez *et al.* 2000).

A variação da composição isotópica ou razão isotópica, especialmente de C e O, permite distinguir o ambiente de sedimentação de rochas carbonáticas (marinho ou continental), refletindo o equilíbrio isotópico no ambiente de formação original, e evidenciando alterações durante sua deposição. Estes isótopos, juntamente com os isótopos de Pb e Sr são amplamente utilizados em quimioestratigrafia isotópica e ferramentas auxiliares à petrologia e à geoquímica na decifração da história geológica da Terra: através da correlação regional entre estratos, empilhamento estratigráfico e da idade provável de deposição (*trends* das curvas de variação temporal de isótopos). Também data rochas, onde a ausência ou raridade de fósseis impedem uma caracterização e correlação entre estratos (Veizer *et al.* 1997; Jacobsen & Kaufman 1999; Walter *et al.* 2000; Montañez *et al.* 2000).

Esta técnica é bastante aplicada no estudo de unidades metamórficas pré-cambrianas cujas relações originais entre estratos foram alteradas e estruturas sedimentares primárias mascaradas (impossibilitando a identificação dos protólitos), frente à dificuldade ou impossibilidade de ser obter controle bioestratigráfico e/ou geocronológico preciso (ausência de estromatólitos e outros fósseis considerados marcadores geocronológicos) que indique sua existência neste período (Misi & Veizer 1998, Melezhik *et al.* 2001). Foram utilizados nas seqüências de mármore do Complexo Caralinal-Surubim, os isótopos de C, O e Sr, objetivando decifrar sua história geológica, por meio de correlações de curvas de variação temporal isotópica com outras seqüências carbonáticas e/ou mármore do Brasil e do mundo.

8.2 – FUNDAMENTOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS EM CARBONATOS

Os isótopos de C, O e Sr são identificadores precisos, em carbonatos, de eventos geológicos e suas conseqüências na Terra: potencializam e preservam registros do ambiente de origem e variações (biológica, química e física) decorrentes de mudanças na temperatura global dos oceanos primitivos. Essas mudanças são refletidas nas razões isotópicas, devido ao reequilíbrio isotópico com a água do mar e químico dos oceanos pretéritos e atuais, datam (absoluta e relativa); identificam os processos envolvidos na formação e estabilização pós-deposicional dos continentes; determina a taxa de assimilação isotópica preservada no material crustal de seqüências de carbonatos pré-cambrianos

(Keith & Weber 1964; Schdlowski *et al.* 1983, Veizer 1992, Magaritz *et al.* 1986, Tucker 1986 e 1989, Knoll *et al.* 1986, Lathan & Riding 1990, Brasier *et al.* 1990, Magaritz *et al.* 1991; Kauffman & Knoll 1994, 1995). No Brasil, especialmente na Província Borborema, esta técnica tem sido sistematicamente utilizada com êxito, no estudo de seqüências de mármores pré-cambrianos por diversos pesquisadores (Sial *et al.* 2002, 2006 e 2007; Santos 2000 e 2005; Barreto 2005 e 2008; Nascimento 2002; Nascimento *et al.* 2007).

8.3 – VARIAÇÕES SECULARES NA GEOQUÍMICA DOS CARBONATOS

8.3.1- ISÓTOPOS DE CARBONO

Carbono, elemento encontrado na biosfera, hidrosfera, atmosfera e litosfera, constituinte principal das rochas carbonáticas. Não-metálico, número atômico igual a seis (Z=6) pertence ao Grupo IVA da Tabela Periódica, apresenta dois isótopos estáveis ($^{12}_6\text{C}$ (98,89%) e $^{13}_6\text{C}$ com 1,11%) e um radioativo ($^{14}_6\text{C}$). Ocorrem sob a forma reduzida em compostos orgânicos e/ou oxidada em CO_2 , íons carbonatos de soluções aquosas e minerais carbonáticos (calcita e aragonita) e isoladamente sob a forma de grafita ou diamante. Suas relações quimoestratigráficas se fundamentam nos processos de deposição do carbonato (equilíbrio isotópico com a água do mar) e em mudanças climática e tectônica na Terra e atividades biológicas que acarretam seu fracionamento isotópico.

As composições isotópicas de C e O em rochas são medidas a partir das razões entre pares isotópicos de cada elemento pelas razões de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Estes valores, expressos na notação delta (δ) e quantitativamente em partes por mil (‰), representam a razão isotópica numa amostra analisada e comparada à razão de um padrão pré-estabelecido. O padrão, comumente empregado para rochas carbonáticas, é obtido a partir da reação de ácido ortofosfórico a 100% com a concha *De Belemnites* de idade Cretácea da Formação *Pee Dee Bee (PDB) do Estado da Carolina do Norte (EUA)* com resultados expressos em ‰PDB para os isótopos de C (Friedman & O'Neil 1977).

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{amostra}} \right) - \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{padrão}} \right)}{\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{padrão}} \right)} \right] \times 10^3 \text{‰} \dots \dots \dots [1]$$

Mudanças (climáticas, tectônicas e biológicas) na Terra provocaram alterações no Ciclo do Carbono e, conseqüentemente, na composição da água do mar. Seu fracionamento isotópico (Figura 8.1) relaciona taxas de transferências entre rochas de origens diferentes (vulcanismo, intemperismo e fluidos metamórficos) em equilíbrio isotópico com a água do mar, provocando alterações em seu ciclo e, conseqüentemente, na composição da água do mar (Schidlowski *et al.* 1983; Kump 1991). Seu ciclo pode ser modificado pelo fluxo de carbono inorgânico (C_{inorg}) como conseqüência de eventos tectônicos, resultando em modificações na taxa de intemperismo e/ou alterações no manto da terra (diferenciação, metassomatismo, entre outros). Por outro lado, eventos orogênicos e modificações na composição do manto são processos relativamente lentos em comparação aos que modificam seu ciclo (muitas vezes catastróficos). E ainda, modificações nas condições ambientais podem causar extinção, aparecimento de espécies, mortandade em massa ou mutação de organismos.

Também podem ser influenciados por ação da matéria orgânica, cujo balanço apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ em torno -27‰_{PDB} ; em organismos vegetais, no meio ambiente $\delta^{13}\text{C} \approx -20\text{‰}_{\text{PDB}}$ e na atmosfera $\delta^{13}\text{C} \approx -7\text{‰}_{\text{PDB}}$ e durante a fotossíntese, estes valores variam de -20 a -34‰_{PDB} . Estes resultados são justificados porque $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar, apresenta variação sob influencia do ^{12}C originado da matéria orgânica vegetal, acarretando enriquecimento de ^{13}C , com conseqüente fracionamento isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ equilibrando sua composição (Schdlowski *et al.* 1983).

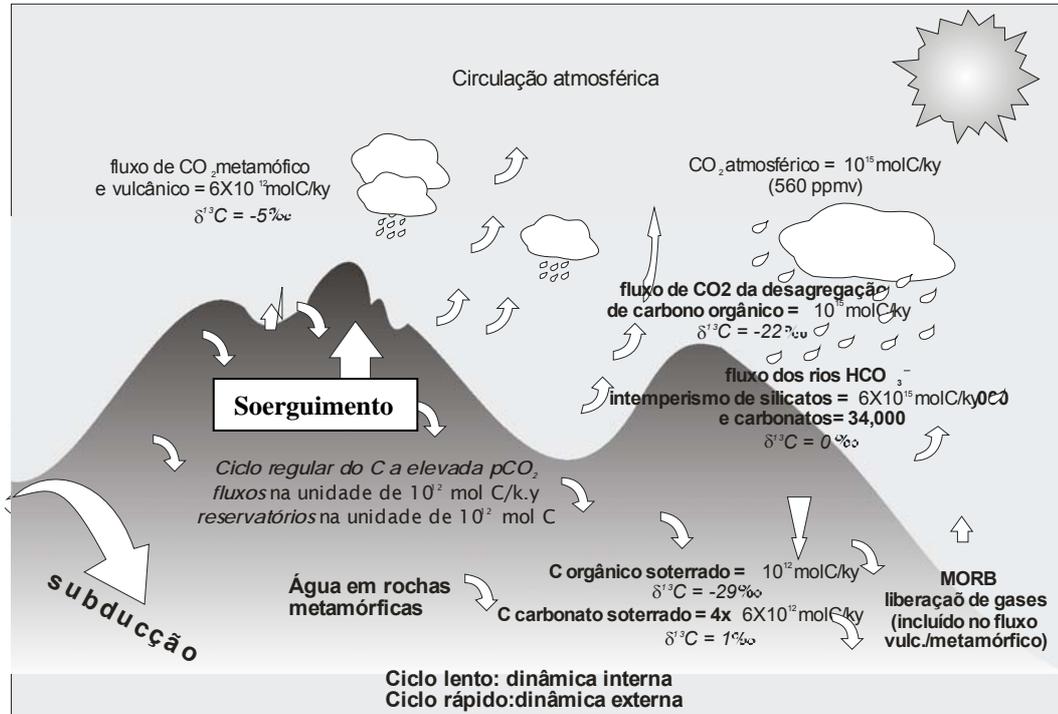


Figura 8.1- Esquema do ciclo do carbono em intervalos de tempo superior a 10^5Ma mostrando fluxos e composição isotópica. Valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ no Fanerozóico (Schdlowski *et al.* 1983; Kump 1991).

Para dimensionar a quantidade de C produzido e consumido durante todo o ciclo, Kump (1991) e Kump & Arthur (1999) propuseram um modelo de balanço de massa baseado na relação de $\delta^{13}\text{C}$ (Equação 2); durante todo o processo C_{inog} do meio oceano-atmosfera (M_0) muda em função da escala de tempo multimilenar (10^5Ma) devido ao desequilíbrio entre taxas de C produzido e consumido. Este desequilíbrio é resultante do somatório de C proveniente de processos diversos como o intemperismo (F_w), metamorfismo e vulcanismo (F_{volc}) e da retirada do sistema formado pela deposição de carbonatos ($F_{b, \text{carb}}$) e da matéria orgânica ($F_{b, \text{org}}$):

$$\frac{\partial M_0}{\partial t} = F_w + F_{\text{volc}} - (F_{b, \text{org}} + F_{b, \text{carb}}) \dots\dots\dots [2]$$

Do pressuposto, é possível reconstruir curvas de variações secular de $\delta^{13}\text{C}$ para a água do mar, para carbonatos marinhos de diversas idades e localidades (Benner 1989, Narbone *et al.* 1994, Kaufman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Hoffman *et al.* 1998, Jacobsen & Kaufman 1999). Embora a taxa $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos sedimentares tenha permanecido mais ou menos constante por um longo período de tempo ($\delta^{13}\text{C} = 0 \pm 3\text{‰}_{\text{PDB}}$), houve enriquecimento de ^{13}C com valores superiores a 3‰_{PDB} (considerados anômalos) de grande importância biogeoquímica por influenciar as taxas de soterramentos da matéria orgânica, refletindo variações no nível do mar; produtividade primária e

padrão de circulação oceânica (Schdlowski *et al.* 1983), mesmo desconhecendo o fator preciso que influenciou na variação temporal de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos marinhos (Kaufman & Knoll 1995).

Sial *et al.* (2000) compilaram e elaboraram uma nova curva de variação temporal (Figura 8.2), a partir dos dados obtidos por Hoffman *et al.* (1998) ilustrando a evolução isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ do Fanerozóico ao Proterozóico. Nesta curva, o Paleoproterozóico caracteriza-se por uma forte anomalia positiva no intervalo de 2,33 a 2,06Ga, conhecida como evento Lomagundi ou Jetuliano, resultante da explosão de estromatólitos (Schdlowski *et al.* 1976, Melezhik *et al.* 1997).

No Mesoproterozóico houve pouca variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (em torno de 0‰PDB) e maiores oscilações (+1 a +4‰PDB) em torno de 1,4 a 1,0Ga (Kah *et al.* 1999), o Neoproterozóico caracteriza-se por sucessivas oscilações positivas e negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, com picos no limite Precambriano-Cambriano (Hoffman *et al.* 1998). As oscilações positivas relacionam-se à superação de reservas de carbono orgânico (C_{org}) em relação ao carbono inorgânico (C_{inorg}), acarretando excursões positivas (do aparecimento ou explosão de determinadas espécies) e, conseqüentemente, gerando aumento da taxa de dissolução de C_{inorg} . Por outro lado, excursões negativas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ parecem estar associadas à grande mortandade de organismos e às freqüentes glaciações durante este período e com conseqüente contribuição para o aumento da taxa de dissolução de C_{org} .

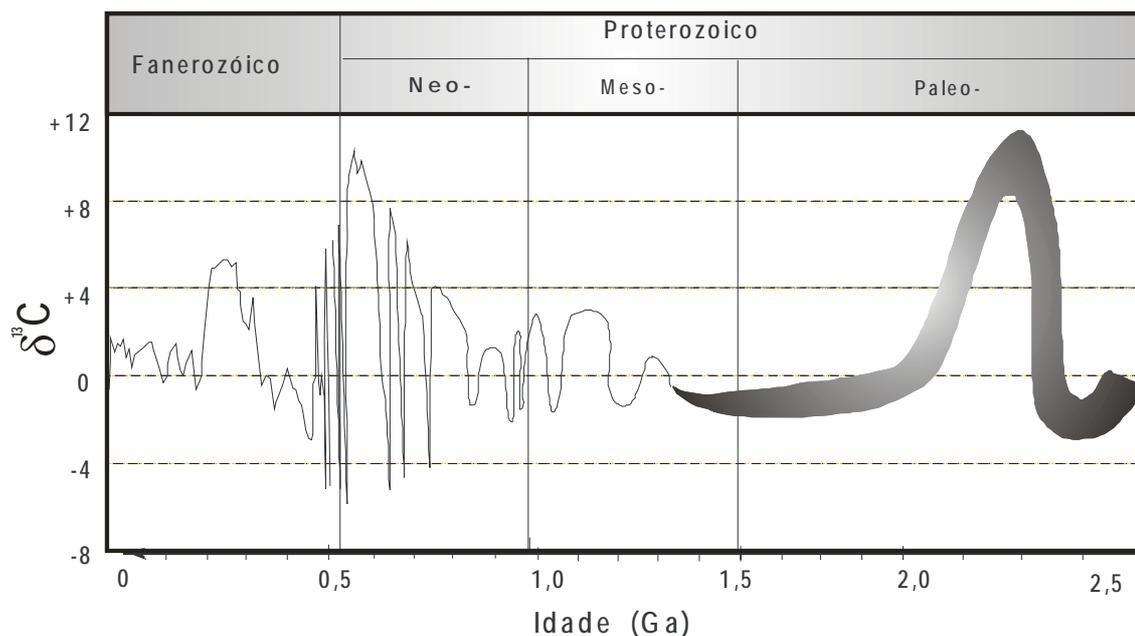


Figura 8.2 - Curva de variação temporal de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos marinhos a partir de 2,5Ga até o tempo presente. Curva compilada por Sial *et al.* (2000).

A curva (figura 8.2) mostra o comportamento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ até os dias atuais, sugerindo que as grandes modificações na composição isotópica da água do mar, em termos de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo da evolução da terra, se devem às mudanças (direta ou indiretamente) na biosfera. É importante observar que a curva no Paleoproterozóico apresenta picos, relacionados aos eventos Logamundi ou Jetuliano.

I- Significado dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos

A variação de $\delta^{13}\text{C}$ também pode expressar a profundidade e a origem do ambiente de deposição do carbonato (se de ambiente marinho restrito ou comunicado ao oceano) em seções estratigráficas. Há forte influência nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ quando o C é originário da fotossíntese (restrita apenas à zona fótica do oceano) e em menor extensão, quando da oxidação da matéria orgânica (pode ser tanto de zona fótica como a maiores profundidades). Com nível do mar alto (condições propícias para o soterramento da matéria orgânica) leva ao enriquecimento só em ^{12}C (valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos) e em nível do mar baixo e intensa circulação oceânica (com oxigenação das águas mais profundas) não há condições de deposição da matéria orgânica que gere enriquecimento em ^{12}C no carbonato precipitado, gerando valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (Broecker & Peng 1982; McArthur 1993).

O ambiente marinho de deposição influencia nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, independentemente da localização do carbonato (se de ambiente marinho restrito ou aberto) uma vez que este resulta da acumulação de matéria orgânica decomposta (sob condições anóxicas durante a sedimentação) com conseqüente enriquecimento em ^{13}C . A composição isotópica do C nos oceanos primitivos é variada, caso fosse constante, as variações seculares de $\delta^{13}\text{C}$ seriam decorrentes apenas das diferenciações entre as taxas relativas e o soterramento do C do carbonato (C_{carb}) e C da matéria orgânica (C_{org}).

Carbonatos mesoproterozóico, depositados sob condições de água oceânica estratificada (rasas e profundas) mostram variações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 4 a 6‰_{PDB}, em função da profundidade de deposição (Kaufman *et al.* 1991, Winter & Kaufman 1992, Kaufman & Knoll 1995; Babinski *et al.* 1999), como reflexo da transformação faciológica dos carbonatos, com tempo insuficiente de permanência do C na água do mar, para haver homogeneização isotópica.

Pouco se conhece sobre a influência do “efeito vital” na sedimentação carbonática neste período com invertebrados (Knoll & Sweet 1990; Corfield 1994). Por outro lado, sucessões neoproterozóicas da Nova Zelândia (carbonatos originados sob condições de intensa mistura de águas oceânicas) mostram influência de organismos vivos nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ só no início do Cambriano (Grant 1992), sem variação entre fácies carbonáticas, mesmo a grandes profundidades, ou entre carbonatos de águas oceânicas estratificadas (Narbonne *et al.* 1994). Estas oscilações evidenciam que as variações de valores de $\delta^{13}\text{C}$ dependem não só da profundidade, mas também do ambiente de deposição do carbonato e de outros fatores responsáveis por suas alterações (Kaufman & Knoll 1995).

Valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$, neste mesmo período são atribuídos às modificações no fluxo de C do oceano através do tempo, a partir do soterramento da matéria orgânica, cuja taxa é diretamente proporcional ao fluxo de sedimentação total (Berner 1989). Esta teoria não é muito aceita, devido à possibilidade de que o fracionamento isotópico (decorrente da atividade microbiana) possa gerar cimentos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ distintos dos da água do mar (Sansone *et al.* 1990), dos processos metabólicos e do efeito de biomineralização (Jensen & Grant 1996). No pós-Varanger, o aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ se deve ao acréscimo da taxa de erosão continental (Derry *et al.* 1992) atribuída à orogênese Pan-Africana, reflexo da alta taxa de soterramento absoluto de C_{org} (Asmerom *et al.* 1991 e Kaufman *et al.* 1993). Outra hipótese sugere incursões positivas durante transgressões marinhas, devido à expansão de áreas de plataformas rasas, com conseqüente aumento da taxa de soterramento da matéria orgânica acarretando enriquecimento do oceano em ^{13}C .

Durante regressões marinhas em plataformas expostas, as incursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$, se devem ao aumento das taxas de erosão e oxidação do C_{org} (Tappan 1986, Broecker 1982; Compton *et al.* 1992) e esta idéia é corroborada pelas correlações positivas detectadas entre flutuações do nível do mar e foraminíferos bentônicos (Woodruff & Savin 1985). No criogeniano (entre as glaciações Esturtiano e Varanger) essas incursões associam-se a eventos glaciais (Kaufman *et al.* 1995), provavelmente devido à quebra da estratificação oceânica ao misturar-se águas profundas (empobrecidas em ^{13}C) com superficiais (Kaufman *et al.* 1991) e ainda, à mistura de águas anóxicas (ricas em ferro) com águas oxigenadas e com conseqüente precipitação massiva das formações ferríferas neoproterozóicas como observado por Young (1976) e Babinski *et al.* (1999).

8.3.2- ISÓTOPOS DE OXIGÊNIO

Oxigênio, elemento não metálico ($Z=8$) do Grupo VIA da Tabela Periódica, apresenta três isótopos estáveis: ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O com abundância de 99,76%, 0,038% e 0,2% respectivamente. Encontra-se presente na atmosfera, biosfera e litosfera, é importante constituinte de minerais formadores de rochas (silicatos, carbonatos, óxidos, fosfatos entre outros) cuja composição isotópica pode fornecer informações acerca da origem e condições de cristalização de minerais e/ou rochas. Sua composição isotópica, expressa pela notação $\delta^{18}\text{O}$, mostra a razão entre o isótopo mais pesado e o mais leve ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) em relação a um padrão (Equação 3). O padrão comumente usado na determinação da composição isotópica de uma rocha e/ou mineral é o SMOW (Standard Mean Ocean Water) e em carbonatos o PDB (Pee Dee Belemnites). A conversão de SMOW a PDB é dada por Craig 1965; Clayton *et al.* 1968; Friedman & O'Neil 1977.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{amostra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3 \text{‰} \dots\dots\dots [3]$$

São considerados excelentes geotermômetros, especialmente para rochas ígneas e metamórficas, devido seu fracionamento isotópico ser inversamente proporcional à temperatura e a diferença na composição isotópica entre minerais cogenéticos que sob influencia de fluidos meteóricos e residuais ou intempéricos, induz variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Também pode ser utilizado como paleotermômetro em rochas sedimentares químicas; como na correlação entre pares minerais (calcita-aragonita) e na correlação de estratos a eles associados, através da estratigrafia química isotópica (Faure 1986; Peterson *et al.* 1993). Em rochas sedimentares clásticas, há pouca aplicação devido ao fato de que a assinatura isotópica da fonte representa apenas o mineral de forma isolada e não o equilíbrio interno gerado no mesmo.

Em rochas metamórficas, as temperaturas calculadas, geralmente não coincidem com as máximas atingidas durante o metamorfismo e nesta etapa, alguns minerais podem se formar num evento metamórfico subseqüente, com temperatura mais baixa; fazendo com que comumente ocorram temperaturas discordantes (principalmente em rochas polimetamórficas) devido os fluidos metamórficos presentes favorecerem modificações nos valores de em $\delta^{18}\text{O}$ (Faure 1986).

I- Significado dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos

A composição isotópica de oxigênio na água do mar varia com a temperatura, salinidade da água, glaciações e deglaciações, padrão de circulação oceânica (se vigoroso ou sob condições de estratificação oceânica) e de uma provável variação temporal (Brasier *et al.* 1990, Grossmann 1994, Tobin *et al.* 1996). Em cimentos carbonáticos em equilíbrio com a água do mar (*habitat* de organismos vivos) os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam de -0,5 a +3‰_{PDB} (González & Lohmann 1985). Estes valores são similares aos encontrados em sedimentos de origem orgânica, enquanto que nos carbonatos inorgânicos (*oolíticos*) são próximos a 0‰_{PDB} (Tucker & Wright 1990).

A temperatura pode ser considerada como principal causa da redução nos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Com o degelo das calotas polares há aumento na produção de oxigênio leve (^{16}O), que é incorporado ao retículo cristalino dos minerais (calcita e outros carbonatos) cuja redução resulta em maior incorporação de oxigênio pesado (^{18}O). Corfield (1994) detectou valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ em períodos glaciais, devido às glaciações favorecerem a formação das calotas polares, originadas por precipitação de águas evaporadas de zonas de baixas latitudes, com conseqüente enriquecimento de ^{16}O nos gases da evaporação e nas águas oceânicas.

A profundidade também pode influenciar nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos. Em blocos de gelo polar há um incremento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, atingindo valores próximos a +1,2‰_{PDB}, à medida que a profundidade aumenta (Schacleton & Kanett 1975). Não se sabe ao certo se as variações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ registradas sejam reflexas da variação da temperatura ou das modificações no volume de calotas de gelo, em resposta às glaciações e deglaciações, uma vez que estes processos têm a mesma influencia no comportamento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (Mallinson & Compton 1997). A salinidade também influencia os valores de $\delta^{18}\text{O}$ de forma direta, como observado por De Maison & Moore (1980) em carbonatos das ilhas Cayman, cujo aumento da salinidade em cimentos depositados em zonas de mistura de água doce freática com marinha, foi responsável pela elevação de $\delta^{18}\text{O}$.

Importante frisar que a composição isotópica do oxigênio pode ser um indicador mais sensível e eficiente na identificação das alterações diagenéticas do que a simples correlação entre parâmetros quimioestratigráficos (Brasier *et al.* 1992; Kaufman & Knoll 1995; Myrrow 1995). Outra característica importante dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos é o sistemático registro de seus valores em forma direta; quanto mais baixo seu valor, mais antigo o carbonato (Veizer & Hoefs 1976, Veizer *et al.* 1980, Burdett *et al.* 1990). Esta hipótese, do decréscimo de valor em função do tempo, é reforçada pelo empobrecimento da água do mar em ^{18}O durante o Paleoproterozóico, quando a temperatura da água do mar era mais elevada e havia mais alterações pós-deposicionais (Burdett *et al.* 1990).

Em calcários proterozóicos, originados de aragonita e susceptíveis ao intemperismo, Tucker (1986) observou que houve um maior incremento nos valores de $\delta^{18}\text{O}$, quando comparado aos isótopos de C e Sr, atribuindo este comportamento ao sistema aberto para o oxigênio e parcialmente fechado para os demais isótopos (Allan & Mathews 1982, Banner *et al.* 1988). Geralmente, valores muito negativos (inferiores a -11‰_{PDB}) são forte indicadores das grandes alterações sofridas no ambiente de origem a ponto de afetar também as razões de isótopos de C e Sr (Kaufman *et al.* 1991).

8.3.3- ISÓTOPOS DE ESTRÔNCIO

Estrôncio (Sr) é um metal alcalino terroso do Grupo IIIA, número atômico 38 e raio iônico ligeiramente maior que o cálcio, podendo substituí-lo em muitos minerais, tais como plagioclásio, apatita e minerais carbonáticos. Ocorrem naturalmente quatro isótopos estáveis $^{88}_{38}\text{Sr}$, $^{87}_{38}\text{Sr}$, $^{86}_{38}\text{Sr}$ e $^{84}_{38}\text{Sr}$ com abundância de 82,53%, 7,04%, 9,87% e 0,56%, respectivamente. Esta variação decorre da formação de ^{87}Sr pelo decaimento natural de ^{87}Rb (concentrado principalmente em micas, feldspato alcalino e argilo-minerais) sendo incorporado ao mineral a partir da precipitação da água do mar sem fracionamento isotópico, biogênico ou inorgânico (Veizer 1983). A composição isotópica precisa deste elemento, na rocha ou mineral que contém Rb, depende da idade e da taxa inicial de $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ possibilitando datar rochas e/ou eventos metamórficos e ígneos, fornecendo indicações sobre os processos envolvidos em sua formação (Faure 1986).

Durante a cristalização fracionada do magma, o Sr tende a se concentrar na rocha ou mineral, enquanto o Rb tende a se concentrar na fase líquida, permitindo a elevação do teor de ^{87}Sr decorrente da desintegração de ^{87}Rb . A relação Rb/Sr tende a aumentar com este processo e no metamorfismo regional, o aumento da temperatura favorece a recristalização e formação de minerais acarretando mudanças mineralógicas, devido à fase aquosa ou difusão de íons e conseqüentemente, reduz a taxa isotópica como ocorre com minerais ricos em Rb (biotita, plagioclásio e feldspato) que apresentam baixa relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; nos minerais pobres em Rb, como a apatita, ocorre o inverso.

Como estas mudanças são decorrentes da elevação da temperatura, o Sr é isotopicamente homogeneizado, inferindo-se a idade de deposição dos carbonatos (reflete o tempo na cristalização e recristalização e o tempo decorrido até o metamorfismo, em vez de dar a simples idade de deposição) como, por exemplo, os mármore compostos de minerais instáveis e a altas temperaturas, se recristalizam formando uma nova assembléia mineral. Daí, a composição de Sr numa rocha ou mineral que contém Rb, depende da idade e da relação Rb-Sr na mesma possibilitando datar rochas e/ou eventos metamórficos (Faure & Powell, 1972; Veizer 1983).

Os *trends* de variação isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar, simplesmente refletem o índice de evolução crustal. Períodos com pequena geração de continentes ou, alternativamente, quebraamento de grandes massas continentais, são marcados por baixo valor, devido ao elevado fluxo mantélico, enquanto que, períodos com formação de grandes massas continentais são marcados por valores mais elevadas, mostrando a dominância do fluxo continental (Veizer 1983). A natureza mais radiogênica da água meteórica relaciona-se ao volume de rochas não carbonáticas, expostas e intemperizadas, com conseqüente elevação de ^{87}Sr e decaimento de ^{87}Rb (Faure & Powell, 1972).

Oscilações seculares na composição isotópica de Sr água do mar dependem do fluxo continental e mantélico que circulam nos oceanos e reflete o índice de evolução crustal onde a descarga dos rios continentais (fluxo continental) e a interação entre água do mar e basaltos oceânicos em cadeias meso-oceânicas (fluxo do manto) acarretam a liberação de sedimentos ou interação com estes (fluxo sedimentar) e os sedimentos e águas aprisionadas em zonas de subducção (fluxo em zonas de subducção). O tempo necessário para o fluxo mantélico completar seu

ciclo é de 10^7 anos (Edmond & Von Damm 1983), o continental $4-5 \times 10^4$ anos (Garrels & Mackenzie 1971, Holland 1978) e os demais fluxos (sedimentar e de zonas de subducção) são desconhecidos.

Como estas oscilações podem ser registradas através da preservação da composição química original nos sedimentos (bio e/ou químicos) e expressa nos valores isotópicos através do tempo geológico, como por exemplo, a preservação nos carbonatos, a determinação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ permite a construção de gráficos que mostram a variação temporal desde o Neoproterozóico ao Fanerozóico como mostra a Figura 8.3 de Veizer *et al.* (1997). A curva expressa *trend* de variação similar e ascendente para todos os períodos, sugerindo que os processos que provocaram as variações ocorridas na Terra nestes períodos tenham sido os mesmos, como a intensificação dos processos de erosão e intemperismo e a formação das grandes cadeias de montanhas como a dos Himalaia e Andes no Cenozóico e a orogênese Pan-Africano-Brasílica neoproterozóica (Burke *et al.* 1982; De Paolo & Ingram 1985; Kaufman *et al.* 1993; Veizer *et al.* 1997). Exemplo, carbonatos marinhos, Faure & Powell (1972) encontraram razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,709$ e em carbonatos não marinhos (águas meteóricas) ocorrem variação entre 0,706-0,714 (Brass 1976, Wadleigh *et al.* 1982).

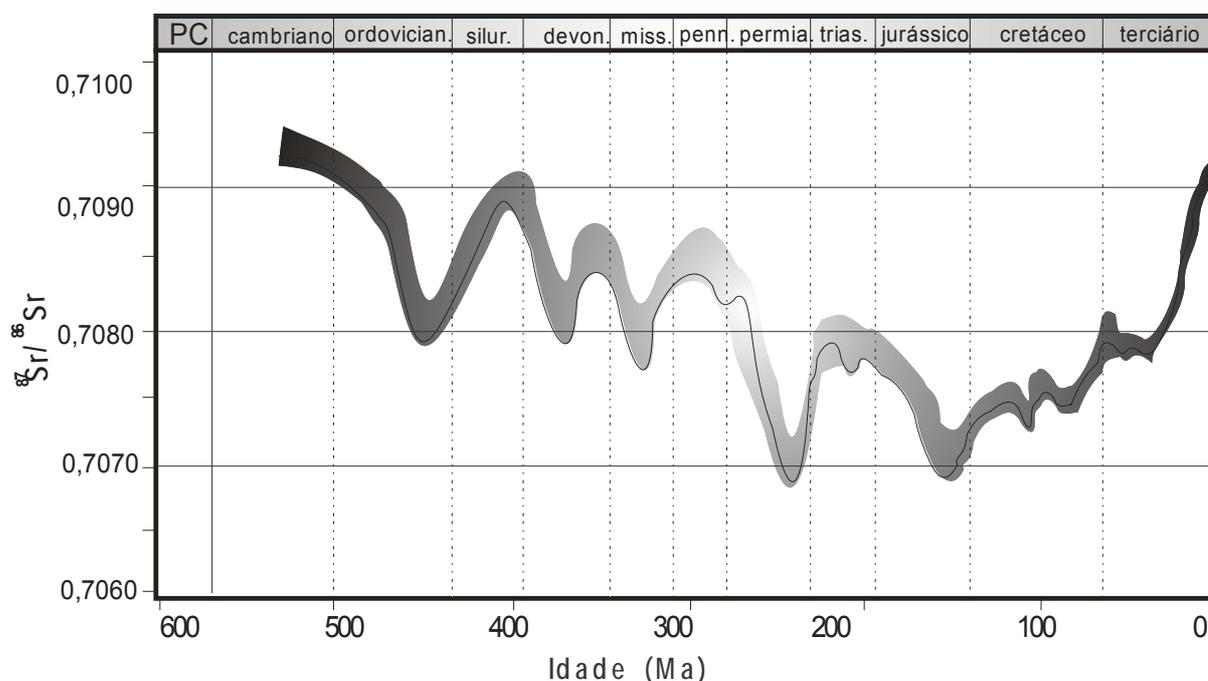


Figura 8.3 – Evolução isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da água do mar durante o Fanerozóico (Veizer *et al.* 1997).

I- Significado dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em carbonatos

As variações das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em águas oceânicas estão relacionados à intensidade de processos que atuam na crostas continental e oceânica, porque Sr precipita-se concomitantemente com CaCO_3 . Este comportamento permite inferir com precisão a variação da composição isotópica de Sr nos oceanos e continentes principalmente entre o Proterozóico e o Fanerozóico. Faure (1986) identificou uma maior estabilidade isotópica nos oceanos em função do tempo geológico em relação às águas fluviais, desde a junção dos oceanos primitivos no Fanerozóico; como resultante do extenso tempo de permanência de Sr nos oceanos que favoreceu homogeneização isotópica. A elevação dos teores de Sr é consequência dos processos de erosão e intemperismo associados a episódios de

glaciação, favorecidas pela maior exposição de rochas em áreas cratônicas e continentais com liberação de Sr (Faure 1986; Keto & Jacobsen 1985) acarretando maior enriquecimento de Sr na crosta continental por elevação da razão Rb/Sr (Nance *et al.* 1986).

Nos oceanos, o aumento de Sr relacionado a episódios de glaciação se deve ao aumento de exposições de terrenos granito-gnaíssicos de áreas cratônicas e sua subsequente erosão, caracterizada por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas após eventos orogenéticos, devido à intensificação dos processos erosivos (Armstrong 1971). Keto & Jacobsen (1985) consideram que houve maior incremento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ após períodos de máxima exposição, onde o intemperismo e erosão de rochas continentais tornaram-se mais enriquecida em ^{87}Sr , provenientes dos elevados teores iniciais da razão Rb/Sr (Nance *et al.* 1986). Em contrapartida, fatores como hidrotermalismo junto às cadeias meso-oceânicas e intemperismo químico de basaltos, podem ter contribuído para que o *trend* de variação temporal seja descendente (Sr variando de 0,703 a 0,704) e o intemperismo de rochas silicáticas da crosta continental, responde por altos valores (0,7201) considerados relativamente elevados quando comparado ao valor atual da água oceânica (0,7092).

Carbonatos marinhos neoproterozóicos com idades em torno de $0,9 \pm 0,5\text{Ga}$ (Veizer *et al.* 1983; Faure 1986) apresentam valores decrescentes de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos e manto e em torno de 0,7092, estes valores permaneceram nesta faixa até o final do Proterozóico e Cambriano inferior e são similares aos registrados nos mares atuais (figura 8.4a). Kaufman *et al.* (1993) observou comportamento oposto nestes valores isotópicos neste mesmo período (Figura 8.4b). Este decréscimo resulta da intensa liberação de Sr a partir do manto e do aumento da atividade hidrotermal, caracterizado por fluxo total de erosão baixa, nível elevado de preservação de matéria orgânica e intemperismo de basaltos submarinos (Derry *et al.* 1992). Este intervalo de tempo é posterior aos *riffs* (responsáveis pela à fragmentação do supercontinente Rodínia) e também houve períodos de elevada preservação de matéria orgânica evidenciada pela razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ registrados nas rochas carbonáticas (Kaufman & Knoll 1995). Em carbonatos neoproterozóicos do Cráton do Oeste Africano houve queda de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre $900 \pm 50\text{Ma}$, com intensa liberação de Sr decorrem do aumento da atividade hidrotermal e intemperismo submarino (Bonde *et al.* 1984, Hoffman 1991).

Diversos carbonatos marinhos mostraram um padrão global e sistemático de variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ desde o Neoproterozóico ao Fanerozóico em várias regiões do mundo (Burke *et al.* 1982; Knoll *et al.* 1986; Benner 1989; Narbonne *et al.* 1994; Kaufman & Knoll 1995; Kaufman *et al.* 1997; Veizer *et al.* 1997; Hoffman *et al.* 1998; Veizer *et al.* 1999; Jacobsen & Kaufman 1999; Walter *et al.* 2000; Montañez *et al.* 2000). Curvas de variação de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em calcários marinhos neoproterozóicos, estratigraficamente coletados em diversas localidades (Sibéria, Namíbia, Canadá, Svalbard e Leste da Groenlândia) mostram valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixos com variações de: (i) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7056$ entre 0,75 e 0,80Ma com $\delta^{13}\text{C}$ variando de 0 a $+6\text{‰}_{\text{PDB}}$ (provavelmente reflexo do maior evento hidrotermal); (ii) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variando de 0,7063 a 0,7074, com idades entre 0,60 a 0,75Ga e $\delta^{13}\text{C} = +4\text{‰}_{\text{PDB}}$ (iii) variação nos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7063 a 0,7087, em torno de 0,60 a 0,54Ga e $\delta^{13}\text{C} = +8\text{‰}_{\text{PDB}}$ (Jacobsen & Kaufman 1999).

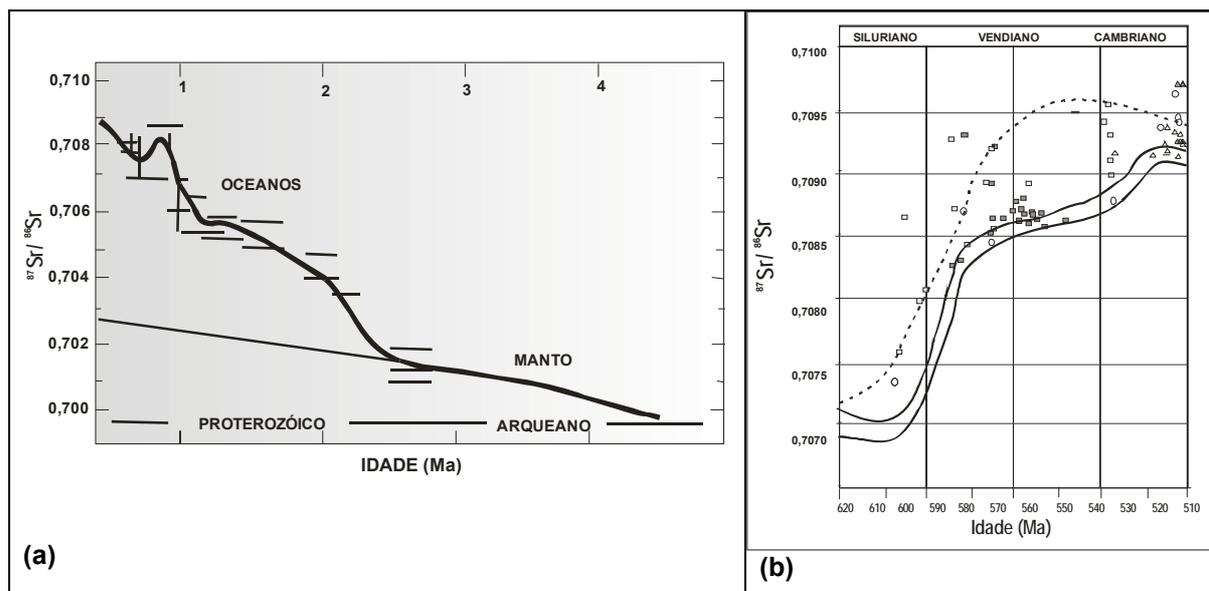


Figura 8.4- (a) Variação das razões isotópicas de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de carbonatos marinhos pré-cambrianos de acordo com Faure (1986) e (b) Curva de variação temporal de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ da água de Kaufman *et al.* (1993). Triângulos de cor escura representam limites de glaciação Varanger, linha tracejada demonstra a evolução de Sr e linhas cheias representam bacias do Vendiano.

Também foram observadas fortes excursões de $\delta^{13}\text{C}$ com valores oscilando de positivo a negativo. Valores de $\delta^{13}\text{C} < -5\text{‰}_{\text{PDB}}$ estão associados às glaciações do Vendiano (0,57-0,59Ga) e Esturtiano (0,72-0,74Ga) e a presença de amostras alteradas impediram a determinação isotópica precisa que comprovasse mudanças significativas de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ no Neoproterozóico. Carbonatos paleo-mesozóicos mostram grande variação isotópica, dificultando obter uma idade precisa de deposição e no Terciário, os valores são crescentes (De Paolo & Ingram 1985). Kaufman *et al.* (1993) detectaram similaridade entre as curvas do Vendiano e o Cambriano Inferior quando comparadas ao Cenozóico (quando se formou as cadeias de montanhas do Himalaia e Andes) e a orogênese Pan-Africano-Brasileira (Neoproterozóica-Cambriana).

II- Interações quimiestratigráficas entre os valores Isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ e $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$)

Valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ se devem às modificações no fluxo de C do oceano originário da matéria orgânica. O fluxo de soterramento de C_{org} dos oceanos pretéritos e atuais e o de matéria orgânica são proporcionais ao fluxo de sedimentação total produzindo valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ durante o Neoproterozóico (Berner 1989). Comportamento inverso ocorre com relação ao Sr no Criógeno (glaciações Esturtiano e Varanger) quando o fluxo de erosão era baixo e a preservação da matéria orgânica elevada, os quais associados a fluxos de agentes redutores no oceano primitivo, resultantes da intensa atividade vulcânica e/ou hidrotermal, favoreceram ao abaixamento dos valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Derry *et al.* 1992). Kauffman & Knoll (1995) sugerem que o fluxo elevado de erosão criogênica e os baixos valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ em carbonatos sejam resultantes da intensa atividade hidrotermal no Proterozóico (períodos de elevada preservação de matéria orgânica).

Por outro lado, Jensen & Grant (1996) sugerem que valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos refletem apenas as variações do C_{inorg} da água do mar no tempo, devido ao fracionamento isotópico por processos metabólicos, biomineralizações (Grant 1992) e atividades microbianas, gerando

cimentos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ distintos dos da água do mar (Sansone *et al.* 1990). No pós-Varanger, a elevação de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos, decorre do aumento de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que juntamente com isótopos de Nd indicam acréscimo da erosão continental (Derry *et al.* 1992) que é atribuída à orogênese Pan-Africana. O pico de $\delta^{13}\text{C}$ é indicativo de alta taxa de soterramento absoluto de C_{org} . (Asmerom *et al.* 1991; Kauffman *et al.* 1993). Incursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$, durante as transgressões marinhas, se devem à expansão de áreas de plataformas rasas, com conseqüente aumento da taxa de soterramento da matéria orgânica, que por sua vez, acarreta enriquecimento do oceano em ^{13}C . Esta idéia é corroborada pelas correlações positivas obtidas entre as flutuações do nível do mar e a variação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ detectado em foraminíferos bentônicos (Woodruff & Savin 1985).

Por outro lado, excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ no Criógeno associam-se a eventos glaciais (Kaufman *et al.* 1995) em função da quebra da estratificação oceânica, ao misturarem-se águas profundas (empobrecidas em ^{13}C) com superficiais (Kauffman *et al.* 1991) e a mistura de águas anóxicas (ricas em Fe) com águas oxigenadas, com precipitação massiva de formações ferríferas neoproterozóicas (Young 1976). Durante as regressões marinhas, as plataformas foram expostas provocando um intenso aumento nas taxas de erosão e oxidação do C_{org} o que gerou excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (Tappan 1986; Broecker 1982; Compton *et al.* 1992).

8.3.4 - ISÓTOPOS DE CHUMBO

O chumbo (Pb) ocorre como elemento-traço em todos os tipos de rochas. Sua composição isotópica expressa e cogita o registro químico do ambiente no qual ele ocorre, refletindo a história geológica da rocha. A composição isotópica de Pb pode ser modificada pelo decaimento do U e Th e pela mistura com Pb não radiogênicos. Apresenta peso atômico constante apesar da significativa mudança em sua composição isotópica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). As razões U/Pb e Th/Pb são alteradas pela geração e fracionamento do magma, processos hidrotermais, metamórficos e intemperismo e por baixas temperaturas na Terra. A taxa de decaimento destes isótopos em função do tempo geológico é comum como, por exemplo, na galena e minerais compostos de S como o K-feldspato (Pb^{+2} substitui o K^{+1}) e a cerusita, caracterizando os depósitos de minério (Nier *et al.* 1941).

Pb, juntamente com U e Th preservam a composição isotópica primária do protólitos e podem determinar com precisão a idade dos minerais e rochas. Importante frisar que datações Pb-Pb em mármore sempre apresentaram erros, devido dificuldades na obtenção de isócronas que mostrassem idades precisas, atribuindo-se à provável contaminação de silicatos nos mármore; isócronas de Sm-Nd e Ar-Ar em anfibólitos apresentam maior precisão. Com o tempo, a razão U/Pb se eleva progressivamente e o U decai para Pb durante a formação de minerais portadores de Pb, fazendo com que ocorra separação do Th e U permanecendo constante a composição isotópica de Pb. Este processo é explicado pela modelo de Holmes-Houtermans (1946) para estimar a idade da Terra pelo decaimento de U gerando Pb (equação 4):

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda_1 T} - e^{\lambda_1 t} \right) \dots\dots\dots[4]$$

t =tempo, T = tempo total considerado, i = taxa isotópica inicial Pb , $^{238}U/^{204}Pb$ taxa de Pb no interior da Terra, λ = exponencial da variação U/Pb Np tempo T .

Santos *et al.* (2005) estudando a evolução tectônica da Província Borborema, NE-Brasil, identificaram duas orogêneses com idades diferentes, que se consolidaram com a formação de terrenos, entre os quais a Zona Transversal composta por um conjunto de rochas supracrustais que formaram cinturões com idades Cariris Velhos e Brasilianos. Em mármore dos terrenos Alto Pajéu e Moxotó, localizados na mesma zona, Santos *et al.* (2002), encontraram idades cariris velhos para sedimentação e metamorfismo das supracrustais.

Em bacias sedimentares lacustres foram observadas relação direta entre os valores isotópicos de $^{206}Pb/^{207}Pb$ e $\delta^{13}C$ registrados sob influencia da variação da profundidade do terreno e da atividade antrópica em função do tempo. Constituindo-se, desta forma, num arquivo preciso da história da poluição regional (Kober *et al.* 1999). Comumente, em sedimentos lacustres do Arquipélago de Fernando de Noronha-PE, Babinski *et al.* (2005), apresentaram variação crescente de $^{206}Pb/^{207}Pb$, de 1,166 a 1,235, até 32cm de profundidade e a partir desta altura até a superfície do solo estes valores isotópicos apresentaram comportamento inverso. Este mesmo comportamento também foi observado em diversos tipos de rochas de outras regiões (Lopes 2002; Ulbrich *et al.* 2004; Pessenda *et al.* 2005).

8.4- ASSINATURA E COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA ORIGINAL

I- Conservação da Composição Isotópica Original

A assinatura isotópica original em carbonatos é preservada, mesmo quando estas rochas são submetidas às condições de metamorfismo (Schdlowski *et al.* 1983). Isto porque valores primários de isótopos de C e O podem sofrer alterações pelo reequilíbrio com fluidos de diferentes composições (Kaufman & Knoll 1995) e possivelmente podem influenciar nos valores isotópicos finais, como no caso do $^{87}Sr/^{86}Sr$. Também este comportamento é observado em relação à $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$, com seus valores mínimos próximos aos da composição original (Veizer & Compston 1976).

Em carbonatos proterozóicos a composição isotópica original de $\delta^{13}C$ foi conservada devido à dolomitização sindeposicional, sugerindo-se que este comportamento seja resultante da similaridade da composição isotópica de fluídos dos carbonatos e da água do mar (Tucker 1982), ou ainda, a dolomitização seja a única responsável por este processo sem fracionamento isotópico (Kaufman & Knoll 1995). Picos nos valores de $\delta^{13}C$ foram encontrados em carbonatos de origem orgânica, indicando o metabolismo microbiano da matéria orgânica como responsável (Irwin *et al.* 1977). Águas meteóricas ao percolar nos solos favorecem a produção de CO_2 formando carbonatos mais empobrecidos em ^{13}C (Tucker 1989). Este comportamento resulta da atividade microbiana, responsável pela produção de substâncias de diferentes composições isotópicas e incorporadas às rochas sob diagênese precoce, influenciando na taxa de C (Narbonne *et al.* 1994). Carbonatos neoproterozóicos de Terra Nova no Canadá analisados por Brasier *et al.* (1992) apresentaram valores negativos de $\delta^{18}O$ ($<-10\text{‰}_{PDB}$). Sugerindo-se que ocorrências de incursões muito negativas, seja consequência do aquecimento pós-deposicional (sujeitos a variações de T entre 140 a 200°C) e

refletidas na elevada cristalinidade como, por exemplo, da illita e na alteração do querogênio de parede de microfósseis (Strauss *et al.* 1992).

II- Fatores que Atuam na Assinatura Isotópica Original

A água do mar pode assinatura isotópica original da pode ser preservada ou alterada em carbonatos por ação de processos de sedimentação, precipitação, diagênese, decomposição da matéria orgânica, neomorfismo, alteração hidrotermal, metamorfismo, etc. (Schdlowski *et al.* 1983). Quimicamente, sob condições de metamorfismo, reações de descarbonatação em carbonatos impuros (com silicatos) há a liberação de CO₂, mais enriquecido em ¹³C acarretando a redução no valor de $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato remanescente (Shieh & Taylor 1969). Este processo se justifica porque sedimentos terrígenos, depositados juntamente com carbonatos, apresentam alteração ou preservação da assinatura isotópica original, de tal forma que seus valores sejam bem próximos ou similares de sua composição original no tempo geológico.

II. 1- DIAGÊNESE

Em carbonatos marinhos recentes, a relação isotópica entre os processos deposicional e diagenéticos reflete a complexidade e a proporção relativa dos seus constituintes (Veizer 1997). Calcários não alterados diageneticamente (carbonatos primários) e alterados (carbonatos secundários) refletem as variações isotópicas de C e O resultantes da reação do CO₂ durante a formação do cimento calcítico, ao preencher os interstícios dos sedimentos (Gross 1964).

Os processos diagenéticos (cimentação, micritização biológica, neomorfismo, dissolução, compactação e sedimentação carbonática) atuam tanto na diagênese como na formação de poros na rocha ou mineral resultando em processos de dissolução (dissolução da aragonita por águas meteóricas), cimentação (reduz a forma de porosidade primária), deposição de sedimento interno (carbonatos de superfícies marinhas ou de ambientes meteóricas) e deposição das camadas de soterramento profundo (impedem a porosidade dos sedimentos), além da micritização biológica, neomorfismo, compactação e dolomitização (Tucker & Wright 1990, Hunt & Tucker 1993).

O polimorfismo e a substituição iônica (Mg e Fe), durante o fracionamento isotópico do oxigênio no sistema carbonato-água influenciam na sua distribuição isotópica e impede a metaestabilidade na transição de fases, portanto, no equilíbrio isotópico, induzindo maior enriquecimento em $\delta^{18}\text{O}$, como ocorre na aragonita ($\delta^{18}\text{O}=1\text{‰}_{\text{PDB}}$) em relação à calcita magnesiana ($\delta^{18}\text{O}=0,06\text{‰}_{\text{PDB}}$) por mol de MgCO₃ de sua composição (Tautani *et al.* 1969; Robson & Clayton 1969).

Sedimentação carbonática registra mudanças ambientais envolvendo temperatura, luminosidade e contaminação terrígena no aporte dos nutrientes e níveis de energia na água. A produção de sedimentos carbonáticos ocorre em águas rasas (<10m de profundidade) e agitadas, no interior de rampas e bordas de plataformas, onde a produtividade orgânica promove elevada produção de C (biogênica e abiogênica) que sofre redução nestas regiões, no sentido do continente e bacia adentro (Tucker 1993). Embora a água do mar mostre supersaturação em CaCO₃, a maior parte da precipitação carbonática se dá por secreção biológica (Gotzinger & Kasting 1993). Opostamente, carbonatos neoproterozóicos, com abundante em micrita criptocristalina e grande concentração de CaCO₃ mostram que qualquer desequilíbrio químico, resulta em precipitação inorgânica, promovida de forma indireta pela atividade microbiana nas rochas (Knoll e Sweet 1990, Gotzinger & Knoll 1995).

II.2 - DOLOMITIZAÇÃO

Dolomitização é o principal processo de alteração isotópica em carbonatos. Possibilita o reequilíbrio isotópico entre carbonatos, como por exemplo, a dolomita ao entrar em equilíbrio isotópico com calcita, induz enriquecimento em $\delta^{13}\text{C}$ até 2‰_{PDB} (Shepard & Schwartz 1970). Neste processo, a água do mar mistura-se com a água meteórica, cujo fluxo depende da alteração do nível do mar e do clima, fazendo com que uma quantidade expressiva de Mg (água do mar) funcione como catalisador dos sedimentos carbonáticos. Carbonatos proterozóicos mostram a mesma composição isotópica, que é atribuída à dolomitização sindeposicional e de fluidos isotopicamente similares ao da água do mar (Knoll *et al.* 1986; Tucker 1993; Narbonne *et al.* 1994; Fairchild & Spiro 1987).

O processo biológico é o que mais altera a composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos. Comparando este processo em que a produção de C_{org} derivada da fotossíntese dos vegetais com o processo de precipitação, ambos em meio aquático, mostra que no primeiro tipo um maior empobrecimento em ^{13}C (Narbone *et al.* 1994; Kaufman & Knoll 1995). Por outro lado, processos como respiração e fermentação da matéria orgânica, acarretam incremento na produção de CO_2 formando C isotopicamente mais leve, o qual é incorporado aos carbonatos de origem diagenética (Narbone *et al.* 1994). Também a bioturbação e o escoamento superficial favorecem o reequilíbrio isotópico, com conseqüente produção de C isotopicamente mais leve (Walter & Burton 1990). No Proterozóico, este processo tornou-se secundário, devido à redução de organismos vivos e a partir do Cretáceo os processos envolvidos na produção de C isotópico são considerados complicantes no comportamento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ como um todo (Kaufman & Knoll 1995).

A gênese de calcários dolomíticos é um dos grandes enigmas geológicos. Inexistem ambientes marinhos atuais, onde os processos de dolomitização são ativos e comparáveis aos do Proterozóico (Fairbridge 1957, McKensi 1991; Purser *et al.* 1994). Há dúvidas sobre a origem da dolomita; se de origem primária restringe-se a lagos e lagunas, havendo relação com substituição diagenética de sedimentos, apesar da supersaturação das águas superficiais dos mares atuais em elementos químicos formadores de dolomita, que impede a precipitação espontânea deste mineral (Graf & Goldsmith 1956; Fairbridge 1957; McKenzie 1991). No entanto, qualquer CaCO_3 pode ser imediatamente dolomitizado por substituição iônica ou química (Lippman 1973; Wright 1997), favorecendo precipitação direta da dolomita, devido aos inibidores e sulfato nestes carbonatos (Baker & Kastner 1981; Wright 1997). Os de origem secundária ou diagenético (eodiagenéticos e mesodiagenéticos) a dolomitização ocorreu no momento da substituição e deposição dos sedimentos precursores. Também é observado em dolomitas pós-deposicionais (mesodiagenéticos) em zona ativa da sedimentação (Budd 1997).

Há cinco modelos de dolomitização (*sabaKah*, refluxo, zona de mistura, circulação de água oceânica e hidrotermal), sendo os quatros primeiros tipos penecontemporâneos e/ou diagenéticos, relacionados a processos superficiais e o último, pós-deposicional durante o soterramento (Tucker & Wright 1990; Mackenzie 1991; Purser *et al.* 1994). Depósitos dolomíticos antigos mostram novos modelos de dolomitização que diferem quanto à forma de circulação do fluido dolomitizante pelo sedimento, onde a fonte de Mg^{2+} é a água do mar, induzindo modificações físico-químicas durante a

dolomitização, com redução do teor de sulfato, diluição da água do mar por água doce (sem alteração da razão Mg/Ca), evaporação (aumento da razão Mg/Ca) e aumento da temperatura (Tucker 1993).

Apesar de evidências de precipitação de dolomita, durante o soterramento dos sedimentos há dúvidas se este processo é realmente eficiente em dolomitizar massas continentais em escala regional, porque os modelos relacionados têm em comum a água como fonte de Mg^{2+} (Fowler 1991). No entanto, a circulação de fluidos dolomitizante em sedimentos, juntamente com alteração no nível do mar, favorece a migração, em grande escala, da zona de dolomitização pela massa carbonática (Purser *et al.* 1994). Modificações por diluição (zona de mistura) ou concentração (evaporação), transformam água do mar em fluido dolomitizante e esta (sem modificações) também pode provocar dolomitização, como nos corais dos atóis do Pacífico e Plataforma de Bahamas (Budd 1997).

O Neoproterozóico caracteriza-se por predomínio de calcários dolomíticos devido ao empobrecimento de Ca^{2+} no oceano. No limite Neoproterozóico/Cambriano o teor de Ca nos oceanos cresceu, atingindo valores máximos e pela biocalcificação (forma que os organismos se desintoxicam da elevada concentração de Ca) houve uma queda considerável da concentração deste elemento, atingindo os níveis atuais (Given & Wilkinson 1987; Tucker 1982; Kazmierczak *et al.* 1985). Outra hipótese sugere bombeamento da água do mar nos sedimentos (transgressão marinha pós-glaciação e circulação oceânica) oriundas da fragmentação dos supercontinentes, favorecendo a dolomitização através da preservação de sua textura primária (Tucker & Wright 1990).

No Fanerozóico, o registro de calcários dolomíticos também é variado, com maior abundância coincidindo com a elevação de picos na primeira ordem de mudanças (Given & Wilkinson 1987). Também esta variação pode estar relacionada a causas geotectônicas, em resposta à configuração e distribuição de grandes massas continentais, que afetaram e condicionaram a circulação de águas oceânicas (Purser *et al.* 1994) com possibilidade de precipitação direta (Grotzinger & Knoll 1995). No Proterozóico, em lagunas costeiras, a dolomita foi precipitada por atividade microbiana (bactérias redutoras de sulfatos), consideradas como a força motriz de sua nucleação e a possível causa da relativa abundância neste período (atividade microbiana atingiu seu apogeu) confirmado pela abundância de estromatólitos preservados na área (Wright 1997).

II.3 - GLACIAÇÃO E SEDIMENTAÇÃO CARBONÁTICA

Glaciações durante a sedimentação de carbonatos é motivo de controvérsias quanto à sua origem: se de tectônica ativa, associada a fluxos gravitacionais nos sedimentos em bacias do tipo *rift* (Schermerthorn 1974; Hambrey & Harland 1985), ou de associação entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos que favoreceram sua deposição em ambientes diversos (Fairchild 1993). Geralmente, o modelo de sedimentação relaciona-se às seqüências carbonáticas de climas quentes; invalidando as teorias propostas para estes tipos de associações *versus* depósitos glaciais em grandes extensões (Deynoux & Trompette 1976; Walter & Build 1983).

Na Antártica, lagos glacial mostra que a sedimentação carbonática deu-se durante o Neoproterozóico em função da grande quantidade de estromatólitos deste período (Walter & Build (1983) e dados obtidos por paleomagnetria (Embleton *et al.* 1985; Chumakov *et al.* 1989; Schmidt *et al.* 1991; Crowley & Baraun 1993; Meert & Van Der Voo 1994). Também, em diamictitos do Cráton Amazônico e em Minas Gerais há grande quantidade de clastos carbonáticos, sugerindo

sedimentação intercalada sobre depósitos glaciais com origem detrítica (Fairchild 1993). Halverson *et al.* (2005) encontraram depósitos glaciais neoproterozóicos caracterizados por três glaciações entre 750 e 580Ma, no norte da Namíbia, sul da Austrália e noroeste do Canadá; onde as glaciações no Marinoano se definem por uma grande anomalia de $\delta^{13}\text{C}$ com deposição de diamictitos e um carbonato de capa associado a uma anomalia de $\delta^{13}\text{C}$ extremamente negativa de idade Esturtiano depositadas durante o terço final da glaciação. Estas unidades glaciais compartilham de uma única característica sedimentológica, estratigráfica e geoquímica.

8.5- ALTERAÇÕES, SEDIMENTAÇÃO E ASSINATURA ISOTÓPICA DE $\delta^{13}\text{C}$ E $\delta^{18}\text{O}$ NOS MÁRMORES

O reequilíbrio pós-deposicional de fluídos com diferentes composições isotópicas pode alterar a assinatura isotópica original de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em carbonatos sedimentares. Como as alterações isotópicas são sempre acompanhadas de mudanças na composição química da rocha, a identificação dos agentes causadores desta alteração permite distinguir a origem dos carbonatos (Kaufman & Knoll 1995). Geralmente a composição isotópica primária é preservada em mármore, por não sofrer ação dos fatores ambientais após a deposição (Buick *et al.* 1995; Melezhik 1997; Hoffman *et al.* 1998), embora haja enriquecimento de ^{13}C no C_{org} residual, alterando a composição isotópica através do reequilíbrio fluído-rocha ou reação de descarbonatação, que libera volátil juntamente com isótopos leves (Valley & O'Neill 1984; Ghent & O'Neil 1985, Baker e Fallik 1989, Wickham & Peter 1993).

A calcita é estável numa ampla faixa P e T. Apenas uma pequena quantidade deste mineral é suficiente para evitar decomposição com liberação de CO_2 e recristalização sem interferência de fluídos externos, dando origem a mármore puros que preservam a composição isotópica anterior ao evento térmico a que foi submetido. Empobrecimento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ pode ocorrer nos estágios finais da diagênese e/ou das reações metamórficas que envolvem reações de descarbonatação (Dear *et al.* 1966; Schdlowski *et al.* 1983). O aumento da T induz ao enriquecimento em ^{12}C , eleva valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos remanescentes, estas reações, no entanto, só ocorrem em condições de metamorfismo de grau superior ao da fácies xisto verde (Schier & Taylor 1969).

É importante determinar o grau de alteração da rocha associada à dolomitização e a ação da água meteórica no sistema, porque a interação com fluídos meteóricos resulta na incorporação de Mn e retirada de Sr. Em particular, a concentração de elementos, especialmente Ca, Mg, Mn e Sr e os isótopos de oxigênio são usados na seleção de amostras para estudos quimioestratigráficos, representados por diagramas de correlação linear, conforme modelo proposto por Derry *et al.* (1992) em carbonatos neoproterozóicos na Namíbia. O modelo propõe: (a) correlação linear positiva de $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo que amostras enriquecidas em C e O podem ser consideradas potencialmente inalteradas e (b) correlação entre $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, identifica amostras alteradas diageneticamente.

Melezhik *et al.* (2001) propôs um modelo (figura 8.6) compilado de diversos trabalhos (Brand & Veizer 1981; Veizer *et al.* 1983; Derry *et al.* 1992; Asmerom *et al.* 1991; Kaufman *et al.* 1993; Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufman 1999) para identificar amostras alteradas isotopicamente em carbonatos (sistemas aberto e fechado) neoproterozóicos da Namíbia, Austrália e Svalbard e no leste da Noruega, levando em consideração principalmente a alteração diagenética na

construção da curva do perfil de variação da água do mar. Como a diagênese pós-deposicional resulta das reações químicas em águas marinhas e meteóricas, o uso das análises de tendências dos resultados obtidos permite avaliar as variações ocorridas nos valores isotópicos durante a evolução diagenética podendo-se identificar as substituições de Mn por Sr nos carbonatos marinhos.

A partir das análises químicas e isotópicas, correlaciona-se graficamente: Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr. Análise de tendência permite identificar valores isotópicos preservados durante a evolução diagenética e estimar a extensão da diagênese pós-deposicional nas rochas em função da composição química de águas marinha ou meteórica. No modelo, as tendências representadas por setas indicam interação fluido-rocha com o aumento da razão água-rocha; geralmente amostras alteradas contem $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$ (figura 8.5) e comumente retêm a composição de $\delta^{13}\text{C}$ igual ao da época de deposição; razão alta de Mg/Ca identifica a rocha dolomitizada (Veizer *et al.* 1983; Jacobsen & Kaufman 1999).

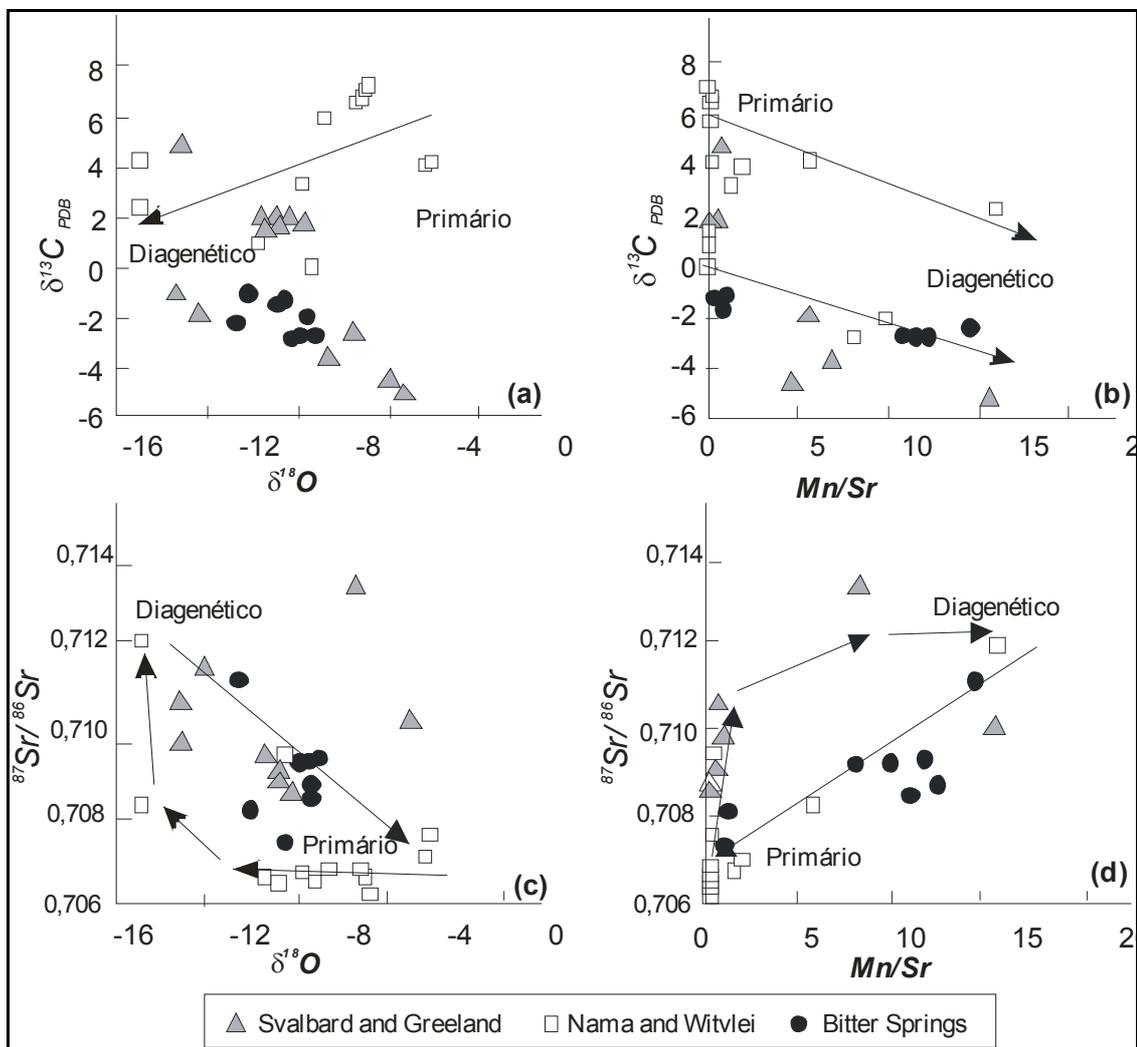


Figura 8.5 – Caracterização de carbonatos em sistemas aberto e fechado baseado em parâmetros propostos por Derry *et al.* (1992); Kaufman *et al.* (1993); Jacobsen & Kauffman (1999). As tendências representadas por setas indicam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$. Diagramas: (a) $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$; (b) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, (c) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr e (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$

Kuznetsov (1988) sugere que um pequeno grau de alteração em dolomitas (provocada por diagênese meteórica) não influenciaria $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, desde que $\text{Rb} < 0,2$, $\text{Mn}/\text{Sr} < 10$ e $\text{Fe}/\text{Sr} < 4$. Estas

variáveis, combinadas com a petrografia, permitem estabelecer correlações que viabilizam o entendimento dos fatores que contribuíram para a formação e composição do mármore em questão.

Outras características provenientes de alterações pós-deposicionais como: veios, fraturas e microfraturas (associadas ao material cimentante e mineralização), material siliciclástico (associa-se ao aumento da permeabilidade dos fluídos diagenéticos, com conseqüente alteração diagenética) e avançado grau de intemperismo ou oxidação, permitem a seleção de amostras a serem submetidas a análises químicas e petrográficas (Narbone *et al.* 1994; Kaufman & Knoll 1995, Melezhik *et al.* 2001).

A ação dos processos de deformação que influenciam as relações originais entre estratos e mascara a identificação de estruturas sedimentares primárias, a temperatura que tem relação direta com eventos tectônicos (principalmente com deformação dúctil na rocha) e com o fracionamento isotópico de oxigênio influencia na circulação de fluídos, modificando a assinatura original de $\delta^{18}\text{O}$ e a alteração na composição isotópica pode ocorrer pelo reequilíbrio com fluídos distintos de $\delta^{13}\text{C}$ adicionados ou por reação de descarbonatação na presença de rochas silicáticas.

Durante este processo quartzo ou feldspato reagem para produzir silicatos de Ca ou Mg mais CO_2 o qual é rico em ^{13}C e este enriquecimento é derivado do C_{org} residual na liberação de voláteis com isótopos leves, com incremento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos remanescentes. Estas reações (com frações de material siliciclástico) só ocorrem sob condições de metamorfismo de grau superior à fácies xisto-verde (Schier & Taylor 1969). Por outro lado, empobrecimento em C e O pode ser resultante dos estágios finais da diagênese e/ou a reações metamórficas de descarbonatação. Por estes motivos todos os testes geoquímicos listados devem ser aplicados em mármore.

◇◇◇◇◇

CAPITULO IX - QUIMIOESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA: RESULTADOS E DISCUSSÃO

9.1 - APRESENTAÇÃO

A estratigrafia de seqüências carbonáticas pode ser feita pela técnica de quimioestratigrafia isotópica, principalmente em seqüências pré-cambrianas, que muitas vezes mostram as relações originais entre estratos alteradas por processos de deformação, metamorfismo e tectônica (principalmente dúctil), que associados a eventos térmicos causaram expressiva circulação de fluidos. Estes processos influenciam diretamente no fracionamento de oxigênio e, portanto, modificam a assinatura original de $\delta^{18}\text{O}$. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$, por outro lado, são invariáveis, mesmo sob alterações pós-deposicionais no seu ambiente de origem. Assim, estes valores isotópicos podem ser usados com precisão na determinação da idade de deposição de seqüências carbonáticas do mundo inteiro (ex: Veizer *et al.* 1997; Jacobsen & Kaufman 1999; Montañez *et al.* 2000; Sial *et al.* 2002, 2006 e 2007; Santos 2000 e 2005; Barreto 2005 e 2008; Nascimento 2002; Nascimento *et al.* 2007).

Com base em dados isotópicos obtidos de C e O, comparados com as curvas de variação de bacias sedimentares bem conhecidas (datadas e registradas na literatura) estabeleceu-se correlações quimioestratigráfica entre as seqüências de mármore do Complexo Caroolina-Surubim, (Terreno Rio Capibaribe, Zona Transversal da Província Borborema) com os dados obtidos em outras seqüências bem conhecidas na literatura, a fim de se determinar sua origem e composição.

9.2- ANÁLISES DOS DADOS ISOTÓPICOS DAS UNIDADES ESTUDADAS

Das amostras coletadas foram analisadas 81 com isótopos de C e O de mármore (calcíticos e dolomíticos): nove para a lente Mandassaia (MAND), 25 da lente Olho D'Água de Baraúna de Gravatá (ODGRAVE) e 15 da lente Olho D'Água de Santo Antônio Gravatá (SAGRAVE) que ocorrem na Folha Caruaru; e na Folha Surubim foram analisadas 28 amostras da lente Vertente do Lério (VLPG) e 14 da lente Zé do Moura (VLPM). As amostras de mármore foram selecionadas e preparadas conforme procedimentos descritos no Capítulo I desta tese. Com base nos critérios de identificação dos valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, que refletiam a composição isotópica do C da água do mar durante a deposição, tendo em vista a seleção de amostras para os demais procedimentos analíticos necessários para o estudo das seqüências de mármore do Complexo Caroolina-Surubim.

9.2.1 - MÁRMORES DO COMPLEXO CAROALINA-SURUBIM

As lentes de mármore desta pesquisa foram caracterizadas de acordo com os procedimentos descritos na literatura (p. ex. Derry *et al.* 1992; Jacobsen & Kaufman 1999; Melezhik *et al.* 2001; entre outros) possibilitando identificar amostras alteradas, através de diagramas de correlação com Mn, Sr, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Estes procedimentos têm como objetivo avaliar os efeitos das modificações pós-deposicionais dos carbonatos, responsáveis por valores isotópicos mais negativos e também pelo aumento da concentração de elementos Mn e Sr, reflexos da interação fluido-rocha

que por sua vez influência na variação de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e Mn/Sr presentes em sistemas ambientais, uma vez que o enriquecimento de Mn nos carbonatos, introduzido ao ciclo do carbono pelas águas meteóricas, é responsável pela alteração dos valores isotópicos primários (Banner & Hanson 1990; Derry *et al.* 1992; Jacobensen & Kaufman 1999).

Esta relação entre isótopos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) e a composição química de rocha total (Mg, Na, Ca, Sr e Mn, etc.) pode ser utilizada como indicador da conservação da química original. Como no caso do $\delta^{18}\text{O}$, esta razão indica se o volume e/ou composição do fluido teria sido suficiente para permitir seu re-equilíbrio isotópico. Além destes indicadores químicos, os mármore foram submetidos a intensas variações de temperatura, pressão e fluidos no metamorfismo, modificando por sua vez, a composição isotópica original da rocha, que por reações de descarbonatação, gerou silicatos de Ca ou Mg e liberou CO_2 . Banner & Hanson (1990), Derry *et al.* (1992) e (Jacobensen & Kaufman 1999) consideram que amostras alteradas diageneticamente apresentam $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10\text{‰PDB}$, sugerindo sua exclusão no estudo quimioestratigráfico. Também o teor de Sr pode ser avaliado pela razão $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, dado que o ^{86}Sr origina-se do decaimento do ^{87}Rb . Derry *et al.* (1992) consideram que carbonatos com razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} > 0,001$ são inalterados.

Em função destes parâmetros, elaborou-se diagramas de correlação composicional a partir dos resultados obtidos por análises isotópicas (C, O e Sr) e química de rocha total, para os mármore do Complexo Carolina-Surubim, cujas tendências permitem indicar a interação fluido-rocha com aumento da razão isotópica da água-rocha e distinguir valores primários dos secundários. Estes diagramas estão representados nas figuras 9.1, 9.3 e 9.5, para os mármore da Folha Caruaru (MAND, ODGRAVE e SAGRAVE) e as figuras 9.7 e 9.9 da Folha Surubim (VLPG e VLPM). Destarte, de acordo com análise criteriosa dos diagramas representados neste trabalho, pode se observar que as ocorrências de mármore de Caruaru apresentaram algumas amostras alteradas, enquanto nos de Surubim não foi observado este comportamento mesmo sob ação de metamorfismo. Os valores encontrados por análises isotópicas e química de rocha total são apresentados de nas tabelas 9.1 a 9.5 9 (*vide* anexo) e sua representação estatística encontra-se no quadro abaixo.

Quadro 9.1- Valores isotópicos das lentes de mármore do CCS.

LENTE DE MARMORE	Mínimo	Médio	Máximo	PERFIL	Mínimo	Médio	Máximo
	$\delta^{13}\text{C}$				$\delta^{18}\text{O}$		
Folha Caruaru				Folha Caruaru			
MAND	0,00	5,21	10,29	SAGRAVE	-11,49	-9,52	-6,18
ODGRAVE	-1,55	2,27	4,88	ODGRAVE	-11,37	-8,51	-6,00
SAGRAVE	-0,39	1,18	2,89	MAND	-10,25	-8,82	-6,83
Folha Surubim				Folha Surubim			
VLPG	1,58	2,81	3,78	VLPG	-6,55	-4,11	-2,64
VLPM	-10,24	-8,56	-6,37	VLPM	-0,27	1,88	3,07

9.2.1.1- Mármore da Folha Caruaru

I- Lente de Mármore Mandassaia (MAND)

A partir das análises químicas e isotópicas, correlaciona-se graficamente: Mn/Sr vs $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr (figura 9.1), cujas tendências permitem identificar os valores isotópicos preservados durante a evolução diagenética e estimar a extensão da diagênese pós-deposicional em amostras desta lente de mármore pela ação da composição química de águas marinhas ou meteóricas. No modelo, os vetores de tendências indicam interação fluido-rocha com o aumento da razão água-rocha; geralmente amostras alteradas contêm $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$ (figura 9.1) retêm a composição de $\delta^{13}\text{C}$ similar à época de sua deposição e o $\uparrow\text{Mg}/\text{Ca}$ indica rocha dolomitizada (Veizer *et al.* 1983; Jacobsen & Kaufman 1999). Esta lente apresenta a variação de $\delta^{13}\text{C}$ de 0,00 a +10,3‰PDB e de $\delta^{18}\text{O}$ de -11,49 a -6,18‰PDB. Mesmo com valores inferiores a -10‰PDB, quando correlacionados com outros parâmetros, todos os valores podem ser considerados como primários ou não alterados.

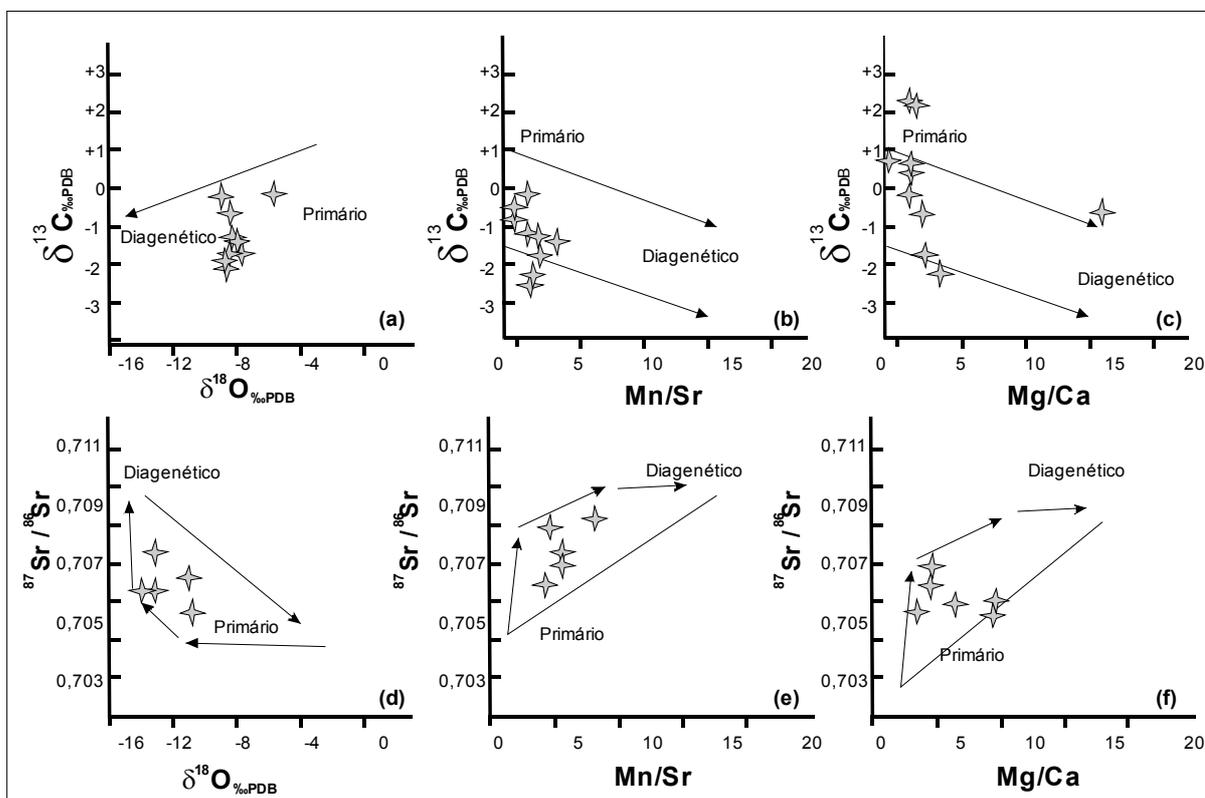


Figura 9.1- Diagrama de correlações geoquímicas aplicadas às lentes de mármore MAND visando selecionar amostras para estudos quimioestratigráficos para sua caracterização em sistemas aberto e fechado baseado em parâmetros propostos por Derry *et al.* (1992); Kaufman *et al.* (1993); Jacobsen & Kauffman (1999). As tendências representadas por setas indicam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$. Diagramas: (a) $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$; (b) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, (c) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mg/Ca, (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr e (e) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ e (f) $\delta^{18}\text{O}$ vs Mg/Ca.

Desta forma, três amostras mostram valores isotópicos ligeiramente alterados (tabela 9.1-anexo), por isso não descartado para a dos diagramas desta seqüência. Esta lente apresenta composição mineralógica predominantemente calcítica e como minerais acessórios ocorrem diopsídio, tremolita, flogopita, grafita, pirita, muscovita, entre outros, o que mostra que estes minerais não influenciaram nos valores isotópicos da mesma. Por outro lado, o número pequeno de amostras

analisadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e a variação pequena nos valores isotópicos implica que não há um bom espalhamento em diagramas de variação que usam essa variável, como mostrado na Figura 9.1. Entretanto, a variação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ é indefinida, provavelmente influencia do metassomatismo nesta ocorrência, de pouca expressão. Por sua vez, Mn/Sr é muito baixo e não define tendência ao ser correlacionado com $\delta^{13}\text{C}$. Portanto, é altamente sugestivo de que este mármore seja composto por valores primários, assim, todos os valores foram usados nas curvas de correlação quimioestratigráfica da Figura 9.2.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são pouco variáveis na maior parte do perfil analisado, que tem cerca de 100m de espessura aflorantes, definindo um platô de valores positivos em torno de 1,5‰. Há uma forte excursão negativa a cerca de na altura de 35m, quando os valores isotópicos caem de 1,5‰PDB para -2,55‰PDB, em seguida, os valores voltam novamente ao patamar anterior para o topo da seqüência, inferindo um comportamento em zig-zag pouco acentuado, tendendo para uma estabilidade à medida que aumenta a profundidade do perfil. Este comportamento é seguido por outros parâmetros como aumento nos valores de Sr e diminuição em Si, e parecem estar refletindo a presença de minerais nas proximidades de um bolsão de paragneisse de onde esta amostra foi coletada (figura 9.2).

Os valores de SiO_2 aumentam com a profundidade, isso significa que houve um aumento deste óxido em direção à base, da seqüência enquanto que Sr tende a diminuir. Os óxidos de Mg e Ca apresentam curvas opostamente simétricas e que em todos os parâmetros analisados, os maiores picos ocorrem onde presença de silicatos.

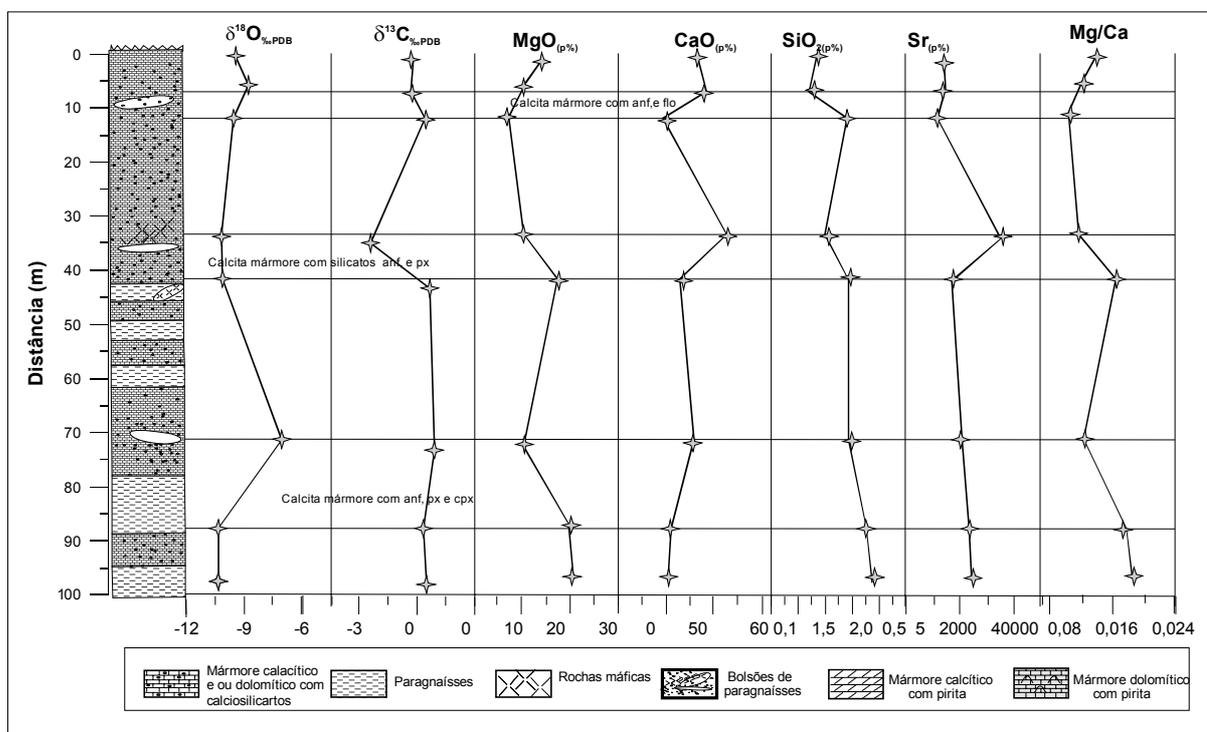


Figura 9.2- Perfil da lente de MAND com composição isotópica de O e C em ‰PDB e óxidos em peso %.

II- Lente de Olho d'Água de Baraúna (ODGRAVE)

Os valores isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ bem como as razões Mn/Sr para as amostras desta lente mostram comportamento similar aos da lente Mandassaia em diagramas de correlação, mostrados na Figura 9.3, com indefinição de tendências entre as razões isotópicas de C e O, bem como Mn/Sr que é muito baixo. Embora o número de amostras analisadas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ seja pequeno, verifica-se pouca variação nos valores isotópicos, exibindo uma tendência para os valores primários. Considerando-se todas as amostras analisadas na construção dos perfis quimioestratigráficos (figura 9.4).

Esta lente apresenta composição isotópica com valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -1,55 a +4,88‰PDB e $\delta^{18}\text{O}$ de -11,49 a -6,00‰PDB (tabela 9.2). Os diagramas de correlação da Figura 9.2 mostram que são poucas amostras são passíveis de alteração, mas mesmo assim encontram-se o campo primário ou não alterado, portanto, preservou a sua composição química original.

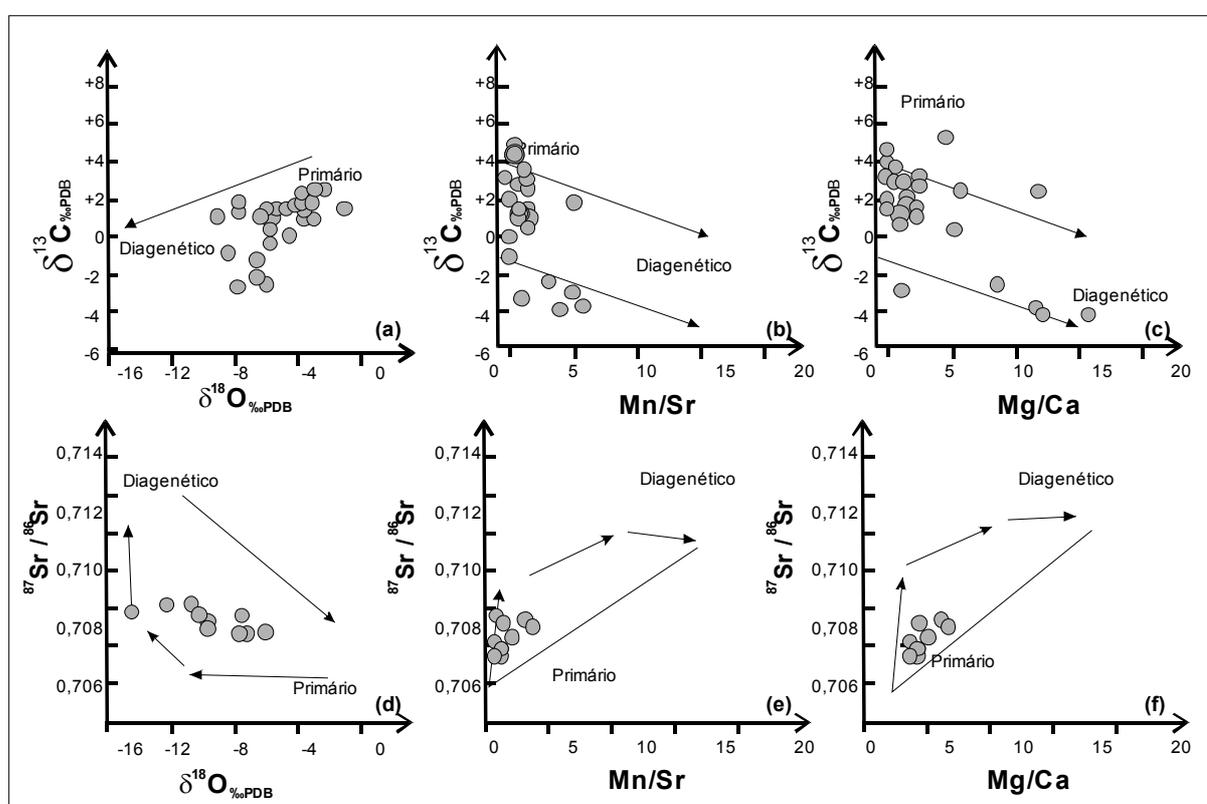


Figura 9.3- Diagrama de correlações geoquímicas aplicadas às lentes de mármore ODGRAVE visando selecionar amostras para estudos quimioestratigráficos para sua caracterização em sistemas aberto e fechado baseado em parâmetros propostos por Derry *et al.* (1992); Kaufman *et al.* (1993); Jacobsen & Kauffman (1999). As tendências indicadas por setas indicam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$. Diagramas: (a) $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$; (b) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr , (c) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mg/Ca , (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr e (e) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ e (f) $\delta^{18}\text{O}$ vs Mg/Ca .

Assim como nos diagramas de variação da figura 9.4, os perfis quimioestratigráficos são semelhantes aos da lente Mandassaia, com os valores de $\delta^{13}\text{C}$ oscilando um pouco em torno de 1-2‰ até cerca de 140m de profundidade, quando então há uma forte excursão de negativa de cerca de 4,0‰ quando os valores caem de cerca de +1,5‰PDB para cerca de -3,0‰PDB. Os valores isotópicos voltam ao patamar de cerca de 1,0‰PDB em direção ao topo da coluna. Duas outras excursões negativas são também observadas ao longo do perfil, refletindo provavelmente da variação composicional da lente. A primeira excursão negativa coincide com a presença de silicatos e um

aumento na concentração de SiO_2 , enquanto que as duas mais superiores no perfil são seguidas por aumento na razão Mg/Ca e podem estar refletindo reações de descarbonatação durante o metamorfismo ou as amostras estão afetadas por intemperismo

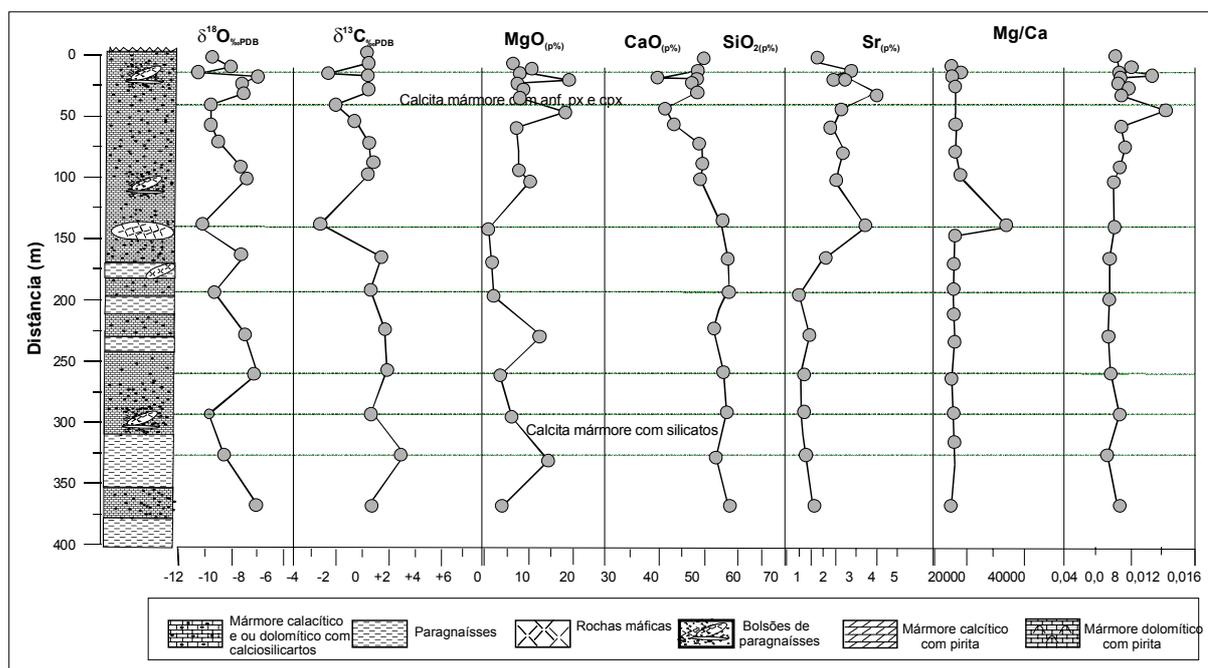


Figura 9.4- Perfil da lente de ODGRAVE com composição isotópica de O e C em ‰PDB e óxidos em peso.

A presença de elevado percentual de silicatos nestes mármore reflete possivelmente ao maior aporte de terrígenos na área de sedimentação, antes dos processos de metamorfismo formarem estes mármore, implicando numa maior atuação de reações de descarbonatação e, conseqüentemente gerando valores bem mais baixos (as três excursões negativas) de $\delta^{13}\text{C}$ nestas amostras. Como um todo, apesar deste perfil ser mais espesso (cerca de 350m) que o Mandassaia (pouco mais que 90m) o primeiro apresenta perfis quimioestratigráficos semelhantes aos do último, incluindo a seqüência litoestratigráfica, compatível com deposição em mesma bacia de sedimentação.

Sugere-se que as variações de $\delta^{13}\text{C}$ estejam associadas à presença de quartzo e outros silicatos e são típicos de ambiente rico em ^{13}C , do tipo marinho estagnado, possivelmente bastante próximo de uma fonte terrígena. As variações de $\delta^{18}\text{O}$, particularmente seu enriquecimento em ^{18}O tipicamente resultante de forte evaporação e condensação esporádica. Nos diagramas de correlações mostrados na figura 9.3 ocorrem significativas diferenças na composição isotópica original em algumas amostras, provavelmente decorrentes dos processos diagenéticos e/ou metamórficos.

III- Lente de Olho d'Água de Santo Antônio (SAGRAVE)

Das amostras coletadas, com espaçamento médio variando de 10 a 20 metros entre amostras, analisou-se 15 amostras (química de rocha total e isotópica- Tabela 9.3). Esta lente apresenta composição mineralógica variada embora presente como constituintes principais calcita e dolomita e como acessórios tremolita, mica, opacos orientada segundo o plano axial das dobras.

Esta área tem comportamento químico e isotópico similar às precedentes, mostrando perfeitamente uma situação mista entre aquelas duas regiões, revelando assim que a sinclinal é mais uma simples estrutura secundária, tratando-se na realidade da extremidade sul de uma bacia de sedimentação a qual mais tarde foi afetada pelo tectonismo do evento orogenético Brasileiro que a dobrou em sinclinal e a preservou da erosão (Neves *et al.* 2007). Análise de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostra pouca variação nos valores isotópicos implica em uma leve tendência em sua concentração no campo de valores primários e este ocorre em sistema aberto (figura 9.5a); o bom espalhamento destes valores no diagrama de variação (figura 9.5) também mostra uma tendência de valores no campo primário. A variação entre $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ é indefinida, possivelmente porque os valores isotópicos de O estão alterados devido ao metamorfismo. Por outro lado os muito baixos valores Mn/Sr ($\ll 1$) sem definir tendência de correlação com $\delta^{13}\text{C}$, é altamente sugestivo de que os valores são primários.

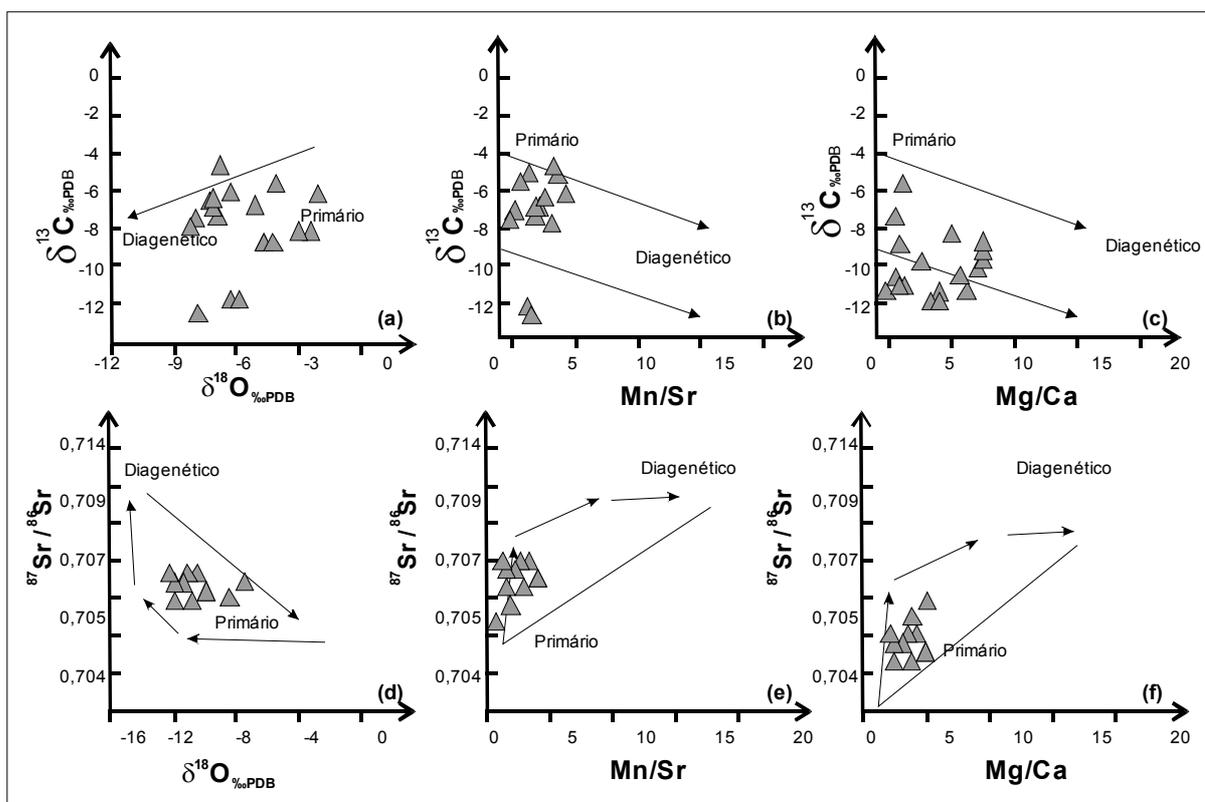


Figura 9.5- Diagrama de correlações geoquímicas aplicadas às lentes de mármore SAGRAVE visando selecionar amostras para estudos quimioestratigráficos para sua caracterização em sistemas aberto e fechado baseado em parâmetros propostos por Derry *et al.* (1992); Kaufman *et al.* (1993); Jacobsen & Kauffman (1999). As tendências representadas por setas indicam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam $\text{Mn}/\text{Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$. Diagramas: (a) $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$; (b) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr , (c) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mg/Ca , (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr e (e) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ e (f) $\delta^{18}\text{O}$ vs Mg/Ca .

Esta lente apresenta composição isotópica similar a ODGRAVE, cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ variaram de -0,39 a +2,89‰_{PDB} e $\delta^{18}\text{O}$ de -10,25 a -6,83‰_{PDB} (tabela 9.3 e figura 9.6), com diminuição progressiva do $\delta^{13}\text{C}$ para o topo. Estes dados sugerem que embora esta lente tenha sido submetida às condições metamórficas de fácies anfibolítica, com intensa deformação, ela ainda preserva em parte, sua composição isotópica original, com valores positivos para $\delta^{13}\text{C}$. Esta lente apresenta comportamento similar a ODGRAVE, o que leva a sugerir que estas duas lentes de mármore formem um só pacote com a mesma origem de sedimentação e deposição e por isso, acreditar-se que estas duas lentes representem que foram desmembradas pela deposição. Na figura 9.6 observa-

se uma relação espacial entre a distribuição de amostras no perfil relacionado ao empobrecimento em ^{13}C , onde as mais empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ encontram-se no topo do perfil, próximo ao contato com o paragneisse.

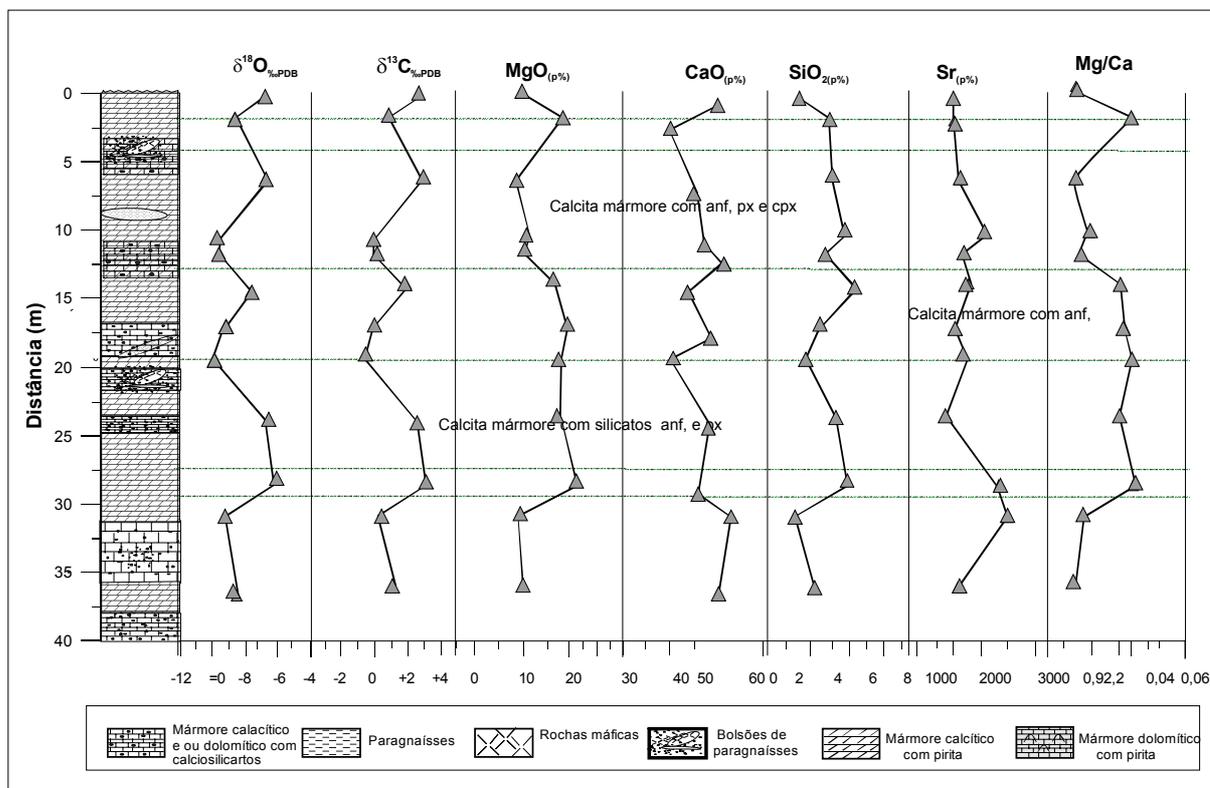


Figura 9.6- Perfil da lente de SAGRAVE com composição isotópica de O e C em ‰PDB e óxidos em peso.

9.2.2- MÁRMORES DA FOLHA SURUBIM

I- Perfil Vertente do Lério (VLPG)

Das amostras coletadas, 28 foram selecionadas consideradas para análises quimioestratigráficas, cujas correlações foram representadas graficamente conforme resultados analíticos (tabela 9.4). Correlacionando-se a composição isotópica de C e O com a química da rocha total (elementos maiores e traços) observa-se um empobrecimento em ^{13}C (definindo *trends*) como conseqüência dos processos de alteração pós-deposicional que modificaram a composição isotópica original (figura 9.7). Este comportamento é acompanhado pela redução de CaO influenciando nos valores isotópicos de C e O e conseqüente aumento de SiO_2 , Mn/Sr e Mg/Ca (Figura 9.8) de minerais silicáticos.

Os resultados analíticos das amostras desta unidade mostram uma larga escala de variação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando de +1,58 a 3,78‰PDB e uma faixa mais estreita de valores de $\delta^{18}\text{O}$, de -6,55 a -2,64‰PDB (tabela 9.1). De acordo com (p. ex. Derry *et al.* 1992; Jacobsen & Kaufman 1999; Melezhik *et al.* 2001; entre outros), estes resultados indicam mudanças nas condições de sedimentação, variando de ambientes muito restritos com abundante matéria orgânica, passando a mar francamente aberto onde os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são considerados anômalos, isto é, próximos a 4‰. Na literatura as referências sugerem que tais anomalias no C mais pesado seja de ambientes

estagnados, hipersalino ou de ambiente rico em matéria orgânica com concentração preferencial do isótopo mais pesado pela remoção do mais leve.

Outra explicação para este comportamento seria a natureza e o volume de material biológico: isto porque ambiente rico em matéria orgânica, onde os teores de SO_4 são baixos, e é produzido o metano por ação das microbactérias. Na lente estudada, embora o aspecto litológico seja bastante homogêneo, observam-se fortes variações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ que parecem retratar ambientes sedimentares bastantes distintos. A base poderia ter sido sujeita a um ambiente fortemente estagnado com em virtude de apresentar valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais elevados. Na região central da coluna temos um ambiente restrito e no topo parece haver ambiente de mar aberto com valores situados entre as variações de +1 a +4‰_{PDB}. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ corroboram perfeitamente com este tipo de ambiente deposicional.

Elementos como Mn, Sr, Mg e Ca podem ser considerados com parâmetros importantes na investigação do grau de alteração associado à diagênese meteórica e dolomitização por ação da água, cuja interação com fluidos meteóricos resulta na incorporação de Mn e retirada de Sr (Jacobsen & Kaufman 1999). Amostras com $\text{Mn}/\text{Sr} < 2$ retêm a assinatura isotópica da época de deposição do carbonato, da mesma forma que a razão Mg/Ca também é considerada parâmetro importante para averiguar a presença de dolomitização no carbonato. Desta forma, considera-se que todas as amostras deste perfil podem ser consideradas como valores primários (figuras 9.7).

Por lado, as composições isotópicas de C e O obtidas para este perfil e sua correlação com os valores obtidos para Mn/Sr e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (figuras 9.7b e 9.7d) mostram que são valores primários, isto é, preservaram sua composição isotópica original, uma vez que a variação de $\delta^{18}\text{O}$ freqüentemente resulta de trocas isotópicas com águas meteóricas ou fluidas hidrotermais. De acordo com Zimpolich *et al.* (1988) e Hudson & Anderson (1989), a variação de $\delta^{18}\text{O}$ na água do mar durante o Neoproterozóico variou de 0 a -5‰_{PDB} assim pode-se considerar que amostras com teores de $\delta^{18}\text{O} < -5‰_{\text{PDB}}$ apresentem algum grau de alteração e quando estes atingissem valores $\delta^{18}\text{O} < -10‰_{\text{PDB}}$ podem ser considerados inaceitáveis em estudos quimioestratigráficos.

Desta forma, os mármore desta lente (VLPG) (figuras 9.7) mostram que a interação entre os valores isotópicos de C e O mostram que o volume e/ou a composição do fluido original fora suficiente para permitir o reequilíbrio isotópico entre C e O. O diagrama mostra ainda, que há uma correlação linear positiva entre $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$, em que as amostras mais enriquecidas em $\delta^{13}\text{C}$ (tabela 9.7 em anexo) podem ser consideradas potencialmente inalteradas. Isto leva a supor que nesta lente não houve alteração diagenética, uma vez que a rocha preservou a sua assinatura isotópica original e que esta correlação positiva está relacionada à formação de silicatos. O aumento de silicato nas amostras resulta proporcionalmente em uma diminuição na percentagem modal de calcita.

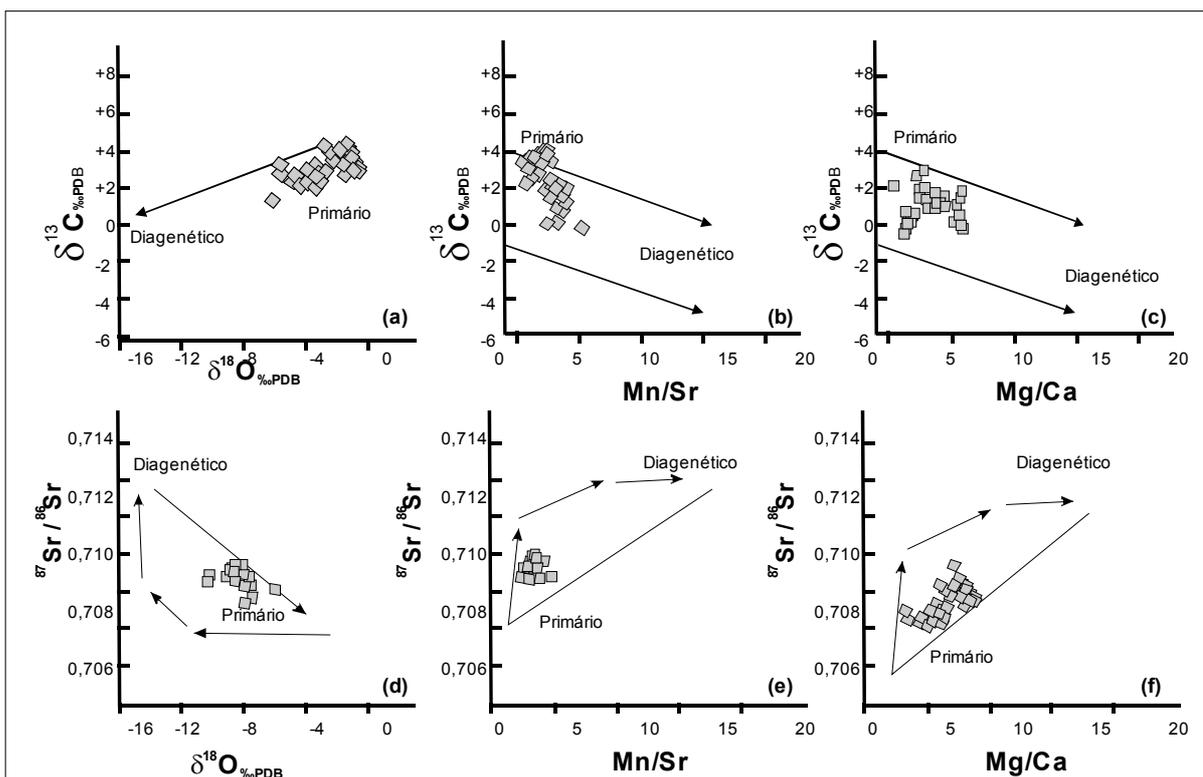


Figura 9.7- Diagrama de correlações geoquímicas aplicadas às lentes de mármore VLPG visando selecionar amostras para estudos quimioestratigráficos para sua caracterização em sistemas aberto e fechado baseado em parâmetros propostos por Derry *et al.* (1992); Kaufman *et al.* (1993); Jacobsen & Kaufman (1999). As tendências representadas por setas indicam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam $Mn/Sr > 10$ e $\delta^{18}O < -10$. Diagramas: (a) $\delta^{13}C$ vs $\delta^{18}O$; (b) $\delta^{13}C$ vs Mn/Sr , (c) $\delta^{13}C$ vs Mg/Ca , (d) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs Mn/Sr e (e) $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\delta^{18}O$ e (f) $\delta^{18}O$ vs Mg/Ca .

Nesta lente foram analisadas seis amostras para $^{87}Sr/^{86}Sr$ cujo comportamento é mostrado nas figuras 9.7e e 9.7f. No diagrama 9.7e mostra que a correlação entre $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs Mn/Sr e $^{87}Sr/^{86}Sr$ vs $\delta^{18}O$ e 9.7f apresenta tendência no campo de valores primários ($Mn/Sr > 2$ e $\delta^{18}O > -10_{PDB\%}$ de Jacobsen & Kaufman (1999). Os diagramas expressam pouca variação nos valores isotópicos (tabela 9.4; anexo), resultando numa distribuição homogênea, definindo uma tendência de variação com correlação positiva. Por outro lado os valores muito baixos de Mn/Sr ($<< 1$) não podem definir tendência de correlação com $\delta^{13}C$, isto corrobora com a sugestão de que estes valores sejam primários. Assim, todos os valores foram usados na obtenção de curvas de correlação quimioestratigráfica (figura 9.8). De acordo com Jacobsen & Kaufman (1999), o predomínio de deste tipo de tendências com variações de correlações positivas, como ocorre nesta lente, demonstra que estas alterações isotópicas sejam resultantes apenas das reações de descarbonatação que deram origem aos silicatos presentes neste perfil.

A composição isotópica (figura 9.8) desta lente caracteriza-se por ser bastante heterogênea, com valores de $\delta^{13}C$ estes valores podem ser considerados primários. As fortes oscilações observadas nas colunas estratigráficas ocorrem nas faixas que o mármore é impuro (mármore calcíctico com silicatos, ou intercalado com rochas máficas e bolsões de paragnaisses), em torno de 40m e nos intervalos de 80 a 170m de profundidade. Também no topo do perfil na parte central é observado maiores oscilações em $\delta^{13}C$, provavelmente este comportamento reflete a maior variação composicional. As demais correlações mostram similaridade com os diagramas dos valores isotópicos, especialmente referente ao teor de SiO_2 .

Observa-se ainda nesta seção, que a distribuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ocorre em forma de patamar nos intervalos variando de ≥ 1 e $\pm 4\text{‰PDB}$. Há três fortes excursões negativas no topo do perfil, na altura em torno 50m e cerca de 120m de profundidades, quando os valores isotópicos de C caem de cerca de $+3,78\text{‰PDB}$ para cerca de $+1,58\text{‰PDB}$ após o que os valores voltam novamente ao patamar anterior para o topo da seqüência. Esta relação, ou seja, a presença de patamar de valores positivos estratigraficamente acima da máxima incursão positiva foi também observada em Oman (Conway Morris *et al.* 1990) e Namíbia (Gotzinger *et al.* 1996). Kauffman & Knoll (1995) consideram que a presença de incursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$, em seqüências carbonáticas esteja associada à presença de fósseis do Vendiano durante o soterramento. Por outro lado, a preservação da assinatura isotópica original, em escala global de $C_{\text{orgânico}}$, se deve ao aumento da produtividade biológica, causado pelas correntes marinhas ascendentes e as condições de sedimentação da matéria orgânica devido à elevação do nível do mar, influenciando nos valores $\delta^{13}\text{C}$.

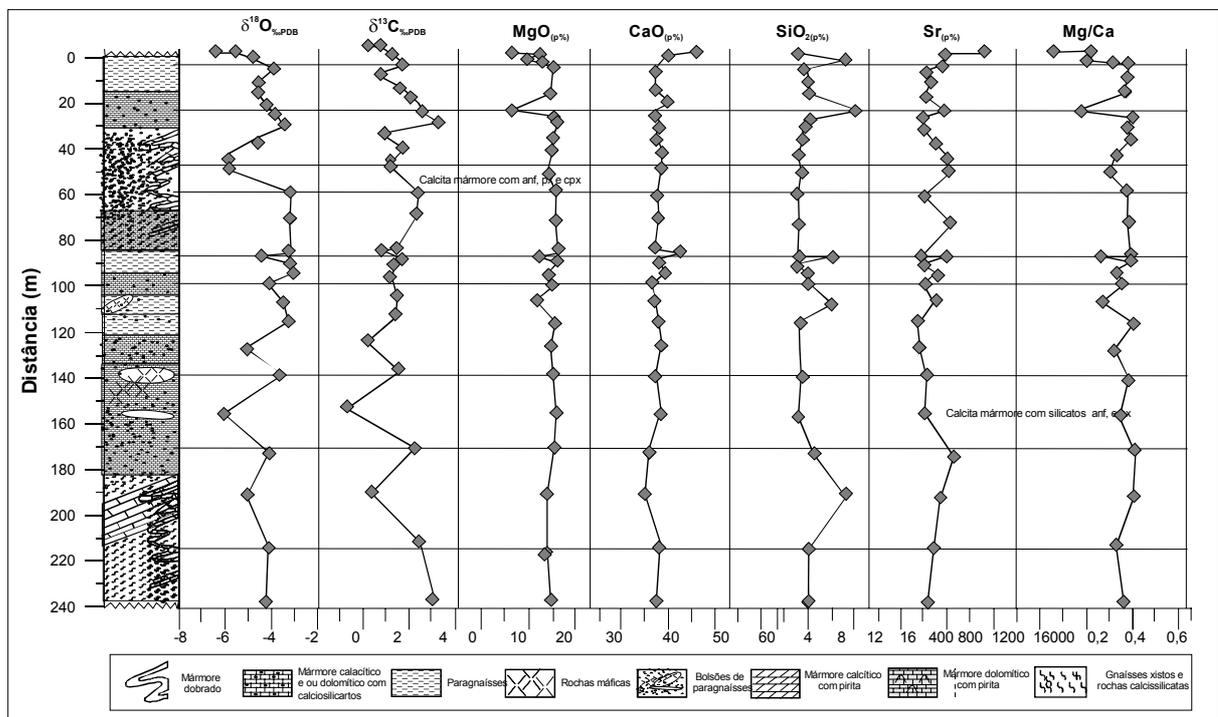


Figura 9.8- Perfil estratigráfico da lente VLP com composição isotópica de O e C em ‰PDB e óxidos em peso.

Na distribuição dos demais parâmetros estudados, observam-se o mesmo comportamento dos isótopos, embora de forma mais atenuada. Sugere-se que este comportamento também seja reflexo da composição mineralógica deste perfil. Os óxidos também apresentam o mesmo comportamento dos isótopos, com cinco picos localizados nas encaixantes. As razões Ca/Mg e Mn/Sr tiveram comportamento similar em toda seqüência; no entanto observa-se um desvio na curva de Mn/Sr no intervalo entre 90 e 100m (provavelmente influenciado pela variação composicional neste intervalo), caracterizado por intercalações de rochas calcissilicáticas e máficas. Nos demais pontos das curvas observam-se patamares relativamente homogêneos. Esta relação em que mostra o gradativo aumento da razão Mg/Ca também demonstra o processo de alteração em que foi submetido este perfil. Observa-se ainda que, durante os processos de alteração diagenética e/ou metamórfica, em geral, há um aumento da razão Mn/Sr (retirada de Sr e introdução do Mn) e uma diminuição de $\delta^{18}\text{O}$.

Quando analisados todos os parâmetros as amostras deste perfil mostram um comportamento inverso do descrito acima: as amostras alteradas possuem menor razão Mn/Sr e são mais enriquecidas em $\delta^{18}\text{O}$. Observa-se ainda, que nestas amostras não ocorre empobrecimento de Sr em detrimento a incorporação de Mg e sim um comportamento simétrico deste elemento em relação ao mesmo.

(ii)- Lente de mármore da Pedreira Zé do Moura (VLPM)

Este mármore é definido como uma rocha de composição predominantemente dolomítica e calcítica secundariamente, tem como minerais acessórios flogopita, tremolita, talco, grafita e diopsídio. Importante considerar a alternância entre camadas de calcita mármore e calcita-dolomita mármore com flogopita e grafita.

A composição isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ deste perfil esta compreendida no intervalo com valores variando de -10,24 a -6,37‰PDB e para $\delta^{18}\text{O}$ foram -0,27 a +3,07‰PDB (tabela 9.5; figura 9.10) como representada na coluna quimioestratigráfica, onde se observa uma relação espacial entre a distribuição das amostras ao longo do perfil e o empobrecimento em $\delta^{13}\text{C}$ no topo do perfil, ocorre principalmente próximo ao contato com o paragneisse, onde as rochas apresentam em sua composição, maior volume modal de flogopita, grafita, sulfetos. Amostras com composição isotópica com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos, tendem a reduzir esta negatividade, ou seja, ficar com assinatura isotópica menos negativa, durante as reações de decarbonatação. Provavelmente, isto se deve à liberação de CO_2 e ao processo de dolomitização, os quais influenciam no gradativo aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$.

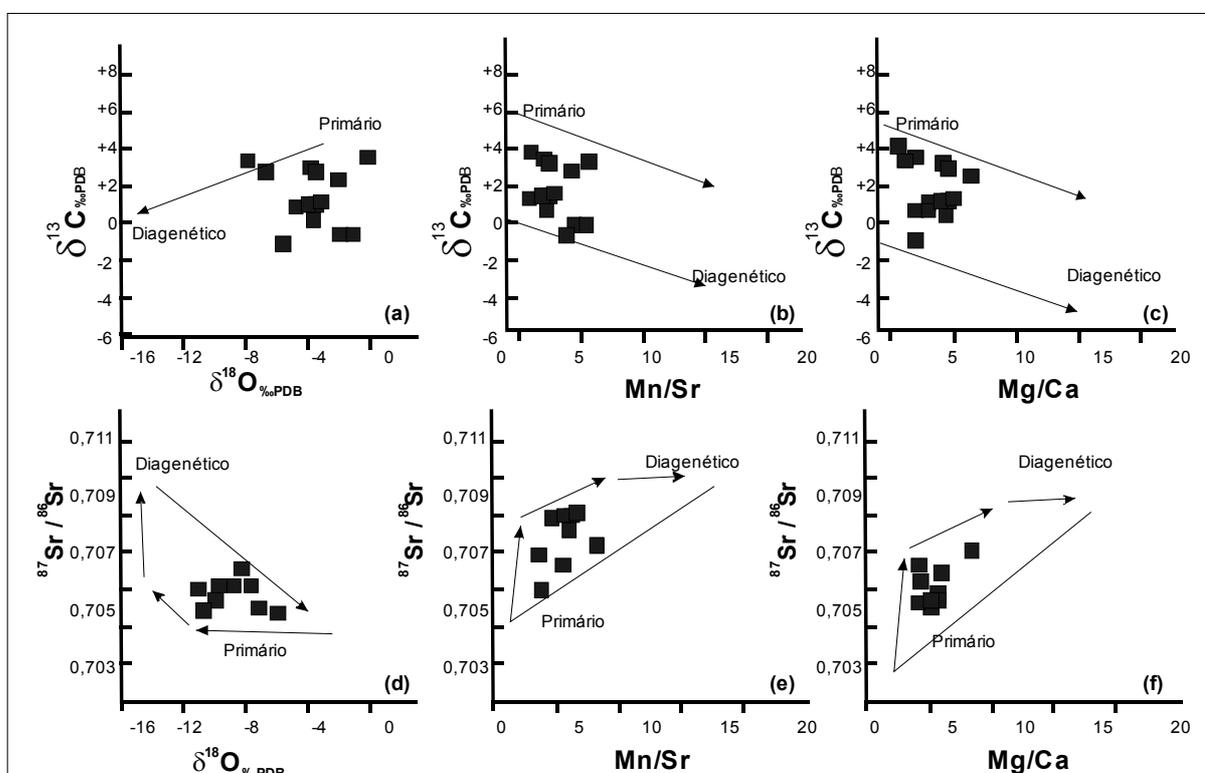


Figura 9.9- Diagrama de correlações geoquímicas aplicadas às lentes de mármore VLPM visando selecionar amostras para estudos quimioestratigráficos para sua caracterização em sistemas aberto e fechado baseado em parâmetros propostos por Derry *et al.* (1992); Kaufman *et al.* (1993); Jacobsen & Kauffman (1999). As tendências representadas por setas indicam interação fluido-rocha com aumento da razão água-rocha. Amostras alteradas apresentam $\text{Mn/Sr} > 10$ e $\delta^{18}\text{O} < -10$. Diagramas: (a) $\delta^{13}\text{C}$ vs $\delta^{18}\text{O}$; (b) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr, (c) $\delta^{13}\text{C}$ vs Mg/Ca, (d) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs Mn/Sr e (e) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ e (f) $\delta^{18}\text{O}$ vs Mg/Ca.

Na Figura 9.9 os diagramas de correlação composicional mostram o comportamento dos resultados analíticos encontrados nas amostras desta lente. No diagrama (a) predomina valores são primários com correlação positiva, (com exceção de uma amostra) sugerindo que os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sejam correlação positiva geometricamente, ou seja, um aumento na razão Mn/Sr há um aumento em $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. No diagrama (c) verifica-se predomínio de amostras com razão Mg/Ca <0,4, indicando que a proporção de dolomita nesta lente é superior a 40%. Há dois *trends* de variação. Embora se destaque as amostras VLPM02 e VLPM07 que apresentam valores das razões diferentes dos demais, isto mostra que os processos de alteração não influenciaram na composição química original deste mármore. No diagrama (d) há tendência de correlação positiva entre os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, indicando que os valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ aumentam proporcionalmente ao aumento dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$. Em (b) há tendência com correlação positiva, sugerindo que à medida que aumentam os valores de $\delta^{18}\text{O}$, há um aumento nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Os valores mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ indicam ambiente marinho de deposição (Webster *et al.* 1964) e o aumento de valores são típicos de ambientes em sistema fechado com aporte esporádico de água marinha, uma vez que é grande a dispersão de $\delta^{18}\text{O}$. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ situados abaixo de $-2,5\text{‰}_{\text{PDB}}$ com $\delta^{18}\text{O}$ bastante restrito, foram encontrados em níveis mais silicosos, caracterizados pela presença de quartzo e outros silicatos, provenientes do contato com as máficas e/ou das reações metassomáticas, os quais representam uma nítida contribuição continental ao preenchimento da bacia de sedimentação.

Comparando estes resultados com os obtidos em carbonatos sobrepostos a depósitos glaciais vangerianos de exposições neoproterozóicos no Leste da Groenlândia e Ilhas Swalbards, foram encontrados valores negativos para $\delta^{13}\text{C}$ cuja variação era de $-3,0$ a $-5,0\text{‰}_{\text{PDB}}$ (Knoll *et al.* 1986, Fairchild & Spiro 1987). O mesmo comportamento foi observado no Grupo Huqf em Oman, em carbonatos posicionados abaixo de ocorrências de Cloudina (Burns & Matter 1993) ao norte do Irã (Kimura *et al.* 1997) e em diversas bacias neoproterozóicos da Austrália (Kennedy 1994). Portanto, nos mármore desta área estudada, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontram-se na mesma faixa de variação.

Incurções negativas de $\delta^{13}\text{C}$ (figura 9.10) e são similares aos valores encontrados em carbonatos pós-glaciais, provavelmente decorrentes dos fenômenos ocorridos em escala global (Kaufman & Knoll 1995, Tobin *et al.* 1996, Kimura *et al.* 1997). Por outro lado, durante a glaciação Varanger, pode ter havido pouca variação no gradiente térmica, latitude e circulação oceânica (menos vigorosa que atualmente), sugerindo a existência de apenas um oceano circundando o supercontinente com nível do mar mais baixo que o nível atual. Provavelmente, isto se deva a intensa evaporação dos mares marginais localizados em baixas latitudes, desencadeando a geração de águas mais quentes e com elevada salinidade. Estes fatos são responsáveis pela estratificação das águas oceânicas (ocorrem em presença de oxigênio) e que em águas profundas, estas ocorrem em condições anóxicas (Tucker 1992).

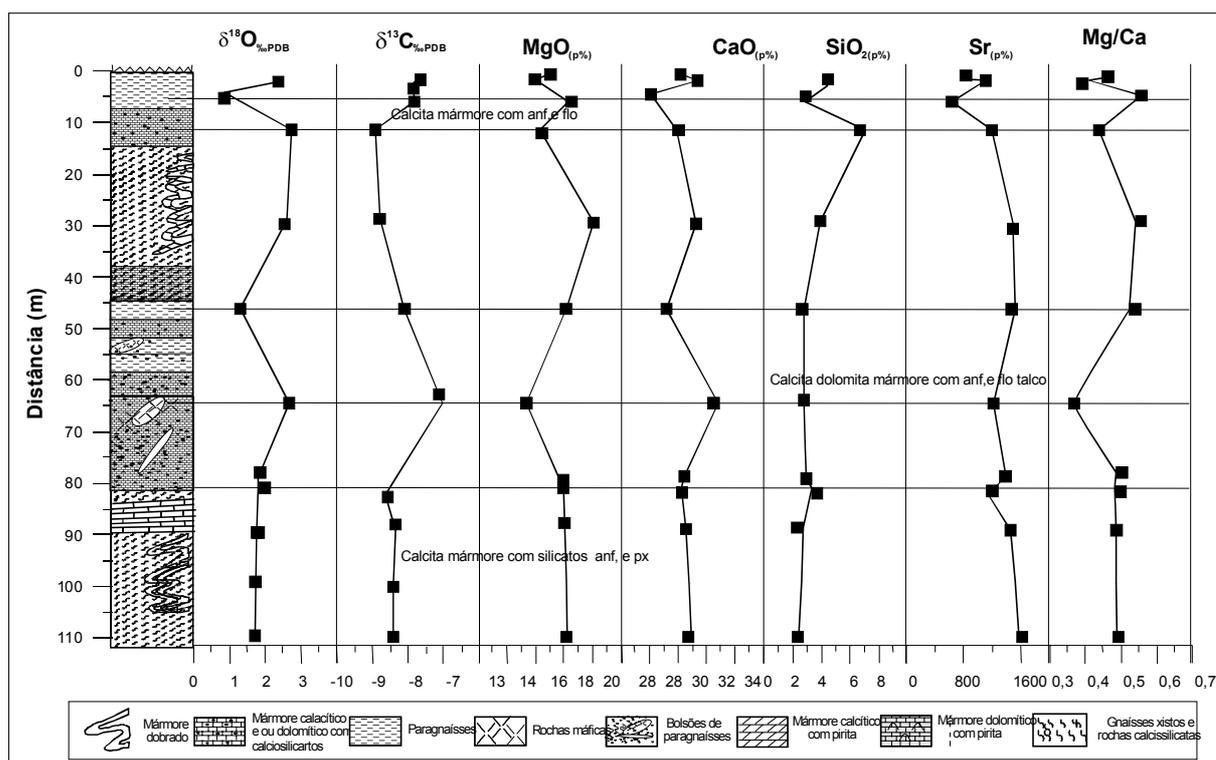


Figura 9.10- Perfil estratigráfico do mármore VLPM com composição isotópica de O e C em ‰PDB e óxidos em peso.

A quebra na estratificação das águas oceânicas e surgimento de correntes ascendentes (*upwellings*) teriam causado bruscas mudanças no ambiente oceânico com mistura de águas profundas, enriquecidas em ^{12}C e em nutrientes, promovendo a formação de carbonatos com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ (Kaufman & Knoll 1995). Estes eventos favoreceram a geração de valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, num curto intervalo de tempo, seguido de rápida reorganização isotópica entre os reservatórios oceânicos (Tobin *et al.* 1996).

Com relação aos gráficos representativos de Mn/Sr e Mg/Ca (figura 9.10) mostram patamares com picos mais expressivos no topo da seqüência. Este comportamento também é observado no teor de SiO_2 nestes mármore. Esta similaridade de projeções destes parâmetros mostra a influência dos silicatos e das intercalações de rochas máficas metaígneas ao longo do perfil, alterando a composição química original da rocha. Processos de alterações diagenética e/ou metamórfica a que esta rocha foi submetida, em geral se devem ao aumento da razão Mn/Sr em função da retirada de Sr e incorporação do Mn que tem sua solubilidade aumentada em virtude da percolação de fluidos com conseqüente redução de $\delta^{18}\text{O}$ e enriquecimento em Sr. Também é necessário frisar que durante o metamorfismo, é comum a percolação de fluidos (de baixas ou altas temperaturas), pelos metassomatismo.

9.3- DISCUSSÕES PARCIAIS SOBRE A QUIMIOSTRATIGRAFIA DOS MÁRMORES DO CCS

Os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e de química de rocha total (SiO_2 , Mn/Sr e Mg/Ca) foram plotados em diagramas e comparados com outros traçadores geoquímicos para determinar as possíveis alterações pós-deposicionais, os quais ao ser avaliados em diagramas de correlação, apresentaram pouca variação, portanto foram considerados para este trabalho como valores primários. Importante frisar que apesar da presença dominante da grafita e minerais silicatados, em todas as ocorrências de mármore estudados no CCS, não houve alteração de forma significativa a ponto de influenciar nos valores isotópicos das mesmas, podendo-se desta forma, obter curvas de variação temporal de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ original. Não foram identificados pares de empobrecimento a ponto que pudesse se estabelecer uma correlação direta com a presença de minerais silicatados e grafita e o empobrecimento dos valores isotópicos anômalos presentes nas lentes como mostra os diagramas destas seqüências.

Sugere-se que este comportamento seja esperado uma vez que, o empobrecimento em $\delta^{13}\text{C}$ ocorre independentemente da presença e variação na percentagem de minerais silicatados e grafita, como ocorre nos mármore do CCS, não influenciando no comportamento da curva de $\delta^{13}\text{C}$. Comumente mármore com elevado teor de grafita e minerais silicatados há empobrecimento nos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$, principalmente entre camadas onde estes minerais se acumulam. De maneira geral, a média dos valores isotópicos mais elevados de ^{13}C dos mármore do CCS e potencialmente não modificados, cai no campo de variações de seqüências Meso-Neoproterozoico, refletindo a composição da água do mar original.

Valores superiores à média podem ser considerados anômalos, e o empobrecimento de $\delta^{13}\text{C}$ resulta da difusão do CH_4 com enriquecimento de ^{12}C , derivado da matéria orgânica/grafita em calcita durante o metamorfismo. Acredita-se que estas modificações sejam favorecidas pelo elevado teor de grafita acumuladas entre as camadas de mármore. Alterações da composição isotópica do C estão associadas às reações silicato-calcita e geralmente envolve a geração de ^{13}C derivado da matéria orgânica. Por outro lado, modificações na composição isotópica de C dos carbonatos que podem ser incorporados por ação dos fluidos externos, com diferentes composições isotópicas, durante a diagênese e metamorfismo. Este processo só ocorre em condições de excelente tamponamento interno dos carbonatos originais, o que parece ter ocorrido nestas seqüências de mármore do CCS.

Este comportamento é evidenciado pela natureza das amostras não alteradas demonstrada por análises químicas (teor de Sr das lentes da Folha Caruaru varia de 106 a 1384ppm e para Folha Surubim de 150 a 1352ppm. A razão Mn/Sr varia de 0,004 a 0,7344ppm nos mármore da Folha Caruaru e de 0,004 a 0,9475ppm para seus representantes de Surubim. A razão Rb/Sr varia de 0 a 0,0549 para os mármore da Folha Caruaru e de 0 a 0,0224 para seus representantes de Surubim, valores estes que lembram os carbonatos preservados do Meso-Neoproterozoico. De acordo com Kah *et al.* (1999; 2001) valores de Sr de 1100 a 1400ppm são considerados não alterados e são representativos da composição da água do mar preservados durante sua deposição em como constatado em seqüências de carbonatos no Canadá do Meso-Neoproterozoico. Também, Bartley (2001) e Brand & Veizer (1980^a) sugerem que valores de Sr > 1000ppm são característicos de

amostras não alteradas. Deste modo, analogicamente, sugere-se preservação da assinatura isotópica dos mármore do Complexo Caralina-Surubim e as possíveis modificações da assinatura isotópica de C na matéria orgânica, ocorreram principalmente quando houve um maior enriquecimento de matéria orgânica, caracterizados pelo elevado volume modal de grafitas, principalmente nos mármore da Folha Surubim, E esta preservação da assinatura isotópica não foram influenciadas pelos processos de metamorfismo ocorridos nestas seqüências de mármore, independentemente das modificações da composição isotópica de Sr e de sua composição elementar.

◇◇◇◇

CAPÍTULO X - GEOCRONOLOGIA DE ISÓTOPOS Rb-Sr e Pb-Pb

10.1- GEOCRONOLOGIA DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DOS MÁRMORES DO CCS

A idade de deposição das rochas supracrustais do Terreno Rio Capibaribe carece de mais estudos geocronológicos, embora tenha sido foco de diversas pesquisas nas últimas décadas (Sial *et al.* 2002, 2006 e 2007; Santos 2000 e 2005; Barreto 2005 e 2008; Nascimento 2002; Nascimento *et al.* 2007, Babinsky *et al.* 1999, Neves *et al.* 2005, Santos *et al.* 1966; entre outros). A técnica de Químioestratigrafia isotópica de C, O e Sr, tem sido amplamente utilizada em carbonatos marinhos, os quais conservarem a composição química da época de sua deposição. Daí serem levadas em consideração, as variações químicas ocorridas na água do mar através do tempo geológico, as quais forma registros preciso da historia geológica de diversas regiões do mundo e expressas em curvas de variação temporal (Kah *et al.* 1994; Kauffman e Knoll 1995, Melezhik 1997; Hoffman *et al.* 1998b).

Em situações como a do Complexo Caroolina-Surubim, de tectônica forte, o metamorfismo de alto grau e a natureza das rochas supracrustais com predominância de rochas metassedimentares dificultam sua datação por métodos radiogênicos. Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (tabela 10.1) foram interpretados quanto a sua distribuição em curvas de variação temporal de isótopos de Sr e $\delta^{13}\text{C}$ para determinar a idade de deposição destes mármores (Derry *et al.* 1989; Asmeron *et al.* 1991; Kaufman *et al.* 1993; Derry *et al.* 1994; Kaufman *et al.* 1996) conforme mostra a e Figura 10.1.

Portanto, geocronologia dos mármores foi determinada pelos mesmos mecanismos utilizados na literatura (op cit.). Considerando-se que a preservação dos valores primários, nestas seqüências de mármores, mesmo com ausência e/ou carência de marcadores bioestratigráficos (carbonatos pré-cambrianos), sugerem-se que estes possam ter preservado a assinatura isotópica do ambiente deposicional e indicar sua idade de deposição (expressa em curvas de variação temporal).

Nas lentes de mármore da Folha Caruaru nota-se uma grande homogeneidade dos dados (tabela 10.1) para as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com valores de 0,70734 a 0,70784, expressando pouca variação e, quando plotados na curva (figura 10.1a) pode-se sugerir que os mármores das lentes Mandassaia (MAND) e Olho D Água de Baraúna (ODGRAVE) têm idade mínima $\cong 570\text{Ma}$ e máxima de $\cong 725\text{Ma}$; enquanto que os dados da lente e Olho D Água de Santo Antônio de Gravata (SAGRAVE) indicam idade mínima de $\cong 570\text{Ma}$. Estas idades indicam idade neoproterozóica.

No entanto, os valores encontrados nas lentes de mármores nos da Folha Surubim (tabela 10.1) apresentam variações, indicando uma pequena dispersão dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, os quais sugerem idades de 525 a 670 para deposição destes mármores. Os valores encontrados para a lente de mármore VLPG são de 0,70737 a 0,70934, este valores estão bem próximos ao valor médio do Grupo Bambuí ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7074$) encontrados por Kawashita *et al.* (1994). Por outro lado, a lente de mármore VLPM, apresenta uma maior dispersão nos valores encontrados, de 0,70634 a 0,70901, mas mesmo assim, estão bem próximos ao valor médio da Formação Araras ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0,7080$) encontrado por Rodrigues *et al.* 1994), portanto, considerados aceitáveis para interpretação da idade de sedimentação desta ocorrência. Provavelmente, a ocorrência de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}>0,710$ como

os que ocorrem na lente VLPM, pode estar relacionada à presença de minerais silicáticos ricos em Rb, que por desintegração radiogênica produz maior volume de ^{87}Sr levando ao aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, apesar da eliminação de amostras portadoras de silicatos.

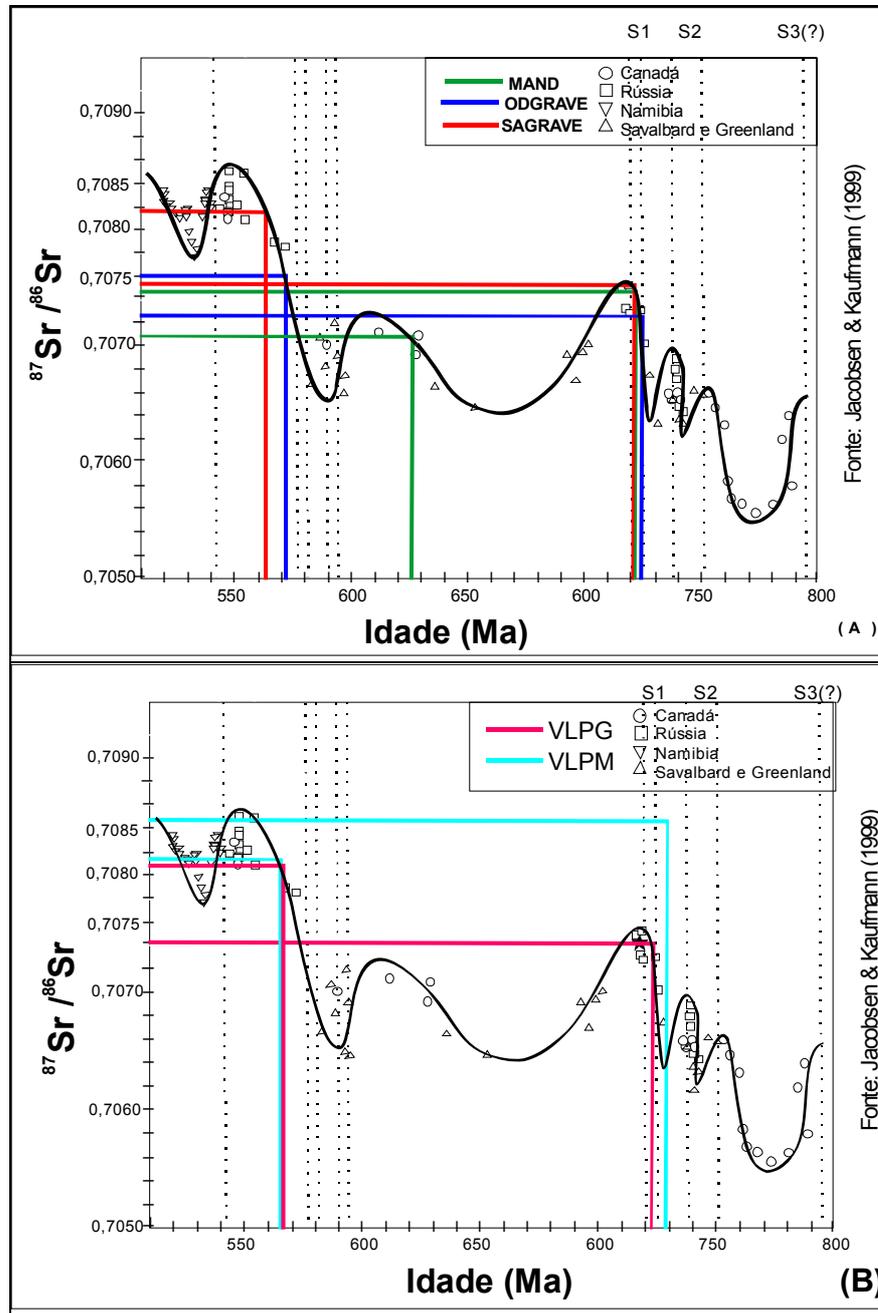


Figura 10.1- Variação temporal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos neoproterozóicos (Derry et al. 1989; Asmerom et al. 1991; Kaufman et al. 1993; Derry et al. 1994; Kaufman et al. 1996) da Sibéria, Namíbia, Svalbard e Canadá. Linhas pontilhadas na vertical representam idades estimadas de limites chaves ou finalização de eventos glaciais discutidos no Capítulo X desta tese. C-PC= limite Cambriano-Pré-Cambriano, V1 e V2= glaciações inferior e superior do Vendiano, S1 e S2= glaciações inferior e superior do Esturtiano, S3= um possível pré-glaciação Esturtiano. Nesta também mostra a curva de evolução temporal para os mármores da Folha Caruaru (MAND, ODGRAVE E SAGRAVE). Fonte: Jacobsen & Kaufman (1999).

Tabela 10.1- Razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos mármores do Complexo Carcoalina-Surubim.

Folha Caruaru					
MAND		ODGRAVE		SAGRAVE	
No. Campo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	No. Campo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	No. Campo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	0,70745 ± 00003	1	0,70778 ± 00002	1	0,707513 ± 00007
3	0,70775 ± 00007	13	0,70777 ± 00004	5	0,70748 ± 00002
9	0,70784 ± 00009	15	0,70776 ± 00004	8	0,70748 ± 00003
		17	0,70774 ± 00005	9	0,70742 ± 00002
		18	0,70771 ± 00002	11	0,70751 ± 00002
		19	0,70772 ± 00004	14	0,70734 ± 00003
		21	0,70785 ± 00003		
Folha Surubim					
VLPG		VLPM			
No. Campo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	No. Campo	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$		
1	0,70737 ± 00004	3	0,70634 ± 00003		
3	0,70818 ± 00004	4	0,70687 ± 00009		
6	0,70813 ± 000005	5	0,70682 ± 00006		
15	0,70737 ± 00002	7	0,70643 ± 00004		
20	0,70834 ± 00003	9	0,70601 ± 00002		
24	0,70839 ± 00004				

Desta forma, pode sugerir-se que estes mármores apresentam idade mínima ≈ 525 Ma e máxima ≈ 720 Ma (figura 10.1b). Portanto, os valores isotópicos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas duas lentes encontram-se dentro da faixa de variação admitida para carbonatos de origem marinha em diversas localidades do mundo. Este comportamento sugere a predominância de valores primários nesta região, embora ocorra à presença de minerais silicáticos ricos em Rb, o que aumenta a quantidade de Sr Radiogênicos.

Idade de deposição dos mármores estudados também foi inferida com os valores de $\delta^{13}\text{C}$, avaliado pela curva clássica compilada por Sial *et al.* (2000), a partir de curvas propostas por Hoffman *et al.* (1998) e Kah *et al.* (1999) como mostra a Figura 10.2.

De maneira geral, os valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ para os mármores da Folha Caruaru (figura 10.2a) da lente Mandassaia (MAND) indicam idade máxima $\approx 0,95$ Ga, enquanto que os da lente Olho D Água de Baraúna (ODGRAVE- Fig. 10.2b) e Olho D Água de Santo Antônio de Gravatá (SAGRAVE- Fig. 10.2c) a idade máxima é $\approx 1,0$ Ga. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para os mármores da Folha Surubim, representados na Figura 10.4, sugerem idade máxima de $\approx 0,95$ Ga para as lentes VLPG e VLPM (figura 10.2B). Sugerem idades máximas um pouco mais altas para todas as lentes estudadas

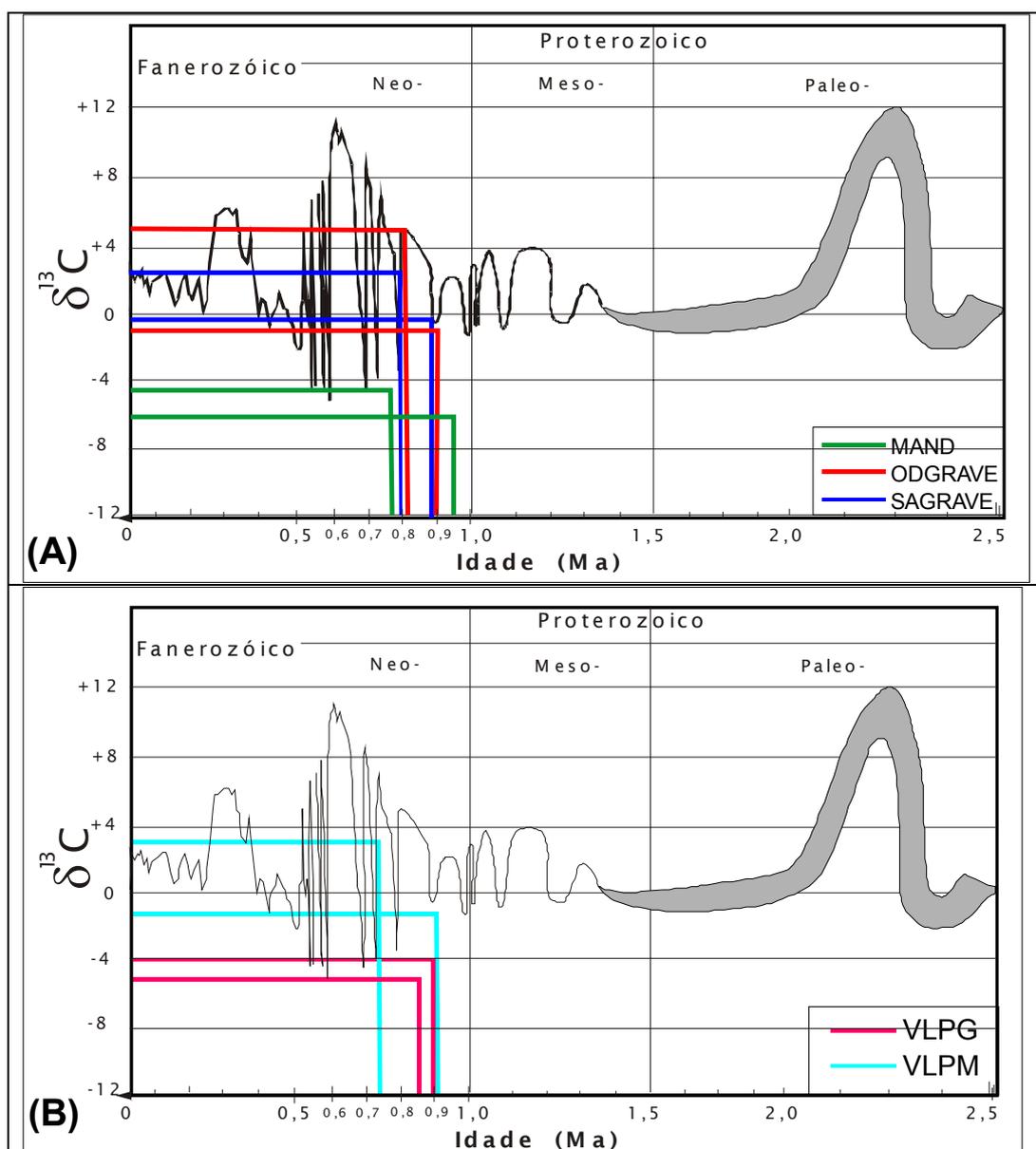


Figura 10.2- Diagrama integrado da variação temporal de $\delta^{13}\text{C}$ das lentes de mármore da Folha Caruaru. Diagrama compilado por Sial *et al.* (2000) a partir de Hoffman *et al.* (1986) e Linda Kah (1999). (A)- Curva representativa para os mármore da Folha Caruaru e (B)- Curva dos mármore da Folha Surubim.

Shields (2007) obteve uma curva de evolução $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rios e oceanos, tendo implicações na composição das águas de oceano sob forte influência do intemperismo continental, a partir de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos por Veizer *et al.* (1999) e Shields & Veizer (2002), a qual foi adaptada para os mármore desta pesquisa, visando determinar a idade de sedimentação dos mesmos (figura 10.3).

A curva de rio *runoff* (RR) o rio de escoamento foi determinada na relação atual 9:11 entre o Sr de carbonato marinho intemperizados (RRC) e o intemperismo de silicatos (RRS), respectivamente. A curva RRC assume que o sedimento tem uma idade $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em torno de 250Ma, em uma distribuição não normal e a do oceano superior a 250Ma. Considera-se que a curva RRS tem representação ideal e é baseada na evolução crustal, embora diversos autores considerem que a diferenciação de Rb/Sr seja mais cedo com evolução isotópica mínima. A alteração da crosta oceânica fornece isótopos de Sr menos radiogênicos para os oceanos (MI).

A curva assume que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ resulta da simples mistura entre RR e MI, e mostra a influência do intemperismo continental antes de 2,5Ga e desprezível após 3,0Ga e a curva normalizada de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e da água do mar têm ligeira inclinação (Shields *et al.* 2000).

Utilizando como modelo a curva de Shields (2007), plotaram-se os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos para as ocorrências de mármores do CCS onde as áreas pontilhadas na curva da mostram os pontos de intercepção na curva da água do mar para os mármores da Folha Caruaru (figura 10.4A), tempo semelhantes são encontrados quando se usa a curva de evolução $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rios e oceanos de Shields (2007). Nelas as idades para as lentes da Folha Caruaru são em torno de 700-750Ma, enquanto que a lente VLPG da Folha Surubim pode ter idade em torno de 1Ga (figura 10.4B).

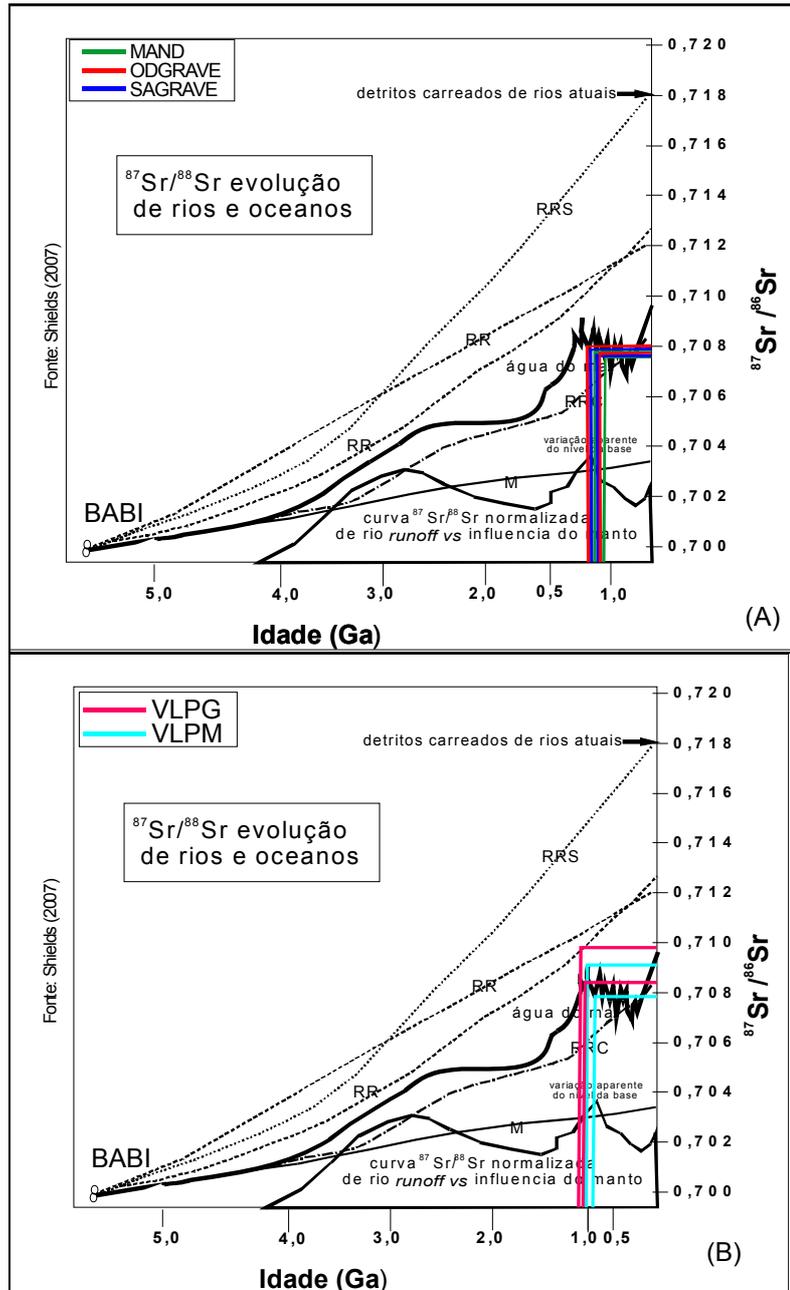


Figura 10.3- Curva de evolução isotópica da água do mar e fluxos do oceano e suas implicações relacionadas ao intemperismo continental na composição do oceano. As áreas pontilhadas na curva (a) mostram os pontos de intercepção na curva da água do mar para os mármores da Folha Caruaru (A) e para os mármores da Folha Surubim (B). RR= curva de rio runoff; RRS= intemperismo de silicatos; RI= carbonatos intemperizados continental; RRC= carbonatos marinho intemperizados MI= oceanos (Fonte Shields. 2007).

10.2- GEOCROLOGIA Pb-Pb DOS MÁRMORES DO CCS

Na geocronologia dos carbonatos a técnica de isócronas Pb-Pb e U-Pb fornece uma importante contribuição na datação de deposição primária (pré-diagênese) de sedimentação de seqüências carbonáticas. Esta metodologia tem sido amplamente usada na determinação da idade de sedimentação de rochas carbonáticas ou de metamorfismo em rochas pré-cambrianas por Babinski *et al.* 1999; Jahn *et al.* 1995; Whitehouse *et al.* 1997.

No presente trabalho, as análises isotópicas de Pb em amostras de mármores das folhas Caruaru e Surubim têm como objetivo propor a idade dos mármores das duas regiões uma vez que esta técnica permite segundo Babinski *et al.* (1999) datar rochas carbonáticas, determinar a susceptibilidade na alteração durante o metamorfismo e o entendimento de evolução de bacias. A determinação de isótopos de Pb nas lentes de mármore do Complexo Carolina-Surubim (tabela 10.2) foi efetuada no Centro de Pesquisas de Geocronologia da Universidade de São Paulo adotando metodologia proposta por Babinsky *et al.* (1999) conforme descrita no Capítulo I deste trabalho. A composição isotópica de Pb foi corrigida pelo fator de fracionamento do padrão NBS 981. As isócronas de regressão foram feitas utilizando o programa ISOPLOT de Ludwig (1990).

As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ variam de 17,863 a 19,753 nos mármores da Folha Caruaru, e de 17,744 a 19,222 naqueles da Folha Surubim. Tendo em conta a grande dispersão dos dados das amostras analisadas isotopicamente (tabela 10.2), e apenas poucos pontos de cada área apresentaram uma boa correlação no diagrama obtido pelo programa ISOPLOT, e estes foram considerados no cálculo das idades para estas lentes. As amostras da folha Caruaru (figura 10.4A) definem uma idade de 628Ma.

E para as amostras analisadas da Folha Surubim (figura 10.45B), foi calculada uma curva de regressão, e obteve-se uma tendência de correlação com incerteza muito alta. Neste caso, para o cálculo da regressão, a idade que apresenta mais consistência, apesar deste nível de incerteza, é aquela calculada sem levar em consideração duas amostras da lente VLPG e a de VLPM. Assim, pode ser definida uma idade de 652Ma, com MSWD = 44Ma. Apesar do erro elevado dos resultados obtidos, de qualquer forma, confirma a inclinação da reta obtida por todos os pontos considerados, nas duas áreas, sugerindo uma idade Brasileira, que pode representar a época do metamorfismo para estes marmores do CCS.

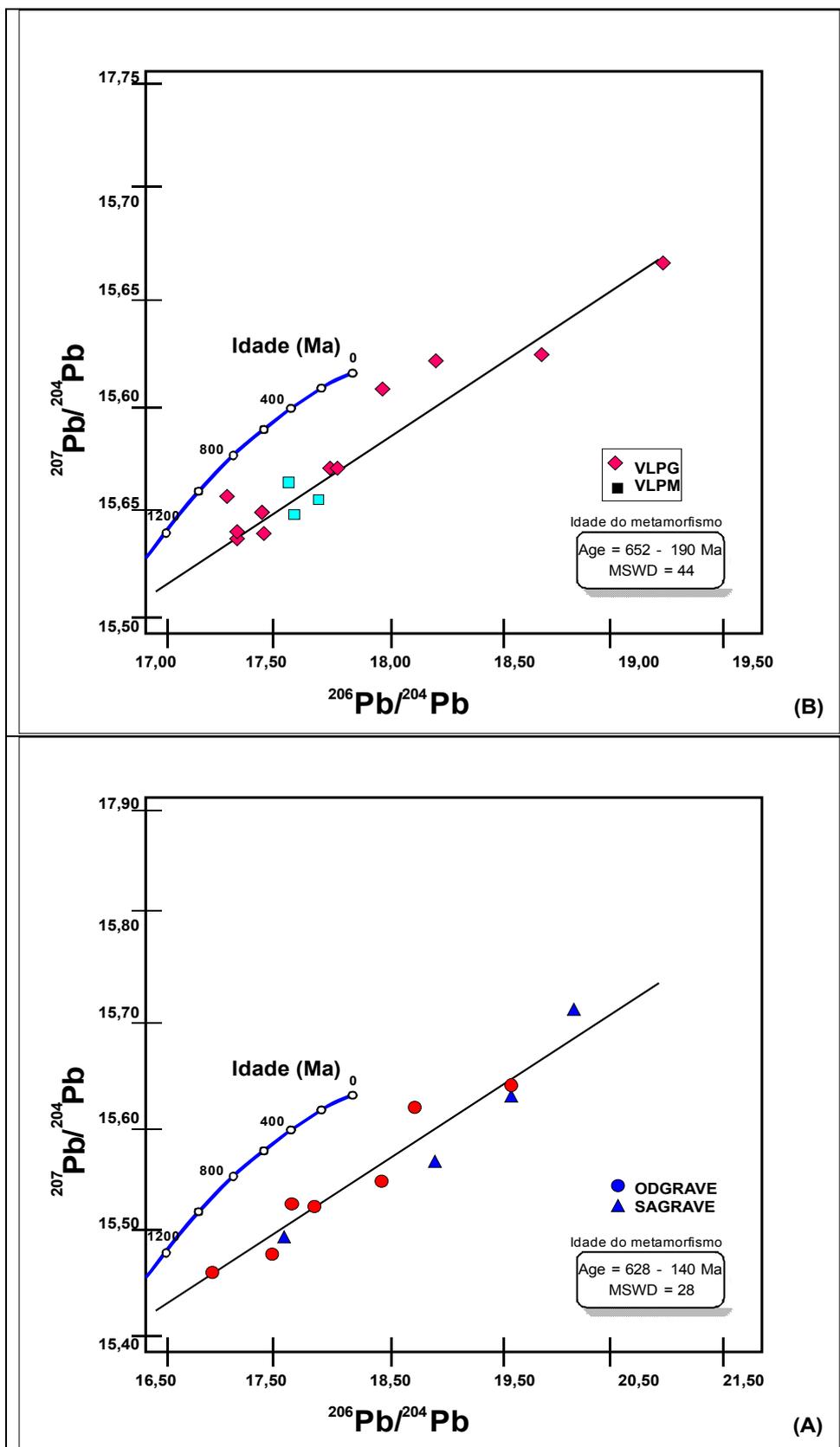


Figura 10.4- Diagrama de variação composicional de isótopos de Pb para todas as ocorrências de mármores da Folha Caruaru (A) e diagrama de variação composicional de isótopos de Pb da ocorrência de mármore da Folha Surubim (B).

Tabela 10.2- Razão Pb-Pb dos mármoreos do Complexo Caroolina-Surubim.

Folha Caruaru						
No. Campo	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	Erro % (1σ)	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	Erro % (1σ)	²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	Erro % (1σ)
SAGRAVE-05	17,863	0,012	15,606	0,012	37,588	0,013
SAGRAVE-10	17,392	0,011	15,557	0,012	37,584	0,013
SAGRAVE-12	20,167	0,011	15,806	0,011	37,580	0,013
SAGRAVE-13	20,167	0,008	15,806	0,007	38,004	0,009
SAGRAVE-18	17,392	0,007	15,557	0,008	37,428	0,009
SAGRAVE-14	17,415	0,011	15,551	0,011	37,576	0,013
ODGRAVE-05	17,863	0,005	15,606	0,005	37,667	0,005
ODGRAVE-09	19,186	0,011	15,745	0,011	37,954	0,011
ODGRAVE-13	18,043	0,005	15,654	0,005	37,839	0,005
ODGRAVE-14	18,081	0,006	15,586	0,007	37,510	0,006
ODGRAVE-18	17,415	0,009	15,551	0,009	37,428	0,009
ODGRAVE-20	17,423	0,017	15,552	0,017	37,423	0,018
ODGRAVE-22	19,753	0,012	15,708	0,012	37,517	0,013
ODGRAVE-25	21,224	0,017	15,785	0,016	37,477	0,017
Folha Surubim						
No. Campo	²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb	Erro % (1σ)	²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	Erro % (1σ)	²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb	Erro % (1σ)
V LPG-12	18,003	0,010	15,572	0,010	37,501	0,010
V LPG-13	18,051	0,013	15,671	0,013	37,887	0,014
V LPG-16	18,438	0,004	15,653	0,004	37,763	0,003
V LPG-17	17,323	0,012	15,571	0,009	37,451	0,009
V LPG-20	17,934	0,011	15,582	0,011	37,501	0,012
V LPG-21	19,222	0,062	15,696	0,065	37,651	0,067
V LPG-24	17,744	0,007	15,552	0,006	37,519	0,006
V LPG-26	17,580	0,013	15,540	0,013	37,492	0,014
V LPG-28	18,974	0,004	15,656	0,004	37,544	0,004
V LPM-03	18,003	0,021	15,572	0,005	37,596	0,006
V LPM-05	17,863	0,037	15,564	0,014	37,647	0,016
V LPM-09	17,723	0,054	15,575	0,023	37,699	0,026

10.3- DISCUSSÕES PARCIAS SOBRE A GEOCRONOLOGIA DOS MARMORES DO CCS

A idade de sedimentação das rochas supracrustais do Terreno Rio Capibaribe carece de mais estudos geocronológicos, principalmente no Complexo Caróalina-Surubim. Neste complexo foram realizadas algumas determinações em rochas metassedimentares as quais sugeriram idade de 0,9Ma (Eo-Neoproterozóica) em função da similaridade com as seqüências datadas como observaram Brito Neves *et al.* (1990, 1993 e 1995), Santos (1993), Santos *et al.* (1993) e Van Schmus *et al.* (1994). O levantamento de feições estruturais, que caracterizam os eventos orogenéticos atuantes nestas seqüências, auxilia na determinação de idades prováveis de deposições dos mármore. Santos (2000) determinaram em seqüências carbonáticas nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, isócrona de Pb-Pb em calcitas nos mármore com idade de formação de 887 e 822Ma, respectivamente nos mármore dos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó.

Estudos geocronológicos de eventos tectônicos, nas rochas encaixantes (ortognaisses tonalíticos e *augen* gnaisses) dos mármore da Folha Surubim em Vertente do Lério, registram a ocorrência do evento orogenético Cariris Velho (D_1), sugerindo idade mínima de deposição inferior a 1,0Ma (Mesoproterozóico) conforme datações realizadas por Brito Neves *et al.* (1990, 1993 e 1995), Santos (1993), Santos *et al.* (1993) e Van Schmus *et al.* (1994). Estes autores ressaltam a existência de um episódio acrescional/colisional no final do Mesoproterozóico (Evento Cariris Velho). Este comportamento foi atribuído à ação dos eventos colisional-acrescional Com a colisão continental Pan-Africana onde as amostras apresentam valores registrados com domínio no Neoproterozóico conforme observado por Jacobsen *et al.* (1999). Esta suposição é evidenciada pela relação cronoestrutural das rochas encaixantes com as lentes de mármore da área, permitindo inferir idades prováveis de deposição do pacote litológico do TRC.

Por outro lado, Sá *et al.* (1997) encontraram pelo método de datação de U-Pb, em frações de zircão de ortognaisses granodioríticos e *augen* gnaisses, também no terreno Rio Capibaribe, idades variando de 1,973 a 1,571Ga, considerada idade de cristalização destas rochas. Estes valores sugerem que nesta região, o embasamento deste terreno, provavelmente tenha sido afetado pelo ciclo Transamazônico e comprovado pela presença de intrusões, provavelmente sintectônicas, nos ortognaisses granodioríticos paleoproterozóicos (*augen* gnaisses) com idade 1,52Ma. Um período compressivo no início do Mesoproterozóico (Ciclo Cariris Velhos/Espinhaço 1,0-0,96Ga gerou as foliações de baixo grau registradas nos *augen* gnaisses.

As idades inferidas para a deposição dos mármore estudados são compatíveis com idades de mármore neoproterozóicos na Província Borborema. Santos (2000) atribuíram idade de deposição de 900Ma (relacionada ao evento Cariris Velho) para os mármore dos Terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó e na Faixa Seridó, também na Província Borborema, Nascimento (2002) encontrou possível idade de deposição em torno de 590 a 570Ma (Brasiliano). Assim, propõem-se neste trabalho, comparando-se as assinaturas isotópicas de C e Sr com a curva de tendência de variação temporal propostas por Veizer *et al.* 1983, Demaiffe *et al.* 1981, Santos 2000 e Sial *et al.* 2000, idade provável de deposição em torno de 950Ma, o que é compatível com as idades encontradas para as rochas da região, relacionada ao evento Cariris Velhos (Santos *et al.* 1996).

Por outro lado, a idade 652Ma, apesar da incerteza alta, confirma idade de deposição Brasileira para os mármore estudados.

Estas idades corroboram com os estudos petrográficos e químicos efetuados nas seqüências de mármoreos do CCS fornecem importantes informações no que se refere a sua mineralogia, intensidade do metamorfismo e distribuição dos elementos químicos. Os calcitas mármoreos da Folha Caruaru apresentam como encaixantes os metassedimentos pelíticos, psamíticos, quartzitos e ortognaisses, sugerindo-se que suas deposição teria se dado provavelmente no Proterozoico Superior (Mesoproterozoico a Neoproterozoico), uma vez que quimicamente, estes litotipos mostram-se mais enriquecidos em Al, Ti, Na, K e Mn, elementos correlacionáveis à fase aluminossilicática refletindo influencia da fração detritica presente (quartzo). No entanto, presume-se que estes corpos, tenham se formados em mares abertos no Mesoproterozóico, talvez de uma crosta continental já estável. Sugerindo-se que os dolomitas mármoreos da Folha Surubim, mais empobrecidos em Mn, Fe e Al, o que parece estar relacionado ao baixíssimo conteúdo de terrigenos. Isto corrobora que a deposição destes mármoreos tenha ocorrido em condições de mar aberto, pouco profundo em forma de lama aragonitica modificada diageneticamente ou metamorficamente para calcita magnesiana.



CAPITULO XI- PANORAMA ECONÔMICO E TÉCNICO DOS MÁRMORES DO COMPLEXO CAROALINA-SURUBIM

11.1- APRESENTAÇÃO

Os mármores do Terreno Rio Capibaribe, principalmente os localizados no Complexo Caroalina-Surubim (CCS) são, na sua grande maioria, destinados á indústria de construção civil (revestimentos e produção de cimento, refratários), como agente dessulfurante (redução dos impactos ambientais) e agroindústria (adubos, corretivo de solos e balanço de ração animal, entre outros). Além destas aplicações, estas rochas associam-se a depósitos minerais, como os reservatórios de petróleo e água (Hedberg 1964), Pb+Ag (Anderson & Mac Queen 1989), escarnitos fornecem Cu-Au-Pb-Zn (Meinert 1989) e W-Mo (Souza Neto 1999) entre outros.

Na região concentram-se uma série de pedreiras cujo conhecimento geológico e tecnológico é insuficiente para impulsionar a produção de uma forma economicamente viável e auto-sustentável, o que aliado ás frentes de lavras desativadas, restringem o número de áreas explotadas atualmente. O Estado de Pernambuco tem sua produção voltada principalmente para o consumo interno, embora apresente um crescimento acanhado no tocante à exportação para a Europa.

O setor de mineração tem grande importância sócio-econômica no Estado, principalmente o de mármores, por ser importante elo entre a cadeia produtiva primária e as demais áreas econômicas, em todas suas etapas de produção. Estas características justificam por si só a crescente exploração destas rochas para utilização nas indústrias de construção civil e agrícola. Dados do Ministério de Minas e Energia estimam que até o final de 2008 as reservas brasileiras de calcário devem ultrapassar 60 bilhões de toneladas, dos quais apenas 6% seriam de Pernambuco (figura 11.1).

11.2- CONSIDERAÇÕES SOBRE O CONCEITO DE MÁRMORES

As rochas carbonáticas, litotipos mais comuns em terrenos proterozóicos, têm despertado interesse de pesquisadores como ferramenta auxiliar no entendimento de fenômenos geológicos pretéritos. Essas rochas, quando metamorfsada, formam os mármores que preservam informações em sua geoquímica e mineralogia capaz de desvendar lacunas existentes nos estudos de geologia exploratória. Diversos tipos de minerais de carbonatos ocorrem nestas rochas como: calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$), siderita (FeCO_3), ankerita [$(\text{Ca}_2\text{MgFe}(\text{CO}_3)_4$), magnesita (MgCO_3) e ainda a aragonita (CaCO_3)-comum em calcários recentes, mas dificilmente preservada, pois se inverte para calcita, devido a sua metaestabilidade à temperatura e pressão atmosféricas.

Em geral, os fatores que influenciam no aproveitamento dos calcários e mármores como matéria-prima extrativista e industrial (construção civil e agro-pastoril), relaciona-se às suas propriedades definidas pela sua interação com o meio (endógeno ou exógeno) ou com outros materiais. Qualificar um material rochoso é qualificar suas propriedades físicas, químicas e geológicas a fim de se designar, ou não, sua aplicação específica. Daí, ser importante caracterizar estas rochas em função da composição química (teores de óxidos como o de Ca e Mg), poder de neutralização

(PN) e poder relativo de neutralização total (PRNT), sendo este último parâmetro importante por permitir classificar o calcário em ordem qualitativa e ainda leva-se em consideração propriedades como dureza (resistência à abrasividade) e cor.

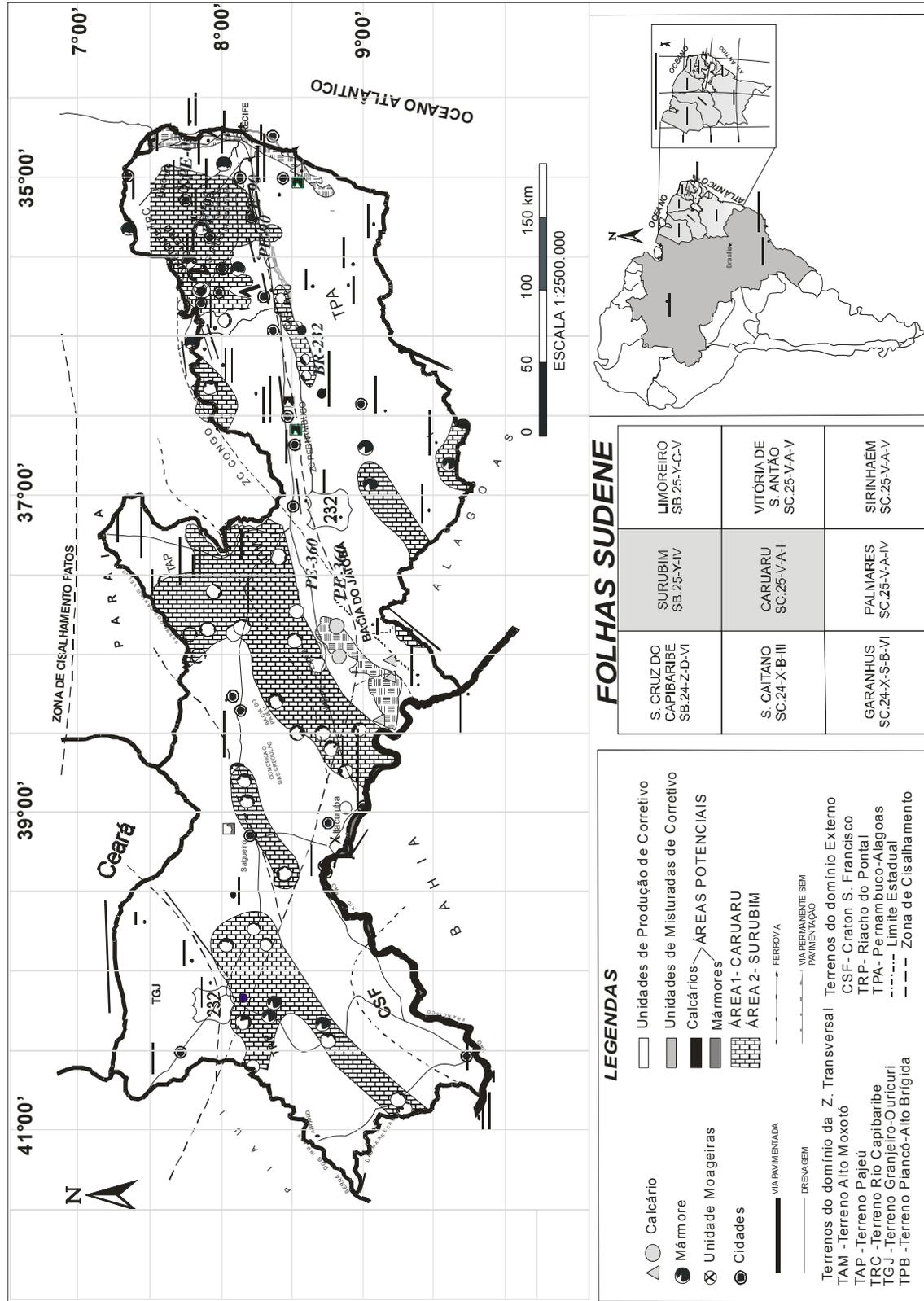


Figura 11.1- Mapa de localização das áreas de ocorrências das lentes de mármore no Estado de Pernambuco (Fonte: DNPM 2002; CPRM 2003)

Este capítulo tem como objetivo a caracterização geoquímica, mineralógica e tecnológica dos litotipo em questão, tendo em vista a prospecção de novas jazidas na região e ampliação de seu aproveitamento em diversas áreas. Na execução deste trabalho, foi levada em consideração a escassez de estudos dos mármore do CCS (Folhas Caruaru e Surubim) em relação ao uso na agroindústria, em contraste com sua grande aceção econômica e geológica (figura 11.1).

11.3- CRITÉRIOS DE CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

A cor do mármore tem diversas origens, derivando, na maior parte dos casos, da existência de impurezas, sob a forma de óxidos, na estrutura das rochas. Os tipos de óxidos e outros componentes presentes, que assumem um papel importante na definição da cor do mármore são especificados de acordo com Bradley (1999) como mostra o Quadro 11.1. Por exemplo, a cor cinza azulada se deve a apatita e tremolita no caso dos mármore. Condições de maior oxidação nas texturas mais finas têm cor mais escura, freqüentemente indicativa das condições redutoras na diagênese inicial (Fairbridge 1967).

Quadro 11.1- Tipos de óxidos e outras impurezas responsáveis pela coloração dos mármore proposto por Bradley (1999).

Tipos de óxidos e outras impurezas	Cor do mármore
Hematita	Altas concentrações- mármore vermelhos Baixas concentrações- mármore rosa
Limonita	Altas concentrações- mármore castanhos Baixas concentrações- mármore amarelos
Óxido de manganês	Mármore violetas
Pirita (FeS ₂)	Mármore cinzentos
Clorita e serpentina	Mármore verdes
Calcita e dolomita com impurezas	Mármore brancos
Refração da luz nos cristais (apatita empresta a cor azul)	Mármore azuis

A textura dos mármore está diretamente ligada à distribuição espacial dos elementos que constituem a rocha (minerais, clastos, entre outros). Quanto a esta característica, os mármore podem ser classificados como: homogêneos e heterogêneos. As designações de textura seguem critérios estabelecidos por Williams *et al.* (1970) que as definem como: i- textura granular macrocristalina (ou granoblástica) aquela com agregados de grãos com diâmetro >0,2mm; ii- granular microcristalina de 0,01 e 0,2mm e iii- criptocristalina <0,01mm. Neste estudo, observou-se a larga predominância de arranjo granoblástico sobre os demais.

No que dizem respeito ao tamanho do grão (granulometria), os mármore podem ser divididos em três classes: • *Grão fino* – quando os cristais ou outros elementos são impossíveis de identificar a olho nu; • *Grão médio* – quando os cristais e outros elementos dos minerais podem ser visíveis a olho nu e apresentam tamanho da ordem de um milímetro; • *Grão grosso* (ou grosseiro) – quando os cristais e outros elementos dos minerais são facilmente visíveis a olho nu e apresentam tamanho da ordem dos dois milímetros ou mais. Podem ainda ser definidas dimensões intermédias do grão tais como: grão fino a médio e grão médio a grosso.

Os mármore também podem ser classificados em função do teor de dolomita e calcita, cujos parâmetros foram estabelecidos por Leighton & Pendester (1962) e Pettijon (1975) para rochas sedimentares e adaptadas para mármore. Estas proposições estão inseridas no Quadro 11.2.

Quadro 11.2- Classificação do mármore em função da razão dolomita/calcita. (Fonte: Leighton & Pendester 1962; Pettijon 1975).

Relação Dolomita: calcita	Arranjo textural	
	Granular cripto a microptocristalina	Granoblástica
90:10	Dolomita mármore	Calcita mármore
55:45	Mármore dolomítico	Dolomita-calcita mármore
45:55	Mármore calcítico	Calcita-dolomita mármore
10:90	Calcita mármore	Calcita mármore

Para classificação petrográfica dos mármore em estudo, optou-se por critérios essencialmente mineralógicos e texturais evitando-se a conotação genética. Assim, estas classificações foram definidas de acordo com o arranjo textural (grau de cristalização) exibido ao microscópio, sem indicação direta de diferentes graus metamórficos.

11.4- GEOQUÍMICA DOS MÁRMORES DO CCS

Os aspectos geoquímicos dos mármore proterozóicos mostram vários estágios de dissolução/precipitação que se superpõem a já complexa história diagenética dos carbonatos precursores. A mineralogia da fase CaCO_3 é o primeiro fator determinante na concentração de elementos traços ou isotópicos em sua estrutura (Veizer 1983). Elementos como Al, Ti, K, Cr, Rb, Ba e Zr são controlados quase que exclusivamente pela fração terrígena; Ca, Mg e Sr principalmente controlados pelos minerais carbonáticos e Fe, Mn e Y são comum em ambos componentes (Graf 1960). Alterações pós-deposicionais de rochas sedimentares poderão ocorrer em diversos ambientes geoquímicos: durante a diagênese precoce e compactação, na diagênese tardia, na presença de água meteórica e durante o metamorfismo.

O metamorfismo de rochas carbonáticas tem sido rigorosamente estudado através do sistema CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂ (CMS-HC). Dropp *et al* (1996) formularam uma possível seqüência de formação de minerais durante o metamorfismo progressivo do sistema CMS-HC (interação de fluidos aquosos com mármore durante o metamorfismo regional) ao qual Tilley (1948) acrescentou o talco como o primeiro mineral formado, seguido da tremolita, diopsídio, forsterita, wollastonita, entre outros, com o aumento da temperatura.

Baseando-se na distribuição de SiO₂ e MgO dividiram-se as amostras em rochas carbonáticas impuras (SiO₂>20%) e puras (<20%) critério também utilizado por Rock (1986) e Condee *et al.* (1991), devido à falta de consenso entre estes autores, quanto ao teor limite de MgO optou-se pelo definido por Pettijon (1975), que classifica as misturas calcita-dolomita de acordo com a Tabela 11.1. Este autor também considera que em quantidades pequenas de MgO (até 10%) este óxido está presente como MgCO₃ em solução sólida na calcita e o mineral dolomita está ausente; a calcita pode ter até 25% de MgCO₃ em solução sólida. Desta forma, as rochas carbonáticas puras foram subdivididas em

calcíticas, quando os teores de $MgO < 10,8\%$ e dolomíticas com teores de $MgO > 10,8\%$. Ou também pode ser classificado com o teor de magnésio: - calcário calcítico, o teor de MgO varia de 0 a 4%. - calcário dolomítico ($CaMg(CO_3)_2$): o teor de MgO é acima de 18% e por isso possui uma temperatura de descarbonatação ainda menor do que o calcário magnesianos, com teor de MgO varia de 4 a 18% (tabela 11.1). A presença maior de carbonato de magnésio faz com que este calcário tenha características bem diferentes do calcítico (Frazão & Paraguassu 1998) como mostra a.

Tabela 11.1- Nomenclatura de carbonatos calcíticos e dolomíticos (Pettijon 1975).

Rocha	% dolomita	% aproximado de MgO	% aproximado de $MgCO_3$
Calcário alto cálcio	0 - 10	0 - 1,1	0 - 2,3
Calcário magnesiano	0 - 10	1,1 - 2,1	2,3 - 4,4
Calcário dolomítico	10 - 50	2,1 - 10,8	4,4 - 22,7
Dolomito calcítico	50 - 90	10,8 - 19,5	33,7 - 41,0
Calcítico	90 - 100	19,5 - 21,6	41,0 - 45,4

A dolomita em rochas sedimentares é importante reagente só quando na rocha também se origina quartzo. As dolomitas presentes além da quantidade necessária às diferentes reações, persistem no metamorfismo regional, dissocia-se em $MgO + CaO + CaCO_3$ (em altas temperaturas e baixas pressões de metamorfismo). A presença da calcita em sedimentos dolomíticos silicosos não é necessária em nenhuma das reações. Toda calcita que é produzida em reações anteriores, parte apenas de dolomita+quartzo. A magnesita também pode estar presente em dolomitos silicosos, geralmente é toda consumida em reações metamórficas.

11.5- RECURSOS, RESERVAS E INDÚSTRIAS DE ROCHAS CALCÁRIAS NO ESTADO DE PERNAMBUCO

Os recursos de rochas calcárias são conhecidos em vários municípios do Estado de Pernambuco, destacando-se as principais áreas de ocorrências classificadas em função da exploração econômica, garimpo e depósito mineral, onde a quantificação dos volumes disponíveis e as características químicas carecem ainda de trabalhos complementares de prospecção e pesquisa. As reservas destas rochas no Estado de Pernambuco totalizam $5,2 \times 10^8$ toneladas (Quadro 11.3), ficando na sexta posição no Nordeste.

No que se refere à exploração legal destas reservas em Pernambuco, não se tem o controle preciso destas, devido ao predomínio de lavras clandestinas em várias regiões do Estado. Por isso supõe-se que a produção em tonelada/área atinja valores superiores aos indicados, e conseqüentemente, há carência dos valores exatos acerca da produção estadual. O melhor controle se dá exatamente em locais onde sua exploração destina-se a produção de corretivos de solos e produção de cimento o que representa <1% de áreas com certificados legais. Com ampla variedade de jazimentos minerais, estas se caracterizam pela produção de calcários utilizados em diversos setores suprimindo a maior parte da demanda interna e com possibilidade de novos jazimentos, ampliando suas reservas.

Quadro 11.3- Reservas de Rochas Calcárias em Pernambuco projetada para 2008.

REGIÃO/MUNICÍPIO	RESERVAS (t) 2002			RESERVAS (t) 2008		
	Medida	Medida	Indicada	Inferida	Indicada	Inferida
Sertão/Carnaíba	1.421,26	1.847,64	65.063,71	24.578,44	5.004,97	18.906,50
Sertão/Flores	3,27	4,26	6,94	767,10	5.337	590,08
Agreste/Vertente do Lério	176,79	229,82	258,34	14.761,08	198,72	11.354,66
Agreste/Gravatá	24.207,05	31.469,16	37.089,22	73.283,38	28.530,17	56.371,82
Mata/Paulista	73.891,05	96.058,36	85.607,19	138.455,41	65.851,69	106.504,16
Mata/Goiana	141.748,02	184.272,43	116.967,63	1.560.000,00	89.975,10	1.200,00
TOTAL	241.447,53	313.881,67	304.993,03	187.450,38	189.565,92	144.192,58

Fonte: CPRM-PIMA—PE/PB/AL/RN (2002)

As maiores reservas atingem uma extensão em torno de 11% do território estadual (1.070.973,17ha) e compreendem a bacia sedimentar costeira (Olinda e a região de Paulista–Goiana) direcionada para a fabricação de cimento. Os tipos dolomíticos e calcíticos impuros, da região de Vertente do Lério e Santa Cruz do Capibaribe, são beneficiados para servir como corretivo de solo, ração animal, cal e clarificação de açúcar e na região de Riacho das Almas-Ameixa-Cumaru e Gravatá são normalmente utilizados para fabricação de cal. Ressaltem-se ainda, diversas ocorrências de calcários dolomitos e calcíticos (puros e impuros), talco e siderita, com potencial metalogenético moderado a alto, em Salgueiro, Serra Talhada, Flores, Carnaíba, Afogados da Ingazeira, São José do Egito, Igaraci, (figura 11.1-CPRM 2002). A produção voltada para construção civil e agropecuária se deve à sua qualidade superior refletida nos tipos mais antigos, mármore com fácies dolomita-calcita (Mesoproterozóico) e nos tipos mais jovens, predominando calcíticos (Neoproterozóico).

O consumo de calcário agrícola em Pernambuco é bastante intenso no Litoral e Zona da Mata, principalmente na cultura da cana-de-açúcar. Em termos de consumo anual, a região localizada no sub-médio São Francisco, apresenta um consumo que ultrapassa o volume de 8.000t/ano, devido à crescente demanda de hortifruticultura fertirrigada, destinada a exportação. Este valor tem aumentado progressivamente como ocorre nos municípios de Petrolina, Santa Maria da Boa Vista, Belém de São Francisco, Petrolândia, Floresta e zonas do Agreste e Sertão (consideradas como áreas de maior consumo no Estado). A aplicação no agro-indústria canavieira tem como foco principal a Zona da Mata, com consumo expressivo nos últimos vinte anos, devido à expansão da indústria canavieira; com volume explotado acima de 90% correspondendo a níveis superiores a 52.000t/ano, sendo os municípios de Vertente do Lério e Santa Maria de Cambucá, responsáveis por 85% da produção anual nesta região. Também o Agreste e Sertão, por 4% da produção total do Estado.

Para uso comercial e técnico na agroindústria, é necessário conhecer seu poder relativo de neutralização total (PRNT), a fim de se estabelecer a necessidade de calagem, que vai indicar a quantidade de CaCO_3 e/ou MgCO_3 presente no calcário a ser incorporado como corretivo de solo por hectare na camada de 0-20cm de profundidade do solo (área arável), tendo como base a atividade e composição mineralógica com percentual de até 100% de PRNT. É importante lembrar que essas observações permitem estabelecer guias de prospecção valiosos para investigação de novos depósitos com retorno econômico assegurado.

11.6- CARACTERIZAÇÕES DO CALCÁRIO COMO CORRETIVO DE SOLOS

11.6.1- Definição de Corretivos Agrícolas

Corretivos são materiais utilizados para atingir a máxima eficiência econômica de uma cultura específica e/ou para corrigir ou neutralizar a acidez do solo devido ao excesso de Al e Mn presentes nos mesmos. Este processo de correção é denominado de calagem que, como regra geral, eleva o pH do solo a níveis entre 6 e 7 (solos levemente ácidos ou neutros). Nesta faixa de pH não ocorre a toxidez de Al e Mn para as plantas, favorecendo a disponibilidade dos nutrientes minerais ao solo, principalmente de: Ca, Mg, N, P, K, S, Mn, Mo, Zn, Cu, Bo, entre outros. Além disso, aperfeiçoa o meio ambiente favorecendo a ação das bactérias fixadoras de N₂ do ar e estimula a atividade microbiológica do solo (função de estimular a proliferação de bactérias decompositoras) pela decomposição de restos vegetais, transformando-os em húmus e acelera a eficácia de fertilizantes, aumentando a solubilidade da maioria dos nutrientes (como N, P e K).

Para corrigir a acidez dos solos, e com isso aumentar o rendimento das culturas, o homem usa há séculos materiais alcalinos, como calcários, cal, conchas moídas, cinza entre outros. Daí a aplicação de calcários (dolomíticos e calcícos) como neutralizadores do pH do solo e como nutrientes das plantas, favorecendo a formação da clorofila devida à ação do Mg e Ca no processo fotossintético, além de reduzir a ação de Fe e Al que, em excesso são tóxico às plantas, devido o Fe e Al quando em forma livre são solúveis e na forma combinada formam os silicatos favorecendo sua adsorção nas raízes das plantas. Neste enfoque, os calcários, favorecem a adsorção iônica na solução do solo, influenciando na capacidade de troca de cátions (CTC).

11.6.2- Aplicações de Calcários como Corretivos Agrícolas

Os processos de intemperismo acarretam baixa disponibilidade de nutrientes no solo para as plantas, com conseqüente redução na CTC do solo. A acidez do solo limita a produção agrícola em consideráveis áreas do mundo, em decorrência da toxidez causada pelo Al e Mn e baixa saturação de bases, fazendo com que haja uma considerável gleba de terras inaproveitáveis para a agricultura. No Brasil, o aumento da produção agrícola está diretamente relacionado à calagem, pelo aumento do pH do solo e redução de Al e Mn tóxicos (Raij *et al.* 1997) e ainda o aumento da absorção de N, P, K e S (Quaggio *et al.* 1993). O fornecimento de Ca e Mg dependem das condições do solo e de suas relações fisiográficas, que por sua vez são refletidas no comportamento (nutrição e produção) das plantas. A reação do calcário é geralmente limitada ao local de sua aplicação e conseqüentemente, a calagem não tem efeito imediato na redução da acidez do subsolo, por depender da lixiviação pelo perfil do solo (Mascarenhas *et al.* 1976)

Em solos com baixas concentrações de Al e Ca, a calagem passa a ser o principal fator responsável pelo incremento de Ca ao sistema radicular, favorecendo a fixação e nutrição da planta. Aplicações de calcários em plantas foram avaliadas em função do valor de PRNT, como nos trabalhos de Caires *et al.* (2003), em que calcários com PRNT=89% aplicados em culturas fora responsável pela elevação da saturação de bases em torno de 70%. No entanto, não se pode avaliar com precisão a eficiência do calcário no subsolo, devido este processo dificultar o aumento de

retenção de cátions nesta camada, onde há geração de cargas elétricas negativas, com conseqüente elevação do pH do solo. Além disso, os ânions resultantes de sua dissolução (responsáveis pela correção da acidez do solo) são também consumidos nas reações com outros cátions ácidos (Al^{3+} , Mn^{2+} e Fe^{2+}) na camada de deposição do calcário. Por outro lado, o aumento do pH na superfície do solo acelera a velocidade com que HCO_3^- é produzido e acompanhado por Ca e Mg, movimentando-se para o subsolo. O efeito da calagem em profundidade é verificado quando o pH em água, na zona de dissolução do calcário, atinge valores na ordem de 5,2 a 5,6.

A formação e a migração de $Ca(HCO_3)_2$ e $Mg(HCO_3)_2$ para as camadas mais profundas do solo constituem a hipótese que melhor justifica a diminuição da acidez do subsolo pela calagem, na superfície ou com incorporações sistemas de plantio direto (Costa 2000). Vale destacar o deslocamento de micro partículas de calcário pelos canais formados pelas raízes mortas das plantas que reincorpora estes nutrientes ao solo favorecendo os processos microbiológicos. Este comportamento se deve a manutenção da cobertura morta (pela ausência de preparo do solo) e a formação de complexos orgânicos solúveis (por meio do manejo de resíduos vegetais) que influenciam na eficiência da calagem como correção da acidez do solo.

Ao aplicar calcário na superfície do solo, há aumento no teor de Ca e Mg trocável, embora o teor de Ca ocorra em menor intensidade (proporcional a elevação de teores de nutrientes incorporados com ou sem parcelamento) e o teor de Mg trocável, atua nas camadas superficiais do solo na elevação da concentração de nutrientes em virtude. O incremento da lixiviação favorece percolação e para as camadas mais profundas do solo. Daí, se recomendar aplicação parcelada no solo, visando garantir a disponibilidade de Mg trocável na camada superficial do mesmo.

11.6.3- Qualificação dos Corretivos Agrícolas

A qualidade de um corretivo do solo depende do teor e tipo de compostos neutralizantes responsáveis pela acidez do solo e da velocidade com que o mesmo reage. Também depende da natureza da própria rocha e de suas características físico-químicas. Os principais compostos químicos neutralizantes da acidez presentes nos corretivos são: carbonatos de cálcio e de magnésio (calcita e dolomita); óxidos de cálcio e magnésio na cal virgem e hidróxidos de cálcio e de magnésio na cal apagada ou hidratada. Devido a sua composição química, os compostos presentes nos corretivos têm diferentes capacidades de neutralização e esta capacidade é denominada de valor ou poder de neutralização (PN). Também a qualidade do corretivo é o seu teor de Mg. É desejável que o corretivo apresente um teor de Mg entre 1/5 e 1/2 do teor de Ca (como ocorrem nos calcários dolomíticos). O uso de corretivo com teor muito baixo de Mg (como nos calcários calcíticos e conchas moídas cujo teor <4%MgO) pode não proporcionar todos os efeitos benéficos esperados com a calagem pela carência de Mg em certos tipos de solos.

A velocidade de reação dos corretivos de solo depende da fração granulométrica ou de sua área de superfície específica (ASE). Isto porque o tamanho das partículas é inversamente proporcional ao tempo de reação levado na obtenção do produto e sua interação com o meio ácido dos solos (ou seja, partículas menores apresentam maior reatividade). O tamanho do grão também indica a capacidade de um corretivo reagir no solo, o que envolve a velocidade de reação e seu efeito

residual em função da área de superfície específica maior (quanto < o grão, < ASE) o que favorece maior adsorção de cátions e aumenta a CTC do solo. Calcário aplicado como pó muito fino, cal virgem e hidratada, reagem com o solo mais rapidamente e corrige sua acidez com maior eficiência.

Diversas pesquisas têm mostrado que, em média, cerca de 40% do calcário com partículas de diâmetro inferior a 0,2mm (100mesh) dissolve-se em solos ácidos em 2 a 4 meses e entre 0,3mm (50mesh) e 2 mm (10mesh) reage no solo entre 6 a 12 meses. Já as partículas inferiores a 0,3mm de diâmetro (<50mesh) reagem completamente no solo dentro deste período de tempo. Estas porcentagens (40 e 100%) são chamadas de “eficiência relativa” ou “reatividade do material” (RE) e é devida ao tamanho de partículas. Desta forma, partículas >2 mm de diâmetro apresentam eficiência relativa igual à zero. A qualidade do calcário pode ser afetada tanto pelas características químicas como físicas e grau de moagem, representadas por este parâmetro (RE).

A escolha do corretivo se baseia em critérios técnicos (qualidade do calcário) e econômicos, procurando maximizar os benefícios e minimizar os custos. Assim, na qualidade do calcário deve-se considerar a capacidade de neutralizar a acidez do solo, ou seu poder de neutralização (PN) e a reatividade do material (RE) que considera a natureza geológica, granulometria e o conteúdo de nutrientes (especialmente de Ca e Mg) expressando o poder relativo de neutralização ou PRNT.

11.7- NORMAS DE CLASSIFICAÇÃO DE CALCÁRIOS PARA USO AGRÍCOLA

Corretivos de solos, de acordo com o Decreto Lei nº 86065, de 18.02.82, do Ministério da Agricultura, são produtos que contém substâncias capazes de corrigir uma ou mais características dos solos que sejam desfavoráveis ao desenvolvimento das plantas. Os solos podem ser naturalmente ácidos, devido ao seu material de origem, ou podem desenvolver a acidez por ação de chuvas, temperatura elevada, cultivo intensivo de plantas, fertilizantes e escoamento superficial ou lixiviação no solo.

A correção da acidez dos solos é realizada pela aplicação de calcário e seus derivados, também denominada de Cálculo Agrícola ou Pé Calcário, como o calcário calcinado agrícola, cales virgens e hidratadas agrícolas, escórias e outros. Além de atuar na correção dos solos ácidos, os calcários agrícolas são fontes de nutrientes secundários importantes no desenvolvimento das plantas, como Ca e Mg. De acordo com a Portaria nº 03 de 12/06/1986, da Secretaria de Fiscalização Agropecuária do Ministério da Agricultura, os calcários agrícolas são classificados em função da concentração de MgO, sendo denominado calcário calcítico quando MgO<5%, calcário magnesiano MgO entre 5-12% e calcário dolomítico, MgO>12%.

A classificação dos corretivos agrícolas quanto ao Poder Relativo de Neutralização Total (PRNT), é calculada a partir da expressão: $PRNT_{(%) } = PN \times RE = 100$. Este índice indica a fração do total de corretivo utilizado que efetivamente corrige a acidez do solo, num período variável de dois a três anos. Este índice é fundamental na prática da calagem por permitir, a partir de determinações de PN e RE, o ajuste de forma precisa da quantidade de corretivos necessário ao balanço nutricional da planta e/ou cultura, como uma função da qualificação ou classificação do calcário utilizado. A legislação brasileira adota quatro faixas de variação de PRNT para os calcários agrícolas, de 45% até

90%. No comércio este não é aceitos produtos com PRNT's menores que 87% (quadro 11.4).

O poder de neutralização ou (PN) de um calcário é a capacidade potencial de neutralizar ou corrigir a acidez do solo ou sua capacidade de reação dos ânions presentes, levando-se em conta a composição química dos solos afetada pelas condições fisiográficas que influencia sua ação. Em razão da composição química, os principais compostos presentes nos calcários CaCO_3 e MgCO_3 têm diferentes capacidades de neutralização dos ácidos. O PN é expresso em relação ao CaCO_3 puro, que é tomado como 100%, ou equivalente em carbonato de cálcio (Eq. CaCO_3). No caso do calcário a ser aplicado como corretivo de solo ser considerado de boa qualidade, este deve ter PN mínimo de 67% de Eq. CaCO_3 e/ou a soma de $\text{CaO}+\text{MgO}$ superior a 38%. Sua determinação pode ser feita em laboratório pela reação entre o calcário e um ácido ou pode ser obtido a partir da composição do calcário, considerando-se que o peso equivalente de CaCO_3 seja igual a 100%.

A partir deste valor, obtêm-se os fatores de transformação de pesos equivalentes para os carbonatos obtidos a partir da normatização proposta pela ABNT em função da granulometria do solo e da tamiz da peneira, e geralmente inferior a 2mm onde: $\text{CaCO}_3 = 1,00$; $\text{MgCO}_3 = 1,19$; $\text{CaO} = 1,79$ e $\text{MgO} = 2,48$. Assim no caso do carbonato de cálcio, equivalência é obtida a partir dos valores de CaO e MgO expressos em teores equivalentes de CaCO_3 (o mesmo pode ser feito para MgCO_3 e CaMgCO_3) que representa o poder de neutralização (PN). Na prática, o valor PN é um caráter indicativo da quantidade de calcário a ser aplicada no solo, cujo valor é ajustado pelos fatores de correção obtida em função do peso molecular do calcário variando de 95 a 100%.

A reatividade do calcário ou do corretivo (RE) depende de sua natureza ou da origem geológica e principalmente de sua granulometria. Ou seja, calcários de origem sedimentar são mais reativos do que os de origem metamórfica e quanto mais fina o calcário maior sua interação no solo como corretivo maior RE e melhor sua assimilação nas partículas do solo. Este fator, RE, iguala a média ponderada da eficiência relativa das classes de partículas considerando a granulometria da amostra analisada. Portanto, RE tem como importância primordial corrigir a quantidade de pó calcário corretivo a ser aplicada no solo em função da especificidade da cultura.

A legislação brasileira dispõe sobre as especificações, garantias e tolerâncias dos produtos comercializados como corretivos de solo, apresentando as seguintes características mínimas de acordo com a portaria nº 4986 incisos 01 e 03 de 4/03/1983 e 12/06/1986, da Agência Nacional de Defesa Sanitária da Secretaria Nacional e Secretaria Nacional de Defesa Agropecuária (Ministério da Agricultura) que estabelece normas de utilização de calcários como corretivos em função das frações retidas em peneiras, com tolerância em torno de 6%: peneira de malha de 2mm (ABNT-10) tem $\text{RE}=0$, 70% passe na peneira de 0,84 mm (ABNT-20) e 50% em peneira com 0,3 mm de abertura com $\text{RE}=100\%$. Segundo estas portarias, os calcários agrícolas definidos como corretivos de acidez do solo são classificados em função do teor de CaO e MgO em relação à capacidade de troca de cátions (CTC) do solo, ou seja, no calcário calcítico o Mg trocável $<12\%$, no magnesiano, o Mg trocável encontra-se com teores >5 a 12% e no dolomítico Mg trocável $<5\%$. De acordo com esta legislação, os calcários, com fins industriais, na produção e comercialização de corretivos de solos, devem possuir as características mínimas ditadas por padrões estabelecidos como no Quadro 11.4.

O controle de qualidade é feito em função do PRNT e é pouco exigido, embora de reconhecida

importância pelos empresários, porque é oneroso avaliar tecnicamente os padrões exigidos para cada cultura em função da especificidade do solo. Diversos trabalhos indicam que o produto das maiores indústrias de calcários como corretivos de solos instaladas na região do Agreste apresenta PRNT na faixa de 75 a 90%, classificando-o como de boa qualidade. De maneira geral, calcários com baixos valores de PRNT (<60%) reagem lentamente no solo, necessitando de um maior período (mínimo de três meses) para que se processem adequadamente as reações de troca catiônica no solo e, quando um calcário apresenta PRNT \geq 100%, é necessário um tempo bem menor (20-30 dias) para se produzir os efeitos esperados. Este fato explica a preferência por calcários com elevados valores de PRNT não importando os fatores adversos a sua exploração (distância, origem) refletindo em sua qualidade.

Quadro 11.4- Valores mínimos de PN e PRNT e soma dos teores de CaO+MgO de corretivos.

Classificação-PRNT	CaO+MgO (%)	PRNT (%)
Classe A	30-38	45,0 a 60,0
Classe B	48	60,1 a 75,0
Classe C	50	75,1 a 90,0
Classe D	68	>90,0

11.8- PROPRIEDADES DOS MÁRMORES ESTUDADOS COMO CORRETIVOS DE SOLOS

I- Caracterização química e mineralógica dos mármore

De acordo com o teor de Mg os mármore do CCS foram classificados em dois tipos: o calcítico que predomina na Folha Caruaru, cujo teor de MgO varia de 0 a 4%, embora em algumas ocorrências podem-se observar teores de CaO similares aos de MgO. E o dolomítico que ocorre na Folha Surubim, apresenta teor de MgO varia de 4 a 18%. A maior concentração deste óxido infere a estes mármore características bem diferenciadas das do tipo calcítico. Nas ocorrências em que predomina o CaO, pesquisas enfatizam que a maior quantidade de Ca numa rocha faz com que ela seja mais frágil, ou seja, quebra com maior facilidade em superfícies mais uniformes e planas.

Considera-se que mármore impuros com alternância de cores branca, rósea a acastanhada, textura grossa, são características do tipo dolomítico (teor de MgO em torno de 16%) como nos ocorre de Surubim. Por outro lado, os mármore com alternância de cores branca e cinza (claro e escuro), textura fina são típicos de mármore calcíticos (teor de CaO em torno de 52%), predominam na Folha Caruaru. Nos mármore calcíticos a foliação é facilmente observada, ao contrário dos mármore dolomíticos, com estruturas deformacionais mascaradas.

Os gráficos mostram a relação dos teores de MgO X CaO das duas ocorrências de mármore. Observa-se que nos mármore da Folha Caruaru (figura 11.2A) fica evidenciado que existe relação entre esses teores. À medida que aumenta o teor de CaO, há uma diminuição no teor de MgO, com uma variação média de 15%. No caso dos mármore da Folha Surubim (figura 11.2B) observa-se que a maior concentração apresenta valores de CaO próximos de 50% e valores menores que 5% de MgO. A segunda maior concentração mostra que quando há o aumento dos teores de

MgO, em torno de 20%, há uma queda nos teores de CaO, para aproximadamente 30%. Os diagramas mostram que nos mármore calcíticos, com pontos plotados próximos a reta, mostrando um padrão no conjunto de amostras analisadas, indicando elevada qualidade desta rocha.

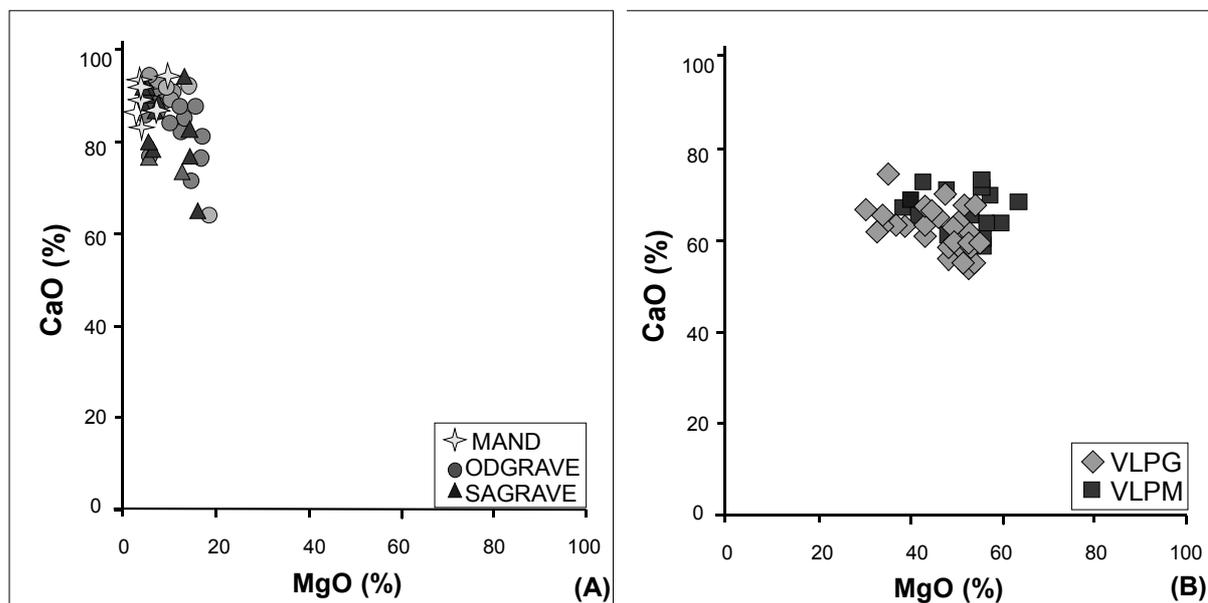


Figura 11.2- Diagrama de correlação entre os óxidos de cálcio e magnésio (%) para os mármore da Folha Caruaru (A) e para os da Folha Surubim (B).

Estatisticamente, estes mármore apresentam o seguinte comportamento: para os mármore calcíticos (Folha Caruaru), o CaO apresenta um valor médio na ordem de 52%, com valor mínimo de 43,45%, máximo de 55,55 e desvio padrão de 2,5%, exibindo uma distribuição unimodal simétrica. A variável SiO₂ apresenta uma dispersão maior dos valores das porcentagens, sendo a média dos teores em 3,2%, com valor mínimo de 0,2%, máximo de 12,5% e desvio padrão de 2,4%, com distribuição unimodal assimétrica. Neste caso, considera-se que os valores de CaO, MgO e SiO₂ mostram um padrão normal de distribuição das amostras analisadas e de seus teores. No caso dos mármore dolomíticos, mostram uma maior heterogeneidade dentro das variáveis.

A variável CaO tem média de 32%, com valor mínimo de 24,5%, máximo de 41,5% e desvio padrão de 4% e sua distribuição é polimodal assimétrica. E a variável SiO₂ apresenta grande variação das porcentagens, sua média é 4,3%, valor mínimo de 0,2%, máximo de 29,7% e desvio padrão de 7,8%. Apesar da heterogeneidade das porcentagens dos teores deste óxido, apresenta uma distribuição unimodal simétrica. Isso sugere que os valores que estão fora da média seriam as amostras anômalas dos teores dentro do conjunto das rochas.

II- Caracterização dos mármore como corretivos do solo

Na qualificação dos mármore do CCS foi necessária a interação entre os resultados obtidos por análise química de rocha total feitas por Fluorescência de Raios-X no LABISE-UFPE para os óxidos (SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂ e P₂O₅) e o controle de qualidade desta rocha como corretivo de solos seguindo os parâmetros: o poder neutralizante (PN) e PRNT

(Quadro 11.4) e a especificação física através do fator de correção das amostras, em que considera um grama de rocha pulverizada ($\sigma < 0,0620$). Na Tabela 11.2 estão os valores calculados obtidos a partir da Tabela 4.2 (anexo). Os valores de PRNT encontrados para todas as lentes de mármore estudadas foram superiores a 75% (de acordo com a Portaria nº 4986-MIRA, com valores >75% são considerados muito bons e recomendados como corretivos da acidez do solo e ração animal).

Tabela 11.2- Classificação dos valores médios das lentes de mármore em função do PRNT para as Folhas Caruaru e Surubim.

Perfil	CaO	MgO	PN	RE	PN*fc ₁	(PRNT _{cal} -PN*fc ₂)	PRNT _{cal} -PN*fc	PRNT	Classificação
Mármore da Folha Caruaru									
MAND	56,72	17,76	145,56	59,08	129,64	108,38	21,26	78,74	Classe C
ODGRAVE	50,97	8,29	111,80	77,47	99,57	83,24	16,33	83,67	Classe C
SAGRAVE	52,91	14,93	131,73	66,66	117,32	98,08	19,24	80,76	Classe C
Mármore da Folha Surubim									
VLPG	48,49	31,77	165,59	52,41	147,47	123,29	24,19	75,81	Classe C
VLPM	43,75	22,01	132,89	66,17	118,35	98,94	19,41	80,59	Classe C

*Fc₁ = PNx80,6/90,5, Fc₂ = fc₁x83,6/100; fc = fator de correção para o cálculo do PRNT. Onde: PN=Poder de Neutralização, PRNT=Poder Relativo de Neutralização, perfis MAND= Mandassaia, ODGRAV=Olho D'Água de Baraúna, SAGRAV=Olho D'Água de Santo Antônio, VLPM=Zé do Moura e VLPG=Vertente do Lério.

Em função destes resultados, sugere-se que estes mármore possam ter uma ampla aplicação, pois além da construção civil (cal e rochas ornamentais, cimento) pode ser utilizado na produção de corretivos aplicados na agroindústria. É interessante ressaltar que embora os mármore de Caruaru apresentem um PRNT superior aos de Surubim, sua exploração não tem finalidade agrícola. Isto se deve ao fato do mercado, alvo das empresas responsáveis pela lavra nas respectivas regiões, e as reservas e potencial de produção por tonelada inferida serem baixos, não justificando em termos de retornos econômicos sua exploração. No caso do mármore de Surubim, embora se constitua na principal reserva do Estado na produção de corretivos de solos, sua produção tem crescido nesta última década pela expansão da agro-indústria (canavieira e hortifrutigranjeiros), além de seu uso nos demais setores. É importante frisar que CaO+MgO é superior a 38%, e que a composição de micro e macronutrientes se encontram dentro das dosagens padrões destinados como corretivos de solos.

Calcários que encerram em suas composições químicas teores elevados de macro e micronutrientes, a exemplo destas lentes, apresentam dupla função: age como corretivos de solos e como fornecedores de nutrientes aos mesmos. Estas considerações constituem parâmetros complementares na qualificação dos mármore estudados dentro da classificação industrial de pós calcários, o que aliados a preços competitivos permite que sua exploração seja considerada como mais uma forte expressividade econômica em todos os setores da cadeia produtiva. Interessante observar que este comportamento estende-se em todo Estado de Pernambuco, embora com importantes reservas, é mais viável economicamente, importar de outras regiões produtoras de corretivos de solos do que a auto-suficiência de produção apesar da crescente e importante vocação agrícola do Estado, uma vez que as reservas exploradas têm tradição destinada somente à indústria de construção civil e na produção de calcário para indústria açucareira (branqueamento de açúcar).

Visto que em sua composição apresenta proporção de CaO+MgO acima de 38%, PN > 80% e PRNT > 60%, os mármore desta pesquisa são considerados de boa qualidade e indicados como corretivo de solos e produção de cimento conforme se observa no diagrama ternário da Figura 11.4. Assim, propõe-se que os mármore avaliados sejam utilizados na produção e comercialização de calcários como corretivos de solos. No entanto, cabe ao técnico avaliar as alternativas de qualidade e preço de mercado para decidir qual a faixa mais adequada técnica e economicamente viável para auto-sustentação. Os mármore calcíticos apresentam teores de CaO > 50% e MgO > 0,8% e os dolomíticos tem 16% de MgO e 32% de CaO (tabela 11.2).

Os diagramas ternários mostram que os mármore da Folha Caruaru apresentam *trends* característicos de mármore impuros (calciossilicatos) cujas amostras caem no campo dos calcários calcíticos adequados para emprego na indústria de cimento, que requer calcários com < 6% MgO. Na indústria, o calcário calcítico atua principalmente como fonte de cálcio, a qual juntamente com o fósforo, somam cerca de 75% da composição das substâncias existentes no organismo animal e 90% do seu esqueleto (Mineropar 2004). E na indústria bioquímica e veterinária é utilizado como veículo de fonte de Ca e Mg na produção de sais minerais e suplementos alimentares de uso veterinário em pós-granulados com finalidade de balanço nutricional adicionado às rações animal.

Por outro lado, os mármore da Folha Surubim (figura 11.d, f) que mostram tendências de composição predominantemente dolomítico e com baixo teor de sílica em sua composição, se direcionam ao campo dos mármore puros destinados à agropecuária. Esta aplicação é uma das mais tradicionais utilizações do calcário, data dos fenícios e egípcios sua aplicação inicial, pois ajuda tanto na disponibilidade de nutrientes do solo, como na atividade microbiana mediante a decomposição da matéria orgânica do solo, assim como no fornecimento do solo (Guidolin 1987).

A calagem é considerada uma das técnicas mais eficazes para eficiência dos adubos, fertilizantes e conseqüentemente na rentabilidade e produtividade do setor agropecuário como um todo. Este comportamento é expresso pelo seu PRNT, uma vez que o pH do solo é diretamente proporcional ao seu poder neutralizante (Guidolin 1987) e também como principal fonte de nutrientes como o cálcio e principalmente de magnésio ao balanço nutricional do animal. Neste caso, nos mármore da Folha Caruaru, devido à maior quantidade de cálcio a rocha quebra com maior facilidade e em superfícies mais uniformes e planas. Devido ao maior teor de CaCO₃, a rocha quebra com maior facilidade e em superfícies mais uniformes e planas e no caso de baixo teor MgCO₃, exige maior temperatura para que se processem as reações de descarbonatação.

A interpretação das análises químicas e mineralógicas permite afirmar que as amostras que contêm o material de cor acastanhada, com textura mais grossa em relação ao mármore de cor cinza escuro, são os que possuem os teores de MgO em torno de 16%. Os mármore que contêm teores de CaO em torno de 52% são os mármore que possuem cor cinza escuro, com granulação fina e possuem venulações de calcita

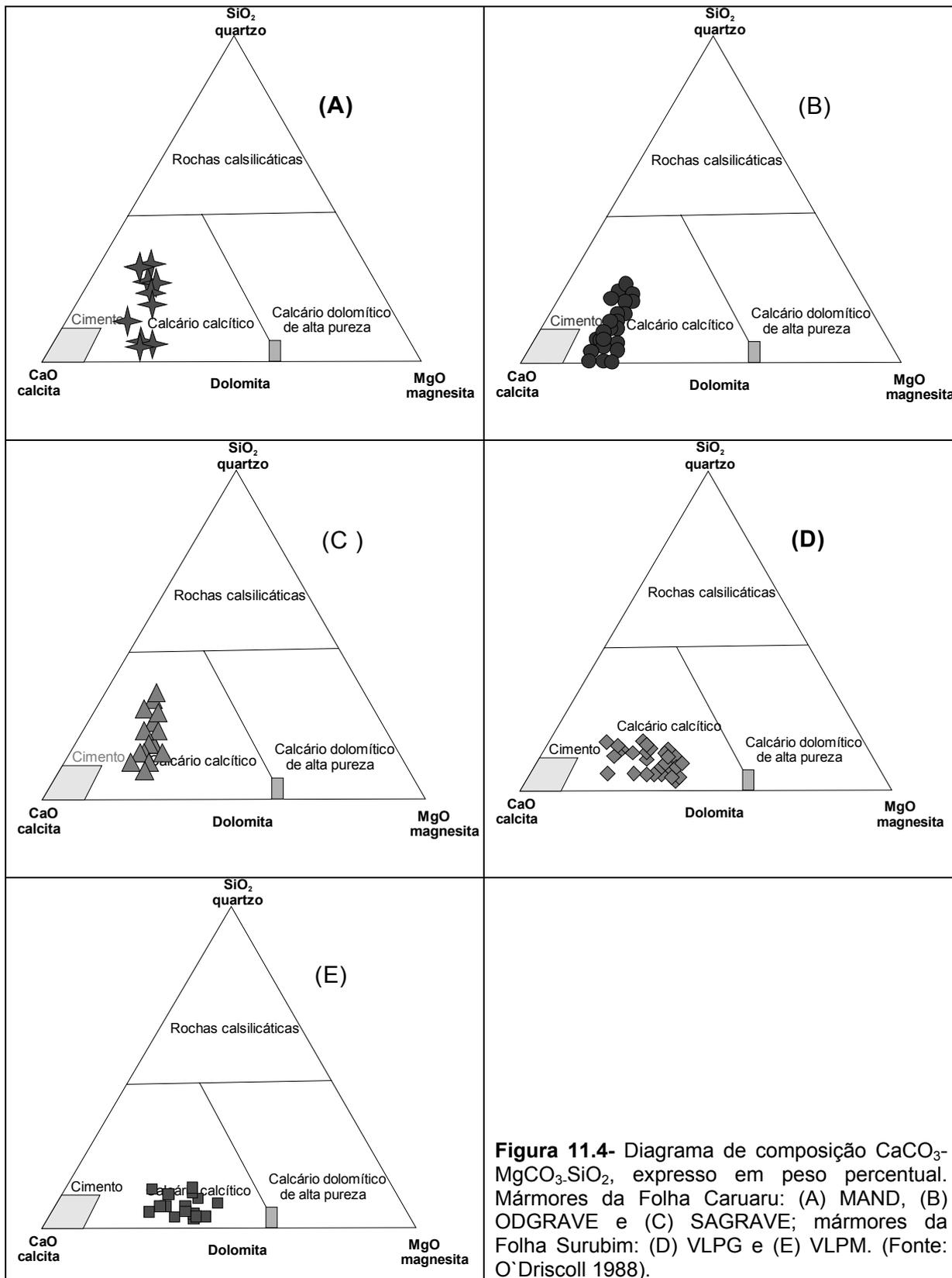


Figura 11.4- Diagrama de composição $\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3\text{-SiO}_2$, expresso em peso percentual. Mármore da Folha Caruaru: (A) MAND, (B) ODGRAVE e (C) SAGRAVE; mármore da Folha Surubim: (D) VLPG e (E) VLPM. (Fonte: O'Driscoll 1988).

Nestes mármore calcítico a foliação é facilmente observada, ao contrário dos mármore dolomítico, onde suas estruturas deformacionais estão mascaradas e apenas é observado o sistema dúctil. O gráfico abaixo (figura 11.4 e tabela 11.2) mostra a correlação positiva entre os teores de MgO X CaO de todas as análises químicas realizadas nos mármore. Isto implica que à medida que aumenta o CaO, há uma diminuição de MgO, com uma variação média de 20%. A maior concentração mostra que os valores de CaO próximos de 50% possuem valores menores que 5% de MgO, e a segunda maior concentração mostram que quando há o aumento dos teores de MgO, em torno de 20%, há uma queda nos teores de CaO, para aproximadamente 30%.

Para os mármore calcítico, nas três ocorrências, os diagramas ternários da variável CaO mostram que a média dos teores é de 52%, com valor mínimo de 43,45%, máximo de 55,55 e desvio padrão de 2,5%. Apresenta curva de distribuição unimodal simétrica (figura 11.2A). O histograma da variável MgO mostra a média de 0,8% com valor mínimo de 0,2%, máximo de 3,4% e desvio padrão de 0,7%. Apresenta curva distribuição unimodal simétrica (figura 11.1B). A variável SiO₂ apresenta grande variação das porcentagens, sua média é 4,3%, valor mínimo de 0,2%, máximo de 29,7% e desvio padrão de 7,8%. Apesar da heterogeneidade das porcentagens dos teores, a curva de distribuição é unimodal simétrica (figura 11.1C). Os valores que estão fora da média seriam as amostras anômalas dos teores dentro do conjunto das rochas. Os diagramas ternários para os mármore dolomítico, Folha Surubim, têm seus pontos plotados próximos ao eixo da dolomita, mostrando um padrão no conjunto de amostras analisadas. Para a variável SiO₂ há uma dispersão dos pontos devido às rochas possuírem uma maior variação dos teores deste elemento.

11.9- DISCUSSÕES PARCIAIS SOBRE O PANORAMA ECONÔMICO E TÉCNICO DOS MÁRMORE DO COMPLEXO CAROALINA-SURUBIM

Com base nas análises químicas, mineralógicas e petrográficas verificou-se que as altas concentrações de MgO (acima de 4%) estão relacionadas, principalmente, com os mármore dolomítico (Folha Surubim) e, secundariamente, com as lentes Da Folha Caruaru. Os mármore dolomítico têm cor castanha, constituídos essencialmente por dolomita em meio à matriz fina, são prismáticos e não possuem orientação preferencial. As análises químicas mostraram que estes mármore apresentam uma concentração média dos teores de MgO em torno de 16% e de CaO em volta de 32%, enquanto que nos mármore calcítico os teores de MgO são de 8% e CaO de 52%. O teor de SiO₂ permite definir o tipo de aproveitamento do calcário. Quando este é superior a 10% não pode ser utilizado na agro-indústria, uma vez que sua calcinação ocorre a T>400°C. Algumas amostras apresentam teor de SiO₂> 10%, tornando-se inapropriadas a indústria.

Estes teores de óxidos mostram uma dicotomia que permite classificar os mármore da Folha Caruaru como calcítico e com finalidade principal na indústria de construção civil, embora possa ser utilizado na produção de corretivos de solos, este comportamento é assegurado pelos valores de PRNT detectados para estas ocorrências. Este mesmo comportamento também é observado nos mármore de Surubim, embora se apresentem composição predominantemente dolomítico. Pode sugerir-se sua exploração direcionada principalmente à produção de corretivos de alta qualidade conforme padrão estabelecido por O'Driscoll (1988).

De acordo com os resultados obtidos o teor médio de CaO é de 29,73% e MgO de 21,63%. A correlação entre RI (resíduos insolúveis) e PF (perda ao fogo) mostrou-se bastante consistente. Na relação inversa dos teores de CaO e MgO e os de RI (presença de quartzo-SiO₂) que apresentam RI>10%, valor este considerado limite para o uso de calcários na produção de cal hidratada, onde os valores de CaO e MgO se mostram abaixo da média geral. Assim pode-se considerar que os mármore do CCS onde os teores de CaO e MgO superiores a 38% são excelentes para uso como corretivo de solos. No entanto, devem-se ter cautela nos litotipos próximos às zonas de falhamento (área de Surubim), uma vez que nas proximidades destas o teor de sílica é mais bem incorporado na inviabilização do uso, por acarretar desgaste dos equipamentos na ocasião de beneficiamento.

Também apresentam indicação para o beneficiamento da cal, desde que igualmente o teor de RI não ultrapasse a 10%, valor este considerado limite para o uso de calcários para produção de cal hidratada e cal virgem utilizados na produção de tintas e vernizes e ração para bovinos. Embora os mármore da região de Surubim apresentem composição química favorável para ser utilizado na produção de corretivo de solos, são pouco aproveitáveis para este fim por apresentar um alto índice de RI. Desta forma, a aplicação mais ponderada deste litotipo seria a transformação para agregados e futura pavimentação rígida ou de concreto hidráulico onde são mais indicativo com baixos teores de CaO e MgO>12% mais indicado sua utilização na construção civil e agroindústria

Por fim, os mármore em questão são inseridos na Classe C, de acordo com a Portaria nº 3 do Ministério da Agricultura, e característico de calcários de boa qualidade. Assim, sugere-se que a exploração dos mármore do Complexo Cardealina-Surubim destine-se principalmente à produção de corretivos de solos, principalmente dos solos ácidos do Nordeste do Brasil. Este caráter permite garantir, a exploração desta rocha, retornos econômicos e expansão da fronteira agrícola, principalmente voltada para indústria de bicompostíveis e de hortifruticultura destinados ao abastecimento interno e à exportação.



CAPITULO XII-CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

- ❖ As lentes de mármore do Complexo Caroolina-Surubim (CCS), Província Borborema, Nordeste do Brasil, foram estudadas através da técnica de Quimioestratigrafia isotópica de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, com o objetivo de inferir idade de deposição (obtida por analogia às diversas curvas de variação temporal de seqüências carbonáticas em diferentes regiões do mundo) e a idade de metamorfismo (obtido em isócronas Pb-Pb).
- ❖ Este Complexo é parte da seqüência metassedimentar profundamente deformada localizada na parte central do Terreno Rio Capibaribe, Zona Transversal, e entre as zonas de cisalhamentos Patos e Pernambuco. As lentes de mármore estudadas ocorrem nas folhas Surubim (Vertente do Lério e Zé do Moura) e Caruaru (Mandassaia, Olho D'Água de Baraúnas e Olho D'Água de Santo Antônio).
- ❖ Petrograficamente as lentes de mármore da Folha Caruaru exibem uma associação mineral constituída por calcita (predominante), dolomita, tremolita, diopsídio, grafita, flogopita, muscovita, talco, clorita e, em menor quantidade, plagioclásio, quartzo, granada, biotita, escapolita, titanita, serpentina e minerais opacos. As lentes de mármore da Folha Surubim compõem-se de dolomita (predominante), calcita, tremolita, diopsídio, grafita e, quantitativamente menor, quartzo, anfibólio, plagioclásio, mica branca, flogopita, clorita, titanita, epidoto, zircão e minerais opacos.
- ❖ Os dados disponíveis na literatura obtidos nas rochas metapílicas e encaixantes dos mármore na região, juntamente com os dados de química de rocha total dos mármore, aliados com as associações minerais, apontam temperaturas regionais altas, durante o pico de metamorfismo, no fácies anfíbolito, provavelmente próximas a 650°C.
- ❖ A química mineral mostra em todas as lentes anfibólitos com composição tremolita e edenita, com substituições tipos edenita e tschermakita inferidas em diagramas de vetores de substituição; e confirma o piroxênio com composição diopsídio; os carbonatos apresentam na composição calcita e dolomita, e as micas apresentam composição flogopita e siderofilita nos mármore da Folha Surubim e eastonita e siderofilita nos mármore da Folha Caruaru.
- ❖ Os mármore das duas ocorrências apresentam teor de Sr de 552 a 1400ppm, Mn/Sr de 0,006 a 0,140 e Rb/Sr de 0 a 0,005 valores estes, similares aos encontrados em seqüências meso-neoproterozóicas por Bartley (2001) na Sibéria e considerados não alterados.
- ❖ Os mármore das suas ocorrências apresentam litologias similares indicando ser do mesmo ambiente marinho de deposição, embora os mármore de Caruaru apresentem uma ligeira variação na composição mineralógica, com predomínio de calcita e calciosilicatos. No entanto, a presença de grafita e minerais silicáticos nestas ocorrências não tiveram influência significativa nos valores isotópicos preservados de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, predominando desta forma, valores primários em todas as ocorrências do Complexo Caroolina-Surubim.
- ❖ Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ encontrados nas amostras na Folha Caruaru apresentam uma variação de -1,55 a +10,30‰_{PDB} e para a Folha Surubim de -10,24 a +3,78‰_{PDB} e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ nos mármore de Caruaru variaram de -11,49 a -6,0‰_{PDB} e para os de Surubim -6,55 a +3,07‰_{PDB}.

Valores mais elevados de $\delta^{13}\text{C}$ ($\geq 3\text{‰}_{\text{PDB}}$) podem refletir o aumento no seqüestro e soterramento do carbono orgânico, associado a um extensivo crescimento crustal (origem mantélica) ocorrido durante o evento Cariris Velho. Provavelmente, os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ associam-se ao aumento no aporte de CO_2 rico em ^{12}C relacionados a um evento de rifteamento global e ao seqüestro de matéria orgânica rica em ^{12}C e refletem uma continua sedimentação com concomitante soterramento da matéria orgânica.

- ❖ Os valores isotópicos $\delta^{13}\text{C}$ representados em curvas de variação temporal sugerem idades máximas um pouco mais altas para todas as lentes estudadas, ou seja, as amostras de Caruaru indicam idade máxima $\cong 0,90\text{-}0,95\text{Ga}$, enquanto que as de Surubim indicam idade máxima de $0,75$ a $0,90\text{Ga}$.
- ❖ Os valores de S^{87}/S^{86} são muito homogêneos nos mármore da Folha Caruaru ($0,70734$ a $0,70785$), enquanto os da Folha Surubim mostram uma maior variação ($0,70634$ a $0,70901$), correlação em curvas de variação temporal sugere idade Neoproterozóica para sua sedimentação. Estes dados indicam idade mínima $\cong 570\text{Ma}$ e máxima $\cong 725\text{Ma}$, para os mármore de Caruaru, enquanto os mármore de Surubim apresentam menor variação para idade mínima $\cong 525\text{Ma}$ e máxima $\cong 720\text{Ma}$.
- ❖ Estes valores sugerem que a idade de deposição no início do Neoproterozóico. Intervalos de variação de tempo similares são encontrados quando se usa a curva de evolução $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rios e oceanos de Shields (2007), que sugere idades em torno de 570 a 650Ma para aos mármore de Caruaru e para os mármore de Surubim, de 525 a 670Ma . Estes resultados sugerem que estes mármore foram depositados durante um período de elevação do nível do mar e podem ser interpretadas como idade de deposição e metamorfismo no evento Cariris Velho. Idades similares foram encontradas por Santos *et al.* (2002b) e Silva *et al.* (2005) em outras seqüências de mármore do Terreno Rio Capibaribe.
- ❖ As razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ nos mármore de Caruaru variam de $17,863$ a $19,753$ e nos de Surubim de $17,744$ a $19,222$. Estes resultados definem uma idade de metamorfismo para os mármore de Caruaru em torno de 628Ma , enquanto o mármore de Surubim é de 652Ma . Estes dados são compatíveis com uma idade de metamorfismo no Neoproterozóico e é compatível com idades de seqüências metapelíticas também no Complexo Caralina-Surubim, com deposição considerada como estágio final de metamorfismo, provavelmente durante o evento Cariris Velho (Santos *et al.* 2002). As idades encontradas neste trabalho também são semelhantes às idades de 625Ma a 628Ma , encontradas pelos métodos Rb/Sr (rocha total) e U/Pb (zircões detriticos), respectivamente, para o metamorfismo de rochas granito-gnáissicas por Neves *et al.* (2006).

◇◇◇◇

CAPÍTULO XIII – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

A

- Associação Brasileira de Normas Técnicas- ABNT. NBR 9773: Agregados – Determinação das impurezas orgânicas húmicas em agregado miúdo. Rio de Janeiro. 1987d.
- Accioly, A. C. A. 2000. Geologia, geoquímica e significado tectônico do complexo metanortosítico de Passira - Província Borborema - Nordeste Brasileiro. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 168 p.
- Allan, J.R., and Matthews, R.K., 1982. Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology*, v. 5, pp, 16-20.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: SBG/NE, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Anais, 363-391.
- Amaral, S. E 1975 Sobre os Dolomitos e o processo da dedolomitização na Formação Irati (Permiano) do estado de São Paulo. *Boletim IG. Instituto de Geociências USP. SPo. Vol 6:21-32.*
- Anderson, G.M., Macqueen, R.W. 1989. Mississippi Valley type lead-zinc deposits. In: Roberts, R.G., Sheehan, P.A. (eds.), *Ore Deposit Models*, Geosciences Canada, and Reprint Series 3, 79-90.
- Archanjo, C.J., 1993. *Fabriques de plutons granitiques et deformation crustale du nordest du Brésil. Toulouse II. Thèse d'Université. 167p.*
- Asmerom, Y., Jacobsen, S. B., Knoll, A. H., Butterfields, N. J. and Sweet, K., 1991. Strontium isotopic variations of Neoproterozoic seawater: implications for crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2883-2894.
- Armstrong, R.L. 1971. Glacial erosion and the variable isotopic composition of strontium in seawater. *Nature* 240 (14), 132-133.
- Azmy K, Veizer J, Misi A, Oliveira T, Sanches and Dardenne M. 2001. Dolomitization and isotope stratigraphic of the Vazante Formation, São Francisco Basin, Brazil, *Precamb. Res* 112: 303-329.

B

- Babinski, M., Chemale, Jr. F., Van Schmus, W.R. 1995. Pb/Pb age of the carbonate rocks of the Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Precambrian Research*, 72:235-245.
- Babinski, M., Gioia, S.M.C.L. Ruiz, I.R. Oliveira, S.M.B. Pessenda, L.C.R. Gouveia, S.E.M. Siffedine, A. Menor, E. Cordeiro, R.C. Ledru, M.P. 2005. Assinatura isotópica de Pb dos sedimentos da lagoa da viração, Arquipélago de Fernando de Noronha. In: *X CBGQ, Pernambuco, Brasil.*
- Babinski, M.; Schmus, W.R.V., Chemale JR, F. 1999. Pb-Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: Implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chem. Geology, Holanda*, v.160, p.175-199.
- Baker, A.J. and Fallik, A.E. 1989. Heavy carbon in two-billion-year-old marbles from Lofoten-Vesteralen, Norway: implications for the Precambrian carbon cycle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 1111-1115.
- Baker, P. A., Kastner, M. 1981; Constraints on the Formation of Sedimentary Dolomite. In: Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, La Jolla 92093. *Science* 10 July 1981: Vol. 213. no. 4504, pp. 214 – 216.
- Banner, R. A. 1989. Biogeochemical cycle of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Global Planet. Change sect.)*, 75:97-122.
- Banner J and Hanson G. (1990). Calculation of simultaneous isotope and trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochim. DOI: 10.1126/Science.213.4504.214.*
- Barbosa, J. A., 2007. A deposição carbonática na faixa costeira Recife-Natal: Aspectos estratigráficos, geoquímicos e paleontológicos. Tese de Doutorado, CTG- Univer. Fed. Pernambuco, 270p.
- Barbosa J.A., Viana, M.S.S., Neumann, V.H. 2006. Paleoambientes e icnofácies da seqüência carbonática (Cretáceo-Paleógeno) da bacia da Paraíba- NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3): 71-90.
- Barreto, M. C. A., Ferreira, V. P., Sial, A. N., Silva, J. M. da., 2002. Caracterização geoquímica dos mármorees do Terreno Rio Capibaribe, Zona Transversal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: *X Cong. Bras. Geoc. -PE. Brasil.*
- Barreto, M. C. A., Ferreira, V. P., Sial, A. N., Silva, J. M. da., Moura, C. V. 2005. Composição isotópica de Sr e C de seqüências carbonáticas Mesoproterozóicas do Terreno Rio Capibaribe, Zona Transversal da Província Borborema, Nordeste do Brasil. In: *XXI. Simp. Geol. Nordeste.*

- Barreto, M. C. A., Ferreira, V. P., Sial, A. N., Silva, J. M. R., Cândido, J. M.. 2008. Químioestratigrafia Isotópica dos Mármore do Complexo Caralina Surubim, Zona Transversal, Província Borborema (NE Brasil). 33rdIGC. Oslo-Noruega- Agosto 2008.
- Bartley J and Kah L. 2003. Marine DIC, Corg-Ccarb coupling and the evolution of the Proterozoic carbon Cycle. *Geology* 2: 129–132.
- Bartley J, Semikhatov M, Kaufman A, Knoll A, Pope M and Jacobsen S. 2001. Global events across the Meso-Neoproterozoic boundary: C and Sr Isotopic evidence from Siberia. *Prec. Res* 111: 165-202.
- Beurlen, H; Da Silva, A. F.; Guimarães, I. P.; Brito, S. B. 1992. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual T-Fe±Cr±Cr mineralization in northeastern Brazil. *Precambrian Research* 58, 195-214.
- Bittar, S.M.B. 1998. Faixa Piancó-Alto Brígida: terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos e deformacionais contrastantes. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutorado, 126p.
- Bittar, S.M.B., 1999. Faixa Piancó-Alto Brígida: Terrenos tectono-estratigráficos sob regimes metamórficos deformacionais contrastantes. PhD Thesis, São Paulo University, 126p.
- Bittar, S.M.B., Campos Neto, M.C. 2000. Faixa Piancó-Alto Brígida, Domínio Tectônico Rio Pajeú: terrenos tectonoestratigráficos justapostos durante a orogênes brasilian. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, v.16. Recife-PE, Brazil. p.127.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C. R., Vidotti M. e Gonçalves J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* CPRM, Editora UNB, Brasília, 2003.
- Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Baars, F.J., Delgado, I.M., Abram, M.B., Leão Neto, R., Matos, G.M.M., Santos, J.O.S. (coords.) 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas. Escala 1:2.500.000. Brasília, CPRM, 4 CD-ROM.
- Bonde, C. G., Nickerson, P. A., Kominz, M. A. 1984. Breakup of supercontinent between 625Ma and 555Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth Plan. Sci. Let.* 70, 325-345.
- Bowes, D. R., Langer, A., Roehl, A. 1989. Nature and range of mineral dusts in the environment. *Phil Trans. Roy. Soc. London.* A286: 593-610.
- Bowen, N. L., 1940. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite. *Journal of Geology*, 48, 225-274.
- Bradley, F. 1999. L'Escavazione del marmo. Manual técnico-commercial. Panorama Srl.
- Brand U and Veizer J. 1980a. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-1: Trace elements. *J Sed Petrol* 50: 1219-1236.
- Brand U and Veizer J. 1980b. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonates system-2: Stable Isotopes. *J Sed Petrol* 51: 987-997.
- Brand, U. and Veizer, J. 1981. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonates system: 2. Stable isotopes. *J. Sedim. Petrol.* 51: 978-997.
- Brasier, M.D., Anderson, M.M. and Corfield, R.M., 1992. Oxygen and carbon isotope stratigraphic of early Cambrian carbonates in southeastern Newfoundland and England. *Geological Magazine* 129(3), pp.265-279.
- Brasier, M., McCarron, G., Tucker, R., Leatgher, J., Allen, P., Shields, G., 2000. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciations and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, v. 28: 175-178.
- Brasier, M.D. and Lindsay, J.F. 2001 Did supercontinental amalgamation trigger the “Cambrian Explosion? In: Zhuravlev, A.Yu. and Riding, R. (Eds.), *The Ecology of Cambrian Radiation*. Columbia Univ. Press, New York, pp. 69-89.
- Brasier, M.D., Magaritz, M., Corfield, R. M., Luo Huilin, Wuiche., Ouyang Lin, Jian Zhiwenm Hamdi, B., He Tinggui, Fraser, A. G. 1990. The carbon and oxygen isotopes records of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. *Geology Mag.* 127: 319-332.
- Brasier, M.D., Rozanov, A.Yu. Zhuravlev, A.Yu., Corfield, R.M. and Derry, L.A., 1994. A carbon isotope reference scale for the Lower Cambrian succession in Siberia: report of IGCP Project 303. *Geological Magazine*, 131(6): 767-783.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. *Anuário Mineral Brasileiro 2005*. Brasília: DNPM, 2005.
- BRASIL, Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais. Folha SC. 25-V-A-II) e Caruaru. Rio de Janeiro, MME-SG, 1981 a. v. 21
- BRASIL, Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia-MINTER; CPRM – Serviço Geológico do Brasil [CD ROM] Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil, Sistema de Informações Geográficas-SIG. Mapas na escala 1:2500.000. Brasília: CPRM, 2001. Disponível em 04 CD's.

- BRASIL. SACS/SUDENE- Levantamento Exploratório-mapa geológico de Pernambuco: área de atuação da SUDENE. Folha Surubim de 1:25.000 Recife, Boletim Técnico 60, 1969.
- BRASIL. SACS/SUDENE- Levantamento Exploratório-mapa geológico de Pernambuco: área de atuação da SUDENE. Folha Caruaru na escala de 1:30.000 Recife, Boletim Técnico 60, 1969.
- Brass, G.W. 1976. The variation of the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during Phanerozoic time: interpretation using a flux model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40:721-730.
- Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização geotectônica do Pré-cambriano nordestino. Instituto de Geociências da USP, São Paulo, Tese de Doutorado, 198 p.
- Brito Neves, B.B. 1978. A propósito da evolução litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Nordeste. *J. Mineral.* (vol. Djalma Guimarães), 7: 19-27.
- Brito Neves, B. B. de. 1993. O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. São Paulo. 177p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade Federal de São Paulo.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Santos, E. J. 2001. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 173-184.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Fernandes, T. M. G., Souza, S. L. 2001b. Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba ("Maciço Caldas Brandão"). *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2): 185-194.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Santos, E.J., Kozuch, M. 1995 a. O evento Cariris-Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Rev. Bras. de Geociências*, 25(4): 279-296.
- Brito Neves, B.B., Sá, J.M., Nilson, A.A., Botelho, N.F. 1995b. A Tafrogênese Estateriana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e os processos subseqüentes. *Geonomos*, 3:1-121.
- Brito Neves B, Santos E, Van Schmus W. 2002. Roteiro de excursão Domínio Central (zona Transversal) da Província Borborema e o sistema orogênico Cariris Velhos. *XLI Cong. Bras. Geol.* 30p.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Santos, E. J. 2001a. O "Sistema Pajeú-Paraíba" e o "Maciço" São José do Campestre no Leste da Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2):173-184.
- Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Fernandes, T. M. G., Souza, S. L. 2001b. Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba ("Maciço Caldas Brandão"). *Revista Brasileira de Geociências*, 31(2):185-194.
- Brito Neves, B., Passarelli, C. R., Basei, M. A. S., Santos, J. E. 2003. Idades U-Pb em zircão de alguns granitos clássicos da província Borborema. *Geologia. USP. Série Científica* 3, 25-38.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province, Northeast Brazil. In: Cordani, U. G., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31 ST IGC, 151-182.
- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Hackspacher, P., and Santos, E.J., 1995, *Geocronologia da Borborema 1995: Os fatos e as questões abertas*. XVI Simpósio de Geologia do Nordeste: Boletim no. 14 Soc. Bras. de Geologia do Nordeste, p. 410-413.
- Brito Neves, B.B.; Van Schmus, W.R.; Basei, M.A.S. 1990. Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do sistema de dobramentos Piancó-Alto Brígida. *Anais 36º Congr. Bras. Geol.*, 6: 2697-2710.
- Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Kozuch, M., Santos, E. J, Petronilho, L. 2005. A zona tectônica Texeira-Terra Nova; - ZTTTN- fundamentos de geologia regional e isotópica. *Geologia USP, Série Científica*, São Paulo, 5, 57-80.
- Broecker, W. S., Overbuy, V. M., 1971 *Chemical equilibrium in the earth*. McGraw-Hill, N.York, 318p.
- Broecker, W. S., Peng, T. S. 1982. *Tracers in the sea*. Egídio Press, New York. 234p.
- Bucher, K., Frey, M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-London. 326p.
- Buick R, Des Marais D and Knoll A. 1995. Stable isotope composition of carbonates from the Mesoproterozoic Bangemall Group, Northwestern Australia. *Chem. Geol* 123: 153-171.
- Burdett, J.W., Grotzinger, J.P., Arthur, M.A., 1990. Did major changes in the stable-isotope composition of Proterozoic seawater occur? *Geology*, v. 16, pp. 227-230.
- Budd, G.E. 1997. *Stem Group Arthropods from the Lower Cambrian Sirius Passet Fauna of North Greenland*. In Fortey, R.A.; Thomas R.H. (eds.): *Arthropod Relationships*. Systematics Association Special Volume Series 55.
- Burke, V., Robison, J., Atkinson, H. M. 1982. Biochemical characteristics of anoterotoxigenic *Aeromonas*. *J. Cienc. Microbial*, v. 15, p. 48-52.

- Burns, S.J., Haudenschilkd, U. and Matter, A., 1993. The strontium isotopic composition of carbonates from the late Precambrian (~560-540) Hukf Group of Oman. *Chemical Geology (isotope Geosciences Section)*, 11: 269-282.
- C**
- Caby, R.; Arthaud, M.; Archanjo, C.J. 1995. Lithostratigraphy and petrostructural characterization of supracrustal units in the Brasileiro Belt of Northeast Brazil: geodynamic implications. *J. South. Am. Earth Sci.*, 8: 235-246.
- Caby, R.; Bertrand, J.M., Black, R. 1981. Pan-African ocean closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Saara. In: Kroner, A. (Ed.) *Prec. Plate Tectonics*. Elsevier. pp. 407-434..
- Caby, R.; Sial, A.N.; Arthaud, M.H.; Vauchez, A. 1991. Crustal evolution and the Brasileiro Orogeny in Northeast Brazil. In: Dallmeyer, R.D. and Lécorché, J.P. eds. *The West African orogens and Circum-Atlantic correlatives*. Springer-Verlag: 373-397.
- Caires, E. F., Blum, J., Barth, G., Garbuió, F. J., Kusman, M. T. 2003. Alterações químicas do solo e resposta da soja ao calcário e gesso aplicados na implantação do sistema de plantio direto. In: *ver. Bras. Cien. Solo*. 27: 275-286.
- Campos Neto, M. C., Brito Neves, B. B., Bittar, S. M. B. 1994. Domínio tectônico Rio Pajeú: orogênese no ciclo Brasileiro Panafricano. São Paulo, FAPESP, 62p. (Relatório Científico-Geociências 92/2079-5)
- Campos Neto, M. C., Caby, R. 2000. Lower crust extrusion and terrane accretion in the Neoproterozoic *nappes* of southeast Brazil. *Tectonics*, 19(4):669-687.
- Chumakov, N.M. and Elton, D.P. 1989. The paradox of Late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodios* 12, 115-120.
- Cincotto, M. A. 1987. Estudo da composição química da cal hidratada produzida no Estado de São Paulo. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO. Escola Politécnica da USP..57p.
- Clayton, R.N., Jones, B.F. and Berne, R.A. 1968. Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 32: 415-432.
- Clayton, R.N. and Epstein, S. 1958. The relations between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in coexisting quartz, carbonate and iron oxides from various geological deposits, *J. Geology* 66. 352p.
- Companhia de Desenvolvimento de Recursos Minerais da Paraíba (CDRM). Mapa geológico do estado da Pernambuco. Recife, 2003. (Mapa Geológico. Escala 1:500.000).
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. 1979. Projeto especial de mapas e recursos minerais de solo e vegetação para a área de Caruaru-PE. Rio de Janeiro. DNPM: CPRM. 4 v:11.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais 2002. Mapa Geológico do Estado de Pernambuco, Escala 1:500.000. Recife- PE. CPRM.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais 2003. BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. *et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 674 p. il. 1 DVD anexo.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais 2003. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: Folha Pernambuco. SB. 22, 37. 215p.
- Compton, J. T., Dregne, H. E., Newcomb, W. W. 1990. Expansion and contraction of the Saara desert from 1980 to 1990. *Science* 19 July 1991:Vol. 253. no. 5017, pp. 299 – 300. DOI: 10.1126/science.253.5017.299
- Compton, J. S., Hodell, D. A., Garrido, J. R., Mallinson, D. J., 1992. Origen and age of phosphorite from the south-central Florida Platform: Relation of phosphogenesis to sea-level fluctuations.
- Condee, K.C., Wilks, M., Rosen, D.M., Zlobin, V.L. 1991. Geochemistry of metasediments from the Precambrian Hapschan Series, eastern Anaber Shield, Sibéria, *Precambrian Res.*, 50: 37-47.
- Conway Morris. 1990. The fossil record and early evolution of the Metazoan. In: *Nature* 361, 219-255.
- Corfield, R. M. 1994. Paleocene oceans and climate: Na isotopic perspective. *Earth Science Review*, 37: 225-252.
- Correia Neves, J. M. 1981. Pegmatitos Graníticos. Tese, Concurso Professor Titular. IGC, UFMG, 368 p.
- Corsini, M.; Vauchez, A., Archanjo, C. J. and Jardim de Sá, E. F. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent zone to a transpressional fold belt: The Patos- Seridó system, Northeastern Brazil. *Geology*, 19, 586-589.
- Corsini, M., Vauchez, a., Caby, R. 1996. Ductile duplexing at a Bend of continental-scale strike-slip shear zone: example from NE Brazil. *J. Struc. Geol.* 18. V. 4, 385-394.
- Costa, J. V., Lima Jr., M. A., Ferreira, R, L. C., Stanford, N. P. 2000. Desenvolvimento de nódulos de plantas de caupi (*vigna unguiculata*) por métodos destrutivos e não destrutivos. *Revista Caatinga*- ISSN 0100-316X. UFRSA.

- Costa, A. C., Mendes, V. A., Rocha, D. E. G. A., Andrade, D. A. 1980. Projeto Extremo Nordeste do Brasil. Relatório final. DNPM/CPRM. Recife: v. I e II 337p
- Craig H. 1957. Isotope standard for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometry analysis of carbon dioxide. *Geochim Cosmochim Acta* 12: 133-149.
- Craig, Harmon. 1965. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide, *Geochemistry et Cosmochimical Acta* 12. 133p.
- Crowley, T.J. and Braun, S.K. 1993. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent. *Journal of Geophysical Research*, 98: 1672-1673.

D

- Dantas, E, Van Schmus, W. R., Hackspacher, P., Brito Neves, B. B., Magini, C., 1998, Reconstituição de faixas móveis transamazônicas ao norte do lineamento Patos. *Anais, XL Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte*. p. 43.
- De Maison, G. J. and Moore, G. T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64 (8): 1197-1209.
- De Paolo, D. J. and Ingram, B. L. 1985. High-resolution stratigraphic with strontium isotopes, *Science* 227, 938-941.
- Deer, W.A.; Howe, R.A.; Zussman, J.; 1981. An introduction to the rock-forming minerals. 1. ed. Longman, London, 558p. (1966). Nova edição revisada.
- Des Marais D. 1994. Tectonic control of the crustal organic carbon reservoir during the Precambrian. *Chem Geol* 114: 303-314.
- Des Marais D. 1997. Isotopic evolution of the biochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon. *Org Geochem* 27: 185-193.
- Demaiffe, D. G., Fiermans, M. 1981. Strontium isotopic geochemistry of the Mouji Myi and Kun delungu kimberlitic (Zaire, Central Africa) *Chemical Geology*, 33: 1179-1209.
- Derry, L. A., Brasier, M. D., Corfield, R. M., Rozanov, A. Y., Zhuravlev, A. Y. 1994. Sr e C isotopes in Lower Cambrian carbonates from the Siberian craton: a paleoambiental record during the Cambrian explosion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 128, 671-681.
- Derry L, Kaufman J and Jacobsen S. 1992. Sedimentary cycling and environmental change in late Proterozoic: Evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geoch. Cosm. Acta* 56: 1317-1329.
- Derry, L.A., Keto, L.S. Jacobsen, S.B., Knoll, A.H., Sweet, K. 1989. Sr isotopic variation in Upper Proterozoic carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geoch. Cosm. Acta*, 53: 2331-2339.
- Deynoux, M., Trompette, R., Schermerthorn, L. J. G. 1976. Late Precambrian; glacial and/or no glacial? Dealing especially with the mixtures of West Africa. In: *Am. J. of Sci.*, v.276, 1302-1315, DNPM. 2000. Balanço Energético Nacional. Brasília. Disponível em: www.dnpm.gov.br.
- DNPM. 2002. Sumário Mineral. Brasília. DNPM/MME. Disponível em: www.dnpm.gov.br
- Dropp, G. T. R., Al-Filali. 1996. Interaction of aqueous fluids sixth calcareous metasediments during high-T, low-P regional metamorphism in the Qadda area south with Arabian Shield- *Journal of metamorphic Geology*. V. 14, issue 5 p. 613.

E

- Ebert, H. 1970. The Precambrian geology of the Borborema belt (state of Paraíba and Rio Grande do Norte, Northeastern Brazil) and the origin of its minerals resources. *Geol. Runds.* 59, 1299-1326.
- Edmond, J.M. and Von Damm, K. 1983. Hot springs on the ocean floor. *Scie. American*, 248: 78-93.
- Embleton, B.J.J. and Williams, G.E. 1985 Low palaeo-altitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for Palaeoclimatology. *Earth Planet. Sci. Lett.* 79, 419-430.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. Rio de Janeiro, 2000. 412 p.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. Manual de análises químicas de solos, plantas e fertilizantes. Brasília: Embrapa Solos/Embrapa Informática Agropecuária/Embrapa Comunicação para Transferência de Tecnologia, 1999. 370p
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análise de solos. 2 Ed. revised. e actualized. Rio de Janeiro: EMBRAPA, 1997. 212p.
- Epstein, S. Buchsbaum, R. Lowenstam, H.A., Urey, H.C. 1953. Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64:1315-1326.
- Epstein, S., Graf, D. L and Degens, E. T. Oxygen Studies on the origin of dolomites. In: *Oxygen isotope geothermometry. In isotopic and Cosmic Chemistry (1964)* 169-180
- Eskola, P., 1922. On contact phenomena between gneiss and limestone in western Massachusetts. *Journal of Geology*, 30, 265-294.
- Evans, D.A., 2000. Stratigraphic, geochronological, and paleomagnetic constraints upon the Neoproterozoic climatic paradox. *Amer. Jour. Science*, v. 300, pp 347-433.

- Evans, K. R. and R. H. Goldstein, 1998, A New ? Model for Sequence Stratigraphic of Mixed Carbonate and Siliciclastic Strata which applies to Subscience-Dominated Miogeoclines: Upper Cambrian, Great Basin, USA, AAPG short papers and abstracts, 1998 annual meeting.
- Evans, K., Bickle, M., Skelton, A., Hall, M., Chapman, H. 2002. Reductive deposition of graphite at lithological margins in east-central Vermont: a Sr, C and O isotope study. *Jour. Metamorphic Geol.* 20: 781-798.
- F**
- Fairbridge, R. W. 1957. Carbonate rocks, origins, occurrence and classification in developments sedimentology. 9 and 11. Elsevier Publishing Company. Amsterdam, London, New York.
- Fairbridge, R.W. 1967. The dolomite question in regional aspects of carbonate deposition. In: MARINI-Geologia da Folha Rio Branco do Sul (PR).
- Fairchild, I. and Spiro, B. 1987. Petrological and isotopic implications of some contrasting late Precambrian carbonates, NE Spitsbergen. *Sedimentology*, 34: 973-989.
- Fairchild, I.J. 1993. Balmy shores and icy wastes: the paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. In: Wright, V.P. (ed.): *Sedimentology Review* 1, pp. 1-16; Blackwell, Oxford.
- Faure, G. and Powell, J.L. 1972. *Strontium Isotope Geology*. Springer-Verlag. Berlin-Heidelberg, Federal Republic of Germany. 171p.
- Faure, G. 1986. *Principles of isotope Geology*. New York, 2nd edition, 562 pp.
- Ferreira, V. P. and Sial, A. N. 1992. Late Proterozoic to Cambrian peralkalic plutons and shear zones, northeast Brazil. 29th Internacional Geological Congress. Kyoto, abstracts 2, 273.
- Ferreira, V. P.; Sial, A. N.; Santos, E. J.; Jardim de Sá, E. F.; Medeiros, V. C. 1997 a. Granitoids in the characterization of terrenes: the Province Borborema, northeastern Brazil. In: Ferreira, V. P. and Sial, A. N. (eds). II Int. Symp. Gran. Assc. Miner. Extended Abst; 197-201, Salvador.
- Ferreira, V. P., Sial, A. N.; Witrey, J. A. 1994. Large-scale silicate liquid immiscibility: a possible example from northeastern Brazil. *Lithos*, 33: 285-302.
- Ferreira, V. P., Sial A. and Jardim de Sá E. 1998. Geochemical and isotopic signatures of the Proterozoic granitoids in the terrenes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *J S Am Earth Sci* 11: 439-455.
- Ferreira, C. A. and Santos E. J. 2000. Jaguaribe SE. Folha SC 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Geologia e metalogênese. Recife, CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB. 1 CD-ROM.
- Ferreira, V. P. and Sial, A. N. 2002. O Pico do Cabugi, Rio Grande do Norte. In *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil* - 039
- 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. Department of Geology of the Graduate School of the University of Kansas, Kansas Tese de Doutorado, 164 p.
- Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., Ebert, H. D., Dantas, E. L., Costa, A. C. D. 2001. New Sm/Nd and U/Pb geochronological constraints on the Archaean to Neoproterozoic evolution of the Amparo basement complex of the central Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Simpósio Sulamericano de Geología Isotópica, 3, Pucón. Extended Abstracts Volume, Pucón, 1 CD-ROOM.
- Fetter, A.H., Van Schmus W.R., Santos, T.S. dos, Arthaud, M., and Nogueira, N.J., 1997, Geologic history and framework of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil, Extended Abstracts, South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão-SP, Brazil, June, 1997, p. 112-114.
- Folk, R. L., and Land, L. S. 1975. Mg/Ca ratio and salinity, two controls over crystallization of dolomite. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 59, 60-68.
- Fowler, M. B., Achaine hybrid appnrite pipes: evidence for mantle-derived shoshonitic parent magmas in Caledonian granite-gneisses. 1991. *Geology* 18: 1026-1030.
- Frazão, E.B & Paraguassu, A.B. 1998. Materiais rochosos para a construção. In: Oliveira, A.M.S., Brito, S.N.A. (eds) *Geologia de Engenharia*. São Paulo: ABGE. P. 331-342.
- Friedman, I. and O'Neil, J.R. (editors). 1977. *Compilation of Stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. Data Geochemistry. U.S. Gove. Printing Office, Washington, D.C, p. 1-12.
- G**
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T. 1971. Gregory's denudation of the Continents. *Nature*, 23:382-383.
- Ghent, E.D. and O'Neil, J.R., 1985. Late Precambrian marbles of unusual carbon isotopic composition, southeastern British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, 22: 324-329.

- Given, R. K. and Wilkinson, B.H., 1987. Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostones Formation. *J. Sed. Petrology*, v. 57 (6), p. 1068-1078.
- 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(2):219-245
- Gomes, H. A. 2001. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco*. Escala 1:500.000. Recife, CPRM, 1 CD-ROM. Convênio CPRM/Governo do Estado de Pernambuco/AD/DIPER.
- Gorokhov I, Semikhatov M, Baskakov A, Kutuyavin E, Melnikov N, Sochava A and Turchenko T. 1995. Sr isotopic composition in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian carbonates from Siberia. *Strategy Geol Corel 3*: 1–28.
- González. J.S., Lohmann, K. C. 1985. Carbon isotope ratios of Phanerozoic marine cements: Re-evaluating the global carbon and sulfur systems. Published by Elsevier Science Ltda.
- Grotzinger, J.P., 1994. Trends in Precambrian carbonate sediments and their implication for understanding evolution. In: Bengtson, S. Ed., *Early Life on Earth*. Columbia Univ. Press, New York, pp. 245–258.
- Grotzinger, J. P., Bowering, Bowering, S. A., Saylor, B., Kaufman, A. J. 1996. Biostratigraphic and geochronological constraints on early animal evolution *Science*, v. 270, p. 598-604.
- Grotzinger, J. P., Knoll, A. H. 1995. Anomalous carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios* 10, 578-596.
- Grotzinger and Kasting. 1993. New constraints on Precambrian ocean composition. In: *J. Geol.* 1993 Mar; 101(2):235-43.
- Graf, D. L. 1960. Geochemistry of carbonates sediments and sedimentary carbonates rocks- parte II e III minor elements distribution. *Illinois State Geological Survey Circular*, 298p. 1-43; 301. p. 1-71.
- Graf, D.L. & Goldsmith, J.R., 1956. Dolomite-magnesian calcite relations at elevated temperatures and CO₂ pressures. *American mineralogist*. 51, 353-380..
- Goldsmith, J.R., & Graf, D.L. 1958. Structural and compositional variations in some natural dolomites. *Journal geol.* 66, 678-787.
- Craig H. 1957. Isotope standard for carbon and oxygen and correction factors for mass spectrometry analysis of carbon dioxide. *Geochim Cosmochim Acta* 12: 133-149.
- Grant, S.W.F., 1992. Carbon isotopic vital effect and organic diagenesis, Lower Cambrian Forteau Formation, northwest Newfoundland: implications for the delta 13C chemostratigraphy. *Geology*, v. 20, pp. 243-246.
- Gross, Ch. J., Weber, K., Vollbrecht, A., Sigismund, S. 1999. Catodoluminescence and electron microprobe study of dolomitic marbles from Namibia: Evidence for hydrothermal alteration. *Z. Ditch. Geol. Gesell.* 150, 2, 333-357.
- Grossman, E. L. 1994. The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. *Geological Society of America, Special Paper*, 288:207-228.
- Guidolin, J.A. 1987. Corretivo do solo: política para o setor. In: *Seminário sobre rochas calcárias: tecnologia, mineração e meio ambiente*. Curitiba. Atas. Curitiba: MINEROPAR, 172-191.
- Guimarães, I. P., Silva Filho, A. F. 1997. Sm-Nd and whole rock geochemistry characterization of the Serra Branca granite: evidence of Archaean crust in the Pajeú-Paraíba fold belt. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste. Fortaleza-Ce, Brazil. V. 15. PP. 280-281.
- Guimarães, I. P., Da Silva F. A. F., Almeida, C. N., Van Schums, W. R., Araujo, J. M. M., Melo S., E. B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: An isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research* 135, 25-53.
- H**
- Haberman, D., Neuser, R. D., Richter, D. K. 1996. Low limit of Mn²⁺-activated catodoluminescence of calcite: state of the art. *Sed. Geol.* 116-, 13-24.
- Haberman, D., Neuser, R. D., Richter, D. K. 2000. Quantitative high resolution spectral analysis of Mn²⁺ in sedimentary calcite. In: Pagel M., Barbin V., Ohnenstetter D. (Eds) *Catodoluminescence in Geosciences*. Springer, Berlin, pp. 136-145.
- Halverson, G.P, Hoffman, P.F., Schrag, D.P., Malool, A.C. and Rice, A.H.N. (2005). Toward a Neoproterozoic composite carbon-isotope record. In: *GSA Bulletin* 117(9/10):1181-1207.
- Hall, Anthony 1996. *Igneous Petrology*, II Ed, Prentice Hall, 551p.
- Hambrey, M.J. and Harland, W.B. 1985. The Late Proterozoic Glacial Era.-Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 51: 255-272.
- Hatch, F. H., Rastall, R. H., and Black, Maurice, 1952, *The petrology of sedimentary rocks*, p. 1-383, figs. 1-75, London, George Allen and Unwind Ltd.
- Hedberg O. 1964. Features of afroalpine plant ecology. *Acta Phytogeographica Suécia* 49: 1–144,

- Hoffman, I.M., Goss, W.M., Palmer, P. Richards A.M.S. 1986. The Formaldehyde Masers in NGC 7538 and G29.96-0.02: Very Long Baseline Array, Multielement Radio-linked Interferometer Network, and Very Large Array Observations. *The Astrophysical Journal*, 598:1061-1075.
- Hoffman, P.F., Halverson, G.P., Domack, E.W., Husom, J.M., Higgins, J.A., Schrag, D.P., 2007. Are basal ediacaran (635Ma) pot-glacial "cap-dolomites" diachronous? *Earth planetary Science Letters*. 258, 114-131.
- Hoefs, J, 1991. *Stable Isotope geochemistry*. Springer Verlag, 201p.
- Hofmann, H.J.; Narbonne, G.M. and Aitkin, J.D. 1991 Ediacaran remains from infertility beds in northwestern Canada. *Geology* 18, 1199-1202.
- Hoffman, P., Kaufman, A. and Halverson, S. 1998a. Comings and goings of global glaciations on a Neoproterozoic tropical platform in Namibia. *GSA Today*, 8: 1-10.
- Hoffman, P., Kaufman J., Halverson, G. and Schrag, D. 1998b. A Neoproterozoic snowball Earth, *Science*, 281: 1342-1346.
- Hoffman, D.L.; Alger, T.J.; Maynard, J.B.; Joachimski, M.M.; Hower, J.C. and Jaminski, J. 1998 Regional and stratigraphic variation in bottom water anoxia in offshore core shale's of Upper Pennsylvanian cyclothems from the Eastern Midcontinent Shelf (Kansas), USA. In: Schieber, J.; Zimmerle, W. and Seth, P.S. (eds.) *Shale's and mudstones*. Volume I, pp. 271-293; Schweizerbart'sche, Stuttgart.
- Hoffman, P.F. and Schrag, D.P. (2000) Snowball Earth. *Scientific American*, January: 50-57.
- Hoffman P. and Schrag D. 2002. The snowball Earth hypothesis: Testing the limits of global change. *Terra Nova* 14: 129-155.
- Holland, H.D. 1978 The $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CO}_2$ system through geologic time and its implications for the evolution of the atmosphere. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 232-233.
- Holmes, A. 1946. An estimate of the age of the earth, *Nature*, 157, 680-684.
- Horowitz, E. P.; Dietz, M. L.; Chiarizia, R.; 1992. Solvent Extractions. *Ion Extractions.*, 10, 313.
- Houzar, S., Leichmann, J. 2000. Application of catodoluminescence microscopies to studies of metamorphic reactions in marbles; exemples from Moravia in the area **between** Jasenice and Oslawa, *Acta Mus. Morave. Sci. Nat.* 76, 83-94.
- Houzar, S., Leichmann, J. 2003. Application of catodoluminescence to studies of metamorphic textures in marbles from the eastern part of the Bohémien Massif. In : *Bul Geo.* v.78, n3, 241-250.
- Houzar, S., Novák, M., Němečková, M., Leichmann, J. 2000c. Zpráv o výzhumu mramorů u kuroslep na západni Moravě (Olešnice Skupina). *Geol. Výzk. Mor. Aslez. V.R.* 77 : 120-122.
- Hudson, J.W. and Anderson, T.F. 1989. Ocean temperature and isotopic composition through time. *Trans. R. soc. Edinburgh, Earth Sci.*, 80:183-192.
- Hunt D, Tucker ME. The mid-Cretaceous Oregonian platform of SE France. In: Simo JA, Scott RW, Masse JP, edit. *Cretáceos Carbonate Plataforms*. Tulsa. Am. Soc. Pet. Geo. 1993. P. 409- 53.
- I**
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2003. Base cartográfica integrada digital do Brasil ao milionésimo: versão 1.0 para ArcGis Desktop-ArcView. R.J: IBGE,. 1 CD-ROM.
- IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2002. www.ibge.gov.br (acessado em 11 de dezembro de 2003).
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 10 mar. 2000.
- IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 10 mar. (inédito,) 2008.
- IBGE.-Fundação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- Geografia do Brasil. Região Nordeste. Rio de Janeiro: SERGRAF, 1977. Disponível em 1 CD.
- IBGE - Fundação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-. Mapas Base dos municípios do Estado de Pernambuco. Escalas variadas. Inédito.
- G**
- Irwin, H., Curtis, C. D., Coleman, M., (1977). Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature* 269, 209-213.
- J**
- Jacobsen, S.B. and Kaufman, A.J. (1999) The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chem. Geol.*, v. 161, pp. 37-57.
- Jahn, B. M and Cuvellier, H., 1994. Pb-Pb and U-Pb geochronology of carbonate rocks: an assessment. *Chem. Geol. (Isotopic Geosciences Sect.)* 115, 125-151.
- Janh, B. M., Simonsen, B. M., 1995. Carbonate Pb-Pb ages of the Wittenom Formation and Caroline Dolomite, Hamersley basin, Western Australia (with implications for their correlation with the Transvaal Dolomite of South Africa). *Precambrian Res.* 72, 247-261.

- Jardim de Sá, Bertrand, J. M. Leterrier, J. Macedo, M. H. F. 2002. Geochemistry and geochronology of the pré-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 851-866.
- Jardim de Sá, E.F., Matos, R.M.D., Morais Neto, J.M., Saadi, A., and Pessoa Neto, O.C., 1997. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese discussão sobre os modelos de deformação associados: 7th National Symposium on Tectonic Studies and International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Lençóis, 1999, Anais, pp. 58-61.
- Jardim de Sá, E.F. and Salim, J. 1980. Reavaliação dos conceitos estratigráficos na região do Seridó (RN-PB). *Miner. Metal*, 80(421): 16-28.
- Jardim de Sá, E.F., 1994. A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na cadeia Brasileira-Pan-African. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 803pp.
- Jensen, S., Grant, S. W. F., Kaufman, A. J. & Corsetti, F. A. 1996: ... Pokrovskiy, B. G. & Ivanovskaya, T. A. 1996. Isotopic composition of oxygen and carbon-events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature* 320, 258 – 259.
- K**
- Kah, L. C., Lyons T and Chesley J. 2001. Geochemistry of a 1.2 Ga carbonate-evaporite succession, northern Baffin and Bylot Island: Implications for Mesoproterozoic marine evolution. *Precamb. Res* 111: 203-236.
- Kah, L.C., Sherman, A.G., Narbonne, G.M., Knoll, A.H. and Kaufman, A.J. 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphic of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Islands, Canada: implications for regional Lithostratigraphy correlations. *Can. Jour. Earth Sci.*, 36: 313-332.
- Kah, L., Sherman A, Narbonne G, Kaufman A, Knoll A and James N. 1994. Isotope stratigraphic of the Mesoproterozoic Bylot supergroup, Northern Baffin Island: Implication for regional Lithostratigraphy correlation. *Can J Earth Sci* 36: 313-332.
- Kaufman, AJ, AH Knoll. 1994., Carbonates and extreme isotopic shifts for both sedimentary inorganic and organic carbon at and before. the Precambrian-Cambrian boundary Isotopes, ice ages, and terminal. *Science*. Vol. 284. no. 5423, pp. 2129-2137.
- Kaufman A and Knoll A. 1995. Neoproterozoic variations of the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biochemical implications. *Precamb. Res* 73: 27-49.
- Kaufman A, Hayes J, Knoll A and Germs G. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precamb. Res* 49: 301-327.
- Kaufman, A.J., Jacobsen, S.B. and Knoll, A.C., 1993. The Vendian record of Sr and C isotopic variations for tectonics and paleoclimate. *Earth Plan. Sci., Letters* 120: 409-430.
- Kaufman, A. and Knoll, A. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biochemical implications. *Precamb. Res.*, 73: 27-49.
- Kaufman, A. J., Knoll, A. H., Semikhatov, Ma. A. 1996. Integrated chronostratigraphy of Proterozoic-Cambrian boundary beds in the western Anabar Region, northern Siberia. *G. Mag.* 133, 509-533.
- Kaufman, A. J., Knoll, A. H., and Narbonne, G. M., 1997. Isotopes, Ice ages, and terminal Proterozoic earth history: *National Academy of Science Proceedings*, 94: 6600-6605.
- Kaufman, A.J.; Varni, M.A.; Hebert, C.L.; Wing, B.; Misi, A.; Babinski, M.; Halverson, G.P. and Corsetti, F.A. 2003 Carbon isotopic evidence for Neoproterozoic glacial cycles driven by iron- and phosphorous-stimulated productivity. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, 1, pp. 359-360, Salvador.
- Kazmierczak, H.J., Ittekkot, V., Degens, E.T., 1985. Biocalcification through time: environmental challenge and cellular response. *Palaontology. Z.* 9, 15-33.
- Keith, M. L., Weber, J. N. 1964. Carbon and oxygen isotope composition of selected limestone and fossil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1787-1816.
- Kennedy, M.J. 1994. Stratigraphic, sedimentology, and isotopic geochemistry of Australian Neoproterozoic postglacial cap dolostones; deglaciations, $\delta^{13}\text{C}$ excursions, and carbonate precipitation. *J. Sedim. Res. Sect. B: Stratigraphy. Global Stud.* 66:1050-1064.
- Kerrick, D.M. 1974. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and igneous rocks, Osgood mountains, Nevada. *American Mineralogist*, 59, P729.
- Kerrick, D. M., Lasagna, A. C., Raeburn, S. P. 1991. Kinetics of heterogeneous reactions. In: Kerrick D. D. (Ed) contact metamorphism. *Reviews in Mineralogy* 26, Min. Soc. Amer. 26, pp. 583-671.
- Keto, L. S. and Jacobsen, S. B. 1985. The causes of $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ variations in seawater of the past 750 million years. *Geol. Soc. Amer. Abstract. With Programme.* v.17, p. 268.

- Kimura, H., Matsumoto, R., Kakuwa, Y., Bahaeddin, H., Zibaseresth, H. 1997. The Vendian-Cambrian $\delta^{13}\text{C}$ record, North Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian explosion. *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, E1-E7.
- Knoll, A.H., 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research* 100, pp.3-20.
- Knoll, A.H., 1994. Neoproterozoic evolution and environmental change. - In: Bengtson, S. (Ed.): *Early Life on Earth*, Nobel Symposium No. 84. Columbia University Press, New York, pp. 439- 449.
- Knoll, A.H., Grotzinger, J.P., Kaufman, A.J., Kolosov, P. 1995. Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphic: an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia. *Precambrian Research*, 73: 251-270.
- Knoll, A. H., Hayes, J. M., Kaufman, A. J. Sweet, Lambert, I. B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, 321: 832-838.
- Knoll, A. H., Kaufman, A. J. and Semikhatov, M. A., 1995. The isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean carbonates from northern Siberia. *Am. J. Sci.*, in press.
- Knoll, A.H., Hayes, J.M., Kaufman, A.J., Swett, K. and Lambert, J.B. 1986. Secular variations in carbon isotope ratios from upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland: *Nature*, 321: 832-838
- Knoll, A.H e Kaufman, A.J., 1999. $\delta^{13}\text{C}$ stratigraphie of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada : Implications for regional litostratigraphic correlations: *Canadian Journal of Earth Science*, v.36, p.313-332.;
- Knoll, A. H., Sweet, K. 1990. Carbonate deposition during the Late Proterozoic Era: an example from Spitsbergen. *Am. J. Sci.* 290, 104–133.
- Kober B.; Wessels, M.; Bollhöfer, A; Mangini, A., 1999. Pb isotopes in sediments of Lake Constance, central Europe constrain the heavy metal pathways and the pollution history of the catchment, the lake and the regional atmosphere. *Geochemical et Cosmopolitan. Acta*, 63(9):1293-1303.
- Kozuch, M., Bretas., Bittar, S.M., Van Schmus W.R., and Brito Neves, B.B. 1997. late Mesoproterozoic and Middle Neoproterozoic magmatism in the Zone Transversal of the Borborema Province, Brazil, XVII Simpósio do Nordeste, Fortaleza Brazil (Submitted abstract)..
- Kozuch M. 2003. Isotopic and trace element geochemistry of early Neoproterozoic gneissic and metavolcanic rocks in the Cariris Velhos orogens of the Borborema Province, Brazil, and their bearing on tectonic setting. Ph.D. Dissertation. University of Kansas, 199 p. (unpublished).
- Kretz, R. 1980. Occurrence, mineral chemistry and metamorphism of Precambrian carbonate rocks in a portion of Greenville Province. *J. Petrology.* 21, 573-620.
- Kretz, R. 1988. SEM study of dolomite microcrystals in Greenville marble. *Amer. Mineral.* 73, 619-631.
- Kump, L.R. 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, 19: 299-302.
- Kump, L.R. and Arthur, M.A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chem. Geology.*, 161:181-198.
- Kuznetsov, A.B. 1998. Evolutions of Sr isotopic composition in late Riphean seawater: the Karatau Group carbonates, Southern Urals. Unpub. Ph.D. Thesis, St.-Petersburg, Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, Russia, p. 190.
- L**
- Lathan, A. and Riding, R. 1990. Fossil evidence for the location of the Precambrian/Cambrian boundary in Morocco. *Nature*, 344:752-754.
- Leake, B.E., Wooly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Charles Gilbert, M., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A. Kisch, H.J., Krivovivhev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Smith, D.C., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.C.N., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whitaker, E.J.W., Yourzhi, G. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineral. Magaz*, 61:295-321.
- Landergren, S., (1961). The content of ^{13}C in the graphite-bearing magmatite ores and associated carbonate rocks in Nordberg mining district, Central Sweden. *Geol. Fo. Stockholm Forth.* 83, 151.
- Leighton, H.W and Pendester, C. 1962. Carbonates rocks types. In: HAMM. WE (Ed) *Classification of carbonate rocks: a symposium American Association of Petroleum Geologists.* P. 62-84.
- Lindsay J and Brasier M. 2000. A carbon isotope reference curve c.a. 1700-1775 Ma, McArthur and Mount Isa Basins, northern Australia. *Precambrian Research.* 99: 271-308.
- Lindsay J and Brasier M. 2002. Did global tectonics drive early biosphere evolution? Carbon isotope record from 2.6 to 1.9 Ga carbonates of western Australian basins. *Precamb. Res* 114: 1-34.
- Lippman 1973; *Sedimentary carbonate mineral.* Springer-Verly, Berlin, 228pp.
- Lopes , R.L. 2002. Composição corretiva e fertilizante baseada em rochas ricas em carbonatos e em minerais de potássio. FAIRCHILD, Thomas Rich Paleo.

Ludwig, K. R. 1999. ISOPLOT- A and Regression program for Radiogenic Isotopic Data, Version 2.7, June 1993. Revision of USGS. Open File Report 91-445, 42p. 1990-1993,

M

Machel, Hanns-G, 1885. Catodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation. *Geosciences Canada*, v. 12(4), pp. 139-147.

Machel, H.G. 2000. Application of catodoluminescence to carbonate diagenesis. In: M. Pagel, V. Barbini, P. Blanc, and D. Ohnenstetter. (eds.) *Catodoluminescence in Geosciences*, Springer, 271-301.

Mackenzie, J. A. 1991. Holocene Dolomitization of calcium carbonate sediments from coastal of Abu Dhabi, UAE, An Isotope Study. *J. Geol.* 89: 185-198.

Magaritz, M., Hosier, W.T. and Kischvink, J.L., 1986. Carbon isotope e vents across the Precambrian-Cambrian boundary on the Siberian Platform: *Nature*, v. 320, p. 258-259.

Magaritz, M. 1989. ^{13}C minima follow extinction events: a clue to faunal radiation: *Geolo.* 17: 337-340.

Magaritz, M., Kirschvink, J., Latham, A.J., Zhuravlev, A.Yu. and Rozanov, A.Yu., 1991. Precambrian/Cambrian boundary problem: carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. *Geology*, v. 19: 847-850.

Mallinson, D. and Compton, J. S. 1997. Linking phosphogenesis episodes on the southeast U. S. margin to marine $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geology*, 25: 103-106.

Marshall, J. 1988. *Catodoluminescence of Geological Materials*. Boston, Unwind Hyman. 146p.

Mariano, G., Neves, S. P., Guimarães, I. P. & Da Silva Filho, A. F., 2000. High-K calc-alkaline diorites of the Borborema Province, northeastern Brazil: geochemistry of the lithospheric mantle and implications for the terrane concept. In: SBG, XVIII Simp. Geolog. do NE, Recife, Resumos, Bol.16, p.99.

Mascarenhas, J. F., Silva, E. F. A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo, caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco. Salvador, CBPM, (Arquivos Abertos, 5).

McCrea, J.M., On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperature scale, *J.Chem. Phys.* 18 (1950) 754p.

McKenzie, J. A. 1991. Holocene Dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study. *J.Geol.* 89. 185-198.

McArthur, J. M., M. F. Thirlwall, M. Chen, A. S. Gale, and W. J. Kennedy (1993), Strontium Isotope Stratigraphy in the Late Cretaceous: Numerical Calibration of the Sr Isotope Curve and Intercontinental Correlation for the Campanian, *Paleoceanography*, 8(6), 859–873.

Meert, J.G.; Van Deer Voo, R. 1994. The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth? *Earth and Planetary Science Letters*, 123: 1-13.

Medeiros, V. C., Jardim De Sá, E, Macedo, M. H. F., Souza, Z. S. 1993. Estruturas tangenciais e metagranitoides transamazônicos na Faixa Salgueiro-Cachoeirinha a oeste de Parnamirim - PE. In: SBG NN, Simpósio de Geologia do Nordeste, 15, Natal, Atas, 284-287. (Bol. 13).

Medeiros, W. E. 2000. Scattering, symmetry, and bias analysis of source position estimates in Euler deconvolution and its practical implications. *Geophysics*, v. 66, p. 1149-1156.

Medeiros, V. C. 2002. Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Piencó-Alto Brígida e Alto Pajeú, domínio da zona transversal, NE do Brasil. Natal, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Curso de Doutorado. 32 p. (Seminário de Pesquisa, 2).

Medeiros, V. C., Jardim De Sá, E, Silva, F. C. A., Mafra, J. W. A. 2001. Contexto tectono-estratigráfico da seqüência Serra do Olho D'Água (terreno Piencó Alto-Brígida, Zona Transversal, NE Brasil) In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste, 19, Natal, Resumos, 328-329. (Bol., 17)

Meinert, L. D. 1989. Gold skarn deposits-geology and exploration criteria. *Economic Geology*. Monograph. N. 6, p. 537-552.

Melezhik V, Fallick A and Clark T. 1997. Two billion years-old isotopically heavy carbon: evidence from the Labrador Trough, Canada. *Can J Earth Sci* 34: 271-285.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Makarikhin V.V., Lyubtsov V.V, 1997. Links between Paleoproterozoic paleogeography and rise and decline of stromatolites: Fennoscandian Shield. *Precambrian Res.*, 82:311-348.

Melezhik, V.A., Fallick, A.E., Medvedev, P.V., Makaridhin, V.V. 1999. Extreme $\delta^{13}\text{C}$ enrichment in ca 2.0 Ga magnesite-stromatolites-dolomite- "red beds" association in a global context: a case for the world-wide signal enhanced by a local environment. *Earth-Science Reviews*, 48, pp. 71-120.

- Melezhik, V., Fallick, A. 2001. $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ variations in primary and secondary carbonate phases: Several contrasting examples from Paleoproterozoic ^{13}C -rich metamorphosed dolostones. *Precambrian Res.* 201: 213-228.
- Melezhik, V., Gorokhov, I., Fallick, A. and Gelled, S. 2001. Strontium and carbon isotope geochemistry applied to dating of carbonate sedimentation: an example from the high grade rocks of Norwegian Caledonides. *Precamb. Res.*, 108: 267-292.
- Melo, A. A., e Siqueira, L. P. 1971. Novas considerações sobre a geologia do Pré-Cambriano de Pernambuco Oriental. *Revista da Associação Geol. de Pernambuco.* I (2): 32-41.
- Mineropar 2004. Boletim Estatístico de Produção Mineral. Curitiba 86p.
- Misi, A. and Veizer, J. 1998. Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Grupo, Irecê Basin, Brazil: chemostratigraphy age and correlations. *Precambrian Res.* 89: 87-100.
- Mitchell S, Paul C and Gale A. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphic. In Howell J and Aitkin J (Ed.). High resolution sequence stratigraphic: innovations and applications. Geological Society Specials Publications. 104. p. 11-24.
- Montañez, I.P., Banner, J.L., Mack, L..E. and Musgrove, M. L, 2000. Evolution of the Sr and C isotope Composition of Cambrian Oceans. *GSA Today* (May), v., 10, n. 5, pp. 1-7.
- Montañez, I.P., Osleger, D.A., Banner, J.L, Mack, L.E., Musgrove, M. 2000. Evolution of the Sr and C isotope composition of Cambrian Oceans. *GSA Today*, 10: 1-7.
- Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.*, 73:123-131.
- Morimoto, H. & Kitamura, A. 1983. Composite twins of 1M mica: derivation and identification. *Mineralogical Journal.* V.19 , No. 4 pp.173-186.
- Myrow, P. M., 1995. Neoproterozoic rocks of the Newfoundland Avalon Zone. *Precambrian Research* 73, pp. 123-136.
- N**
- Nance, R.D., Worley, T. R., Moody, J. 1986. Post-Archaean biogeochemical cycles and long-term episodes in tectonic processes. *Geology*, 14: 514-518.
- Narbonne, G.M., Kaufman, A.J. and Knoll, A.H., 1992. Integrated chemostratigraphy and Biostratigraphic of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: Implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Geological Society. Of America Bull.*, V: 106: 1281-1292.
- Narbone, G., Kaufman, A.J., Knoll, A.H. 1994. Integrated carbon isotope and Biostratigraphic of the Windermere Group, Mackenzie Mountains and NW Canada. *Geo. Soc. Am. Bul.* 106: 1281-1292.
- Nascimento, R.S.C. 2002. Químioestratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aplicada a mármore da Faixa Seridó (NE do Brasil): Implicações geotectônicas e paleoambientais. TESE DE DOUTORADO. Universidade Federal de Pernambuco. 122p.
- Nascimento, R.S.C. and Sial, A.N. 2001. Carbon isotope fluctuations and the sedimentation age of Precambrian marbles of the Seridó Belt, Northeastern Brazil. III South American Symposium on Isotope Geology, Pucón-Chile.
- Nascimento, S. C., Sial, A. N., Pimentel, M. M. 2006.
- Nascimento, R. S.C., Sial, A. N., Pimentel, M. 2007. C and Sr isotopic applied to Neoproterozoic marbles of the Seridó belt, northeastern Brazil. *Chemical Geology* 237. 191-210.
- Neves, S.P., 7 Feraud, G. 1996. Geocronologia $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ por sonda laser; implicação para a região de Caruaru (Pernambuco) e implicações para a evolução tectônica da Província Borborema. 390CBG. *Anais* 6. 604-607
- Neves, S.P. 2000. Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental. *Atas 18º Simp. Geol. Nordeste*, 16:139.
- Neves, S. P. 2003. Proterozoic history of the Borborema Province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts, and implications for the evolution of western Gondwana Tectonics. 34, 1031. Do: 10.1029/2001TC001352.
- Neves, S.P. Burguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R, Mariano, and G., 2008: U–PB ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE-Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Jour. South Ame. Earth Sciences.* 25 (3), May 2008, 285-297
- Neves, S. P. Burguier, O, Silva, J. M. R., Mariano, G., Vauchez, A. 2005b. Idade Neoproterozoica do ortogneiss Jupí, Estado de Pernambuco: implicação para correlações entre os setores centrais e sul da Província Borborema. XXI Simpósio de Geologia do Nordeste. P93-94.
- Neves, S. P. Burguier, O, Silva, Vauchez, A. J. M. R., Mariano, G., 2006. Timing of crust formation deposition of supracrustal sequence and Trasamazonian na Brasiliano matamorphism in easter Borboreme Province (NE-Brasil): Implications for weastern Godwana assembly. *Precambrian Research.* 149. 197-216.

- Neves, S. P. and Mariano, G. 1997. High-K calc-alkaline plutons in northeastern Brazil: origin of the biotite diorite/quartz monzonite to granite association and implications for the evolution of the Borborema Province. *Int. Geol. Rev.* 39, 621-638.
- Neves, S.P. and Mariano, G. 1999. Assessing the tectonic significance of a large-scale transcurrent shear zone system; the Pernambuco Lineament, northeastern Brazil. *J. Stru. Ge.*, 21:1369-1383.
- Neves, S.P., Marino, G. Guimarães, I.P., Da Silva Filho, A.F., Melo, S.C. 2000. Província Borborema: uma colagem de terrenos ou orógeno intracontinental. *Geology*, 28: 519-522.
- Neves, S. P., Melo, S. C., Moura, C. A. V., Mariano, G., Silva, J. M. R. 2004. Zircon Pb-Pb geochronology of the Caruaru area, northeastern Brazil: temporal constraints on the Proterozoic evolution of Borborema Province. *International Geology Review* 46, 52-63.
- Neves, S. P., Silva, J. M. Da., Mariano, G. 2005. Oblique lineation's in ortognaisses and supracrustal rocks: vertical partitioning of strain in a hot crust (eastern Borborema Province, NE Brazil). In: *Journal of Structural Geology*. 27: 1513-1527.
- Neves, S. P., Vauchez, A. 1995. Magma emplacement and shear zone nucleation and development in Northeast Brazil (Fazenda Nova and shear zones, State of Pernambuco). *Journal of south American Earth Sciences* 8, 289-298.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J.M.R.da., Mariano, G. 2007. U-Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Science*. V.25:3.286-297.
- Neves, S. P., Vauchez, A., Archanjo, C. J. 1996. Shear-zone controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear-zones? Insights from northeast east Brazil. *Tectonophysics* 262, 349-365.
- Nier, A. O., The isotopic constitution of strontium, barium, thallium and mercury. *Physical Rev.*, 5, 275-278.
- Nier, A. O. 1941. Heavy carbon in a trace in heterotrophic carbon dioxide assimilation. *J. Bio. Ch.* 365
- Novák, M. 1989. Metamorphose dolomitických hornin při severovýchodním okraji moldanubika. *Acta. Mus. Morav. Sci. Nat.* 72, 7-51.
- Nutman, A. P., Brito Neves, B. B., Santos, E. J. 2001. U-Pb SHRIMP ages of the Sertânia Complex: evidences for a basement terrane in the zone transversal subprovince. In: *SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia do Nordeste*, 19, Natal. Resumos, 288-289. (Boletim, 17).
- O**
- O'Neil, J. R and Clayton, R.N., Oxygen isotope geothermometry. In *isotopic and Cosmic Chemistry (1964)* 157-168.
- Ovchinnikova G, Semikhatov M, Gorokhov I, Belyatskii B, Vasilieva I and Levskii L. 1995. U-Pb systematics of Pre-Cambrian carbonates: the Riphean Sukhaya Tunguska Formation in the Turukhansk Uplift, Siberia. *Lithology Min Resour* 30: 525-536.
- P**
- Pessenda, L.C.R., Aravena, R., Melfi, A.J., Tomazello, M. 2005. The use of carbon isotopes (^{13}C , ^{14}C) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in central Brazil. *Radiocarbon*, 38:191-201.
- Pessoa, R.J.R & Manasses, J. 1980. Isótopos de oxigênio de minerais de granitoides na província Borborema e fracionamento de isótopos ... In: *XLI Congresso Brasileiro de Geologia, 2002, João Pessoa. Anais do XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 1980.* p. 134.
- Peterson, G., Renberg, I., Geladi, P., Lindberg, A. and Lindgren, F. 1993. Spatial uniformity of sediment accumulation in varved lake sediments in northern Sweden. *J. Paleolimlog.* 9:195-208.
- Pettijon, F.J. 1975. *Rocas Sedimentarias. 4ª Edição.* Universidad. Buenos Aires. Eudeba Manuales. 731p. Buenos Aires.
- Purser, B.H., Tucker, M.E., Zenger, D.H., 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and Dolomitization. 182 C. Vasconcelos et al. / *Sedimentary Geology* 185 (2006) 175–183 in: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D.H. (Eds.), *Dolomites; a Volume in Honor of Dolomieu.* Spec. Publ. International Assoc. Sedimentol. vol. 21, pp. 3–20.
- Q**
- Quaggio, J.A., Rajj, V., Cantarella, H., Ferreira, M.E., 1993). Dolomite and Phosphogypsum Surface Application Effects on Annual Crops Nutrition and Yield. *Agronomy Journal.* 100:261-270 American Society of Agronomy.
- Quaggio, J. A. 2000. Absorção de nutrientes pela soja cultivada no sistema de plantio direto em função da calagem na superfície. In: *FERTILIDADE DO SOLO E NUTRIÇÃO DE PLANTAS (1993).* Bragantina Vol.59. N.2. Campinas-SP.

R

- Raij, B., Quaggio, J. A. 1997. Recomendações de calagem no Brasil. Campinas: Inst. Agron. 561p.
- Resende, M.; Curi, N., Santana, D.P. Pedologia e fertilidade do solo: Interações e aplicações. Brasília, MEC/ ESAL/POTAFOS, 84p.
- Robson, J.E. & Clayton, C. 1969). Analisis and calculation tribución de tierras raras en carbonatos y fluorita de la mina de Aliva . Coral Reers (1994) 13: 199-201
- Rock, N.M.S. 1986. Chemistry of Daldarian (Vendian-Cambrian) metalimestones., British Isles. Chemical Geologist. 56: 289=311.

S

- Sá, J. M, Bertrand, J. M., Leterrier, J. 1997. Geocronologia U-Pb e geoquímica de ortognaisses paleo e mesoproterozóicos da região de Taquaritinga-PE. In: SBG Núcleo Nordeste, Simpósio de Geologia Nordeste, 17, Fortaleza. Resumos expandidos, 15:108-112.
- Santos, E.J. 1993. O episódio magmático de 1,1-0,9 Ga. do domínio Extremo Nordeste. Atas 15º Simp. Geol. Nordeste: 323-324.
- Santos, E. J. 1995. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco) Província Borborema. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 219 p.
- Santos, E. J. 1996. Ensaio Preliminar sobre Terrenos e Tectônica Acrescionária na Província Borborema. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996, Salvador, Anais, 6:47-50.
- Santos, E. J. S. 1999. Evolução tectônica e geocronológica do extremo Noroeste da Província Borborema. Universidade Estadual de São Paulo, Rio Claro-SP. Tese de Doutorado.
- Santos, V.H. 2000. Químioestratigrafia isotópica (C e Sr) em lentes de mármore nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, Zona Transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 124p.
- Santos, E. J. 2002. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. Organizado por Santos, E. J., Ferreira, C. A., Silva Junior, J. M. F. Recife 2000. CPRM 2002. 142p. II.2 mapas. Esc. 1:50.000.
- Santos, J. E. 2003. Terrenos no Domínio Transversal da Província Borborema: Controles sobre acreção e retrabalhamento crustal ao sul do Lineamento Patos. In: XVII Simpósio de Geologia do Nordeste- Fortaleza.
- Santos, J.E. 2005. Pb and Sr de alguns granitos clássicos da Província Borborema. Geologia USP. Geologia USP. Série Científica, v. 5, n. 1, p. 57-80, ..
- Santos R, Alvarenga C, Dardenne M, Sial A and Ferreira V. 2000. Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestone's from central Brazil: Bambuí and Paranoá groups. Precambrian Research. 104: 107-122.
- Santos, E.J. and Vasconcelos, M.L. 1977. Plutonismo granítico nos arredores do Sitio dos Nunes, Pernambuco, e seu significado no contexto da granitização brasileira do Nordeste. Ver. Bras. Geol., 30., res. 6: 47-50.
- Santos, E.J. and Brito Neves, B.B. 1993. Petrogenesis and tectonic setting of the Lagoa das Pedras magmatism, Floresta, State of Pernambuco, Borborema Province, Northeastern Brazil. An. Acad. Bras. Ci, 65(1): 131-140.
- Santos, E. J, Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Oliveira, R. G., Medeiros, V. C. 2000. An overall view on the displaced terrene arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: Internacional Geological Congress, 31, Rio de Janeiro. Extended Abstract, CPRM, 1 CD-ROM.
- Santos, V.H., Ferreira, V.P. e Sial, A.N. 1999. Estratigrafia isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de mármore no terreno Rio Capibaribe, domínio transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Anais V Congr. Geoq. dos Países de Língua Portuguesa: 361-363.
- Santos, E. J, Ferreira, C. A., Silva Júnior, J. M. F. 2001. Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba. Escala 1: 500.000. Recife, CPRM, Convênio DNPM/CPRM/CDRM.
- Santos, E. J. and Medeiros, V. C. 1997. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the transverse zone Domain, Borborema Province, NE Brazil. In: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralization's- ISGAM, 2, Salvador, Extend. Abstract. and Program, 237-239.
- Santos, E. J. and Medeiros, V. C. 1999. New insights on Grenville age and Brasiliano Granitic Plutonism of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. In: Congresso Latino americano de Geologia, 10, Congresso Nacional de Geologia Econômica, 6, Mar del Plata, Uruguay. Act.; 2:427-431.
- Santos, E. J. and Medeiros, V. C. 2004. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Zone Transversal Domain, Borborema Province, NE Brazil. R. Br. Ge. 29(1): 73-84.

- Santos, V.H. 2000. Químioestratigrafia isotópica (C e Sr) em lentes de mármore nos terrenos Rio Capibaribe e Alto Moxotó, Zona Transversal da Província Borborema, NE do Brasil. Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Dissertação de Mestrado, 124p.
- Santos, V. H., Ferreira, V. P., Sial, A. N., Babinski, M., Pimentel M. M. 2002. C, Pb and Sr isotopic chemostratigraphy in Proterozoic carbonate sequences in the eastern Transversal Domain of the Borborema Province, northeastern Brazil. Abstracts of Proceedings. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. P. 507.
- Santos, J.O.S, Hartmann, L.A., Bossi, J., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. 2003. Duration of the Trans-Amazon Cycle in South American U-Pb SHRIMP geochronology of La Plata Craton, Uruguay. *Internacional Geology Review*, 45(1): 27-48.
- Santos, J. E, Nutman, A. P., Brito neves, B. B., 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Província Borborema. In: *Revista do Instituto de Geociências - USP. Geol. USP Ser. Cient.*, São Paulo, v.4, n. 1, p. 1-12.
- Sansone FI, Tribble GW, Andrews CC, Chanton IP (1990) Anaerobic diagenesis within Recent, Pleistocene and Eocene marine carbonate frameworks. *Sedimentology* 37:997-1009
- Sauter, P. C.C. 1983. Metamorphism of siliceous dolomites in the high-grade. Precambrian of Rogaland, SW Norway, *Geological Ultraject.* 32, 1-143.
- Schermerthorn, L.J.G. 1974. Late Precambrian mixtures: glacial and/or non-glacial. *American Journal of Science*, 274: 673-824.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. 1976. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia. *Geochim. Coschimica Acta*, 40: 449-445.
- Schidlowski, M., Hayes, J. M. and Kaplan, I. R. 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. In: J. W. Schopf (editor), *Earth's Earliest Biosphere: Its origin and Evolution*. Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., pp. 149-186.
- Sadowski, G.R., Bettencourt, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western Border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.
- Shieh, Y. N., Taylor, H. P. 1969. Oxygen and carbon isotopic studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *J. Petrol.*, 10, 307-331.
- Schmidt, J., Ramseyer, K. 1996. Effect of static recrystallization of calcite on its catodoluminescence. *Int. Conf. on Catodoluminescence and related techniques in geosciences and geomaterials Nancy.86.* 231-234.
- Schmidt, P.W.; Williams, G.E.; Embleton, B.J.J. 1991. Low pale latitude of Late Proterozoic glaciations: Early timing of remnant ice in hematite of the Elatina Formation, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 105: 335-367.
- Sheppard, S. M.F., and Schwarz, H.P., 1970. Fractionation of carbon and oxygen isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 26, p 161-198.
- Shieh Y and Taylor H. 1969. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *Journal of Petrol* 10: 307-331.
- Shields, G. A., Sille, P., Brasier, M. D. 2000. Isotopic records across two phosphorite giant episodes compared: The Precambrian-Cambrian and late Cretaceous-recent. In: *marine authigenesis: From Global to Microbial*, edited by: Glenn, C., Prevot-Lucas, L., Lucas, J., SEPM especial volume 66, p. 103-116.
- Shields, G. A., Veizer, J. 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: Version 1.1, geochemical. *Geophysics, Geophysical*, 6, 1-12.
- Shields, G. A. 2007. A normalized seawater strontium isotope curve and the Neoproterozoic-Cambrian chemical weathering event 2007. In: *Earth Discuss.* 2, 69-84.
- Shinn, E 1998. Tidal Flat. In: Shoole, P.A, Bebout, D.G, Moore, C.H. (ed.) *Carbonate Depositional Environments*. 4a ed.. Tulsa, Oklahoma, AAPG, 173-207.
- Shinn, E. A., Hays, M. L., Mitchell, T. P., P, J.M. 1988. How are climate and marine biological outbreaks functionally linked? 1988. In: *Hydrobiologia*, V. 460, nb. 3. PP. 213-228
- Scholle, P. A. and Arthur, M.A. 1986. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool: *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 77, 474 p.
- Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 77, 474 p.
- Sial, A.N., Ferreira, V.P., Almeida, A.R., Romano, A.W., Parente, CV, Costa, M.L. and Santos, V.H. 2000. Carbon Isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences of several localities in Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.* 72(4): 539-558.

- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Romano, A. W, Parente, V. P., Costa, M. L., Santos, V. H., 2000. Carbon isotope fluctuations in Precambrian carbonate sequences localities in Brazil. *Anais Acad. Bras. Ci.* 72 (4), 1-21.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Silva Filho, M. A., Caucher, C., Soares, D. R. Pimentel, M. M. Lacerda, D. L., Gantois, G. 2006. Chemostratigraphy of two Neoproterozoic cap carbonates from the Sergipano belt (northeastern Brazil). In: South American Symposium of Isotope Geology (V SSAGI), 2006. Punta del Este, Short Papers. V-SSAGI, Montevedeu,
- Sial, A. N., Mariano, G., Ferreira, V. P. 1992. Análise de isótopos estáveis em silicatos de oxigênio e carbono em carbonatos: O Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE. In: XXXVII Cong. Bras. De Geologia. 1992. P. 4165-467.
- Sial, A. N. & Menor, E. A. 1969. Geologia da meia quadrícula sul de Taquaritinga do Norte. *Estudos e Pesquisas*. 1 (1), 1-47.
- Sial, A. N., Pandit, M. K, Ferreira, V. P. 2002. Granites in Crustal Evolution and metalogenesis introduction. *Gondwana Research*. Japão, v. 5 n.2, p. 259-260.
- Silva, J., Sial, A., Ferreira, V. and Pimentel, M. 2003. C- And Sr- isotope stratigraphy of the São Caetano Complex, northeastern Brazil: A contribution to the study of the Meso-Neoproterozoic seawater geochemistry. *An. Acad. Bras. Ci.*
- Silva, L. C., Hartman, L. A., McNaughton, N. J. L. A., Fletcher, I. R. 2002a. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Basiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*.
- Silva Filho, M. A., Nesi, J. R., Mendes, V. A. 1985. Projeto Cachoeirinha, Recife, CPRM, Relatório final integrado, 6v.
- Silva, J. M. R., Lima, E. S., Sales, A. O, Moura, A. V., Schellert, T. 1996. Datação pelo método de evaporação de Pb de granitos cinza foliados da infra-estrutura da faixa Pajeú-Paraíba, Afogados da Ingazeira (PE). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, Anais, 6:519-521.
- Silva, J, Sial, A., Ferreira, V. and Pimentel, M. 2001. C- And Sr- isotope stratigraphic of the São Caetano Complex, northeastern Brazil: A contribution to the study of the Meso-Neoproterozoic seawater geochemistry. *An. Acad. Bras. Ci.*
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Schmus, W. R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas Complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd Isotopic Data from Neoproterozoic Granitoids. *Gondwana Research*, 5(2):409-422.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Delgado, I.M., Pimentel, M.M, Arcanjo, J.B, Melo, R.C., Teixeira, L.R., José, H., Pereira, L.H.M., Cardoso Filho. J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros, com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte I: Limite centro-oriental do Cráton São Francisco na Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 32(4).
- Silva, R., Santos, F.B.; Silva, Santos, J. C. P.dos; Silva, A. B. 2000. Zoneamento Agro ecológico do Nordeste do Brasil: diagnóstico e prognóstico. Recife: Embrapa Solos. Petrolina: Semi-Árido,. Disponível em 1 CD ROM.
- Silva, J. M. R., Mariano, G., Neves, S. P. 1997. Termobarometria das rochas metapelíticas: Região de Surubim e Alcantil, Província Borborema, NE do Brasil. In: XXI Simp. Geo. do Nordeste. p. 103-106.
- Silva, J. M. R., Mariano, G., Neves, S. P. 2003. Cinemática dos metassedimentos da parte Sul da Faixa Pajeú-Paraíba (Folha Surubim- Estado de Pernambuco): Nappes e retrocavalgamentos Brasilianos? In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. III internacional Symposium on Tectonics. Búzios. Boletim de Resumos, p. 9-11.
- Silva, J. M. R., Neves, S. P., Mariano, G. 2005a. Seqüências de deformações na Faixa Pajeú-Paraíba e suas relações com os eventos Cariris Velhos e Brasilianos. XVII Simpósio de geologia do Nordeste: Resumos Expandidos. Fortaleza (CE). V. 15, p. 118-121.
- Silva, J. M. R., Neves, S. P., Mariano, G. 2005b. Evolução estrutural e metamórfica da parte SE da faixa Pajeú-Paraíba (FPP), NW da Folha Surubim (PE) cavalgamento e retrocavalgamentos Brasilianos?. In: IX Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. III internacional Symposium on Tectonics. Búzios. Boletim de Resumos, p. 9-11.
- Skippen, G. B. 1974. An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. *Am. Journal. Science*. 224: 487-509.
- Souza Neto, J. A. 1999. Genesis of the Bonfim and Itajubatiba Gold Skarn Deposits, Northeast Brazil: a study based on isotopes, trace elements and fluid inclusions. *Université Catholique de Louvain. Unit. Geol. Louvain-La-Neuve*. 239p.
- Smith, L. H., Kaufman, A. J., Knoll, A. H., Link, P. K. 1994. Chemostratigraphy of predominantly siliciclastic Neoproterozoic successions: a case of study the Potacello Formation and Lower Brigham Group. *Idaho. Geol. Mag.* 131? 301-314.

- Spear, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Michigan, Chelsea-USA. 799p
- Stern, L.A., Chamberlain, C.P. Barnett, D.E., Ferry, J.M. 1992. Stable isotope evidence for regional-scale fluid migration in a Barrovian metamorphic terrain, Vermont, USA. *Contrib. Mineral. Petrol.* 112: 475-489.
- Strauss, H.; Des Marais, D.J.; Hayes, J.M. and Summons, R.E. 1992 Proterozoic organic carbon-Its preservation and isotopic record. In: Schidlowski, M.; Golubic, S.; Kimberley, M.M.; McKirdy, D.M. and Trudinger, P.A. (eds.): *Early Organic Evolution: Implications for Mineral and Energy Resources*: 203-211; Berlin (Springer).
- Suggio, K. 2003. *Geologia sedimentar*. Editora Edgard Blucher Ltda., EDUSP, 400pp.

T

- Tappan, Secular increase in nutrient levels through the Phanerozoic implications for productivity biomass. *Journal of Sedimentology*. 1986; n. 3. V. 11. 209-219.
- Tautani, C. Campstein, H., Dupont, L. 1969; *Acta Crystallographica Section B Structural Crystallography and Crystal Chemistry*. v. 28. Part 10.
- Taylor, B.E. and O'Neill, J.R. 1977. Stable isotope studies of metasomatic Ca-Fe-Al-Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada. *Contributions Mineral. Petrol.* 63:1-49.
- Tilley, C. E., 1948/51. A note on the progressive metamorphism of siliceous and dolomite. *Geology Magazine*, 88, 175-178.
- Tobin, J. K., Walker, K. R., Steinhauß, D. M., Mora, C. I., 1996. Fibrous calcite from the Ordovician of Tennessee: preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology*, 43: 235-251.
- Trommsdorf, V. V., Evans, B. W. 1977. Antigorite-ophicarbonates phase relations in a portion of the system CaO-MgO-SiO₂-H₂O-CO₂. *Contr. Mineral. Petrology* 60, 39-56.
- Tucker, M. E. 1982. Sedimentation of organic rich limestone's in the late Precambrian of southern Norway. *Precambrian Research*, 22, 293-213.
- Tucker, M.E., 1986. Carbon isotope excursions in Precambrian-Cambrian boundary beds, Morocco: *Nature*, v.319, p.48-50.
- Tucker, M.E. 1989. Carbon isotopic and Precambrian-Cambrian boundary geology. South Australia: ocean basin formation, seawater chemistry and organic evolution. *Terra Nova*, 1: 573-582.
- Tucker, M.E. 1990. Dolomites and dolomitization models. In: TUCKER, M.E. & JAMES, N. (ed). *Carbonate Sedimentology*. Ontário Blackwell Sci. Geo.I Association of Canadá, 365-400.
- Tucker, M.E. 1990a. Geological background to carbonate sedimentation. In: M.E. Tucker and V.P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, and 482p.
- Tucker, M.E. 1990b. Carbonate depositional systems in marine shallow water and lathstring carbonates. In: M.E. Tucker and V.P. Wright (eds.), *Carbonate Sedimentology*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, and 482p.
- Turner, F. J. 1981. *Metamorphic Petrology Mineralogical and Fields Aspects*. McGraw Hill Book Company, New York. 403p.
- Tucker, M.E. 1993. Sedimentation of organic-rich limestone in the late Precambrian of southern Norway. *Precambrian Res.*, 22:293-315.
- Tucker ME, Wright VP. 1996. *Carbonate sedimentology*. Oxford7 Blackwell Science; 482 pp.

U

- Ulbrich, A. V. H.H.G.J., Gomes, C.B. 2004. Ação do calcário sobre a tiririca (*Cyperus rotundus*) e os desnitrificadores em milho. *Planta Daninha*, v. 22, n. 4, p. 577-582,
- Urey, H. C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*. 562-581.

V

- Valley J and O'Neil J. 1984. ¹³C/¹²C exchange between calcite and graphite a possible thermometer for Greenville marbles. *Geochim. Cosmochim Acta* 45: 411-419.
- Van Schmus, W.R.; Brito Neves, B.B.; Babinski, M., 1994. Mesoproterozoic crustal domains in Borborema Province: Evidence from U/Pb and Sm/Nd geochronology. In: Congr. Bras. Geologia, 38, Bal. Camburui-SC. Resumos Expandidos, Bal. Camburui-SC. SBG, V. 2, p. 403-404.
- Van Schmus, W.B, Brito Neves, B.B., de Hacksparker, P., Babinsky, M., 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, nor); the astern Brazil: Initial conclusions, *Journal of South American Earth Sciences*. V. 8: 267-288.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hacsbacher, P. C., Babinsky, M., Fetter, A., Dantas, E. L. 1995a. Neoproterozoic and Late Mesoproterozoic sedimentary and volcanic sequences in the

- Borborema province, NE Brazil. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 14, Recife. Atas, 391-392. (Bol. 2).
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B.B., Hackspacher, P. C., Babinski, M. 1995b. U-Pb and Sm-Nd Geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeast Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(3/4):267-288.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Silva Filho, A. F., Toteu, S. F., Penayde, J., Guimarães, I. P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publication 2008*; v. 294: p. 69-99.
- Vauchez, A., Egydio-Silva, M. 1992. Termination of a continental-scale strike-slip fault in partially melted crust: the West Pernambuco shear zone, northeast Brazil. *Geology* 20, 1007-1010.
- Vauchez, A.; Neves, S. P.; Caby, R.; Corsini, M.; Egydio-Silva, M.; Arthaud, M.; and Amaro, V. 1995 The Borborema Province shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 8 (3/4) 247-266.
- Veizer, J. 1983. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: R. Reeder (Editor). *Carbonates: Mineralogy and Chemistry*. Min. Soc. Am. Rev. Mineral. Vol.11. pp. 141-167.
- Veizer, J., Clayton, R. and Hinton, R. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates IV: Early Paleoproterozoic (2.25 ± 0.25) seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 75-885.
- Veizer J. 1997. Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. In: Reeder RJ, editor. *Carbonates: Mineralogy and Chemistry: Reviews in Mineralogy*, p. 265– 300.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Brunh, F., Carden, G. A. F., Diener, A., Ebneith, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O., Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem. Geol.*, 30Ç145-178.
- Veizer J, Buhl D, Diener A, Ebneith S, Podlaha O, Bruckschen P, Jasper T, Korte C, Schaaf M, Ala D and Azmy K. 1997. Strontium isotope stratigraphic: potential resolution and event correlation. *Review Papers. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 132: 65-77.
- Veizer, J. Clayton, R. Hilton, R. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates IV Early Paleoproterozoic (2.25 ± 0.25 Ga) seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 56:875-885.
- Veizer, J. and Compston, W. 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimical Acta*, 40: 905-914.
- Veizer, J., Compston, W., Hoefs, J., Nielsen, H. 1982. Mantle buffering of the early oceans. *Nature*. 69, 173-180.
- Veizer, J., Compston, W., Clauer, N. and Schidlowski, M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle" event at ~900 Ma ago. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 295-302.
- Veizer, J. Buhl D., Diener, A. Ebneith, S., Podlaha, O., Bruckschen, P., Jasper, T., Korte, C., Schaaf M., Ala, D., Azmy, K. 1997. Strontium isotope stratigraphic: potential resolution and event correlation. *Review Paper. Paleogeography. Paleoclimate. Paleocology*. 132; 65-77.
- Veizer J and Hoefs J. 1976. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim Cosmochim Acta* 40: 1387-1395.
- Veizer, J. Holser, W. T., Wiguls, C. K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochimica et Cosmochimical. Acta*, 44: 579-587.
- W**
- Wadleigh, M.A., Veizer, J. and Brooks, C. 1982. Dissolved load of Canadian rivers and its geologic control. *Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting*. 7; 86p.
- Walter, M.R., Bould, D, J. 1983. The association of sulphate evaporite stromatolites carbonate and glacial sediments: examples from the Proterozoic of Australia and the Cenozoic of Antarctic. *Precambrian Research*, 21: 129-148.
- Walker, G. and Burley, S. 1991. Luminescence petrography and spectroscopic studies of diagenetic minerals. In: C.E. Barker and O.C. Kopp, (eds), *Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications*. SEPM pub. Oklahoma, 83-179.
- Walter, M.R. and Burton, E.A. 1990. Dissolution of Recent platform carbonates sediments in marine pore fluids. *American Journal Science*. 290:601-643.
- Walther, M.R., Verves, J.J., Claver, C.R., Gorjan, P., Hill, A. C., 2000. Dating the 840-544 Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research* 100, pp. 371-433.
- Wanderley, A.A., 1990. Monteiro, Folha SB.24-Z-D-IV, Carta Geológica, Carta Metalogenético-Previsional. Escala 1:100.000. Departamento Nacional de Produção Mineral, Companhia de Recursos Minerais, Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 100pp.

- Webster, J. R. Covich, A. P., Tank, J. L., Crockett, T. V. Retention of coarse organic particles in streams in the southern Appalachian Mountains. 1964. *Journal. North Amer. Benthic. Soc.* v. 13, n. 2. 140-150.
- Whitthouse, J. M., Classon, S. Sunder, T., Vestin, J. Ion microbe U-Pb zircon geochronology and correlation for Archaean gneiss from Lewisian Complex of Grunard Bad, northwestern Scotland. *Swedish Museum of Natural History, Publ. In: Geochemical et Cosmochimical Acta.* V. 61, Issue 20, October 1997. pp. 4429-4438.
- Wickham, S.M. and Peters, M.T. 1993. High $\delta^{13}\text{C}$ Neoproterozoic carbonate rocks in western North America. *Geology*, 21:165-168
- William, G. E., 1970. Sedimentology, stable isotope geochemistry and pale environmental of dolostones capping late Precambrian glacial sequences in Australia: *Geological Society of Australia Journal*, v. 26: 377-386.
- Winkler, H. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag. New York. 348p. Banner, J. and Hanson, G. 1990. Calculation of simultaneous isotope and trace elements variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 54: 3123-3138.
- Winkler, H. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag. New York. 348p.
- Winter, B. L., Knauth, L. P. 1992. Stable isotope geochemistry of cherts and carbonates from 2.0Ga Gunflint Iron formation: implications for the depositional setting and effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, 59, 283-313.
- Woodruff, F. and Savin, S. M. 1985. $\delta^{13}\text{C}$ Values of Miocene Pacific benthic foraminifera: Correlations with sea level and biological productivity. *Geology* 13: 119-122.
- Wright, D. G., McDougall, T., J., Jacket, R. D., Feistel, R. Accurate and Computationally Efficient Algorithms for Potential Temperature and Density of Seawater ³Institut für Ostseeforschung, Warnemünde, Germany 33pp. ²Department of Fisheries and Oceans, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth, NS B2Y 4A2, Canada. 1997.
- Y**
- Yardley, B. W. D., Lloyd, G. E. 1989. An application of catodoluminescence microscopy to the study of textures and reactions in high-grade marbles from Connemara. Ireland. *Ge. Mg.* 126, 4, 333-337.
- Yardley, B.W.D. - 1989 - An introduction to metamorphic petrology. Ed. Longman Scientific.
- Young, G.M. 1976. Proterozoic Plate Tectonics, glaciations and iron-formations. *S. Geo.* 58:127-144.
- Young, G.M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? *Geology*, 23:153-156.
- Young, G.H. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Raptian Group Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research.* 3: 137-158.
- Z**
- Zempolich, W.R., Wilkinson, B.H. and Lohmann, K.C. 1988. Diagenesis of late Proterozoic carbonates: the Beck Springs Dolomite of eastern California. *J. Sed. Petrol.*, 58:656-672.

◇◇◇◇◇◇◇◇

ANEXOS

ANEXO I

PETROGRA- ASSOCIAÇÕES MINERAIS

Tabela 4.6- Associação mineral de amostras representativas do perfil MAND.

Nº de Campo	Associação Mineral																			Nome da Rocha			
	Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	pl	ms	flo	bt	cl	gft	esc	fost	mic	tc	apt	ala	serp	tit	op	Classificação	
MAND-01	85-95				«1	<1	<1	<1				<3		1								<1	Mármore calcítico
MAND-02	80-85				«1	«1	<1	<1		«1		5-10										<1	Mármore calcítico
MAND-03	90-95					<1	<1	<1				«2	<1				«1					<1	Mármore calcítico
MAND-04	80-85				«1	«2	«1	«1		«1		<10	«1	«1			«1					«1	Mármore calcítico
MAND-05	85-90				«1		<1	3	1			<1	3				«1					1	Mármore calcítico
MAND-06	85-90				2	2	«1		<1	«1		«1	<5	«1			«1		«1	«1		<1	Mármore calcítico
MAND-07	80-85				«1		<1	«1	<1	«1		5-10			«1	«1	«2		«1				Mármore calcítico
MAND-08	80-90				3	2	<3	«1	«1	«2		«1					«1	«2		«1		<1	Mármore calcítico
MAND-09	85-90				1	1	«1	1	<3			<1	«1				«1					<1	Mármore calcítico

Legendas: cc=calcita, do= dolomita, tr=tremolita, di= diopsídio, qz=quartzo, pl=plagioclásio, ms=muscovita, flo=flogopita, bt=biotita, cl=clorita, gft=grafita, esc=escapolita, fost=forsterita, mic=microclina, tc=talco, apt=apatita, ala=alanita, serp=serpentina, tit=titanita, op=minerais opacos. anf=anfíbólio, clt- cloritóide, pi= pirita, epi= epidoto, mb= mica branca, con= crondrodita.

Tabela 4.7- Associação mineral de amostras representativas do perfil ODGRAVE

Nº de Campo	Associação Mineral																				Nome da Rocha		
	Classificação																						
Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	pl	hum	mic	ms	flo	bt	clt	cl	gft	esc	cond	fost	tc	apt	epi	tit	op	
ODGRAVE-01	90-95	«1	«1	2	«1	«1				«1			«1	«2					«1		«1	«1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-02	95-90	<1	<1	<1	<1				2	«3	<1		«1	<4	«1						«1	<1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-03	85-90	<1	4	<1	«1	2			5	>3	2		<1	<1							<1	1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-04	85-90		1	<1	<1				2		«1			2								<1	Mármore calcítico com di
ODGRAVE-05	85-90	3		1	«1				1	«1		«1		5							«1	5	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-06	85-90	4	2	«1	«1						3	2	«1	1							«2	2	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-07	85-90	2			<2	<2					2			5								2	Mármore calcítico com tr
ODGRAVE-08	85-90		«1	1	«1		«1				«1			<5	«1	«1	«1			«1	«1	<1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-10	85-90	<1	<1	<1	<1				«1	«1	«1			«2							«1	«4	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-13	85-90	«1	<1	«1	«1				<1	>1	«1			<8	«1						«1	«1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-14	80-90	1	«1	<2	«1				<1					<6	«1						<2	<1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-15	80-90		«1	«1	<1	«1			1	>1	<1	«1		<8	«1		«1		«1		<1	«1	Mármore calcítico com di
ODGRAVE-16	80-85	1	1	«1	«1				«1	2				<8					<1	«2	<1	<2	Mármore calcítico com di
ODGRAVE-17	90-95	«1	«2	«1	«1					«1	«1			<7					«1	«1	«1	1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-18	80-85	2	2	<1	1				2	«1			<1	<5								x	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-19	80-85	5	4	«1	<1				5		«1	1	5		«1						«1	«1	Mármore calcítico
ODGRAVE-20	85-90	2		«1					2		«1			5		«1						1	Mármore calcítico
ODGRAVE-21	85-90		1	1	1				3				«1	4		«1	«1	«1			<1	<1	Mármore calcítico com di
ODGRAVE-22	85-90	«2	<2		1	«1			1	3		1	2		«1						«1	1	Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-23	85-90	2		<1	<2				1		«1			2					«1			2	Mármore calcítico com tr
ODGRAVE-24	85-90	3		«1	<1				«1	«1			«1	5		«1		«1	«1	«1	«1		Mármore calcítico com tr e di
ODGRAVE-25	85-90	3	2	«1	2				«1				«1	<8	«1			x			«1	2	Mármore calcítico com tr e di

Legendas: cc=calcita, do= dolomita, tr=tremolita, di= diopsídio, qz=quartzo, pl=plagioclásio, ms=muscovita, flo=flogopita, bt=biotita, clo=clorita, gft=grafita, esc=escapolita, fost=forsterita, mic=microclina, tc=talco, apt=apatita, ala=alanita, serp=serpentina, tit=titanita, op=minerais opacos. anf=anfíbólio, clt- cloritóide, pi= pirita, epi= epidoto, mb= mica branca, con= crondrodita.

Tabela 4.8- Associação mineral de amostras representativas do perfil SAGRAVE

Nº de Campo	Associação Mineral																				Nome da Rocha			
	Classificação																							
Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	flo	bt	cl	clt	gft	esc	fost	tc	apt	ala	serp	epi	tit	op		
SAGRAVE 01	90-95		«2	«1	«1		«1						«3	«2		«1		«1					<2	Mármore calcítico com tr
SAGRAVE 02	90-95		«2	«1	«1		«1	«1					«4		x		«1					«1	<2	Mármore calcítico com di
SAGRAVE 03	90-90		1	2	x		«1	«2	«1	«1				«1					«1			«1	>1	Mármore calcítico com tr
SAGRAVE 04	85-90			2	«1		«2	1					2		«1				«1			1	>2	Mármore calcítico com di
SAGRAVE 05	80-90			<2	<1		«1			«1		«1	4	«1			«1				«1	«1	>3	Mármore calcítico
SAGRAVE 06	80-90		«2	«1	«1	«1	«1	5	«1	<1			<5				«1	<3			«1	«1	>4	Mármore calcítico com tr
SAGRAVE 07	85-90		<3	«2	1	«1	1	«1		«1	«1		3										<2	Mármore calcítico
SAGRAVE 08	85-90		«1	«1	1	«1	«1	3			«1		«1		«1		«1				«1			Mármore calcítico com tr e di
SAGRAVE 09	90-95		«1	«1	«1	«2	«1	«1					«1		«1						«2	«2	«1	Mármore calcítico com tr e di
SAGRAVE 10	90-95			<2	«1			«1	«1				>3	«1		«1			«1				<1	Mármore calcítico com tr
SAGRAVE 11	90-95			<2	<1		<1	1				«1	<1		<1							<1	<1	Mármore calcítico com di
SAGRAVE 12	90-95		«2	«1	<1		«1						«1										«1	Mármore calcítico com tr e di
SAGRAVE 13	85-90		<5	<2	<1		<1	2	«1		«1		«2									«1	<1	Mármore calcítico com tr e di
SAGRAVE 14	90-95		<2	<1						1			<1			«1	«1					<1		Mármore calcítico com tr e di
SAGRAVE 15	90-95		<2	<1	<1		<1	1	<1		<1											<1	<1	Mármore calcítico com tr e di

Legendas: cc=calcita, do= dolomita, tr=tremolita, di= diopsídio, qz=quartzo, pl=plagioclásio, ms=muscovita, flo=flogopita, bt=biotita, clo=clorita, gft=grafita, esc=escapolita, fost=forsterita, mic=microclina, tc=talco, apt=apatita, ala=alanita, serp=serpentina, tit=titanita, op=m, inerais opacos. anf=anfíbólio, clt= cloritóide, pi= pirita, epi= epidoto, mb= mica branca, con= crondrodita.

Tabela 4.9- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPG

Nº de Campo	Associação Mineral																				Nome da Rocha						
	Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	flo	bt	clt	cl	cln	gft	esc	ep	fost	tc	apt	ala	tit	zr	op	Classificação		
VLPG-01	85-90		2	3	<1		«1	«1					«1		<5								«1		«1	Mármore dolomítico	
VLPG-02	80-95				<1			2	1																2	Mármore dolomítico	
VLPG-03	80-90		3		<1			<1	<1		«1				2									«1	2	Mármore dolomítico	
VLPG-04	90-95		<1	«1	«1			1	1	«1			«1									«1			«1	Mármore dolomítico	
VLPG-05	90-95		<1	1	<1	«1		2	<1	«1					«1										«1	Mármore dolomítico cinza	
VLPG-06	80-95		«3		<1			«3	<1	«1	«1	«1			5										«1	Mármore dolomítico	
VLPG-07	85-90		2	«3	<1			«1																«1	«1	<1	Mármore dolomítico
VLPG-08	95-95		<1		<1	«1		1	<1	«1					<1										<1	Mármore dolomítico cinza	
VLPG-09	85-90		«1		2				3	«1		«1	«1												<2	Mármore dolomítico	
VLPG-10	90-95		<1		<1			«1	«1		<1				«1		«1								<1	Mármore dolomítico bandado	
VLPG-11	90-95		<1		<1	«1		<1	<1		«1				<1										«1	Mármore dolomítico bandado	
VLPG-12	90-95		<1	«1	<1			«2	«1		«1				1										«1	Mármore dolomítico	
VLPG-13	90-95		<1						«1						1						«1		«1	«1	«1	Mármore dolomítico	
VLPG-14	90-95		<1	<1	<1			<1	<1	«1					3		<1							<1	«2	Mármore dolomítico	
VLPG-15	80-95		<1	<1	<1			<1	«1						«1										«1	«1	Mármore dolomítico
VLPG-16	90-95		«1	<1	<1			<1	<2	«1	«1				«1									«1	<1	Mármore dolomítico cinza	
VLPG-17	90-95		«1	«1	<1			«1	<1	«1					<6	«1									«1	Mármore dolomítico branco	
VLPG-18	85-90		«1	«1	<1	«1		«1	<1	«1					«8										«1	«1	Mármore dolomítico branco
VLPG-19	80-90		2	3	<1			<3	«1					«1	«8						«1				«1	«1	Mármore dolomítico cinza
VLPG-20	85-90		2	«1	<1			«2	<1	«1					«6			«1	«1						«1	x	Mármore dolomítico cinza
VLPG-21	90-95		«1	«1	«1			«1	«1	«1					<5						«1	«1	«1		«1	«1	Mármore dolomítico cinza

Legendas: cc=calcita, do= dolomita, tr=tremolita, di= diopsídio, qz=quartzo, pl=plagioclásio, ms=muscovita, flo=flogopita, bt=biotita, clo=clorita, gft=grafita, esc=escapolita, fost=forsterita, mic=microclina, tc=talco, apt=apatita, ala=alanita, serp=serpentina, tit=titanita, op=m, inerais opacos. anf=anfíblio, clt- cloritóide, pi= pirita, epi= epidoto, mb= mica branca, con= crondrodita.

Tabela 4.9- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPG (Continuação)

Nº de Campo	Associação Mineral																				Nome da Rocha					
	Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	flo	bt	clt	cl	cln	gft	esc	ep	fost	tc	apt	ala	tit	zr	op	Classificação	
VLPG-22	80-90	«3	«2	<1			«2	«1							<8			«1				«1		«1	Mármore dolomítico branco	
VLPG-23	90-95	1	1	<			«1	<1							<5				«1		«1			«1	«1	Mármore dolomítico cinza
VLPG-24	90-95	«1	«1	<1			«3	«1							<4					«1					<1	Mármore dolomítico cinza
VLPG-25	85-90	«3	«4	2			«1	2							«8		«1						«1		<2	Mármore dolomítico branco
VLPG-26	85-90	<1		<1			>1	«1	«1						<7								«1		<1	Mármore dolomítico
VLPG-27	90-95	«1	<1	<1			<1	<1							«5					«1	«1				<1	Mármore dolomítico
VLPG-28	85-90		«1	«1			«1		«1						«6			«1							«3	Mármore dolomítico

Legendas: cc=calcita, do= dolomita, tr=tremolita, di= diopsídio, qz=quartzo, pl=plagioclásio, ms=muscovita, flo=flogopita, bt=biotita, clo=clorita, gft=grafita, esc=escapolita, fost=forsterita, mic=microclina, tc=talco, apt=apatita, ala=alanita, serp=serpentina, tit=titanita, op=m, inerais opacos. anf=anfíbólio, clt- cloritóide, pi= piritita, epi= epidoto, mb= mica branca, con= crondrodita.

Tabela 4.10- Associação mineral de amostras representativas do perfil VLPG

Nº de Campo	Associação Mineral																				Nome da Rocha					
	Mineralogia (%)	cc	do	tr	di	qz	mic	pl	ms	flo	bt	cl	ser	gft	esc	fost	epi	apt	tc	tit	zr	op	Classificação			
VLPM- 01	85-90		«1			«1	«1	«1	«1		«1	«1		<6	«1	«1								<1	Mármore dolomítico	
VLPM- 02	85-90		«1	2	«1	«1	«1	«1			«1			<8							«1		«1		Mármore dolomítico	
VLPM- 03	85-90		2	3	1	«1	«1	«1	«1	«1	«2		«1	<4									<1	<1	Mármore dolomítico	
VLPM- 04	85-90		<1			1	«1	«2	«2		«1			<5			«1	«1					«1	<1	Mármore dolomítico	
VLPM- 05	85-90		2	«1	<1	«1	«1	«1			«1	«1		<5									«1	«1	Mármore dolomítico cinza	
VLPM- 06	85-90		<1		<1	«1	<1	3	«1		«1			<3						«1			<1	«1	<1	Mármore dolomítico
VLPM- 07	85-90		<2	x	1		<2	3				1		<3	«1		«1						«1	«1	«1	Mármore dolomítico
VLPM- 08	90-95		«1	«1	1		«1			«1	«1			<4			«1	«1						<1	Mármore dolomítico cinza	
VLPM- 10	90-96		<1	1	«1		«1							2	<1	«1					«1	«1		«1	Mármore dolomítico cinza	

Legendas: cc=calcita, do= dolomita, tr=tremolita, di= diopsídio, qz=quartzo, pl=plagioclásio, ms=muscovita, flo=flogopita, bt=biotita, clo=clorita, gft=grafita, esc=escapolita, fost=forsterita, mic=microclina, tc=talco, apt=apatita, ala=alanita, serp=serpentina, tit=titanita, op=m, inerais opacos. anf=anfíbólio, clt- cloritóide, pi= piritita, epi= epidoto, mb= mica branca, con= crondrodita.

ANEXO II

ANÁLISES DE QUÍMICA MINERAL

Tabela 6.1b- Análises químicas de anfibólios da lente ODGRAVE (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).						
Óxidos	ODGRAVE-19					
	I	II	III	IV	V	VI
Na ₂ O	1,492	2,038	1,123	1,788	1,537	1,678
SiO ₂	50,240	50,381	49,455	47,710	51,003	51,790
Al ₂ O ₃	3,603	3,650	3,635	3,576	3,416	3,446
MgO	21,693	22,750	22,611	23,061	22,782	23,124
K ₂ O	0,997	0,719	0,917	0,614	0,741	0,882
TiO ₂	0,191	0,142	0,115	0,921	0,078	0,092
FeO	5,651	5,802	6,635	5,169	5,337	4,408
Cr ₂ O ₃	0,054	0,033	0,000	0,046	0,028	0,042
BaO	0,000	0,003	0,000	0,001	0,065	0,043
CaO	12,031	12,029	13,037	14,204	13,007	13,043
MnO	0,002	0,003	0,001	0,004	0,003	0,030
F	1,119	1,118	1,147	1,091	1,112	1,064
Cl	0,008	0,012	0,008	0,048	0,013	0,005
H ₂ O	1,971	1,059	1,268	1,577	1,542	1,043
Total	99,05	99,74	99,95	99,81	100,66	100,69
O=F	-0,655	-0,327	-0,118	-0,551	-0,832	-0,329
O=Cl	-0,005	-0,003	-0,008	-0,011	-0,012	-0,001
Total Geral	98,39	99,42	99,83	99,58	99,82	99,56
apfu	I	II	III	IV	V	VI
Na	0,38	0,26	0,29	0,45	0,39	0,43
Si	6,59	12,96	6,49	6,26	6,69	6,80
Al	0,56	0,85	0,56	0,55	0,53	0,53
Mg	4,24	4,26	4,42	4,51	4,46	4,52
K	0,17	0,06	0,15	0,10	0,12	0,15
Ti	0,02	0,03	0,01	0,09	0,01	0,01
Fe	0,62	0,64	0,73	0,57	0,59	0,48
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,69	1,69	1,83	2,00	1,83	1,83
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,46	0,46	0,48	0,45	0,46	0,44
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
H	1,73	0,46	1,11	1,38	1,35	0,91
Total	16,47	21,67	16,08	16,39	16,44	16,12

Tabela 6.2a- Análises químicas de anfibólios da lente SAGRAVE (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).											
Óxidos	SAGRAVE-06						SAGRAVE-15				
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V
Na ₂ O	0,835	1,384	1,402	1,412	1,279	1,225	0,618	1,364	1,297	0,599	1,206
SiO ₂	56,913	56,743	56,510	56,226	57,037	56,739	57,562	56,403	57,235	56,325	57,133
Al ₂ O ₃	1,778	1,928	2,357	2,771	3,452	3,200	3,717	2,389	2,924	3,581	3,695
MgO	23,693	23,416	22,886	23,663	21,148	21,626	21,757	23,663	21,957	21,322	21,578
K ₂ O	0,187	0,191	0,138	0,085	0,131	0,166	0,057	0,190	0,181	0,058	0,040
TiO ₂	0,230	0,127	0,154	0,328	0,474	0,147	0,057	0,087	0,067	0,112	0,138
FeO	0,234	0,220	0,387	0,324	0,313	0,660	0,497	0,548	0,430	0,294	0,432
Cr ₂ O ₃	0,006	0,051	0,066	0,023	0,042	0,051	0,059	0,065	0,051	0,051	0,042
BaO	0,153	0,189	0,193	0,178	0,143	0,110	0,054	0,113	0,069	0,128	0,078
CaO	13,293	13,521	13,762	14,315	13,290	13,429	13,280	13,342	13,200	13,823	13,987
MnO	0,000	0,000	0,016	0,021	0,008	0,001	0,059	0,006	0,036	0,051	0,066
F	0,515	0,369	0,617	0,297	0,344	0,151	0,599	0,571	0,388	1,060	0,313
Cl	0,004	0,011	0,024	0,030	0,008	0,030	0,016	0,021	0,013	0,006	0,021
H ₂ O	1,949	1,656	1,618	1,098	1,938	1,649	1,870	1,883	2,140	1,672	1,828
Total	99,79	99,81	100,13	100,65	99,61	99,18	100,20	100,65	99,99	99,08	100,56
O=F	-0,235	-0,327	-0,546	-0,255	0,657	0,985	-0,435	-0,768	-0,256	-0,329	-0,821
O=Cl	-0,002	-0,003	-0,001	0,001	0,003	0,005	-0,005	-0,001	-0,005	-0,001	-0,003
Total Geral	99,55	99,55	99,58	99,56	100,27	99,70	99,76	99,71	99,73	99,76	99,73
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	VI	VIII
Na	0,21	0,35	0,10	0,10	0,33	0,31	0,16	0,35	0,33	0,15	0,31
Si	7,47	7,45	7,42	7,38	7,49	7,45	7,55	7,40	7,51	7,39	7,50
Al	0,28	0,30	0,36	0,43	0,53	0,49	0,57	0,37	0,45	0,55	0,57
Mg	4,64	4,58	4,48	4,63	4,14	4,23	4,26	4,63	4,30	4,17	4,22
K	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01
Ti	0,02	0,01	0,02	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,07	0,05	0,06	0,05	0,03	0,05
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	1,87	1,90	1,94	2,01	1,87	1,89	1,87	1,88	1,86	1,94	1,97
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
F	0,21	0,15	0,26	0,12	0,14	0,06	0,25	0,24	0,16	0,44	0,13
Cl	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H	1,71	1,45	1,42	1,73	1,70	1,44	1,64	1,65	1,87	1,46	1,60
Total	16,47	16,27	16,07	16,51	16,31	16,01	16,38	16,63	16,58	16,19	16,38

Tabela 6.2b- Análises químicas de anfibólios da lente SAGRAVE (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).						
Óxidos	SAGRAVE 18					
	I	II	III	IV	V	VI
Na ₂ O	1,365	0,419	0,401	1,366	1,590	1,457
SiO ₂	56,574	56,994	57,000	57,857	58,001	57,075
Al ₂ O ₃	2,345	3,053	2,395	2,113	2,956	2,533
MgO	22,121	22,017	22,328	22,515	22,411	21,973
K ₂ O	0,121	0,124	0,186	0,192	0,061	0,012
TiO ₂	0,101	0,079	0,081	0,104	0,027	0,098
FeO	0,682	0,713	0,534	0,567	0,255	0,263
Cr ₂ O ₃	0,046	0,051	0,006	0,000	0,042	0,036
BaO	0,000	0,123	0,014	0,098	0,042	0,000
CaO	13,360	13,326	13,263	13,319	13,589	13,605
MnO	0,039	0,987	0,706	0,000	0,046	0,014
F	0,954	0,977	0,878	0,536	0,433	0,626
Cl	0,006	0,005	0,019	0,024	0,000	0,011
H ₂ O	1,397	1,725	1,836	1,946	1,193	2,477
Total	99,25	100,59	99,65	100,64	100,65	100,18
O=F	-0,325	-0,327	-0,146	-0,329	-0,657	-0,635
O=Cl	-0,004	-0,003	-0,006	-0,001	-0,003	-0,005
Total Geral	99,32	99,67	99,50	99,63	99,99	99,66
apfu	I	II	III	IV	V	VII
Na	0,35	0,11	0,10	0,35	0,40	0,37
Si	7,42	7,48	7,48	7,59	7,61	7,49
Al	0,36	0,47	0,37	0,33	0,46	0,39
Mg	4,33	4,31	4,37	4,41	4,39	4,30
K	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Fe	0,07	0,08	0,06	0,06	0,03	0,03
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
Ca	1,88	1,87	1,87	1,87	1,91	1,91
Mn	0,00	0,11	0,08	0,00	0,01	0,00
F	0,40	0,41	0,36	0,22	0,18	0,26
Cl	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
H	1,70	1,51	1,61	1,70	1,04	2,17
Total	16,55	16,38	16,34	16,59	16,04	16,94

Tabela 6.3a- Análises químicas de anfibólios da lente VLPG (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).										
Óxidos	VLPG-15					VLPG 17				
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
Na ₂ O	1,098	2,086	2,055	2,089	1,252	1,140	1,714	1,072	2,059	1,757
SiO ₂	52,951	50,953	52,066	52,614	54,293	53,689	55,256	54,258	54,379	53,562
Al ₂ O ₃	5,915	6,457	5,851	5,669	3,744	4,924	3,999	5,917	4,157	2,155
MgO	23,478	23,768	23,861	23,125	23,704	23,827	23,835	23,647	23,975	26,186
K ₂ O	0,258	0,347	0,418	0,268	0,895	0,154	0,733	0,297	0,337	0,143
TiO ₂	0,088	0,127	0,088	0,154	0,577	0,345	0,406	0,387	0,401	0,388
FeO	0,271	0,245	0,358	0,381	0,305	0,147	0,176	0,137	0,142	0,108
Cr ₂ O ₃	0,071	0,029	0,029	0,095	0,000	0,031	0,000	0,042	0,000	0,028
BaO	0,000	0,114	0,000	0,000	0,119	0,000	0,134	0,054	0,136	0,041
CaO	13,213	13,367	13,228	13,184	13,978	13,803	13,038	13,037	13,245	13,063
MnO	0,078	0,018	0,010	0,104	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000
F	0,753	0,825	0,962	0,936	0,334	0,941	0,214	0,258	0,566	0,548
Cl	0,081	0,085	0,081	0,088	0,005	0,019	0,016	0,030	0,100	0,043
H ₂ O	1,745	1,789	1,734	1,958	1,277	1,774	1,343	1,139	1,227	1,003
Total	100,00	100,21	100,74	100,67	100,48	100,79	100,86	10,28	100,75	99,03
O=F	-0,233	-0,335	-0,653	-0,421	-0,323	-0,411	-0,427	-0,443	-0,559	-0,655
O=Cl	-0,002	-0,005	-0,003	-0,011	-0,017	-0,002	-0,004	-0,020	-0,080	-0,024
Total Geral	99,77	99,87	100,08	100,23	100,14	100,38	100,43	100,81	100,12	100,35
apfu	I	II	III	IV	VIII	I	II	III	IV	V
Na	0,28	0,53	0,52	0,53	0,32	0,29	0,44	0,53	0,52	0,45
Si	6,95	6,69	6,83	6,90	7,13	7,05	7,25	7,12	7,14	7,03
Al	0,91	1,00	0,91	0,88	0,58	0,76	0,62	0,92	0,64	0,33
Mg	4,59	4,65	4,67	4,53	4,64	4,66	4,66	4,63	4,69	5,52
K	0,04	0,06	0,07	0,04	0,15	0,03	0,12	0,05	0,06	0,02
Ti	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
Fe	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	1,86	1,88	1,86	1,85	1,97	1,94	1,83	1,83	1,86	1,84
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,31	0,34	0,40	0,39	0,14	0,39	0,09	0,11	0,23	0,23
Cl	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01
H	1,53	1,57	1,52	1,71	1,12	1,55	1,18	1,00	1,07	0,88
Total	16,55	16,78	16,85	16,93		16,73	16,26	16,24	16,31	16,35

Tabela 6.3b- Análises químicas de anfibólios da lente VLPG (fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios).							
Óxidos	VLPG-18						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Na ₂ O	2,177	2,145	2,167	2,129	2,145	2,207	2,192
SiO ₂	52,853	52,974	52,351	53,984	52,251	52,124	53,203
Al ₂ O ₃	4,315	3,712	3,322	3,649	5,192	3,603	3,465
MgO	23,631	23,699	22,815	22,656	22,801	23,873	23,225
K ₂ O	0,825	0,026	0,837	0,325	0,887	0,682	0,974
TiO ₂	0,611	0,900	0,630	0,685	0,720	0,682	0,520
FeO	0,537	0,278	1,811	0,498	0,447	0,689	0,355
Cr ₂ O ₃	0,006	0,000	0,045	0,000	0,030	0,033	0,029
BaO	0,034	0,271	0,043	0,233	0,048	0,086	0,098
CaO	13,898	13,819	12,944	13,223	13,687	13,943	13,847
MnO	0,027	0,008	0,034	0,000	0,000	0,017	0,000
F	0,195	0,904	0,827	0,507	0,297	0,481	0,749
Cl	0,024	0,014	0,012	0,024	0,000	0,016	0,011
H ₂ O	1,659	1,822	2,076	2,086	1,596	2,191	1,592
Total	100,79	100,57	99,91	100,00	100,10	100,63	100,26
O=F	-0,511	-0,547	-0,643	-0,349	-0,275	-0,391	-0,207
O=Cl	-0,006	-0,008	-0,010	-0,008	-0,004	-0,008	-0,006
Total Geral	100,28	100,02	99,26	99,64	99,82	100,23	100,05
apfu	I	II	III	IV	V	VI	VII
Na	0,55	0,55	0,55	0,54	0,55	0,56	0,56
Si	6,94	6,95	6,87	7,08	6,86	6,84	6,98
Al	0,67	0,57	0,51	0,56	0,80	0,56	0,54
Mg	4,62	4,64	4,46	4,43	4,46	4,67	4,54
K	0,14	0,00	0,14	0,05	0,15	0,11	0,16
Ti	0,06	0,09	0,06	0,07	0,07	0,07	0,05
Fe	0,06	0,03	0,20	0,05	0,05	0,08	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Ca	1,95	1,94	1,82	1,86	1,92	1,96	1,95
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,08	0,38	0,34	0,21	0,12	0,20	0,31
Cl	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
H	1,45	1,60	1,82	1,83	1,40	1,92	1,39
Total	16,54	16,76	16,79	16,71	16,39	16,98	16,53

Tabela 6.4- Análises químicas de calcitas da lente ODGRAVE													
ODGRAVE 7							ODGRAVE 08						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
CaCO ₃	97,40	97,59	97,83	97,16	97,23	97,65	97,65	97,13	97,55	97,16	96,59	97,16	
MgCO ₃	1,01	1,14	1,06	1,25	1,15	0,86	0,98	0,84	0,98	1,50	0,88	0,99	
MnCO ₃	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,04	0,00	0,03	
FeCO ₃	0,22	0,23	0,22	0,23	0,32	0,24	0,42	0,41	0,33	0,23	0,46	0,23	
BaCO ₃	0,07	0,00	0,03	0,19	0,03	0,09	0,04	0,01	0,00	0,02	0,04	0,02	
SrCO ₃	0,15	0,21	0,22	0,31	0,25	0,51	0,18	0,23	0,42	0,21	0,37	0,21	
CO ₂	1,28	1,32	1,36	1,71	1,32	1,32	1,30	1,25	1,28	0,71	2,00	0,71	
Total	100,13	100,50	100,72	100,94	100,31	100,67	100,57	99,89	100,55	99,85	100,34	99,35	
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
Ca	1,92	1,94	1,93	1,91	1,92	1,92	1,92	1,91	1,92	1,91	1,90	1,91	
Mg	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	
C	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,06	0,02	
Total	1,99	2,02	2,00	2,01	1,99	2,00	2,00	1,98	2,00	1,98	2,00	1,97	
ODGRAVE 17							ODGRAVE 19						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
CaCO ₃	98,33	97,23	96,94	97,15	97,58	97,50	97,20	96,83	97,62	97,83	97,50	96,95	
MgCO ₃	1,01	1,24	1,21	1,45	0,60	1,09	0,98	0,86	1,03	0,96	1,09	1,72	
MnCO ₃	0,00	0,03	0,04	0,98	0,02	0,08	0,00	0,00	0,02	0,01	0,08	0,07	
FeCO ₃	0,00	0,40	0,44	0,22	0,06	0,20	0,21	0,19	0,14	0,18	0,20	0,18	
BaCO ₃	0,00	0,00	0,10	0,19	0,01	0,09	0,13	0,20	0,13	0,15	0,09	0,10	
SrCO ₃	0,27	0,08	0,10	0,06	0,37	0,25	0,65	0,36	0,62	0,54	0,25	0,30	
CO ₂	1,23	1,34	1,32	0,71	1,09	1,33	1,34	1,29	1,31	1,03	1,33	1,32	
Total	100,83	100,32	100,15	100,76	99,73	100,54	100,51	99,73	100,87	100,70	100,54	100,64	
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	I	
Ca	1,94	1,92	1,91	1,91	1,92	1,92	1,91	1,91	1,92	1,93	1,92	1,91	
Mg	0,02	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	
C	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	

Tabela 6.5- Análises químicas de calcitas da lente SAGRAVE													
SAGRAVE 7							SAGRAVE 8						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
CaCO ₃	96,89	97,65	97,95	97,88	96,59	96,87	97,40	97,45	97,52	97,46	97,04	97,46	
MgCO ₃	1,29	1,35	1,26	1,14	1,36	1,45	0,99	0,85	0,68	0,82	0,66	0,73	
MnCO ₃	0,05	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,05	0,05	0,00	0,01	0,02	
FeCO ₃	0,13	0,20	0,22	0,22	0,11	0,19	0,12	0,31	0,15	0,13	0,07	0,15	
BaCO ₃	0,00	0,04	0,03	0,00	0,08	0,00	0,03	0,02	0,04	0,04	0,02	0,04	
SrCO ₃	0,26	0,24	0,26	0,42	0,24	0,28	0,33	0,24	0,37	0,24	0,23	0,25	
CO ₂	1,31	1,32	1,13	1,33	1,29	1,33	1,19	1,86	1,51	2,07	2,51	2,03	
Total	99,93	100,80	100,88	100,99	99,67	100,12	100,08	100,78	100,31	100,76	100,55	100,67	
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
Ca	1,91	1,92	1,93	1,93	1,90	1,91	1,92	1,92	1,92	1,92	1,91	1,92	
Mg	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	
C	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,05	0,07	0,08	0,07	
Total	1,99	2,00	2,00	2,01	1,98	1,99	1,99	2,01	1,99	2,01	2,01	2,01	
SAGRAVE 9							SAGRAVE 14						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
CaCO ₃	97,54	97,60	97,56	97,58	96,99	96,56	98,13	96,31	96,89	97,70	96,89	97,90	
MgCO ₃	0,96	0,95	1,06	1,05	1,07	0,97	1,06	1,46	0,99	1,57	0,98	1,50	
MnCO ₃	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,01	0,05	0,03	0,09	0,03	0,04	0,01	
FeCO ₃	0,08	0,09	0,08	0,11	0,19	0,03	0,22	0,17	0,13	0,03	0,12	0,12	
BaCO ₃	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,09	0,00	0,01	0,07	0,00	
SrCO ₃	0,33	0,37	0,42	0,40	0,35	0,37	0,00	0,05	0,00	0,11	0,11	0,10	
CO ₂	1,91	1,32	1,19	1,10	1,09	1,79	1,31	1,28	1,53	1,34	1,32	1,32	
Total	100,86	100,36	100,33	100,27	99,70	99,75	100,78	99,39	99,62	100,78	99,53	100,96	
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
Ca	1,92	1,92	1,92	1,92	1,91	1,90	1,93	1,90	1,91	1,92	1,91	1,93	
Mg	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,04	0,02	0,03	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Sr	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
C	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	
Total	2,01	1,99	1,99	1,99	1,98	1,99	2,00	1,98	1,98	2,01	1,98	2,01	

Tabela 6.6- Análises químicas de calcitas da lente VLPG												
VLPG 05							VLPG 15					
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI
CaCO ₃	95,26	95,24	94,95	95,82	95,94	95,38	95,57	95,82	96,23	95,35	95,71	96,32
MgCO ₃	3,12	3,12	4,12	3,28	3,20	3,14	3,18	2,96	2,33	3,12	3,13	2,17
MnCO ₃	0,05	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
FeCO ₃	0,11	0,11	0,14	0,13	0,09	0,21	0,13	0,12	0,12	0,04	0,03	0,03
BaCO ₃	0,02	0,00	0,16	0,00	0,18	0,05	0,00	0,00	0,00	0,39	0,02	0,13
SrCO ₃	0,05	0,08	0,05	0,06	0,07	0,03	0,03	0,00	0,09	0,09	0,00	0,05
CO ₂	1,34	1,34	1,32	1,43	1,43	1,33	1,32	1,31	1,31	1,33	1,32	1,33
Total	99,95	99,93	100,78	100,73	100,91	100,14	100,23	100,23	100,07	100,31	100,21	100,04
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	I	II	IV
Ca	1,88	1,88	1,87	1,89	1,89	1,88	1,88	1,89	1,90	1,88	1,89	1,90
Mg	0,07	0,07	0,10	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,07	0,07	0,05
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	1,99	1,99	2,01	2,01	2,01	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00	2,00	1,99
VLPG 17						VLPG 18						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI
CaCO ₃	96,12	95,99	95,94	95,94	95,86	94,94	95,73	95,85	95,65	95,62	96,01	95,80
MgCO ₃	2,50	3,20	3,18	3,20	2,99	3,17	3,00	2,99	3,20	3,08	2,19	2,78
MnCO ₃	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeCO ₃	0,03	0,11	0,04	0,14	0,22	0,22	0,09	0,11	0,00	0,03	0,03	0,12
BaCO ₃	0,04	0,14	0,12	0,13	0,09	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,00	0,02
SrCO ₃	0,07	0,03	0,04	0,03	0,00	0,13	0,14	0,10	0,07	0,10	0,05	0,11
CO ₂	1,25	1,31	1,32	1,22	1,36	1,54	1,33	1,31	1,32	1,32	1,33	1,34
Total	100,02	100,79	100,64	100,66	100,52	100,02	100,31	100,39	100,25	100,18	99,61	100,16
apfu	I	V	VI	I	II	III	I	II	III	IV	V	VI
Ca	1,89	1,89	1,89	1,89	1,89	1,87	1,89	1,89	1,88	1,88	1,89	1,89
Mg	0,06	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,05	0,06
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Total	1,99	2,01	2,01	2,01	2,01	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	1,99	2,00

Tabela 6.7- Análises químicas de dolomitas da lente ODGRAVE															
ODGRAVE 08								ODGRAVE 17				ODGRAVE 19			
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	VII	Óxidos	I	II	III	I	II	III	IV
CaCO ₃	54,36	54,60	55,27	55,20	56,37	54,14	55,35	CaCO ₃	55,34	54,61	54,63	54,94	55,18	55,68	55,06
MgCO ₃	44,09	43,69	43,15	42,14	42,33	43,14	43,22	MgCO ₃	43,50	43,73	43,73	44,01	43,71	43,08	43,39
MnCO ₃	0,00	0,00	0,03	0,08	0,01	0,05	0,01	MnCO ₃	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01
FeCO ₃	0,26	0,21	0,23	0,19	0,29	0,45	0,35	FeCO ₃	0,28	0,35	0,15	0,25	0,33	0,33	0,43
BaCO ₃	0,12	0,00	0,41	0,34	0,12	0,60	0,04	BaCO ₃	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
SrCO ₃	0,08	0,17	0,14	0,15	0,07	0,02	0,14	SrCO ₃	0,03	0,05	0,12	0,01	0,02	0,12	0,07
CO ₂	1,35	1,43	1,24	1,34	1,43	1,38	1,37	CO ₂	1,35	1,43	1,34	1,31	1,34	1,32	1,34
Total	100,26	100,10	100,46	99,43	100,61	99,78	100,48	Total	100,53	100,20	100,02	100,53	100,60	100,52	100,30
apfu	I	II	III	IV	V	VI	VII	apfu	I	II	Média	I	II	III	Média
Ca	1,07	1,08	1,09	1,09	1,11	1,07	1,09	Ca	1,09	1,08	1,08	1,08	1,09	1,10	1,08
Mg	0,95	0,94	0,93	0,91	0,91	0,93	0,93	Mg	0,94	0,94	0,94	0,95	0,94	0,93	0,94
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	Fe	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	C	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	2,04	2,03	2,04	2,01	2,04	2,02	2,04	Total	2,04	2,04	2,03	2,04	2,04	2,04	2,04

Tabela 6.8- Análises químicas de dolomitas da lente SAGRAVE																
SAGRAVE 7								SAGRAVE 9				SAGRAVE 14				
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	VII	Óxidos	I	II	III	IV	I	II	III	IV
CaCO ₃	54,20	54,49	54,52	54,54	54,29	54,57	54,75	CaCO ₃	53,66	54,60	54,87	54,74	54,20	55,64	54,74	54,80
MgCO ₃	44,07	43,57	44,15	44,14	44,03	44,14	44,22	MgCO ₃	44,09	43,69	44,15	44,22	44,14	43,03	43,22	43,99
MnCO ₃	0,00	0,00	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	MnCO ₃	0,00	0,23	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02
FeCO ₃	0,31	0,22	0,12	0,12	0,30	0,21	0,11	FeCO ₃	0,27	0,21	0,12	0,11	0,13	0,22	0,29	0,22
BaCO ₃	0,23	0,19	0,13	0,00	0,18	0,09	0,09	BaCO ₃	0,22	0,33	0,11	0,05	0,00	0,17	0,04	0,04
SrCO ₃	0,08	0,17	0,11	0,15	0,09	0,01	0,11	SrCO ₃	0,21	0,32	0,32	0,41	0,22	0,31	0,15	0,23
CO ₂	1,35	1,34	1,34	1,35	1,43	1,33	1,37	CO ₂	1,44	1,34	1,24	1,14	1,03	1,14	1,64	1,38
Total	100,25	99,97	100,38	100,31	100,33	100,36	100,67	Total	99,88	100,73	100,80	100,69	99,73	100,52	100,08	100,68
apfu	I	II	III	IV	V	VI	Média	apfu	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Ca	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,07	1,08	Ca	1,06	1,08	1,08	1,08	1,07	1,10	1,08	1,08
Mg	0,95	0,94	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	Mg	0,95	0,94	0,95	0,95	0,95	0,93	0,93	0,95
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	Sr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	C	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Total	2,04	2,03	2,04	2,04	2,04	2,04	2,05	Total	2,03	2,05	2,05	2,05	2,04	2,05	2,04	2,05

Tabela 6.9- Análises químicas de dolomitas da lente VLPG													
VLPG 5							VLPG 15						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	VII
CaCO ₃	55,20	55,21	54,53	54,60	55,21	54,68	55,22	55,22	54,59	54,97	54,64	55,14	55,13
MgCO ₃	43,98	44,18	44,70	43,98	44,18	44,72	43,72	44,12	44,21	44,28	43,92	44,14	44,12
MnCO ₃	0,00	0,01	0,06	0,00	0,01	0,08	0,00	0,03	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
FeCO ₃	0,39	0,22	0,42	0,40	0,17	0,22	0,32	0,14	0,14	0,23	0,29	0,12	0,22
BaCO ₃	0,11	0,02	0,20	0,11	0,02	0,18	0,02	0,00	0,10	0,00	0,17	0,04	0,03
SrCO ₃	0,00	0,03	0,06	0,03	0,00	0,04	0,04	0,03	0,02	0,04	0,07	0,03	0,05
CO ₂	1,31	1,32	0,70	1,31	1,32	0,70	1,34	1,34	1,32	1,43	1,43	1,33	1,33
Total	100,99	100,99	100,66	100,42	100,91	100,61	100,66	100,89	100,43	100,96	100,53	100,79	100,88
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	VII
Ca	1,09	1,09	1,07	1,08	1,09	1,08	1,09	1,09	1,08	1,08	1,08	1,09	1,09
Mg	0,95	0,95	0,96	0,95	0,95	0,97	0,94	0,95	0,95	0,96	0,95	0,95	0,95
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	2,06	2,06	2,06	2,05	2,06	2,06	2,05	2,06	2,05	2,06	2,05	2,06	2,06
VLPG 17							VLPG 18						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	VII
CaCO ₃	54,33	54,65	54,68	54,57	54,18	55,23	54,89	54,22	54,19	54,68	54,64	55,14	55,13
MgCO ₃	44,89	44,09	44,50	44,38	44,95	44,33	44,12	44,12	44,02	44,28	43,92	44,14	44,12
MnCO ₃	0,01	0,00	0,05	0,00	0,02	0,02	0,00	0,03	0,04	0,11	0,01	0,00	0,00
FeCO ₃	0,24	0,34	0,21	0,31	0,24	0,30	0,31	0,43	0,44	0,34	0,30	0,22	0,32
BaCO ₃	0,00	0,12	0,00	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,12	0,00	0,17	0,07	0,04
SrCO ₃	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	0,05	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	0,03
CO ₂	1,32	1,31	0,00	1,32	1,31	0,88	1,34	1,34	1,32	1,43	1,43	1,33	1,33
Total	100,83	100,52	99,46	100,62	100,71	100,78	100,73	100,19	100,15	100,88	100,50	100,92	100,97
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	I
Ca	1,07	1,08	1,08	1,07	1,07	1,09	1,08	1,07	1,07	1,08	1,08	1,09	1,09
Mg	0,97	0,95	0,96	0,96	0,97	0,96	0,95	0,95	0,95	0,96	0,95	0,95	0,95
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
C	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	2,06	2,05	2,04	2,05	2,06	2,06	2,05	2,04	2,04	2,06	2,05	2,06	2,06

Tabela 6.10- Análises químicas de feldspatos da lente ODGRAVE												
	ODGRAVE-07							ODGRAVE-08				
Óxidos	I	II	III	IV	V	VII	VII	I	II	III	IV	V
SiO ₂	63,519	63,945	61,554	62,154	61,725	61,456	63,124	64,519	64,945	61,554	58,531	58,485
Al ₂ O ₃	23,417	20,989	23,014	24,167	24,664	23,677	22,014	21,254	20,519	24,664	25,729	25,934
Fe ₂ O ₃	0,033	0,086	0,058	0,045	0,056	0,086	0,058	0,045	0,035	0,033	0,042	0,017
BaO	0,099	0,033	0,043	0,014	0,056	0,022	0,043	0,065	0,051	0,126	0,154	0,085
CaO	4,899	6,756	6,075	4,794	5,479	6,756	6,075	6,014	7,023	5,995	7,454	7,445
Na ₂ O	8,034	9,016	8,028	8,162	7,901	8,016	9,028	8,444	7,635	7,438	7,465	7,962
K ₂ O	0,009	0,010	0,000	0,061	0,117	0,010	0,000	0,020	0,106	0,248	0,196	0,085
SrO	0,031	0,084	0,105	0,335	0,581	0,084	0,105	0,000	0,000	0,000	0,393	0,393
Total:	100,04	100,92	98,88	99,73	100,58	100,11	100,45	100,36	100,31	100,06	99,96	100,41
Si	8,698	8,757	8,429	8,511	8,453	8,416	8,644	8,835	8,894	8,429	8,015	8,009
Al	1,890	1,694	1,857	1,950	1,991	1,911	1,777	1,715	1,656	1,991	2,076	2,093
Fe	0,002	0,004	0,003	0,002	0,003	0,004	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001
Ba	0,005	0,002	0,002	0,001	0,003	0,001	0,002	0,003	0,003	0,007	0,008	0,005
Ca	0,719	0,991	0,891	0,703	0,804	0,991	0,891	0,882	1,031	0,880	1,094	1,092
Na	2,133	2,394	2,132	2,167	2,098	2,128	2,397	2,242	2,027	1,975	1,982	2,114
K	0,002	0,002	0,000	0,011	0,020	0,002	0,000	0,004	0,019	0,043	0,034	0,015
Sr	0,002	0,007	0,008	0,027	0,046	0,007	0,008	0,000	0,000	0,000	0,031	0,031
Total:	13,45	13,85	13,32	13,37	13,42	13,46	13,72	13,68	13,63	13,33	13,24	13,36
Ortoclásio	0,06	0,05	0,00	0,37	0,70	0,06	0,00	0,11	0,60	1,50	1,10	0,46
Albita	74,75	70,68	70,51	75,22	71,79	68,19	72,89	71,68	65,90	68,15	63,73	65,63
Anortita	25,19	29,27	29,49	24,41	27,51	31,76	27,11	28,21	33,50	30,36	35,17	33,91
Óxidos	ODGRAVE-17							ODGRAVE-19				
SiO ₂	64,228	62,340	65,431	61,904	64,228	62,340	61,554	61,120	63,001	64,572	63,776	58,692
Al ₂ O ₃	22,151	23,552	25,711	24,125	22,151	23,552	24,664	23,552	21,541	20,685	23,598	26,077
Fe ₂ O ₃	0,013	0,082	0,082	0,065	0,126	0,082	0,033	0,083	0,033	0,059	0,404	0,070
BaO	0,041	0,042	0,043	0,055	0,041	0,042	0,126	0,251	0,122	0,042	0,098	0,099
CaO	5,221	4,793	7,425	7,764	5,221	4,793	5,995	5,921	6,186	6,647	6,754	7,593
Na ₂ O	9,035	8,110	0,009	6,693	9,035	8,110	7,438	8,811	9,349	7,616	6,139	6,594
K ₂ O	0,134	0,223	0,955	0,268	0,134	0,223	0,248	0,000	0,096	0,113	0,084	0,284
SrO	0,000	0,000	0,063	0,000	0,000	0,000	0,000	0,479	0,333	0,544	0,000	0,359
Total:	100,82	99,14	99,72	100,87	100,94	99,14	100,06	100,22	100,66	100,28	100,85	99,77
Si	8,795	8,537	8,960	8,477	8,795	8,537	8,429	8,370	8,627	8,843	8,734	8,037
Al	1,788	1,901	2,075	1,947	1,788	1,901	1,991	1,901	1,738	1,669	1,904	2,105
Fe	0,001	0,004	0,004	0,003	0,006	0,004	0,002	0,004	0,002	0,003	0,021	0,004
Ba	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002	0,007	0,013	0,007	0,002	0,005	0,005
Ca	0,766	0,703	1,090	1,139	0,766	0,703	0,880	0,869	0,908	0,975	0,991	1,114
Na	2,399	2,153	0,002	1,777	2,399	2,153	1,975	2,340	2,482	2,022	1,630	1,751
K	0,023	0,039	0,167	0,047	0,023	0,039	0,043	0,000	0,017	0,020	0,015	0,050
Sr	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	0,026	0,043	0,000	0,029
Total:	13,77	13,34	12,31	13,39	13,78	13,34	13,33	13,53	13,81	13,58	13,30	13,09
Ortoclásio	0,73	1,35	13,26	1,58	0,73	1,35	1,50	0,00	0,49	0,65	0,56	1,70
Albita	75,24	74,37	0,19	59,97	75,24	74,37	68,15	72,92	72,86	67,02	61,84	60,07
Anortita	24,03	24,29	86,56	38,45	24,03	24,29	30,36	27,08	26,64	32,33	37,60	38,23

Tabela 6.11- Análises químicas de feldspatos da lente SAGRAVE													
Óxidos	SAGRAVE-07						SAGRAVE-08						
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
SiO ₂	58,984	61,185	59,976	60,711	64,329	64,134	64,636	64,863	62,154	61,725	64,448	67,399	
Al ₂ O ₃	26,125	25,408	25,750	25,335	22,527	22,483	20,995	20,045	24,167	24,664	22,783	19,952	
Fe ₂ O ₃	0,005	0,182	0,098	0,023	0,007	0,017	0,023	0,000	0,005	0,000	0,009	0,000	
BaO	0,000	0,111	0,000	0,028	0,446	0,360	0,026	0,234	0,014	0,056	0,097	0,000	
CaO	7,764	6,888	7,184	6,289	6,047	6,629	5,237	7,015	4,794	5,479	5,725	6,273	
Na ₂ O	6,693	6,894	6,532	7,486	7,084	6,548	7,843	7,241	8,162	7,901	6,855	7,059	
K ₂ O	0,027	0,095	0,146	0,130	0,091	0,090	0,592	0,174	0,061	0,117	0,150	0,084	
SrO	0,000	0,200	0,479	0,290	0,320	0,477	0,571	0,000	0,335	0,581	0,421	0,177	
Total:	99,60	100,96	100,17	100,29	100,85	100,74	99,92	99,57	99,69	100,52	100,49	100,94	
Si	8,077	8,379	8,213	8,314	8,809	8,783	8,851	8,882	8,511	8,453	8,826	9,230	
Al	2,108	2,051	2,078	2,045	1,818	1,814	1,694	1,618	1,950	1,991	1,839	1,610	
Fe	0,000	0,009	0,005	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ba	0,000	0,006	0,000	0,002	0,024	0,019	0,001	0,013	0,001	0,003	0,005	0,000	
Ca	1,139	1,011	1,054	0,923	0,887	0,973	0,768	1,029	0,703	0,804	0,840	0,920	
Na	1,777	1,831	1,734	1,988	1,881	1,739	2,083	1,923	2,167	2,098	1,820	1,874	
K	0,005	0,017	0,026	0,023	0,016	0,016	0,103	0,030	0,011	0,020	0,026	0,015	
Sr	0,000	0,016	0,038	0,023	0,025	0,038	0,045	0,000	0,027	0,046	0,033	0,014	
Total:	13,11	13,32	13,15	13,32	13,46	13,38	13,55	13,50	13,37	13,41	13,39	13,66	
Ortoclásio	0,16	0,58	0,91	0,77	0,57	0,58	3,50	1,02	0,37	0,70	0,98	0,52	
Albita	60,84	64,05	61,63	67,76	67,56	63,75	70,49	64,47	75,22	71,79	67,75	66,71	
Anortita	39,00	35,37	37,46	31,46	31,87	35,67	26,01	34,51	24,41	27,51	31,27	32,76	
Óxidos	SAGRAVE-9						FELDSPATO SAGRAVE-14						
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI	
SiO ₂	63,001	62,572	61,776	58,969	59,531	62,071	61,185	59,976	60,711	64,329	63,664	62,863	
Al ₂ O ₃	21,541	23,685	23,598	26,077	25,729	24,023	25,408	25,975	25,335	21,527	21,595	23,045	
Fe ₂ O ₃	0,033	0,059	0,444	0,070	0,000	0,000	0,182	0,098	0,023	0,007	0,023	0,000	
BaO	0,000	0,042	0,098	0,000	0,154	0,069	0,111	0,000	0,028	0,446	0,259	0,234	
CaO	6,186	5,647	7,054	7,593	7,454	6,218	5,888	5,184	6,289	6,470	6,237	7,015	
Na ₂ O	9,349	7,616	7,139	6,594	6,465	7,109	6,894	7,532	7,486	6,847	7,843	7,241	
K ₂ O	0,096	0,113	0,084	0,084	0,196	0,105	0,095	0,146	0,130	0,091	0,059	0,174	
SrO	0,333	0,544	0,000	0,359	0,393	0,089	0,200	0,479	0,290	0,320	0,571	0,000	
Total:	100,54	100,28	100,19	99,75	99,92	99,68	99,96	99,39	100,29	100,04	100,25	100,57	
Si	8,627	8,569	8,460	8,075	8,152	8,500	8,379	8,213	8,314	8,809	8,718	8,608	
Al	1,738	1,911	1,904	2,105	2,076	1,939	2,051	2,096	2,045	1,737	1,743	1,860	
Fe	0,002	0,003	0,023	0,004	0,000	0,000	0,009	0,005	0,001	0,000	0,001	0,000	
Ba	0,000	0,002	0,005	0,000	0,008	0,004	0,006	0,000	0,002	0,024	0,014	0,013	
Ca	0,908	0,829	1,035	1,114	1,094	0,912	0,864	0,761	0,923	0,949	0,915	1,029	
Na	2,482	2,022	1,896	1,751	1,717	1,888	1,831	2,000	1,988	1,818	2,083	1,923	
K	0,017	0,020	0,015	0,015	0,034	0,018	0,017	0,026	0,023	0,016	0,010	0,030	
Sr	0,026	0,043	0,000	0,029	0,031	0,007	0,016	0,038	0,023	0,025	0,045	0,000	
Total:	13,80	13,40	13,34	13,09	13,11	13,27	13,17	13,14	13,32	13,38	13,53	13,46	
Ortoclásio	0,49	0,69	0,50	0,51	1,20	0,65	0,61	0,92	0,77	0,57	0,34	1,02	
Albita	72,86	70,45	64,36	60,80	60,35	66,98	67,52	71,78	67,76	65,32	69,23	64,47	
Anortita	26,64	28,87	35,14	38,69	38,45	32,37	31,87	27,30	31,46	34,11	30,42	34,51	

Tabela 6.12- Análises químicas de feldspatos da lente V LPG										
Óxido	V LPG-16					V LPG-17				
	I	II	III	IV	V	I	II	III	IV	V
SiO ₂	64,628	63,876	61,843	60,593	61,723	62,448	62,399	63,071	63,876	63,843
Al ₂ O ₃	19,024	19,889	20,731	22,993	21,750	20,783	19,952	20,023	19,889	20,731
Fe ₂ O ₃	0,087	0,038	0,007	0,256	0,174	0,079	0,144	0,098	0,038	0,067
BaO	0,066	0,078	0,042	0,000	0,139	0,097	0,000	0,069	0,000	0,042
CaO	6,655	6,191	6,784	5,879	5,481	5,725	6,273	6,218	6,191	5,784
Na ₂ O	10,021	10,708	10,568	10,402	9,873	10,855	11,059	11,090	10,708	9,568
K ₂ O	0,000	0,094	0,117	0,282	0,747	0,150	0,084	0,105	0,094	0,117
SrO	0,052	0,089	0,742	0,000	0,190	0,421	0,177	0,089	0,089	0,742
Total:	100,53	100,96	100,83	100,41	100,08	100,56	100,09	100,76	100,89	100,89
Si	8,850	8,747	8,469	8,298	8,452	8,552	8,545	8,637	8,747	8,743
Al	1,535	1,605	1,673	1,856	1,755	1,677	1,610	1,616	1,605	1,673
Fe	0,004	0,002	0,000	0,013	0,009	0,004	0,007	0,005	0,002	0,003
Ba	0,004	0,004	0,002	0,000	0,007	0,005	0,000	0,004	0,000	0,002
Ca	0,977	0,908	0,995	0,863	0,804	0,840	0,920	0,912	0,908	0,849
Na	2,661	2,843	2,806	2,762	2,622	2,882	2,936	2,945	2,843	2,541
K	0,000	0,016	0,020	0,049	0,131	0,026	0,015	0,018	0,016	0,020
Sr	0,004	0,007	0,059	0,000	0,015	0,033	0,014	0,007	0,007	0,059
Total:	14,04	14,13	14,03	13,84	13,80	14,02	14,05	14,14	14,13	13,890
Ortoclásio	0,00	0,44	0,53	1,34	3,67	0,70	0,38	0,47	0,44	0,60
Albita	73,15	75,46	73,42	75,18	73,71	76,89	75,85	75,98	75,46	74,51
Anortita	26,85	24,11	26,05	23,48	22,62	22,41	23,78	23,54	24,11	24,89
V LPG-18										
Óxido	I	II	III	IV	V	VI	VII			
SiO ₂	60,593	63,231	61,084	63,519	62,945	63,595	61,811			
Al ₂ O ₃	21,993	20,175	21,017	18,254	18,519	20,228	21,634			
Fe ₂ O ₃	0,256	0,174	0,019	0,043	0,005	0,151	0,055			
BaO	0,000	0,139	0,099	0,265	0,251	0,134	0,223			
CaO	6,379	6,481	5,899	7,014	7,023	6,221	6,793			
Na ₂ O	11,282	9,747	0,009	10,620	11,106	10,126	10,082			
K ₂ O	0,402	0,087	11,876	0,444	0,635	0,000	0,000			
SrO	0,000	0,190	0,031	0,000	0,000	0,041	0,042			
Total:	100,91	100,22	100,03	100,16	100,48	100,50	100,64			
Si	8,298	8,659	8,365	8,698	8,620	8,709	8,464			
Al	1,775	1,628	1,696	1,473	1,495	1,632	1,746			
Fe	0,013	0,009	0,001	0,002	0,000	0,008	0,003			
Ba	0,000	0,007	0,005	0,014	0,013	0,007	0,012			
Ca	0,936	0,951	0,866	1,029	1,031	0,913	0,997			
Na	2,996	2,588	0,002	2,820	2,949	2,689	2,677			
K	0,070	0,015	2,075	0,078	0,111	0,000	0,000			
Sr	0,000	0,015	0,002	0,000	0,000	0,003	0,003			
Total:	14,09	13,87	13,01	14,11	14,22	13,96	13,90			
Ortoclásio	1,76	0,43	70,51	1,98	2,71	0,00	0,00			
Albita	74,86	72,81	0,08	71,81	72,09	74,65	72,87			
Anortita	23,39	26,76	29,41	26,21	25,19	25,35	27,13			

Tabela 6.13a- Análises químicas das micas da lente ODGRAVE (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).											
ODGRAVE 08				ODGRAVE 17							
Óxidos	I	II	III	I	II	III	IV	V	VI	VII	
SiO ₂	40,83	42,85	41,95	41,52	41,91	41,74	41,65	40,23	41,04	40,74	
TiO ₂	0,36	0,54	0,45	1,97	0,62	0,43	0,45	0,33	0,47	0,31	
Al ₂ O ₃	14,70	14,62	14,66	14,80	14,69	14,42	15,89	15,06	15,15	15,26	
FeO	0,38	0,25	0,73	0,55	0,23	0,22	0,39	0,32	0,31	0,66	
MnO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	
MgO	26,50	25,77	26,06	26,31	25,78	25,93	25,36	26,18	25,45	26,13	
CaO	0,21	0,29	0,03	0,02	0,09	0,15	0,08	0,12	0,13	0,11	
Na ₂ O	0,37	0,18	0,13	0,41	0,39	0,38	0,40	0,41	0,28	0,23	
K ₂ O	10,26	10,44	10,35	8,49	9,87	9,91	10,04	9,85	10,31	10,07	
F	1,62	1,66	1,64	1,82	2,15	2,07	2,02	1,79	1,66	2,15	
Cl	0,03	0,02	0,03	0,04	0,00	0,01	0,02	0,03	0,01	0,03	
BaO	1,03	0,00	0,70	1,02	1,50	1,29	0,93	1,28	0,74	0,78	
C ₂ O ₃	0,02	0,00	0,04	0,02	0,03	0,00	0,06	0,00	0,03	0,04	
NiO	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	
H ₂ O	4,03	3,29	3,66	3,84	2,95	3,66	3,02	3,60	3,94	3,45	
Total	100,34	99,91	100,45	100,88	100,23	100,21	100,33	99,24	99,56	99,99	
apfu	I	II	III	I	II	III	IV	V	VI	VII	
Si	5,256	5,464	5,361	5,252	5,357	5,364	5,262	5,209	5,364	5,318	
Ti	0,046	0,068	0,058	0,249	0,080	0,055	0,057	0,042	0,062	0,041	
Al	3,785	3,728	3,747	3,745	3,756	3,705	4,014	3,901	3,698	3,723	
Fe	0,049	0,032	0,094	0,070	0,030	0,028	0,049	0,042	0,041	0,086	
Mn	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	
Mg	3,410	3,286	3,331	3,328	3,295	3,332	3,203	3,390	3,327	3,412	
Ca	0,027	0,037	0,004	0,003	0,012	0,019	0,010	0,015	0,017	0,014	
Na	0,095	0,046	0,033	0,105	0,098	0,099	0,102	0,107	0,073	0,059	
K	2,642	2,662	2,645	2,147	2,522	2,546	2,536	2,550	2,695	2,628	
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Cl	0,004	0,003	0,004	0,005	0,001	0,001	0,003	0,004	0,001	0,004	
Ba	0,132	0,000	0,090	0,129	0,192	0,166	0,118	0,165	0,097	0,102	
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
H	0,705	0,598	0,653	0,671	0,526	0,653	0,529	0,624	0,703	0,611	
Total	16,15	15,92	16,02	15,70	15,87	15,97	15,88	16,05	16,08	16,00	
Fe/(Fe+Mg)	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	
Mg/(Fe+Mg)	0,99	0,99	0,97	0,98	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,98	
Na+Si	5,351	5,511	5,394	5,356	5,455	5,463	5,363	5,316	5,436	5,377	
Al ^{IV} +Al ^{VI}	1,704	1,344	1,531	1,752	1,530	1,567	1,462	1,681	1,575	1,640	
Mg+Si	8,666	8,750	8,692	8,579	8,652	8,696	8,465	8,598	8,690	8,730	
Ca+Al ^{IV}	2,772	2,573	2,643	2,751	2,655	2,655	2,748	2,806	2,653	2,696	
Na+Al ^{IV}	2,839	2,582	2,672	2,853	2,741	2,735	2,840	2,898	2,709	2,740	
Vac+Si	4,492	4,719	4,678	4,996	4,724	4,700	4,614	4,537	4,579	4,617	

Tabela 6.13b- Análises químicas de micas da lente ODGRAVE (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).							
	ODGRAVE 19						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	40,63	41,45	41,41	40,34	41,39	41,04	39,45
TiO ₂	0,41	0,35	0,33	0,39	0,42	0,70	0,69
Al ₂ O ₃	15,79	15,44	15,98	16,71	15,44	15,34	15,84
FeO	0,51	0,97	0,22	0,95	0,41	0,34	0,57
MnO	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
MgO	26,51	25,41	25,38	26,35	25,84	25,87	26,01
CaO	0,11	0,04	0,02	0,05	0,09	0,05	0,07
Na ₂ O	0,30	0,43	0,53	0,35	0,24	0,34	0,24
K ₂ O	9,61	9,96	10,07	9,22	9,66	9,67	9,92
F	1,81	1,69	1,91	2,39	2,50	1,86	2,43
Cl	0,06	0,06	0,05	0,07	0,06	0,07	0,06
BaO	0,82	0,18	0,00	0,19	0,25	0,44	0,33
C ₂ O ₃	0,02	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,02
NiO	0,04	0,05	0,00	0,00	0,02	0,04	0,00
H ₂ O	3,20	3,14	3,68	3,52	3,62	3,95	3,49
Total	99,81	99,18	99,59	100,51	99,98	99,76	99,10
apfu	I	II	III	IV	V	VI	VII
Si	5,215	5,307	5,258	5,081	5,274	5,246	5,078
Ti	0,053	0,045	0,042	0,049	0,054	0,090	0,089
Al	4,053	3,954	4,057	4,209	3,936	3,920	4,077
Fe	0,065	0,124	0,028	0,119	0,052	0,044	0,073
Mn	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mg	3,275	3,253	3,222	3,319	3,292	3,306	3,349
Ca	0,015	0,005	0,003	0,006	0,011	0,007	0,009
Na	0,077	0,110	0,135	0,087	0,062	0,087	0,063
K	2,466	2,551	2,556	2,324	2,463	2,471	2,553
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,007	0,008	0,006	0,009	0,008	0,009	0,007
Ba	0,105	0,023	0,000	0,023	0,032	0,056	0,043
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	0,555	0,555	0,643	0,595	0,635	0,689	0,590
Total	15,89	15,94	15,83	15,82	15,82	15,93	15,93
Fe/(Fe+Mg)	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02
Mg/(Fe+Mg)	0,98	0,96	0,99	0,97	0,98	0,99	0,98
Na+Si	5,292	5,417	5,393	5,168	5,336	5,334	5,141
Al ^{IV} +Al ^{VI}	1,517	1,432	1,427	1,629	1,516	1,587	1,767
Mg+Si	8,490	8,560	8,480	8,400	8,566	8,553	8,427
Ca+Al ^{IV}	2,799	2,698	2,745	2,925	2,737	2,761	2,931
Na+Al ^{IV}	2,861	2,803	2,877	3,006	2,788	2,841	2,985
Vac+SI	4,658	4,641	4,564	4,664	4,738	4,681	4,454

Tabela 6.14a- Análises químicas de micas da lente SAGRAVE (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).														
SAGRAVE 02								SAGRAVE-15						
Óxido	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	40,817	40,585	39,853	40,87	42,197	40,261	41,46	40,24	39,381	39,46	40,771	41,00	41,179	40,34
TiO ₂	0,118	0,322	0,281	0,127	0,145	1,558	0,282	0,191	0,142	0,115	0,221	0,181	0,518	0,556
Al ₂ O ₃	14,341	14,303	14,432	14,52	14,955	15,024	14,571	15,651	15,802	15,64	15,169	15,337	14,408	15,125
FeO	2,306	2,874	2,926	3,116	2,739	6,6	3,119	3,603	3,653	3,635	3,576	3,416	3,446	3,55
MnO	0,060	0,000	0,000	0,002	0,003	0,033	0,010	0,004	0,000	0,014	0,028	0,029	0,010	0,010
MgO	24,661	23,811	23,142	22,58	22,401	21,607	22,048	22,693	22,75	22,61	22,061	21,782	23,124	22,849
CaO	0,043	0,0311	0,079	0,026	0,086	0,005	0,015	0,031	0,029	0,037	0,054	0,077	0,043	0,083
Na ₂ O	1,104	1,036	1,093	1,059	1,128	0,092	0,908	1,119	1,118	1,147	1,091	1,112	1,064	0,811
K ₂ O	9,443	9,657	9,017	9,663	9,519	10,277	10,016	9,997	10,019	9,917	9,914	10,041	10,082	9,876
F	4,688	4,866	4,471	4,934	5,351	1,929	5,226	4,492	5,038	5,123	4,788	5,537	4,678	5,161
Cl	0,017	0,018	0,049	0,000	0,000	0,032	0,040	0,017	0,077	0,049	0,000	0,000	0,005	0,010
BaO	1,256	1,069	1,124	1,207	0,987	0,122	1,084	1,012	0,869	1,124	1,207	0,887	0,765	0,688
C ₂ O ₃	0,000	0,015	0,027	0,038	0,019	0,084	0,000	0,017	0,025	0,017	0,014	0,009	0,005	0,000
NiO	0,000	0,010	0,003	0,002	0,013	0,008	0,020	0,000	0,010	0,003	0,042	0,053	0,005	0,010
H ₂ O	1,361	1,958	3,704	1,838	1,075	3,191	1,99	1,712	1,703	0,958	1,241	1,231	1,502	1,464
Total	100,22	100,55	100,20	99,98	100,62	100,82	100,79	100,78	100,62	99,84	100,18	100,70	100,83	100,53
apfu	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Si	5,287	5,251	5,182	5,289	5,371	5,131	5,313	5,132	5,045	5,086	5,231	5,229	5,287	5,170
Ti	0,015	0,042	0,037	0,016	0,018	0,199	0,036	0,024	0,018	0,015	0,028	0,023	0,067	0,071
Al	3,715	3,701	3,753	3,759	3,807	3,829	3,735	3,992	4,049	4,031	3,892	3,912	3,700	3,877
Fe	0,299	0,372	0,380	0,403	0,349	0,841	0,400	0,460	0,468	0,469	0,459	0,436	0,442	0,455
Mn	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,001	0,000	0,002	0,004	0,004	0,001	0,001
Mg	3,195	3,080	3,009	2,923	2,851	2,754	2,826	2,894	2,915	2,915	2,830	2,778	2,969	2,928
Ca	0,006	0,004	0,010	0,003	0,011	0,001	0,002	0,004	0,004	0,005	0,007	0,010	0,006	0,011
Na	0,286	0,268	0,284	0,274	0,287	0,023	0,233	0,285	0,286	0,296	0,280	0,284	0,273	0,208
K	2,446	2,499	2,345	2,501	2,423	2,619	2,567	2,550	2,567	2,557	2,544	2,561	2,589	2,531
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,002	0,002	0,006	0,000	0,000	0,004	0,005	0,002	0,010	0,006	0,000	0,000	0,001	0,001
Ba	0,163	0,138	0,146	0,156	0,126	0,016	0,139	0,129	0,111	0,145	0,155	0,113	0,098	0,088
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	0,240	0,342	0,639	0,324	0,192	0,545	0,352	0,292	0,286	0,162	0,216	0,214	0,264	0,252
Total	15,66	15,70	15,79	15,65	15,44	15,97	15,61	15,77	15,76	15,69	15,65	15,56	15,70	15,59
Fe/(Fe+Mg)	0,09	0,11	0,11	0,12	0,11	0,23	0,12	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,13	0,13
Mg/(Fe+Mg)	0,91	0,89	0,89	0,88	0,89	0,77	0,88	0,86	0,86	0,86	0,86	0,86	0,87	0,87
Na+Si	5,573	5,519	5,467	5,563	5,658	5,154	5,546	5,417	5,332	5,382	5,511	5,513	5,561	5,377
Al ^{IV} +Al ^{VI}	1,710	1,798	1,882	1,664	1,452	1,909	1,638	1,744	1,860	1,797	1,646	1,630	1,725	1,784
Mg+Si	8,482	8,331	8,192	8,212	8,222	7,885	8,139	8,026	7,960	8,001	8,061	8,007	8,256	8,098
Ca+Al ^{IV}	2,718	2,753	2,828	2,715	2,640	2,870	2,688	2,872	2,958	2,919	2,776	2,781	2,718	2,841
Na+Al ^{IV}	2,999	3,017	3,102	2,985	2,916	2,893	2,919	3,153	3,241	3,210	3,049	3,055	2,986	3,038
Vac+SI	4,549	4,480	4,543	4,510	4,650	4,487	4,512	4,293	4,188	4,229	4,400	4,375	4,420	4,420

Tabela 6.14b- Análises químicas de micas da lente SAGRAVE (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).														
SAGRAVE 17								SAGRAVE 19						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	40,116	40,564	40,559	39,76	40,572	39,925	40,654	40,090	41,837	41,255	42,192	40,801	41,240	40,873
TiO ₂	0,513	0,164	0,103	0,519	0,373	0,215	0,268	1,015	0,926	0,997	0,864	1,042	0,970	0,356
Al ₂ O ₃	14,592	14,877	14,549	14,972	14,709	15,171	15,537	15,611	15,449	16,066	14,695	15,676	15,500	14,756
FeO	3,782	3,201	3,842	3,893	3,535	3,864	3,809	3,601	3,317	3,606	3,649	3,613	3,560	3,807
MnO	0,017	0,032	0,037	0,056	0,036	0,000	0,016	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037
MgO	23,245	23,159	23,172	22,632	22,786	22,939	22,082	22,856	24,059	23,729	23,884	23,321	23,570	22,893
CaO	0,0400	0,0220	0,0390	0,0170	0,0240	0,026	0,0000	0,226	0,057	0,051	0,065	0,148	0,110	0,0270
Na ₂ O	1,143	1,038	1,046	1,121	1,117	1,105	1,275	0,141	0,086	0,137	0,104	0,070	0,110	1,564
K ₂ O	10,127	9,453	9,488	10,102	10,3	10,146	9,345	10,020	10,089	10,237	10,349	10,410	10,220	9,251
F	4,809	4,936	5,192	4,762	5,008	4,594	4,112	2,385	2,403	1,991	2,338	2,384	2,300	4,919
Cl	0,012	0,08	0,076	0,081	0,025	0,009	0,064	0,243	0,020	0,158	0,074	0,123	0,120	0,073
BaO	0,924	1,013	1,335	1,122	1,176	0,895	1,122	0,109	0,123	0,274	0,055	0,221	0,160	0,882
C ₂ O ₃	0,060	0,101	0,010	0,042	0,029	0,025	0,052	0,036	0,076	0,038	0,051	0,096	0,060	0,022
NiO	0,002	0,026	0,087	0,080	0,057	0,000	0,072	0,000	0,034	0,042	0,000	0,008	0,020	0,013
H	1,254	1,755	1,079	1,258	1,207	1,365	1,639	3,941	2,056	1,398	2,076	3,015	2,500	1,229
Total	100,64	100,42	100,61	100,42	100,95	100,28	100,05	100,27	100,54	99,98	100,40	100,93	100,44	100,70
apfu	I	II	III	IV	V	VI	VII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Si	5,179	5,224	5,239	5,128	5,212	5,144	5,201	5,111	5,286	5,207	5,371	5,157	5,226	5,246
Ti	0,066	0,021	0,013	0,067	0,048	0,028	0,034	0,129	0,117	0,126	0,110	0,132	0,123	0,046
Al	3,768	3,832	3,759	3,862	3,779	3,909	3,975	3,980	3,904	4,055	3,742	3,963	3,929	3,788
Fe	0,488	0,412	0,496	0,502	0,454	0,498	0,487	0,459	0,419	0,455	0,465	0,457	0,451	0,489
Mn	0,002	0,004	0,005	0,007	0,005	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005
Mg	3,001	2,983	2,993	2,919	2,927	2,956	2,825	2,914	3,040	2,995	3,041	2,948	2,987	2,938
Ca	0,005	0,003	0,005	0,002	0,003	0,003	0,000	0,029	0,007	0,006	0,008	0,019	0,014	0,003
Na	0,295	0,267	0,270	0,289	0,287	0,285	0,326	0,036	0,022	0,035	0,026	0,018	0,028	0,401
K	2,615	2,435	2,451	2,606	2,646	2,615	2,391	2,555	2,549	2,584	2,635	2,632	2,590	2,375
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,002	0,010	0,010	0,010	0,003	0,001	0,008	0,031	0,003	0,020	0,009	0,016	0,015	0,009
Ba	0,119	0,130	0,172	0,145	0,151	0,115	0,144	0,014	0,016	0,035	0,007	0,028	0,020	0,113
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	0,216	0,305	0,188	0,215	0,209	0,234	0,284	0,670	0,362	0,242	0,371	0,518	0,435	0,215
Total	15,76	15,63	15,60	15,75	15,72	15,79	15,68	15,93	15,72	15,76	15,79	15,89	15,82	15,63
Fe/(Fe+Mg)	0,14	0,12	0,14	0,15	0,13	0,14	0,15	0,14	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14
Mg/(Fe+Mg)	0,86	0,88	0,86	0,85	0,87	0,86	0,85	0,86	0,88	0,87	0,87	0,87	0,87	0,86
Na+Si	5,474	5,492	5,509	5,418	5,499	5,429	5,527	5,147	5,307	5,241	5,398	5,175	5,254	5,647
Al ^{IV} +Al ^{VI}	1,874	1,719	1,763	1,881	1,798	1,802	1,623	1,799	1,525	1,531	1,516	1,723	1,619	1,721
Mg+Si	8,180	8,207	8,232	8,048	8,139	8,100	8,026	8,024	8,325	8,202	8,412	8,105	8,213	8,184
Ca+Al ^{IV}	2,826	2,779	2,766	2,874	2,791	2,859	2,799	2,918	2,721	2,800	2,637	2,862	2,788	2,758
Na+Al ^{IV}	3,116	3,043	3,031	3,161	3,075	3,141	3,125	2,925	2,736	2,828	2,655	2,861	2,802	3,156
Vac+Si	4,264	4,519	4,513	4,231	4,275	4,242	4,484	4,491	4,707	4,582	4,702	4,489	4,594	4,466

Tabela 6.15a- Análises químicas de micas da lente VLP (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).												
Óxidos	VLP 05						VLP 16					
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	41,951	40,953	41,066	41,614	41,224	41,229	41,689	41,256	41,458	41,379	41,562	41,434
TiO ₂	0,881	1,127	0,882	1,054	0,886	0,577	1,045	1,406	1,387	1,401	1,388	1,041
Al ₂ O ₃	14,078	14,768	13,861	14,125	14,210	13,744	13,924	13,999	13,917	13,157	14,155	14,179
FeO	1,271	1,245	1,358	1,351	1,314	0,305	1,147	1,176	1,137	1,142	1,108	1,014
MnO	0,018	0,011	0,027	0,004	0,001	0,000	0,044	0,062	0,076	0,039	0,042	0,071
MgO	26,915	26,457	26,851	26,669	26,979	27,404	26,027	26,235	26,647	26,975	27,186	25,801
CaO	0,078	0,118	0,097	0,104	0,100	0,078	0,030	0,038	0,037	0,000	0,063	0,030
Na ₂ O	0,798	0,863	0,755	0,889	0,788	0,252	0,714	0,684	0,772	1,059	0,957	0,809
K ₂ O	9,258	9,347	9,418	9,268	9,327	9,895	10,154	9,733	10,297	10,337	10,143	10,136
F	1,573	1,825	1,962	1,396	1,690	3,034	0,941	1,014	1,258	1,056	0,854	1,236
Cl	0,000	0,015	0,008	0,003	0,018	0,005	0,019	0,016	0,030	0,100	0,043	0,040
BaO	0,135	0,114	0,099	0,133	0,118	1,094	0,000	0,134	0,054	0,136	0,041	0,070
C ₂ O ₃	0,007	0,029	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,010
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003	0,036	0,000	0,005	0,033	0,031	0,031	0,020
H	3,745	3,789	3,734	3,958	3,656	2,770	3,774	3,343	3,139	3,227	3,003	3,641
Total	100,71	100,66	100,12	100,57	100,33	100,42	99,51	99,10	100,24	100,04	100,60	99,53
apfu	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	VI
Si	5,375	5,230	5,321	5,339	5,308	5,345	5,392	5,347	5,337	5,383	5,321	5,351
Ti	0,113	0,144	0,114	0,135	0,114	0,075	0,135	0,182	0,179	0,182	0,178	0,134
Al	3,608	3,772	3,592	3,624	3,660	3,564	3,602	3,628	3,583	3,423	3,625	3,662
Fe	0,163	0,159	0,176	0,173	0,169	0,040	0,148	0,152	0,146	0,149	0,142	0,131
Mn	0,002	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,006	0,008	0,010	0,005	0,005	0,009
Mg	3,449	3,379	3,479	3,421	3,474	3,553	3,366	3,400	3,430	3,509	3,481	3,332
Ca	0,010	0,015	0,013	0,013	0,013	0,010	0,004	0,005	0,005	0,000	0,008	0,004
Na	0,205	0,220	0,196	0,228	0,203	0,065	0,185	0,177	0,199	0,276	0,245	0,209
K	2,373	2,388	2,441	2,378	2,402	2,566	2,627	2,523	2,651	2,689	2,597	2,618
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,002	0,004	0,013	0,006	0,005
Ba	0,017	0,015	0,013	0,017	0,015	0,142	0,000	0,017	0,007	0,018	0,005	0,009
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	0,670	0,660	0,661	0,703	0,646	0,493	0,677	0,595	0,558	0,578	0,532	0,648
Total	15,98	15,98	16,01	16,03	16,01	15,85	16,14	16,04	16,11	16,23	16,14	16,11
Fe/(Fe+Mg)	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Mg/(Fe+Mg)	0,95	0,96	0,95	0,95	0,95	0,99	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96	0,96
Na+Si	5,580	5,451	5,517	5,567	5,511	5,410	5,577	5,524	5,536	5,659	5,566	5,560
Al ^{IV} +Al ^{VI}	1,641	1,767	1,766	1,698	1,724	1,746	1,614	1,678	1,743	1,811	1,732	1,635
Mg+Si	8,824	8,609	8,800	8,760	8,782	8,898	8,759	8,747	8,767	8,892	8,802	8,683
Ca+Al ^{IV}	2,635	2,785	2,692	2,675	2,704	2,665	2,612	2,658	2,668	2,617	2,687	2,653
Na+Al ^{IV}	2,829	2,990	2,875	2,889	2,895	2,720	2,793	2,831	2,862	2,893	2,924	2,858
Vac+Si	4,788	4,607	4,672	4,719	4,691	4,704	4,577	4,642	4,482	4,418	4,471	4,520

Tabela 6.15b- Análises químicas de micas da lente VLPG (fórmula estrutural calculada para 24 oxigênios).							
	VLPG-27						
Óxidos	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	41,85	41,97	41,35	41,08	41,25	41,12	41,203
TiO ₂	1,01	0,99	0,86	1,69	1,07	1,08	1,052
Al ₂ O ₃	14,32	13,71	13,32	13,65	14,19	13,60	13,465
FeO	1,54	1,28	1,81	1,50	1,45	1,29	1,355
MnO	0,03	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,000
MgO	26,31	26,10	27,82	26,66	26,80	27,17	27,225
CaO	0,11	0,02	0,05	0,02	0,00	0,14	0,147
Na ₂ O	1,02	1,15	1,17	1,13	1,15	1,21	1,192
K ₂ O	9,83	9,09	9,48	9,33	9,89	9,68	9,874
F	2,20	2,90	1,83	2,51	2,30	2,48	2,349
Cl	0,02	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,011
BaO	0,03	0,07	0,01	0,02	0,01	0,08	0,070
C ₂ O ₃	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,000
NiO	0,00	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,000
H	2,66	2,82	3,08	3,09	2,60	2,99	2,592
Total	100,92	100,15	100,85	100,72	100,73	100,89	100,53
apfu							
Si	5,340	5,415	5,361	5,293	5,294	5,313	5,341
Ti	0,129	0,127	0,112	0,217	0,138	0,140	0,136
Al	3,653	3,538	3,454	3,517	3,643	3,515	3,491
Fe	0,196	0,165	0,235	0,193	0,186	0,167	0,176
Mn	0,003	0,001	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000
Mg	3,357	3,367	3,606	3,434	3,440	3,510	3,529
Ca	0,014	0,002	0,006	0,003	0,000	0,018	0,019
Na	0,260	0,295	0,303	0,291	0,294	0,312	0,309
K	2,507	2,345	2,457	2,403	2,538	2,502	2,560
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl	0,003	0,002	0,002	0,003	0,000	0,002	0,001
Ba	0,004	0,009	0,002	0,003	0,001	0,010	0,009
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
H	0,473	0,509	0,549	0,544	0,457	0,529	0,461
Total	15,94	15,78	16,09	15,90	15,99	16,02	16,03
Fe/(Fe+Mg)	0,06	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,05
Mg/(Fe+Mg)	0,94	0,95	0,94	0,95	0,95	0,95	0,95
Na+Si	5,600	5,711	5,664	5,584	5,588	5,624	5,650
Al ^{IV} +Al ^{VI}	1,666	1,631	1,823	1,897	1,768	1,860	1,827
Mg+Si	8,698	8,783	8,967	8,727	8,734	8,823	8,870
Ca+Al ^{IV}	2,673	2,587	2,645	2,710	2,706	2,706	2,678
Na+Al ^{IV}	2,919	2,880	2,941	2,998	3,000	2,999	2,968
Vac+SI	4,560	4,773	4,595	4,596	4,463	4,481	4,453

Tabela 6.17- Análises químicas de piroxênio da lente ODGRAVE (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).

Óxidos	ODGRAVE-07			ODGRAVE-08						
	I	II	III	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	55,694	55,300	56,778	56,486	55,605	56,346	55,925	55,991	55,422	55,547
TiO ₂	0,029	0,058	0,027	0,014	0,019	0,080	0,044	0,026	0,012	0,080
Al ₂ O ₃	0,044	0,027	0,075	0,049	0,059	0,022	0,089	0,031	0,073	0,045
Cr ₂ O ₃	0,000	0,031	0,016	0,000	0,000	0,022	0,000	0,030	0,020	0,010
FeO	0,767	0,683	0,844	0,451	0,337	0,485	0,721	0,632	0,633	0,541
MnO	0,000	0,070	0,020	0,000	0,000	0,010	0,000	0,040	0,062	0,011
MgO	18,063	18,626	17,238	18,284	18,607	18,022	18,344	18,619	18,330	18,361
CaO	25,359	25,420	25,184	25,131	25,150	25,138	25,004	25,390	25,135	25,637
Na ₂ O	0,044	0,112	0,015	0,043	0,031	0,034	0,068	0,016	0,096	0,048
K ₂ O	0,020	0,010	0,030	0,027	0,000	0,015	0,006	0,010	0,020	0,075
BaO	0,010	0,000	0,010	0,020	0,000	0,000	0,001	0,100	0,009	0,050
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total:	100,03	100,34	100,24	100,51	99,81	100,17	100,20	100,89	99,81	100,41
Si	2,023	2,010	2,001	2,010	2,008	2,003	2,007	2,220	2,216	2,244
Al ^{IV}	-0,023	-0,010	-0,001	-0,010	-0,008	-0,003	-0,007	-0,220	-0,216	-0,244
ΣT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Al ^{VI}	0,025	0,021	0,025	0,021	0,044	0,025	0,029	0,222	0,222	0,248
Ti	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,001
Fe ³⁺	-0,017	-0,008	-0,009	-0,012	-0,016	0,000	-0,011	-0,195	-0,188	-0,213
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,003	0,002	0,003
Mg	0,881	0,885	0,874	0,880	0,875	0,874	0,877	0,738	0,733	0,715
Fe ²⁺	0,117	0,100	0,109	0,120	0,114	0,096	0,110	0,220	0,213	0,225
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
ΣM1	1,007	1,000	1,000	1,010	1,019	1,000	1,007	0,991	0,986	0,982
Ca	0,978	0,986	0,989	0,985	0,961	0,984	0,979	1,007	1,005	1,010
Na	0,014	0,013	0,011	0,005	0,020	0,016	0,013	0,001	0,008	0,006
K	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002
ΣM2	0,993	1,000	1,000	0,990	0,981	1,000	0,993	1,009	1,014	1,018
En	44,97	45,03	44,52	44,60	45,23	44,70	44,84	41,67	41,51	41,16
Fs	5,13	4,77	5,12	5,49	5,09	4,98	5,10	1,50	1,57	0,93
Wo	49,90	50,19	50,36	49,91	49,68	50,32	50,06	56,83	56,92	57,91
Jd	0,02	0,08	0,00	0,02	0,05	0,08	0,04	0,09	0,14	0,14

Tabela 6.18- Análises químicas de proxênio da lente SAGRAVE (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).												
Óxidos	SAGRAVE-17						SAGRAVE-18					
	I	II	III	IV	V	VI	I	II	III	IV	V	
SiO ₂	55,396	55,248	55,343	55,263	55,514	55,518	55,380	54,992	54,792	55,305	55,155	
TiO ₂	0,053	0,000	0,000	0,019	0,035	0,056	0,027	0,029	0,030	0,020	0,030	
Al ₂ O ₃	0,651	0,258	0,561	0,261	0,841	0,539	0,519	0,950	0,013	0,024	0,043	
Cr ₂ O ₃	0,056	0,012	0,000	0,000	0,032	0,022	0,020	0,003	0,000	0,020	0,020	
FeO	3,278	3,030	2,325	3,549	3,227	3,177	3,264	3,586	0,224	0,533	0,261	
MnO	0,011	0,052	0,000	0,012	0,029	0,052	0,026	0,032	0,000	0,000	0,020	
MgO	16,189	16,319	16,215	16,240	16,224	16,265	16,242	15,993	16,227	16,369	16,219	
CaO	24,986	25,300	25,515	25,273	24,785	25,470	25,222	24,670	26,134	26,005	25,893	
Na ₂ O	0,201	0,189	0,158	0,073	0,287	0,229	0,190	0,337	0,621	0,803	0,521	
K ₂ O	0,015	0,015	0,008	0,000	0,002	0,000	0,007	0,002	0,110	0,020	0,020	
BaO	0,028	0,000	0,067	0,000	0,005	0,000	0,017	0,000	0,000	0,060	0,010	
Fe ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,798	0,517	0,475	
Total:	100,86	100,42	100,19	100,69	100,98	101,33	100,91	100,59	98,95	99,68	98,67	
Si	2,177	2,190	2,173	2,188	2,174	2,174	2,179	2,159	2,216	2,213	2,233	
Al ^{IV}	-0,177	-0,190	-0,173	-0,188	-0,174	-0,174	-0,179	-0,159	-0,216	-0,213	-0,233	
ΣT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Al ^{VI}	0,228	0,211	0,218	0,209	0,239	0,217	0,220	0,234	0,217	0,215	0,236	
Ti	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	
Fe ³⁺	-0,173	-0,169	-0,166	-0,172	0,000	-0,166	-0,170	-0,159	-0,247	-0,212	-0,251	
Cr	0,006	0,001	0,000	0,000	0,003	0,002	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	
Mg	0,636	0,647	0,637	0,643	0,635	0,637	0,639	0,628	0,656	0,655	0,657	
Fe ²⁺	0,302	0,289	0,297	0,313	0,126	0,290	0,299	0,300	0,256	0,234	0,212	
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	
ΣM1	1,001	0,981	0,985	0,994	1,007	0,985	0,992	1,005	0,884	0,894	0,840	
Ca	0,982	1,003	1,002	1,001	0,970	0,998	0,993	0,969	1,057	1,040	1,048	
Na	0,016	0,015	0,012	0,006	0,022	0,018	0,015	0,026	0,050	0,064	0,042	
K	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,009	0,002	0,002	
ΣM2	0,999	1,019	1,015	1,006	0,993	1,015	1,008	0,995	1,116	1,106	1,092	
En	36,41	36,51	35,99	36,03	36,65	36,17	36,29	36,12	38,10	38,15	38,15	
Fs	7,40	6,89	7,38	7,90	7,36	7,18	7,35	8,17	0,53	1,24	1,24	
Wo	56,19	56,60	56,63	56,07	55,99	56,65	56,36	55,71	61,37	60,61	60,61	
Jd	0,02	0,12	0,00	0,03	0,07	0,12	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	

Tabela 6.19- Análises químicas de piroxênio da lente VLPG (fórmula estrutural calculada para 6 oxigênios).										
Óxidos	VLPG-17				VLPG 19					
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	V	
SiO ₂	54,928	55,370	56,022	52,510	55,450	55,480	55,167	55,349	55,120	
TiO ₂	0,020	0,040	0,020	0,030	0,040	0,070	0,030	0,040	0,040	
Al ₂ O ₃	0,073	0,083	0,057	0,499	0,106	0,170	0,127	0,108	0,091	
Cr ₂ O ₃	0,020	0,060	0,020	0,030	0,020	0,060	0,050	0,040	0,040	
FeO	0,370	0,196	0,370	0,944	0,550	0,377	0,820	0,393	0,770	
MnO	0,000	0,040	0,000	0,010	0,000	0,020	0,000	0,010	0,010	
MgO	17,521	17,350	17,521	17,059	18,170	17,950	18,120	17,953	18,440	
CaO	25,295	25,470	25,295	25,712	25,590	25,520	25,440	25,828	25,484	
Na ₂ O	0,702	0,620	0,602	0,565	0,516	0,522	0,618	0,711	0,377	
K ₂ O	0,010	0,016	0,010	0,061	0,010	0,044	0,065	0,019	0,051	
BaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	
Fe ₂ O ₃	0,587	0,433	0,687	0,844	0,526	0,621	0,365	0,462	0,344	
Total:	99,53	99,68	100,60	98,26	100,98	100,83	100,80	100,91	100,77	
Si	2,202	2,213	2,227	2,130	2,193	2,196	2,178	2,184	2,183	
Al ^{IV}	-0,202	-0,213	-0,227	-0,130	-0,193	-0,196	-0,178	-0,184	-0,183	
ΣT	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	
Al ^{VI}	0,208	0,220	0,232	0,171	0,202	0,210	0,188	0,193	0,190	
Ti	0,001	0,002	0,001	0,001	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002	
Fe ³⁺	-0,216	-0,218	0,000	-0,202	-0,212	-0,227	-0,177	-0,190	0,000	
Cr	0,002	0,006	0,002	0,003	0,002	0,006	0,005	0,004	0,004	
Mg	0,703	0,694	0,697	0,692	0,719	0,711	0,715	0,709	0,730	
Fe ²⁺	0,231	0,225	0,015	0,240	0,234	0,242	0,210	0,205	0,030	
Mn	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	
ΣM1	0,929	0,931	0,946	0,906	0,946	0,945	0,942	0,923	0,957	
Ca	1,014	1,018	1,006	1,043	1,012	1,010	1,004	1,019	1,009	
Na	0,056	0,050	0,048	0,046	0,041	0,041	0,049	0,056	0,030	
K	0,001	0,001	0,001	0,005	0,001	0,003	0,005	0,001	0,004	
ΣM2	1,071	1,069	1,054	1,094	1,054	1,055	1,058	1,077	1,043	
En	40,57	40,30	40,57	39,01	41,01	40,92	40,83	40,63	41,25	
Fs	0,86	0,55	0,86	2,18	1,24	0,91	1,85	0,91	1,74	
Wo	58,57	59,16	58,57	58,80	57,75	58,18	57,32	58,46	57,01	
Jd	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,02	

ANEXO III

ANÁLISES ISOTÓPICAS E QUÍMICA DE ROCHA TOTAL

TABELA. 9.1- Valores de isótopos estáveis e análise química da lente MAND									
AMOSTRA	MAND 1	MAND 2	MAND 3	MAND 4	MAND 5	MAND 6	MAND 7	MAND 8	MAND 9
$\delta^{13}\text{C}$	0	4,5	10,3	3,28	4,12	4,3	6,39	6,85	7,15
$\delta^{18}\text{O}$	-8,9	-8,2	-9,1	-9,8	-9,8	-11,2	-11,5	-11	-6,2
CaO	54,28	54,63	51,52	56,56	52,87	52,24	46,92	55,36	53,90
MgO	0,90	0,71	0,50	0,70	1,10	1,8	0,9	1,45	0,70
SiO ₂	0,90	0,67	2,00	1,20	2,00	1,4	3,9	1,45	2,00
Al ₂ O	0,20	0,07	0,42	0,11	0,40	0,41	1,1	0,52	0,20
Fe ₂ O	0,10	0,14	0,12	0,38	0,24	0,18	0,62	0,45	0,09
Na ₂ O	0,09	0,10	0,10	1,30	0,20	0,5	0,2	1,1	0,20
K ₂ O	0,02	0,03	0,05	0,13	0,08	0,05	0,26	0,18	0,05
TiO ₂	0,02	0,01	0,02	0,05	0,07	0,03	0,07	0,02	0,01
P ₂ O	0,04	0,03	0,04	0,12	0,03	0,19	0,17	0,08	0,04
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01
SUBTOTAL	56,56	56,40	54,65	60,56	57,00	56,81	54,16	60,66	57,20
PERDA FOGO	41,3	42,31	44,21	40,21	42,61	42,71	45,21	40,21	43,21
TOTAL	97,86	98,71	98,86	100,77	99,61	99,52	99,37	100,87	100,41

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

Tabela 9.2a- Valores de isótopos estáveis e análise química da lente ODGRAVE													
AMOSTRA	ODGRAVE1	ODGRAVE2	ODGRAVE3	ODGRAVE4	ODGRAVE5	ODGRAVE6	ODGRAVE7	ODGRAVE8	ODGRAVE9	ODGRAVE10	ODGRAVE11	ODGRAVE12	ODGRAVE13
$\delta^{13}\text{C}$	3,2	2,9	-1,5	2,9	3,0	3,2	-1,5	-1,4	2,9	2,9	2,9	-0,4	1,8
$\delta^{18}\text{O}$	-10,4	-8,9	-11,4	-10,2	-7,8	-7,7	-11,4	-9,5	-6,0	-7,2	-6,9	-9,0	-9,1
CaO	52,66	54,63	51,76	46,56	52,71	52,24	45,69	41,32	51,41	50,33	51,55	47,65	48,22
MgO	0,90	0,70	0,85	0,70	1,00	1,80	5,20	4,50	0,80	1,20	1,00	4,30	4,80
SiO ₂	1,00	0,20	2,33	2,64	2,60	1,40	1,83	1,45	2,70	4,20	3,70	1,80	1,39
Al ₂ O	0,30	0,10	0,49	1,30	0,70	0,30	3,40	5,20	0,80	0,90	1,00	3,70	1,70
Fe ₂ O	0,24	0,14	1,70	0,70	0,28	0,18	1,57	1,45	0,28	0,35	0,37	1,10	0,42
Na ₂ O	0,10	0,10	1,00	1,30	0,10	0,10	0,60	1,10	0,20	0,20	0,20	0,70	0,20
K ₂ O	0,05	0,03	0,95	0,53	0,14	0,05	0,95	1,18	0,16	0,20	0,21	0,48	0,87
TiO ₂	0,01	0,01	0,24	0,05	0,04	0,03	0,17	0,21	0,04	0,05	0,05	0,14	0,04
P ₂ O	0,07	0,03	0,10	0,12	0,12	0,19	0,08	0,08	0,14	0,13	0,14	0,08	0,13
MnO	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,03	0,05	0,01	0,01	0,01	0,03	0,03
SUBTOTAL	55,34	55,95	59,45	53,91	57,70	56,30	59,52	56,54	56,54	57,57	58,23	59,98	57,80
PERDA FOGO	43,39	44,82	41,4	45,34	42,86	43,742	40,56	43,39	43,21	43,04	41,86	40,69	42,51
TOTAL	98,73	100,77	100,85	99,25	100,56	100,04	100,08	99,93	99,75	100,61	100,09	100,67	100,31

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

Tabela 9.2b- Valores de isótopos estáveis e análise química da lente ODGRAVE												
AMOSTRA	ODGRAVE14	ODGRAVE15	ODGRAVE16	ODGRAVE17	ODGRAVE18	ODGRAVE19	ODGRAVE20	ODGRAVE21	ODGRAVE22	ODGRAVE23	ODGRAVE24	ODGRAVE25
$\delta^{13}\text{C}$	3,1	3,0	2,9	-0,6	3,3	2,6	3,7	3,8	2,8	4,9	2,9	3,5
$\delta^{18}\text{O}$	-8,5	-7,1	-7,3	-9,8	-7,1	-8,8	-7,2	-6,7	-9,1	-8,1	-6,9	-10,7
CaO	52,51	53,75	52,82	54,32	55,62	56,15	52,51	54,37	55,22	52,74	55,27	52,77
MgO	0,90	0,90	1,70	0,32	0,50	0,60	2,57	0,77	1,30	2,90	0,90	1,70
SiO ₂	2,00	1,70	1,60	3,60	0,10	0,30	0,80	0,30	0,40	0,60	0,90	0,40
Al ₂ O	0,40	0,40	0,40	0,50	0,10	0,10	0,18	0,10	0,40	0,10	0,90	0,70
Fe ₂ O	0,15	0,19	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,13	0,03	0,01
Na ₂ O	0,10	0,10	0,05	0,04	0,03	0,03	0,05	0,04	0,01	0,06	0,05	0,04
K ₂ O	0,12	0,07	0,03	0,01	0,06	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
TiO ₂	0,04	0,02	0,01	0,07	0,01	0,01	0,03	0,01	0,06	0,01	0,02	0,01
P ₂ O	0,10	0,09	0,02	0,01	0,03	0,08	0,03	0,04	0,03	0,07	0,04	0,05
MnO	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,06	0,01	0,01	0,02	0,01
SUBTOTAL	56,33	57,23	56,70	58,89	56,48	57,35	56,23	55,75	57,47	56,63	58,14	55,70
PERDA FOGO	43,39	40,82	41,4	40,35	43,86	42,74	43,57	43,39	43,21	43,04	41,86	42,69
TOTAL	99,72	98,05	98,10	99,24	100,34	100,09	99,80	99,14	100,68	99,67	100,00	98,39

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

Tabela 9.3- Valores de isótopos estáveis e análise química da lente SAGRAVE														
AMOSTRA	SAGRAVE1	SAGRAVE2	SAGRAVE3	SAGRAVE4	SAGRAVE5	SAGRAVE6	SAGRAVE7	SAGRAVE8	SAGRAVE9	SAGRAVE10	SAGRAVE11	SAGRAVE12	SAGRAVE13	SAGRAVE14
$\delta^{13}\text{C}$	2,18	-1,89	2,71	2,26	2,31	3,22	3,57s	1,75	2,19	2,89	1,91	0,26	-0,33	-0,394
$\delta^{18}\text{O}$	-10,83	-7,25	-8,75	-7,04	-9,54	-9,65	-7,88	-9,62	-9,98	-7,23	-10,25	-6,83	-9,31	-8,50
CaO	50,59	54,32	51,62	47,57	49,11	52,75	45,56	50,59	51,61	50,33	48,61	47,75	54,92	52,51
MgO	0,9	0,89	2,94	0,72	1,2	1,00	2,07	2,51	2,3	2,3	1	2,81	0,8	0,9
SiO ₂	3,3	0,67	3,42	3,89	4,9	3,05	6,09	2,56	1,92	4,2	2,8	3,56	0,3	2
Al ₂ O	0,9	0,15	0,57	2,75	1,4	0,26	2,59	1,75	3	0,9	0,8	1,32	0,1	0,4
Fe ₂ O	0,36	0,31	0,9	0,42	0,57	0,13	0,55	0,76	0,17	0,36	0,27	0,48	0,16	0,15
Na ₂ O	0,2	0,1	0,56	0,69	0,3	0,06	0,32	0,58	0,5	0,2	0,1	0,17	0,07	0,2
K ₂ O	0,15	0,01	0,01	0,04	0,34	0,02	0,02	0,12	0,29	0,05	0,17	0,06	0,04	0,04
TiO ₂	0,04	0,03	0,06	0,07	0,06	0,12	0,04	0,06	0,13	0,13	0,03	0,03	0,13	0,1
P ₂ O	0,13	0,01	0,02	0,01	0,15	0,02	0,02	0,03	0,1	0,01	0,12	0,01	0,03	0,03
MnO	0,01	0,01	0,04	0,05	0,01	0,03	0,01	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02
SUBTOTAL	56,58	56,50	60,14	56,21	58,04	57,44	57,27	58,97	60,06	58,49	53,91	56,21	56,56	56,35
PERDA FOGO	43,39	40,82	40,82	42,82	42,16	42,84	40,82	41,82	40,72	41,82	45,82	43,82	41,82	42,82
TOTAL	99,97	97,32	100,96	99,03	100,20	100,28	98,09	100,79	100,78	100,31	99,73	100,03	98,38	99,17

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

Tabela 9.4a- Valores de isótopos estáveis e análise química da lente V LPG														
AMOSTRA	V LPG 1	V LPG 2	V LPG 3	V LPG 4	V LPG 5	V LPG 6	V LPG 7	V LPG 8	V LPG 9	V LPG 10	V LPG 11	V LPG 12	V LPG 13	V LPG 14
$\delta^{13}\text{C}$	2,29	2,453	2,71	3,03	2,27s	2,99	3,37	3,54	3,83s	2,41	2,99	2,64	3,34	3,33
$\delta^{18}\text{O}$	-7,63	-5,67	-4,89	-3,65	-4,41	-4,52	-3,84	-3,38	-3,09	-4,48	-6,15	-6,21	-2,67s	-2,72
CaO	37,80	36,10	33,80	32,00	31,80	32,10	36,30	32,00	32,60	32,00	33,60	34,20	32,80	32,90
MgO	19,30	18,20	19,30	21,40	21,00	20,90	12,80	21,20	21,50	21,10	20,60	20,30	21,80	21,70
SiO ₂	1,10	0,80	3,90	1,90	2,50	2,40	2,50	2,40	0,90	1,20	0,10	0,40	0,1	0,10
Al ₂ O	0,10	0,05	0,06	0,08	0,08	0,09	0,10	0,10	0,10	0,20	0,10	0,20	0,1	0,10
Fe ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20
Na ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,20	0,5	0,3	0,4	0,2	0,1	0,6	0,3
K ₂ O	0,09	0,06	0,06	0,05	0,07	0,08	0,04	0	0	0,4	0	0	0	0
TiO ₂	0,09	0,06	0,06	0,05	0,07	0,08	0,04	0,10	0,50	0,09	0,06	0,80	0,1	0,10
P ₂ O	0,10	0,04	0,40	0,60	0,50	0,40	0,30	0,3	0,5	0,1	0,4	0,2	0,3	0,10
MnO	0,04	0,03	0,03	0,02	0,09	0,08	0,07	0,09	0,80	0,70	0,10	0,60	0,70	0,10
SUBTOTAL	58,82	55,54	57,81	56,30	56,31	56,33	52,45	56,79	57,30	56,29	55,26	56,90	56,60	55,60
PERDA FOGO	41,3	43,21	40,8	43	44,52	43,7	46,54	42,64	42,6	44	43,6	43,49	42,65	44,05
TOTAL	100,12	98,75	98,61	99,30	100,83	100,03	98,99	99,43	99,90	100,29	98,86	100,39	99,25	99,65

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

Tabela 9.4-b Valores de isótopos estáveis e análise química da lente VLPG														
AMOSTRA	VLPG 15	VLPG 16	VLPG 17	VLPG 18	VLPG 19	VLPG 20	VLPG 21	VLPG 22	VLPG 23	VLPG 24	VLPG 25	VLPG 26	VLPG 27	VLPG 28
$\delta^{13}\text{C}$	2,88	2,49	2,97	2,76	2,72	2,84	2,80	2,12	2,93	1,60	3,26	2,18	3,44	3,78
$\delta^{18}\text{O}$	-2,72	-4,33	-2,80	-2,64	-4,00	-3,14	-2,80	-5,27	-3,24	-6,55	-3,83	-5,06	-3,89	-4,11
CaO	32,90	31,90	32,7	33,6	32,4	33,3	33,4	37,7	31,9	33,7	30,80	38,90	32,70	32,00
MgO	22,00	18,00	21,8	20,8	21,2	21,5	20,9	13,7	21,3	20,3	20,90	20,00	20,30	20,80
SiO ₂	0,1	0,69	0,1	0,4	0,8	0,2	0,4	2,3	3,2	0,8	3	1,30	1,5	2,3
Al ₂ O	0,10	0,10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1	0,1	0,4	0,11	0,30	0,10
Fe ₂ O	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,05	0,2	0,2
Na ₂ O	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,8	0,3	0,1	0,1
K ₂ O	0	0	0	0,1	0,1	0	0	0,2	0	0	0,3	0,3	0,1	0,1
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,10	0,10	0,10
P ₂ O	0,10	0,10	0,10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,10	0,10	0,10
MnO	0,10	0,10	0,10	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,60	0,10	0,10	0,10
SUBTOTAL	55,60	51,39	55,20	55,50	55,20	55,60	55,30	55,00	57,00	55,40	57,40	61,26	55,50	55,90
PERDA FOGO	43,39	48,2	41,4	43,5	44,86	42,3	44,8	44	43,5	42,57	43,05	39,4	45,42	42,45
TOTAL	98,99	99,59	96,60	99,00	100,06	97,90	100,10	99,00	100,50	97,97	100,45	100,66	100,92	98,35

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

TABELA. 9.5 Valores de isótopos estáveis e análise química da lente VLPM														
AMOSTRA	VLPM 1	VLPM 2	VLPM 3	VLPM 4	VLPM 5	VLPM 6	VLPM 7	VLPM 8	VLPM 9	VLPM 10	VLPM 11	VLPM 12	VLPM 13	VLPM 14
$\delta^{13}\text{C}$	-7,63	-7,98	-7,66	-9,66	-10,24	-9,40	-8,21	-6,40	-9,10	-8,65	-8,68	-8,72	-8,76	-8,79
$\delta^{18}\text{O}$	2,61	3,03	0,38	3,07	-0,27	2,93	1,20	2,96	1,86	1,79	1,75	1,71	1,67	1,64
CaO	29,93	32,22	26,01	29,57	29,4	31,99	27,87	35,27	29,8	30,52	30,77	31,01	31,26	31,50
MgO	16,3	14,48	19,8	15,1	21,5	19,96	18,49	19,43	17,67	18,26	18,41	18,55	18,70	18,84
SiO ₂	4,11	4,27	3,9	4,78	3,48	3,4	1,63	1,62	2,65	1,90	1,57	1,24	0,91	0,58
Al ₂ O	1,37	3,7	3,6	2,87	4,2	1,96	1,29	1,47	2,61	2,43	2,50	2,58	2,66	2,74
Fe ₂ O	0,59	0,81	0,64	0,99	0,92	0,5	0,52	1,25	1,08	1,05	1,10	1,16	1,21	1,27
Na ₂ O	1,5	0,98	0,2	0,75	0,2	0,68	0,6	0,2	0,39	0,04	0,06	0,17	0,27	0,38
K ₂ O	3,98	1,31	0,4	0,86	0,49	0,65	1,02	0,7	1,2	0,90	0,93	0,96	0,99	1,02
TiO ₂	0,83	0,32	0,1	0,21	0,26	0,18	0,15	0,07	0,02	0,12	0,19	0,25	0,32	0,38
P ₂ O	0,25	0,06	0,34	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,01	0,01	0,03	0,04	0,06	0,07
MnO	0,08	0,04	0,01	0,03	0,1	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
SUBTOTAL	58,94	58,19	55,00	55,20	60,61	59,38	51,68	60,08	55,44	55,23	55,56	55,96	56,39	56,80
PERDA FOGO	41,3	42,31	44,21	45,21	40,21	41,21	48,21	40,21	42,59	45,21	42,21	43,21	44,21	43,21
TOTAL	100,24	100,50	99,21	100,41	100,82	100,59	99,89	100,29	98,03	100,44	97,77	99,17	100,60	100,01

OBS: Isótopos em (‰PDB), óxidos e elementos maiores e traços em (ppm).

ANEXO IV

ANALISE DOS MARMORES COMO CORRETIVOD: CÁLCULO DE PN E PRNT

Tabela 11.3- Classificação do Perfil MAND em função do PRNT- Classe C								
Nº de campo	CaO	MgO	PN	RE	PRNT _{calculado}	PN*fc	(PRNT _{cal} -PN*fc)	PRNT _{analisado}
MAND 1	53,64	13,18	128,70	66,82	114,62	95,83	18,80	81,20
MAND 2	53,17	12,44	126,02	68,24	112,24	93,83	18,41	81,59
MAND 3	57,03	12,57	133,27	64,53	118,69	99,22	19,47	80,53
MAND 4	58,27	12,53	135,39	63,52	120,58	100,80	19,77	80,23
MAND 5	54,68	12,91	129,90	66,21	115,69	96,71	18,97	81,03
MAND 6	52,46	12,73	125,47	68,54	111,75	93,42	18,33	81,67
MAND 7	55,42	12,17	129,38	66,47	115,22	96,33	18,90	81,10
MAND 8	56,98	16,99	144,14	59,67	128,37	107,32	21,05	78,95
MAND 9	56,72	17,76	145,56	59,08	129,64	108,38	21,26	78,74
MÉDIA (%)	55,37	13,70	133,09	64,79	118,53	99,09	19,44	80,56
Tabela 11.4- Classificação do Perfil SAGRAVE em função do PRNT- Classe C								
Nº de campo	CaO	MgO	PN	RE	PRNT _{calculado}	PN*fc	(PRNT _{cal} -PN*fc)	PRNT _{analisado}
SAGRAVE 01	56,16	13,86	134,90	63,75	120,14	100,44	19,70	80,30
SAGRAVE 02	56,30	14,06	135,66	63,39	120,82	101,01	19,81	80,19
SAGRAVE 03	54,38	14,46	133,21	64,56	118,63	99,18	19,46	80,54
SAGRAVE 04	59,47	13,98	141,11	60,95	125,67	105,06	20,61	79,39
SAGRAVE 05	58,68	14,55	141,12	60,94	125,69	105,07	20,61	79,39
SAGRAVE 06	58,90	14,58	141,58	60,74	126,10	105,42	20,68	79,32
SAGRAVE 07	58,16	14,57	140,23	61,33	124,89	104,41	20,48	79,52
SAGRAVE 08	18,56	18,51	79,13	108,68	70,47	58,91	11,56	88,44
SAGRAVE 09	54,13	17,91	141,30	60,86	125,85	105,21	20,64	79,36
SAGRAVE 10	55,31	14,60	135,20	63,61	120,41	100,66	19,75	80,25
SAGRAVE 11	51,18	14,56	127,71	67,34	113,74	95,09	18,65	81,35
SAGRAVE 12	54,56	14,75	134,24	64,07	119,55	99,95	19,61	80,39
SAGRAVE 13	54,60	14,18	132,90	64,71	118,36	98,95	19,41	80,59
SAGRAVE 14	50,36	14,41	125,87	68,33	112,10	93,71	18,38	81,62
MÉDIA (%)	52,91	14,93	131,73	66,66	117,32	98,08	19,24	80,76

Tabela 11.5- Classificação do Perfil ODGRAVE em função do PRNT- Classe C								
Nº de campo	CaO	MgO	PN	RE	PRNT _{calculado}	PN*fc	(PRNTcal-Pn*fc)	PRNT _{analisado}
ODGRAVE-01	52,66	11,71	123,29	69,75	109,81	91,80	18,01	81,99
ODGRAVE-02	54,63	11,38	126,01	68,25	112,23	93,82	18,41	81,59
ODGRAVE-03	31,76	13,29	89,81	95,75	79,99	66,87	13,12	86,88
ODGRAVE-04	56,56	11,49	129,73	66,29	115,54	96,59	18,95	81,05
ODGRAVE-05	52,71	10,72	120,94	71,11	107,71	90,05	17,67	82,33
ODGRAVE-06	52,24	10,86	120,43	71,41	107,26	89,67	17,59	82,41
ODGRAVE-07	45,69	12,22	112,08	76,73	99,82	83,45	16,37	83,63
ODGRAVE-08	55,36	9,22	121,96	70,51	108,62	90,81	17,81	82,19
ODGRAVE-09	51,41	7,95	111,73	76,97	99,51	83,19	16,32	83,68
ODGRAVE-10	50,33	7,40	108,45	79,30	96,59	80,75	15,84	84,16
ODGRAVE-11	51,55	7,82	111,68	77,01	99,46	83,15	16,31	83,69
ODGRAVE-12	37,65	12,44	98,23	87,55	87,49	73,14	14,35	85,65
ODGRAVE-13	42,22	11,39	103,83	82,83	92,47	77,30	15,17	84,83
ODGRAVE-14	52,51	12,43	124,81	68,91	111,16	92,93	18,23	81,77
ODGRAVE-15	53,75	8,00	116,05	74,11	103,35	86,40	16,95	83,05
ODGRAVE-16	49,92	4,47	100,45	85,61	89,46	74,79	14,67	85,33
ODGRAVE-17	52,91	5,32	107,91	79,69	96,11	80,35	15,76	84,24
ODGRAVE-18	55,62	4,67	111,14	77,38	98,98	82,75	16,23	83,77
ODGRAVE-19	56,15	4,37	111,34	77,24	99,16	82,90	16,26	83,74
ODGRAVE-20	51,39	4,62	103,44	83,14	92,12	77,02	15,11	84,89
ODGRAVE-21	52,71	5,98	109,19	78,76	97,25	81,30	15,95	84,05
ODGRAVE-22	55,22	4,12	109,07	78,85	97,14	81,21	15,93	84,07
ODGRAVE-23	53,74	5,61	110,11	78,10	98,07	81,98	16,08	83,92
ODGRAVE-24	54,28	4,95	109,45	78,58	97,47	81,49	15,99	84,01
ODGRAVE-25	51,39	4,76	103,80	82,85	92,45	77,29	15,16	84,84
MÉDIA (%)	50,97	8,29	111,80	77,47	99,57	83,24	16,33	83,67

Tabela 11.6- Classificação do Perfil VLPG em função do PRNT- Classe C								
Nº de campo	CaO	MgO	PN	RE	PRNT _{cal}	PN*fc	(PRNT _{cal} -Pn*fc)	PRNT _{ana}
VLPG 1	50,74	30,97	167,64	51,30	149,30	124,81	24,48	75,52
VLPG 2	46,75	31,41	161,58	53,22	143,90	120,30	23,60	76,40
VLPG 3	47,51	30,47	160,61	53,55	143,04	119,58	23,46	76,54
VLPG 4	48,39	28,44	157,15	54,72	139,96	117,01	22,95	77,05
VLPG 5	46,52	28,52	154,00	55,84	137,15	114,66	22,49	77,51
VLPG 6	44,94	28,06	150,03	57,32	133,62	111,71	21,91	78,09
VLPG 7	46,45	26,23	148,20	58,03	131,99	110,34	21,65	78,35
VLPG 8	59,97	21,85	161,55	53,23	143,88	120,28	23,60	76,40
VLPG 9	45,53	21,38	134,51	63,94	119,80	100,15	19,65	80,35
VLPG 10	45,39	21,15	133,71	64,32	119,08	99,55	19,53	80,47
VLPG 11	40,57	40,34	172,67	49,81	153,78	128,56	25,22	74,78
VLPG 12	39,56	40,37	170,92	50,32	152,22	127,26	24,96	75,04
VLPG 13	49,83	40,44	189,48	45,39	168,75	141,08	27,68	72,32
VLPG 14	47,60	34,41	170,54	50,43	151,88	126,98	24,91	75,09
VLPG 15	47,13	34,73	170,49	50,44	151,84	126,94	24,90	75,10
VLPG 15	45,69	33,47	164,81	52,18	146,78	122,71	24,07	75,93
VLPG 17	45,51	35,86	170,40	50,47	151,76	126,87	24,89	75,11
VLPG 18	41,64	35,56	162,73	52,85	144,93	121,16	23,77	76,23
VLPG 19	42,47	34,53	161,64	53,20	143,96	120,35	23,61	76,39
VLPG 20	41,78	33,43	157,69	54,54	140,44	117,41	23,03	76,97
VLPG 21	42,05	34,13	159,90	53,78	142,41	119,05	23,35	76,65
VLPG 22	42,80	33,41	159,48	53,92	142,04	118,74	23,29	76,71
VLPG 23	56,32	33,86	184,78	46,54	164,56	137,58	26,99	73,01
VLPG 24	59,27	32,98	187,88	45,77	167,33	139,88	27,44	72,56
VLPG 25	56,99	25,67	165,67	51,91	147,55	123,35	24,20	75,80
VLPG 26	57,03	22,12	156,95	54,79	139,78	116,86	22,92	77,08
VLPG 27	59,08	38,00	200,00	43,00	178,12	148,91	29,21	70,79
VLPG 28	60,14	37,79	201,37	42,71	179,34	149,93	29,41	70,59
MÉDIA (%)	48,49	31,77	165,59	52,41	147,47	123,29	24,19	75,81

Tabela 11.7- Classificação do Perfil VLPM em função do PRNT- Classe C								
Nº de campo	CaO	MgO	PN	RE	PRNT _{cal}	PN*fc	(PRNT _{cal} -Pn*fc)	PRNT _{ana}
VLPM 1	41,34	32,51	154,61	55,62	137,70	115,11	22,58	77,42
VLPM 2	42,32	20,50	126,58	67,94	112,73	94,24	18,49	81,51
VLPM 3	43,39	33,02	159,56	53,90	142,11	118,80	23,31	76,69
VLPM 4	42,19	32,70	156,61	54,91	139,48	116,60	22,87	77,13
VLPM 5	42,88	17,93	121,22	70,95	107,96	90,25	17,71	82,29
VLPM 6	42,82	21,15	129,11	66,61	114,98	96,13	18,86	81,14
VLPM 7	50,74	18,61	136,98	62,78	122,00	101,99	20,01	79,99
VLPM 8	44,11	11,63	107,78	79,79	95,99	80,25	15,74	84,26
VLPM 9	43,98	10,02	103,57	83,03	92,24	77,11	15,13	84,87
MÉDIA (%)	43,75	22,01	132,89	66,17	118,35	98,94	19,41	80,59

◇◇◇◇◇

*De tudo, ficaram três coisas:
A certeza de que estava sempre começando...
A certeza de que era preciso continuar...
A certeza de que seria interrompida antes de continuar...
Fazer da interrupção um caminho novo...
Fazer da queda um passo de dança...
Fazer da dificuldade uma arma para a vitória...
Do medo, uma escada...
Do sonho, uma ponte...
Da procura, um encontro...
(Fernando Pessoa)*

Maria Clélia Aragão Barreto

Recife, 20 de Outubro de 2008