

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES DOS DEPÓSITOS DE MAGNESITA PRÉ-CAMBRIANA (~1.8Ga) DA FAIXA MÓVEL ORÓS (CEARÁ)

CLÓVIS VAZ PARENTE*, JEAN JACQUES GUILLOU** & MICHEL HENRI ARTHAUD*

ABSTRACT *GEOLOGY AND MAJOR ELEMENTS GEOCHEMISTRY OF THE PRE-CAMBRIAN (~1.8Ga) MAGNESITE DEPOSITS OF THE ORÓS MOBILE BELT (CEARÁ)* The five most important magnesite mines and some small occurrences of the Ceará State form an array of discontinuous lenses extending for about 140 km. The magnesite-rich rocks are hosted in metadolomites with lutecite, fibroradiated quartz pseudomorph after sulfate nodules, scapolite and dissolution breccias. The marbles are hosted by a metavolcanosedimentary sequence of the greenschist to amphibolite facies, and were intruded by basic sills and granites of size, form, composition and age that vary from the Meso to Neoproterozoic.

Two types of magnesite marbles may be distinguished: (1) magnesite marble of medium grain-size (1 to 9mm) and (2) sparry magnesite marble (1 to 15cm). The sparry magnesite marble has porphyric, rosette, layered, and palisade textures, the latter having remains of the original sedimentary features. In spite of deformation, the sparry crystals are euhedral and idiomorphic and pinolitic. The rocks vary from white to light gray or dark gray or even red. The dark banded terms have traces of microfossils and stromatolitic structures. The texture and color of the medium-grained magnesite marbles are more homogeneous and the crystals are more anhedral. The sparry magnesite marble is in general poorer in SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ and CaO and richer in MgO as compared to the medium-grained types.

The paleogeographic interpretation suggests that these rocks formed near a paralic system (lagoon), with strong evaporitic conditions. The depressions were of variable depth and length and probably isolated by stromatolite barriers, dried and flooded by seawater with continental inflows. The largest and deepest deposits correspond to the sparry magnesite. Regionally, the magnesite deposits give place to dolomitic marbles, which grade into almost pure calcitic marbles, indicating a chemical differentiation within the paralic system, by which the lagoon waters turned progressively poorer in Ca by the precipitation of calcium carbonate, thus increasing the Mg/Ca ratio and leading to the precipitation of magnesite. The magnesite marble is then interpreted as of sedimentary origin, and underwent strong diagenesis before metamorphism and Neoproterozoic deformation.

Keywords: Magnesite, Geochemical, Marble, Mobile Belt Oros

RESUMO Os cinco principais jazimentos e algumas pequenas ocorrências de magnesita do Ceará formam um rosário de lentes que se estende por cerca de 140 km. As rochas magnésiticas são encaixadas em metadolomitos com lutecita, quartzo fibrorradiado pseudomorfo sobre nódulos de sulfatos, brechas de dissolução e escapolita. O conjunto está hospedado em uma sequência metavulcanosedimentar de fácies xisto verde a anfibolito, com intrusões de sills básicos e granitos de tamanho, forma e composição variada do Mesoproterozóico (1.78Ga) ao Neoproterozóico.

Dois tipos de mármore magnésitico podem ser distinguidos: os mármore de grão médio (1 a 9mm) e os espáticos (1 a 15cm). Os espáticos apresentam grandes variações texturais, com predomínio dos tipos porfírico, em roseta, bandado e palissádico. Os últimos ainda preservam estruturas dos sedimentos originais. A sua cor varia entre o branco, cinza claro, cinza escuro e vermelho tijolo. O termo bandado escuro apresenta traços de microfósseis e estruturas estromatolíticas. Os mármore de grão médio, por sua vez, são mais homogêneos em textura e cor e os cristais são, em geral, xenomórficos. Em geral, os mármore espáticos são mais pobres em SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃ e CaO e mais ricos em MgO que seus equivalentes de grão médio.

Uma reconstituição paleogeográfica sugere que o ambiente de formação dessas rochas se aproxima de um sistema parálico, lagunar, com tendências evaporíticas marcantes. As depressões deveriam ter profundidade e comprimento variados e poderiam ser isoladas, em particular por barreiras estromatolíticas, ressecadas e inundadas por águas marinhas e, episodicamente, por águas continentais. As depressões maiores e mais profundas correspondem às ocorrências de magnesita espática. Regionalmente, esses mármore gradam para mármore dolomíticos e estes, por sua vez, para mármore calcíticos quase puros, o que sugere uma diferenciação química no sistema parálico, segundo a qual a precipitação de carbonato de cálcio resultaria em aumento da razão Mg/Ca, favorecendo a precipitação de magnesita. Os mármore ricos em magnesita são, portanto, interpretados como de origem sedimentar e foram submetidos a importantes modificações diagenéticas antes do metamorfismo e deformação neoproterozóica.

Palavras-chave: Magnesita, Geoquímica, Mármore, Faixa Móvel Orós

INTRODUÇÃO A magnesita, como mineral acessório ou em corpos de pequenas dimensões sem interesse econômico, é encontrada em uma série de ambientes geológicos, cuja idade se estende do Arqueano ao Cenozóico. Nos ambientes atuais ela está associada a alguns depósitos lacustres de clima árido (Lago Elton, ex. URSS; Tuz Gölu, Turquia) e a depósitos parálicos salinos a hipersalinos (Cooorong, Austrália; Sabkha El Melah, Tunísia; Sabkhas da Costa dos Piratas, Golfo Árabe) (Müller *et al.* 1972, Von der Borg 1965, Busson & Perthuisot 1977). É também associada a calcretes (Austrália), a lateritas desenvolvidas sobre rochas ultrabásicas, a zonas de metamorfismo de contato e a veios hidrotermais (Pohl & Siegl 1986, Pohl 1989).

Os maiores jazimentos de magnesita são, entretanto, encaixados em terrenos proterozóicos e paleozóicos associados às rochas sedimentares, conhecidos como do tipo *Veitsch* (Pohl & Siegl 1986, Pohl 1989). Todavia, a origem dos depósitos de magnesita do tipo *Veitsch* é ainda discutível. Duas hipóteses são consideradas: 1-Formação Singenética ou Sedimentar; 2- Formação Epigenética ou Metassomática.

A maior parte dos modelos que admite a magnesita como de origem sedimentar, isto é, formada a partir da precipitação direta de carbonatos, é inspirado nos sistemas sedimentares recentes, ver entre outros: Rumpf (1873 in Pohl & Siegl 1986), Rosza (1925 in Pohl & Siegl 1986), Nishihara (1956), Forbes (1961), Gomes de Llerena 1968, Valdiya (1968), Perry & Tan (1972), Quéméneur (1974), Doval *et al.* (1977), Guillou (1972, 1973, 1980), Chaye d'Abissin & Guillou (1985, 1986, 1988), Chaye d'Abissin *et al.* (1988) Crick & Muir (1980 in Aharon 1988), Brunel *et al.* (1984), Siegl (1984), Pohl & Siegl (1986), Pohl (1989, 1990), Velasco *et al.* (1987), Guillou & Letolle (1988), Qiuhseng, (1988), Schutz & Valtar (1989), Almeida (1989), Tufar *et al.* (1989) e Niedermayr *et al.* (1989). No grupo dos metasso-

matistas, que consideram a magnesita oriunda da introdução de ions Mg²⁺ nos calcários ou dolomitos precursores, encontram-se, entre outros, Koch (1893, Redlich 1904, 1911, Petraschek 1932 in Pohl & Siegl 1986), Bodenlos (1948, 1954), Rosenberg & Mills (1966), Anfimov *et al.* (1980), Frost (1982), Morteani *et al.* (1982, 1983), Bone (1983), Aharon (1988), Morteani (1989), Kralik *et al.* (1989), Möller (1989), Preinfalk *et al.* (1993).

Uma das ferramentas de estudo que tem sido utilizada na caracterização desses jazimentos é a geoquímica, cujos estudos tem-se multiplicado nos últimos anos, particularmente sobre os elementos menores e traços (*cf.* Möller 1989, Tufar *et al.* 1989). O conhecimento dos elementos maiores é igualmente importante, sobretudo por parte das empresas que exploram magnesita, as quais analisam comumente SiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, MgO e CaO (Pohl & Siegl 1986).

O presente trabalho sobre as rochas metacarbonáticas magnesianas da Faixa Móvel Orós, de idade mesoproterozóica (~1.8Ga), permite rever alguns conceitos tradicionais sobre a geologia e a gênese das rochas carbonáticas magnesianas pré-cambrianas e, desta forma, contribuir para um melhor conhecimento sobre a formação dos depósitos de magnesita.

GEOLOGIA DOS DEPÓSITOS DE MAGNESITA Os depósitos principais e algumas ocorrências de magnesita do Ceará formam um rosário de lenticulas que se prolonga por mais de 140km, entre Pio IX, (PI), a oeste, e Orós, (CE) a leste (Fig. 1). Todas essas rochas metacarbonáticas são intercaladas em uma sequência metavulcanosedimentar de fácies xisto verde a anfibolito, recortada por granitos do Mesoproterozóico e Neoproterozóico e por corpos básico-

* Departamento de Geologia da UFC. Bloco 912, Campus do PICI- CEP: 60 455-050-Fortaleza/CE. E-mail: clovis@ufc.br;

** guillou@chimie.univ-nantes.fr

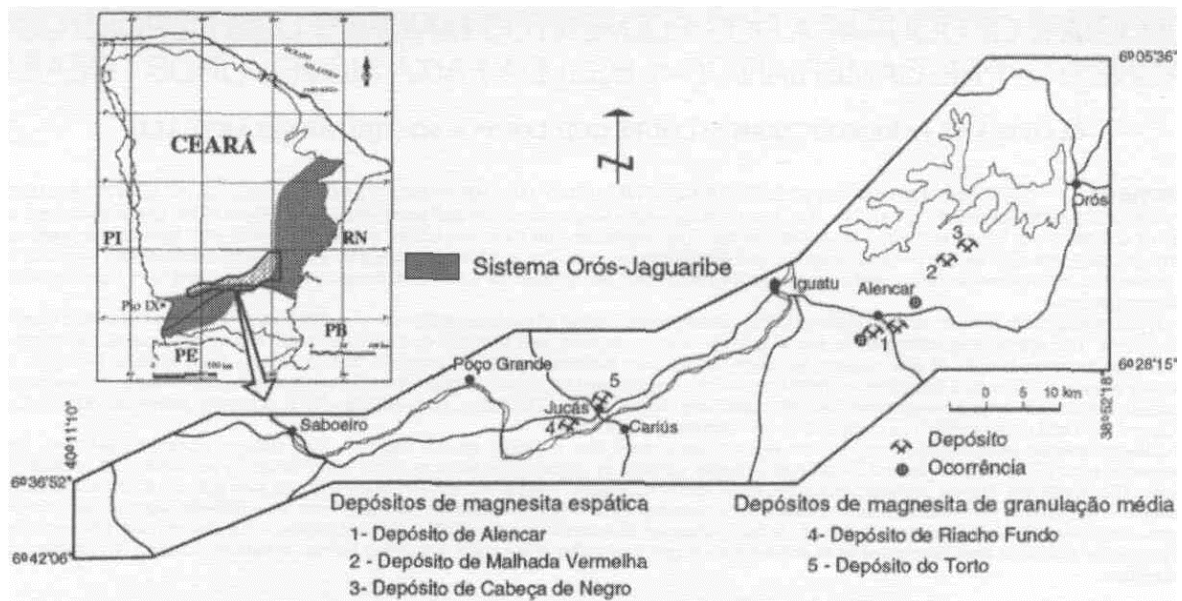


Figura 1 - Mapa de localização dos depósitos e ocorrências de magnesita do Ceará, Brasil.

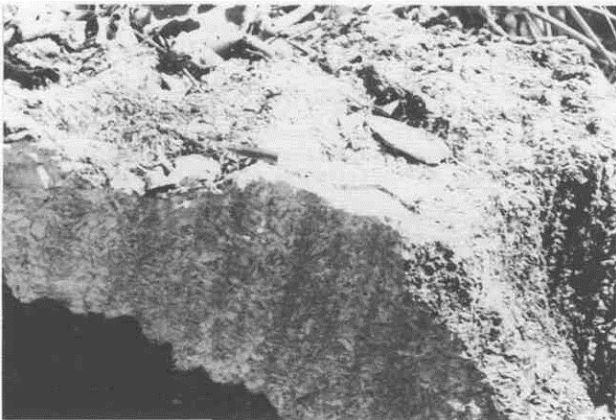


Figura 2 - Afloramento de mármore magnesítico espático com estrutura palissádica. Notar a estratificação só marcada pela alternância de delgados níveis de matéria orgânica e/ou pelítico (cinza escuro) com níveis mais espessos de magnesita espática (cinza claro). Depósito de Cabeça de Negro.

ultrabásicos do Neoproterozóico. Datações geocronológicas (método U/Pb) sobre alguns metariólitos que se encontram intercalados aos metassedimentos tem revelado idades em torno de 1800Ma (Sá 1991, Van Schumus *et al.* 1995), correspondendo provavelmente à idade da sedimentação.

Os metassedimentos são sobretudo pelíticos, formados em particular por xistos aluminosos que apresentam em seu seio intercalações de quartzitos, mármores calcíticos, dolomíticos e magnesíticos, rochas calcissilicáticas e quartzitos carbonosos. Estes últimos indicam um ambiente confinado rico em matéria orgânica, o que era pouco comum à época. Tais conjuntos litológicos apresentam uma direção principal NE-SW na parte centro-oeste, N-S na parte central da faixa e NE-SW no extremo norte da Faixa. Para maiores detalhes sobre a estratigrafia desta região consultar Parente (1995) e Parente & Arthaud (1995).

Dois tipos de mármore magnesítico podem ser distinguidos: 1- os mármores magnesíticos espáticos (2 a 15cm) e 2- os mármores magnesíticos de grão médio (1 a 9mm).

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DE MAGNESITA ESPÁTICA Os jazimentos de magnesita espática (Alencar, Malhada Vermelha e Cabeça de Negro) (Fig. 1) e algumas ocorrências estão localizados na porção centro-leste, entre a região de Alencar e Orós. Eles formam um rosário de lenticulas descontínuas com cerca de 25km de extensão. O tamanho dessas lenticulas é variável, indo de 20 a 900 metros de comprimento e 10 a 200m de largura. Os maiores depósitos estão localizados na região de Alencar. Entretanto, os que melhor

apresentam as estruturas primárias correspondem aos da região de Cabeça de Negro.

Os mármores magnesíticos são encaixados e acompanhados de mármore dolomítico, em que se verificam localmente o desenvolvimento de lutecita, escapolita, nódulos de sulfatos pseudomorfiçados por cristais fibrorradiais de quartzo, brechas de dissolução e mármore dolomítico com textura petalóide. Toda essa associação indica que condições evaporíticas reinaram ao seio das rochas encaixantes dos magnesititos. Para maiores informações sobre associações evaporíticas antigas, consultar, entre outros, Shaw (1960), Hietanen (1967), Serdyuchenko (1975), Badham & Stanworth (1977), Hogarth & Griffin (1978), Leake & Farrow (1979), Arbey (1980), Friedman (1980), Friedman & Shukla (1980), Vanko & Bishop (1982), Arnold & Guillou (1983), Papaioanou & Carotsieris (1993), Svenningsen (1994) e Parente *et al.* (1996).

A passagem dos mármores magnesíticos espáticos para os mármores dolomíticos é progressiva e bem definida, mas, por vezes complexa, situação em que se verifica uma mistura entre essas rochas metacarbonáticas. Isso sugere seja uma *mise en place* contemporânea entre estes dois tipos litológicos, seja uma substituição incompleta de um pelo outro. Em adição a isso, são observados localmente, veios de magnesita espática que recortam os metadolomitos.

Os mármores magnesíticos espáticos apresentam grandes variações texturais, cujos termos porfíricos, roseta, bandado ou palissádico correspondem os tipos mais frequentes (Fig. 2). Estes últimos conservam traços das estruturas dos sedimentos originais. No termo bandado são encontrados, algumas vezes, traços de microfósseis, enquanto outros tipos apresentam estruturas estromatolíticas. O tamanho dos cristais varia de 1 a 15 centímetros e eles são em geral idiomórficos ou automórficos. A cor dessas rochas é variável, indo de branca, cinza clara, cinza escura, rósea a vermelho tijolo.

Do ponto de vista mineralógico, podem ser encontrados associados aos magnesititos, além da magnesita, clorita, talco, pirita e óxido de ferro. Entretanto, alguns níveis de magnesitito são muito ricos em sílica (21%), sob a forma de talco e clorita, enquanto outros são ricos em óxido de ferro. Todavia, cada depósito apresenta uma particularidade.

As duas lenticulas da região de Alencar (Fig.3) apresentam relíquias de estromatólitos e de microfósseis. Elas mostram ainda alguns níveis muito ricos em sílica sob a forma combinada de talco e clorita, e outros ricos em óxido de ferro. Assim, pode-se pensar que esses jazimentos correspondem a uma zona de margem lagunar com aportes episódicos de águas continentais conduzindo a sílica e, provavelmente, o ferro. Contudo, o período de formação desses depósitos corresponde ao Paleoproterozóico/Mesoproterozóico, período de transição de uma Atmosfera Neutra Primordial para uma Atmosfera Oxigenada, em que o ciclo do ferro era bem diferente do ciclo atual, se não mostrando uma predominância do ferro ferroso - mais solúvel - no domínio supergênico, pelo menos uma abundância relativa. A presença do fácies com estromatólito poderia corresponder seja a barreiras estromatolíticas na entrada da laguna, seja a formações intralagunares.

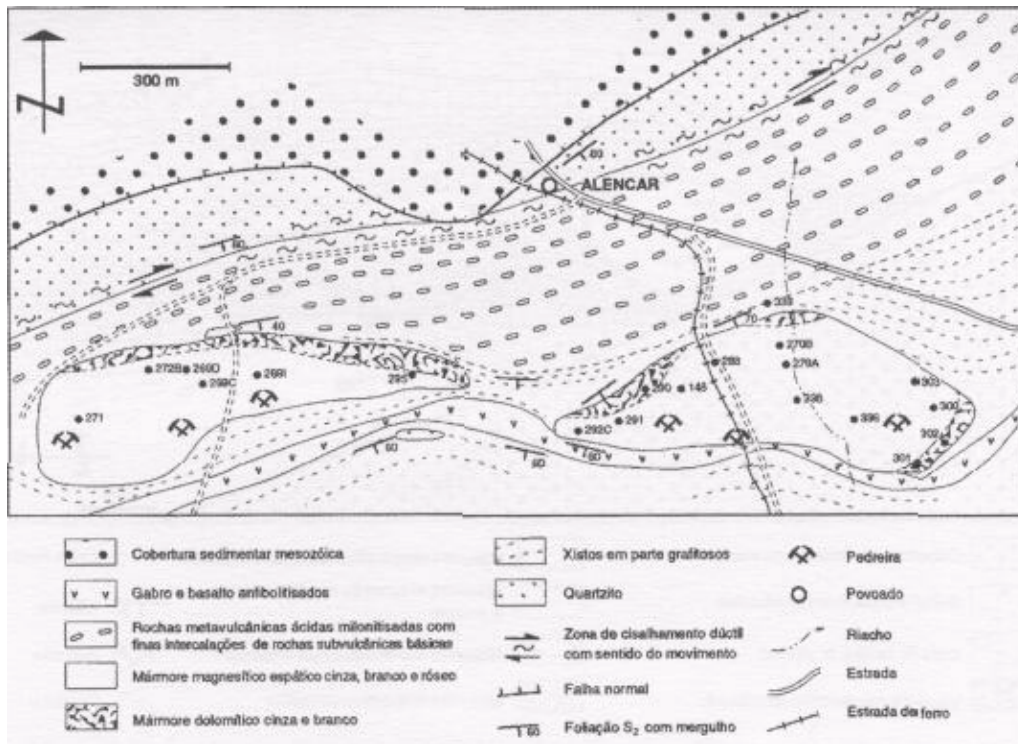


Figura 3 - Mapa geológico dos depósitos de magnesita espática da região de Alencar (modificado de Bodenlos 1948).

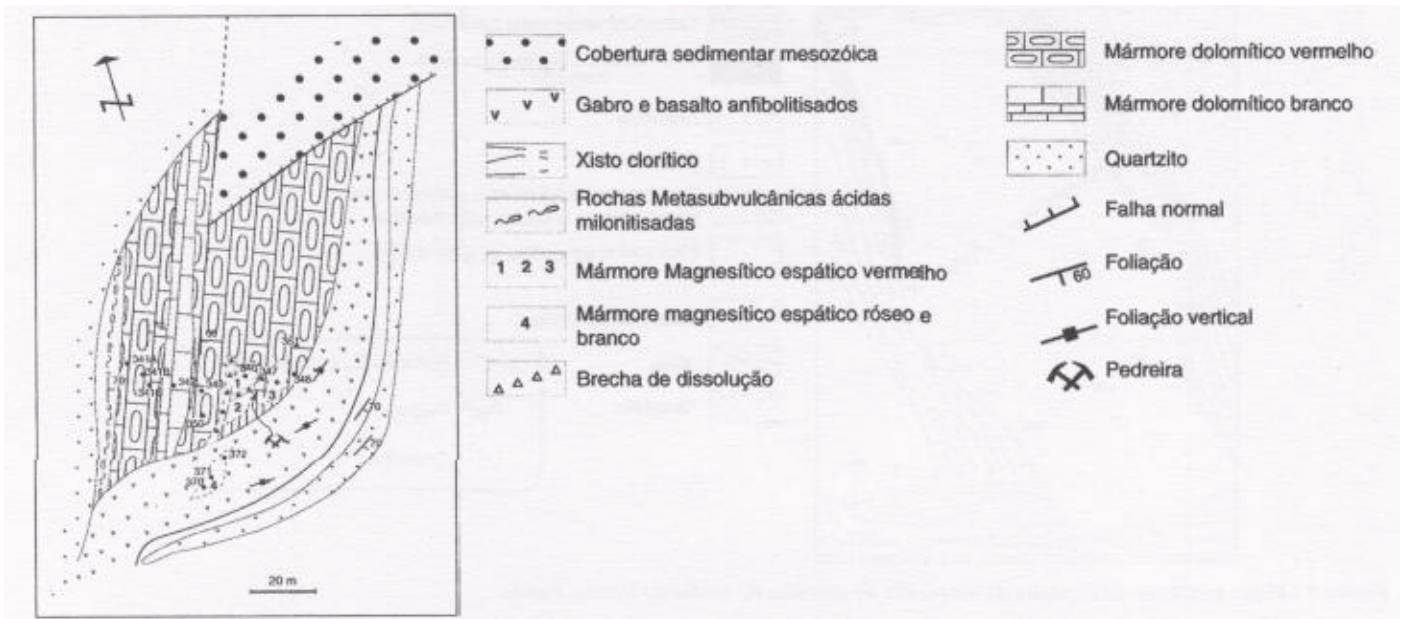


Figura 4 - Mapa geológico do depósito de magnesita espática de Malhada Vermelha.

O Depósito de Malhada Vermelha (Fig.4) é também caracterizado por termos ricos em óxido de ferro e em sílica. Nesse depósito, a passagem dos mármore magnésíticos para os mármore dolomíticos é marcada por uma camada delgada de metadolomito (lm), com nódulos de quartzo fibrorradiais ao seio de uma matriz dolomítica ferruginosa e brechada. Os nódulos são elipsoidais. Seu eixo maior varia entre 1 e 10cm. Eles são constituídos por cristais de quartzo fibrorradiais em rosetas, indicando tratar-se de pseudomorfos de sulfatos substituídos por sílica. Tem-se também níveis de metadolomitos mais brechados que os anteriores, característicos de brechas de dissolução encontradas em depósitos evaporíticos. Nessas brechas, encontram-se cristais de lutecita com inclusões de dolomita, algumas das quais automórficas e cúbicas, indicando tratar-se de pseudomorfos de halita substituída por dolomita.

Estas brechas parecem materializar um hiato espaço-temporal entre a deposição dos mármore dolomíticos e os mármore magnésíticos.

Pode-se interpretá-las como acumulação mais ou menos tardia de salmouras continentais na zona de contato, acompanhada da dissolução e/ou redistribuição dos evaporitos.

O Depósito de Cabeça de Negro apresenta mega e microestruturas boudinadas, em que os mármore magnésíticos, encaixados nos metadolomitos com escapolita, correspondem aos termos mais competentes ou menos deformados do conjunto (Fig. 5). Estas lenticulas são caracterizadas pela predominância de estruturas rítmicas e texturas palissádicas, que refletem variações rítmicas ao seio da sedimentação carbonática. Tais variações podem estar associadas às oscilações pluri-escalares do nível marinho. Encontram-se também associados a este depósito, níveis de mármore magnésítico e de metadolomitos ricos em óxido de ferro, em silicato de alumínio e em grãos detríticos de zircão. Tais feições podem ser interpretadas como aportes de água doce ao seio deste depósito.

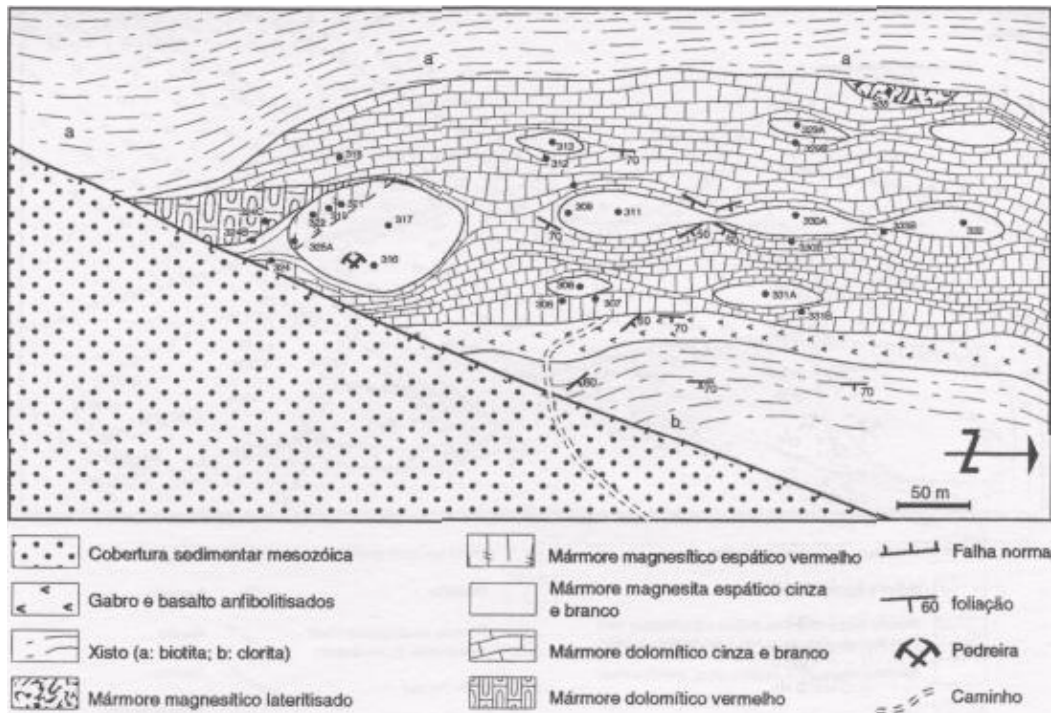


Figura 5 - Mapa geológico do depósito de magnesita espática de Cabeça de Negro.

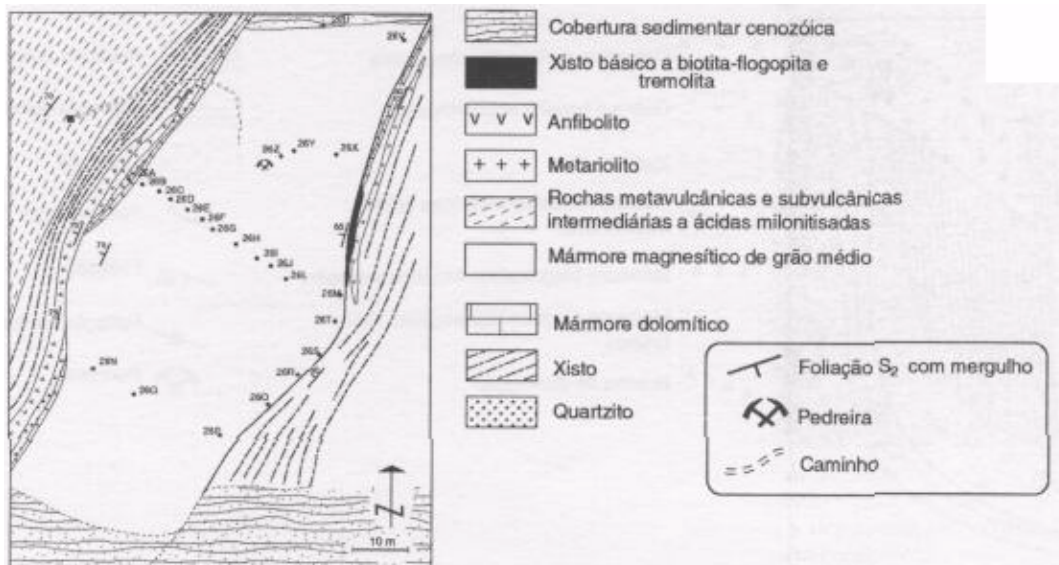


Figura 6 - Mapa geológico do depósito de magnesita de granulação média do Riacho Fundo

Todas essas características indicam que os mármore magnesíticos espáticos se formaram em sistemas parálicos, lagunares, com tendência evaporítica marcada, tendo recebido episodicamente aportes de águas doces.

CARACTERÍSTICAS DOS DEPÓSITOS DE MAGNESITA DE GRÃO MÉDIO Os depósitos de mármore magnesítico de grão médio são representados pelas lenticulas do setor centro-oeste (região de Jucás), conhecidos pelo nome de Riacho Fundo e Torto (Figs. 6 e 7). Elas ocupam duas pequenas bacias atualmente separadas por acidente estrutural, o que impede de compará-las estratigraficamente. As metavulcânicas intermediárias a ácidas e os metagranitos porfíricos de Jucás materializam a parte central desse acidente.

Os depósitos de magnesita de Riacho Fundo apresentam uma forma lenticular e espessura irregular, dada por uma megaestrutura tipo *pinch-and-swell*, que é em parte condicionada por zonas de cisalhamento dúcteis. Este depósito, embora já bastante explorado, apresenta um comprimento da ordem de 100m e largura que varia de 30 a

50m, cujas extremidades encontram-se recobertas por sedimentos cenozóicos. Encontra-se encaixado em metadolomitos cinza claro, xistos básicos com biotita-flogopita e tremolita e rochas calcissilicáticas com escapolita.

Do ponto de vista petrográfico, os mármore magnesíticos são caracterizados predominantemente por um fácies com uma textura de grão fino a médio (1 a 8mm), coloração branca, por vezes com manchas cinza escuras ou cinza claras refletindo a presença de minerais silicáticos. Entretanto, dois outros fácies menores podem ser determinados: um tipo com estruturas concêntricas de 3 a 6mm de diâmetro que flutuam em uma matriz rica em talco e clorita (Fig. 8) e um outro, que aparece, em geral, em forma de veios, preenchendo fendas de extensão, abertas durante os cisalhamentos, caracterizado por cristais prismáticos e translúcidos de 1 cm de tamanho, desenvolvendo-se perpendicularmente e em simetria às paredes dos níveis talco-cloritoso.

Ao microscópio, o fácies de grão fino a médio é caracterizado por uma textura granoblástica alotriomórfica composta essencialmente de magnesita. Como minerais acessórios aparecem o talco, a clorita e a

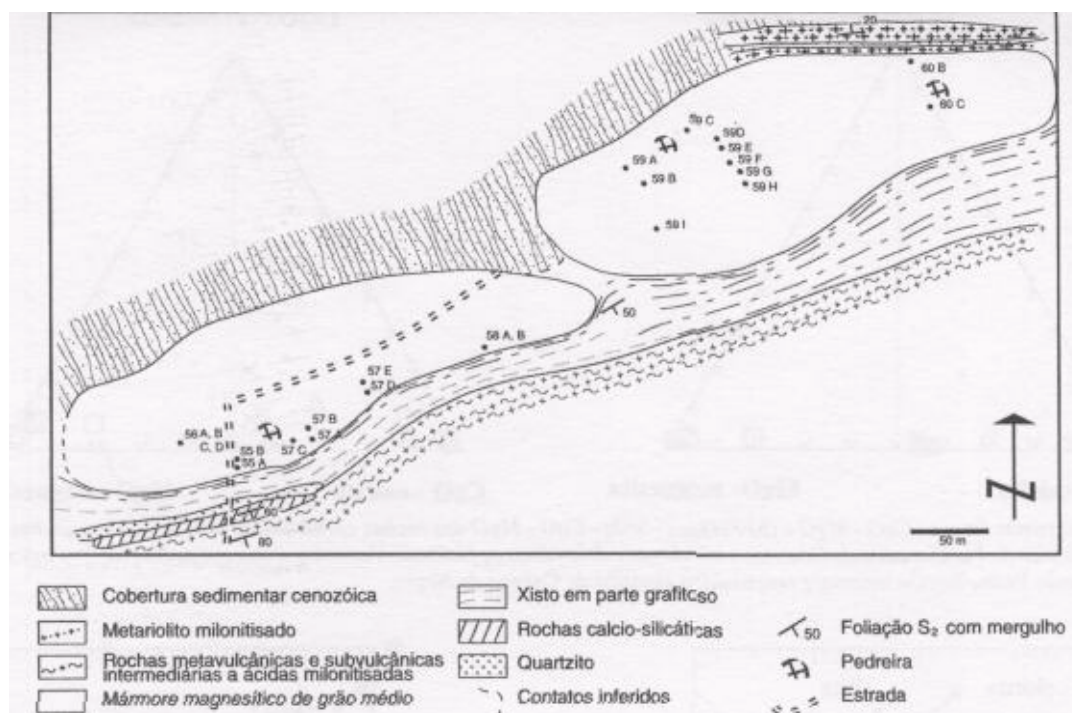


Figura 7 - Mapa geológico do depósito de magnesita de granulação média do Torto.

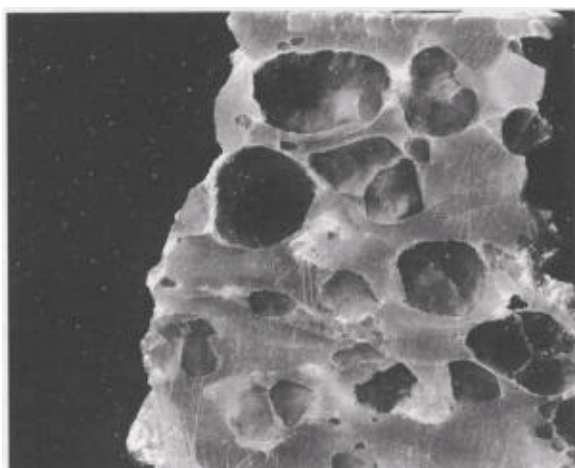


Figura 8 - Cristais ovóides de magnesita deformados em sigmóide, imersos em uma matriz rica em talco e clorita. Ao microscópico, os cristais de magnesita contém abundantes e diminutas inclusões de pirita, de origem sedimentar, testemunhando a influência de microambientes ricos em matéria orgânica (bactérias sulfato-redutoras) no ambiente salino e/ou penesalino. O tamanho dos cristais de magnesita varia de 2 a 6mm.

pirita. Os cristais de magnesita, frequentemente deformados, apresentam tamanhos que vão de 0,02 a 8mm. Os cristais maiores são marcados por limites suturados, extinções ondulantes, bandas de deformação e recristalização em subgrãos e apresentam-se normalmente enuviados por pequenas inclusões escuras (matéria orgânica?), orientadas ou não. Já os cristais menores são frequentemente puros, com limites retos ou ligeiramente curvos e com junções tríplices. Isso indica que os cristais maiores representam os cristais reliquias, enquanto os menores, mais volumosos, são produtos de recristalização.

O Jazimento de Torto é caracterizado por duas lentículas grosseiramente sigmoidais, de direção NE-SW, subverticais. A extensão de cada uma dessas lentículas varia entre 380 a 400m, enquanto a sua espessura vai de 30 a 120m. A passagem entre estas lentículas não é bem visível, pois encontra-se encoberta por um solo argiloso. Estas lentículas encontram-se limitadas, ao Sul, por metadolomitos, xistos, quartzitos, rochas cálcissilicáticas e metadacitos porfiríticos, enquanto

ao Norte afloram níveis delgados de metariólitos e quartzitos finos milonitizados.

Do ponto de vista petrográfico, distinguem-se neste depósito basicamente dois fácies: um fácies de grão fino (1-2mm), localizado no centro da pedreira, e um fácies equigranular, bastante deformado, de grão médio (3-5mm) encontrado ao sul da lentícula SW.

Mineralogicamente, estes fácies são dominados pela magnesita, aparecendo como minerais secundários o talco, a clorita e, por vezes, a dolomita, este último em forma de veios de espessura centimétrica ao longo de fraturas.

GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS MAIORES E MENORES

Apresentação e Discussão dos Resultados Vinte e duas amostras das rochas carbonáticas foram analisadas no Laboratório GEOLAB da GEOSOL. SiO₂, Al₂O₃, Fe_{total}, CaO, MgO, MnO, P₂O₅ e TiO₂ foram determinadas por Fluorescência de Raios X em amostras fundidas com Li₂B₄O₇. O FeO foi analisado, através de decomposição por HF+H₂SO₄ em cadinho de platina tampado com liberação de CO₂ e titulação do FeO com KMnO₄ em presença de ácido bórico. Dessas amostras, 05 representam mármore calcíticos localizados na zona oeste da área, entre Cruzeta (Ce) e Pio IX (Pi), 09 amostras correspondem a mármore dolomíticos encaixantes das magnesitas espáticas, localizados na porção centro-leste, junto aos depósitos de Malhada Vermelha e Cabeça de Negro e 08 são magnesitas espáticas do Depósito de Cabeça de Negro. Das amostras correspondentes aos mármore dolomíticos, 03 são mármore dolomíticos brechados cimentados por calcita espática. A tabela 1 apresenta esses resultados.

Comportamento dos Elementos Maiores Nas figuras 9a e 9b, representadas pelos diagramas triangulares Fe₂O₃+FeO -CaO -MgO e Fe₂O₃+FeO+SiO₂ - CaO - MgO, tendo como base o trabalho de Hall & Veizer (1996), em que estão plotados os principais elementos das rochas carbonáticas, permitindo diferenciá-las entre si, verifica-se que as rochas estudadas plotam-se preferencialmente nos campos do mármore magnésítico, dolomítico e calcítico.

No geral, os mármore magnésíticos espáticos apresentam um teor de MgO variando de 39,20 a 46,60%. Os teores mais baixos correspondem aos localizados próximo aos contatos dos metadolomitos. O teor de SiO₂ varia de 0,47 a 7,10 %; o teor de Al₂O₃ vai de 0,11 a 30%, o teor de Fe₂O₃ é inferior a 1 % (0,14 a 0,98%). O CaO varia entre 0,41 a 8,40%. Os maiores valores localizam-se próximo ao contato com os metadolomitos. O MnO varia entre 0,03 a 0,08%. Os maiores valores estão também localizados próximo aos metadolomitos. O P₂O₅ apresenta teores baixos e praticamente invariáveis em torno de 0,05% e o TiO₂ vai de 0,05 a 0,07%.

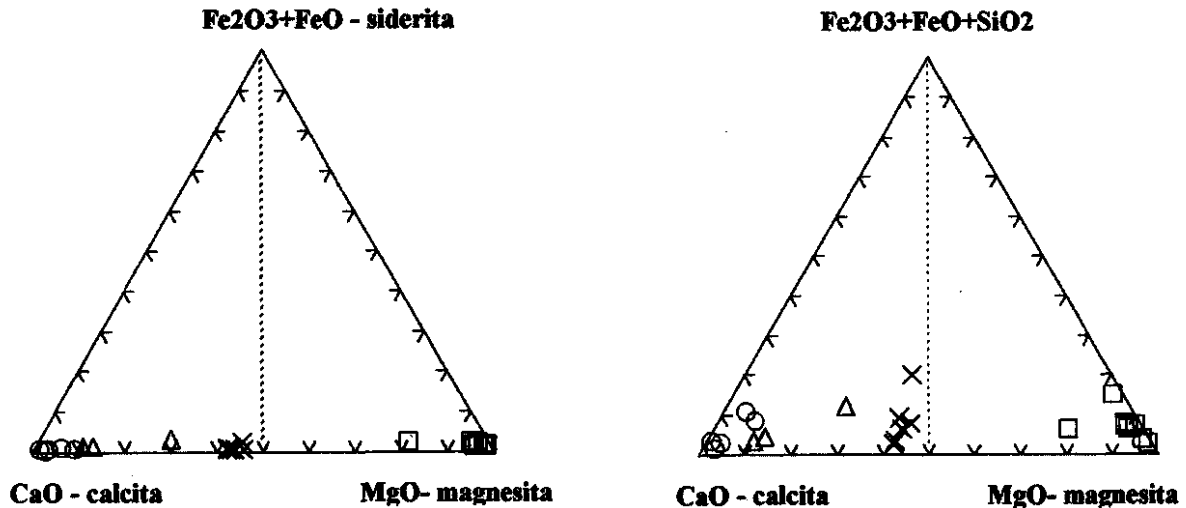


Figura 9 - (a) Diagramas $Fe_{total} - CaO - MgO$ e (b) $FeO_{total} - SiO_2 - CaO - MgO$ das rochas carbonáticas da região Alencar-Pio IX. Símbolos: \circ = mármore calcífero de Pio IX e oeste de Cruzeta; $+$ = mármore dolomítico de Malhada Vermelha e Cabeça de Negro; ∇ = mármore dolomítico calcífero de Malhada Vermelha; \square = mármore magnésítico espático de Cabeça de Negro.

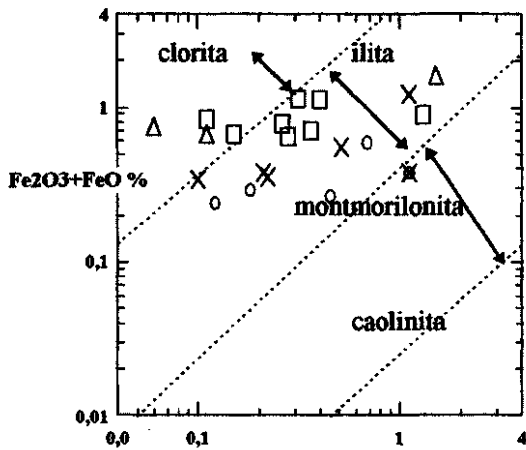


Figura 10- Diagrama Fe_{total} vs Al_2O_3 para as rochas metacarbonáticas da Faixa Móvel Orós. O campo dos minerais argilosos é de Deer et al. (1964, in Veizer & Garrei 1978). Símbolos como na figura 9.

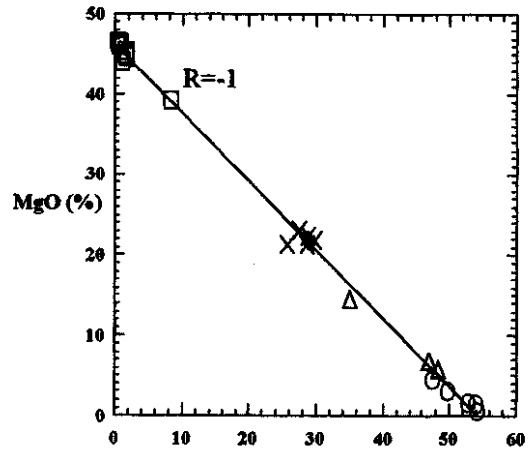


Figura 11 - Diagrama MgO vs CaO para as rochas metacarbonáticas estudadas. Símbolos como na figura 9.

Os mármore dolomíticos, incluindo os mármore dolomíticos calcíferos, apresentam um teor de MgO indo de 5,70 a 23,10%, com um teor médio de 17,69%. Os teores mais baixos correspondem aos dolomitos calcíferos. O teor de SiO_2 varia de 0,92 a 10,60%, com uma média de 3,70%; o teor de Al_2O_3 vai de 0,06 a 1,50%, com um teor médio de 0,55% e o teor de FeO_{total} é inferior a 2% (0,24 a 1,62). O CaO varia entre 25,70 a 48,30%, com um teor médio de 33,39%. O MnO varia entre 0,02 a 0,37%, com um teor médio de 0,12%, valores bem acima daqueles encontrados associados às magnesitas espáticas. O P_2O_5 vai de 0,05 a 0,11%, com um valor médio da ordem de 0,06 e o TiO_2 situa-se entre 0,05 e 0,18%, com o valor médio de 0,07%.

Os mármore calcíferos, que estão localizados mais a oeste, apresentam um teor de CaO indo de 47,40 a 54,10%. Os teores mais baixos correspondem aos localizados próximo ao contato dos metadolomitos. O teor de SiO_2 é relativamente baixo, variando de 0,79 a 5,70%, característico de calcário de plataforma (ver, por exemplo Veizer et al. 1990); o teor de Al_2O_3 vai de 0,12 a 1,10% e o teor de FeO_{total} é inferior a 1% (0,15 a 0,73%). O MgO vai de 0,65 a 4,60 %, cujos valores maiores aumentam de oeste para leste. O MnO varia entre 0,01 a 0,02%. O P_2O_5 e o TiO_2 apresentam valores médio em torno de 0,05%.

Estes elementos variam também conjuntamente (tabela 2). Nos mármore magnésíticos, o SiO_2 mostra uma boa correlação positiva com o Al_2O_3 (fator de correlação r igual a 0,95) e fraca correlação negativa com o Fe_2O_3 , MgO e MnO ($r < -0,5$). O Fe_2O_3 acompanha o MnO e ambos, juntamente com o CaO , mostram uma correlação negativa com o MgO . A boa correlação entre a SiO_2 e o Al_2O_3 indica que o SiO_2 aparece nas magnesitas sob forma combinada associada aos alumino-silicatos e não como fase livre. Já a fraca correlação, seja

positiva ou negativa, de Fe_2O_3 com Al_2O_3 e de Fe_2O_3 com SiO_2 mostra que os silicatos correspondem a clorita pobre em Fe (clinocloro) ou ainda illita, conforme pode ser observado na figura 10. Os outros elementos, como P_2O_5 e TiO_2 , parecem não correlacionar-se com o MgO , devido ao baixo fator de correlação ($r < 0,3$), vide tabela 2.

Nos mármore dolomíticos, o SiO_2 mostra uma correlação positiva com o Al_2O_3 , com o Fe_2O_3 e o MgO e negativa com o MnO , embora com um fator de correlação (r) bem inferior aquele encontrado junto aos mármore magnésíticos (tabela 3). O Fe_2O_3 acompanha o MnO e ambos, junto com o CaO , apresentam uma correlação negativa com o MgO . A baixa correlação positiva entre SiO_2 e Al_2O_3 , Fe_2O_3 e Al_2O_3 e de Fe_2O_3 com SiO_2 mostra que, nos mármore dolomíticos, a sílica pode ser encontrada tanto em fase livre (quartzo) quanto em mineral silico-aluminoso. Quanto ao mineral alumino-silicático, este corresponde a uma clorita mais rica em Fe que a dos mármore magnésíticos espáticos ou ainda uma illita (Fig. 10). Em relação aos elementos P_2O_5 e TiO_2 , estes também não correlacionam-se com o MgO (fator de correlação $r < 0,2$).

Nos mármore calcíferos, o SiO_2 mostra uma correlação positiva com o Al_2O_3 , o Fe_2O_3 e MgO (tabela 4). O Fe_2O_3 apresenta uma correlação negativa com MnO , assim como o CaO versus o MgO . A correlação positiva entre Fe_2O_3 com Al_2O_3 e de Fe_2O_3 com SiO_2 mostra que o mineral silicático aluminoso associado com os calcários corresponde a uma clorita mais rica em Fe ou ainda uma illita, conforme pode ser observado na Fig. 10. Quanto aos elementos P_2O_5 e TiO_2 , nessas rochas, também não se correlacionam com o MgO ($r < 0,3$).

No geral, verifica-se que a passagem dos mármore calcíferos em direção aos mármore magnésíticos, através dos mármore dolomíticos, é marcada por grandes variações no interior dessas rochas. Ob-

Tabela 1 - Análises químicas dos elementos maiores (em %) das rochas metacarbonáticas da Faixa Móvel Orós.

Mármere Calcítico						Mármere Dolomítico							
	CMMD 1M	CMMD 1N	CMMD 1P	CMMD 5A	CMMD 5B	X	CMMD 6C	CMMD 6D	CMMD 7F	CMMD 8I	CMMD 8J	CMMD 8L	X
CaO	49,8	54	54,1	47,4	56,8	51,62	25,7	29,9	29,8	27,4	28,9	26,6	28,38
MgO	3	1,5	0,65	4,6	1,7	2,29	21,4	21,8	21,8	23,1	22,5	21,4	22
Al ₂ O ₃	0,69	0,12	0,18	1,1	0,45	0,51	1,1	0,51	0,1	1,1	0,21	0,22	0,54
Fe ₂ O ₃	0,45	0,1	0,01	0,1	0,13	0,16	0,94	0,28	0,2	0,1	0,1	0,21	0,31
FeO	0,14	0,14	0,28	0,28	0,14	0,2	0,28	0,28	0,14	0,28	0,28	0,14	0,23
SiO ₂	5,7	0,79	1,6	4,5	1,5	2,82	10,6	0,92	1,5	3,9	3,2	4,8	4,15
MnO	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,07	0,06	0,04	0,02	0,02	0,02	0,04
P ₂ O ₅	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
TiO ₂	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,08	0,05	0,05	0,06

Mármere Dolomítico Calcítico				Mármere Magnesítico									
	CMMD 6A	CMMD 6B	CMMD 6F	X	CMMD 7C	CMMD 7D	CMMD 7E	CMMD 8A	CMMD 8B	CMMD 8C	CMMD 8D	CMMD 8H	X
CaO	35	46,9	48,3	43,4	0,73	0,6	8,4	0,41	1,7	1,7	1,1	1	2,06
MgO	14,6	6,9	5,7	9,07	46,4	46,1	39,2	46,6	45,4	44,9	44	44,7	44,66
Al ₂ O ₃	1,5	0,6	0,71	0,56	0,15	0,28	0,31	0,11	0,26	0,36	1,3	0,7	0,4
Fe ₂ O ₃	1,2	0,33	0,53	0,69	0,4	0,36	0,7	0,42	0,36	0,14	0,46	0,98	0,48
FeO	0,42	0,42	0,14	0,33	0,28	0,28	0,42	0,42	0,42	0,56	0,42	0,14	0,37
SiO ₂	5,7	1,8	1,4	2,8	1,2	3,1	2,1	0,47	2,4	3,3	7,1	2,5	2,77
MnO	0,23	0,37	0,29	0,3	0,03	0,03	0,08	0,06	0,04	0,03	0,04	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,11	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
TiO ₂	0,18	0,05	0,05	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05	0,05

serva-se uma nítida diminuição de CaO dos mármore calcíticos em direção aos mármore magnesíticos espáticos (Fig. 11). No entanto, Parente (1995) observou também uma diminuição de SiO₂ e Al₂O₃ indo dos metadolomitos em direção aos mármore magnesíticos. A diferença desses resultados pode refletir um menor número das amostras estudadas em relação aquele de Parente (1995) ou ainda uma menor variação dos tipos litológicos estudados por Parente (1995) (somente mármore magnesítico e dolomítico). Por outro lado, Pohl & Siegl (1986) consideram que a diminuição desses elementos reflete um processo de diferenciação química normal, pois os dois primeiros elementos encontram-se sobretudo na fração argilosa das rochas carbonáticas, enquanto o CaO diminui gradativamente dos calcários em direção aos magnesíticos.

Quanto aos óxidos MnO e Fe₂O₃, eles apresentam distribuições irregulares. O MnO parece diminuir dos mármore calcíticos em direção aos mármore magnesíticos (Fig. 12a). Entretanto, ao excluir as três amostras correspondentes aos mármore dolomíticos calcíticos, verifica-se um enriquecimento progressivo em MnO dos mármore calcíticos em direção aos mármore magnesíticos (Fig. 12b). De acordo com Niedermayer *et al* 1989, os teores do Fe e do Mn são mais elevados em águas continentais ou meteóricas que em águas do mar. Considerando que os mármore dolomíticos calcíticos representam material brechado e cimentado por calcita de substituição, esses valores anormais podem estar associados a um enriquecimento supergênico. Por outro lado, na sequência normal das rochas carbonatadas, o Fe₂O₃ apresenta também uma maior irregularidade e teores mais elevados junto aos mármore magnesíticos. O enriquecimento do Fe₂O₃ e do MnO junto aos termos magnesíticos pode estar associado ao caráter mais solúvel dos ions de Mn e Fe no ambiente alcalino, o que os leva a precipitarem-se junto a MgO nas fases mais diferenciadas da sequência carbonatada.

Assim, o Mn varia em função da evolução do Eh e pH. Em condições de Eh e pH próximo ao valor neutro, o ion Mn²⁺ resta em solução e está disponível para precipitar como componente do carbonato (Garreis & Christ 1965 *in* Niedermayer *et al*. 1989). O conteúdo de MnO dos calcários é inferior aquele dos dolomitos (Holland 1984). Isso sugere que o Mn pode ser mais solúvel que o Ca e, como tal, deve ficar em solução e precipitar com o MgO, independentemente de mobilizações tardias localizadas. Contudo o Fe e o Mn das rochas carbonáticas são susceptíveis de mobilizações tardias, sejam elas associadas à diagênese ou ao metamorfismo. Por outro lado, tais rochas se desenvolveram provavelmente no final do Paleoproterozóico e início do Mesoproterozóico. Nesse período, o comportamento do Fe e do Mn era diferente do atual. Nesse sentido, os carbonatos do Paleoproterozóico (2,25±0,25Ga) eram muito mais enriquecidos em Fe e Mn que seus homólogos fanerozóicos (Veizer *et al*. 1992).

As variações químicas e a dispersão irregular desses elementos ao seio das rochas carbonáticas sugerem também que a sedimentação ocorreu em condições ambientais variáveis de baixa profundidade. A presença de pelo menos 4 níveis delgados de metapelitos intercalados ao seio dos metadolomitos, encontrados por Parente (1995), constitui um argumento complementar.

Assim, através do estudo geológico e geoquímico dos elementos maiores pode-se dizer, em princípio que: 1- a presença de delgados

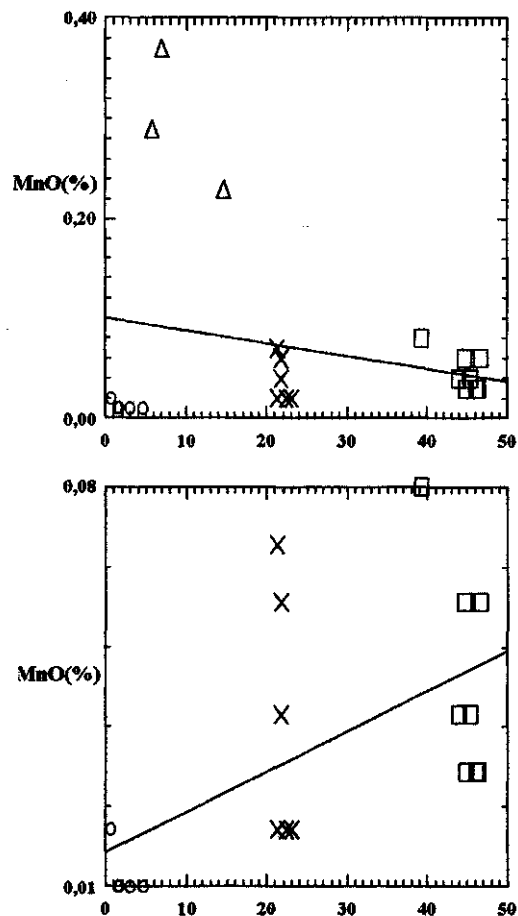


Figura 12 - Diagramas MnO vs MgO para as rochas metacarbonáticas estudadas. Símbolos como na figura 9.

níveis de metapelitos no seio dos metadolomitos, sobretudo nas proximidades do contato com os metapelitos, traduz a intervenção de processos de sedimentação escalonados, ligados às variações sazonais ou climáticas (alternâncias de estações úmidas e secas) com movimentos de subsidência da bacia ou elevação do nível do mar acompanhado de aporte de sedimentos detríticos, 2- a presença de brechas de dissolução com nódulos de sulfatos pseudomorfizados por quartzo fibrosos indica que condições evaporíticas reinaram, ao menos localmente, durante a deposição dos carbonatos; 3- a formação das magnesita espática ocorreu de maneira mais uniforme, em um ambiente mais homogêneo ou mais calmo, e os calcários em ambiente marinho mais aberto.

Em relação aos mármore magnesíticos de grão médio, Parente (1995) observou que tais rochas apresentam uma composição mais irregular e os teores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e CaO são maiores que em seus correspondentes espáticos. De acordo com este autor, o SiO₂ varia de 1,1 a 21,9 com um teor médio de 7,19, Al₂O₃ variando de 0,1 a 4,5% com um teor médio de 0,76%, o Fe₂O₃ indo de 1,5 a 4,5 com um teor médio de 2,4%, o CaO oscilando entre 0,8 a 10,1 e um teor médio de 2,29% e MgO indo de 7,5 a 95% com um teor médio de 87,15%.

Comparando-se os dois tipos de mármore magnesíticos, verifica-se que os mármore magnesíticos espáticos são mais ricos em MgO e mais pobres em SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ e CaO que os mármore magnesíticos de grão médio. A distribuição desses elementos junto aos magnesíticos é também diferente. Nos mármore magnesíticos de grão médio, eles apresentam uma distribuição mais irregular, enquanto nos mármore magnesíticos espáticos, eles são mais regulares.

De igual modo, os mármore magnesíticos espáticos se diferenciam dos metadolomitos. Estes são mais ricos em SiO₂, Al₂O₃ e CaO e, em proporção mais fraca, em MnO que os mármore magnesíticos espáticos, enquanto os mármore magnesíticos espáticos são mais ricos que os metadolomitos em MgO e, em uma proporção menor, em Fe₂O₃.

MODELO GENÉTICO Um dos grandes problemas no estudo dos depósitos de magnetita associado com rochas metamórficas de origem sedimentar é sua origem, seja sedimentar, seja metassomática.

A maioria dos autores que admitem a origem metassomática apoia-se nos argumentos morfológicos ou mineralógicos seguintes: 1- observa-se, ao nível de amostra ou mesmo de afloramento, substituições mais ou menos tardias de dolomita por magnetita - mas o inverso é mais frequente; 2- a produção experimental da magnetita em condições de $T < 50^\circ\text{C}$ jamais foi obtida. Em compensação, é bastante fácil formá-la em temperaturas mais altas (120 à 450°C), como confirmado pelos estudos experimentais de Rosenberg & Mills (1966) e Johannes (1970 in Morzani *et al.* 1982, 1983), 3- os depósitos e/ou ocorrências de magnetita naturais atuais, sedimentares ou não, são de pequena extensão, para serem representativos de formação dos grandes jazimentos do passado. Entretanto, o simples fato de sua existência, coloca em discussão o argumento precedente; 4- a granulometria das magnetitas espáticas é frequentemente mais grossa que aquelas dos dolomitos, o que sugeriria uma substituição. Todavia existem dolomitos espáticos, intercalados entre magnetitos e dolomitos mais finos, pelo menos em alguns jazimentos (Montner-França, Guitard in Guillou 1980, Pacios-Espanha, Guillou 1980); 5- o tipo de magnetita associado às formações evaporíticas apresenta frequentemente uma granulometria média à fina. As magnetitas espáticas, até à realização do trabalho de Parente (1995), não tinham sido encontradas em associação franca com os depósitos evaporíticos; 6- na natureza atual, a precipitação dos carbonatos magnesianos faz-se preferencialmente sob a forma de carbonatos metaestáveis (hidromagnetita, nesquehonita) e não sob forma de magnetita.

Esses argumentos metassomáticos, apesar de numerosos, são contraditórios e pouco convincentes. Para uma melhor compreensão, iremos discuti-los e compará-los com os dados recolhidos sobre os jazimentos estudados.

O exame do diagrama *Temperatura vs Razão $\text{Ca}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$* de Rosenberg & Mills (1966) permite colocar os termos do problema de várias maneiras: primeira em função das variações de T° em relação com as fontes magnesianas profundas: a) se T° aumenta, a formação da magnetita torna-se em teoria fácil. De fato, sabe-se que este carbonato é um mineral raríssimo nos filões hidrotermais. Em tais ambientes, há sempre bastante cálcio disponível para formar dolomita. Como o Fe^{++} é igualmente presente, haverá a formação de dolomita ferrífera ou ankerita. Enfim, quando o Ca é comum, a associação do Fe e Mg forma uma série contínua de carbonatos intermediários, a série das mesistitas $(\text{Mg-Fe})\text{CO}_3$. Assim, a magnetita hidrotermal aparece somente em circunstâncias excepcionais, particularmente quando corpos ultrabásicos são afetados por estruturas tectônicas profundas, tipo zona de cisalhamento; b) sabe-se já que os magmas ultrabásicos e básicos não geram fluidos hidrotermais em circunstâncias normais. Ao contrário, as rochas básicas fixam água das encaixantes e se hidratam (serpentinização e esteatização).

Assim, pode-se dizer que as rochas básicas que se encontram em contato com os magnetitos espáticos, inclusive porque cortam tais rochas, não contribuíram para a formação dos grandes corpos de magnetita estudados, como foi sugerido por alguns autores, entre eles, Bodenlos (1948) e Mendonça & Braga (1987). Além disso, trabalho em desenvolvimento com colegas da Universidade da UNISINOS (Prof. Luís Henrique Ronchi) sobre inclusões em magnetitas da região de Alencar e adjacências, tem revelado a presença de petróleo, fato que elimina totalmente a hipótese hidrotermal como processo formador dessas rochas. Entretanto, fenômenos de remobilização tardia podem ser observados, como a presença de pequenos veios de magnetita que recortam os metadolomitos, os quais podem estar associados ao período de intrusão das rochas básicas. Tais veios estariam relacionados às modificações de temperatura e às circulações provocadas por ocasião do metamorfismo de contato, sem envolver um aporte aloquímico do Mg.

É mais construtivo, portanto, optar por um mecanismo precoce, isto é, sedimentar, tendo como base a evolução da razão $\text{Ca}^{2+}/(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. A maioria dos trabalhos sobre a formação de magnetita em ambientes sedimentares recentes, tem mostrado que esta razão diminui nas rochas carbonáticas dos sistemas parálicos, indo do mar aberto para o interior. Nesse sentido, vai-se dos termos cálcicos de mar aberto aos termos magnesianos de ambiente confinado. A diminuição de Ca^{2+} pode estar relacionada seja à cristalização inicial dos carbonatos cálcicos, seja à cristalização de sulfatos ou aos dois (Müller *et al.* 1972, Von der Borg 1965, 1976).

Nos ambientes mais antigos, esta diferenciação já foi demonstrada por Guillou (1980) no Cambriano espanhol (Pacios e Mallecina), cuja

Tabela 2 - Matriz de correlação dos mármore magnésiticos.

	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂
TiO ₂	-0,15	-0,11	0,97	-0,03	0,17	0,88	-0,14	0	
P ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0		
MnO	0,73	-0,69	-0,1	0,7	0,09	0,28			
SiO ₂	-0,08	-0,18	0,95	-0,08	0,18				
FeO	0,17	-0,2	0,13	-0,7					
Fe ₂ O ₃	0,39	-0,42	0,07						
Al ₂ O ₃	-0,06	-0,22							
MgO	-0,96								

Tabela 3 - Matriz de correlação dos mármore dolomíticos.

	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂
TiO ₂	-0,02	-0,09	0,78	0,71	0,56	0,26	0,22	0,97	
P ₂ O ₅	0,07	-0,17	0,66	0,74	0,53	0,19	0,29		
MnO	0,93	-0,97	-0,12	0,40	0,44	-0,24			
SiO ₂	-0,48	0,31	0,62	0,58	0,16				
FeO	0,16	-0,22	0,49	0,42					
Fe ₂ O ₃	0,13	-0,29	0,67						
Al ₂ O ₃	-0,39	0,26							
MgO	-0,98								

Tabela 4 - Matriz de correlação dos mármore calcíticos.

	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	TiO ₂
TiO ₂	-0,81	0,84	0,82	-0,19	0,61	0,44	-0,25	0,34	
P ₂ O ₅	-0,25	0,28	0,40	-0,20	-0,04	-0,08	-0,39		
MnO	0,47	-0,59	-0,46	-0,49	0,61	-0,32			
SiO ₂	-0,86	0,78	0,81	0,74	0,10				
FeO	-0,27	0,20	0,30	-0,56					
Fe ₂ O ₃	-0,42	0,36	0,34						
Al ₂ O ₃	-0,98	0,96							
MgO	-0,98								

sequência, dominada por calcários, dolomitos e magnetitos, desenvolvia-se progressivamente do mar aberto para o ambiente lagunar. Neste trabalho, encontramos uma das alternativas propostas por Guillou (1980), isto é, os magnetitos encontram-se em posição umbilical na paleolaguna e não em posição marginal como no Cambriano espanhol. Guillou (1980) propõe também associar a diminuição histórica de $f\text{CO}_2$ atmosférico pela ação dos organismos fixadores de carbono à causa da diminuição e depois ao desaparecimento das magnetitas espáticas: esta diminuição de CO_2 é atualmente aceita por unanimidade. Pode-se pensar ainda na solubilidade do Ca, que em comparação com a do Mg, aumenta com a elevação da $p\text{CO}_2$.

Um outro ponto a ser assinalado é o de que os carbonatos hipermagnesianos são mais resistentes que seus homólogos cálcicos tanto às deformações tectônicas quanto à dissolução sob pressão. Submetidos à deformação e ao metamorfismo eles resistem melhor às trocas iônicas que os carbonatos cálcicos. Assim, na hipótese metassomática com deformação e aporte hidrotermal, a magnetita e seu precursor dolomítico teriam uma assinatura similar em elementos traços pouco móveis como o Al. Ora, os mármore magnésiticos espáticos e os metadolomitos encaixantes apresentam diferenças importantes em Al_2O_3 sem falar de SiO_2 , Fe_2O_3 e MnO . Assim, a hipótese metassomática, em grande escala, não combina com os fatos. Todavia, diferenças dessa natureza podem corresponder a fenômenos sedimentares simples, tais como depuração progressiva das águas lagunares em arguas (Al_2O_3 e SiO_2) e, ao contrário, seu enriquecimento em Fe^{2+} , muito estável nas águas na época de formação dessas rochas. Além disso, se é considerado o detalhe das condições hidrológicas, três outros argumentos contraditórios estão presentes: a) a presença frequente de mármore dolomíticos e de mármore magnésiticos ferríferos, assim como grãos de zircão detriticos ao seio dos metadolomitos encaixantes; b) a presença de brechas vermelhas de dissolução (dissolução de evaporitos), com lutecita, nódulos de sulfatos pseudomorfizados por quartzo fibrorradiado situado no contato de metadolomitos e de magnetitos, assim como a presença frequente de escapolita que indicam também condições evaporíticas. Nesse caso, a fração salina precoce teria sido parcialmente dissolvida durante a fase de emersão em condições oxidantes, pois ainda são encontrados alguns nódulos de sulfatos pseudomorfizados; c) enfim, as brechas de dissolução e delgados níveis de metapelitos no interior dos metadolomitos sugerem um hiato na sedimentação carbonática.

Do exposto verifica-se que os magnetitos estudados encontram-se em borda de uma zona em fase de emersão, submetida a pronunciada alteração, porém erosão reduzida, sob condições climáticas indo de úmida à árida. Sabe-se ainda, que em clima úmido, aportes aluminosos e detriticos evoluídos caracterizam o contexto sedimentar em geral. Pode-se pensar portanto, na existência, pelo menos na época de formação das magnetitas, de aportes episódicos de água doce continental trazendo o ferro e minerais pesados. Já os dolomitos localizam-se mais precisamente nas grandes depressões (lagunas) parálicas, intra-deltá-

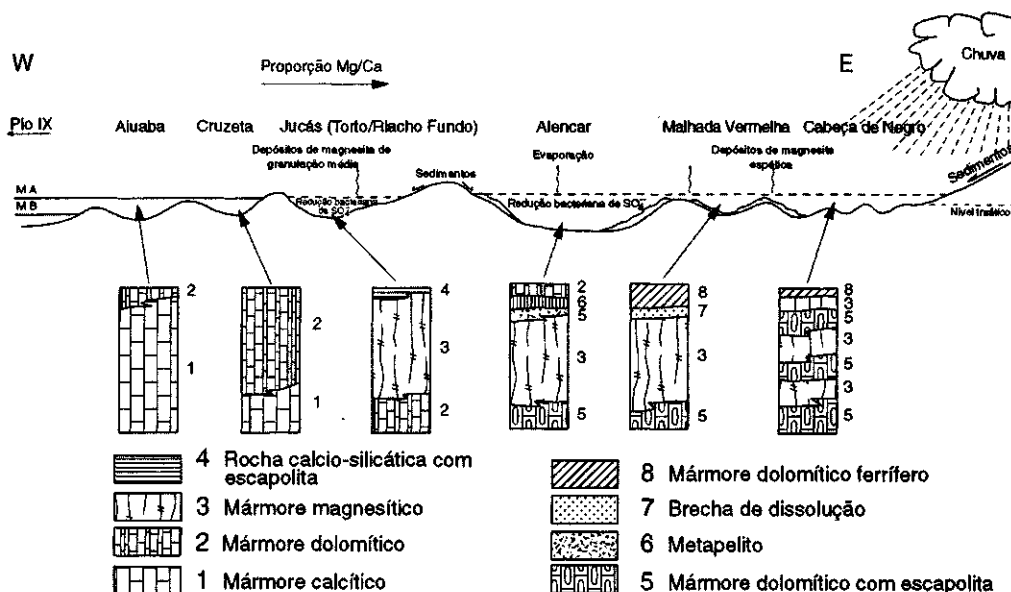


Figura 13 - Esquema interpretativo da seqüência carbonatada magnesítica do Ceará, Brasil. Para efeitos de comparação foram representadas as seqüências carbonatadas de Aiuba e Cruzeta.

ções. Os calcários são mais distais e corresponderiam a ambientes mais abertos, marinhos. No todo, esses carbonatos aparecem durante períodos de fraca erosão, sob clima árido. Os indícios de evaporitos se integram bem no contexto. Além disso, o aparecimento de ocorrência de matéria orgânica, em particular petróleo, sugere uma atividade biológica em meio confinado.

Quanto aos aspectos ligados às variações de granulometria, a presença de dois tipos de magnesita de granulometria diferente, na região estudada, evidencia um problema interessante. Sabe-se, em geral, que a granulometria dos sedimentos carbonáticos é frequentemente ligada à concentração dos íons e à salinidade do ambiente de formação (cf. Folk & Land 1975, Guillou 1980). Dois processos são comuns: a co-precipitação e a maturação do precipitado.

A co-precipitação é uma precipitação química ligada à presença de impurezas. Estas impurezas podem ser adsorvidas ou ocultadas na estrutura do mineral hospedeiro durante a fase de cristalização. Este processo acontece em ambiente supersaturado rico em impurezas, onde a cristalização é rápida (Catani *et al.* 1970 in Almeida 1989). Assim, em um ambiente evaporítico fortemente saturado, os germes são numerosos, a cristalização rápida e os sedimentos evoluirão pouco, conservando um grão fino. Folk & Land (1975) mostraram que a formação de dolomita ordenada é inibida ao mesmo tempo pela rapidez do processo de cristalização em meio supersaturado e pela concentração de íons estranhos a este processo.

A maturação do precipitado, por sua vez, está ligada à solução mais diluída, fracamente supersaturada, em que os germes são mais raros. Os íons estranhos, em razão de seu maior tempo de permanência em solução, são eliminados, restando apenas os íons dominantes (Catani *et al.* 1970 in Almeida 1989). A velocidade de cristalização dos cristais é lenta e a evolução dos sedimentos é maior. Isso permite que a formação dos cristais seja maior e mais bela (Guillou 1980). Nesse mesmo sentido, Folk & Land (1975) mostraram que na zona de mistura de água marinha e doce (zona schizohalina) ou de salinidade mais reduzida, os cristais de dolomita são maiores e mais límpidos que aqueles que se formam em um ambiente supersaturado.

Pode-se, portanto, supor que os dois tipos de magnesita estudados desenvolveram-se em ambientes com índice de confinamento ou de salinidade diferentes: - os mármores magnesíticos de grão médio teriam se formados em um ambiente mais confinado e/ou saturado que os mármores magnesíticos espáticos. Parente (1995) constatou que os magnesíticos de grão médio são mais impuros, sendo mais ricas nos óxidos SiO₂, Al₂O₃, CaO e em Fe₂O₃. A abundância desses óxidos inibiria a cristalização da magnesita, em um ambiente já saturado em íons magnesianos. Pode-se pensar ainda que a influência de águas doces foi muito fraca para modificar a salinidade do ambiente; - já os mármores magnesíticos espáticos teriam se desenvolvidos em um ambiente parálico lagunar, globalmente menos saturado que o precedente, em que a concentração dos íons seria próxima àquela do mar, tendo em conta o balanço da evaporação e a influência dos aportes de

água doce. O ambiente seria mais límpido e mais pobre em impurezas traduzidas pela menor presença dos óxidos SiO₂, Al₂O₃, CaO e Fe₂O₃. Isso permitiu uma cristalização mais lenta dos carbonatos, acompanhada de importantes processos diagenéticos responsáveis pela evolução cristalográfica. De acordo com Guillou (1980) e Parente (1995), é preciso considerar que as magnesitas espáticas se desenvolveram em um ambiente confinado, em que a salinidade não era muito elevada em relação a água do mar. Em um ambiente confinado, para que a salinidade possa permanecer próxima daquela do mar, é preciso uma ligação permanente com o mar e/ou aportes de águas doce continental.

No geral, os argumentos favoráveis à hipótese sedimentar parecem muito mais explicativos que a hipótese metamórfica. Esta última é de difícil aplicação nas diferentes escalas consideradas, enquadrando-se mal com os fatos e não explica as variações de granulometria encontradas nos magnesititos estudados e desenvolvidos em ambientes relativamente próximos.

Finalmente, considerando que o conjunto dos jazimentos de magnesita encontra-se em passagem lateral, para Oeste, para mármore calcítico quase puros, por intermédio dos metadolomitos, pode-se utilizar o modelo de diferenciação química proposto por Guillou (1971, 1980) e Chayé d'Albissin & Guillou (1986, 1988), em que as magnesitas espáticas apareciam no fim da cadeia carbonatada. Tal modelo se desenvolve em uma paleogeografia litoral, em que as águas lagunares perdem progressivamente o Ca por precipitação preferencial de carbonatos calcícos, o que eleva a razão Mg/Ca e permite a evolução dos depósitos carbonáticos até ao pólo magnesiano. A figura 13 sintetiza a evolução da seqüência carbonática magnesiana estudada.

CONCLUSÃO O estudo geológico e geoquímico da seqüência metacarbonática magnesiana da Faixa Móvel Orós mostra a existência de dois tipos de magnesita (espática e de granulometria média) inteiramente diferentes, cuja origem é predominantemente sedimentar.

As variações de textura e de composição no domínio da magnesita indicam que tais rochas se desenvolveram em ambientes diferentes. A magnesita espática teria se formado em um ambiente parálico, fracamente saturado, em que os germes seriam raros, a cristalização lenta e a evolução diagenética mais importante. Já a magnesita de grão médio se desenvolveria no mesmo ambiente parálico, mas sem dúvida, mais confinado e/ou mais saturado que aquele das magnesitas espáticas. A maior concentração de íons de composição diferente associados aos íons magnesianos favoreceriam uma cristalização rápida e uma evolução diagenética menor.

Pode-se reconstituir uma paleogeografia, provavelmente diacrônica, apresentando uma série de golfos parálicos em que se misturam associações evaporíticas com influências continentais. Neste esquema, os depósitos de magnesita parecem se situar no centro de dois golfos parálicos principais, todos os dois em posição distal em relação ao mar. No maior e mais distal, encontram-se os depósitos de magnesita

espática que se desenvolvem em um ambiente mais estável que aquele das magnesitas de grão médio.

O esquema apresentado confirma as grandes linhas de casos analisados anteriormente, sobretudo quanto à segregação do Ca e do Mg em um gradiente Mar-Continente (ou de confinamento), precisa e modifica os dados já existentes sobre a formação de outros depósitos de magnesita, e sublinha a originalidade do domínio supergênico na

formação de depósitos evaporíticos e carbonáticos no Proterozóico, marcado por uma forte p CO₂.

Agradecimentos Os autores, em particular C.V.P., agradecem à IBAR Mineração e à FUNCAP (proc. 110/95) pelo apoio aos trabalhos de campo e análises de laboratório, e aos revisores anônimos da RBG pelas sugestões e críticas ao manuscrito.

Referências

- Aharon, P. 1988. A stable-isotope study of magnesites from the Rum Jungle Uranium Field, Australia: implications for the origin of strata-bound massive magnesites. *Chemical Geology*, 69:127-145.
- Almeida, T.I.R. 1989. Magnesita do depósito de Campo de Dentro, Serra das Éguas, Bahia: Geoquímica e gênese. Tese de doutoramento da Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências (inédite). 173p.
- Anfimov, L.V.; Busygyn, B.D.; Demina, L.E. 1980. Formation conditions of magnesites in the Satka Group of ore deposits, South Urais. *Lithology Mineralogy Resources (USSR)*, 15:93-103.
- Arbey, F. 1980. Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. *Bull. des Centres de Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, 4 (1):309-365.
- Arnold, M. & Guillou, J.J. 1983. Croissance naturelle de paracristsaux de quartz dans une saumure sulfatée calcique à basse température. *Bull. Minera.*, 106:417-442.
- Badham, J.P.N. & Stanworth, C.W. 1977. Evaporites from the lower Proterozoic of the East Arm, Great Slave Lake. *Nature*, 268 (11):516-518.
- Bodenlos, A.J. 1948. Magnesite deposits of Ceara Bnaü. *U.S. Geological Survey Bulletin* 062-C:121-151.
- Bodenlos, A.J. 1954. Magnesite deposits in the Serra das Éguas, Brumado, Bahia, Brazil. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 975L:87-170.
- Bone, Y. 1983. Interpretation of magnesites at Rum Jungle, N.T., using fluid inclusions. *Journal Of the Geological Soc. Australia*, 30:375-381.
- Brunel, M.; Chaye d'Albissin, M.; Locqui, M. 1984. Détermination d'un âge cambrien des séries carbonatées à magnésite situées sous le grand chevauchement himalayen (Main Central Thrust, Nepal oriental) par la découverte de Paléobasidispores. *Geohios*, Lyon, 17:595-602.
- Busson, G. & Perthuisot, J.P. 1977. Intérêt de la Sebkhia El Melah (sud-Tunisien) pour l'interprétation des séries évaporitiques anciennes. *Sedimentary Geology*, 19:139-164.
- Chaye d'Albissin, M. & Guillou, J.J. 1985. La conservation de microorganismes dans une manésite spatique et ses incidences cristallogénétiques et sédimentologiques. *C.R. Acad. Sc. Paris*, 301, série II, (11):797-799.
- Chaye d'Albissin, M. & Guillou, J.J. 1986. Evolution cristallogénétique de magnésites spatiques antéjurassiques, du stade sédimentaire à la mésozone. Exemples compares de Gumpa-de-Bigu (Nepal) et de Pacios (Espagne). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 27(5):339-349.
- Chaye d'Albissin, M. & Guillou, J.J. 1988. Conditions de gênese et comportement mécanique des magnésites spatiques antéjurassiques au cours de leur histoire géologique. *Bull. Soc. Géol. France*; t.IV, n 5, 871-877.
- Chaye d'Albissin, M.; Guillou, J.J.; Letoller, R. 1988. Observation on the paper by F.Velasco et al.: A contribution to the ore genesis of the magnésite deposit of Eugui, Navarra (Spain). *Mineral Deposita*, 23:309-312.
- Doval, M.; Brell, M.; Galan, E. 1977. El yacimiento de magnesita de Incio (Lugo, Espana). *Boi. Geol. Minero*, 88(1):50-64.
- Folk, R.L. & Land, L.S. 1975. Mg/Ca Ratio and Salinity: two controls over crystallization of dolomite. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, 59(1):60-68.
- Forbes, B.G. 1961. Magnesite of the Adelaide System: A discussion of its origin. *Trans. Roy. Soc. S. Aust.* 85:217-222.
- Friedman, G.M. 1980. Dolomite is an evaporitic mineral: Evidence from the rock and from sea-marginal ponds of Red Sea, in Concepts and Models of Dolomitization (eds: Zenger, D.H.; Dunham, J.B.; Ethington, R.L.): Soc. Econ. Palaeontologists Mineralogists Spec. Pub. N. 28.
- Friedman, G.M. & Shukla, V. 1980. Significance of authigenic quartz. euhedra after sulfates: example from the Lockport Formation (Middle Silurian) of New York. *Jour. Sedimentary Petrology*, 50(4):1299-1304.
- Frost, M.T. 1982. The magnésite deposit at Main Creek, Savage River, Tasmania. *Economic Geology*, 77:1901-1911.
- Gomez de Larena, J.G. 1968. La diagênese en la dolomita y magnesita de Asturias (Eugui, Navarra): un problema por estudiar. *Boi R. Soc. Espanola Hist. Nat. (Geol.)*, 66:41-48.
- Guillou, J.J. 1972. La série carbonatée magnésienne et l'évolution de la composition de l'hydrosphère. *C. R. Ac. Sc. Paris* 274:2952-2955.
- Guillou, J.J. 1973. Les concentrations magnésiennes silicatées en contexte métamorphique: apport métasomatique ou préexistence? *C. R. Ac. Sc. Paris* 276:149-151.
- Guillou, J.J. 1980. Contribution à la métallogénie des magnésites, exemple du Cambrien Espagnol. Thèse de Doctorat d'Etat de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6). 155p.
- Guillou, J.J. & Letolle, R. 1988. Origine mixte chimique et biochimique des dépôts de magnésite antérieurs au Jurassique en milieu marin confine, marginal-littoral. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, Série II, n 3, 207-212.
- Hall, S. M. & Veizer, J. 1996. Geochemistry of Precambrian carbonates: VII. Belt supergroup, Montana and Idaho, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(4):667-677.
- Hietanen, A. 1967. Scapolite in the Belt Series in the St. Joe-Clearwater Region, Idaho. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 86:1-56.
- Hogarth & Griffitt. 1978. Lapis lazuli from Baffin Island: a Precambrian metacavaporite. *Lithos* 11:37-60.
- Holland, H. D. 1984. The chemical evolution of the atmosphere and oceans. Ed. Princeton University Press, Princeton, N.J. 582p.
- Kralik, M.; Aharon, P.; Schroll, E.; Zachmann, D. 1989. Carbon and oxygen isotopic systematics of magnesites: a review. *Monograph Series Mineral Deposits*. 2&: 197-223.
- Leake, B. E. & Farrow, C.M. 1979. A pre-2000 My old granulitic facies metamorphosed evaporite from Caraiiba, Brazil? *Nature*, 277(4):49-50.
- Mendonça, J.C.G. S. & Braga, A.P.G. 1987. As faixas vulcano-sedimentares de Orós-Jaguaribe: um greenstone belt? *Revista Brasileira de Geociências*; 17(3):225-241.
- Möller, P. 1989. Minor and trace elements in magnésite. *Monograph Series Mineral Deposits*. 28:173-195.
- Morteani, G. 1989. Mg-metasomatic type sparry magnesites of Entachen Alm, Hochfilzen/Bürglkopf and Spiessnägel (Austria). *Monograph Series Mineral*
- Morteani, G.; Möller, P.; Schly, F. 1982. The Rare Earth Element contents and the origin of the sparry magnesite mineralizations of Tux-Lanersbach, Entachen Alm, Spiessnägel, and Hochfilzen, Austria, and the lacustrine magnesite deposits of Aiani-Kozani, Greece, and Bela Stena, Yugoslavia. *Economic Geology*, 77:617-631.
- Morteani, G.; Schely, F.; Möller, P. 1983. On the formation of magnesite. In: Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe (ed. H.J. Schneider). Springer-V. Berlin Heidelberg: 105-116.
- Müller, G.; Irion, G.; Forstner, U. 1972. Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg Carbonates in the Lacustrine Environment. *Naturwissenschaften*, 59(4): 158-164.
- Niedermayer, G.; Beran, A.; Brandstatter, F. 1989. Diagenetic type magnesites in the Permo-Scythian rocks of the Eastern Alps, Austria. *Monograph Series Mineral Deposits*. 28:35-59.
- Nishihara, H. 1956. Origin of the bedded magnesite deposits of Manchuria. *Economic Geology*, 41:698-711.
- Papaioanou, F.P. & Carotsieris, Z. 1993. Dolomitization patterns in Jurassic-Cretaceous dissolution-collapse breccias of Mainalon Mountain (Tripolis Unit, Central Peloponnese - Greece). *Carbonates and Evaporites*, 8(1):9-22.
- Parente, C.V. 1995. *Géologie et paléogéographie d'une plate-forme à évaporites et magnésite d'âge protérozoïque (2 Ga): le cadre géotectonique initial de la ceinture mobile Orós dans la région d'Alencar (Ceará-Brésil)*. Thèse de Doctorat de l'Université de Nantes. 306p (inédite).
- Parente, C.V. & Arlhaut, M.H. 1995. O Sistema Orós-Jaguaribe no Ceará-NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(4):297-305.
- Parente, C.V.; Guillou, J.J.; Barbosa, H.S. 1996. Evaporites pré-cambrianos (-1,8Ga) da Faixa Orós, Ceará (Brasil). *Revista de Geologia*, 9:5-16.
- Perry Jr., E.C. & Tan, F.C. 1972. Significance of Oxygen and Carbon Isotope variations in Early Precambrian Cherts and Carbonate Rocks of Southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.* 83, 647-664.
- Pohl, W. 1989. Comparative geology of magnesite deposits and occurrences. *Monograph Series Mineral Deposits*. (Ed. Möller, P.), 28:1-13.
- Pohl, W. 1990. Genesis of magnesite deposits: models and trends. *Geologische Rundschau*, 79(2):291-299.
- Pohl, W. & Siegl, W. 1986. Sediment-hosted magnesite deposits. In: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits (ed. Wolf, K.H.). Elsevier V. Amsterdam. 14:223-310.
- Prcin Falk, C.; Lugli, S.; Morteani, G. 1993. The magnesite in the Upper Triassic Burano Evaporite Formation of central Italy: a contribution to the controversy on sparry magnesite genesis. *Terra Abstracts. EUG VII Strasbourg, France*, p. 345-346.
- Qiusheng, Z. 1988. Early Proterozoic tectonic styles and associated mineral deposits of the north China Platform. *Precambrian Research*, 39:1-29.
- Quemeneur, J.M. 1974. Les gisements de magnesite du Pays Basque: cadre géologique et sédimentologique; gênese de la magnésite en milieu sédimentaire. Thèse de doctorat présentée à l'Université de Paris VI. 265p (inédite).
- Rosenberg, P.E. & Mills, J.W. - 1966 - A mechanism for the emplacement of magnesite in dolomite. *Economic Geology*, 61:582-586.
- Sá, J.M. 1991. Evolution geodynamique de la ceinture protérozoïque d'Orós, Nord-Est du Brésil. Thèse de doctorat de l'Université de Nancy I, 117p.
- Schulz, O. & Vavtar, F. 1989. Genetic fabric interpretation of the magnésite deposit of Weibenstein (Hochfilzen, Tyrol). *Monograph Series Mineral Deposits*. 28:115-134.
- Serdyuchenko, D.P. 1975. Some Precambrian scapolite-bearing rocks evolved from evaporites. *Lithos*; S:1-1
- Shaw, D.M. - 1960 - The geochemistry of scapolite. Parts I et 2. *Journal Petrology*, 1:218 -285.
- Siegl, W. 1984. Reflexions on the Origin of Sparry Magnesite Deposits. In Syngeneses and Epigenesis in the Formation of Mineral Deposits (eds. A. Wauschkuhn; C.Kluth; R.A Zimmermann). Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 177-182.
- Sverningson, O. M. 1994. Tectonic Significance of the metaevaporitic magnesite and scapolite deposits in the Svec Nappes, Sarek Mts., Swedish Caledonides. *Tectonophysics*, 231:33-44.
- Tufar, W.; Gieb, J.; Schmidt, R.S.; Möller, P.; Pohl, W.; Hiedler, H.; Olsacher, A. 1989. Formation of magnesite in the Radenthein (Carinthia/Austria) type locality. *Monograph Series Mineral Deposits*. 28:135-171.
- Valdiya, K.S. 1968. Origin of the magnesite deposits of Southern Pithoragarh, Kumaun Himalaya, India. *Economic Geology*, 63:924-934.
- Vanko, D.A. & Bishop, F.C. 1982. Occurrence and origin of marialitic scapolite in the Humboldt lopolith, N.W. Nevada. *Contrib. Mineralogy. Petrology*; 81: 277-289.
- Van Schmus, W.R.; Brilo Neves, B. B.; Hacksapacher, P.; Babinski, M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronology studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *J. South American Earth Sciences*, 8, N. 3/4, pp. 267-288.
- Velasco, F.; Pcsquera, A.; Olmedo, F. 1987. A contribution to the ore genesis of the magnésite deposit of Eugui, Navarra (Spain). *Mineralium Deposita*, 22:33-41.
- Veizer, J.; Clayton, R.N.; Hinlon, R.W.; Brunn, V.V.; Mason, T.R.; Buck, S.G.; Hoefs, J. 1990. Geochemistry of Precambrian carbonates: 3-shelf seas and non-marine environments of the Archean. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 54:2717-2729.
- Veizer, J.; Clayton, R.N.; Hinlon, R.W. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates: IV. Early Paleoproterozoic (2.25±0.25 Ga) seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 56: 875-885.
- Von der Borg, C.G. 1965. The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong Area, south Australia. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 29:781-799.
- Von der Borg, C.G. 1976. Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong Area, south Australia. *Journ. Sedimentary Petrology*, 46(4):956-966.