



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG/UNB

**SIGNIFICADO DEPOSICIONAL E DIAGENÉTICO DE
ARGILOMINERAIS NA TRANSIÇÃO EDIACARANO-
CAMBRIANO: FORMAÇÕES TAMENGO E GUAICURUS
(GRUPO CORUMBÁ, MS)**

GABRIELLA FAZIO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 421

BRASÍLIA, 2018



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA - UNB

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG/UNB

**SIGNIFICADO DEPOSICIONAL E DIAGENÉTICO DE
ARGILOMINERAIS NA TRANSIÇÃO EDIACARANO-
CAMBRIANO: FORMAÇÕES TAMENGO E GUAICURUS
(GRUPO CORUMBÁ, MS)**

GABRIELLA FAZIO

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Mineralogia e Petrografia

BANCA EXAMINADORA

PROF^a. DR^a. EDI MENDES GUIMARÃES (ORIENTADORA – IG/UNB)

PROF^a. DR^a. LUCIETH CRUZ VIEIRA (EXAMINADORA INTERNA / PRESIDENTE DA BANCA – IG/UNB)

DR. ÉDER SOUSA MARTINS (EXAMINADOR EXTERNO – EMBRAPA)

PROF. DR. MARTINO GIORGIONI (SUPLENTE INTERNO – IG/UNB)

PROF. DR. PAULO CÉSAR BOGGIANI (SUPLENTE EXTERNO – USP)

BRASÍLIA, 2018

tudo para Teresa,

tudo pela Teresa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a minha família pelo apoio, compreensão, incentivo e amor durante todo esse percurso. Especialmente, agradeço a chegada da Teresa na minha vida, que se tornou instantaneamente minha maior motivação e incentivo para viver. Ao meu amado companheiro Caio Paixão, aos meus pais Flora e Luciano, ao meu irmão Dimas, a minha sogra Mônica, muito obrigada por tudo.

Agradeço a todos aos amigos e colegas geólogos (ou não) que me incentivaram seja com um questionamento, um conselho, um abraço, uma prosa, ou até mesmo uma cerveja gelada. Especialmente à Stephanie Tavares, Cinthia Costantin, Jéssica Heusi, Lucas Orsini, Mariana Ferreira, Amanda Maia, Carolina Blois, Estefany Mathias Alves, Laura Flores Campos, Rafael Grudka, Matheus Denezine, Rodrigo Adorno, Bruno Amorelli, Pedro Campos 'Bola' e tanto outros que nem caberiam em uma mísera página, quem dirá em um parágrafo. Muito obrigada pela presença de vocês na minha vida.

Agradeço a toda equipe do Laboratório de Difração de Raios-X da UnB, Professoras Edi Mendes Guimarães e Adriana Coimbra, técnico Rafael Brasil, Caroline Araújo e todos que já passaram por lá. Obrigada por me aguentarem durante todos esses anos.

Agradeço a todos os professores envolvidos no Projeto EDIACARANO, pelas discussões, trocas de bibliografia, workshops e saídas de campo. Foi e continua sendo um prazer trabalhar com vocês. Especialmente aos Prof. Dr. Dermeval do Carmo, Prof. Dr. Detlef Walde, Prof^a. Dr^a. Lucieth Vieira e Prof^a. Dr^a. Edi Mendes Guimarães.

Agradeço a minha orientadora, Edi Mendes Guimarães, e nossos sete anos de trabalho juntas. Muito obrigada pelos conselhos, pelas discussões, pela dedicação, pela paciência e também por cada puxão de orelha. Sem eles, nada disso seria possível.

RESUMO: As formações Tamengo e Guaicurus, unidades superiores do Grupo Corumbá, estão posicionadas na transição Ediacarano-Cambriano devido a dados bioestratigráficos e quimioestratigráficos. A Formação Tamengo é composta majoritariamente por calcários com intercalações pelíticas e registra ocorrência de macro-fósseis do gênero *Cloudina* e *Corumbella*, enquanto a Formação Guaicurus é caracterizada como um extenso e homogêneo pacote de siltitos. Essa pesquisa tem como foco a caracterização sedimentar, petrográfica, mineral (Difratometria de Raios-X) e química (Fluorescência de Raios-X) de pelitos e siltitos com objetivo de definir posicionamento estratigráfico das formações Tamengo e Guaicurus, além de indicar ambiente deposicional e história diagenética das mesmas. Para tal, foram estudadas três áreas na região de Corumbá (MS-Brasil): pedreiras Laginha e Corcal e afloramento ao longo da MS-243. As rochas da Formação Tamengo, sob microscópio, apresentam feições de difusão de fluidos, laminações irregulares, lâminas de calcita como pseudomorfos de evaporitos e esteiras biogênicas. Em contraste, os siltitos da Formação Guaicurus são persistentemente laminados, bem selecionados e homogêneos. Ambos os pelitos intercalados em camadas carbonáticas e os siltitos são compostos por quartzo e mica detriticos e argilominerais diagenéticos. Ainda, composições químicas de óxidos maiores são amplamente similares, com exceção do conteúdo de Na₂O, maior nos siltitos da Formação Guaicurus. A presença de rochas carbonáticas intercaladas com pelitos na Formação Tamengo implica ambiente favorável à formação de carbonatos com aporte episódico de material siliciclástico imaturo, proveniente de rochas de granulação muito fina de uma área-fonte próxima, interrompendo deposição de carbonatos. A Formação Guaicurus, distintamente, é um resultado de um aporte ininterrupto de material siliciclástico imaturo de uma área-fonte próxima, amplamente similar à Formação Tamengo, e depositado sob baixa energia com lâmina d'água espessa, abaixo do nível de base de ondas de tempo bom. A paragênese de argilominerais diagenéticos – illita, clorita e quartzo – e os valores de índice de Kübler caracterizam estágio de anquizona a diagênese tardia para ambas as formações. Todavia, a Formação Tamengo apresenta grande quantidade de esmectita, característica de diagênese precoce, além de feições petrográficas indicativas de evento de circulação de fluidos. Essas evidências revelam história diagenética complexa com ocorrência de retrodiagênese para os pelitos da Formação Tamengo. Os siltitos da Formação Guaicurus não apresentam evidências petrográficas de difusão de fluidos nem presença de esmectita na paragênese illita + clorita, confinando esse evento de circulação de fluidos na Formação Tamengo. Após caracterização, esta pesquisa ainda revelou que a porção superior da pedreira Corcal (L7) expõe rochas da Formação Tamengo.

KEY-WORDS: CORUMBÁ, TAMENGO, GUAICURUS, ARGILOMINERAIS, DRX, FRX.

ABSTRACT: The Tamengo and Guaicurus formations, upper units of the Corumbá Group, are placed at Ediacaran-Cambrian transition due to biostratigraphy and chemostratigraphy data. The Tamengo Formation is composed mainly of limestones with mudstones interbedding and record occurrences of macro-fossils *Cloudina* and *Corumbella*. The Guaicurus Formation is characterized as an extensive and homogeneous siltstone package. This paper focus in sedimentary, petrographic, mineral (X-Ray Diffraction) and chemical (X-Ray Fluorescence) characterizations of mudstones and siltstones in order to define stratigraphic positioning of the Tamengo and Guaicurus formations, to indicate depositional environment and diagenetic history. To this porpoise, three areas were studied in the vicinity of Corumbá (MS-Brazil): Laginha and Corcal quarries and an outcrop along MS-243 road. The rocks of Tamengo Formation, under microscope, present fluid diffusion features, irregular laminations, calcite laminae as evaporate pseudomorphs and biogenic mats. In contrast, siltstones of Guaicurus Formation are persistently laminated, well sorted and homogenous. Both mudstones interbedded in carbonate layers and siltstones are composed of detrital quartz, mica and diagenetic clay minerals. Furthermore, the major oxides compositions are broadly similar, except for Na₂O, higher in the Guaicurus Formation. The presence of carbonate rocks and mudstones within Tamengo Formation imply environment favorable to carbonate formation with episodically immature siliciclastic supply, from very fine-grained rocks of a nearby area, interrupting carbonate depositions. The Guaicurus Formation, distinctively, is a result of an uninterrupted immature siliciclastic supply from a nearby source area, broadly similar to the Tamengo Formation, and was deposited under a low energy setting in a high water level, below fair-weather wave. Diagenetic clay mineral paragenesis – illite + chlorite + quartz – and Kübler indexes characterize anquize to late diagenesis stage for both formations. However, the Tamengo Formation presents great amounts of smectite, characteristic of early diagenesis stage, along with petrographic features indicative of a fluid circulation event. These evidences reveal a complex diagenetic history with retrograde diagenesis recorded in the mudstones of the Tamengo Formation. The siltstones of the Guaicurus Formation present neither petrographic evidences of fluid diffusion nor presence of smectite along the paragenesis illite + chlorite, constraining the fluid circulation event in the Tamengo Formation. After these characterizations, the research revealed that the superior portion of Corcal quarry (L7) exposes rocks from the Tamengo Formation.

KEY-WORDS: CORUMBÁ, TAMENGO, GUAICURUS, CLAY MINERALS, XRD, XRF.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS	1
2. ARGILOMINERAIS EM BACIAS DE SEDIMENTAÇÃO E ROCHAS	3
2.1. Características gerais dos grupos da illita, da esmectita, da clorita e dos argilominerais interestratificados	4
2.2. Argilominerais: da gênese à diagênese	5
2.3. Índice de Kübler e zonas diagenéticas	6
3. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	8
3.1. Área de Estudo	8
3.2. Grupo Corumbá	8
3.3. Fósseis no Grupo Corumbá e suas implicações	11
3.4. Contexto Geotectônico	12
4. MATERIAIS E MÉTODOS	13
4.1. Estratigrafia	13
4.2. Petrografia	14
4.3. Difração de Raios-X	14
4.4. Fluorescência de Raios-X	15
5. ROCHAS PELÍTICAS DAS PEDREIRAS LAGINHA E CORCAL E DO AFLORAMENTO AO LONGO DA MS-243	15
5.1. Estratigrafia	15
5.1.1. Pedreira Laginha	15
5.1.2. Pedreira Corcal	19
5.1.3. Afloramento ao longo da MS-243	19
5.2. Petrografia	22
5.3. Composição Mineral (DRX)	26
5.4. Decomposição de difratogramas de Raios-X	34
5.5. Composição Química (FRX)	36
6. DISCUSSÃO	38
6.1. Aspectos estratigráficos das formações Tamengo e Guaicurus	38
6.2. Considerações sobre o contexto deposicional das formações Tamengo e Guaicurus	40
6.3. Significado diagenético das formações Tamengo e Guaicurus	42
7. CONCLUSÕES	43
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	44
ANEXO 1 – Localização/Descrição/Análises realizadas	48
ANEXO 2 – Difratogramas (Difração de Raios-X)	52
ANEXO 3 – Decomposição dos difratogramas de raios-X.	97
ANEXO 4 – (Artigo submetido ao <i>Journal of South American Earth Science</i>)	105

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 2.1** – Ilustrações das unidades básicas e estruturas das folhas tetraédricas e octaédricas (modificado de Tucker 1981). 3
- Figura 2.2** – Ilustração da estrutura dos argilominerais 2:1: illita, esmectita e clorita e seus espaçamentos basais característicos (modificado de Tucker 1981). 4
- Figura 3.1** – Mapa geológico da região de Corumbá apontando as áreas de estudo, pedreiras Laginha e Corcal, e as cidades de Corumbá e Ladário (modificado de Walde et al. (2015) e Adorno et al. (2017)). 9
- Figura 3.2** – Mapa da Faixa Paraguai e do Aulacógeno Chiquitos - Tucavaca apontando o afloramento ao longo da MS-243, próxima à Estação Guaicurus (modificado de Walde et al. (2015)). 9
- Figura 3.3** – Coluna litoestratigráfica do Grupo Corumbá com conteúdo fóssil e zircões datados de cinzas vulcânicas por Babinski et al. (2008; modificado de Walde et al. (2015)). 10
- Figura 5.1** – Coluna litoestratigráfica da pedreira Laginha com indicação da amostragem. Ocorrência de diamictito, brecha e pacote dolomítico na base da Formação Tamengo, sobreposta por pacote de calcarenito com raras intercalações pelíticas. Ainda acima, são observados siltitos da Formação Guaicurus em 24 metros de amostragem detalhada. 17
- Figura 5.2** – Fotos das feições e estruturas da pedreira Laginha. A – Panorâmica da pedreira Laginha. A seta amarela indica a base da Formação Tamengo, enquanto a seta vermelha aponta o contato entre a Formações Tamengo e siltitos sobrepostos (59m a partir da base). B – Camada de pelito intercalada e deformada entre camadas de calcário, além de ocorrência de fraturas sub-verticais na Formação Tamengo (seta amarela). A seta vermelha aponta veio de quartzo. C – Contato entre pacote carbonático da Formação Tamengo e siltitos sobrepostos evidenciados pela linha tracejada. Seta vermelha indica veio de quartzo. D – Veios sigmoidais de quartzo no pacote carbonático da Formação Tamengo. E – Contato entre a Formação Tamengo (abaixo) e siltitos (acima), que pode ter facilitado circulação de fluidos. F – Detalhe do contato dos calcários da Formação Tamengo (abaixo) e dos siltitos sobrepostos. G – Siltitos laminados sobrepostos à Formação Tamengo com clivagens espaçadas obliquas às laminações. O retângulo vermelho realça estrutura de instabilidade da coluna sedimentar. H - Estrutura sin-sedimentar, slump, em siltitos. I – Clivagens penetrativas em siltitos. 18
- Figura 5.3** – Coluna litoestratigráfica da pedreira Corcal com indicação da amostragem. A coluna apresenta intercalações entre carbonatos e pelitos da Formação Tamengo (camadas L1 a L6) e um pacote, composto essencialmente por pelitos, atribuído à Formação Guaicurus (camada L7). 20
- Figura 5.4** – Fotos das feições e estruturas da pedreira Corcal. A- Panorâmica da pedreira Corcal, camadas L1 a L6. B – Dobras expostas na pedreira Corcal. C – Observam-se níveis individualizados carbonáticos centimétricos a milimétricos inseridos na camada pelítica da Formação Tamengo. D – Panorâmica da porção superior da pedreira Corcal. A seta amarela aponta o contato entre as camadas L6 e L7. E – Contato entre as camadas L6 (carbonato) e L7 (pelito). F – Camada L7 com laminação marcada pela incipiente mudança de cor dos pelitos. 21
- Figura 5.5** – A - Silito intensamente laminado no afloramento ao longo da MS-243. B - Detalhe da laminação paralela ao acamamento, definida pela alternância de níveis de argila e silte. 22
- Figura 5.6** – Fotomicrografias de calcarenitos e pelitos pertencentes à Formação Tamengo. A- Calcário recristalizado apresentando microdrusas preenchidas por material opaco, interpretado como matéria orgânica. Acima dessa estrutura, observa-se cristal sub euédrico de pirita. N//. MP1664. Pedreira Laginha. B- Pelito carbonático com fina lâmina de gipsita fibrosa. NX. MP1592. Ecoparque Cacimba da Saúde. C- Microfóssil, em calcário, apresentando substituição por calcita. N//. MP1619. Pedreira Corcal. D- Calcário recristalizado com feição de difusão de fluidos de rede tortuosa, não concordante com a laminação (marcada em linha amarela tracejada), composta por micro-veios de calcita e material opaco. Ocorre, ainda, dissolução ou substituição de calcita ou dolomita (marcado pelo círculo amarelo). N//. MP1617. Pedreira Corcal. E- Pelito com laminação irregular, de alternância de cores mais claras e mais escuras, apresentando fraturas preenchidas por calcita com feições de difusão de fluidos. N//. MP1658. Pedreira Laginha. F- Esteira biogênica intercalada em pelito carbonático. N//. MP1593. Ecoparque Cacimba da Saúde. 24

- Figura 5.7** – Fotomicrografias das porções superiores das pedreiras Corcal e Laginha e do afloramento ao longo da MS-243. A- Calcário com feições de difusão de fluidos composta por material opaco e apresentando estilólitos. NX. MP3155. Pedreira Corcal. B- Pelito com fratura preenchida por calcita, perpendicular à laminação e com feições de difusão de fluidos. NX; MP3141. Pedreira Corcal. C- Pelito com detalhe de níveis preenchidos por calcita em hábito fibroso, possivelmente pseudomorfa de gipsita. NX. MP3141. Pedreira Corcal. D- Siltitos laminados definidos por minerais lamelares orientados intercalados com lâminas granulares e filmes de material opaco. NX. MP3212. Pedreira Laginha. E- Siltito laminado com detalhe dos minerais lamelares orientados paralelos ao acamamento. N//. MP3227. Pedreira Laginha. F- Siltito laminado com detalhe dos filmes descontínuos de material opaco, paralelos ao acamamento. NX. MP3809. Afloramento ao longo da MS-243. G- Siltito laminado com fraturas subparalelas e com lentes de areia muito fina com indicador de deposição em fluxo. N//. GG1. Afloramento ao longo da MS-243. 25
- Figura 5.8** – Difrátogramas de três pelitos da Formação Tamengo da pedreira Corcal: MP1620, MP1624, MP1635, das camadas L3, L4 e L5 respectivamente. Todos apresentam, em fração argila, esmectita e illita como constituintes maiores e clorita como constituinte maior a menor. 30
- Figura 5.9** – Difrátogramas de três pelitos da pedreira Laginha: MP1667, MP1668, MP1671, de camadas pelíticas intercaladas com unidades carbonáticas da Formação Tamengo. Todos apresentam, em fração argila, esmectita e illita como constituintes maiores e clorita como constituinte menor a traço. 31
- Figura 5.10** – Difrátogramas de três pelitos da porção superior da pedreira Corcal (L7): MP3141, MP3156 e MP3172. Todos apresentam, em fração argila, esmectita, illita e clorita como constituintes maiores. 31
- Figura 5.11** - Razões das intensidades das reflexões $d(001)$ da illita sobre esmectita, em fração argila solvatada por etileno-glicol, apresentado em log. A- pedreira Corcal. B- pedreira Laginha. 32
- Figura 5.12** – Difrátogramas de três pelitos da porção superior da pedreira Laginha. MP3192, amostra próxima ao contato, apresenta em fração argila, esmectita, illita e clorita como maiores constituintes. MP3194, 138 cm acima do contato, e MP3227, apresentam, em fração argila, esmectita incipiente. 33
- Figura 5.13** – Difrátogramas de dois pelitos do afloramento ao longo da MS-243. GG1 e MP3809 apresentam, em fração argila, illita e clorita como maior e menor constituinte, respectivamente. 33
- Figura 5.14** - Curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ da illita e seus respectivos valores de FWHM (em $\Delta^{\circ}2\theta$ CuK α). Amostras MP3212 e MP3156, das porções superiores das pedreiras Laginha e Corcal, respectivamente, e amostra GG1 do afloramento ao longo da MS-243. 35
- Figura 5.15** – Valores de IK plotados segundo a divisão de zonas proposta por Kübler (1967). Notar distribuição das amostras entre a anquizona e diagênese. As amostras plotadas em diagênese baixa são as duas amostras de siltitos próximas ao contato da pedreira Laginha, duas da camada L5 e uma da L7 da pedreira Corcal. 36
- Figura 5.16** – Diagramas binários de maiores elementos versus SiO₂. O diagrama de Na₂O é o único que sugere divisão em dois grupos. Quadrado e círculo verdes: Amostras da pedreira Laginha provenientes da Formação Tamengo e Guaicurus, respectivamente. Quadrado e círculo azuis: Amostras da pedreira Corcal provenientes da Formação Tamengo e Guaicurus, respectivamente. Círculos laranjas: Amostras provenientes do afloramento ao longo da MS-243. 38

ÍNDICE DE TABELA

Tabela 4.1 – Siglas dos minerais citados, segundo Whitney e Evans (2010).	13
Tabela 5.1 – Composição mineral de amostras coletadas das pedreiras Corcal e Laginha e no afloramento ao longo da MS-243, definida por DRX.	27
Tabela 5.2 – Valores de FWHM (em $\Delta^{\circ}2\theta$ CuK α) para as curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ da illita, realizada com o software DecompXR. N: Fração Argila; G: Solvatada com etileno-glicol.	34
Tabela 5.3 – Composição química de óxidos maiores (%) e elementos menores (ppm) para pelitos e siltitos das pedreiras Corcal e Laginha e para o afloramento ao longo da MS-243, definido por FRX.	37
Tabela 6.1 – Comparação das características petrográficas, mineralógicas e químicas dos pelitos da Formação Tamengo e dos siltitos da Formação Guaicurus.	40

1. INTRODUÇÃO, JUSTIFICATIVA E OBJETIVOS

O final da Era Neoproterozóica foi marcado por diversas mudanças nas configurações paleogeográficas relacionadas à ruptura do supercontinente Rodínia e posterior amalgamento de Gondwana (Li *et al.* 2003). Há registros, também, de mudanças paleoambientais, como glaciações, sejam elas compactuais com a hipótese do *Snowball Earth* (Hoffman *et al.* 1998), com a teoria do *Slushball* (Hyde *et al.* 2000), ou com o modelo *Zipper-rift* (Eyles & Januszczak 2004). Ainda, é observada deposição de sequências de carbonatos de capa, caracterizadas por assinaturas $\delta^{13}\text{C}$ muito negativas (Och & Shields-Zhou 2012). Além disso, extenso vulcanismo possivelmente associado ao rifteamento da ruptura de Rodínia pode ter resultado em relevante emissão de gases e, com isso, mudanças na química da atmosfera e do oceano (Gernon *et al.* 2016; Lyu *et al.* 2017).

A transição Ediacarano–Cambriano apresenta um aumento na quantidade de oxigênio disponível (Fike *et al.* 2006; Och & Shields-Zhou 2012), que implica em modificações nos ciclos do oxigênio e carbono. De acordo com Kennedy *et al.* (2006), uma transição de intemperismo mecânico ao químico e, com isso, uma variação de folhelhos dominados por tectossilicatos para folhelhos ricos em esmectita e caulinita, estão relacionados a um aumento de soterramento de matéria orgânica, favorecendo acumulação de O_2 na atmosfera. Esse aumento levou a inovações biológicas (Walde *et al.* 2015; Xiao *et al.* 2016) que são amplamente estudadas para fins de biomarcadores estratigráficos, como os macro-fósseis do tipo Ediacarano – *Cloudina* e *Corumbella* –, dentre outros microfósseis e iconofósseis (Xiao *et al.* 2016).

Desta forma, a caracterização dos argilominerais de rochas pelíticas em sequências sedimentares do Ediacarano-Cambriano pode contribuir para a compreensão dos processos globais nesta transição e, sobretudo, para a interpretação do contexto deposicional e pós-deposicional.

Os principais constituintes das rochas pelíticas são quartzo e argilominerais, esses produzidos essencialmente em processos superficiais. Os argilominerais das rochas sedimentares resultam da interação entre clima, relevo, composição de áreas-fonte, bem como de condições físico-químicas do corpo aquoso do sítio deposicional, além de reações diagenéticas. Segundo Merriman (2005), os argilominerais depositados em bacias cratônicas estáveis podem ser preservados por bilhões de anos, ou seja, desde o Proterozóico, enquanto, em margens ativas, estão sujeitos a transformações mais intensas.

A diagênese, processo o qual se inicia imediatamente após a deposição, modifica feições físicas e químicas dos argilominerais, que adquirem características específicas para cada estágio diagenético. A medida da largura à meia altura (*Full Weight at High Medium* - FWHM) da reflexão $d(001)$ da illita, denominada índice de Kübler (IK), é tomada como parâmetro para

definição de zonas de diagênese e metamorfismo de baixo grau (Kübler 1984; Guggenheim *et al.* 2002; Árkai 2002).

O registro do Ediacarano no Brasil, documentado na Faixa Paraguai, esta formada pelo tectonismo Pan-Africano-Brasiliiano, compreende a Formação Tamengo do Grupo Corumbá. O conteúdo fóssilífero encontrado nas unidades superiores do Grupo Corumbá – formações Tamengo e Guaicurus – posiciona-as na transição Ediacarano-Cambriano (Zaine & Fairchild 1987; Gaucher *et al.* 2003; Boggiani & Alvarenga 2004; Parry *et al.* 2017). Além dos dados paleontológicos, curvas de isótopos de C e Sr mostram similaridade com outras unidades do Ediacarano tardio, como Uruguai, Namíbia, Sul da China e Oman (Boggiani *et al.* 2010). Adicionalmente, zircões de cinzas vulcânicas da Formação Tamengo foram datados em 543 ± 3 Ma, por método U–Pb (Babinski *et al.* 2008) e esses dados foram, posteriormente, corroborados por Parry *et al.* (2017), que datou cinzas vulcânicas da mesma localidade em torno de 542Ma, pelo método U–Pb.

Extensa bibliografia tem sido produzida sobre o Grupo Corumbá e seu registro paleontológico Ediacarano (Beurlen & Sommer 1957; Fairchild 1978; Hahn *et al.* 1982; Walde *et al.* 1982; Zaine & Fairchild 1985; Almeida 1965, 1984; Zaine 1991; Boggiani 1998; Hidalgo 2002; Gaucher *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010; Kerber *et al.* 2013; Tobias 2014; Walde *et al.* 2015; Adorno *et al.* 2017; Parry *et al.* 2017) e focando na estratigrafia e nas feições estruturais (Barbosa 1949; Almeida 1964, 1965, 1984; Alvarenga & Trompette 1992; Boggiani & Alvarenga 2004; Gaucher *et al.* 2003; Babinski *et al.* 2008; Boggiani *et al.* 2010; Meira 2011; Spangenberg *et al.* 2014; D’el-Rey *et al.* 2016; Sial *et al.* 2016) e, ainda, no contexto de sedimentação (Boggiani *et al.* 1993; Boggiani 1998; Oliveira 2010; Campanha *et al.* 2011; Fontanela 2012).

Não obstante, apesar dessas referências, a composição mineral de pelitos das formações Tamengo e Guaicurus é abordada apenas em Oliveira (2010), brevemente por Walde *et al.* (2015) e em escassos resumos de eventos (Guimarães *et al.* 2013; Guimarães *et al.* 2014; Fazio *et al.* 2016). Considerando a importância do conhecimento das rochas pelíticas, tanto estruturas e quanto mineralogia – particularmente os argilominerais –, este trabalho teve por objetivo caracterização dos filossilicatos constituintes das rochas das formações Tamengo e Guaicurus para melhor definição das suas relações estratigráficas bem como a interpretação do contexto deposicional e pós-deposicional dessas formações nas proximidades de Corumbá (MS).

Para tal, os objetivos específicos do trabalho consistem em:

- Identificar, em amostras de mão e lâminas delgadas, as estruturas sedimentares geradas por deposição e eventos pós-deposicionais;
- Determinar a composição mineral e química (por difração e fluorescências de raios-X, respectivamente) de diferentes níveis pelíticos das formações;

- Identificar o estágio diagenético, através da determinação das associações minerais e do Índice de Kübler;
- Integrar dados macroscópicos e microscópicos com a composição mineral e química.

2. ARGILOMINERAIS EM BACIAS DE SEDIMENTAÇÃO E ROCHAS

O termo *argila* permite vários conceitos de acordo com a área de estudo. Para a ampla área de geologia, argila se refere a partículas com diâmetro $<2\mu\text{m}$ e argilominerais são filossilicatos que ocorrem na natureza predominantemente nesta dimensão.

Os argilominerais são filossilicatos constituídos do empilhamento de folhas contínuas tetraédricas de sílica (SiO_4) e folhas octaédricas de hidróxidos de metais ao longo do eixo *c* cristalográfico (figura 2.1). Os cátions constituintes das folhas octaédricas podem ser divalentes (R^{+2}) ou trivalentes (R^{+3}), que ocupam respectivamente três ou dois sítios octaédricos, gerando, com isso, estruturas de composição trioctaédricas ou dioctaédricas, respectivamente.

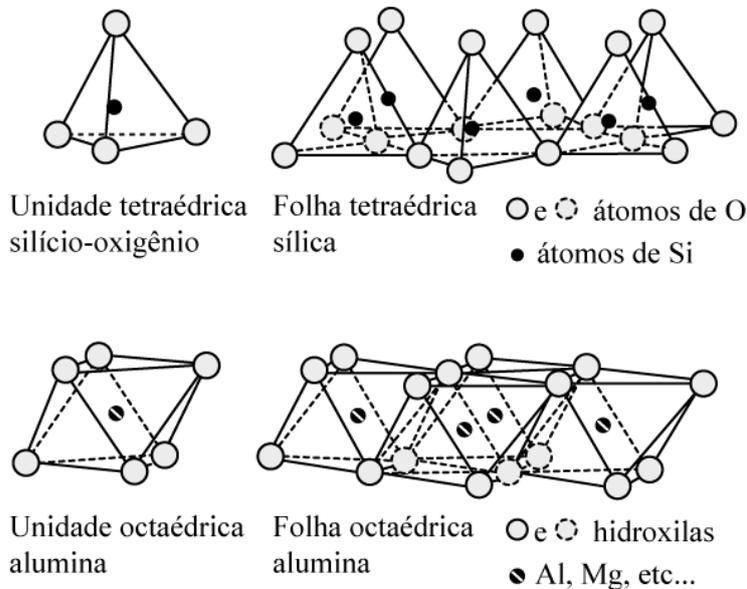


Figura 2.1 – Ilustrações das unidades básicas e estruturas das folhas tetraédricas e octaédricas (modificado de Tucker 1981).

É designada *camada* um conjunto de folhas e pode ser classificada como grupos 1:1 ou 2:1. Estruturas 1:1 constituem-se do empilhamento de uma folha tetraédrica e uma octaédrica enquanto as estruturas 2:1 fundamentam-se em duas folhas tetraédricas com uma octaédrica entre elas (figura 2.2). A distância entre planos idênticos de camadas adjacentes é denominada distância interplanar (*d*) ou espaçamento basal, e atua como característica para cada grupo de argilominerais (figura 2.2).

2.1. Características gerais dos grupos da illita, da esmectita, da clorita e dos argilominerais interestratificados

Os argilominerais de destaque nos estudos das formações Tamengo e Guaicurus do Grupo Corumbá são a illita, a esmectita e a clorita, além dos argilominerais interestratificados. A identificação desses argilominerais em análises difratométricas (DRX) se dá pela determinação do espaçamento basal (d) e pela variação desse após solvatação por etileno-glicol, por glicerol e após aquecimento.

O argilomineral mais comum nos sedimentos é a illita e trata-se de filossilicato com estrutura 2:1, geralmente com composição dioctaédrica e K^+ na intercâmara, semelhante à estrutura da muscovita (figura 2.2). As illitas possuem espaçamento basal da reflexão $d(001)$ em torno de 10Å (figura 2.2) e se mantém constante com tratamentos de solvatação por etileno-glicol e de aquecimento.

As esmectitas também são do grupo 2:1 com intercâmara ocupada por Ca e/ou Na além de moléculas de H_2O (figura 2.2). As esmectitas se caracterizam pelo espaçamento interplanar em torno de 14Å (figura 2.2) e são denominadas expansíveis devido à capacidade de aumentar ou diminuir o d absorvendo moléculas ou liberando-as, respectivamente. Portanto, esmectitas quando solvatadas por etileno-glicol tem expansão do d para em torno de 17Å e, quando aquecidas a 450°C, o mesmo se desloca para 10Å.

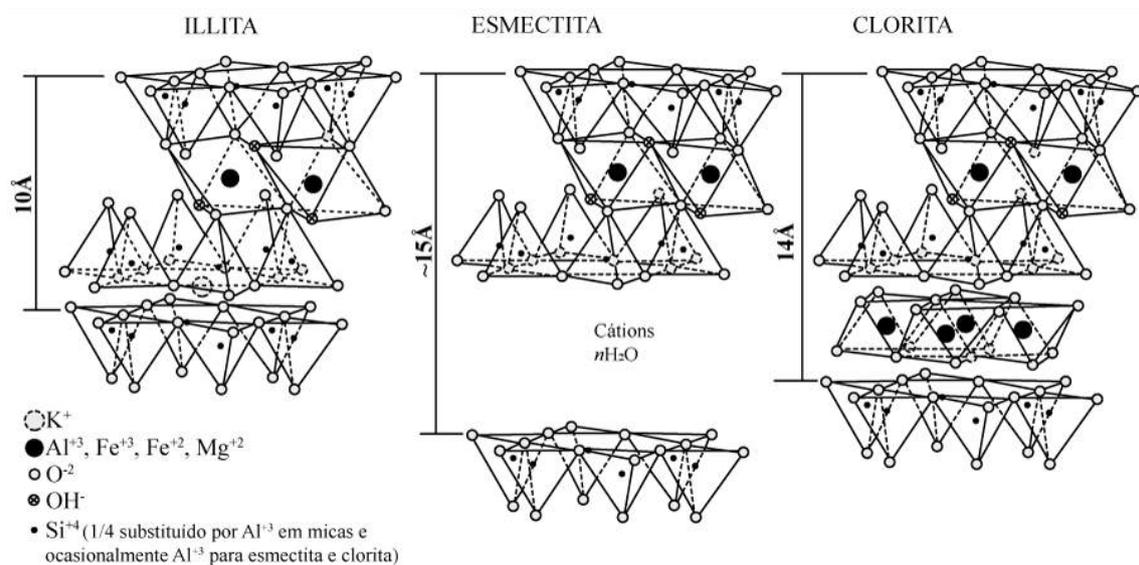


Figura 2.2 – Ilustração da estrutura dos argilominerais 2:1: illita, esmectita e clorita e seus espaçamentos basais característicos (modificado de Tucker 1981).

As cloritas são filossilicatos do grupo 2:1 (ou denominado 2:1:1) com intercâmara ocupada por uma folha octaédrica tipo-brucita (figura 2.2). As cloritas têm espaçamento basal em torno de 14Å (figura 2.2) e não são expansíveis quando solvatadas por etileno-glicol ou glicerol. No entanto, as cloritas, quando aquecidas em torno de 550°C, têm aumento na intensidade da reflexão $d(001)$ com um discreto colapso na distância interplanar. Ainda, sob

esse aquecimento, as reflexões $d(002)$ e $d(004)$ passam a ter intensidades reduzidas significativamente (Whittle 1996). Vale ressaltar que o comportamento do espaçamento basal (d) é variável de acordo com a composição química da clorita, em específico com o conteúdo de Fe, Mg e Al.

Os argilominerais interestratificados são, segundo Eslinger & Pevear (1988), filossilicatos em que dois ou mais tipos de argilominerais são empilhados ao longo do eixo c cristalográfico, formando um único cristal ou domínio difratométrico. Os critérios para caracterizá-los são: tipo de camadas, suas respectivas quantidades em % e ordenamento do empilhamento. Em amostras naturais, os argilominerais interestratificados constituídos por camadas com estruturas 1:1 são raras. Com isso, os tipos de camada mais comuns são mica, esmectita, vermiculita e clorita, cujas respectivas concentrações são determinadas por difração de raios-X (Weaver 1989).

2.2. Argilominerais: da gênese à diagênese

Segundo Merriman (2005), existem três tipos de origem dos argilominerais, são eles herdados, neoformados, ou transformados.

Os argilominerais herdados, ou detríticos, se originam por processos de intemperismo, físico e/ou químico de rochas, seguido de erosão de uma área-fonte até deposição na bacia sedimentar, com pouca ou sem modificações na estrutura dos minerais. Esses argilominerais contêm importantes informações relacionadas à proveniência de sedimentos e comumente são illitas, cloritas e esmectitas. Sua gênese pode, também, ser produto de pedogênese em diversas condições de clima.

As illitas ocorrem em diversos tipos de rocha como alteração de feldspatos e micas e também são formadas em solos de áreas com clima temperado (Gomes 1988). As cloritas representam mineral diagnóstico para metamorfismo em fácies xisto-verde de rochas ricas em Mg e Fe, podendo ser preservadas do intemperismo químico em regiões de alta latitude, e também se originam pelo processo de cloritização em solos ácidos e sem grande conteúdo de matéria orgânica (Besoin 1985). As esmectitas ocorrem frequentemente como alteração por hidrotermalismo de rochas máficas vulcânicas ou intemperismo de rochas siliciclásticas e ocorrem em solos alcalinos de áreas com clima semi-árido e solos calcimorfos de regiões tropicais e subtropicais (Gomes 1988).

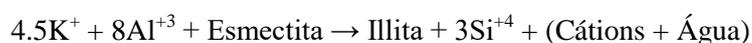
Após erosão, transporte e deposição de sedimentos, inicia-se o processo de diagênese que consiste em mudanças físicas e químicas antes do metamorfismo. Estas mudanças dão origem aos argilominerais transformados. A determinação da temperatura e pressão desses processos se baseia na mineralogia e textura da rocha, que nem sempre são concordantes.

A compactação nas rochas pelíticas é uma mudança física importante durante o processo diagenético e trata-se da retirada de água dos poros que, segundo Eslinger & Pevear

(1988), é completa por volta de 1000 metros de soterramento. Além dos argilominerais transformados, a diagênese gera também argilominerais neoformados, constituindo importante mudança química.

Os argilominerais neoformados, também denominados autigênicos, são aqueles cristalizados a partir de material amorfo ou precipitados diretamente na bacia sedimentar. Esses argilominerais são comumente encontrados em lagos salinos alcalinos e alterações hidrotermais. Podem ser originados a partir de íons aprisionados em poros formando cimentos ou, ainda, por subproduto de reações de transformação de argilominerais.

A reação de illitização da esmectita via argilominerais interestratificados illita/esmectita (I/S) consiste na mudança química progressiva mais expressiva em pelitos. Ela se dá por liberação de água, sílica e outros íons e incorporação de potássio e alumínio e é escrita por Hower *et al.* (1976) como:



ou como:



Progressivamente com o aumento da pressão e temperatura durante a diagênese, há mudança na forma da reflexão $d(001)$ da illita se tornando mais estreita até ser transformar em muscovita. Essa reação é estudada pelo Índice de Kübler, discutido no subitem 2.3 em seguida.

A reação “esmectita \rightarrow argilomineral interestratificado I/S \rightarrow illita \rightarrow muscovita” implica em evolução diagenética progressiva diretamente proporcional ao aumento de profundidade. Há casos, no entanto, em que a assembleia de argilominerais não se encaixa na evolução padrão diagenética e pode ser explicada como reações de retrodiagênese (Price & McDowell 1993; Zhao *et al.* 1999; Abad *et al.* 2003; Nieto *et al.* 2005; do Campo *et al.* 2017, dentre outros). Segundo Nieto *et al.* (2005), essas reações são desencadeadas por circulação de fluidos após um estágio mais avançado da diagênese. Para identificar a assembleia de argilominerais, utilizam-se métodos de difração de raios-X (DRX) em frações menores que 2 μ m, e para observar feições texturais e cristalográficas, os microscópios eletrônicos de transmissão (MET ou TEM) e de varredura (MEV ou SEM) são comumente utilizados, além da petrografia.

2.3. Índice de Kübler e zonas diagenéticas

O crescente interesse na história termal das rochas sedimentares, devido principalmente à indústria petrolífera, proporcionou o desenvolvimento de vários métodos para determinação da intensidade da diagênese, tais como o índice de Kübler, o índice de Árkai, a reflectância da vitrinite, dentre outros. O Índice de Kübler (IK, KI ou KI padronize; Guggenheim *et al.* 2002)

constitui um dos principais parâmetros para definição das zonas de diagênese e metamorfismo de muito baixo grau (Kübler 1964; 1967; 1984; Árkai 2002).

Kübler (1964) propôs um método de medida da largura à meia altura (*Full Width at Half Maximum* – FWHM) da reflexão $d(001)$ da illita em difratogramas de fração $<2\mu\text{m}$. O método se baseia no princípio do estreitamento da reflexão $d(001)$ da illita com o aumento da temperatura até a illita ser transformada em muscovita, no limite do metamorfismo.

As zonas diagenéticas e do metamorfismo de baixo grau, definidas pelos valores de FWHM medidos em $\Delta^{\circ}2\theta$, da reflexão $d(001)$ da illita, consideram os seguintes limites:

- Zona diagenética: FWHM $> 0.42 \Delta^{\circ}2\theta$.
- Anquizona: FWHM entre 0.42 e $0.25 \Delta^{\circ}2\theta$;
- Epizona: FWHM $< 0.25 \Delta^{\circ}2\theta$; metamorfismo de baixo grau.

Alguns autores, como Kisch (1987), Merriman & Frey (1999), Merriman & Peacor (1999), Warr & Mählmann (2015), entre outros, apontam subdivisões destas zonas, definindo diagênese rasa com $\Delta^{\circ}2\theta$ maior que 1.0, diagênese profunda entre 1.0 e $0.42 \Delta^{\circ}2\theta$, anquizona baixa entre 0.42 e $0.30 \Delta^{\circ}2\theta$ e anquizona alta entre 0.30 e $0.25 \Delta^{\circ}2\theta$.

Ademais, Weaver (1989) propõe divisão da zona diagenética (FWHM $> 0.42 \Delta^{\circ}2\theta$) em três, por meio da caracterização de argilominerais interestratificados I/S, na reação progressiva de illitização da esmectita, e ocorrência de fases expansíveis ou não.

- Diagênese precoce: desde a interação água-lama até o argilomineral interestratificado regular com aproximadamente 60% de illita; temperaturas até 90-140°C;
- Diagênese intermediária: presença de argilominerais interestratificados com aproximadamente 90% de illita; temperaturas até 200°C;
- Diagênese tardia: ocorrência de argilomineral interestratificado com conteúdo de esmectita menor que 10%. Pode-se dizer que equivale ao início da anquizona; temperaturas até 250-280.

Um problema para determinação da FWHM é a sobreposição de reflexões em torno de 10Å de illitas e micas, tanto detríticas quanto diagenéticas, as quais têm a mesma posição 2θ em difratograma. Portanto, é necessária a distinção destas espécies e para tal, no presente trabalho, foi utilizado o *software* DECOMPXR, segundo recomendações de Lanson (1997), realizando a decomposição de picos (Lanson 1990; Lanson & Velde 1992). A decomposição de difratogramas de raios-X se vale de simulações de picos por funções matemáticas gaussianas

e/ou laurencianas. Esses picos calculados possuem intensidade, posição e medida FWHM próprios e, com isso, interpretam-se fases diagenéticas e detríticas de micas e illitas.

Com isso, o estudo das paragêneses dos argilominerais e especificamente das illitas com o índice de Kübler auxilia na determinação da história pós-deposicional, diagenética, das formações em estudo.

3. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTUALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

Essa dissertação tem como objetivo as discussões das relações estratigráficas entre as formações Tamengo e Guaicurus (Grupo Corumbá), do contexto deposicional e diagenético. Para tal, caracterizaram-se as rochas pelíticas dessas formações na região de Corumbá (MS).

3.1. Áreas de estudo

O presente trabalho está inserido no Projeto EDIACARANO, parceria entre PETROBRAS, FUB e FINATEC cujo foco principal é o estudo das rochas da Formação Tamengo na região de Corumbá, especificamente nas pedreiras Laginha e Corcal, além do Ecoparque Cacimba da Saúde e do Porto Sobramil.

Para a caracterização das unidades superiores do Grupo Corumbá - formações Tamengo e Guaicurus – nesta dissertação, três áreas foram selecionadas nos municípios de Ladário e Corumbá (MS): as pedreiras Laginha e Corcal (figura 3.1) e afloramento ao longo da estrada MS-243 (figura 3.2), próximo à Estação Guaicurus. As duas últimas localidades tem acesso pela BR-262 em 15 km e 150 km, respectivamente, partindo da cidade de Corumbá.

As pedreiras Laginha e Corcal têm coordenadas, com Datum WGS 84 Zona 21K, respectivamente, 432213/7885826 e 428102/7897056. Enquanto o afloramento ao longo da MS-243 tem coordenadas, com o mesmo Datum, 520036/7775831.

3.2. Grupo Corumbá

O Grupo Corumbá é constituído por pacotes siliciclásticos e carbonáticos sobrepostos aos depósitos glaciais da Formação Puga (Almeida 1984; Alvarenga & Trompette 1992; Boggiani *et al.* 1993; Boggiani 1998; Boggiani & Alvarenga 2004; Gaucher *et al.* 2003). A litoestratigrafia do Grupo Corumbá foi definida por Almeida (1965) em seu trabalho na Serra da Bodoquena e em Corumbá (Boggiani & Alvarenga 2004; Gaucher *et al.* 2003) A subdivisão proposta por Almeida (1965), com contribuição posterior de Boggiani (1998), consiste em cinco formações: Cadieus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus (figura 3.3).

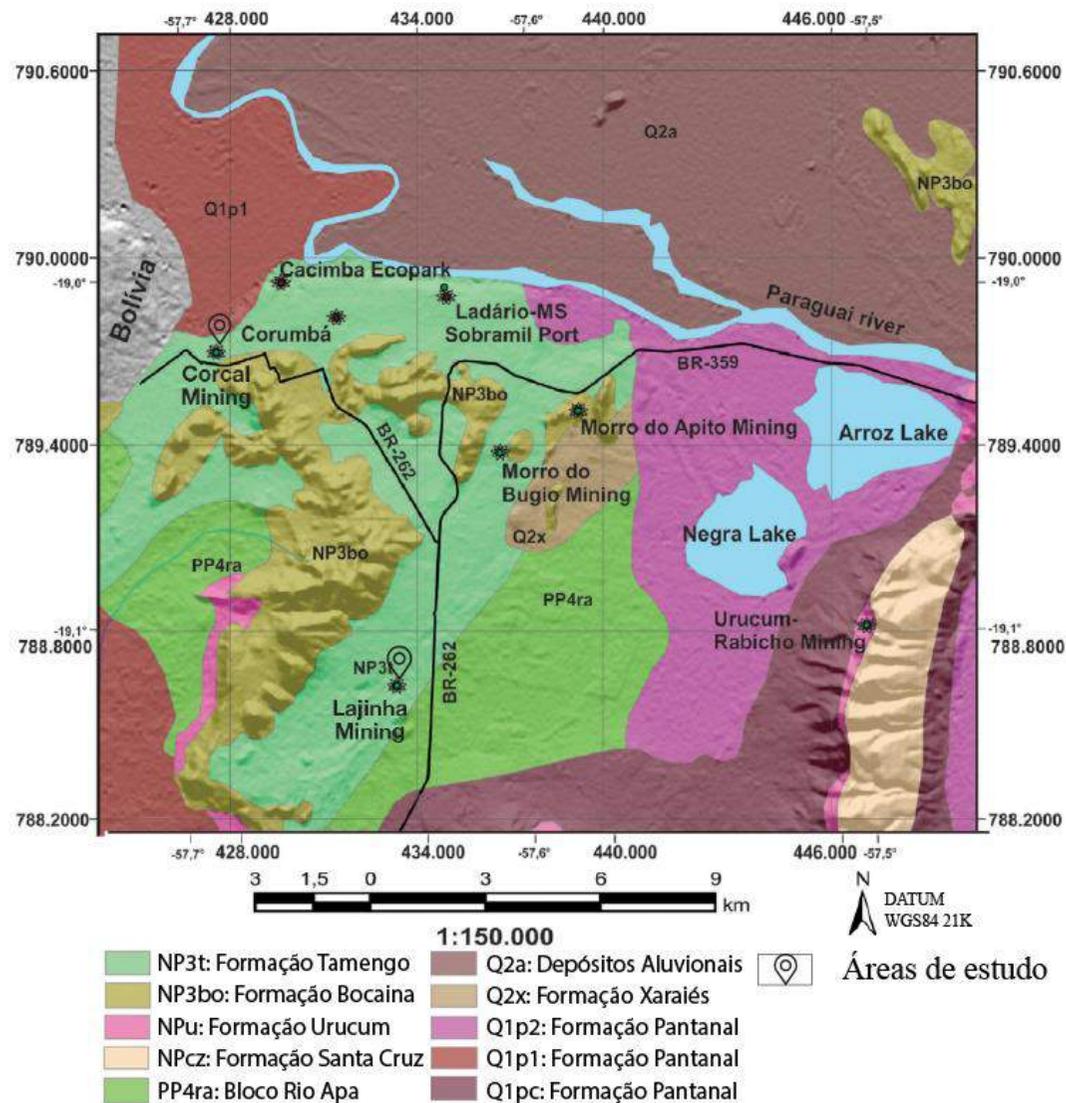


Figura 3.1 – Mapa geológico da região de Corumbá apontando as áreas de estudo, pedreiras Lajinha e Corcal, e as cidades de Corumbá e Ladário (modificado de Walde *et al.* (2015) e Adorno *et al.* (2017)).

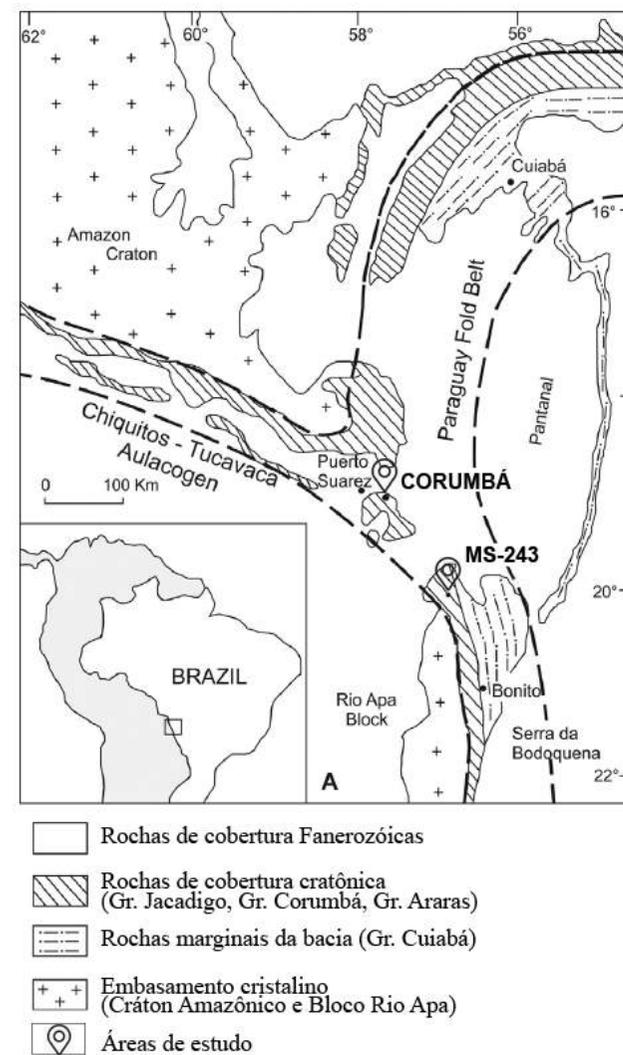


Figura 3.2 – Mapa da Faixa Paraguai e do Aulacógeno Chiquitos - Tucavaca apontando o afloramento ao longo da MS-243, próxima à Estação Guaicurus (modificado de Walde *et al.* (2015)).

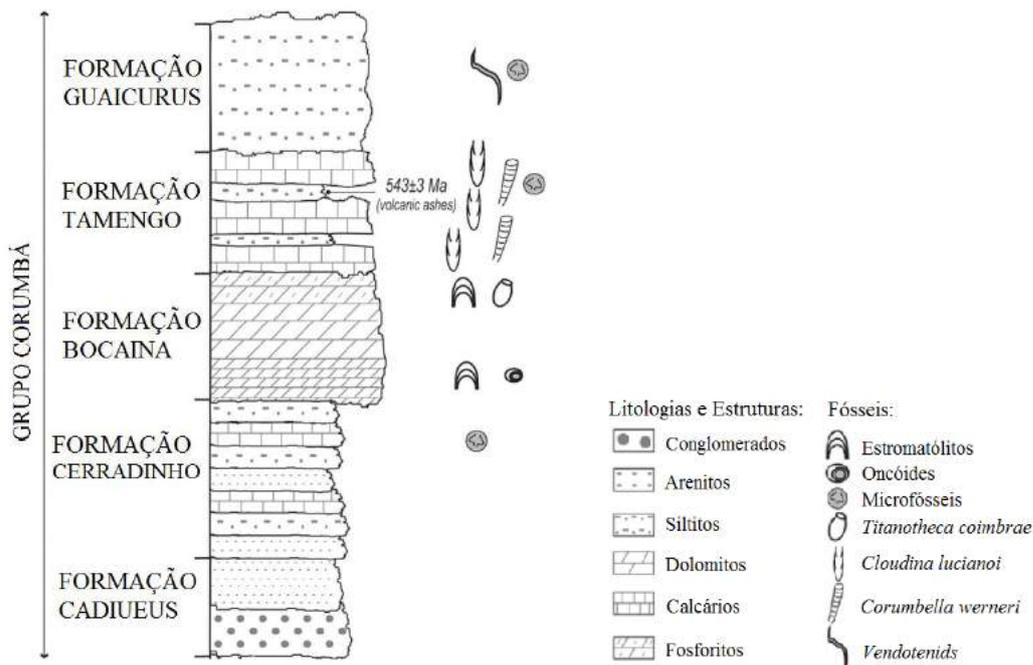


Figura 3.3 – Coluna litoestratigráfica do Grupo Corumbá com conteúdo fóssil e zircões datados de cinzas vulcânicas por Babinski *et al.* (2008; modificado de Walde *et al.* (2015)).

A sequência clástica basal do Grupo Corumbá consiste de conglomerados, arcóseos e folhelhos pertencentes às formações Cadieus e Cerradinho (Boggiani & Alvarenga 2004; Gaucher *et al.* 2003). Essa sequência se relaciona com leque glacio-fluvial pós-glaciação e, posteriormente, sistema de fan-delta com fácies aquosas (Boggiani 1998). Sobrepondo essa sequência, foram depositados dolomitos estromatolíticos com presença de fosforitos da Formação Bocaina (Boggiani 1998), que indicam ambiente de águas rasas, quentes e com altas taxas de evaporação (Sial *et al.* 2016; Fontanela 2012; Oliveira 2010). A porção superior do Grupo Corumbá é composta pelas formações Tamengo e Guaicurus (Almeida 1965).

A Formação Tamengo apresenta, da base para o topo, diamictitos, brechas carbonáticas e dolomitos seguidos por espessas camadas de calcários cinza escuros com pelitos intercalados (Boggiani 1998). Esses calcários portam um fóssil-índice do Ediacarano, *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer 1957), enquanto *Corumbella weneri* (Hahn *et al.* 1982) ocorre nos pelitos (Almeida 1965, 1984; Zaine 1991; Boggiani 1998; Gaucher *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010; Guimarães *et al.* 2014). De acordo com Boggiani (1998), esse empilhamento representa sedimentação turbidítica com rebaixamento do nível do mar e retrabalhamento do talude seguido por um aumento progressivo da lâmina d'água para o topo. Oliveira (2010), no entanto, interpreta a Formação Tamengo como duas associações de fácies: *shoreface* com barras oolíticas e *offshore* influenciado por tempestade. De acordo com esse autor, a primeira associação apresenta calcários oolíticos indicando deposição sob condições de alta energia, com influência de correntes litorâneas, enquanto ritmitos finos foram depositados em áreas

protegidas da ação destas correntes. A presença de estruturas como *hummocky* e *swaley* em calcários, por outro lado, indica influência de ondas de tempestade em associações *offshore*.

Babinski *et al.* (2008) apontaram cinzas vulcânicas na Formação Tamengo cujos zircões foram datados em 543 ± 3 Ma, por método U–Pb. Posteriormente, Parry *et al.* (2017) dataram também cinzas vulcânicas da mesma localidade em torno de 542Ma, pelo método U–Pb, corroborando com os resultados anteriores.

A Formação Guaicurus foi inicialmente definida como espessos pacotes de filitos e ardósias por Almeida (1965) e posteriormente redefinida como espesso e homogêneo pacote de siltitos cinzas, provavelmente depositados abaixo do nível de ondas de tempo bom (Boggiani 1998; Oliveira 2010). A variação litológica entre as formações Tamengo e Guaicurus é atribuída à mudança climática abrupta ou afogamento da bacia (Boggiani 1998; Gaucher *et al.* 2003; Oliveira 2010).

As formações superiores do Grupo Corumbá – formações Tamengo e Guaicurus – são o foco do presente trabalho. Em particular, a relação de contato ainda é imprecisa nas diferentes localidades da região de Corumbá e arredores (figura 3.1A). Na pedreira Laginha, este contato é abrupto (Hidalgo 2002; Adorno *et al.* 2017) enquanto, na Serra da Bodoquena, este ocorre como gradual com aumento na quantidade e na espessura das camadas pelíticas intercaladas (Campanha *et al.* 2011). Ainda, Boggiani *et al.* (2010) apontam contato bem exposto na pedreira Corcal,.

3.3. Fósseis no Grupo Corumbá e suas implicações

O Grupo Corumbá possui inegável relevância geológica pelo conteúdo paleontológico da sua porção superior, especificamente na Formação Tamengo. A ocorrência fossilífera é um dos fatores que posiciona as formações Tamengo e Guaicurus no Período Ediacarano, transição do Neoproterozóico para o Cambriano (Zaine & Fairchild 1987; Gaucher *et al.* 2003; Boggiani & Alvarenga 2004; Walde *et al.* 2015; Adorno *et al.* 2017).

Dentre os macro-fósseis do Grupo Corumbá, têm-se metazoários identificados como *Corumbella weneri* (Hahn *et al.* 1982) de ocorrência restrita à Formação Tamengo e outros de composição carbonática, *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer 1957). Segundo Adorno *et al.* (2017), *Cloudina lucianoi* foi descoberto por Octávio Barbosa e descrito por Beurlen & Sommer (1957) como *Aulophycus lucianoi*. Posteriormente, notou-se semelhança de *Aulophycus lucianoi* com duas espécies de fósseis tubulares de gênero *Cloudina* (Germs 1972) na Namíbia. Por fim, Hahn & Pflug (1985) e Zaine & Fairchild (1985) confirmaram a transferência de *Aulophycus lucianoi* para o gênero *Cloudina*, como *Cloudina lucianoi*. Esses, segundo Tobias (2014), Walde *et al.* (2015) e Adorno *et al.* (2017), têm ocorrência em outras

localidades no mundo: Namíbia, Canadá, México e China (Germs 1972, Hofmann & Mountjoy 2001, Sour Tovar *et al.* 2007, Hua *et al.* 2003, 2005, 2007, *apud* Tobias 2014).

Os microfósseis encontrados na Formação Tamengo, de acordo com Hidalgo (2002), possuem forma cocoidal colonial ou filamentosa. Na Formação Guaicurus, Hidalgo (2002) aponta a ocorrência de *Eoholynia mosquensis*, enquanto Gaucher *et al.* (2003) apresentam, para essa mesma formação, *Eoholynia corumbensis*. Segundo Gaucher *et al.* (2003), os microfósseis de parede orgânica no Grupo Corumbá apresentam baixa diversidade devido à carbonificação do material, dificultando sua identificação. Ainda, Parry *et al.* (2017) apresentam estudos relacionados a icnofósseis de organismos bilaterais na Formação Guaicurus.

Os estudos bioestratigráficos, especialmente os fósseis de ampla distribuição como os do gênero *Cloudina*, são de crucial importância para reconstruções paleogeográficas na região. Gaucher *et al.* (2003), por exemplo, atentaram às semelhanças de paleoclima, paleogeografia, biolitoestratigrafia, quimioestratigrafia e assembleia fóssil dos grupos Corumbá e Arroyo del Soldado (Uruguai), sugerindo que as duas bacias devam ter ampla conexão uma com a outra ou, ainda, podem pertencer à mesma plataforma. Ademais, Boggiani (1998) constatou a presença de duas bacias diferentes internamente à Faixa Paraguai (Paraguai setentrional e meridional), indicada por diferenças faciológicas e paleontológicas que o Grupo Araras (Faixa Paraguai Norte) teve sua deposição em bacia fechada, sem conexão com a Bacia Corumbá.

3.4. Contexto geotectônico

O Grupo Corumbá é uma das unidades inseridas na Faixa Paraguai, uma faixa de dobramentos Brasileira-Pan-Africana. Esta foi inicialmente designada como Faixa Paraguai-Araguaia e desmembrada por Almeida (1985) em Faixa Paraguai e Faixa Araguaia (Boggiani & Alvarenga 2004). A Faixa Paraguai se estende por aproximadamente 1200 km e é parcialmente coberta pela Bacia Sedimentar do Pantanal Mato-Grossense (Assine 2004). Pode ser dividida em dois segmentos, setentrional e meridional, com *trends* estruturais distintos (figura 3.1B). O primeiro segmento com tendências N-NE inflitando para leste na proximidade da cidade de Cuiabá (MT) e o segundo com direção aproximada N-S até a Serra de Bodoquena, sul de Corumbá (figura 3.2).

De acordo com Jones (1985) e Walde (1988 *apud* Walde *et al.* 2015), a região de Corumbá está localizada sobre uma junção tríplice, ponto de convergência entre três bacias, Paraguai setentrional e meridional e Tucavaca, este último com *trend* WNW para o interior da Bolívia e interpretado como aulacógeno (figura 3.2; Delgado *et al.* 2003; Freitas 2010; Walde *et al.* 2015). Tectônica extensional, logo antes do Período Ediacarano, gerou um sistema de *graben*, denominado Corumbá, paralelo à borda do Cráton Amazônico (Boggiani 1998, Trompette *et al.* 1998; Walde *et al.* 2015). Esse *graben* é delimitado por falhas normais de alto

ângulo com direção dominante NE-SW (Jones 1985) e foi preenchido inicialmente pelo Grupo Jacadigo e a Formação Puga e, posteriormente, pelo Grupo Corumbá (Walde *et al.* 2015). A sedimentação terrígena das formações-base do Grupo Corumbá (Cadieus e Cerradinho) marca a fase de rifte do *graben*, enquanto as fases de pós-rifte a drifte estão associadas à deposição das formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus (Boggiani *et al.* 2010).

Após deposição, dobramentos brasileiros NW-SE afetaram essas rochas gerando metamorfismo em fácies xisto-verde com aumento gradativo de deformação e metamorfismo da borda do Cráton Amazônico para o interior da Faixa Paraguai (D’el-Rey *et al.* 2016; Alvarenga & Trompette 1992) Esse metamorfismo é indiretamente datado em 504 ± 24 Ma e 504 ± 12 Ma a partir do Granito São Vicente, intrusivo na faixa de dobramentos, por método de Rb/Sr e K/Ar, respectivamente (Almeida & Mantovani 1975 *apud* Trompette *et al.* 1998).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

A presente dissertação apresenta o empilhamento estratigráfico das formações Tamengo e Guaicurus expostas nas pedreiras Corcal e Laginha, bem como aspectos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos dessas unidades nas pedreiras e no afloramento ao longo da MS-243 (figuras 3.1 e 3.2). A composição mineral foi determinada por difração de raios-X (DRX), texturas e estruturas foram estudadas por petrografia com microscópio óptico e a composição química foi determinada por fluorescência de raios-X (FRX).

Nas tabelas e figuras os minerais são indicados pelas siglas propostas por Whitney e Evans (2010; tabela 1).

Tabela 4.1 – Siglas dos minerais citados, segundo Whitney e Evans (2010).

Albita	Ab	Dolomita	Dol	Muscovita	Ms
Calcita	Cal	Esmectita	Sme	Pirita	Py
Caulinita	Kln	Gipsita	Gp	Quartzo	Qz
Clorita	Chl	Goethita	Gth	Rectorita	Rec
Corrensita	Crr	Illita	Ill	Vermiculita	Vrm

4.1. Estratigrafia

Este trabalho apresenta as colunas estratigráficas das pedreiras Laginha e Corcal com uma descrição detalhada das suas porções superiores, a mais do que descrita por Boggiani *et al.* (2010) e Adorno *et al.* (2017). As porções superiores das pedreiras foram amostradas a cada 30 centímetros, totalizando coluna de 84 metros na pedreira Laginha e 68 metros na pedreira Corcal, 24m e 29m a mais do que as colunas previamente descritas, respectivamente. Ainda, no afloramento ao longo da MS-243, foram realizadas coletas de amostras expostas em corte e na superfície ao lado da estrada. Apesar do grande número de amostras coletadas, foram realizadas

análises em amostras alternadas ao longo das colunas, com adensamento de análises em áreas de com variação litológica, mineralógica e/ou química (Anexo 1).

Essas amostras foram tombadas sob sufixo de MP- no Laboratório de Micropaleontologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). O ANEXO 1 exibe uma tabela com localização, descrição sucinta e análises realizadas em cada amostra.

4.2. Petrografia

Devido à granulação silte a argila, o estudo petrográfico teve foco em descrever texturas e estruturas. Diversas lâminas delgadas foram analisadas, tanto previamente descritas por Guimarães *et al.* (2014) dentre outros do projeto EDIACARANO, quanto referentes à amostras coletadas das porções superiores das pedreiras e do afloramento ao longo da MS-243. As lâminas petrográficas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação (IG/UnB) e analisadas em microscópio petrográfico ZEISS acoplado a uma câmera fotográfica digital no Laboratório de Difração de Raios-X (LARIX-IG/UnB).

4.3. Difração de raios-X (DRX)

O procedimento para análise de DRX se inicia com a desagregação da rocha por martelo ou moinho de bolas *Planetary Mill pulverisette* da marca Fritsch, por 5 minutos a 400 rpm. Essa técnica foi utilizada tanto de amostras totais quanto frações argilas, <2 μm . O processo para separação da fração argila segue a rotina de preparação do LARIX, modificada de Alves (1987), descrita em Campos (2012).

O equipamento utilizado é o difratômetro RIGAKU, modelo ULTIMA IV, equipado com tubo de cobre e filtro de níquel sob 35kV, 15mA e detector DTEX/ULTRA com passo de 0,05, velocidade de 5°/min e varredura no intervalo 2θ de 2° a 80° para amostra total (T) e de 2° a 40° para fração argila seca ao ar (N), solvatada com etileno-glicol (G), solvatada com glicerol (GI) e aquecida a 490°C por 4h30min (A). Para a determinação do Índice de Kübler, foram realizadas varreduras no intervalo 2θ reduzido entre 7° a 12° com velocidade também reduzida de 0,5°/min, seguindo protocolo em Campos (2012). A identificação dos minerais foi realizada com o auxílio do programa Jade XRD 9.0 (*Materials Data*) com banco de dados PC-PDF (*Powder Diffraction File – PDF para PC – ICDD*).

As análises difratométricas tiveram por objetivos a identificação tanto dos minerais constituintes das rochas como o grau de diagênese através da medida do índice de Kubler (IK). Esse índice se refere à medida da largura à meia altura (*Full Weight at High Medium – FWHM*) dada em $\Delta^2\theta$ $\text{CuK}\alpha$ da reflexão $d(001)$ em torno de 10Å da illita (ver capítulo 2, subitem 2.3). Além disso, a razão das intensidades das reflexões $d(001)$ da illita sobre esmectita foram

utilizadas como indicadores das proporções relativas, servindo como parâmetro para distinção entre pelitos das formações Tamengo e Guaicurus. Ainda mais, a definição de constituintes maior (M), menor (m) ou traço (tr) foi estabelecida a partir da comparação das intensidades, em difratogramas, das reflexões com d em torno de 4,26Å do quartzo, 7Å da caulinita, 10Å da illita e 14Å da clorita e da esmectita, expansiva em etileno-glicol.

4.4. Fluorescência de raios-X (FRX)

As análises por FRX, no Laboratório de Geocronologia (IG/UnB), foram realizadas a partir de pastilhas de pó prensado em espectrômetro Rigaku ZSX Primus II. As realizadas no CRTI (UFG) foram executadas em espectrômetro WDS Bruker S8 *Tiger*, equipado com tubo de Rh. A calibração foi realizada com o pacote *GeoQuant* M da Bruker composto por padrões de rochas e minerais naturais. As dezesseis amostras foram, inicialmente, secas em estufa a 105°C por 12 horas. Para elementos maiores, as amostras foram calcinadas 100 por 5 horas para determinação da perda na ignição (LOI) e, posteriormente, uma alíquota de 1g de amostra foi fundida com 9g de tetraborato de lítio. Para elementos traço, foram confeccionadas pastilhas, misturando e homogeneizando 3g de aglutinante e 9 gramas de amostra previamente seca e, em seguida, prensada com uma força de 15 toneladas.

5. ROCHAS PELÍTICAS DAS PEDREIRAS LAGINHA E CORCAL E DO AFLORAMENTO AO LONGO DA MS-243

O presente trabalho apresenta a caracterização estratigráfica e petrográfica além de determinação de composição mineral e química dos pelitos intercalados com as camadas de calcários da Formação Tamengo, bem como dos siltitos aflorantes na MS-243 e expostos nas porções superiores das pedreiras Laginha e Corcal.

5.1. Estratigrafia

5.1.1. Pedreira Laginha

A mais completa exposição da Formação Tamengo na região de Corumbá é descrita na pedreira Laginha, sobreposta por siltitos atribuídos à Formação Guaicurus (Boggiani 1998; Boggiani *et al.* 2010; figuras 5.1 e 5.2A).

A Formação Tamengo, nessa pedreira, é composta em sua base por diamictitos e brechas que perfazem cerca de 20 metros de espessura e por dolomitos com oito metros de espessura. Essa porção basal é sobreposta por pacote de aproximadamente 30 metros de

calcários escuros com raras intercalações de níveis pelíticos pretos laminados. Níveis com ocorrência de fragmentos de *Cloudina* são apontados na base desse pacote nessa pedreira (Zaine 1991 *apud* Boggiani *et al.* 2010), junto com estruturas de tempestade. Esse empilhamento com mergulhos em torno de 20-30°SE (figura 5.2A) apresenta fraturas sub-verticais preenchidas por calcita ou quartzo, e localmente veios com estruturas sigmoides (figuras 5.2B, 5.2C e 5.2D). É importante frisar que essas feições, em geral, não tem continuidade nos siltitos sobrepostos.

O contato entre o pacote carbonático superior da Formação Tamengo e o pacote de siltitos sobreposto é bem marcado e abrupto, como descrito por Hidalgo (2002) na porção SE da pedreira, da mesma forma que na porção SW estudada. Entretanto, nessa última, o plano de contato apresenta irregularidades milimétricas (figura 5.2E e 5.2F).

O primeiro metro do pacote de siltitos (do nível 59m a 60m na figura 5.1) apresenta-se bege amarelado e friável, característico dos níveis intemperizados, com possível circulação de fluidos (figura 5.2C e 5.2E). Este nível é seguido pelo pacote de 23 metros de siltito cinza azulado persistentemente laminados (figuras 5.1B e 5.2E). Essas laminações plano-paralelas são marcadas pela alternância de lâminas siltosas cinza claro e escuro (figura 5.2G). Há ocorrência de estruturas de deformação sin-sedimentar do tipo *slump* (figura 5.2H) e raras estruturas indicativas de instabilidade da coluna (figura 5.2G). Essas camadas têm mergulhos em torno de 20-30°SE (figura 5.2E), semelhante aos das rochas sotopostas, conferindo característica concordante para o empilhamento. Ainda, clivagens espaçadas são frequentes na pedreira e, localmente, ocorrem de forma penetrativa (figuras 5.2G e 5.2I).

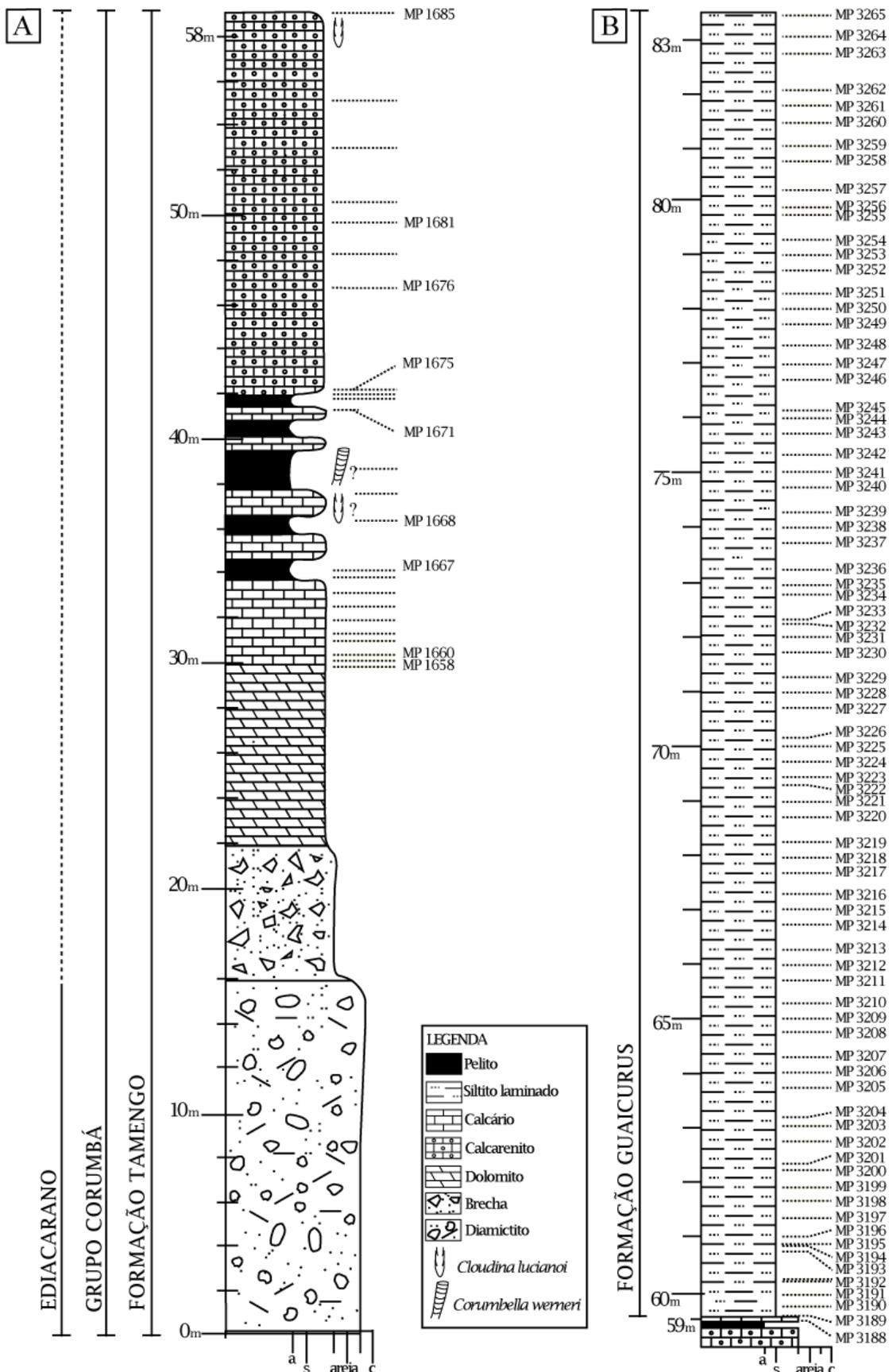
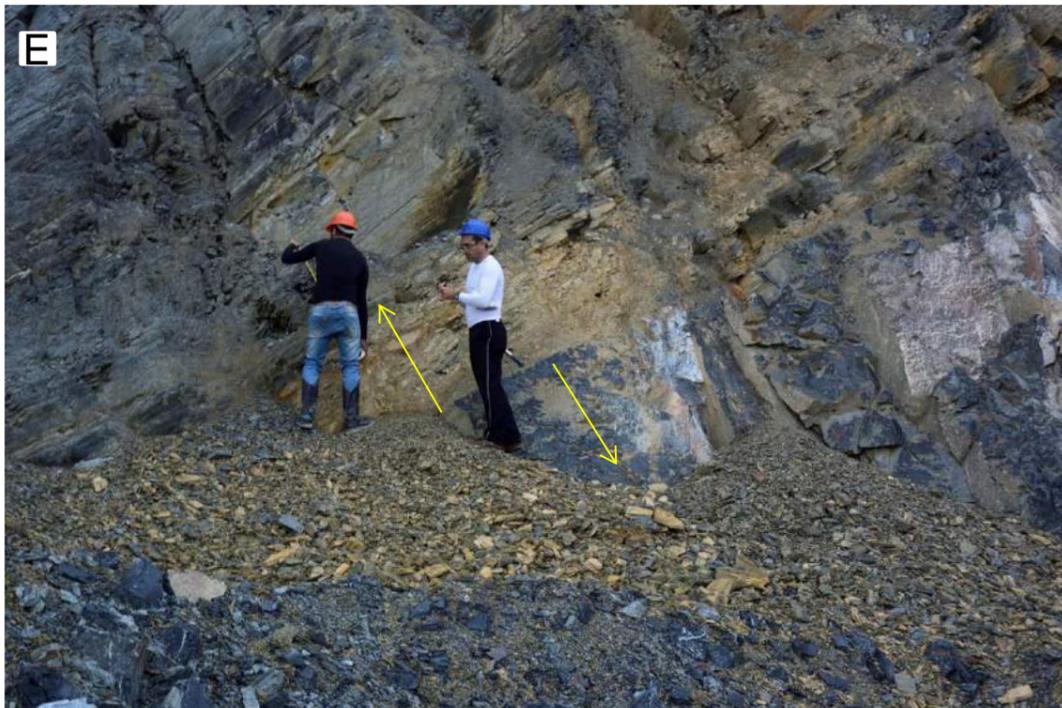


Figura 5.1 – Coluna litoestratigráfica da pedra Laginha com indicação da amostragem. Ocorrência de diamictito, brecha e pacote dolomítico na base da Formação Tamengo, sobreposta por pacote de calcarenito com raras intercalações pelíticas. Ainda acima, são observados siltitos da Formação Guaicurus em 24 metros de amostragem detalhada.



A – Panorâmica da pedreira Laginha. A seta amarela indica a base da Formação Tamengo, enquanto a seta vermelha aponta o contato entre a Formações Tamengo e siltitos sobrepostos (59m a partir da base).



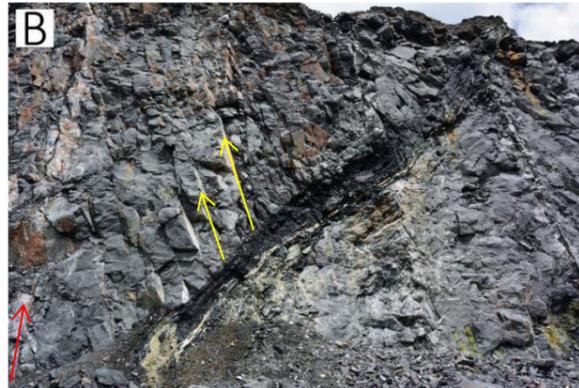
E – Contato entre a Formação Tamengo (abaixo) e siltitos (acima), que pode ter facilitado circulação de fluidos.



F – Detalhe do contato dos calcários da Formação Tamengo (abaixo) e dos siltitos sobrepostos.



H - Estrutura sin-sedimentar, *slump*, em siltitos.



B – Camada de pelito intercalada e deformada entre camadas de calcário, além de ocorrência de fraturas sub-verticais na Formação Tamengo (seta amarela). A seta vermelha aponta veio de quartzo.



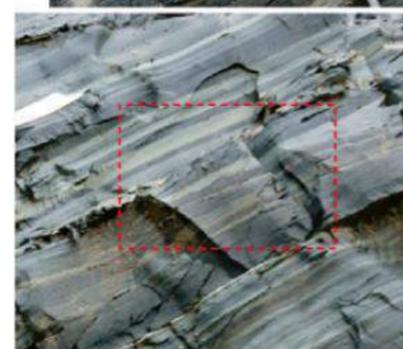
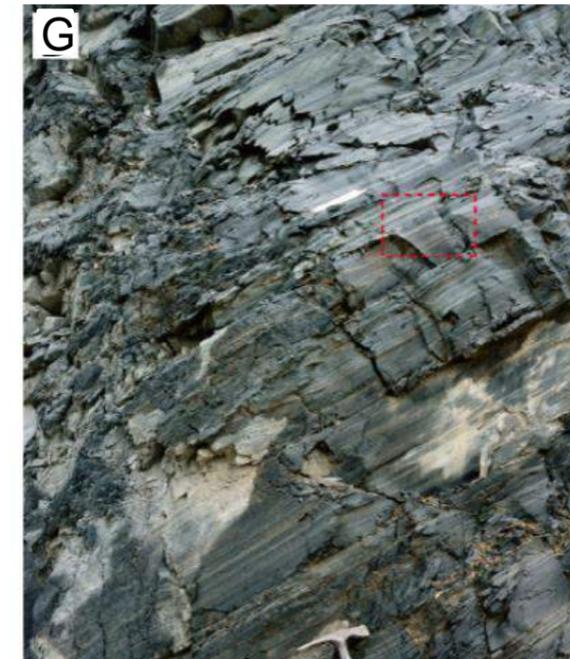
D – Veios sigmoidais de quartzo no pacote carbonático da Formação Tamengo.



I – Clivagens penetrativas em siltitos.



C – Contato entre pacote carbonático da Formação Tamengo e siltitos sobrepostos evidenciados pela linha tracejada. Seta vermelha indica veio de quartzo.



G – Siltitos laminados sobrepostos à Formação Tamengo com clivagens espaçadas oblíquas às laminações. O retângulo vermelho realça estrutura de instabilidade da coluna sedimentar.

Figura 5.2 – Fotos das feições e estruturas da pedreira Laginha.

5.1.2. Pedreira Corcal

Na pedreira Corcal, onde as camadas basais da Formação Tamengo não estão expostas – diamictitos e brechas – Adorno *et al.* (2017) definem a coluna litoestratigráfica da pedreira como o empilhamento intercalado de três camadas pelíticas (L1, L3 e L5) e três carbonáticas (L2, L4 e L6), perfazendo seis camadas – L1 a L6 – de 40 metros de espessura (figuras 5.3A e 5.4A). As camadas L1, L3 e L5 são pelitos, cujas duas últimas contêm *Corumbella* com eventuais calcarenitos intercalados portadores de bioclastos de *Cloudina*, da mesma forma que as três camadas carbonáticas (L2, L4 e L6).

A porção superior da pedreira (descrita posteriormente à Adorno *et al.* (2017)) é constituída predominantemente pelos termos pelíticos atribuídos à Formação Guaicurus por Boggiani *et al.* (2010; figuras 5.3B, 5.4D e 5.4F).

No presente trabalho, a porção superior da pedreira Corcal, identificada como L7, é um pacote de 28 metros de espessura que foi estudado em detalhe. Os pelitos descritos na camada L7 são de cor bege amarelada (figuras 5.4E e 5.4F), com importante contribuição carbonática (calcita e raramente dolomita) que, ocasionalmente, são individualizadas como camadas centimétricas intercaladas ao longo da coluna. Os pelitos apresentam laminação plano-paralela definida pela alternância de lâminas beges claras a beges escuras.

A pedreira Corcal apresenta deformações correspondentes a dobras (figura 5.4B), falhas e fraturas preenchidas por calcita ou quartzo, além de clivagens espaçadas oblíquas ao acamamento, o qual tem mergulhos gerais em torno de 20-30°NW. De acordo com D’el-Rey *et al.* (2016), apesar da deformação, as posições estratigráficas das camadas são mantidas.

5.1.3. Afloramento ao longo da MS-243

O afloramento ao longo da MS-243 está localizado próximo à Estação Guaicurus, localidade-tipo da formação homônima. Os siltitos descritos são bege amarelados a cinza e apresentam-se persistentemente laminados (figura 5.5A). As laminações são plano-paralelas, definidas pela alternância de lâminas mais claras e mais escuras de bege a cinza (figura 5.5B), com mergulhos em torno de 60° para NE.

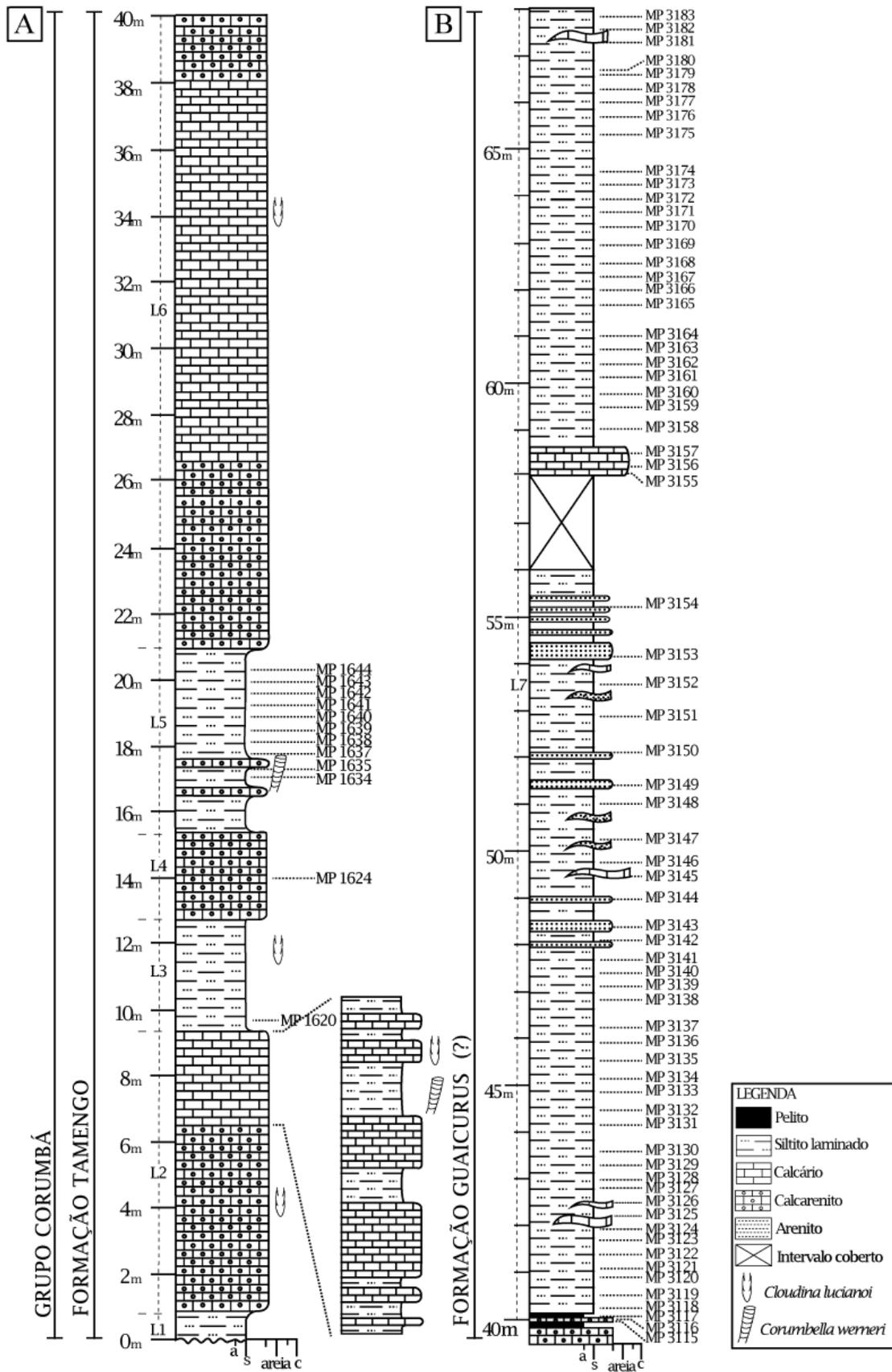


Figure 5.3 – Coluna litoestratigráfica da pedreira Corcral com indicação da amostragem. A coluna apresenta intercalações entre carbonatos e pelitos da Formação Tamengo (camadas L1 a L6) e um pacote, composto essencialmente por pelitos, atribuído à Formação Guaicurus (camada L7).



A- Panorâmica da pedreira Corcal, camadas L1 a L6.



B – Dobras expostas na pedreira Corcal. C – Observam-se níveis individualizados carbonáticos centimétricos a milimétricos inseridos na camada pelítica da Formação Tamengo.



D – Panorâmica da porção superior da pedreira Corcal. A seta amarela aponta o contato entre as camadas L6 e L7.



E – Contato entre as camadas L6 (carbonato) e L7 (pelito). F – Camada L7 com laminação marcada pela incipiente mudança de cor dos pelitos.

Figura 5.4 – Fotos das feições e estruturas da pedreira Corcal.

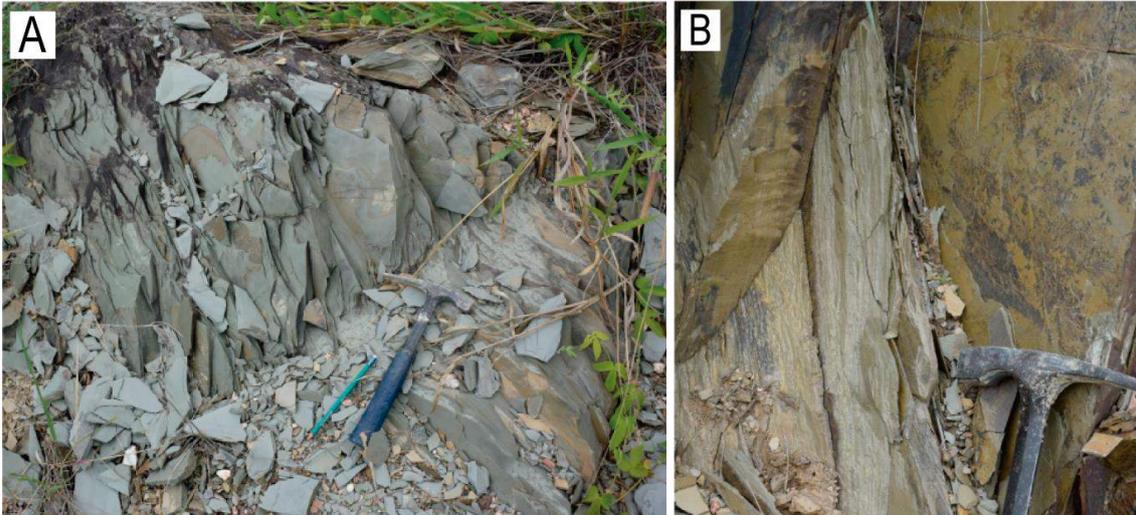


Figura 5.5 – A - Siltito intensamente laminado no afloramento ao longo da MS-243. B - Detalhe da laminação paralela ao acamamento, definida pela alternância de níveis de argila e silte.

5.2. Petrografia

As lâminas delgadas de amostras classificadas como calcarenitos e pelitos pertencentes à Formação Tamengo das pedreiras Corcal e Laginha foram descritas e comparadas com outras localidades (Ecoparque Cacimba da Saúde, figura 3.1, Guimarães *et al.* 2014, Walde *et al.* 2015 e Adorno *et al.* 2017).

As rochas carbonáticas são predominantemente calcíferas, com eventual contribuição siliciclástica e ainda, gipsita e dolomita. Feições deposicionais preservadas são lâminas biogênicas, concreções, bioclastos como *Cloudina* e cristais de pirita sub-euédricos (figura 5.6A), também visível macroscopicamente. Calcários de granulação muito fina apresentam laminação incipiente mostrada como alternância de lâminas escuras e claras. Cristais prismáticos de calcita diagenética ocorrem perpendicularmente à laminação e são interpretados como pseudomorfos de gipsita fibrosa (figura 5.6B). Os calcários são comumente recristalizados com parcial a total substituição de bioclastos por calcita (figura 5.6C). Localmente, apresentam-se estilólitos concordantes, ou não, com a laminação e fraturas preenchidas por calcita ou quartzo.

Dentre os aspectos em destaque, estão feições de difusão de fluidos (figura 5.6D), que são indicados por uma rede tortuosa, não concordante com a laminação, composta por microveios de calcita e material opaco, como matéria orgânica. Essa feição é frequentemente associada à dissolução ou substituição de cristais de calcita ou dolomita (figura 5.6D). Feições de difusão de fluidos também são observadas como microdrusas calcíferas preenchidas por matéria orgânica (figura 5.6A).

Os pelitos apresentam laminações irregulares, geralmente descontínuas e curvas, de material muito fino com alternância de coloração mais clara e mais escura (figura 5.6E).

Ocorrem, localmente, esteiras biogênicas planares ou dômicas (figura 5.6F) e feições de difusão de fluidos associados a fraturas preenchidas por calcita ou quartzo (figura 5.6E). Materiais opacos ocorrem concordantes ao acamamento, como lâminas descontínuas ou acompanhando fraturas. Os pelitos são compostos predominantemente por argilominerais, quartzo e têm, frequentemente, contribuição carbonática.

As rochas da porção superior da pedreira Corcal (L7) apresentam feições petrográficas similares às supracitadas, como feições de difusão de fluidos em calcários (figura 5.7A) e em fraturas em pelitos (figura 5.7.B), e lâminas preenchidas por calcita, pseudomorfa de gipsita (figura 5.7.C).

As lâminas delgadas de siltitos da porção superior da pedreira Laginha e do afloramento ao longo da MS-243 apresentam texturas contrastantes às descritas nos pelitos pertencentes à Formação Tamengo. Os siltitos são bem selecionados, uniformes e apresentam laminação plano-paralela, definida pela orientação de minerais lamelares intercalados com lâminas granulares e filmes de material opaco (figuras 5.7D, 5.7E e 5.7F). Ocasionalmente, ocorrem lentes de areia muito fina, paralela ao acamamento, indicadores de fluxo trativo (figura 5.7G). Fraturas sub-horizontais preenchidas por quartzo ou calcita são descritas localmente (figura 5.7G). Esses siltitos são compostos predominantemente por mica/illita incolor, raras palhetas de biotitas disseminadas e cloritas associadas à microlentes. Adicionalmente, quartzo ocorre como componente menor desses siltitos.

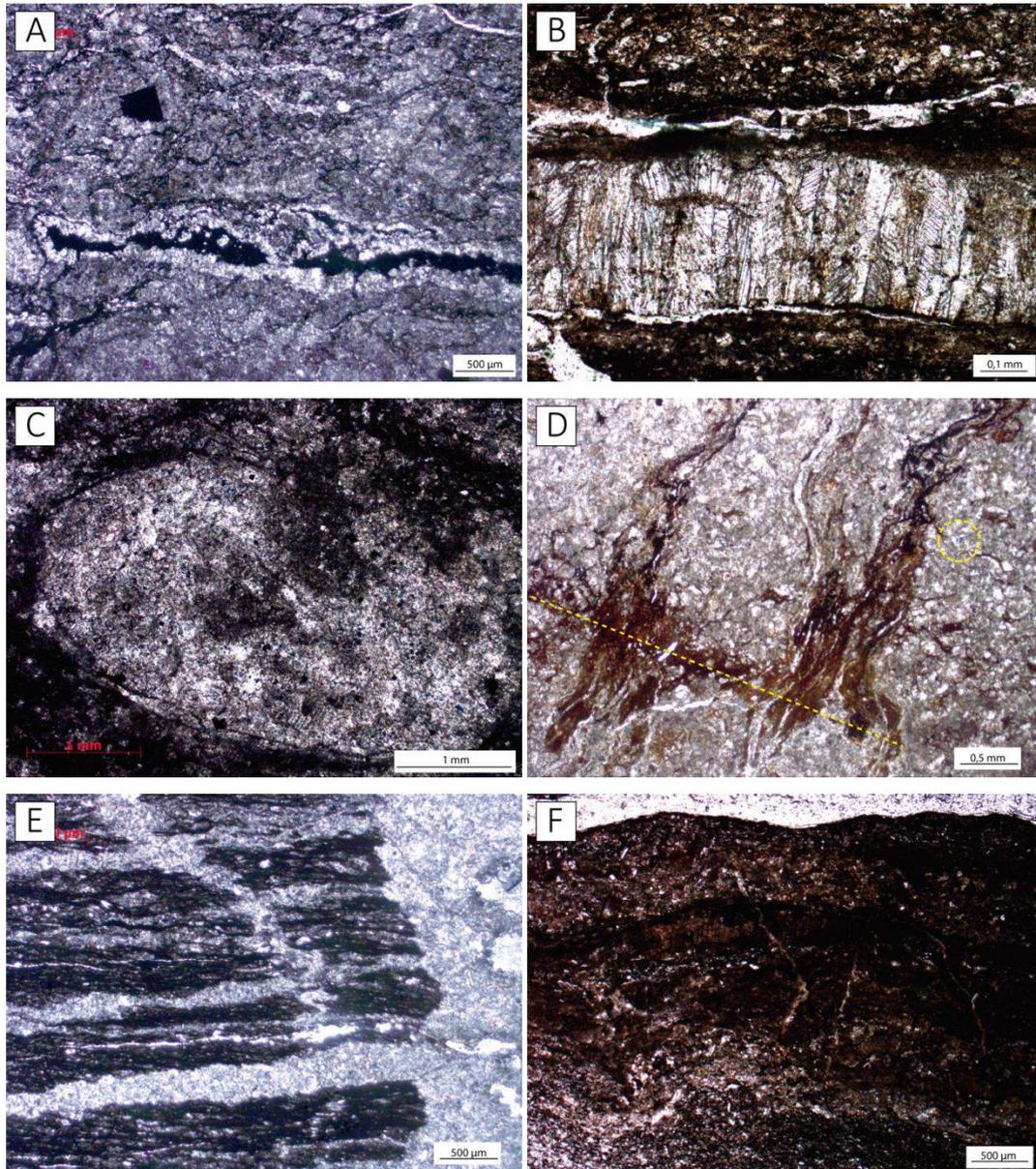


Figura 5.6 – Fotomicrografias de calcarenitos e pelitos pertencentes à Formação Tamengo. A- Calcário recristalizado apresentando microdrusas preenchidas por material opaco, interpretado como matéria orgânica. Acima dessa estrutura, observa-se cristal sub euédrico de pirita. N//. MP1664. Pedreira Laginha. B- Pelito carbonático com fina lâmina de gipsita fibrosa. NX. MP1592. Ecoparque Cacimba da Saúde. C- Microfóssil, em calcário, apresentando substituição por calcita. N//. MP1619. Pedreira Corcal. D- Calcário recristalizado com feição de difusão de fluidos de rede tortuosa, não concordante com a laminação (marcada em linha amarela tracejada), composta por micro-veios de calcita e material opaco. Ocorre, ainda, dissolução ou substituição de calcita ou dolomita (marcado pelo círculo amarelo). N//. MP1617. Pedreira Corcal. E- Pelito com laminação irregular, de alternância de cores mais claras e mais escuras, apresentando fraturas preenchidas por calcita com feições de difusão de fluidos. N//. MP1658. Pedreira Laginha. F- Esteira biogênica intercalada em pelito carbonático. N//. MP1593. Ecoparque Cacimba da Saúde.

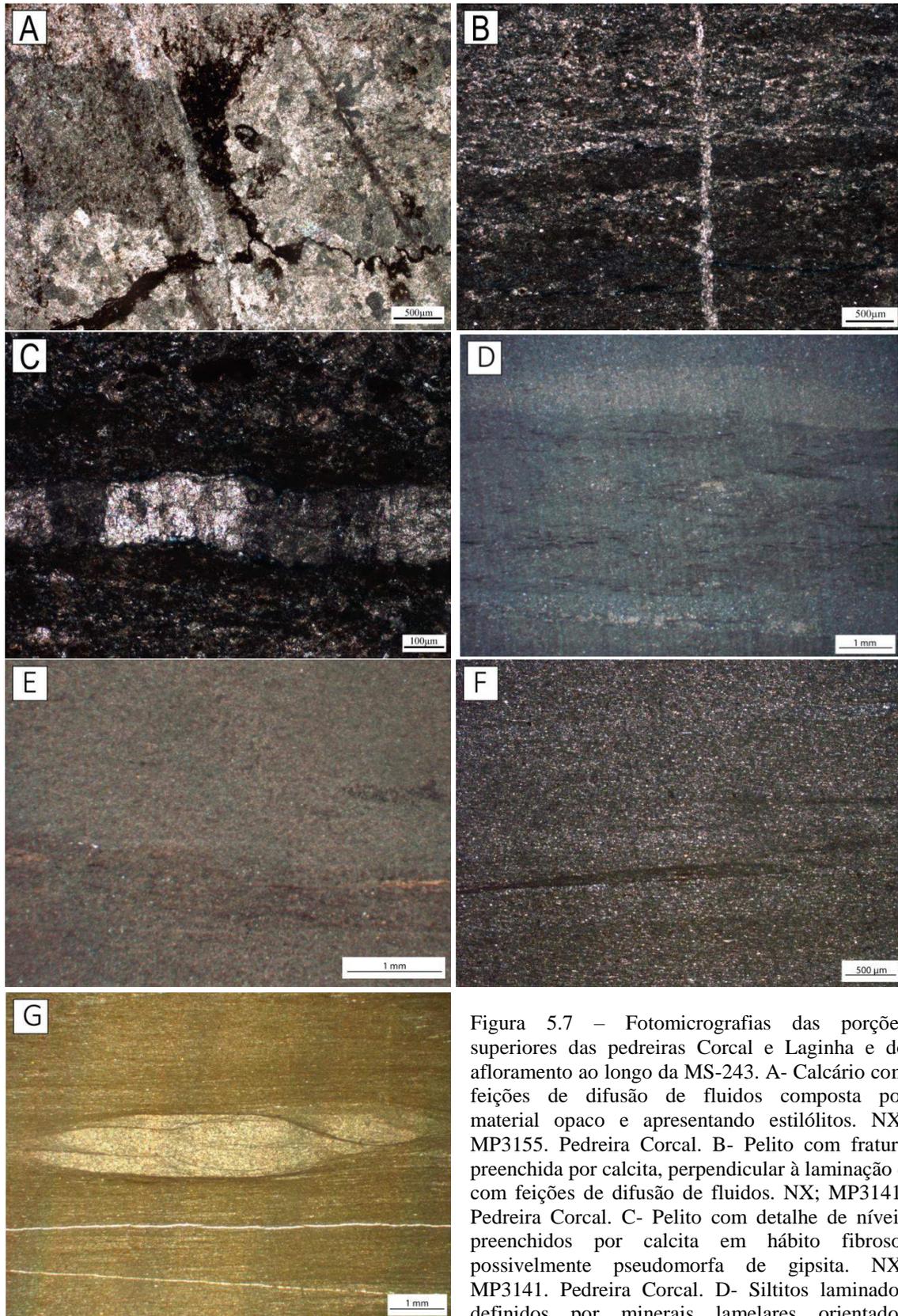


Figura 5.7 – Fotomicrografias das porções superiores das pedreiras Corcal e Laginha e do afloramento ao longo da MS-243. A- Calcário com feições de difusão de fluidos composta por material opaco e apresentando estilólitos. NX. MP3155. Pedreira Corcal. B- Pelito com fratura preenchida por calcita, perpendicular à laminação e com feições de difusão de fluidos. NX; MP3141. Pedreira Corcal. C- Pelito com detalhe de níveis preenchidos por calcita em hábito fibroso, possivelmente pseudomorfa de gipsita. NX. MP3141. Pedreira Corcal. D- Siltitos laminados definidos por minerais lamelares orientados intercalados com lâminas granulares e filmes de material opaco. NX. MP3212. Pedreira Laginha. E- Siltito laminado com detalhe dos minerais lamelares orientados paralelos ao acamamento. N//. MP3227. Pedreira Laginha. F- Siltito laminado com detalhe dos filmes descontínuos de material opaco, paralelos ao acamamento. NX. MP3809. Afloramento ao longo da MS-243. G- Siltito laminado com fraturas subparalelas e com lentes de areia muito fina com indicador de deposição em fluxo. N//. GG1. Afloramento ao longo da MS-243.

5.3. Composição mineral (DRX)

Os pelitos intercalados nas unidades carbonáticas, pertencentes à Formação Tamengo, nas pedreiras Laginha e Corcal e outras localidades (Guimarães *et al.* 2013; Guimarães *et al.* 2014), em amostra total, são constituídos essencialmente por quartzo e argilominerais como constituintes maiores. Localmente, verificam-se contribuições variáveis de calcita e dolomita, e ainda goethita, albita, pirita e gipsita. A fração argila é composta por esmectita, illita, clorita e quartzo como constituintes maiores a menores (figuras 5.8 e 5.9; tabela 5.1).

Os pelitos da camada L7 da pedreira Corcal têm composição mineral semelhante aos intercalados em unidades carbonáticas (L1, L3 e L5; tabela 5.1). Em amostra total, quartzo é o constituinte maior junto com esmectita e calcita, em algumas amostras, enquanto illita e clorita são constituintes menores (figura 5.10). Em fração argila, esmectita, clorita e illita são os constituintes maiores enquanto quartzo, calcita e dolomita são menores (figura 5.10). Os argilominerais interestratificados rectorita (Sme-III, $d \approx 24\text{Å}$) e corrensita (Chl-Sme, $d \approx 28\text{Å}$) são constituintes traços e, raramente, são constituintes menores. Goethita ocorre como constituinte traço tanto em amostra total como em fração argila. Vale destacar que as reflexões características da esmectita são bem definidas, estreitas, simétricas e com grande intensidade (figura 5.10). Ainda, a relação entre a razão das intensidades das reflexões $d_{001} \sim 10\text{Å}$ da illita sobre às $d_{001} \sim 17\text{Å}$ esmectita, na fração argila solvatada por etileno-glicol, ao longo da coluna estratigráfica (figura 5.11A) apresenta resultados abaixo de 1 ou próximo a 1.

Na pedreira Laginha e no afloramento ao longo da MS-243, a composição mineral dos siltitos difere dos pelitos intercalados em unidades carbonáticas (tabela 5.1; figuras 5.12 e 5.13). Análises de amostra total têm quartzo, illita, albita e clorita como maiores a menores constituintes, variando de amostra a amostra. Em fração argila, illita e clorita são constituintes maiores enquanto quartzo e albita ocorrem como constituintes maiores ou menores. Quando esmectita ocorre, esta é constituinte traço assim como o argilomineral interestratificado corrensita (Chl-Sme, $d \approx 28\text{Å}$). A dolomita ocorre raramente como constituinte menor e traço, em amostra total e fração argila, respectivamente. Calcita ocorre raramente como constituinte traço na pedreira Laginha e como constituinte menor no afloramento ao longo da MS-243 e sua presença pode estar relacionada a veios finos. No afloramento ao longo da MS-243, vermiculita ocorre como constituinte traço, formada provavelmente por intemperismo. Ênfase deve ser dada às reflexões características da esmectita que, quando ocorre, são mal definidas assimétricas, largas e com baixa intensidade (figura 5.12). Observando-se a relação entre a razão das intensidades das reflexões $d_{001} \sim 10\text{Å}$ da illita sobre às $d_{001} \sim 17\text{Å}$ esmectita (figura 5.11B), na fração argila solvatada por etileno-glicol, notam-se resultados maiores que 10, próximos a 100.

Siltitos do primeiro metro acima da unidade carbonática, na pedreira Laginha, apresenta feições distintas tanto dos pelitos intercalados com rochas carbonáticas da Formação Tamengo

como dos siltitos sobrejacentes. Em amostra total (figura 5.12 – MP3192, tabela 5.1), quartzo, illita, caulinita e esmectita são constituintes maiores. Na amostra MP3189, a gipsita também ocorre como constituinte maior e clorita, vermiculita e calcita são constituintes traços. Em fração argila, esmectita e illita ocorrem como constituintes maiores enquanto quartzo é menor. Na amostra MP3189, clorita ocorre como constituinte traço além da calcita e da vermiculita. A presença da caulinita e da vermiculita sugerem ação de águas meteóricas.

Tabela 5.1 – Composição mineral de amostras das pedreiras Corcal e Laginha e do afloramento ao longo da MS-243, definida por DRX.

PEDREIRA CORCAL											
AMOSTRA	LITOTIPO	NÍVEL	Sme	Chl	Ill	Qz	Cal	Ab	Gth	Outros	Ill/Sme
MP3183 T	Pelito	68,7m	M	m	m	M			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	2.59
MP3181 T	Pelito	68m	M	m	m	M			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	2.45
MP3179 T	Pelito	67,7m	M	m	m	M			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	2.68
MP3177 T	Pelito	67,1m	M	m	m	M			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	1.95
MP3175 T	Pelito calcífero	66,4m	M	m	m	M	M		tr		
<2µm			M	M	M	m	tr		tr	Crr:tr	1.86
MP3174 T	Pelito calcífero	65,6m	M	m	tr	M	M		tr	Dol:M	
<2µm			M	M	M	m	m		tr	Dol:tr; Crr:tr	1.16
MP3172 T	Pelito	65m	M	m	m	M			tr	Dol:tr	
<2µm			M	M	M	m			tr	Dol:tr	0.98
MP3170 T	Pelito dolomítico	64,4m	M	m	tr	M			tr	Dol:M	
<2µm			M	M	M	M			tr	Dol:M	0.64
MP3168 T	Pelito	63,6m	m	m	m	M			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	0.90
MP3167 T	Pelito	63,3m	M	M	M	m			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	1.07
MP3165 T	Pelito	62,7m	M	m	m	M			tr		
<2µm			M	M	M	m			tr	Crr:tr	0.61
MP3163 T	Pelito	61,7m	M	m	m	M			tr	Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m			tr	Rec:tr	0.63
MP3161 T	Pelito	61,1m	M	m	m	M			tr	Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m			tr	Rec:tr	0.95
MP3159 T	Pelito	60,45m	M	m	tr	M				Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m			tr	Rec:tr	0.62
MP3157 T	Pelito dolomítico	59,45m	M	m	tr	M				Dol:M, Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m				Dol:tr, Rec:m	0.40
MP3156 T	Pelito	59,15m	m	m	tr	M			tr	Dol:tr, Rec:m	
<2µm			M	M	m	m			tr	Rec:m	0.96
MP3155 T	Calcário	59m				tr	M			Dol:tr	
MP3154 T	Calcário argiloso	56,1m	tr	tr	tr	m	M			Dol:tr	
<2µm			M	M	m	m	M		tr	Dol:tr, Rec:m	0.43
MP3153 T	Pelito calcífero	55m	m	tr	tr	m	M			Dol:tr	
<2µm			M	m	m	m	m		tr	Dol:tr, Rec:m	0.21
MP3151 T	Pelito calcífero	53,7m	m	tr	tr	m	M		tr	Dol:tr	
<2µm			M	m	m	m	m		tr	Dol:tr, Rec:m	0.15
MP3149 T	Pelito calcífero	52,2m	m	m	tr	m	M			Dol:m	
<2µm			M	M	tr	m	M		tr	Dol:m, Rec:tr	0.90
MP3147 T	Pelito calcífero	51m	M	m	tr	M	M		tr		
<2µm			M	M	M	m	tr		tr	Crr:tr	0.53
MP3145 T	Calcário argiloso	50,2m	m	tr	tr	m	M				
<2µm			M	M	M	m	m		tr		0.83
MP3143 T	Pelito calcífero	49,1m	M	m	tr	M	M				
<2µm			M	M	m	m	tr			Rec:tr	0.40
MP3141 T	Pelito calcífero	48,4m	M	m	tr	M	M				
<2µm			M	M	m	m	tr			Rec:tr	0.27

MP3139 T	Calcário argiloso	47,8m	M	tr	m	M	M						
<2µm			M	M	m	m	m					Crr:tr	0.25
MP3137 T	Pelito calcífero	46,9m	m	m	tr	M	M					Dol:m, Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m	tr					Dol:tr, Rec:m	0.54
MP3136 T	Calcário	46,6m					tr						
MP3135 T	Calcário argiloso	46,2m	tr	tr	tr	M	M			tr		Dol:m, Rec:tr	
<2µm			M	M	M	tr				tr		Dol:tr, Rec:m	1.41
MP3134 T	Calcário	45,8m					tr						
MP3133 W	Pelito calcífero	45,5m	m	tr	tr	M	M					Dol:m	
<2µm			M	M	m	m	tr					Dol:tr, Rec:tr	0.16
MP3132 T	Pelito calcífero	45,1m	m	m	tr	M	M					Dol:M, Rec:tr	
<2µm			M	M	tr	m	m					Dol:m, Rec:m	0.11
MP3131 T	Pelito calcífero	44,8m	M	m	tr	M	M					Dol:m, Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m	tr					Dol:tr, Rec:tr	0.14
MP3129 T	Pelito calcífero	43,9m	M	m	tr	M	M					Dol:tr, Rec:tr	
<2µm			M	M	m	m	tr					Rec:tr	0.22
MP3127 T	Calcário argiloso	43,4m	m	tr	m	m	M					Dol:M	
<2µm			M	M	m	m	m					Dol:m	0.59
MP3125 T	Calcário argiloso	42,8m	m	tr	m	m	M						
<2µm			M	M	m	m	M						0.91
MP3123 T	Calcário argiloso	42,26m	tr	tr		m	M					Dol:m	
<2µm			M	M	m	m	M					Dol:m, Rec:tr	0.45
MP3121 T	Pelito calcífero	41,66m	m	m	tr	M	M			tr		Dol:tr	
<2µm			M	M	m	tr	tr			tr		Rec:tr	0.28
MP3120 T	Pelito calcífero	41,46m	tr	tr		M	M			tr		Dol:tr	
<2µm			M	M	M	m	tr			tr		Dol:tr, Rec:tr	0.51
MP3119 T	Pelito	41,06m	M	m	M	M				tr			
<2µm			M	M	M	m				tr		Crr:tr	1.06
MP3118 T	Pelito	40,78m	m	m	tr	M	tr			tr		Rec:tr	
<2µm			M	M	M	m				tr		Rec:tr	0.96
MP3117 T	Pelito calcífero	40,51m	m	m	tr	M	m			tr		Rec:tr	
<2µm			M	M	M	m	tr			tr		Rec:tr	
MP3116 T	Calcário	40,5m					m						
MP3115 T	Calcário argiloso	40,49m	tr	tr	tr	m	M			tr			
<2µm			M	M	M	m	tr			tr			
MP1644 T	Pelito calcífero	L5	m	m	M	M	tr			Tr			
<2µm			M	m	M	tr							0.68
MP1643 T	Calcário argiloso	L5	m	m	m	M							
<2µm			M	m	M	tr							1.05
MP1642 T	Pelito calcífero	L5	m	m	M	M	M						
<2µm			M	m	M	tr	tr						0.74
MP1641 T	Pelito	L5	m	m	m	M				tr			
<2µm			M	m	M	tr							0.63
MP1640 T	Pelito	L5	m	m	M	M							
<2µm			M	m	M	tr							0.75
MP1639 T	Pelito	L5	M	M	M	M							
<2µm			M	m	M	tr							0.79
MP1638 T	Pelito calcífero	L5	M	m	M	M	m						
<2µm			M	m	M	tr							0.52
MP1637 T	Pelito calcífero	L5	m	m	M	M	m						
<2µm			M	m	M	m							0.97
MP1635 T	Pelito	L5	M	M	M	M							
<2µm			M	M	M	m							1.22
MP1634 T	Pelito calcífero	L5	m	M	M	M	m			m			
<2µm			M	M	M	m							1.35
MP1624 T	Pelito	L4	M		M	M	tr			m			
<2µm			M	m	M	m				tr			0.57
MP1620 T	Pelito calcífero	L3	M		m	M	m			m			
<2µm			M	m	m	tr	tr			tr			0.13

PEDREIRA LAGINHA

AMOSTRA	LITOTIPO	NÍVEL	Sme	Chl	Ill	Qz	Cal	Ab	Gth	Outros	Ill/Sme
MP3264 T	Pelito	82,56m		M	M	M		m			
<2µm				M	M	m		tr			
MP3262 T	Pelito	81,6m		M	M	M		m			
<2µm				M	M	m		tr			
MP3260 T	Pelito	81m		M	m	M		m			
<2µm			tr	M	M	m		tr			

MP3258 T ≤2μm	Pelito	80,3m		M	m	M	m			
MP3257 T ≤2μm	Pelito	79,75m	tr	M	M	m	tr		Dol=m	80.75
MP3256 T ≤2μm	Pelito	79,45m		M	M	M	m		Dol=tr	
MP3255 T ≤2μm	Pelito	79,3m	tr	M	M	m	tr		Crr=tr	58.33
MP3254 T ≤2μm	Pelito	78,84m		M	M	m	tr			
MP3252 T ≤2μm	Pelito	78,28m	tr	M	M	m	tr		Crr=tr	82.88
MP3250 T ≤2μm	Pelito	77,58m		M	M	m	tr		Crr=tr	56.42
MP3248 T ≤2μm	Pelito	76,9m		M	M	m	tr			
MP3246 T ≤2μm	Pelito	76,28m		M	M	m	tr			
MP3244 T ≤2μm	Pelito	75,56m	tr	M	M	m	tr		Crr=tr	52.65
MP3242 T ≤2μm	Pelito	74,9m		M	M	m	tr			
MP3241 T ≤2μm	Pelito	74,56m*	tr	M	M	m	tr			45.01
MP3239 T ≤2μm	Pelito	73,84m*		M	M	m	tr		Crr=tr	
MP3237 T ≤2μm	Pelito	73,28m*	tr	M	M	m	tr		Crr=tr	
MP3235 T ≤2μm	Pelito	72,56m		M	M	m	tr			
MP3233 T ≤2μm	Pelito	71,9m	tr	M	M	m	tr		Crr=tr	
MP3231 T ≤2μm	Pelito	71,56m		M	M	m	tr			
MP3229 T ≤2μm	Pelito	70,84m		M	M	m	tr			
MP3227 T ≤2μm	Pelito	70,28m	tr	M	M	m	tr		Crr=tr	80.03
MP3226 T ≤2μm	Pelito	69,72m		M	M	m	tr		Crr=tr	58.22
MP3224 T ≤2μm	Pelito	69,28m		M	M	m	tr			79.28
MP3223 T ≤2μm	Pelito	69m		M	M	m	tr		Gp:tr	
MP3222 T ≤2μm	Pelito	68,84m	tr	M	M	m	tr			46.65
MP3220 T ≤2μm	Pelito	68,28m		M	M	m	tr			
MP3218 T ≤2μm	Pelito	67,53m	tr	M	M	m	tr			50.50
MP3216 T ≤2μm	Pelito	66,84m		M	M	m	tr			33.91
MP3212 T ≤2μm	Pelito	65,56m	tr	M	M	m	tr			30.83
MP3210 T ≤2μm	Pelito	64,86m		M	M	m	tr			33.92
MP3208 T ≤2μm	Pelito	64,3m	tr	M	M	m	tr			97.84
MP3206 T ≤2μm	Pelito	63,56m	m	M	M	m	tr			22.77
MP3204 T ≤2μm	Pelito	62,76m		M	M	m	tr		Crr=tr	26.17
MP3202 T ≤2μm	Pelito	62,3m	m	M	M	m	tr		Crr=tr	18.34
MP3200 T ≤2μm	Pelito	61,76m		M	M	m	tr		Gp:tr	20.62
MP3198 T	Pelito	61,2m	m	M	M	M	m		Gp:tr	16.07

<2µm			m	M	M	m			Crr=tr	11.92
MP3196 T	Pelito	60,56m		M	M	M			Gp:tr	
<2µm			m	M	M	m			Gp:tr	16.52
MP3194 T	Pelito	60,38m		M	M	M			Jrs=tr; Gp:tr	
<2µm			m	M	M	m			Gp:tr	17.61
MP3192 T	Pelito	59,73m	M		M	M			Kln=m	
<2µm			M		M	m			Kln=m; Crr=tr	1.57
MP3190 T	Pelito	59,28m	tr		m	M	tr		Kln=m	
<2µm			M		M	m			Kln=m; Crr=tr	2.96
MP3189 T	Pelito	59,1m	m	tr	M	M	tr		Kln=M; Verm:tr	
<2µm			m	tr	M	m	tr		Gp:M	3.37
MP1675 T	Calcário argiloso	Fm. Tamengo	tr		m	M	M		Gp:m; Py:m	
<2µm			m	tr	M	M	M		Gp:m; Py:tr	2.63
MP1671 T	Calcário argiloso	Fm. Tamengo			m	M	M		Gp:m; Py:tr	
<2µm			m	tr	M	M	M		Py:tr	2.75
MP1668 T	Pelito calcífero	Fm. Tamengo		tr	M	M	M	tr	Gp:m	
<2µm			M	m	M	m	tr		Verm:m	0.63
MP1667 T	Pelito	Fm. Tamengo	m	m	M	M	m		Gp:M; Py:tr	
<2µm			M	tr	M	m			Verm:m	2.19

AFLORAMENTO AO LONGO DO MS-243

AMOSTRA	LITOTIPO	Sme	Chl	Ill	Qz	Cal	Ab	Gth	Outros	Ill/Sme
GG1 T	Pelito		tr	m	M	m	m			
<2µm			m	M	M	m	m		Vrm:tr	
MP 3809 T	Pelito		M	M	M	tr	m			
<2µm			m	M	M		m		Vrm:tr	

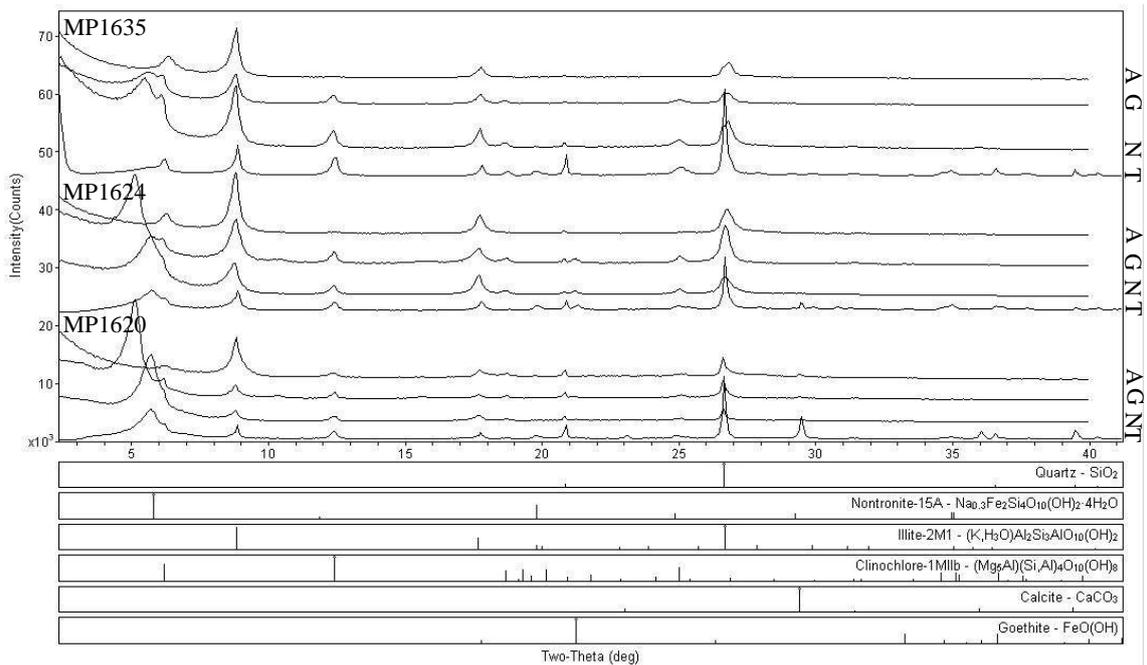


Figura 5.8 – Difratoigramas de três pelitos da Formação Tamengo da pedreira Corcal: MP1620, MP1624, MP1635, das camadas L3, L4 e L5 respectivamente. Todos apresentam, em fração argila, esmectita e illita como constituintes maiores e clorita como constituinte maior a menor. T: amostra total, N: fração argila seca ao ar, G: fração argila após solvatação com etileno glicol, A: fração argila aquecida.

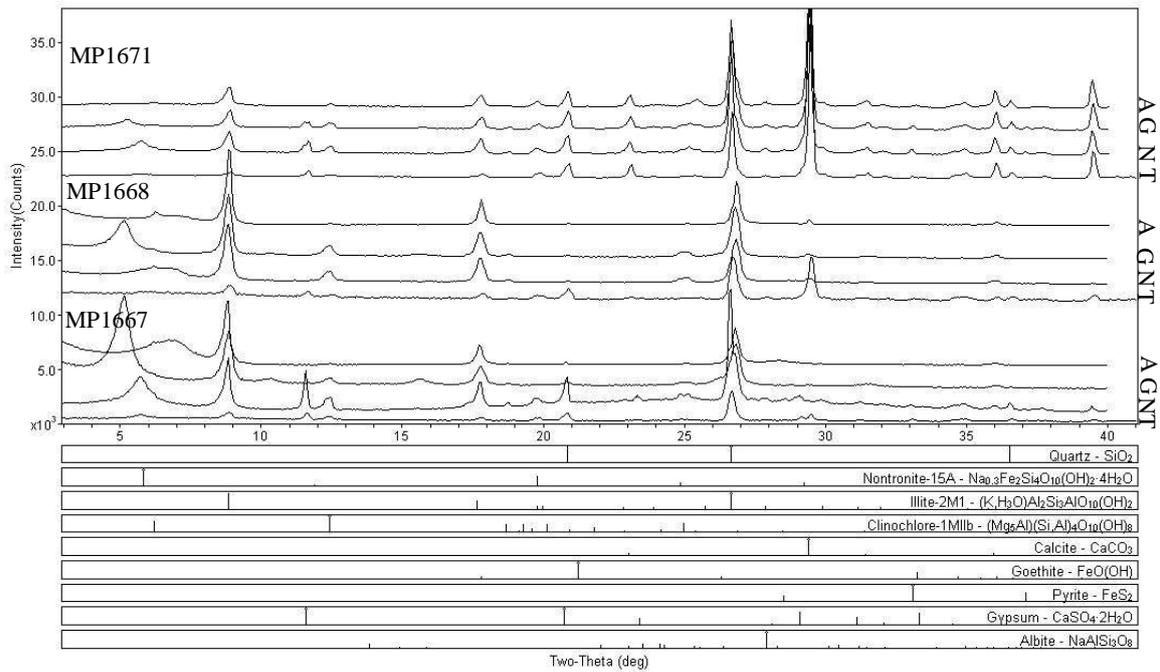


Figura 5.9 – Difratoogramas de três pelitos da pedra Lágina: MP1667, MP1668, MP1671, de camadas pelíticas intercaladas com unidades carbonáticas da Formação Tamengo. Todos apresentam, em fração argila, esmectita e illita como constituintes maiores e clorita como constituinte menor a traço. . T: amostra total, N: fração argila seca ao ar, G: fração argila após solvatação com etileno glicol, A: fração argila aquecida.

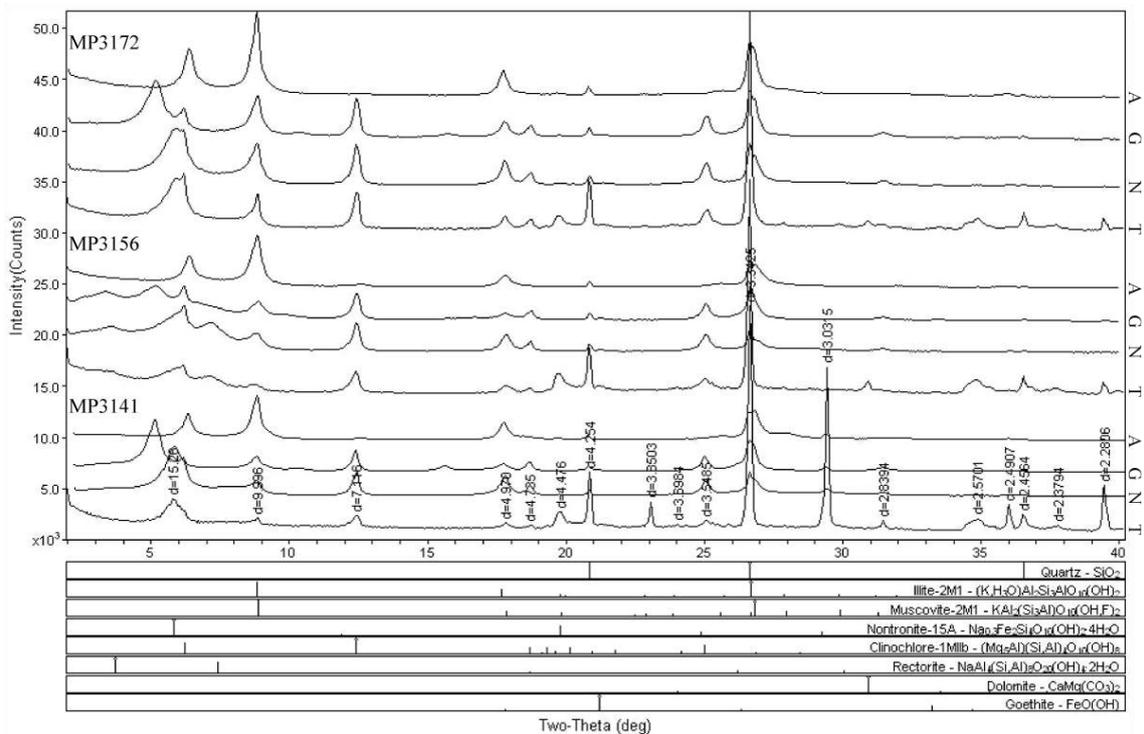


Figura 5.10 – Difratoogramas de três pelitos da porção superior da pedra Corcal (L7): MP3141, MP3156 e MP3172. Todos apresentam, em fração argila, esmectita, illita e clorita como constituintes maiores. . T: amostra total, N: fração argila seca ao ar, G: fração argila após solvatação com etileno glicol, A: fração argila aquecida.

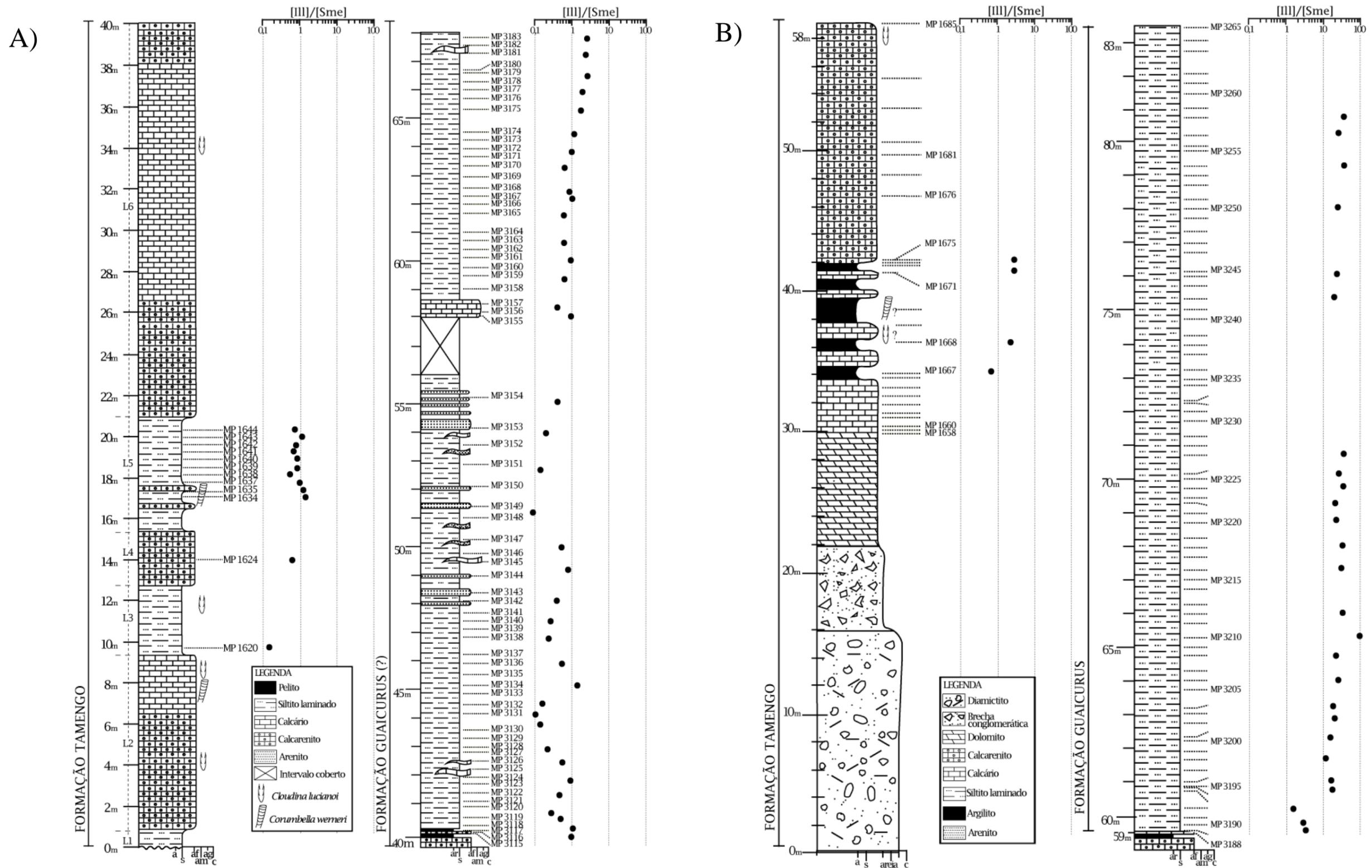


Figura 5.11 - Razões das intensidades das reflexões $d(001)$ da illita sobre esmectita, em fração argila solvatada por etileno-glicol, apresentado em log. A- pedreira Corcal. B- pedreira Laginha.

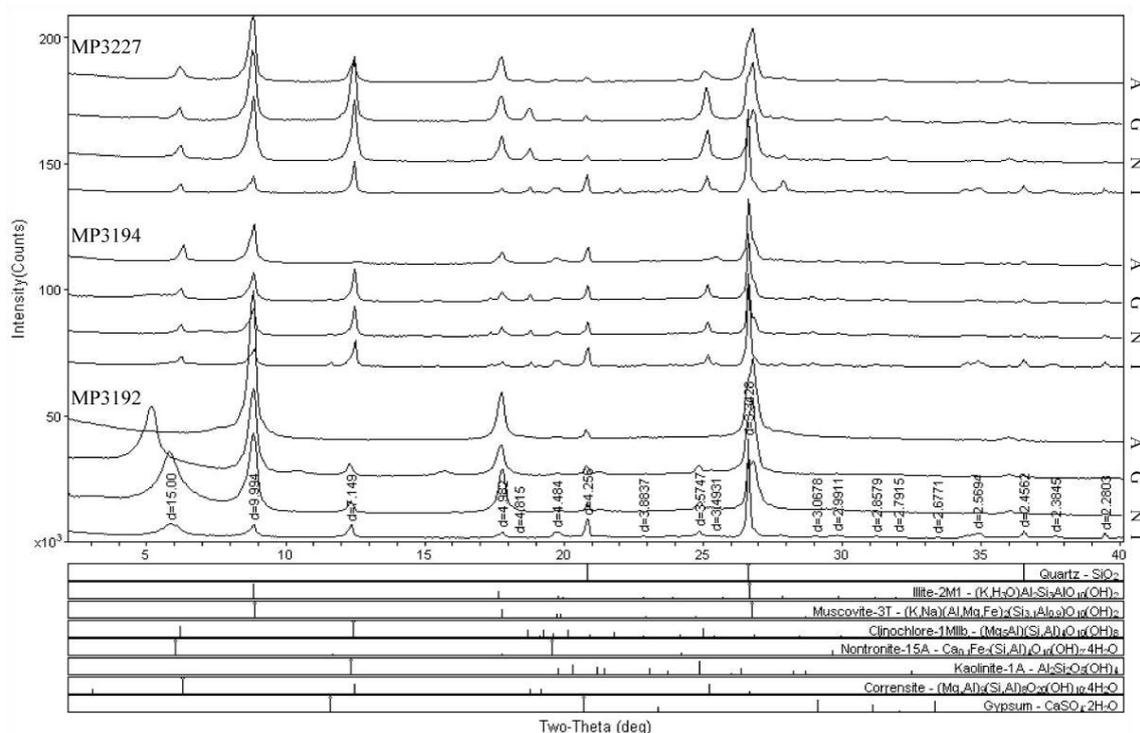


Figura 5.12 – Difratoformas de três pelitos da porção superior da pedra Laginha. MP3192, amostra próxima ao contato, apresenta em fração argila, esmectita, illita e clorita como maiores constituintes. MP3194, 138 cm acima do contato, e MP3227, apresentam, em fração argila, esmectita incipiente. . T: amostra total, N: fração argila seca ao ar, G: fração argila após solvatação com etileno glicol, A: fração argila aquecida.

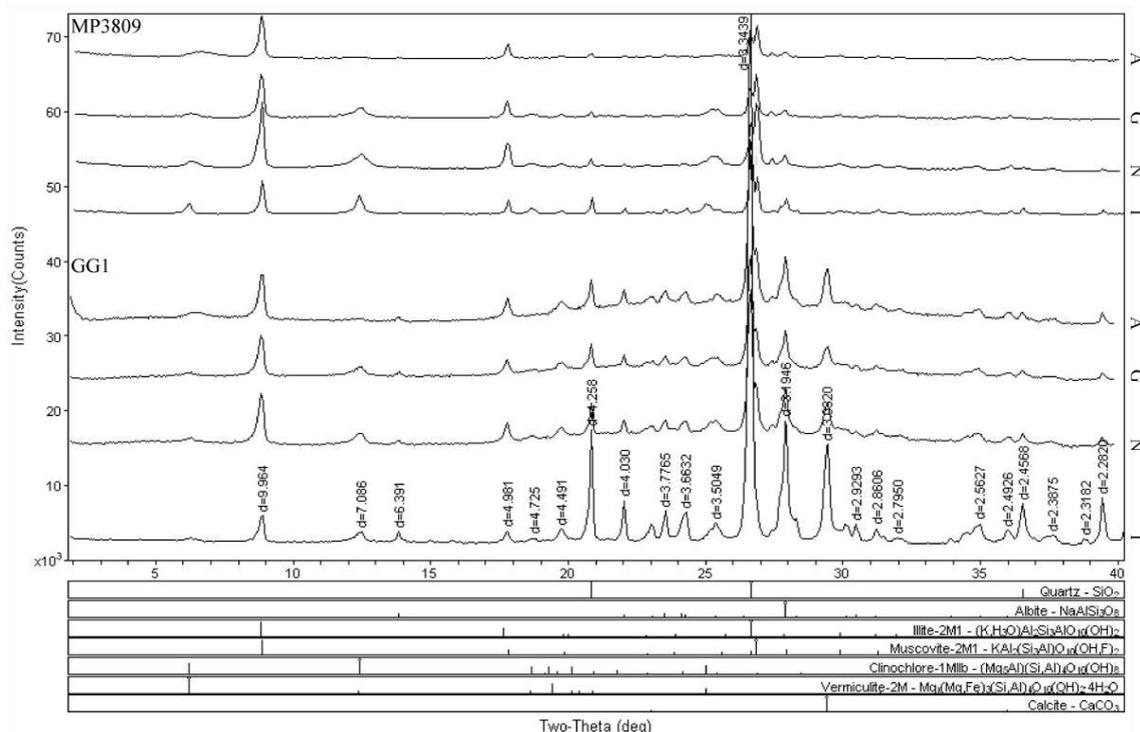


Figura 5.13 – Difratoformas de dois pelitos do afloramento ao longo da MS-243. GG1 e MP3809 apresentam, em fração argila, illita e clorita como maior e menor constituinte, respectivamente. . T: amostra total, N: fração argila seca ao ar, G: fração argila após solvatação com etileno glicol, A: fração argila aquecida.

5.4. Decomposição de difratogramas de raios-X

Com o objetivo de determinar o índice de Kübler, foram tratadas amostras de pelitos, provenientes da pedreira Corcal – camadas L5 (MP1635 e MP1643) e L7 (MP3141, MP3156, MP3172) – bem como provenientes da pedreira Laginha, da porção inferior (MP1667 e MP1668) e superior (MP3189 a MP3227), além das amostras de MS243 (GG1 e MP3809). Para determinação do IK foram realizadas decomposições de difratogramas de raios-X, pelo *software* DecompXR. Para isso, utilizou-se a reflexão $d(001)$, em torno de $2\Theta \sim 10^\circ$, na fração argila seca ao ar (N) e após solvatação com etileno-glicol (G), considerando-se, em geral, contribuição de duas curvas, uma mais estreita, com significado detrítico e outra mais larga com significado diagenético (Tabela 5.2; Anexo 3).

Tabela 5.2 – Valores de FWHM (em $\Delta^2\Theta$ CuK α) para as curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ da illita, realizada com o software DecompXR.

N: Fração Argila seca ao ar; G: Solvatada com etileno-glicol.

		NÍVEL	FWHM N		FWHM G		
			#1	#2	#1	#2	#3
PEDREIRA CORCAL	MP1635	L5	0.287	0.669	0.285	0.715	
	MP 1643	L5	0.275	0.731	0.253	0.772	
	MP3141	L7_790cm	0.26	0.345	0.313	0.444	0.511
	MP3156	L7_1865cm	0.355	0.39	0.334	0.454	
	MP3172	L7_2450cm	0.304	0.779	0.306	0.839	
PEDREIRA LAGINHA	MP 1667		0.161	0.391	0.146	0.356	
	MP 1668		0.154	0.461	0.159	0.467	
	MP 3189	10cm	0.15	0.428	0.159	0.469	
	MP 3190	28cm	0.28	0.709	0.234	0.614	
	MP 3192	73cm	0.208	0.526	0.212	0.573	
	MP 3194	138cm	0.166	0.44	0.169	0.426	
	MP 3206	456cm	0.166	0.409	0.176	0.414	
	MP 3212	656cm	0.201	0.453	0.197	0.47	
	MP 3227	1128cm	0.184	0.443	0.181	0.465	
MS- 243	GG1		0.173	0.36	0.167	0.356	
	MP 3809		0.14	0.32	0.138	0.305	

De maneira geral, em fração argila seca ao ar (N), as curvas mais estreitas têm valores de FWHM inferiores a $0.2^\circ\Delta 2\Theta$ em toda a pedreira Laginha e MS 243, enquanto são mais altos (0.26 a $0.35^\circ\Delta 2\Theta$) em toda a pedreira Corcal. Estes valores são relativamente constantes nas análises solvatadas com etileno-glicol, com exceção de MP3141, que varia de 0.26 para $0.31^\circ\Delta 2\Theta$ na pedreira Corcal e de MP3190, que varia de 0.28 para $0.234^\circ\Delta 2\Theta$ na pedreira Laginha (figura 5.14).

A curva mais larga também tende a ter valores FWHM menores na pedreira Laginha e afloramento ao longo da MS-243 (0.32 a $0.5^\circ\Delta 2\Theta$, exceto MP3190 com $0,7^\circ\Delta 2\Theta$), e valores FWHM maiores ($0,34$ a $0,7^\circ\Delta 2\Theta$), na pedreira Corcal (figura 5.14). Após solvatação com

etileno-glicol, todos os valores de FWHM aumentam nos difratogramas da Pedreira Corcal, enquanto nas demais áreas observam-se tanto aumento quanto diminuição desses valores. Essa variação pode ser atribuída à presença de minerais interestratificados Ill/Sme, cuja solvatação resulta em variação de largura, forma e intensidade do pico da illita pela mudança do espaçamento basal da esmectita (Warr 1996).

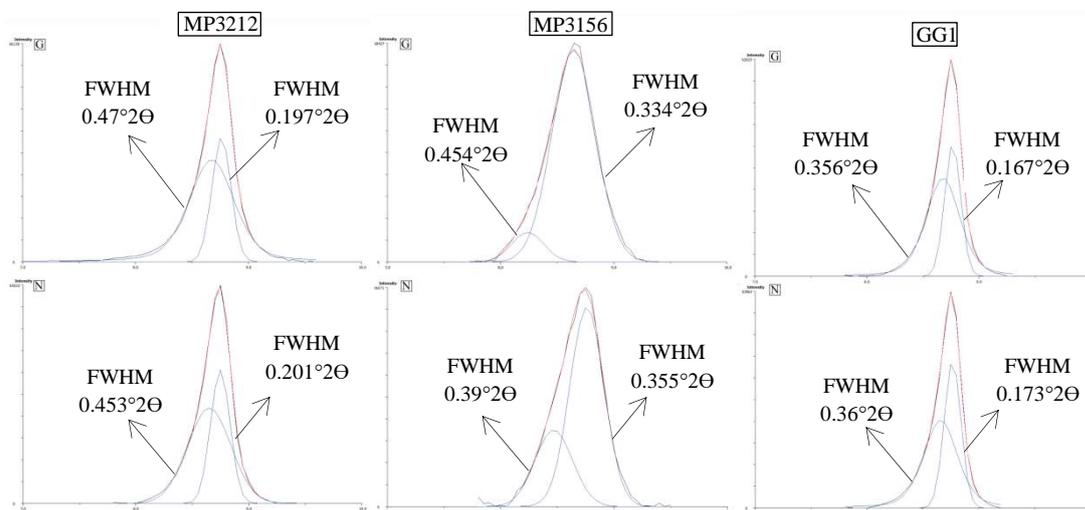


Figura 5.14 - Curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ da illita e seus respectivos valores de FWHM (em $\Delta^{\circ}2\theta$ CuK α). Amostras MP3212 e MP3156, das porções superiores das pedreiras Laginha e Corcal, respectivamente, e amostra GG1 do afloramento ao longo da MS-243.

Os valores de FWHM são utilizados para determinação de grau diagenético, pela definição das zonas de diagênese e metamorfismo de muito baixo grau, proposto por Kübler (1967; ver capítulo 2 seção 2.3). Ao plotar os valores obtidos em diagrama (figura 5.15), observa-se que as rochas se situam no campo de anquizona a diagênese tardia. Os dois siltitos da pedreira Laginha situados a menos que 50 centímetros do contato estão plotados em diagênese mais baixa. Ênfase deve ser atribuída ao estado de alteração que essas amostras se encontram (figura 5.2C e 5.2E), que pode ser alterado forma, intensidade e largura do pico da illita. Em um grau diagenético mais baixo ainda, encontram-se dois pelitos da camada L5 e um da L7 da pedreira Corcal. Vale ressaltar que as amostras coletadas na pedreira Corcal são friáveis e com coloração bege amarelada (figuras 5.4C e 5.4E), características atribuídas, possivelmente, à alteração intempérica.

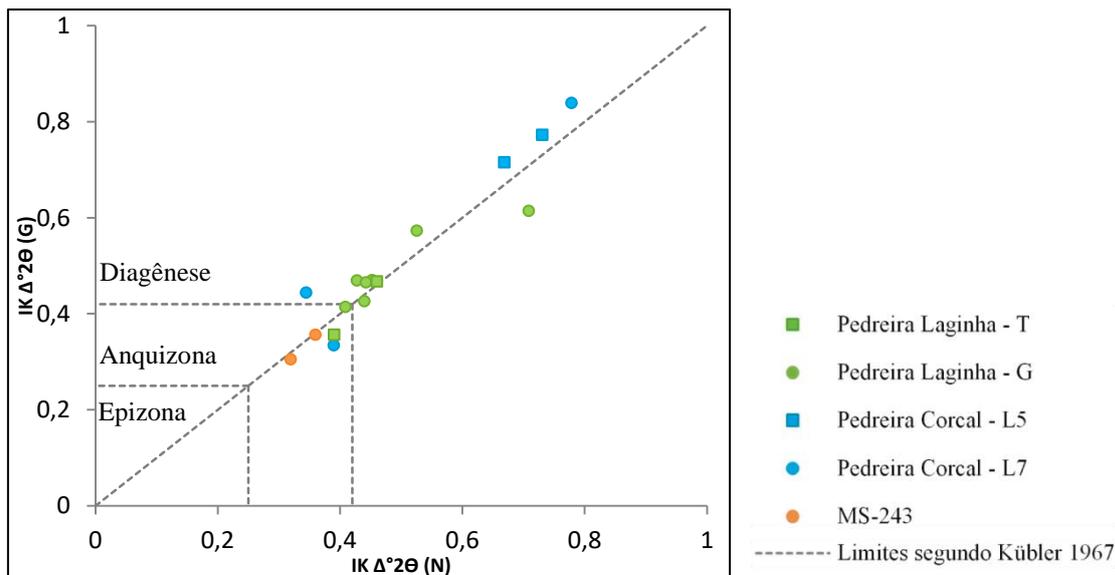


Figura 5.15 – Valores de IK plotados segundo a divisão de zonas proposta por Kübler (1967). Notar distribuição das amostras entre a anquizona e diagênese tardia. As amostras plotadas em diagênese precoce são as duas amostras de siltitos próximas ao contato da pedreira Laginha, duas da camada L5 e uma da L7 da pedreira Corcal.

5.5. Composição química (FRX)

A composição química, definida por FRX, dos pelitos e siltitos indicam natureza sílico-aluminosa (tabela 5.3) com valores de SiO_2 variando entre 47.3 a 65.07% e Al_2O_3 variando entre 14.06 a 17.85%, enquanto valores de Fe_2O_3 variam entre 5.14 a 7.97%, MgO variam entre 1.71 a 5.79% e K_2O variam entre 3.01 a 5.74%.

Diagramas binários de óxidos maiores versus SiO_2 (figura 5.16) ilustram certa homogeneidade de todos os valores para das amostras analisadas, com exceção dos valores de Na_2O , que permite distinção de dois grupos. Esses valores são menores que 0.1% para os pelitos associados aos pacotes carbonáticos e para os pelitos provenientes da porção superior da pedreira Corcal (L7) e são maiores que 1.0% para siltitos da porção superior da pedreira Laginha e do afloramento ao longo da MS-243. Vale destacar que as amostras provenientes da pedreira Laginha, no primeiro metro do pacote de siltitos acima do contato com o pacote carbonático, apresentam valores de Na_2O de 0.09% e 0.15%.

Tabela 5.3 – Composição química de óxidos maiores (%) e elementos menores (ppm) para pelitos e siltitos das pedreiras Corcal e Laginha e para o afloramento ao longo da MS-243, definido por FRX.

	CORCAL							LAGINHA						MS-243	
	MP 1635	MP 1639	MP 1641	MP 1643	MP 3156	MP 3172	MP 3183	MP 1658	MP 3190	MP 3194	MP 3212	MP 3227	MP 3262	MP GG1	MP 3809
SiO ₂	59.2	61.6	56.4	57.8	52	60.5	59.6	47.3	62.9	58.8	55.0	59.3	61.1	65.1	60.2
TiO ₂	0.91	0.94	0.82	0.87	0.71	0.85	0.79	1.27	0.68	0.83	0.68	0.83	0.85	0.79	0.84
Al ₂ O ₃	17.85	16.82	15.09	15.29	16.52	16.55	17.94	15.93	14.06	17.59	14.59	16.77	16.42	15.5	17.17
Fe ₂ O ₃	7.71	7.06	5.87	6.29	6.2	7.97	7.2	7.51	5.14	6.83	7.25	7.61	6.94	6.04	7.31
MnO	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02	0.19	0.16	0.11	0.04	0.06
MgO	3.35	3.33	2.99	2.94	5.79	3.67	3.93	2.98	1.71	2.67	3.28	3.16	2.97	2.53	3.02
CaO	0.35	0.39	5.67	4.76	4	0.4	0.5	15.36	4.59	0.46	4.85	1.31	0.97	0.51	0.61
Na ₂ O	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.07	0.06	0.03	0.09	0.15	1.24	1.29	1.83	1.72	1.64
K ₂ O	4.43	3.73	3.16	3.2	3.01	3.49	4.12	5.74	3.05	4.38	3.41	3.85	3.66	3.6	4.18
P ₂ O ₅	0.1	0.07	0.08	0.09	0.02	0.05	0.05	0.09	0.68	0.1	0.16	0.15	0.17	0.23	0.16
SO ₃	<	<	<	0.16	<	<	<	<	<	0.12	0.25	<	<	<	<
LOI	5.47	5.31	8.99	8.4	11.08	5.54	5.54	11.8	6.83	7.49	8.38	5.38	4.67	3.71	3.92
Σ	99.52	99.37	99.24	100	99.42	99.18	99.82	99.99	99.76	99.46	99.31	99.81	99.67	99.75	99.08
Sc	19	16	15	16	18	18	22		14	20	15	19	16	16	18
V	113	108	97	102	122	103	108		87	111	95	111	108	91	109
Cr	74	70	65	67	71	68	71		59	74	59	70	69	62	66
Co	16	12	<10	<10	<10	<10	10		10	<10	15	27	15	11	17
Ni	23	42	32	31	45	34	41		36	34	39	41	37	29	45
Cu	54	38	33	37	46	41	45		33	34	35	32	46	33	44
Zn	85	83	77	83	88	89	121		66	57	94	105	102	92	106
Ga	26	23	22	22	25	25	27		21	26	23	25	25	22	26
As	12	12	<10	11	11	12	<10		31	11	13	25	<10	12	16
Rb	174	147	126	126	122	139	160		128	185	135	155	147	145	169
Sr	41	42	230	275	27	23	20		186	28	446	135	109	40	36
Y	21	23	29	29	19	24	25		50	27	32	32	32	37	32
Zr	174	193	179	202	153	177	161		147	175	137	169	178	181	171
Nb	17	17	16	17	16	17	17		14	18	15	17	17	16	18
Mo	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20		<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Cs	13	12	16	10	14	13	12		16	12	18	14	13	13	12
Ba	521	442	395	454	421	379	401		326	467	367	418	402	330	267
La	<15	<15	24	15	<15	20	16		56	30	29	40	25	24	25
Ce	27	76	59	67	<20	54	31		122	53	56	76	55	50	47
Pb	26	18	17	20	<15	20	<15		29	46	23	33	23	20	26
Th	16	15	13	14	13	14	15		12	15	13	15	15	13	16
Sn, Sb, U, Cd	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10		<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10

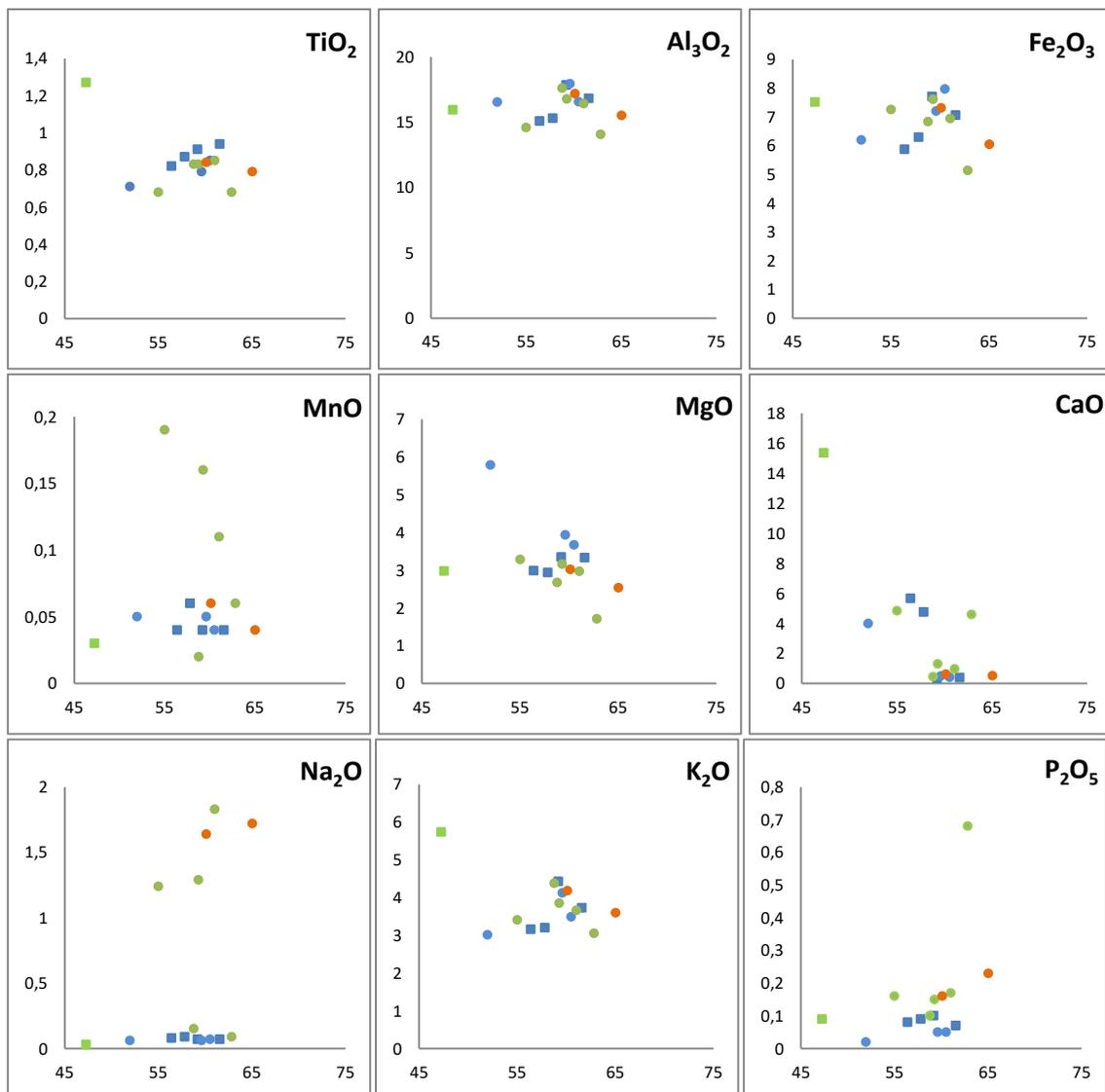


Figura 5.16 – Diagramas binários de elementos maiores *versus* SiO₂. O diagrama de Na₂O é o único que sugere divisão em dois grupos. Quadrado e círculo verdes: Amostras da pedreira Laginha provenientes da Formação Tamengo e Guaicurus, respectivamente. Quadrado e círculo azuis: Amostras da pedreira Corcal provenientes da Formação Tamengo e Guaicurus, respectivamente. Círculos laranjas: Amostras provenientes do afloramento ao longo da MS-243.

6. DISCUSSÃO

Esse trabalho apresenta caracterização mineral e química, além da determinação do índice de Kübler (IK), relativos às formações Tamengo e Guaicurus, na região de Corumbá (MS). Esses dados podem embasar definições de posicionamento estratigráfico, interpretações do contexto deposicional e definição de condições diagenéticas de ambas as formações.

6.1. Aspectos estratigráficos das formações Tamengo e Guaicurus

A Formação Tamengo tem sido definida pelo empilhamento de rochas carbonáticas, predominantemente calcários, com intercalações pelíticas, sobreposta por camadas de siltitos

identificadas como Formação Guaicurus (Boggiani *et al.* 2010; Oliveira 2010; Walde *et al.* 2015). Com base em aspectos petrográficos, mineralógicos e químicos foi feita a comparação entre os pelitos intercalados nas camadas carbonáticas e aqueles sobrepostos.

Os pelitos intercalados com unidades carbonáticas das pedreiras Corcal e Laginha apresentam laminações irregulares, geralmente descontínuas e curvas, de material muito fino com frequente contribuição carbonática. Nessas rochas, são observadas feições de difusão de fluidos, relacionadas a fraturas sub-verticais, microveios e material opaco como matéria orgânica em redes tortuosas ou preenchendo microdrusas. Ocorrem também, localmente, lâminas de calcita, aparentemente como pseudomorfa de gipsita, e esteiras algais. Os pelitos da porção superior da pedreira Corcal (L7) apresentam feições semelhantes às observadas nas suas porções inferiores e medianas, intercaladas com unidades carbonáticas.

Os siltitos da porção superior da pedreira Laginha e do afloramento ao longo da MS-243 apresentam feições distintas dos pelitos subjacentes, intercalados em níveis carbonáticos. Observam-se, nesses siltitos, laminações macroscópicas homogêneas e contínuas e, sob microscópio, essas laminações são definidas por minerais lamelares e lâminas granulares assim como filmes de material opaco. Os siltitos são bem selecionados, uniformes e, ocasionalmente, apresentam microfraturas concordantes com a laminação preenchida por quartzo ou calcita, sem feições de difusão de fluidos.

Todos os pelitos e siltitos das três áreas de estudo são constituídos, essencialmente, por quartzo e mica detríticos e argilominerais. Nos pelitos intercalados nas camadas carbonáticas, os argilominerais são illita + clorita + esmectita, todos como maiores ou menores constituintes em fração argila. É variável a contribuição de calcita e, raramente, dolomita. A camada L7 da pedreira Corcal tem a mesma composição mineral que estes pelitos. Já os siltitos da porção superior da pedreira Laginha e do afloramento ao longo da MS-243 se distinguem pela raridade ou ausência da esmectita, exibindo paragênese de illita + clorita, característica da anquizona. Esses siltitos contêm albita como maior ou menor constituinte em amostra total e na fração argila.

A composição química dada em óxidos maiores exhibe valores homogêneos para todas as amostras analisadas, com exceção dos valores de Na₂O. Os pelitos intercalados com unidades carbonáticas e os da camada L7 da pedreira Corcal, apresentam valores de Na₂O abaixo de 0.1%, enquanto os siltitos da porção superior da pedreira Laginha e do afloramento ao longo da MS-243 exibem conteúdo de Na₂O acima de 1.0%. Dentre os diagramas binários de óxidos maiores *versus* SiO₂ e Al₃O₂ (figuras 5.13 e 5.14), somente os diagramas de Na₂O permitem separação em dois grupos: (1) pelitos intercalados com unidades carbonáticas das pedreiras Laginha e Corcal, incluindo a porção superior (L7) desta última, e (2) siltitos da porção superior da pedreira Laginha e do afloramento ao longo da MS-243.

A coluna completa da Formação Tamengo é exposta na pedreira Laginha (Boggiani 1998), incluindo o contato superior com a Formação Guaicurus. Os siltitos da Formação Guaicurus, nessa pedreira, apresentam características semelhantes aos siltitos do afloramento ao longo da MS-243, próximo à Estação Guaicurus, localidade-tipo da formação homônima, exceto pelo ângulo de mergulho da clivagem. A porção superior da pedreira Corcal (L7), entretanto, apesar de ser composta predominantemente de pelitos, mantêm características petrográficas, químicas e mineralógicas similares aos pelitos intercalados com calcários das porções inferiores e medianas. Portanto, a porção superior da pedreira Corcal é considerada pertencente à Formação Tamengo, contrário ao admitido por Boggiani *et al.* (2010).

Com isso, as posições estratigráficas das formações Tamengo e Guaicurus podem ser definidas por suas características petrográficas, mineralógicas e químicas, sucintamente apresentadas na tabela 6.1.

Tabela 6.1 – Comparação das características petrográficas, mineralógicas e químicas dos pelitos da Formação Tamengo e dos siltitos da Formação Guaicurus.

	Formação Tamengo	Formação Guaicurus
Petrografia	-Pelitos com laminações irregulares; -Fraturas sub-verticais preenchidas por quartzo ou calcita e microveios; -Feições de difusão de fluidos, presença de calcita como pseudomorfa de gipsita e matéria orgânica em fraturas e microdrusas,	-Siltitos bem selecionados, uniformes com laminações planas, homogêneas e contínuas; -Raras microfraturas concordantes ou não com acamamento, preenchidas por quartzo ou calcita.
Composição mineral	Em amostra total: quartzo, micas e argilominerais, além de contribuição variável de calcita e/ou dolomita. Em fração argila: esmectita como constituinte maior e illita e clorita como constituintes menores.	Em amostra total: quartzo, micas e argilominerais. Em fração argila: illita e clorita como constituintes maiores, ausência ou raridade de esmectita como constituinte traço.
Composição química	Conteúdo de Na ₂ O menor que 0.1%.	Conteúdo de Na ₂ O: maior que 1.0%

6.2. Considerações sobre o contexto deposicional das formações Tamengo e Guaicurus

A deposição de rochas carbonáticas da Formação Tamengo está relacionada com atividade de micro-organismos e altas taxas de evaporação, indicadas por esteiras algais, presença de oólitos e bioclastos além de calcita como pseudomorfa de gipsita. Os pelitos intercalados com unidades carbonáticas, compostos por quartzo e mica detrítica e argilominerais diagenéticos, são resultados de aporte episódico de material siliciclástico imaturo, interrompendo a deposição carbonática. Esses sedimentos são derivados de rochas de fina

granulometria situadas em uma área fonte próxima em que ocorre ocasional erosão, seguida de transporte e deposição rápidos. A rocha fonte desse aporte siliciclástico é de composição silico-aluminosa com baixos conteúdos de Na e K além da contribuição Fe-Mg, o que leva à paragênese de argilominerais diagenéticos de illita + clorita + esmectita. As condições de plataforma carbonática, que explica variação de fácies (Oliveira 2010), embora sujeitas ao aporte esporádico de sedimentos terrígenos, são mantidas ao longo da deposição de toda a Formação Tamengo.

A Formação Guaicurus consiste em um extenso e homogêneo pacote de siltitos e, em contraste com a Formação Tamengo, não apresenta fácies carbonáticas. Os siltitos são compostos por quartzo e mica detríticos e argilominerais diagenéticos, com paragênese de illita + clorita. Esses siltitos são persistentemente laminados, com ampla continuidade lateral e poucas estruturas de fluxo, como lentes de areia fina, além de raras estruturas de escorregamento (*slumps*). Essas características são compatíveis com deposição abaixo do nível de base das ondas de tempo bom, com ocasionais eventos de instabilidade na coluna sedimentar. Os siltitos resultam de aporte de material siliciclástico imaturo proveniente de uma área fonte próxima, isenta de alteração intempélica, composta de rochas de granulometria fina.

A ausência de fácies carbonáticas na Formação Guaicurus e a variação na composição química, nos valores de Na₂O – abaixo de 0.1% e acima de 1.0% nas formações Tamengo e Guaicurus, respectivamente – implicam em mudanças na composição, possivelmente na área fonte. A diferença nas condições paleoambientais destas formações é marcada essencialmente pela maior espessura da lâmina d'água na deposição da Formação Guaicurus e, conseqüentemente, diminuição da energia do sistema.

A diversidade no registro fóssil observada na Formação Tamengo não é registrada na Formação Guaicurus. A petrografia e a composição mineral indicam que a ausência desse conteúdo não está relacionada à preservação, mas às condições ambientais da deposição da Formação Guaicurus, adversas à biota existente na Formação Tamengo.

Pesquisas anteriores discutem que a transição Ediacarano-Cambriano marca variações composicionais de folhelhos, relacionado com eventos de oxigenação e aumento do intemperismo químico (Kennedy *et al.* 2006; Och & Shields-Zhou 2012). Como resultado dessas modificações paleoambientais, é registrado um declínio da razão K₂O/Al₂O₃, relacionado com maior frequência de argilominerais expansivos e caulinita (Cox *et al.* 1995; Kennedy *et al.* 2006). As paragêneses de argilominerais registrada nas formações Tamengo e Guaicurus, no entanto, são essencialmente diagenéticas e não registram esses índices globais. Na região de Corumbá, há registro de uma mudança ambiental, que pode ter sido influenciada por aporte vulcânico, possivelmente relacionado ao intenso vulcanismo da ruptura do supercontinente Rodínia (Gernon *et al.* 2016; Lyu *et al.* 2017). Ainda, as mudanças de condições ambientais e deposicionais entre as formações Tamengo e Guaicurus podem estar

relacionadas com o contexto tectônico da orogenia Pan-Africano-Brasiliano, que pode ter aumentado a lâmina d'água e exposto diferentes rochas na mesma área fonte próxima.

6.3. Significado diagenético das formações Tamengo e Guaicurus

Na pedreira Laginha, as formações Tamengo e Guaicurus apresentam contato abrupto definido pelas rochas carbonáticas cinza escuras sotopostas à siltitos bege amarelados (figura 5.2C e 5.2E). O pacote de siltitos registra feições anômalas em seu primeiro metro de amostragem, eles são friáveis e apresentam paragênese de argilominerais de esmectita + illita + clorita, além de conteúdo de Na₂O de 0.09% e 0.15%. Ainda, há ocorrência de caulinita e gipsita na mineralogia.

Esse conjunto de fatores pode indicar uma circulação de fluidos contatos da Formação Tamengo através do contato. Outra hipótese é a alteração por interação meteórica pós-deposicional através do contato entre rochas impermeáveis. Uma terceira interpretação é que este intervalo pode ter sido alterado por intemperismo superficial antes da deposição da Formação Guaicurus. Hidalgo (2002) aponta, na mesma pedreira (Laginha), mas em local de exposição diferente (porção SE da pedreira), um contato abrupto entre os calcarenitos superiores da Formação Tamengo com os siltitos cinzas da Formação Guaicurus. Essa descrição pode atestar que o pacote inicial de siltitos bege amarelados alterados da frente de lavra descrita neste trabalho representa uma feição local e provavelmente meteórica pós-deposicional.

Não obstante, as rochas da Formação Tamengo apresentam feições petrográficas de difusão de fluidos, tanto nas pedreiras Laginha e Corcal como em outras localidades na região de Corumbá, que se limita à Formação Tamengo sem atuação na Formação Guaicurus. Essas evidências podem apontar para um evento de circulação de fluidos na região de Corumbá, como sugerido por diversos autores. Trompette *et al.* (1998) e Angerer *et al.* (2016) relacionam a mineralização no Grupo Jacadigo (sobreposto pelo Grupo Corumbá) à fluidos hidrotermais, ou fluxo de água proveniente de poros. Piacentini *et al.* (2013) datou o evento metamórfico/hidrotermal, no Grupo Jacadigo, em torno de 515Ma com a cristalização da muscovita. Especificamente na Formação Tamengo, Gaucher *et al.* (2003) sugeriram que um evento termal provável afetou a preservação de microfósseis de parede orgânica, associado a intrusão de diques basálticos anarogênicos, ou a um metamorfismo de contato.

Valores de FWHM das reflexões $d(001)$ da illita, após decomposição de difratogramas de raios-X, indicam que as rochas das Formações Tamengo e Guaicurus passaram por estágio diagenético referente à anquizona a diagênese tardia (figura 5.12). Mais evidências das temperaturas alcançadas pela bacia foram apontadas por Tobias (2014) que registrou valores de índice de alteração termal (IAT) em palinomorfos, na Formação Tamengo, indicando temperaturas em torno de 200°C, dentro da anquizona.

Os siltitos da Formação Guaicurus são compostos pela paragênese de illita + clorita + quartzo e ausência de minerais expansíveis, características da anquizona, corroborando com as indicações de zona diagenética pelos valores de FWHM e por Tobias (2014). Os pelitos da Formação Tamengo, entretanto, apresentam paragênese de illita + clorita + quartzo com uma grande quantidade de esmectita, que é associada a um estágio diagenético tardio, enquanto seus valores de FWHM indicam anquizona a diagênese tardia.

A reação diagenética progressiva mais comum em pelitos é a transformação da esmectita em illita via argilomineral interestratificado (Ill/Sme) diretamente proporcional ao aumento da profundidade. Essa transformação se dá pela liberação de água, sílica e outros íons e pela incorporação de sódio e potássio (Hower *et al.* 1976). A composição mineral diagenética encontrada na Formação Tamengo, especificamente a ocorrência de uma grande quantidade de esmectita, e ausência dessa na Formação Guaicurus, estratigraficamente acima, é anômalo para processo diagenético progressivo. Alinhado com a possibilidade de evento de circulação de fluido nessa formação, a presença de esmectita pode indicar um processo diagenético retrógrado, ou retrodiagênese (Nieto *et al.* 2005; Do Campo *et al.* 2017; Fazio *et al.* em elaboração).

7. CONCLUSÕES

As composições mineralógicas e químicas juntamente com o estudo das estruturas sedimentares podem estabelecer o posicionamento estratigráfico das formações Tamengo e Guaicurus. Os pelitos intercalados com pacotes carbonáticos da Formação Tamengo são compostos predominantemente por quartzo, mica, illita, clorita e esmectita e apresentam valores de Na₂O menor que 0.1%. Os siltitos da Formação Guaicurus tem composição mineral similar a esses pelitos, exceto pela ausência ou raridade de esmectita e conteúdo de Na₂O maior que 1.0%. Com isso, afirma-se que as camadas L1 a L7 da pedreira Corcal expõem rochas da Formação Tamengo.

A Formação Tamengo foi depositada em ambiente favorável para deposição de carbonatos, que foi interrompida episodicamente por aporte de material siliciclástico imaturo de rochas de granulação muito fina, provenientes de área fonte próxima. A Formação Guaicurus é um resultado de aporte ininterrupto de material siliciclástico imaturo proveniente de área fonte próxima, composta por rochas de granulação muito fina. Variações químicas são observadas, especialmente no conteúdo de Na₂O, mais alto nos siltitos da Formação Guaicurus, implicando possíveis mudanças na área fonte. Os sedimentos da Formação Guaicurus foram depositados sob baixa energia com lâmina d'água espessa, abaixo do nível de mar de ondas de tempo bom.

A paragênese de argilominerais diagenéticos – illita, clorita, quartzo – e os valores de Índice de Kübler caracterizam estágio de anquizona a diagênese tardia para ambas as formações.

No entanto, as feições petrográficas na Formação Tamengo indicam evento de circulação de fluidos e, alinhado com a ocorrência de grandes quantidades de esmectita, pode determinar um processo de retrodiagênese, formando essa paragênese anômala.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABAD, I., NIETO, F., PEACOR, D.R., VELILLA, N. 2003. Prograde and retrograde diagenetic and metamorphic evolution in metapelitic rocks of Sierra Espuna (Spain). *Clay Minerals*, v.38. p.1 – 23.
- ADORNO, R. R., do CARMO, D. A., GERMS, G., WALDE, D. H. G., DENEZINE, M., BOGGIANI, P. C., SILVA, S. C. S., VASCONCELOS, J. R., TOBIAS, T. C., GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., FIGUEIREDO, M. F., MORAES, R., CAMINHA, S. A., SUAREZ, P. A. Z., RODRIGUES, C. V., CAIXETA, G. M., PINHO, D., SCHNEIDER, G., MUYAMBA, R. 2017. *Cloudina lucianoii* (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Research*. v.301 p.19-35. doi: 10.1016/j.precamres.2017.08.023
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM*. v.116 p.1-18.
- ALMEIDA, F. F. M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM*. v.219 p.1-96.
- ALMEIDA, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: de Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (Eds), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, p. 265-281.
- ALMEIDA, F. F. M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2., 1985, Goiânia. Ata... Goiânia: SBG-Núcleo Centro-Oeste, 1986. p. 3-14.
- ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Late Proterozoic of the Paraguai belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, v.92 p.85-105. doi: 0031-0182/92/S05.00.
- ALVES, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de separação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v.1(2) p.157-175.
- ANGERER, T., HAGEMANN, S. G., WALDE, D. H. G., HALVERSON, G. P., BOYCE, A. J. 2016. Multiple metal source in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposits”, Corumbá, Brazil. *Precambrian Research*. v. 275. p. 369-393. doi: 10.1016/j.precamres.2016.01.002.0301-9268.
- ASSINE, M. L. 2004. A Bacia Sedimentar do Pantanal Mato-Grossense. IV. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, p. 61-74.
- ÁRKAI, P. 2002. Phyllosilicates in Very Low-Grade Metamorphism: Transformation to Micas. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. v.46(1) p.463-478. doi:10.2138/rmg.2002.46.11.
- BABINSKI, M., BOGGIANI, P. C., FANNING, C. M., FAIRCHILD, T. R., SIMON, C. M., SIAL, A. N. 2008. U-Pb shrimp geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil. VI South American Symposium on Isotope Geology. *Anais*.
- BARBOSA, O. 1949. Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia. *Mineração e Metalurgia*. v.13 p.271-278.
- BESOAIN, E. 1985. *Mineralogía de arcillas de suelos*. IICA/Serie de libros y materiales educativos.
- BEURLLEN, K., SOMMER, F. W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário de Corumbá. *Boletim de Geologia e Mineralogia – DNPM*. v.168 p.1-35.
- BOGGIANI, P. C. 1998. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul. 181p. Dissertação (Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BOGGIANI, P. C., ALVARENGA, C. J. S. 2004. Faixa Paraguai. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, p. 113-120.
- BOGGIANI, P. C., FAIRCHILD, T. R., COIMBRA, A. M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai), Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 23. p. 301-305.
- BOGGIANI, P. C., GAUCHER, C., SIAL, A. N., BABINSKI, M., SIMON, C. M., RICCOMINI, C., FERREIRA, V. P., FAIRCHILD, T. R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumba Group, Brasil):

- A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*. 182. p.382-401. doi: 10.1016/j.precamres.2010.06.003.
- CAMPANHA, G. A. C., BOGGIANI, P. C., SALLUN FILHO, W., SÁ, F. R., ZUQUIM, M. P. S., PIACENTINI, T. 2011. A Faixa de Dobramentos Paraguaui na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. *Geologia USP, Série científica*. v.11(3) p.79-96. doi: 10.5327/Z1519-874X201100030005.
- CAMPOS, L. F. B. 2012. Diagenese das sequências Proterozóicas com base na caracterização de argilominerais – topo do Grupo Paranoá e base do Grupo Bambuí – Norte do Distrito Federal. 145p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- COX, R., LOWE, D. R., CULLERS, R. L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 59. n. 14. p. 2919-2940. doi: 10.1016/0016-7037(95)00185-9.
- DELGADO, I. M., DE SOUZA, J. D., DA SILVA, L. C., DA SILVEIRA FILHO, N. C., DOS SANTOS, R. A., PEDREIRA, A. J., GUIMARÃES, J. T., ANGELIM, L. A. A., VASCONCELOS, A. M., GOMES, I. A., DE LACERDA FILHO, J. V., VALENTE, C. R., PERROTTA, M. M., HEINECK, C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. V. Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília.
- DO CAMPO, M., NIETO, F., ALBANESI, G. L., ORTEGA, G., MONALDI, C. R. 2017. Outlining the thermal posdepositional evolution of the Ordovician successions of northwestern Argentina by clay mineral analysis, chlorite geothermometry and Kübler index. *Andean Geology*. v. 44 (2). p. 179-212. doi: 10.5027/andgeoV44n2-a04.
- D'EL-REY SILVA, L. J. H. D. R., WALDE, D. H. G., SALDANHA, D. O. 2016. The Neoproterozoic–Cambrian Paraguay Belt, central Brazil: Part I — New structural data and a new approach on the regional implications, *Tectonophysics*. v. 676. p. 20-41. doi: 10.1016/j.tecto.2016.03.019.
- ESLINGER, E., PEVEAR, D. 1988. *Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers*. Society for Sedimentary Geology (SEPM). Short Course. 22.
- EYLES, N., JANUSZCZAK, N. 2004. ‘Zipper-rift’: a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma, *Earth-Sciences Reviews* v. 65 p.1–73. doi: :10.1016/S0012-8252(03)00080-1.
- FAIRCHILD, T. R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade Ediacariana ou Cambriana Inferior, para a parte leste do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumo das Comunicações*, p. 181. Recife.
- FAZIO, G., GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., do CARMO, D. A., WALDE, D. H. G. 2016. Composição mineral dos pelitos ediacaranos – formações Tamengo e Guaicurus (Grupo Corumbá) – e seu significado deposicional. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*. Porto Alegre (RS-Brasil). 9-13 de Outubro.
- FIKE, D. A., GROTZINGER, J. P., PRATT, L. M., SUMMONS, R. E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. v. 444. p.744-747. doi:10.1038/nature05345.
- FONTANELA, G. T. 2012. Dolomitização e Fosfogênese na Formação Bocaina, Grupo Corumbá (Ediacarano). 148p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FREITAS, B. T. 2010. Tectônica e Sedimentação do Grupo Jagadigo (Neoproterozóico, MS). 144p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- GAUCHER, C., BOGGIANI, P. C., SPRECHMANN, P., SIAL, A.N., FAIRCHILD, T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*. v.120. p. 241-278. doi:10.1016/S0301-9268(02)00140-7.
- GERMS, G. J. B. 1972. New shelly fossil from Nama Group, South West Africa. *American Journal of Science*. v.272 p.752-761.
- GERNON, T. M., HINCKS, T. K., TYRRELL, T., ROHLING, E. J. PALMER, M. R. 2016. Snowball Earth ocean chemistry driven by extensive ridge volcanism during Rodinia breakup. *Nature Geoscience*. v.9 p.242–248. doi: 10.1038/NGEO2632.
- GOMES, C. F. 1988. *Argilas: O que são e para que servem*. Fundação Calouste Gulbenkian.
- GUGGENHEIM, S., BAIN, D. C., BERGAYA, F., BRIGATTI, M. F., DRITS, V., EBERL, D. D., FORMOSO, M., GALÁN, E., MERRIMAN, R. J., PEACOR, D. R., STANJEK, H. AND WATANABE, T. 2002. Report of the Association Internationale pour L’étude des Argiles (AIPEA) Nomenclature Committee for 2001: Order, disorder, and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “crystallinity index”. *Clays and Clay Minerals*, 50(3): 406-409.
- GUIMARÃES, E. M., SAMPAIO, L. F., WALDE, D. H. G., do CARMO, D. A. 2013. Clay minerals of the Ediacaran fossiliferous beds from Tamengo Formation (Corumba Group, Brazil). In: Corumbá Meeting, *Anais*. Campo Grande e Corumbá (MS-Brasil). 4-9 de Agosto.

- GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., do CARMO, D. A., WALDE, D. H. G., BLOIS, C. 2014. Mineral composition of an Ediacaran sequence: Cacimba Escarpment (Tamengo Formation), Corumbá, MS – Brazil. In: A symposium and field workshop on Ediacaran and Cryogenian Stratigraphy. Anais. Yichang, Wuhan e Guiyang-Guilin (China). 11-22 de Junho.
- HAHN, G., HAHN, R., LEONARDOS, O. H., PFLUG, H. D., WALDE, D. H. G. 1982. Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*. v.16 p.1-18.
- HAHN, G., PFLUG, H. D. 1985. Eight Polypenartige Organismen aus dem Jung-Präkambrium (Nama-Gruppe) von Namibia. *Geologica et Palaeontologica* v.19 p.1-13.
- HIDALGO, R. L. L. 2002. Análise micropaleontológica das formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS), e Formação Araras (MT), transição do Neoproterozóico-Fanerozóico. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HOFFMAN, P. F., KAUFMAN, A. J., HALVERSON, G. P. SCHRAG, D. P. A. 1998. Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*. v. 281. p. 1342-1346.
- HOWER, J., ESLINGER, E. V., HOWER, M. E., PERRY, E. A. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: I. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*. v.87 p.725-737.
- HYDE, W. T.; CROWLEY, T. J.; BAUM, S. K.; PELTIER, W. R. 2000. Neoproterozoic “Snowball Earth” simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*. v.405 p.425-429.
- JONES, J. P. 1985. The Southern Border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolivia: an Interpretation of its Geologic Evolution. *Precambrian Research*, v.28 p.111-135.
- KENNEDY, M., DROSER, M., MAYER, L. M., PEVEAR, D., MROFKA, D. 2006. The Precambrian Oxygenation; Inception of the Clay Mineral Factory. *Science*. v. 311. p. 1446-1449. doi: 10.1126/science.1118929.
- KERBER, B. B., ROSA, A. L. Z., GABAS, S. G., LEME, J. M., PACHECO, M. L. A. F. 2013. O registro fóssilífero de metazoários ediacaranos na América do Sul e suas implicações nos estudos sobre origem e complexificação da vida animal. *Geologia USP, Série Científica*. v. 13, n. 3, p. 51-64. doi: 10.5327/Z1519-874X201300030006.
- KISCH H. J. 1987. Correlation between indicators of very low-grade metamorphism. in: “Low Temperature Metamorphism”, M. Frey (Ed.), Blackie, Glasgow and London, p.227-300.
- KÜBLER, B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol*. v.19. p.1093–1112.
- KÜBLER, B. 1967. La crystallinite de l’illite et les zones tout a fait superieures du metamorphisme Colloque sur les ‘Etages tectoniques’. Neuchatel, Festschrift. p.105 – 122.
- KÜBLER, B. 1984. Les indicateurs de transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, temperature et calorimétrie. In : Lagache, M. (Eds.), Thermométrie et barométrie géologiques. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. Paris. p.489 – 596.
- LANSON, B. 1990. Mise em évidence des mécanismes dde transformation des interstratifiés illite/smectite au cours de la diagénese, Thèse, Université de Paris.
- LANSON, B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*. v.45 p.132–146.
- LANSON, B. & VELDE, B. 1992. Decomposition of X-ray diffraction patterns: A convenient way to describe complex I/S diagenetic evolution. *Clays and Clay Minerals*. v.40 p.629–643.
- LI, Z., EVANS, D. A. D., HALVERSON, G. P. 2003. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology*. v.294. p. 219-323. doi: 10.1016/j.sedgeo.2013.05.016.
- LUY, P-L., LI, W-X., WANG, X-C., PANG, C-J., CHENG, J-X, LI, X-H. 2017. Initial breakup of supercontinent Rodinia as recorded by ca 860–840 Ma bimodal volcanism along the southeastern margin of the Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*. v. 296. p.148-167. doi: 10.1016/j.precamres. 2017.04.039.
- MEIRA, F. V. E. 2011. Caracterização tafonômica e estratigráfica de *Cloudina lucianoï* (Beurlen e Sommer, 1957) Zaine e Fairchild, 1985, no Grupo Corumbá, Ediacarano do Brasil. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- MERRIMAN, R. J. 2005. Clay minerals and sedimentary basin history. *European Journal of Mineralogy*. 17: 7-20. doi: 10.1127/0935-1221/2005/0017-0007
- MERRIMAN, R. J., FREY, M. 1999. Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. In: Low-Grade Metamorphism, M. Frey & D. Robinson (Eds.), Blackwell Science, Oxford, p.61-107.
- MERRIMAN, R. J., PEACOR, D. R. 1999. Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and measuring reaction progress. In: Low-Grade Metamorphism, M. Frey & D. Robinson (Eds.), Blackwell Science, Oxford, p.10-60.
- NIETO, F., MATA, M. P., BAULUZ, B., GIORGETTI, G., ARKAI, P., PEACOR, D. R. 2005. Retrograde diagenesis, a widespread processo n a regional scale. *Clay Minerals*. v. 40. p. 93-104. doi: 10.1180/0009855054010158.

- OCH, L. M., SHIELDS-ZHOU, G. A. 2012. The Neoproterozoic oxygenation event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Science Reviews*. v.110. p.26-57. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.09.004
- OLIVEIRA, R. S. 2010. Depósitos de rampa carbonática Ediacarana do Grupo Corumbá, região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- PARRY, L., BOGGIANI, P. C., CONDON, D., GARWOOD, R., LEME, J. M., MCLLROY, D., BRASIER, M. D., TRINDADE, R., CAMPANHA, G. A. C., PACHECO, M. L. A. F., DINIZ, C., Q. C., LUI, A. G. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. *Nature Ecology & Evolution*. v.1. p. 1455-1464. doi: 10.1038/s41559-017-0301-9.
- PIACENTINI, T., VASCONCELOS, P. M., FARLEY, K. A. 2013. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the age and thermal history of the Urucum Neoproterozoic banded iron-formation, Brazil. *Precambrian Research*. v. 228. p. 48-62. doi: 10.1016/j.precamres.2013.01.002.
- PRINCE, K. L., MCDOWELL, S. D. 1993. Illite/Smectite geothermometry of the Proterozoic Oronto Group, Midcontinent rift system. *Clays and Clay Minerals*. v.41(2) p.134-147.
- SIAL, A. N., GAUCHER, C., MISI, A., BOGGIANI, P. C., ALVARENGA, C. J. S., FERREIRA, V. P., PIMENTEL, M. M., PEDREIRA, J. A., WARREN, L. V., FERNÁNDEZ-RAMÍREZ, R., GERALDES, M., PEREIRA, N. S., CHIGLINO, L., CEZARIO, W. S. 2016. Correlations of some Neoproterozoic carbonate-dominated successions in South America based on high-resolution chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*. v.46(3). p.439-488. doi: 10.1590/2317-4889201620160079.
- SPANGENBERG J. E., BAGNOUD-VELÁSQUEZ, M., BOGGIANI, P. C., GAUCHER, C. 2014. Redox variations and bioproductivity in the Ediacaran: Evidence from inorganic and organic geochemistry of the Corumbá Group, Brazil. *Gondwana Research*. v.26(3-4) p.1186-1207. doi: 10.1016/j.gr.2013.08.014.
- TOBIAS, T. C. 2014. Micropaleontologia da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Ediacarano, Grupo Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. 88p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- TROMPETTE, R., ALVARENGA, C. J. S., WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*. v.11(6) p. 587–597.
- TUCKER, M. E. 1981. *Sedimentary Petrology: An Introduction*. Geoscience texts volume 3. Blackwell Scientific Publications.
- WALDE, D. H. G., DO CARMO, D. A., GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., ERDTMANN, B-D., SANCHEZ, E. A. M., ADORNO, R. R., TOBIAS, T. C. 2015. The Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region. *Annales de Paleontologie*. v.101 p.213-224. doi: 10.1016/j.annpal.2015.07.002.
- WALDE, D. H. G., LEONARDOS, O. H., HAHN, G., HAHN, R., PFLUG, D. H. 1982. The first Precambrian megafossil from South America: *corumbella wernerii*. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*. v.54(2) p.461-485.
- WARR, L. N. 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *European Journal of Mineralogy*. v.8 p.115-127.
- WARR, L. N., MÄHLMANN, R. F. 2015. Recommendations for Kübler Index standardization. *Clay Minerals* v.50(3) p.283-286. doi: 10.1180/claymin.2015.050.3.02.
- WEAVER C.E. 1989. *Clays, Muds and Shales*. p.417- 449. Elsevier, Amsterdam.
- WHITNEY, D. L., EVANS, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. v. 95. p. 185-187. doi: 10.2138/am.2010.3371.
- WHITTLE, C. K. 1996. Comparison of sedimentary chlorite compositions by X-Ray Diffraction and Analytical TEM. *Clay Minerals*. v.21 p.937-947.
- XIAO, S., NARBONNE, G. M., ZHOU, C., LAFLAMME, M., GRAZHDANKIN, D. V., MOCZYDŁOWSKA-VIDAL, M., CUI, H. 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects. *Episodes*. v. 39, n. 4, p. 540-555. doi: 10.18814/epiugs/2016/v39i4/103886.
- ZAINE, M. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Dissertação (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Brasil.
- ZHAO, G., PEACOR, D. R., MCDOWELL, S. D. 1999. “Retrograde diagenesis” of clay minerals in the Precambrian Freda Sandstone, Wisconsin. *Clays and Clay Minerals*. v.47 (2) p.119-130.
- ZAINE, M. F., FAIRCHILD, T. R. 1985. Comparison of *Aulophycus lucianoii* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *An. Acad. Bras. Ciências*. 57:130.
- ZAINE, M. F., FAIRCHILD, T. R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia. Anais. Rio de Janeiro. 19-25 de Julho.

ANEXO 1 – Localização/Descrição/Análises realizadas

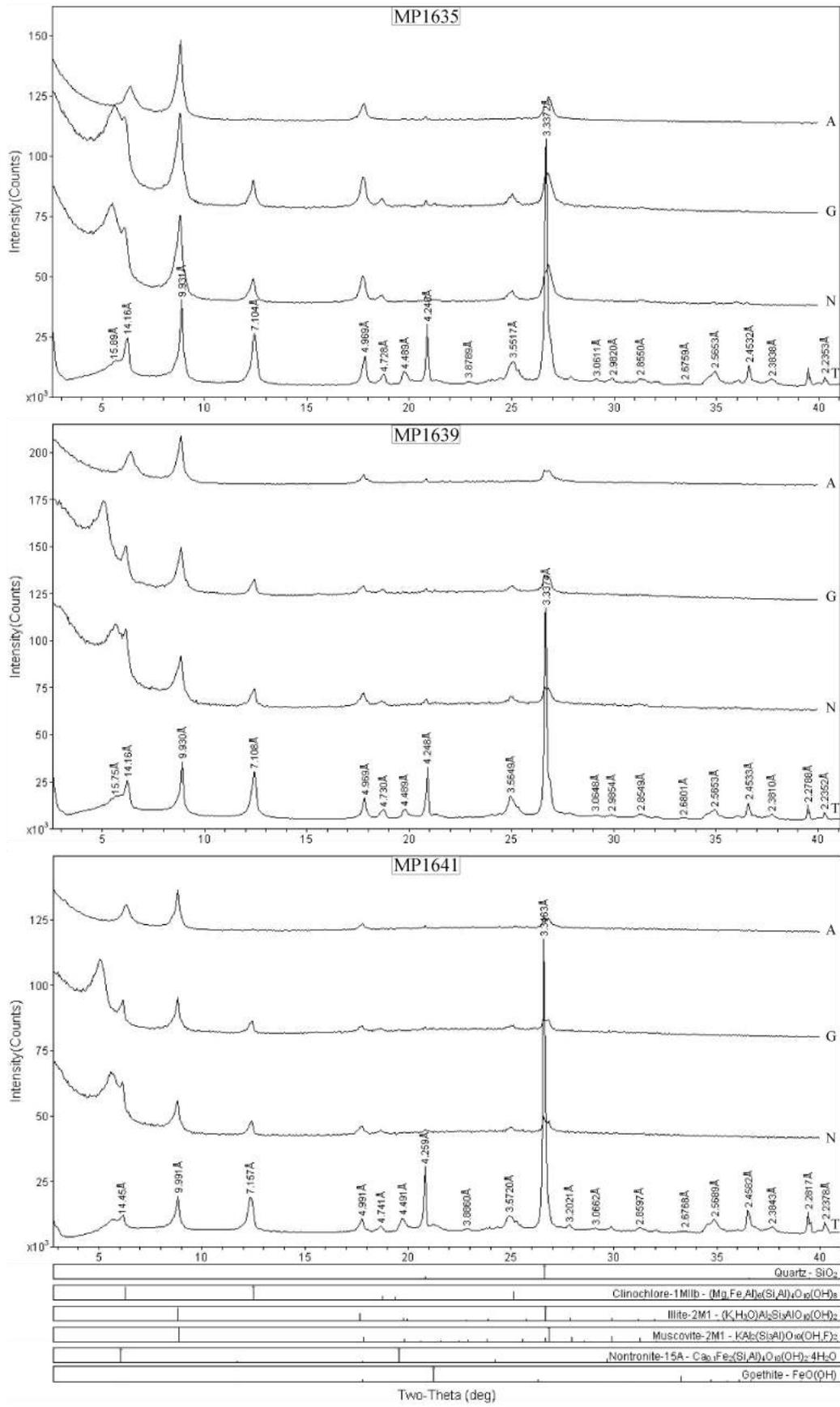
LOCAL	COORDENADAS	AMOSTRA	NÍVEL	DESCRIÇÃO	DRX	FRX	PETROGRAFIA	IK
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1620	L3	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1624	L4	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1634	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1635	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1637	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1638	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1639	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1640	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1641	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1642	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1643	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP1644	L5	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3115	L7_40,49m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3116	L7_40,5m	Calcário cinza escuro				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3117	L7_40,51m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3118	L7_40,78m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3119	L7_41,06m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3120	L7_41,46m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3121	L7_41,66m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3123	L7_42,26m	Calcário cinza escuro				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3125	L7_42,8m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3127	L7_43,4m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3129	L7_43,9m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3131	L7_44,8m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3132	L7_45,1m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3133	L7_45,5m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3135	L7_46,2m	Calcário cinza escuro				

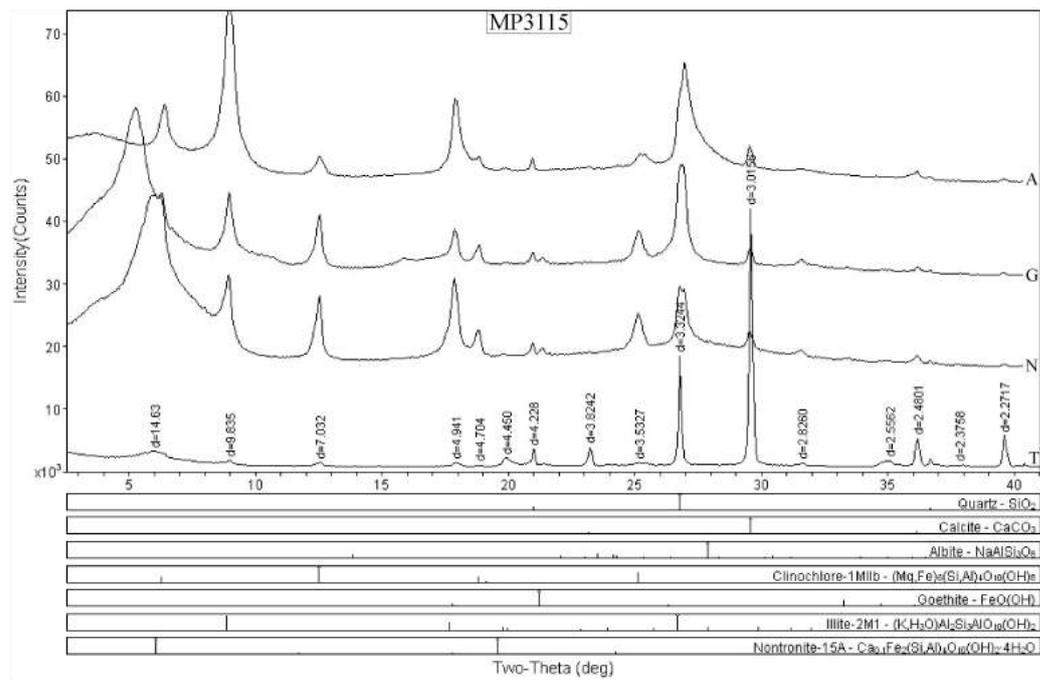
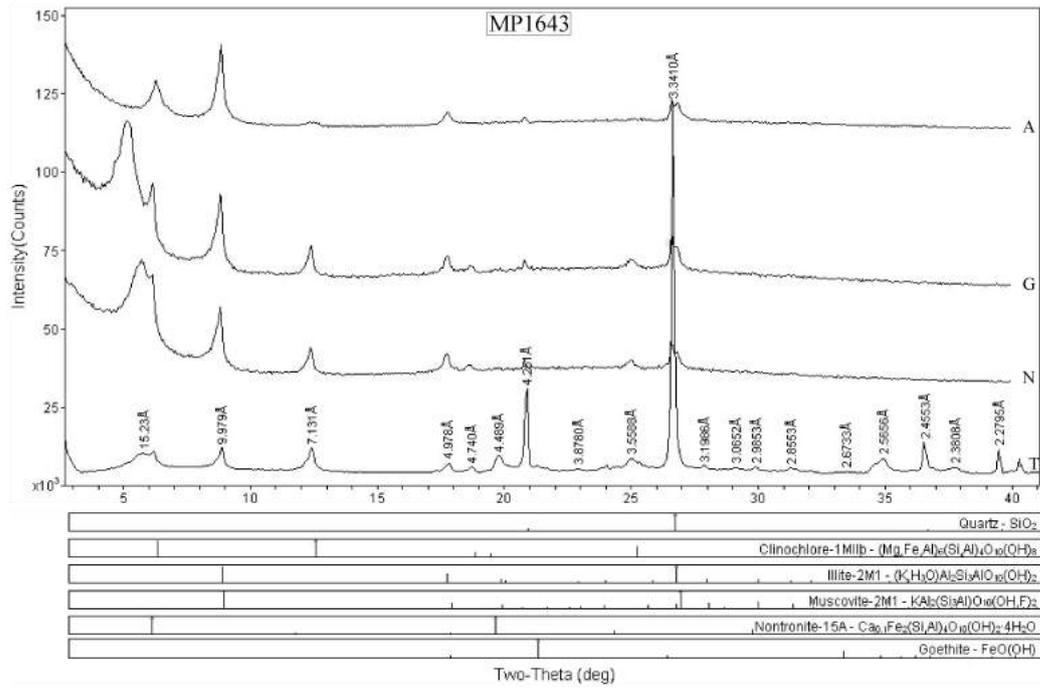
LOCAL	COORDENADAS	AMOSTRA	NÍVEL	DESCRIÇÃO	DRX	FRX	PETRO	KI
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3137	L7_46,9m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3139	L7_47,8m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3141	L7_48,4m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3143	L7_49,1m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3145	L7_50,2m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3147	L7_51m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3149	L7_52,2m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3151	L7_53,7m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3153	L7_55m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3154	L7_56,1m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3155	L7_59m	Calcário cinza escuro				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3156	L7_59,15m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3157	L7_59,45m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3159	L7_60,45m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3161	L7_61,1m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3163	L7_61,7m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3165	L7_62,7m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3167	L7_63,3m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3168	L7_63,6m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3170	L7_64,4m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3172	L7_65m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3174	L7_65,6m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3175	L7_66m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3177	L7_67,1m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3179	L7_67,7m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3181	L7_68m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Corcal	428102/7897056 WGS84 21K	MP3183	L7_68,7m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP1658		Pelito cinza escuro				

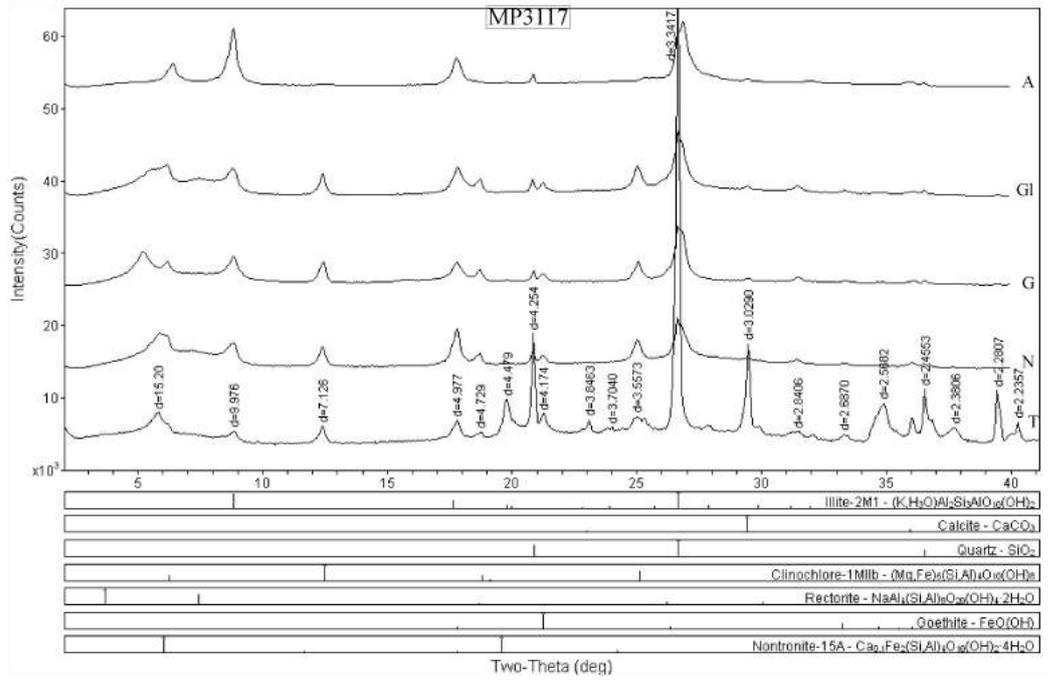
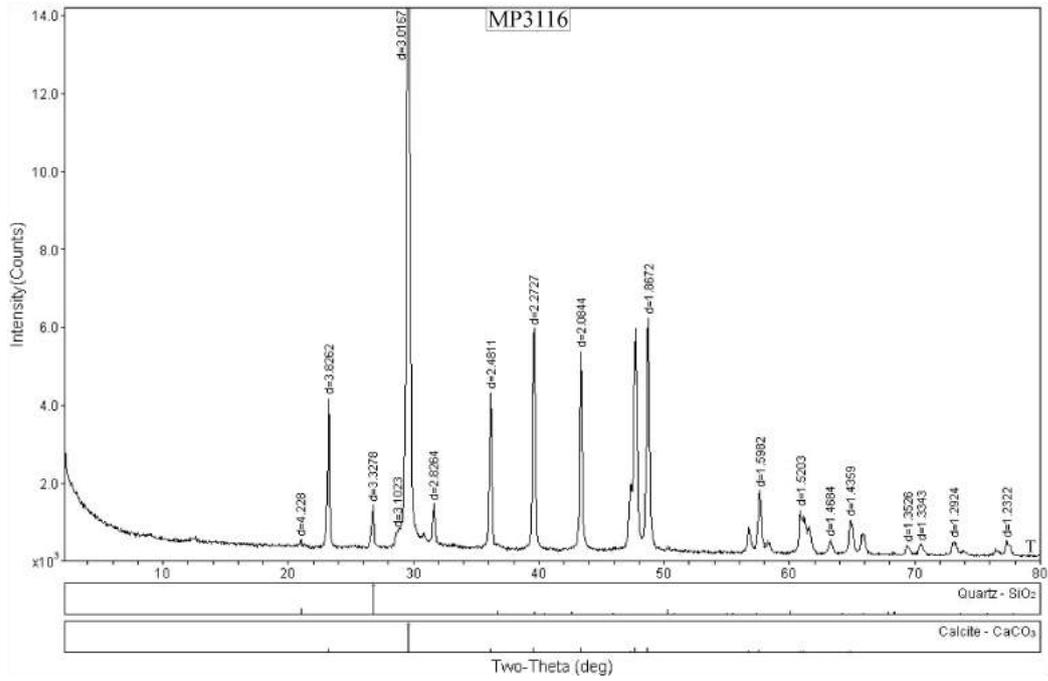
LOCAL	COORDENADAS	AMOSTRA	NÍVEL	DESCRIÇÃO	DRX	FRX	PETRO	KI
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP1667		Pelito cinza escuro				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP1668		Pelito cinza escuro				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP1671		Pelito				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP1675		Pelito				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3185	~44m	Pelito cinza escuro				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3186	~54m	Pelito cinza escuro				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3187	58,9m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3188	59m	Calcário cinza escuro				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3189	59,1m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3190	59,28m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3192	59,73m	Pelito bege amarelado				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3194	60,38m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3196	60,56m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3198	61,2m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3200	61,76m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3202	62,3m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3204	62,76m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3206	63,56m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3208	64,3m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3210	64,86m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3212	65,56m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3216	66,84cm	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3218	67,53m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3220	68,28m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3222	68,84m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3223	69m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3224	69,28m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3226	69,72m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3227	70,28m	Pelito cinza				

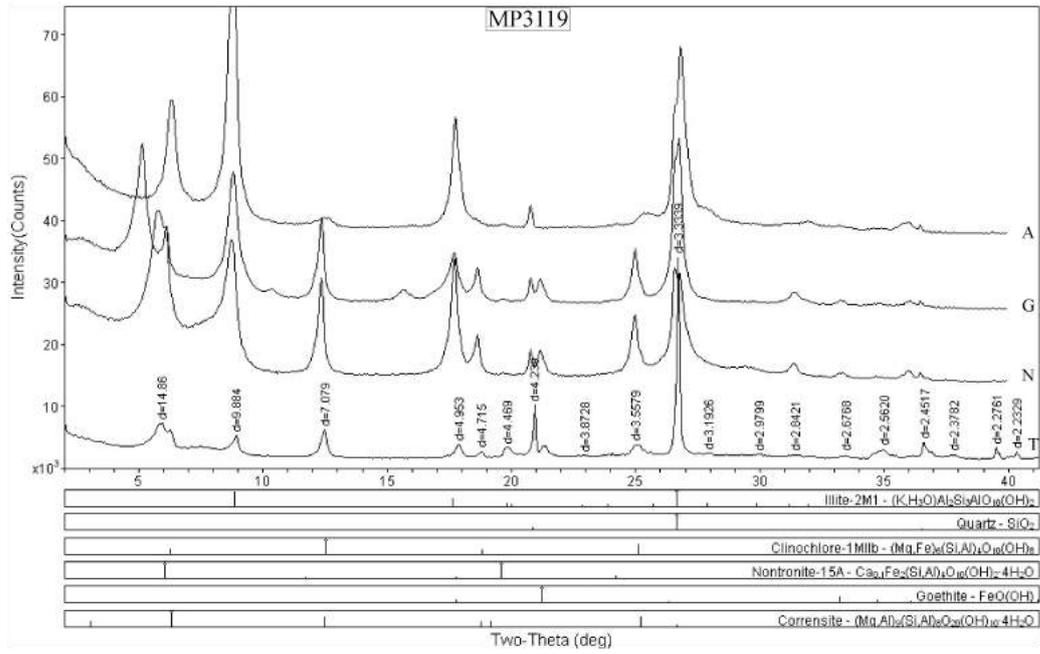
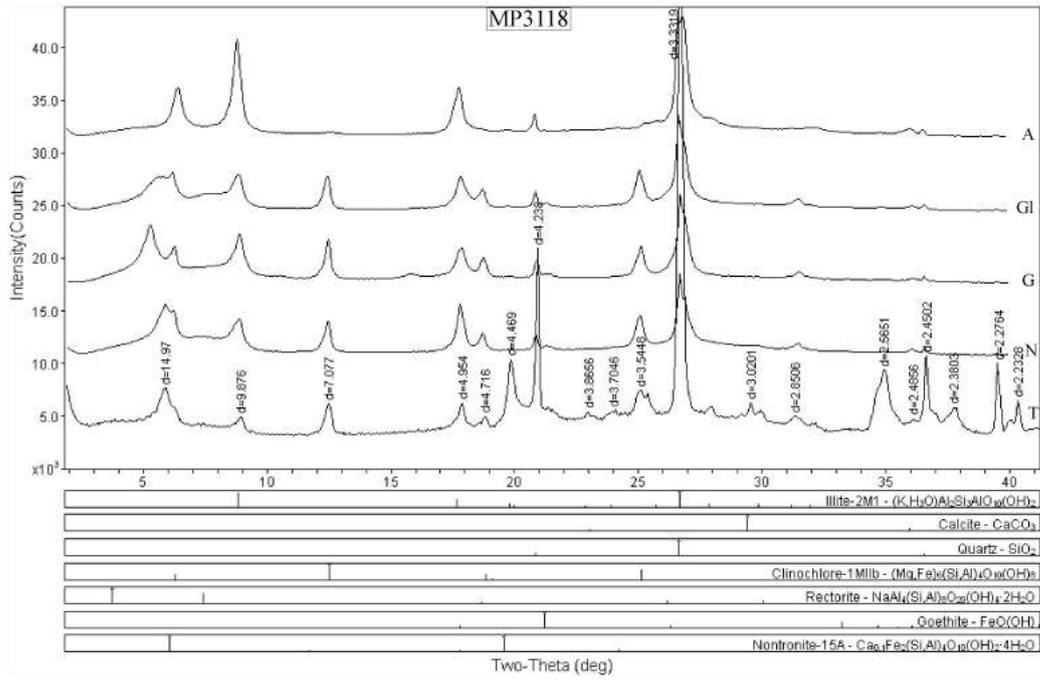
LOCAL	COORDENADAS	AMOSTRA	NÍVEL	DESCRIÇÃO	DRX	FRX	PETRO	KI
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3229	70,84m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3231	71,56m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3233	71,9cm	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3235	72,56m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3237	73,28m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3239	7384m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3241	74,56m	Pelito cinza				
edreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3242	74,90m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3244	75,56m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3246	76,28m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3248	76,90m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3250	77,58m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3252	78,28m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3254	78,84m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3255	79,30m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3256	79,45m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3257	79,75m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3258	80,30m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3260	81,00m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3262	81,60m	Pelito cinza				
Pedreira Laginha	432213/7885826 WGS84 21K	MP3264	82,56m	Pelito cinza				
Afloramento ao longo da MS-243	520036/7775831 WGS84 21K	GG1		Pelito bege amarelado				
Afloramento ao longo da MS-243	520036/7775831 WGS84 21K	MP3809		Pelito cinza claro				

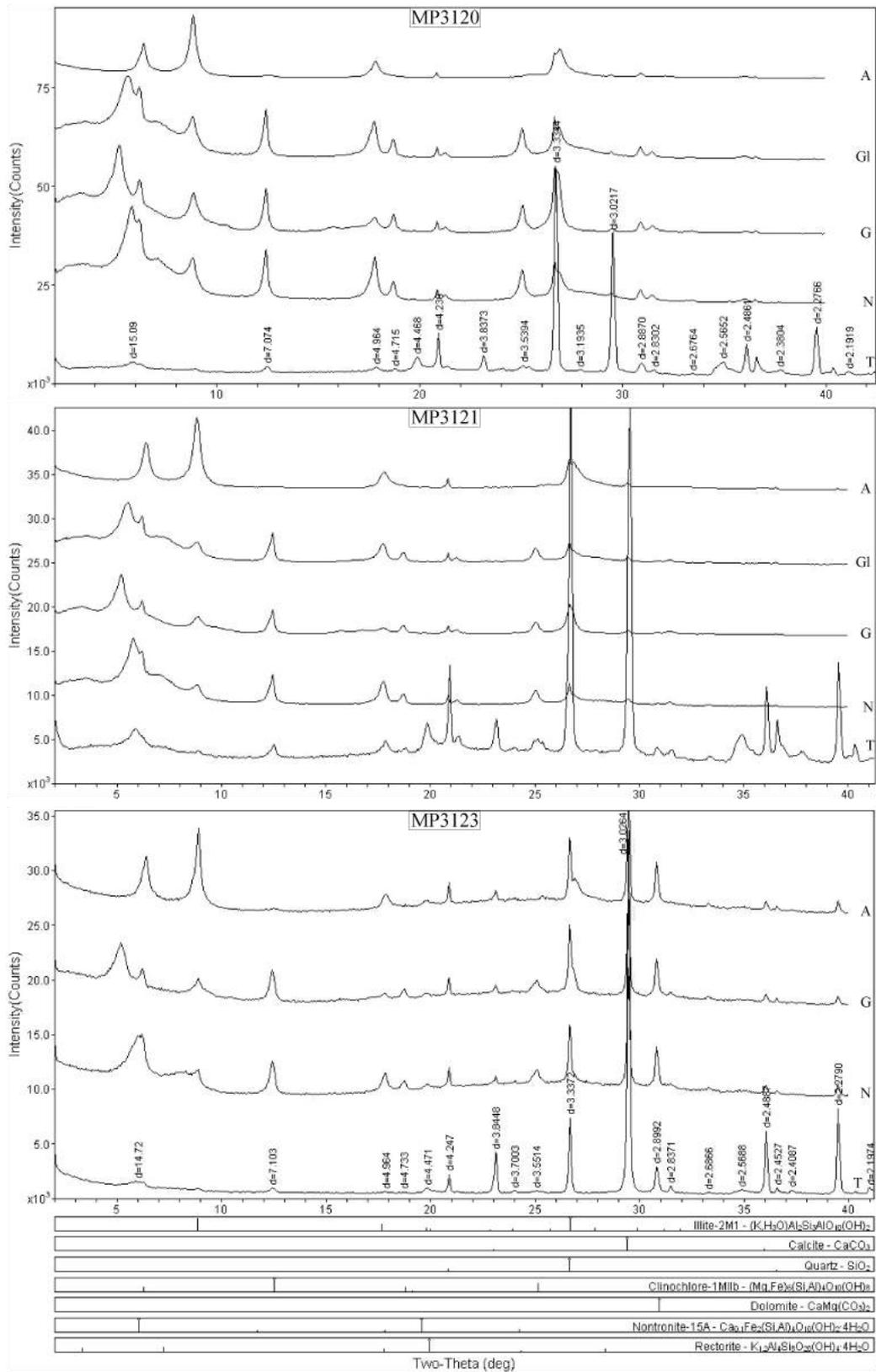
ANEXO 2 – Difractogramas (Difração de Raios-X)
 PEDREIRA CORCAL

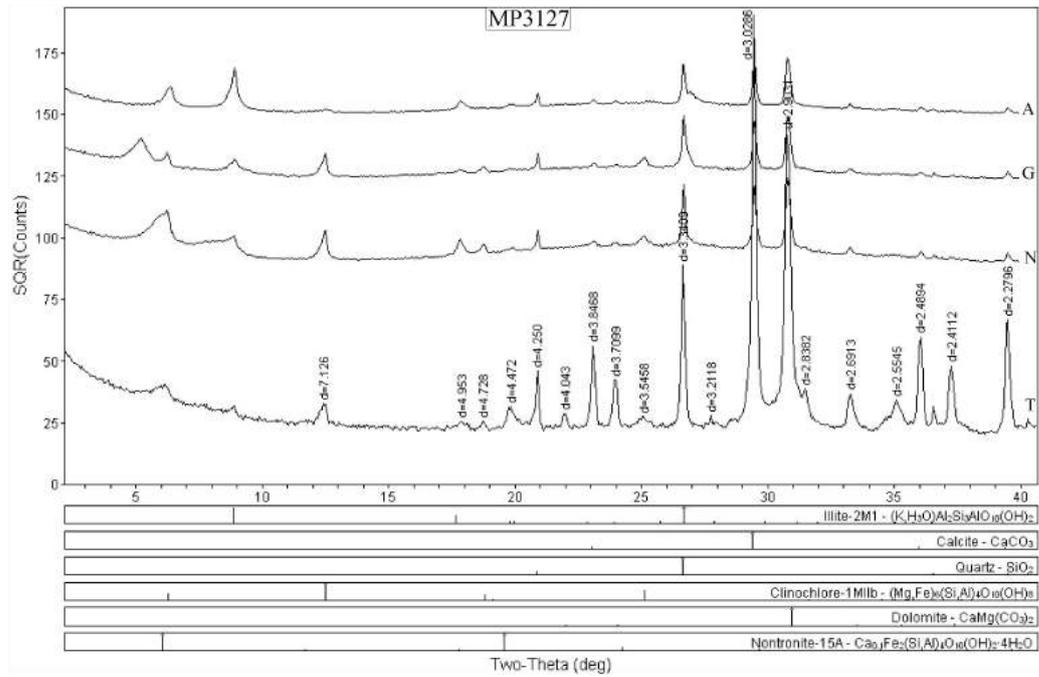
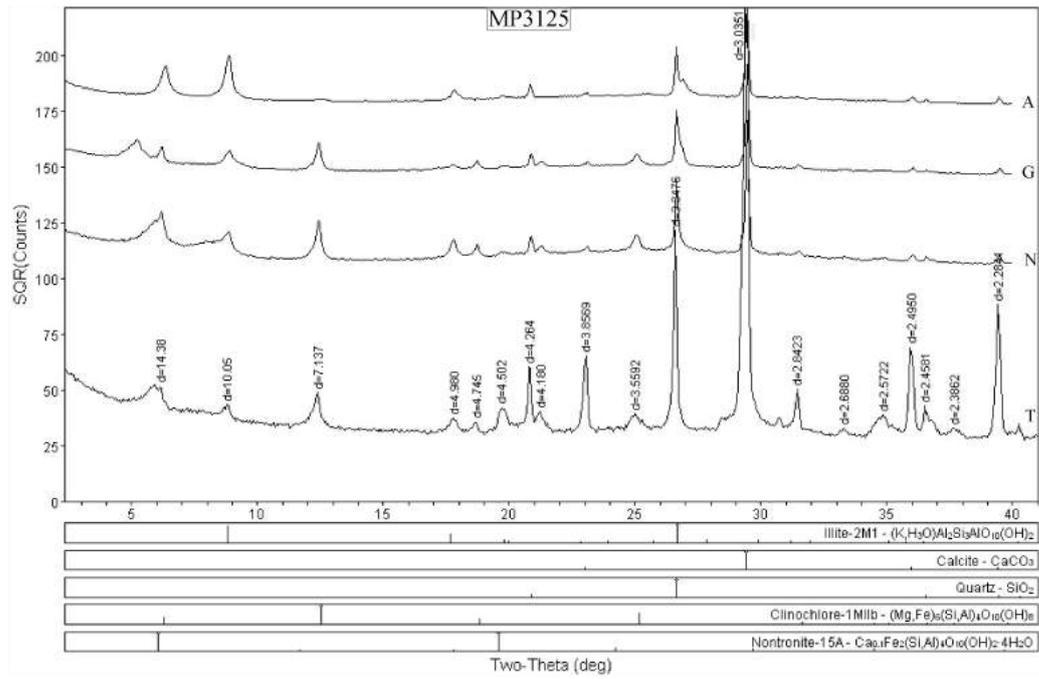


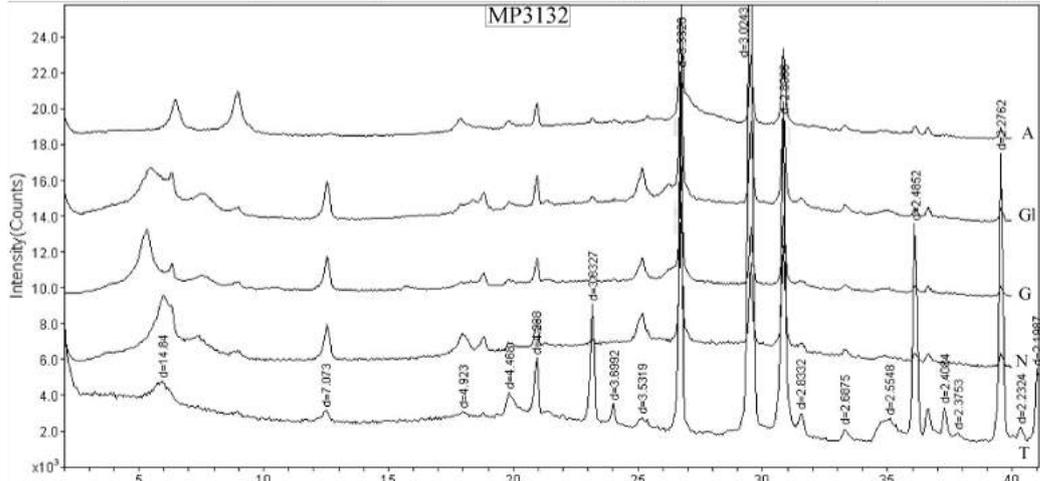
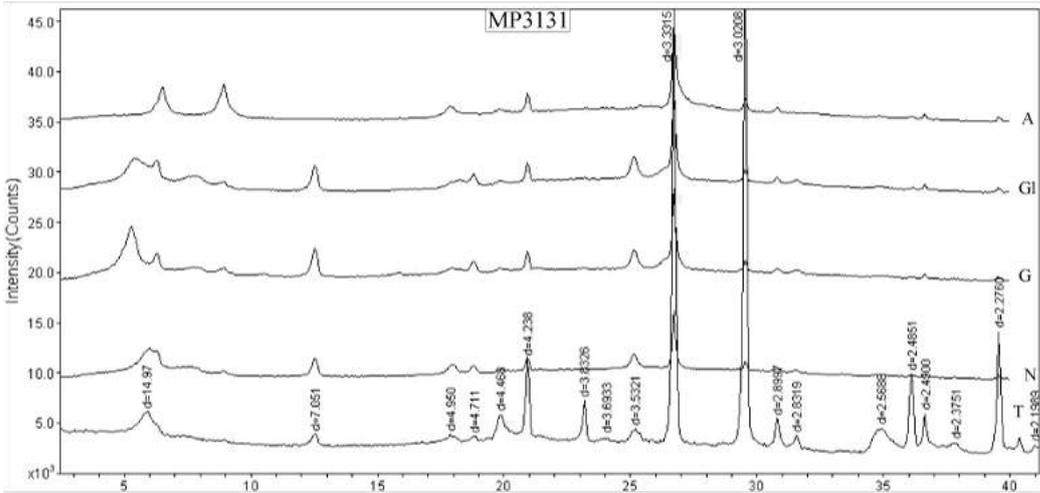
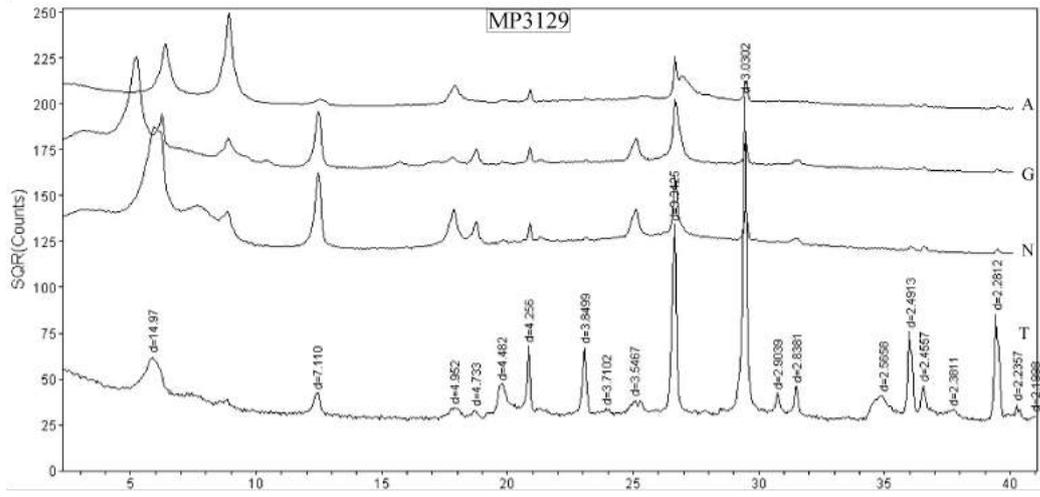




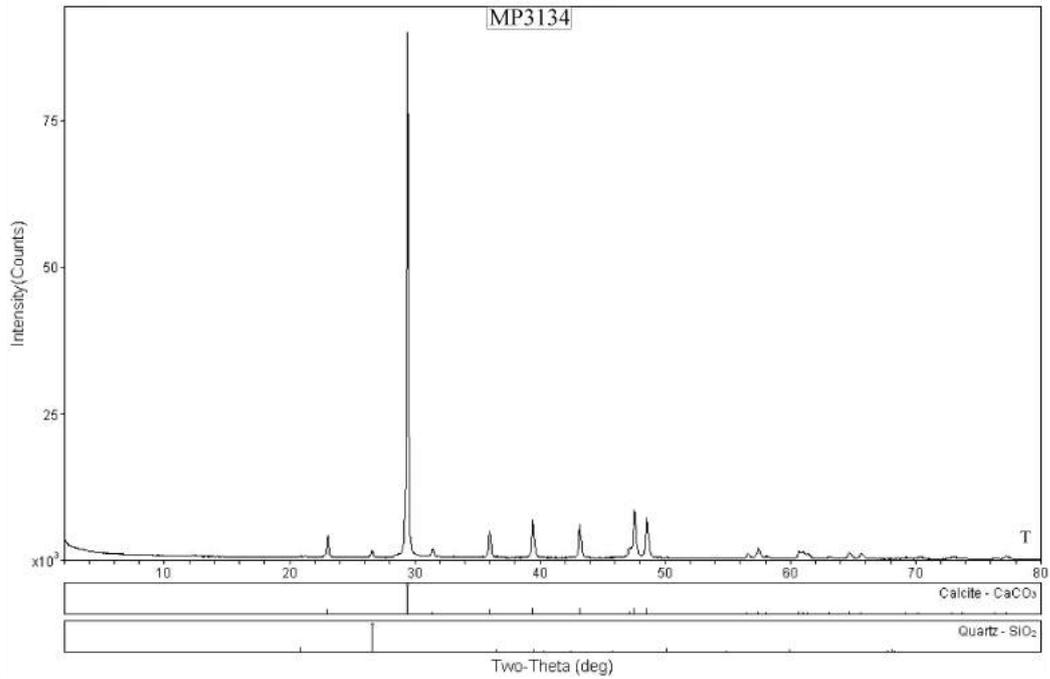
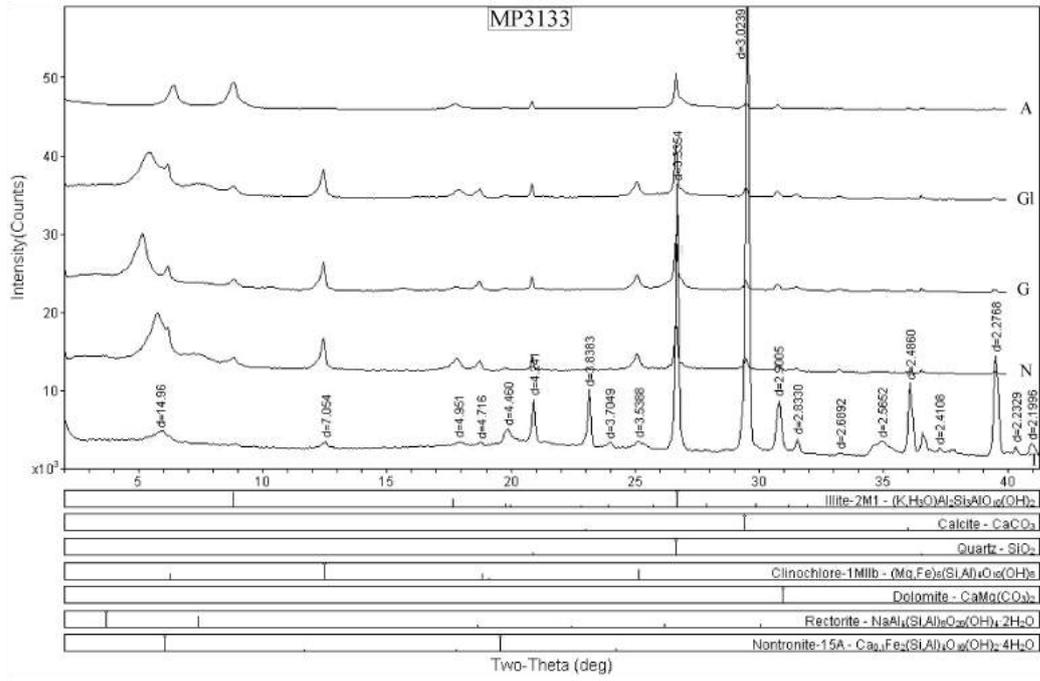


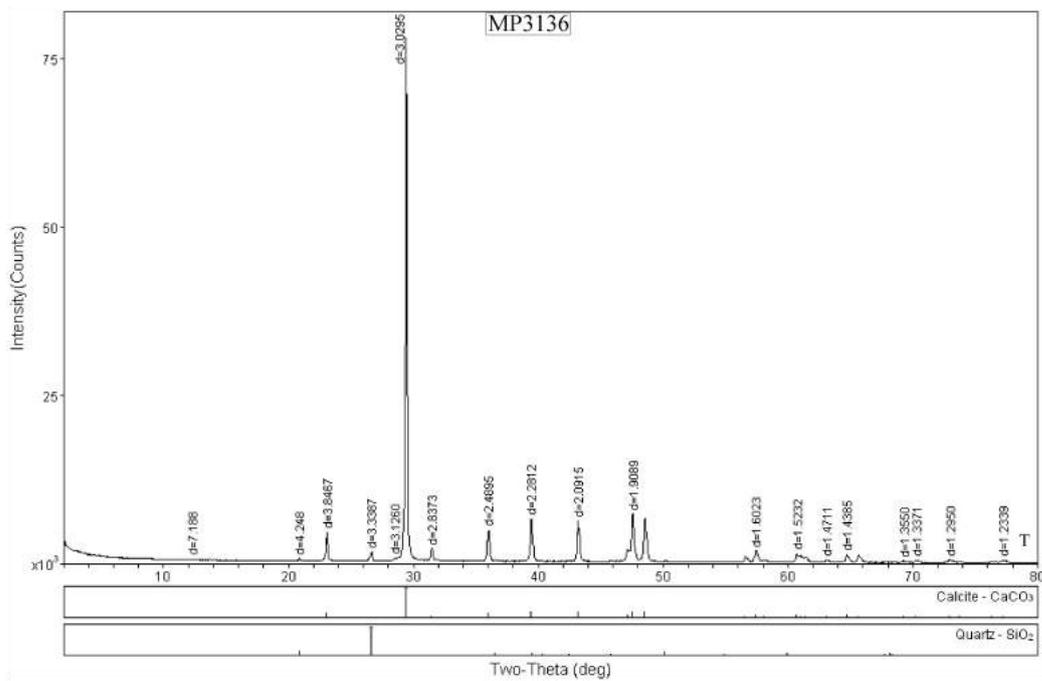
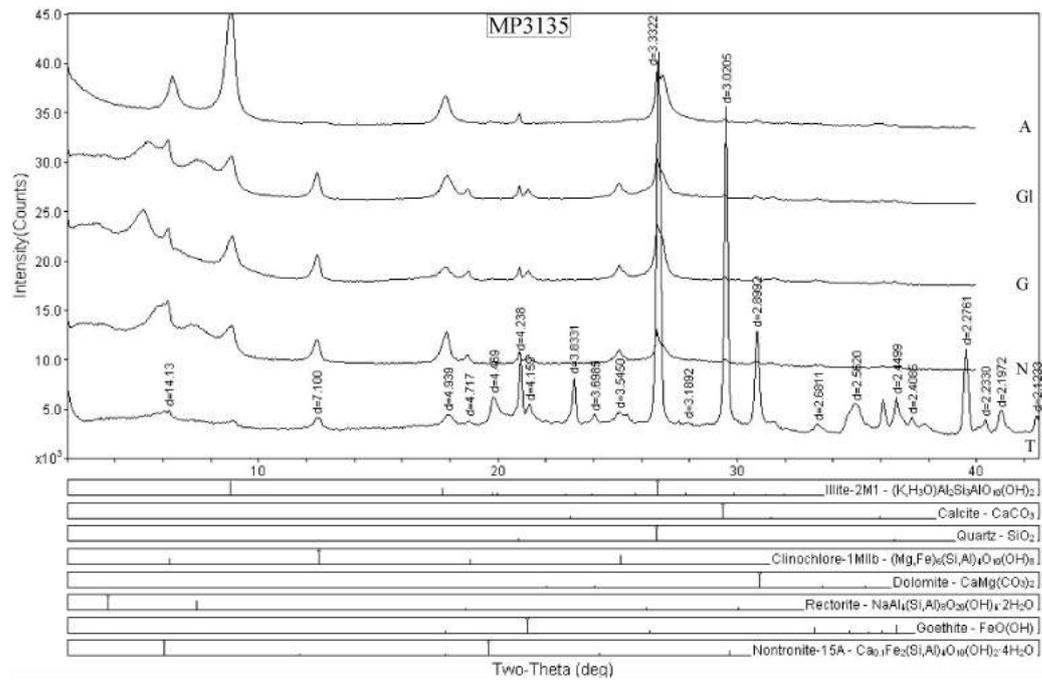


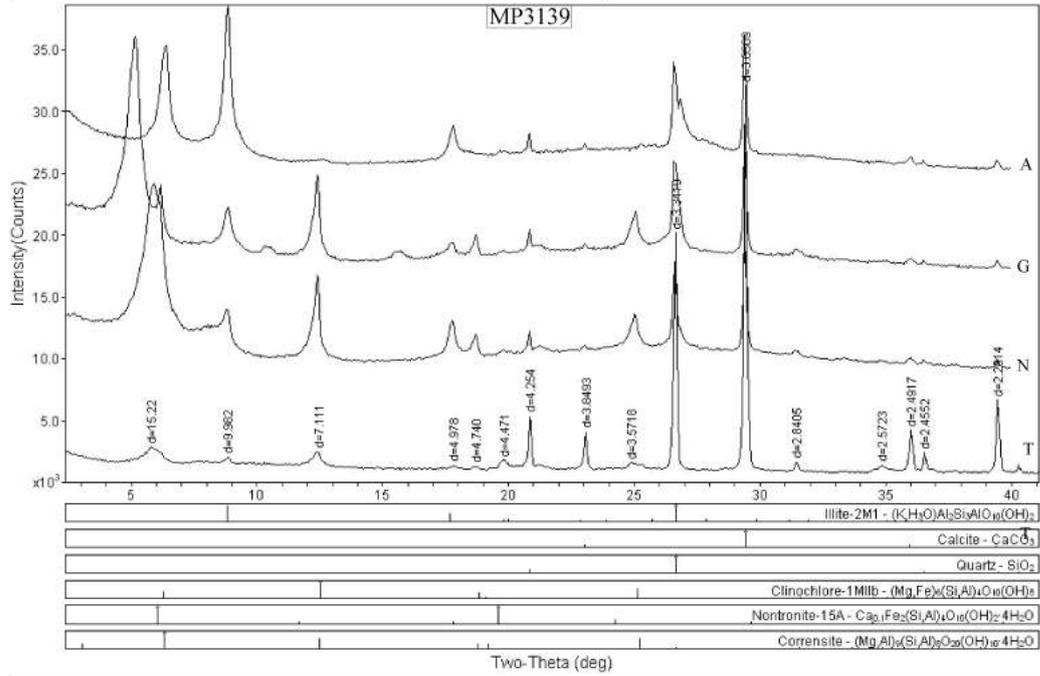
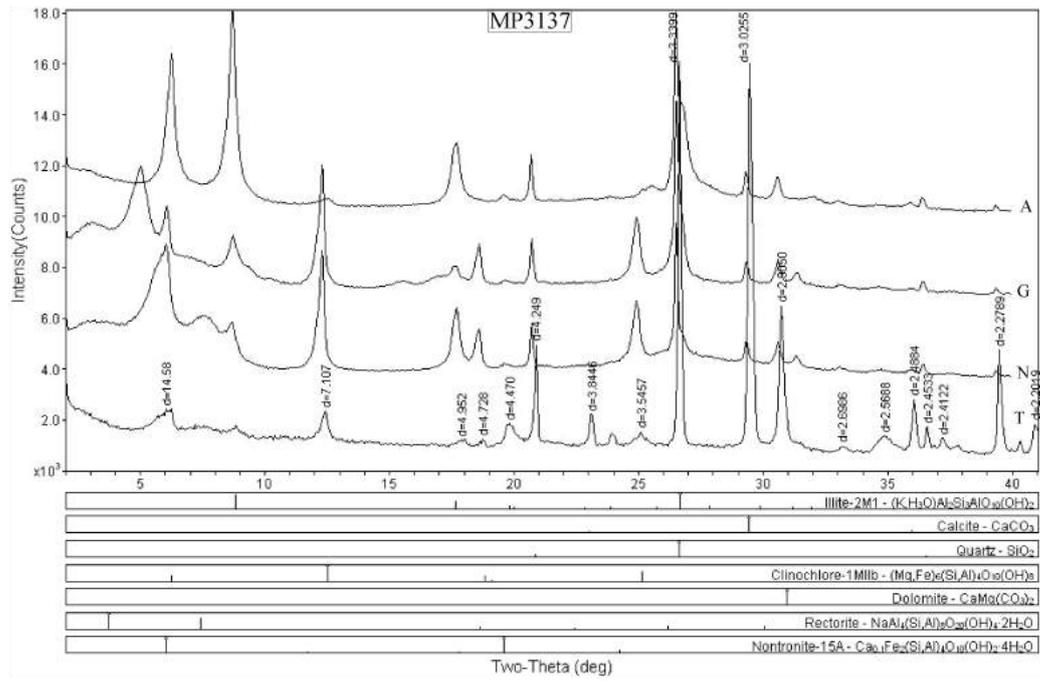


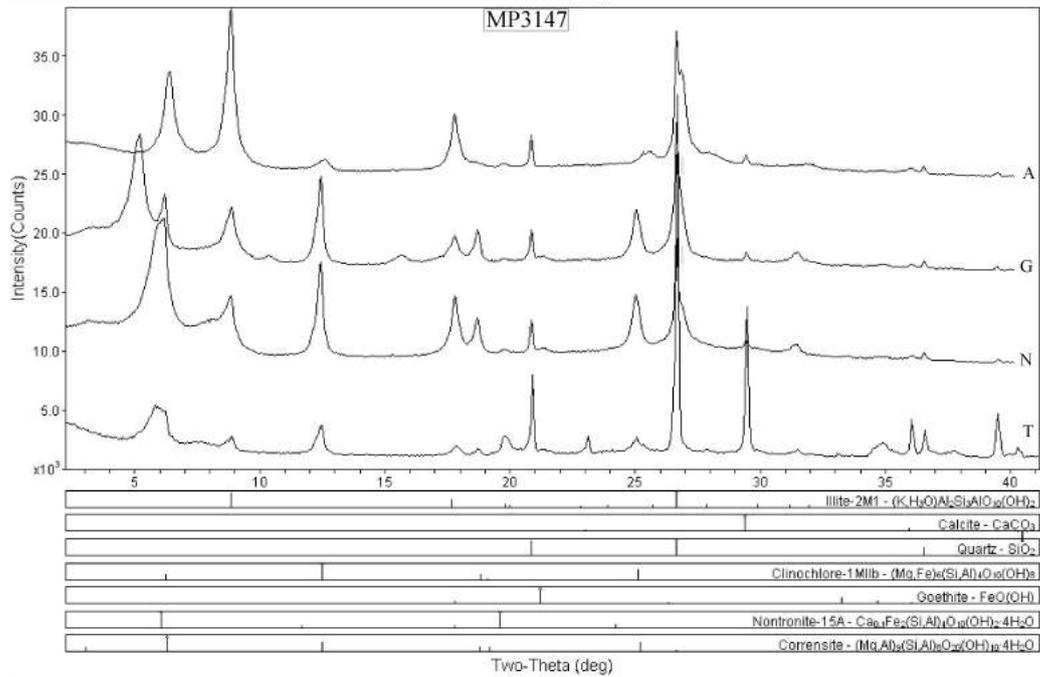
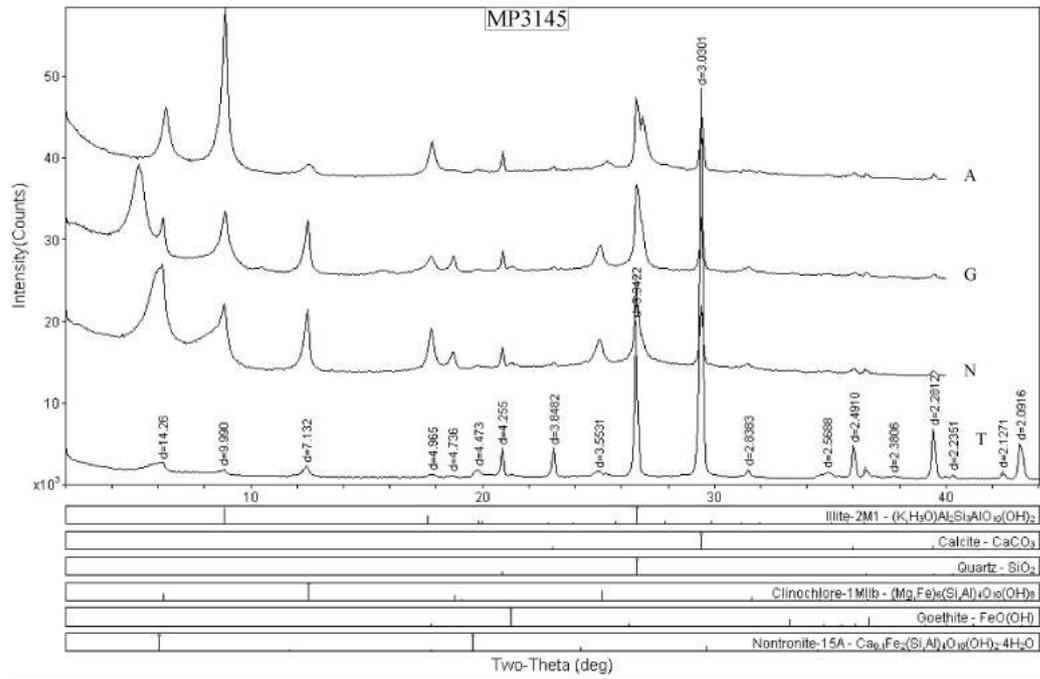


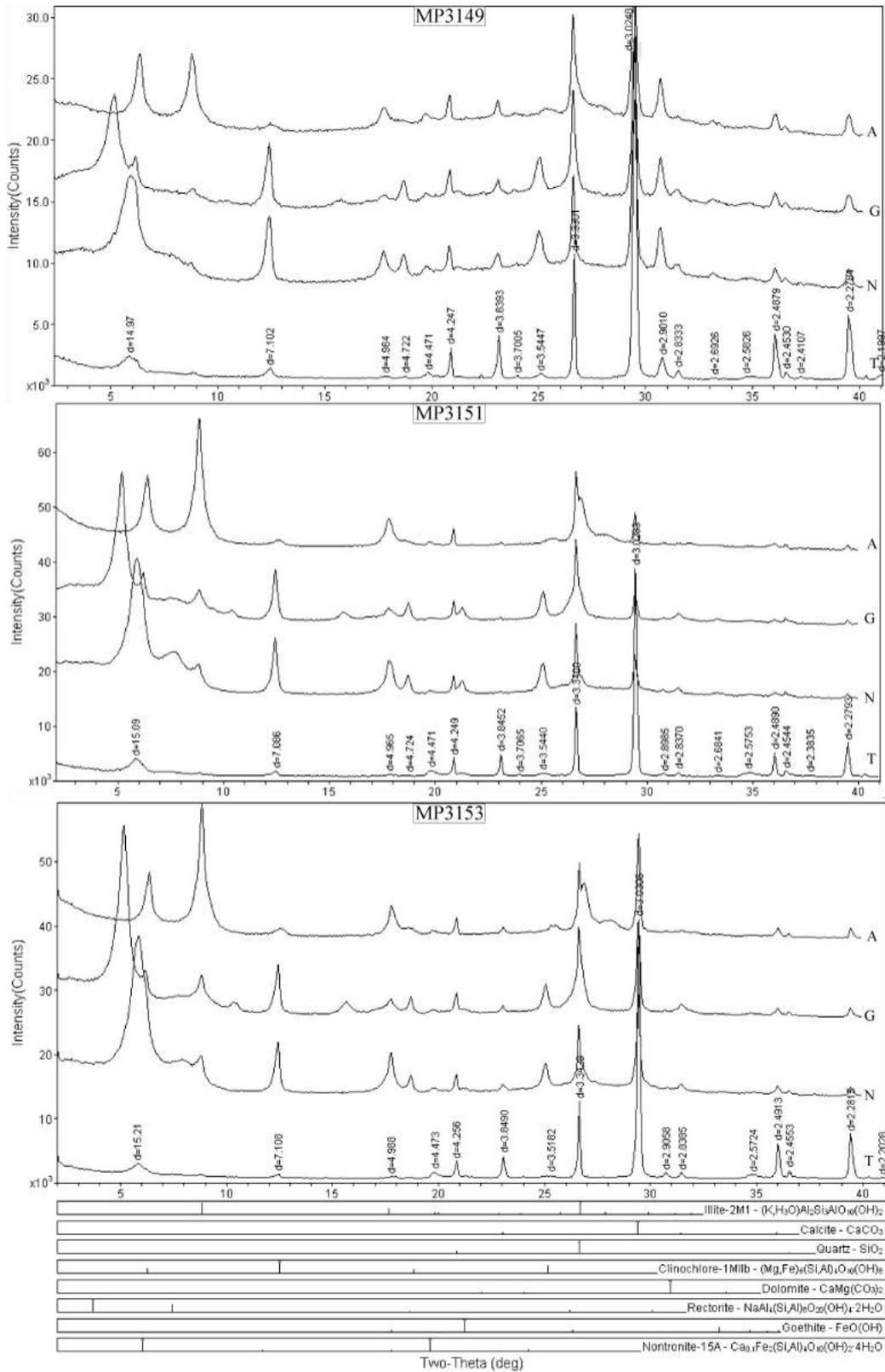
Illite-2M1 - (K,H ₃ O)Al ₂ Si ₄ AlO ₁₀ (OH) ₂
Calcite - CaCO ₃
Quartz - SiO ₂
Clinochlore-1M1b - (Mg,Fe) ₃ (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂
Saponite-15A - Ca _{0.5} Mg _{0.5} (Si,Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·4H ₂ O
Dolomite - CaMg(CO ₃) ₂
Rectorite - NaAl ₃ (Si ₃ Al) ₇ O ₂₀ (OH) ₄ ·2H ₂ O

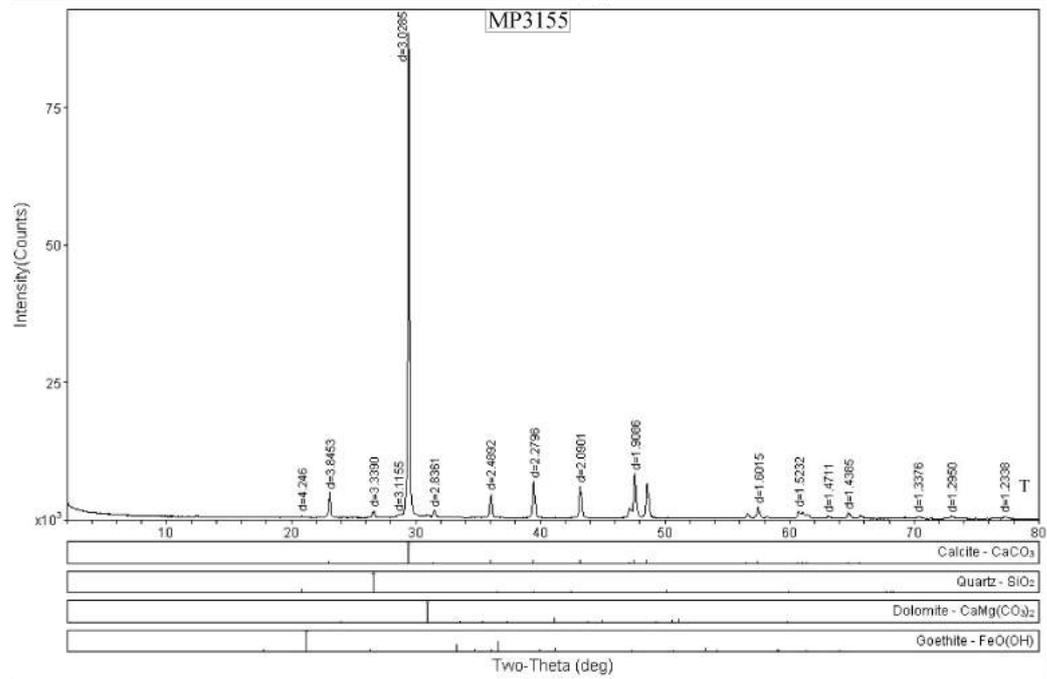
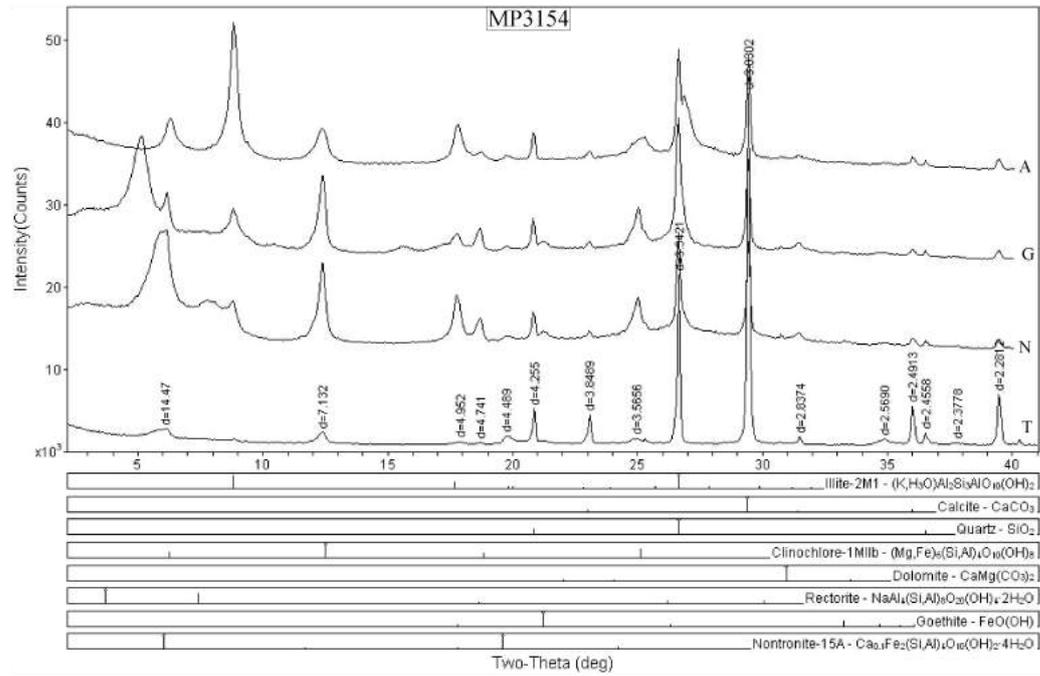


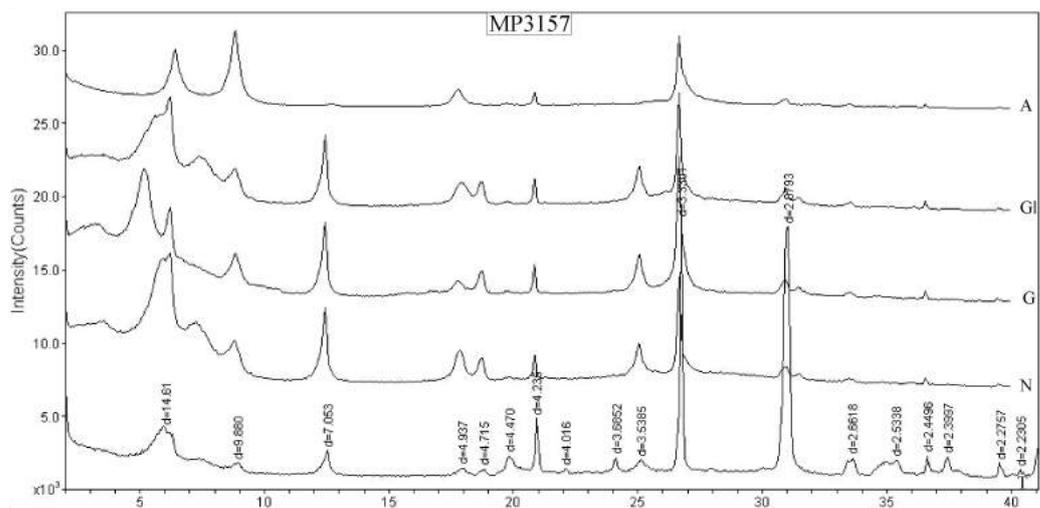
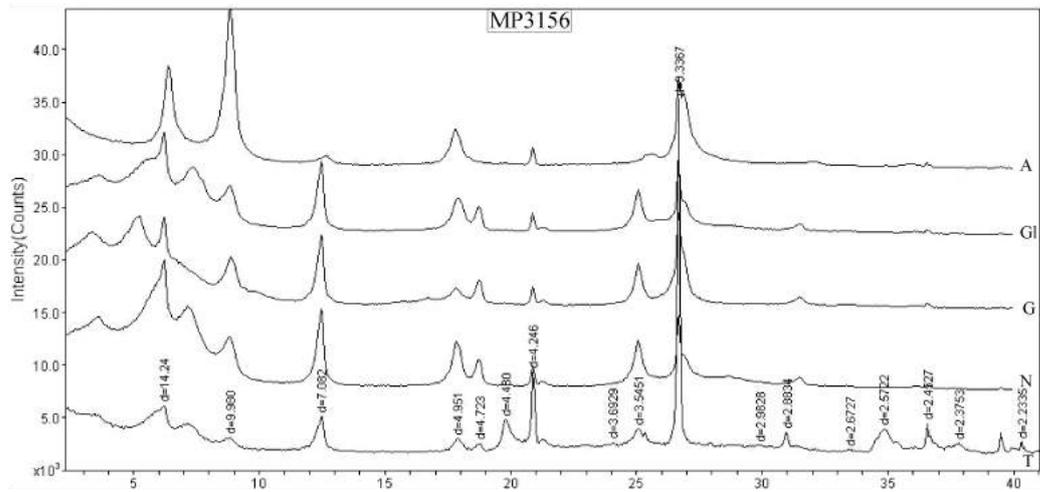




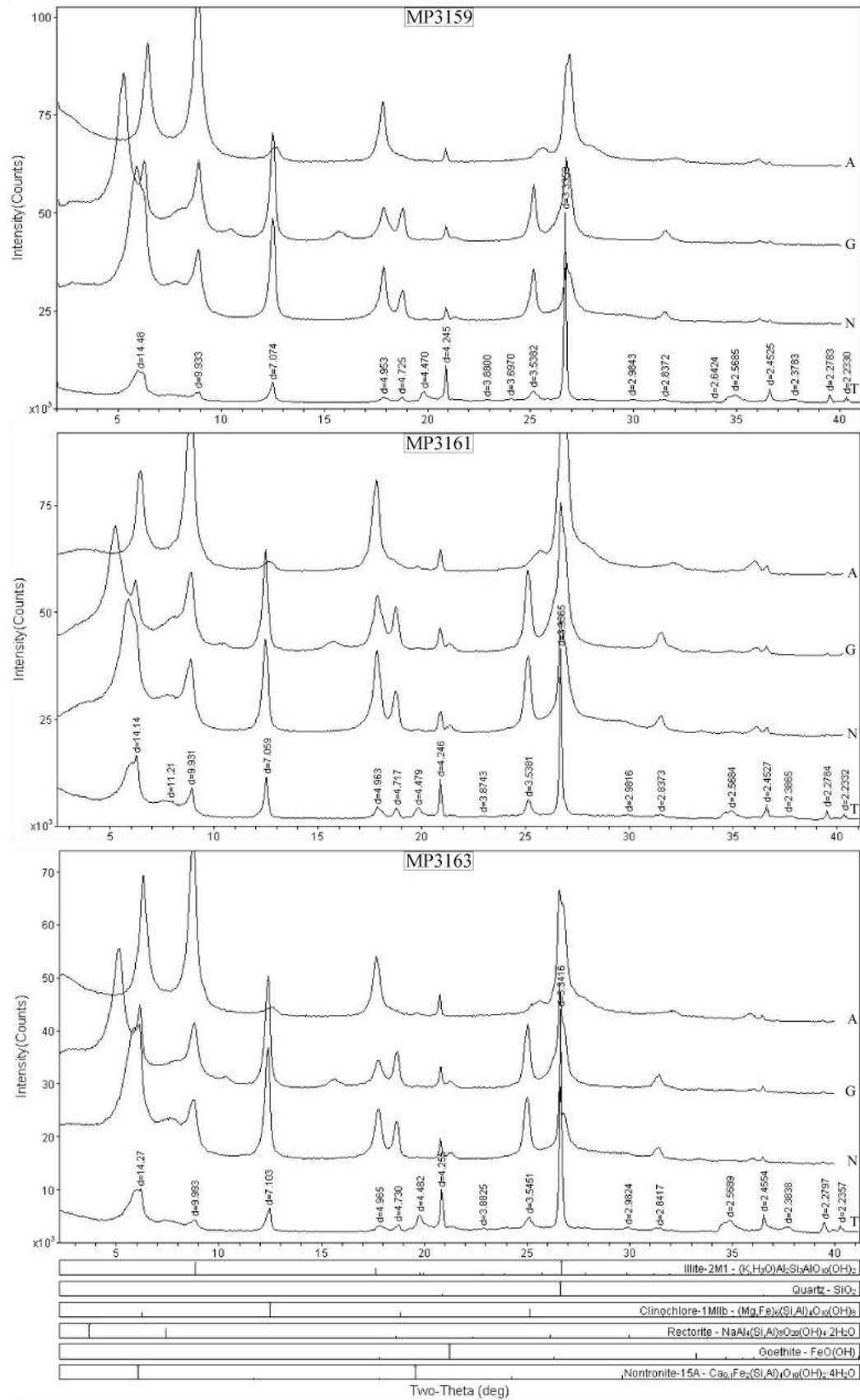


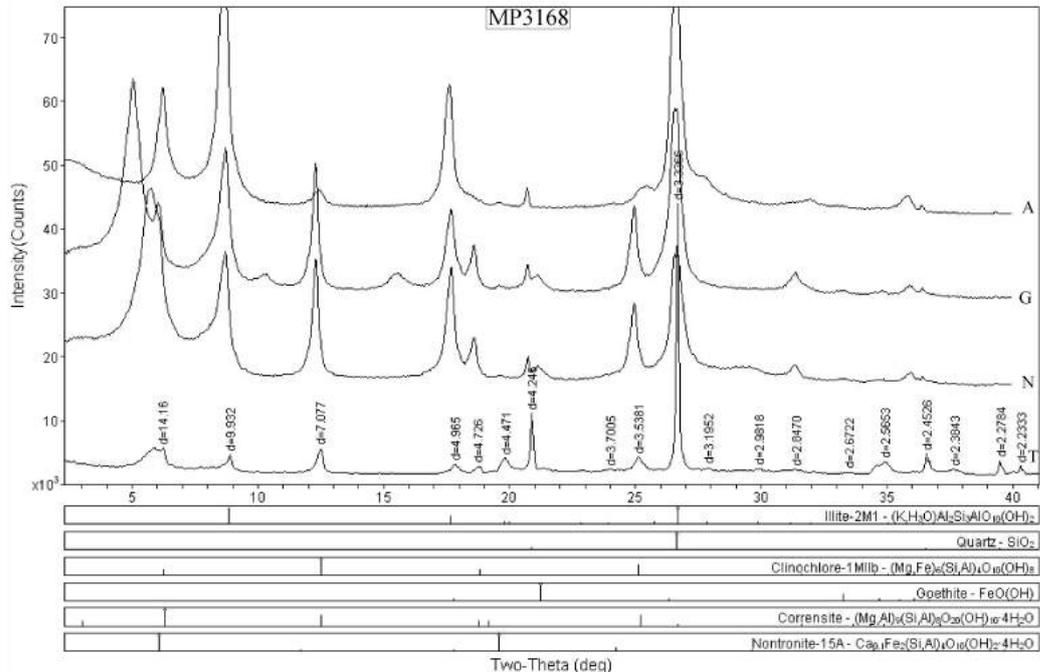
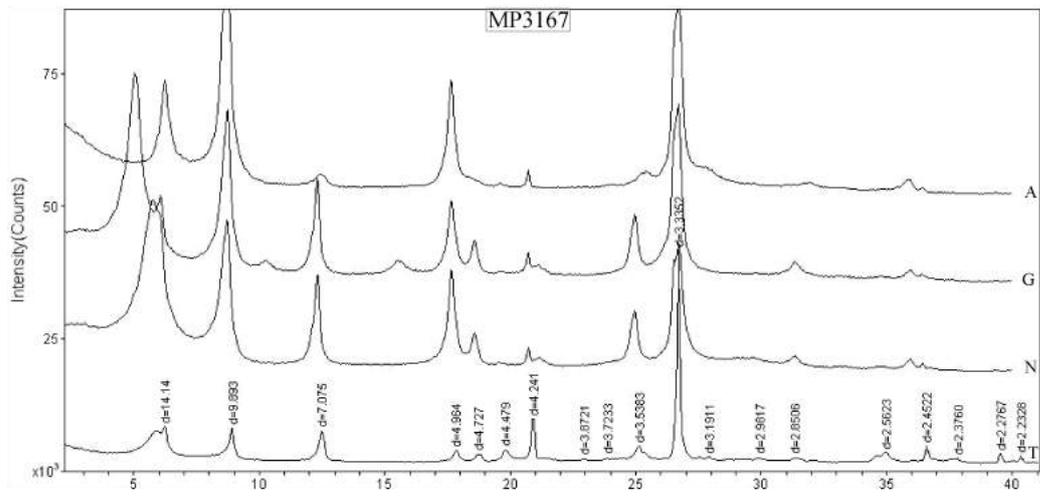
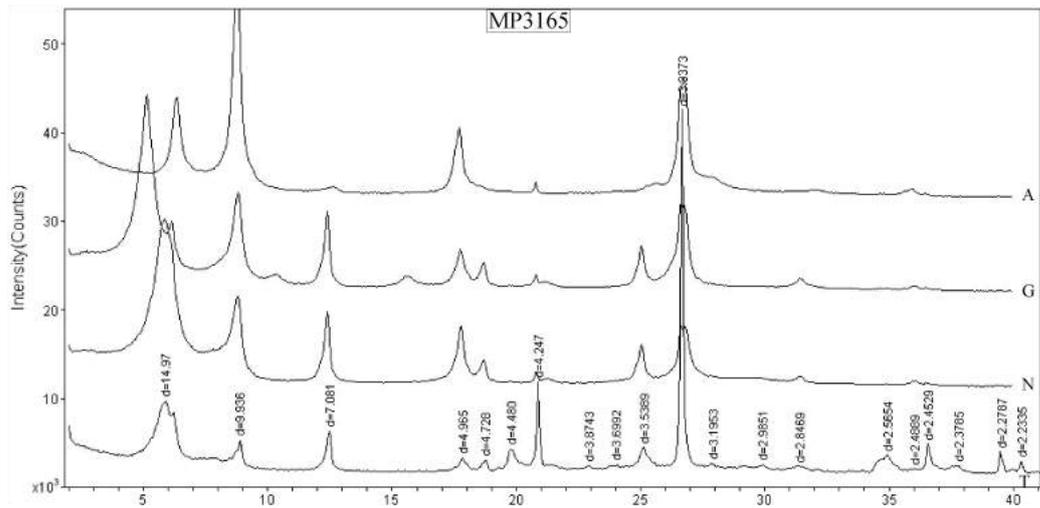


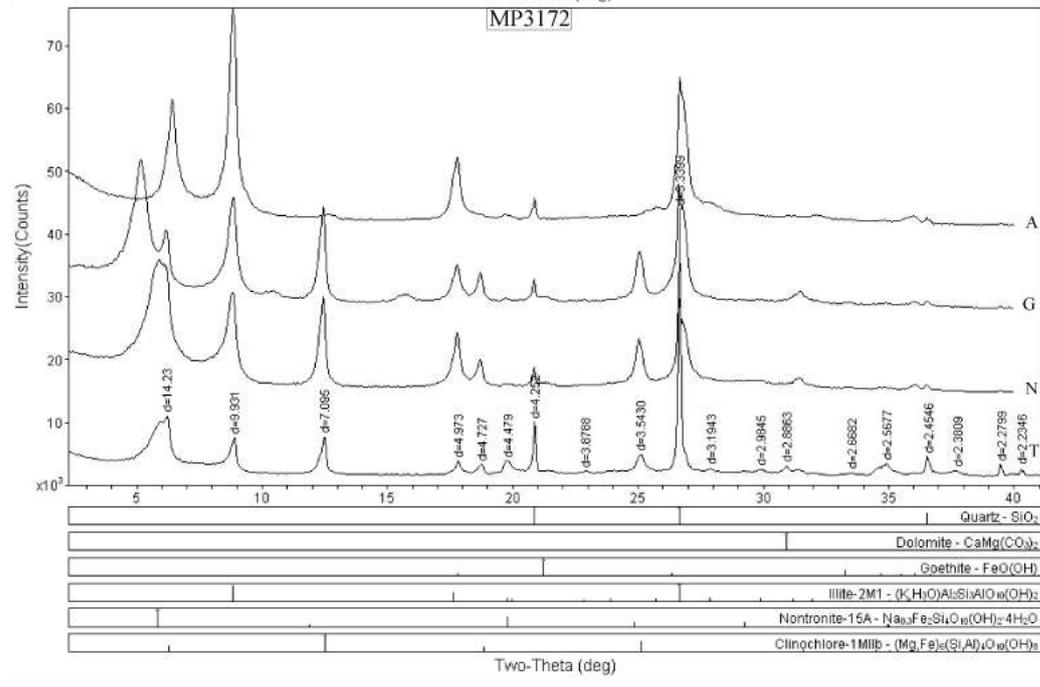
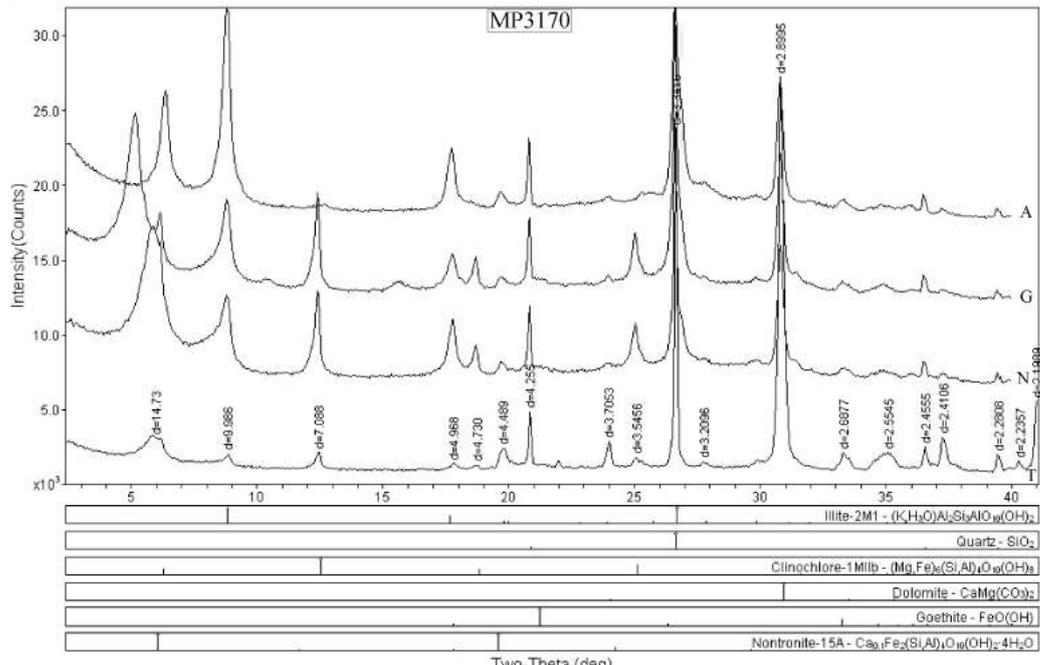


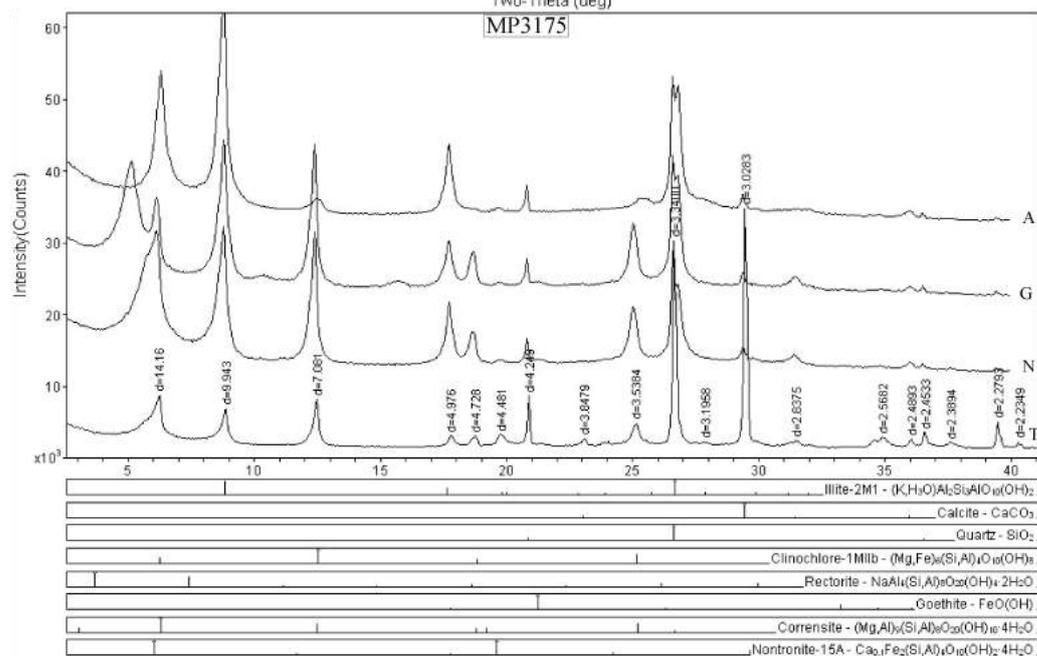
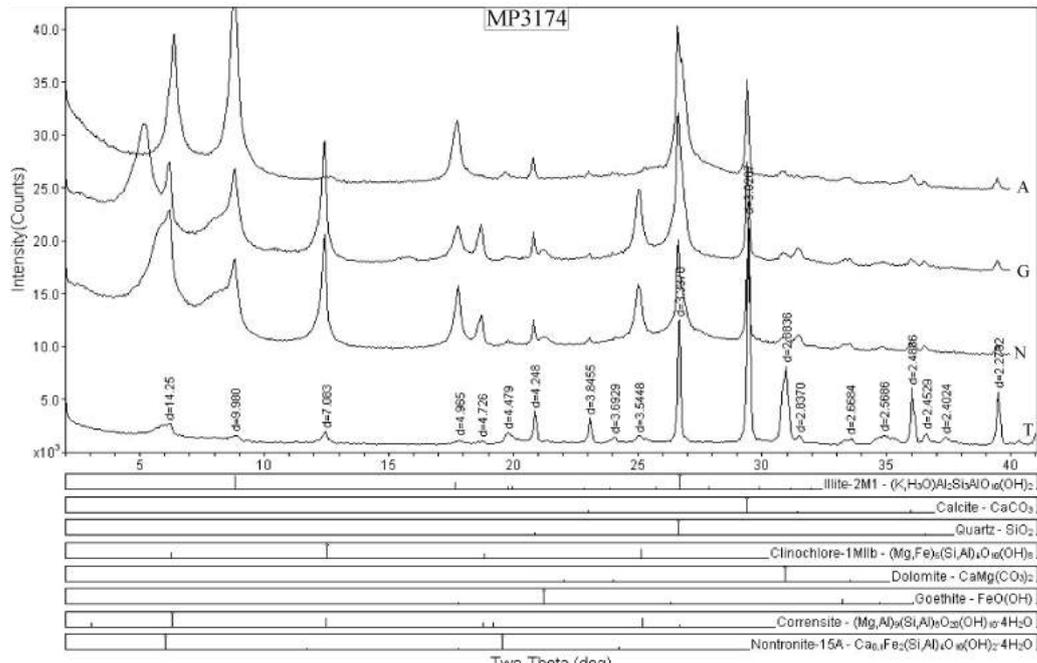


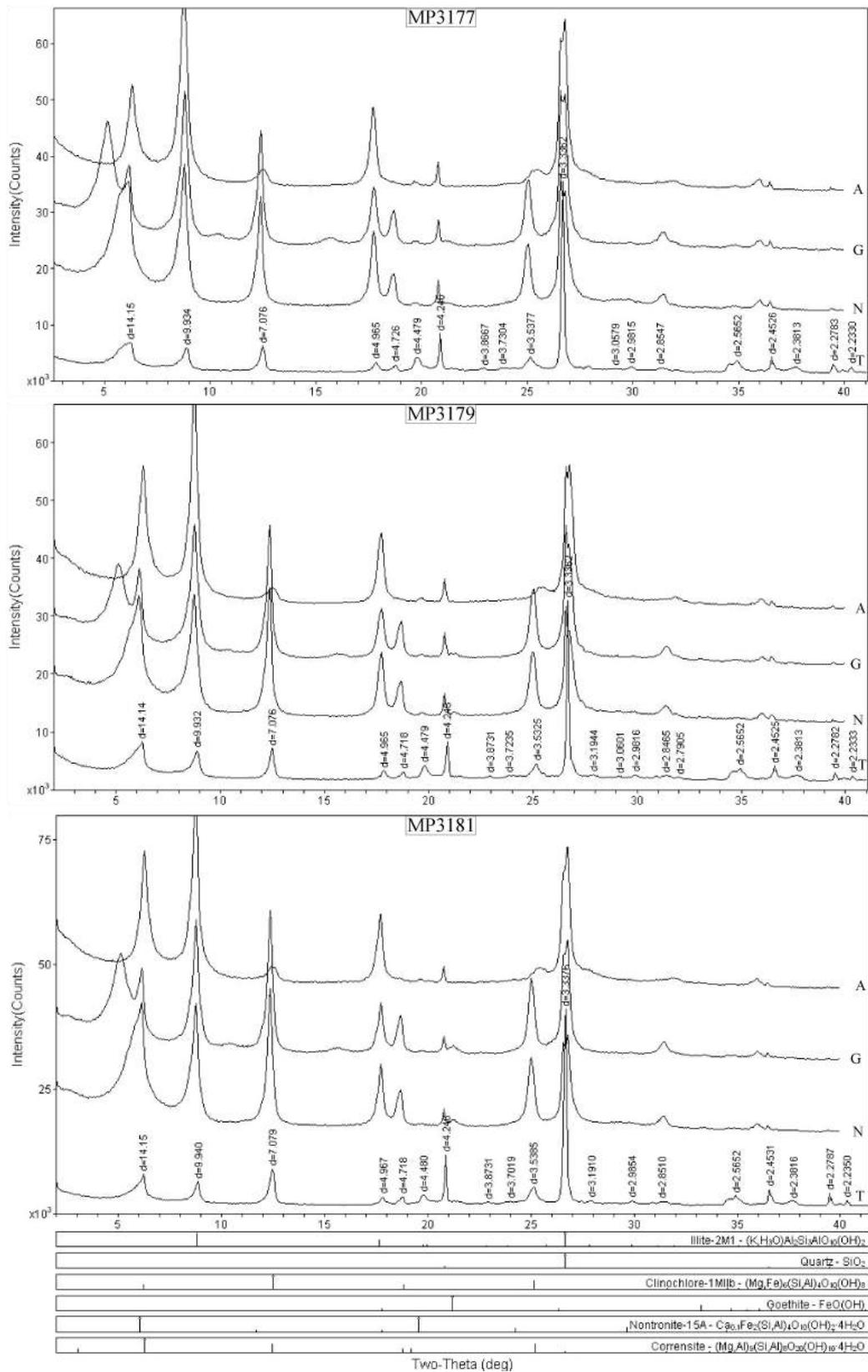
Illite-2M1 - $(K,H_3O)Al_2Si_4AlO_{10}(OH)_2$
Quartz - SiO_2
Clinoclino-1Mlib - $(Mg,Fe)_3(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$
Dolomite - $CaMg(CO_3)_2$
Rectorite - $NaAl_3(Si,Al)_5O_{20}(OH)_4 \cdot 2H_2O$
Goethite - $FeO(OH)$
Nontronite-15A - $Ca_0.5Fe_2(Si,Al)_4O_{20}(OH)_2 \cdot 4H_2O$

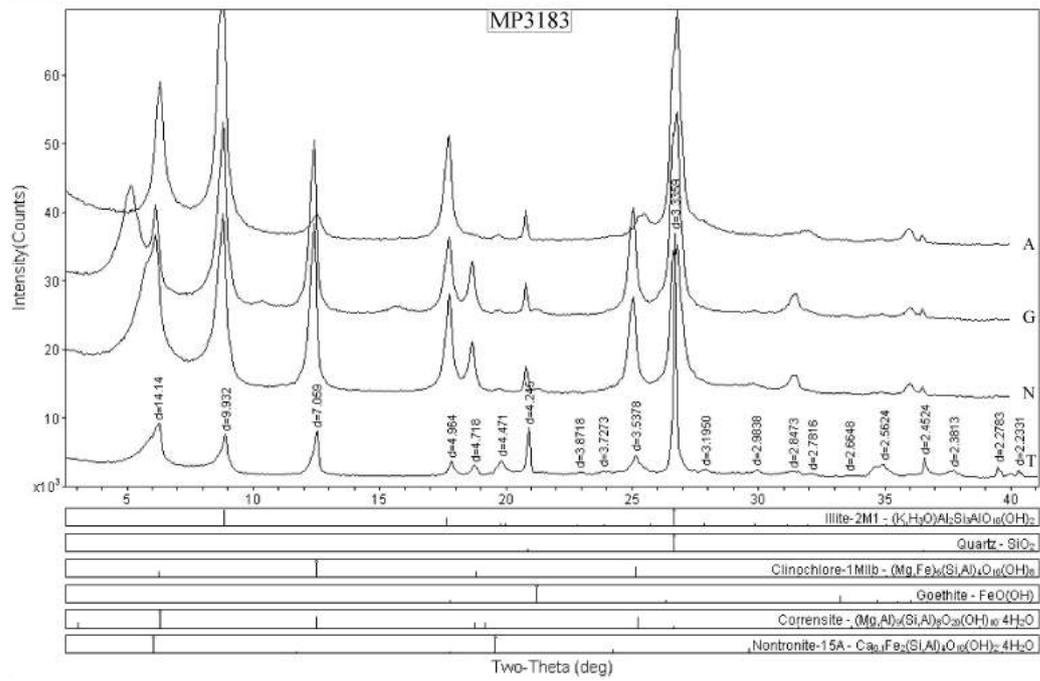




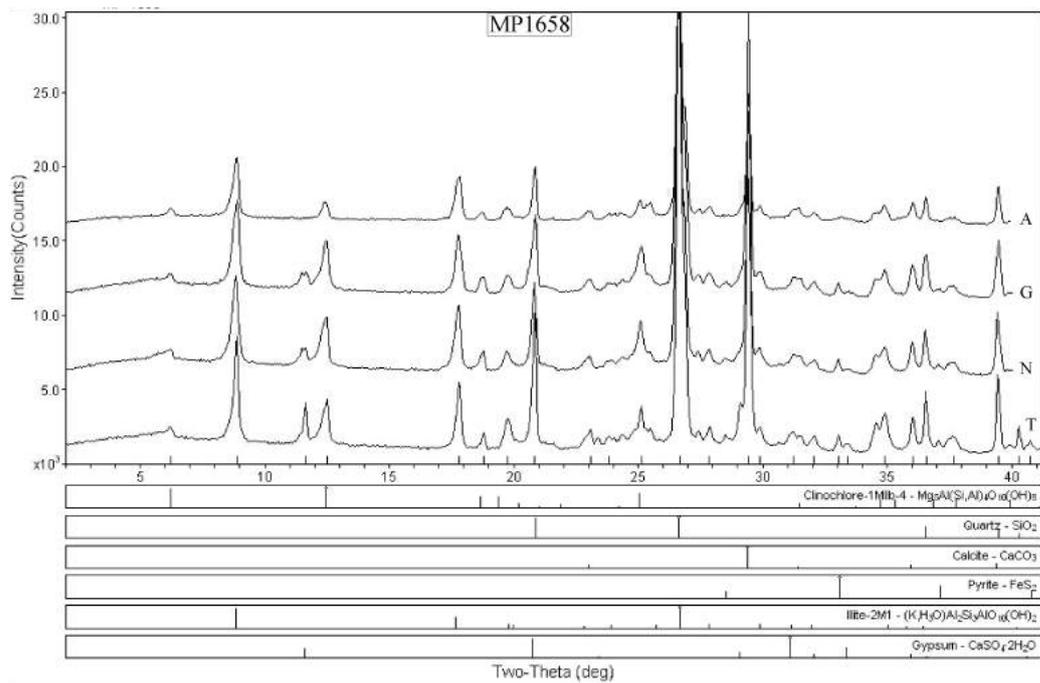


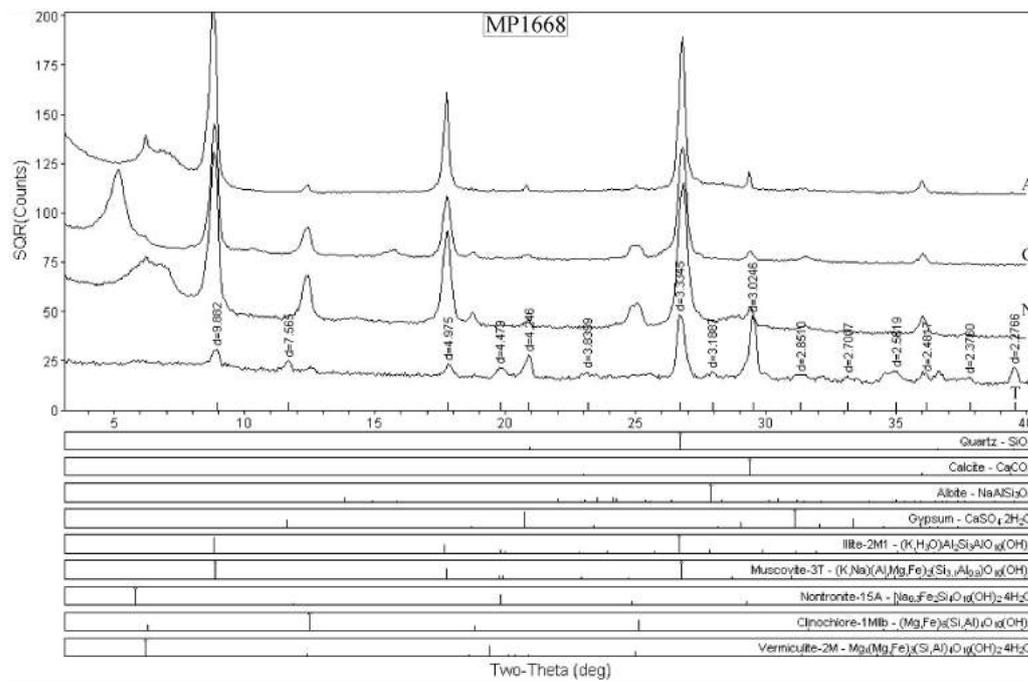
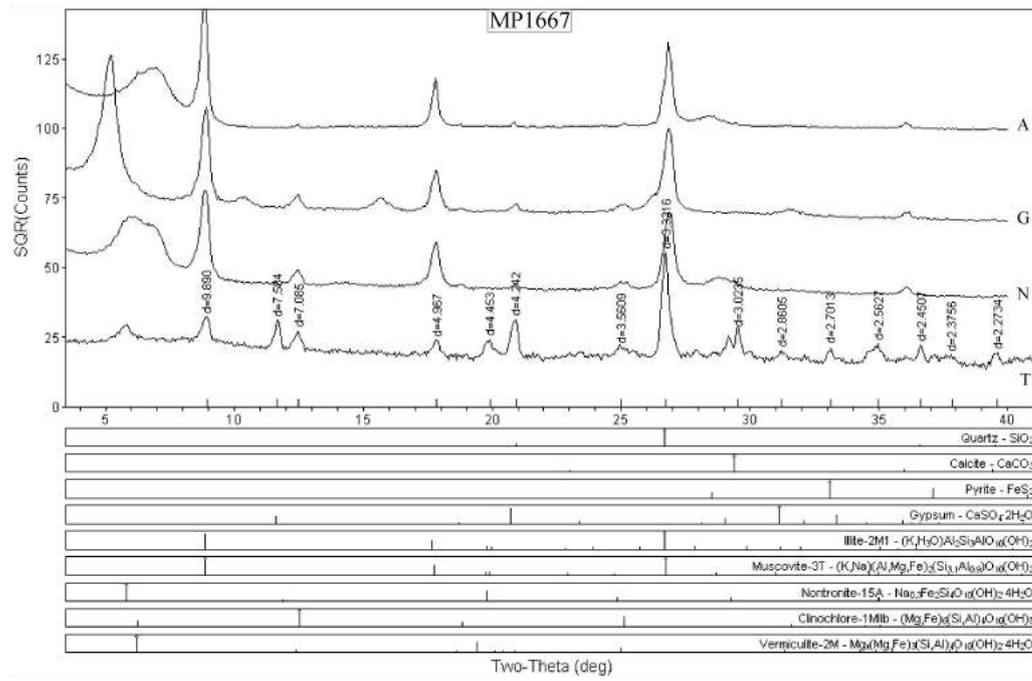


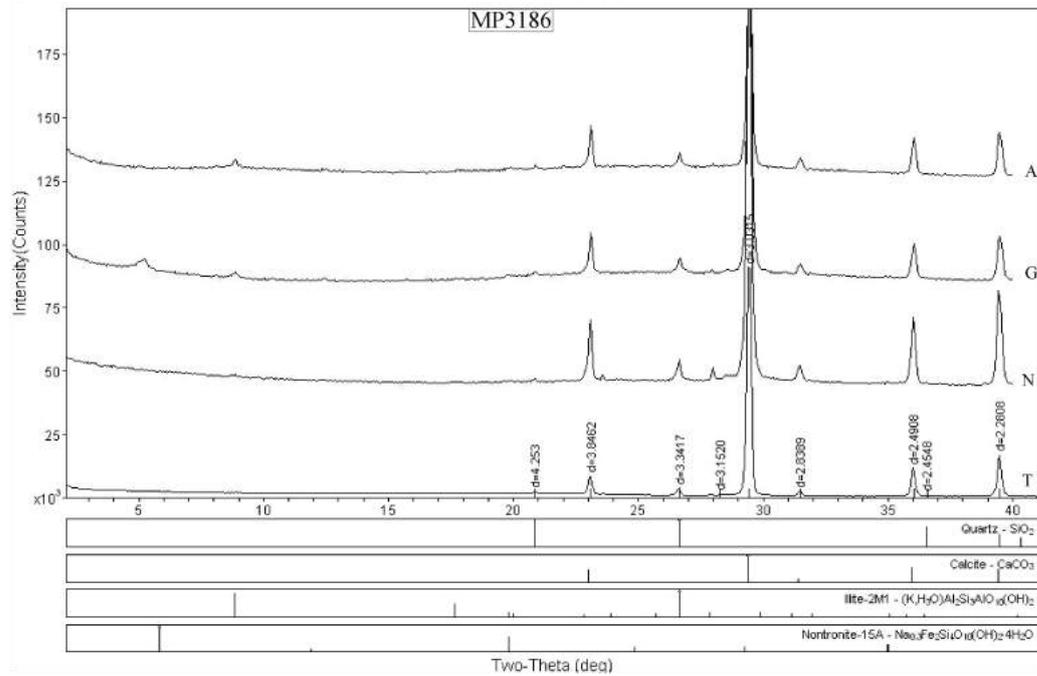
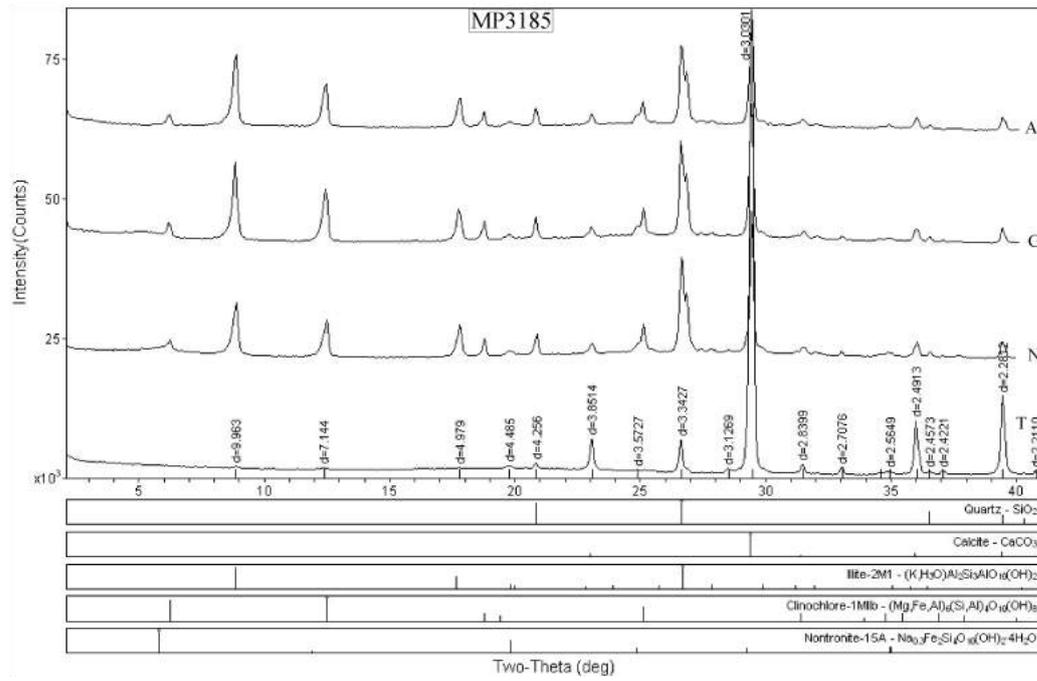


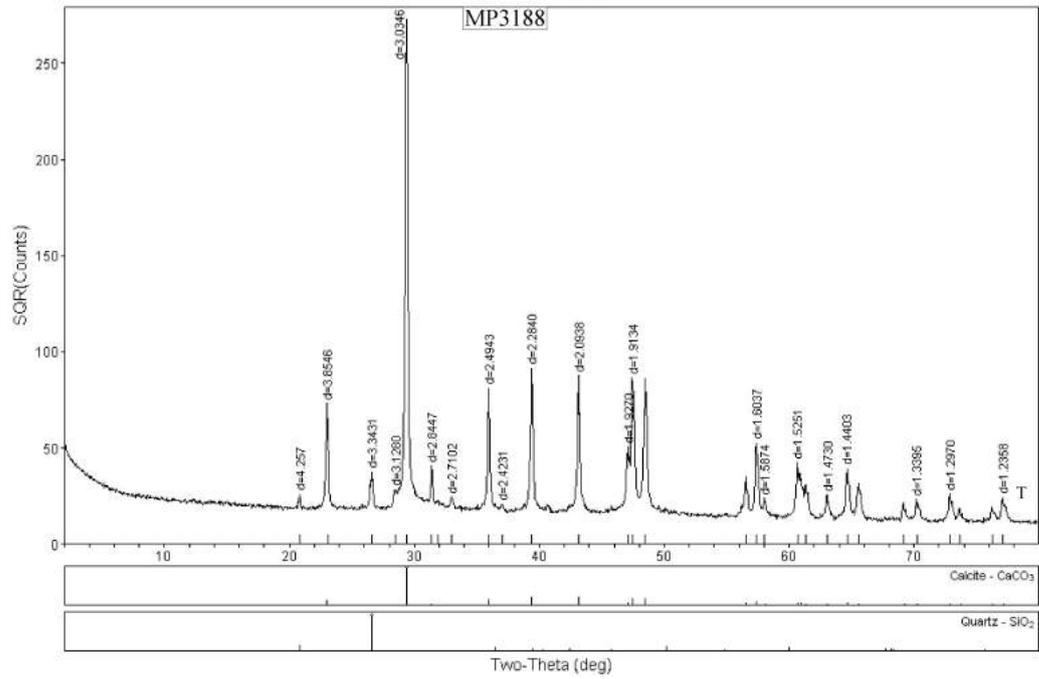
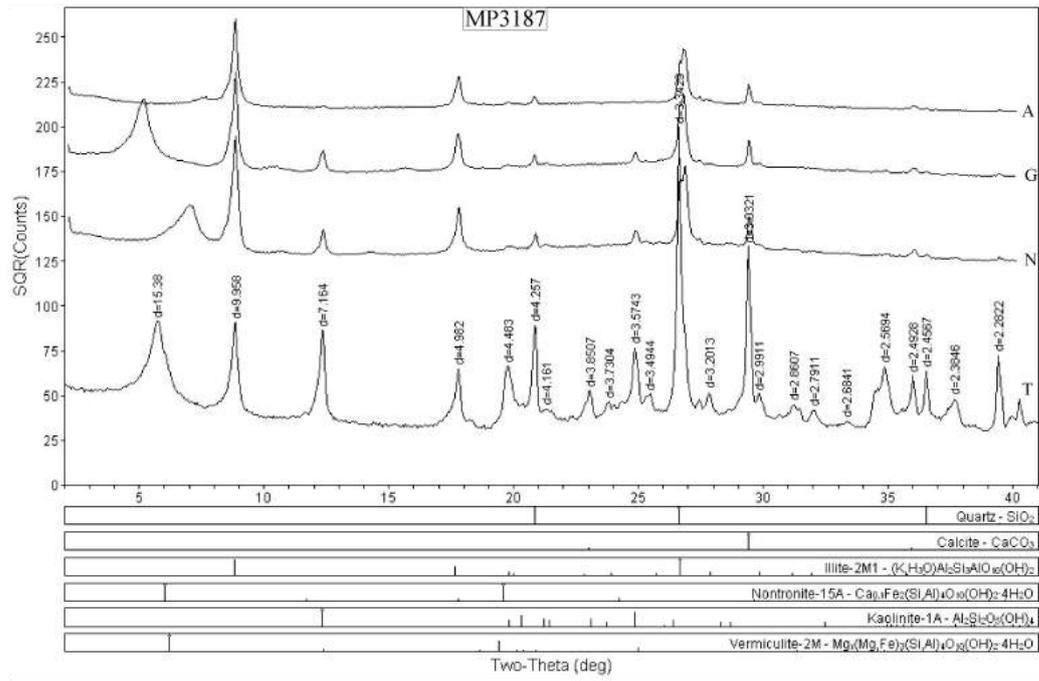


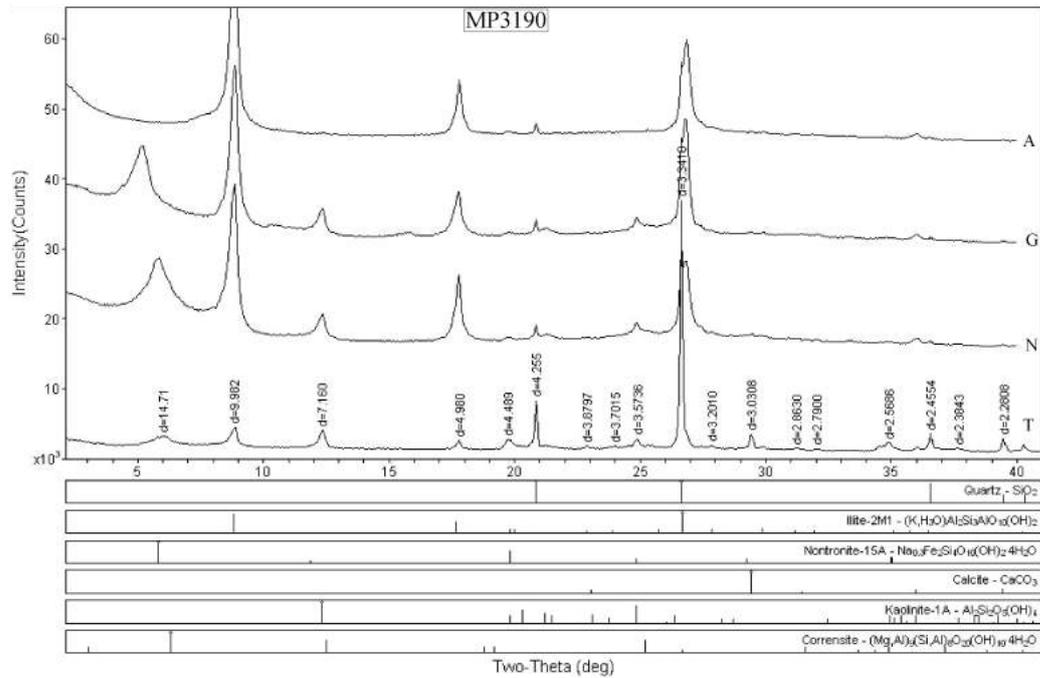
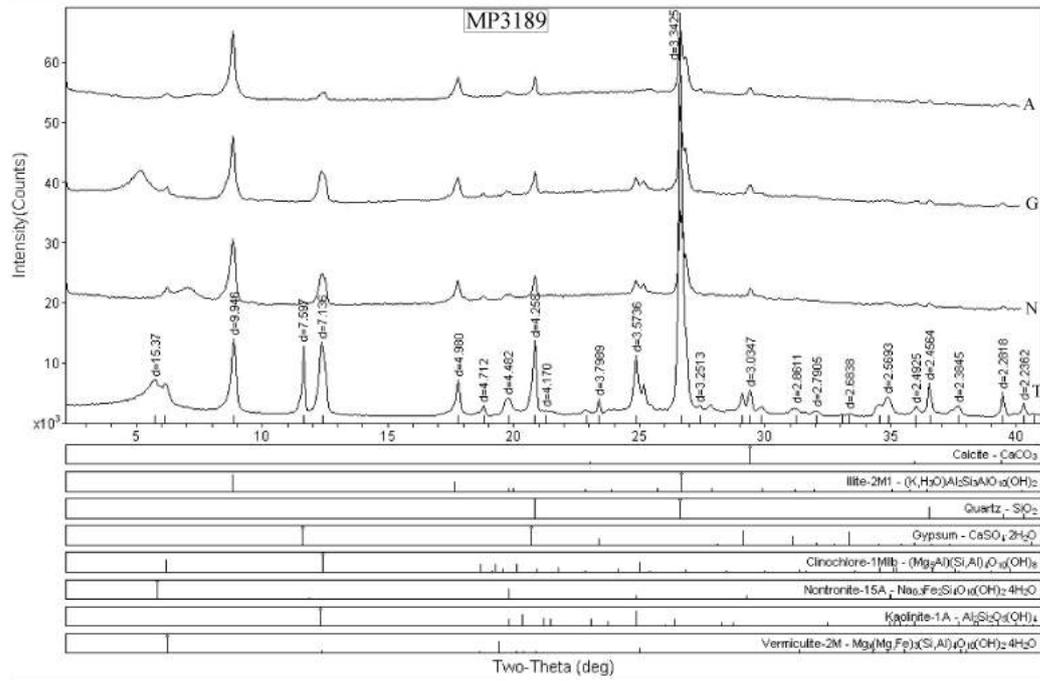
PEDREIRA LAGINHA

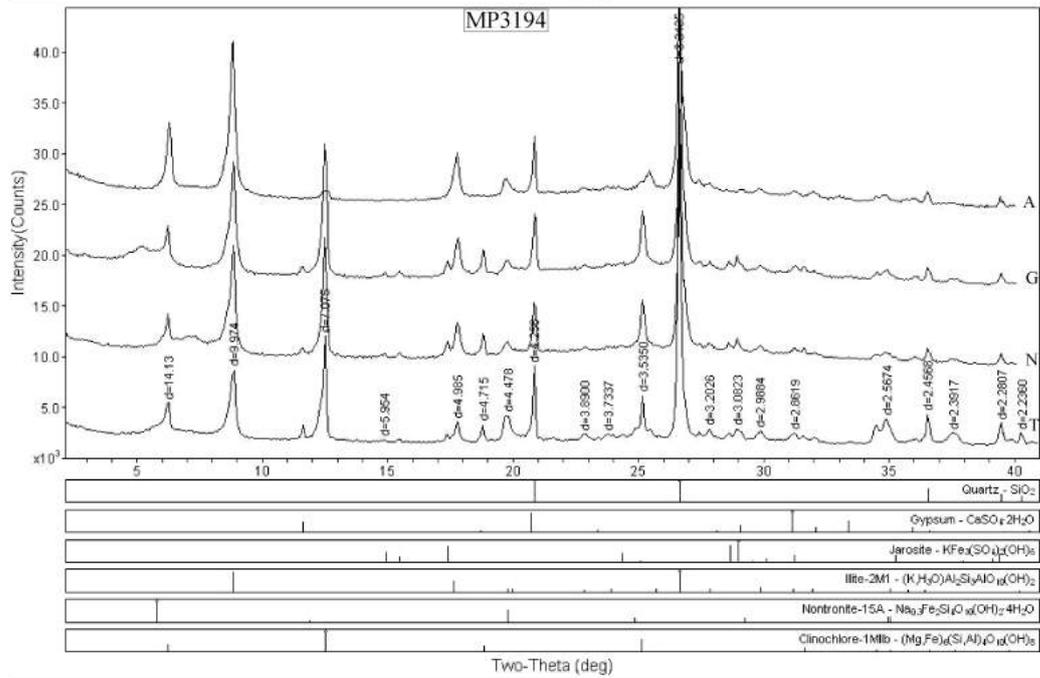
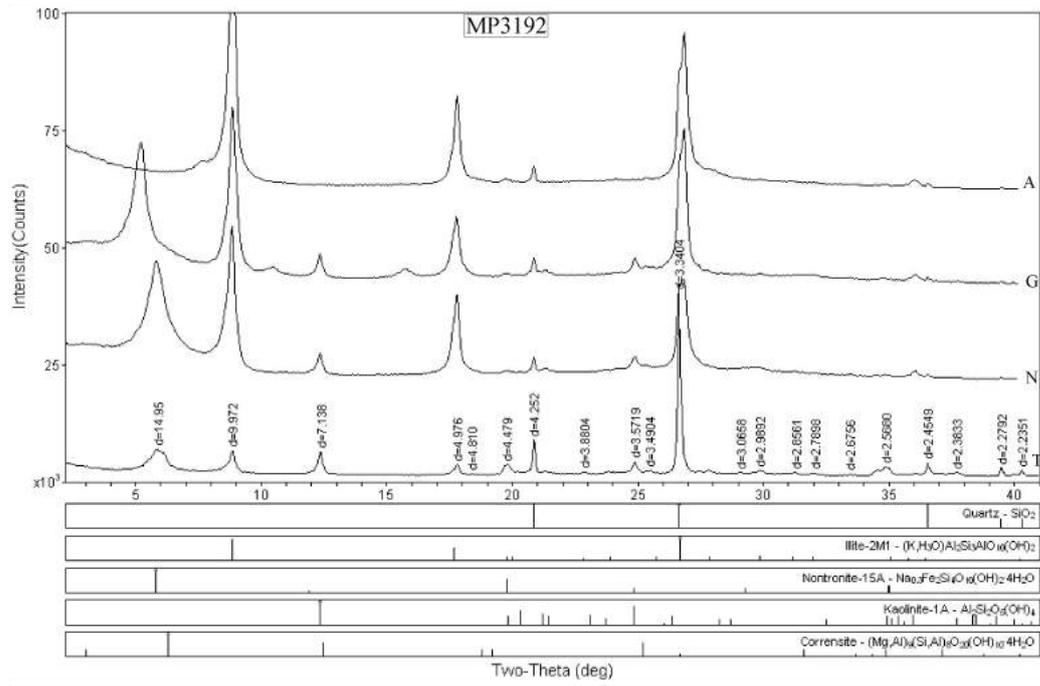


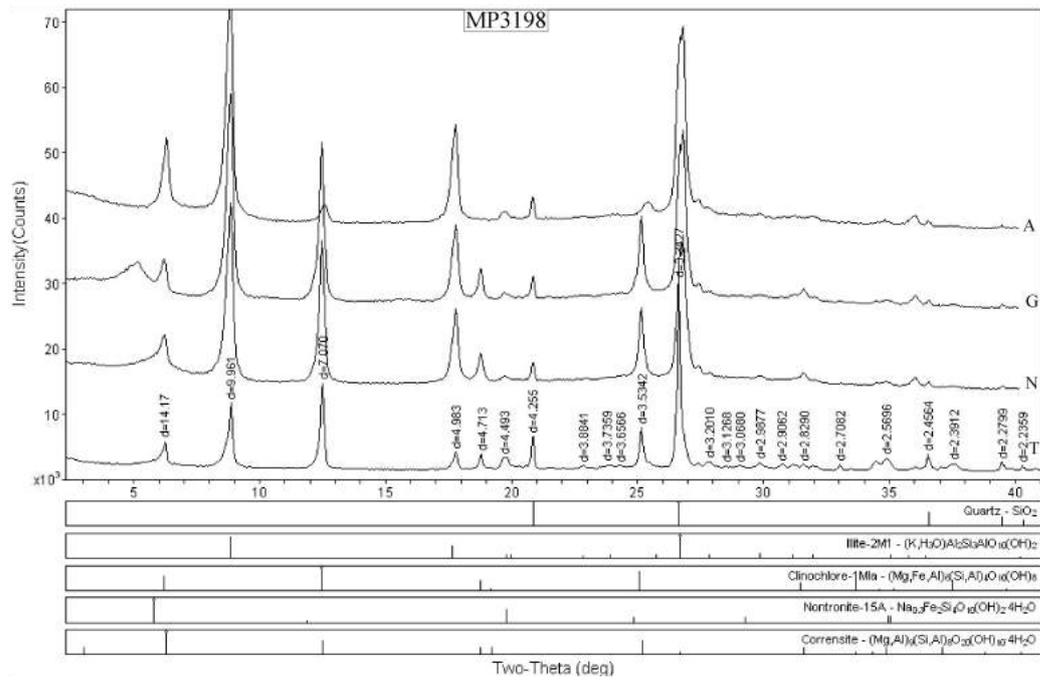
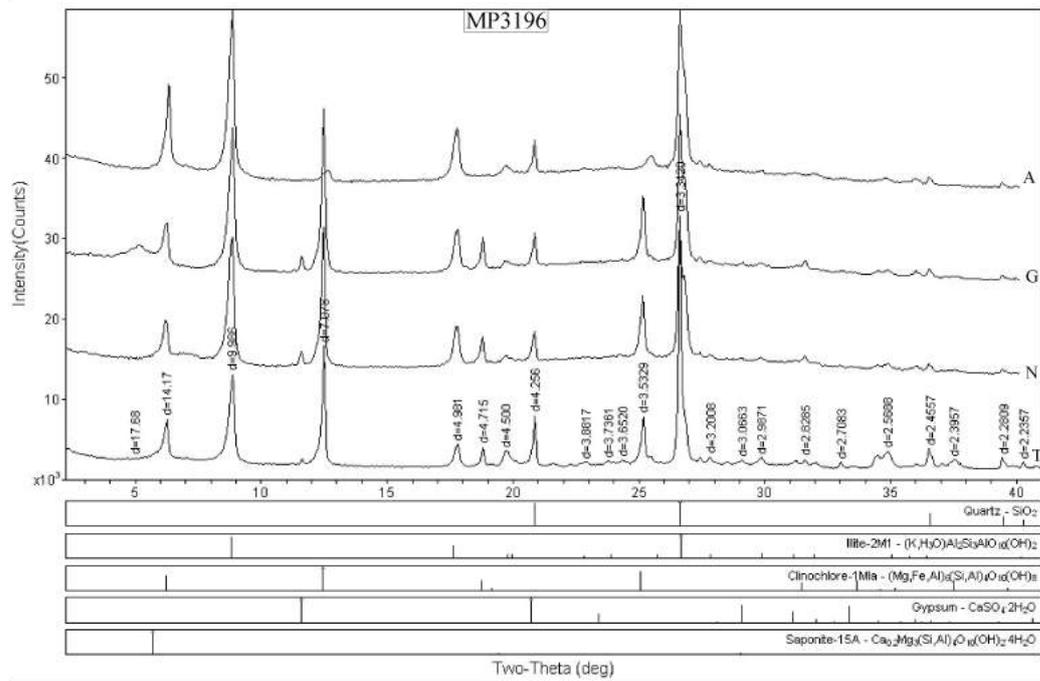


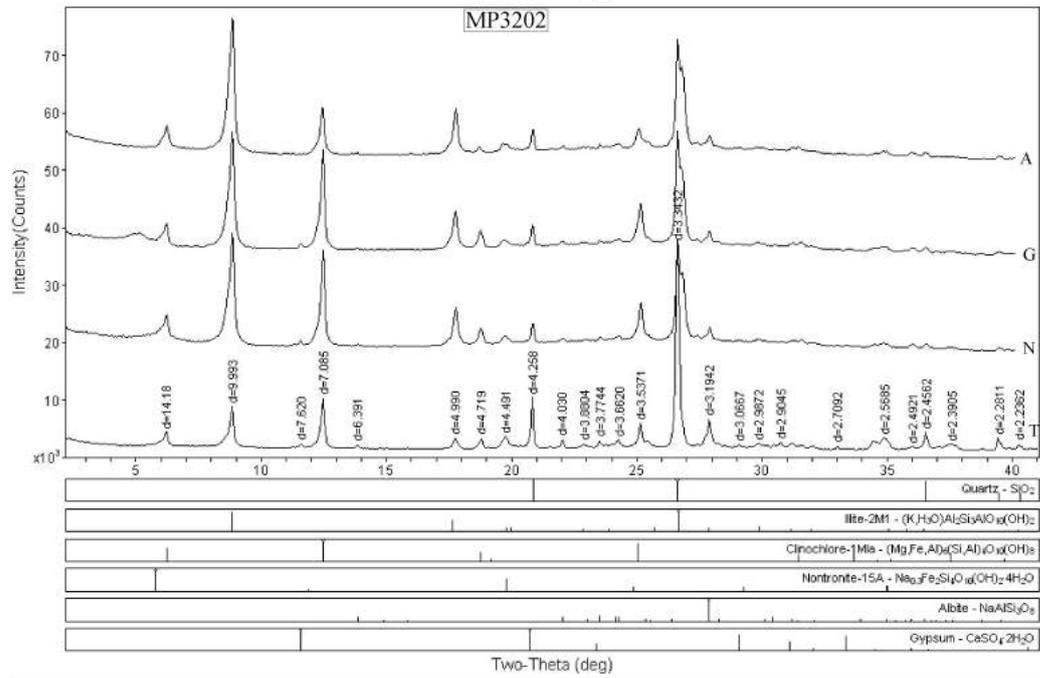
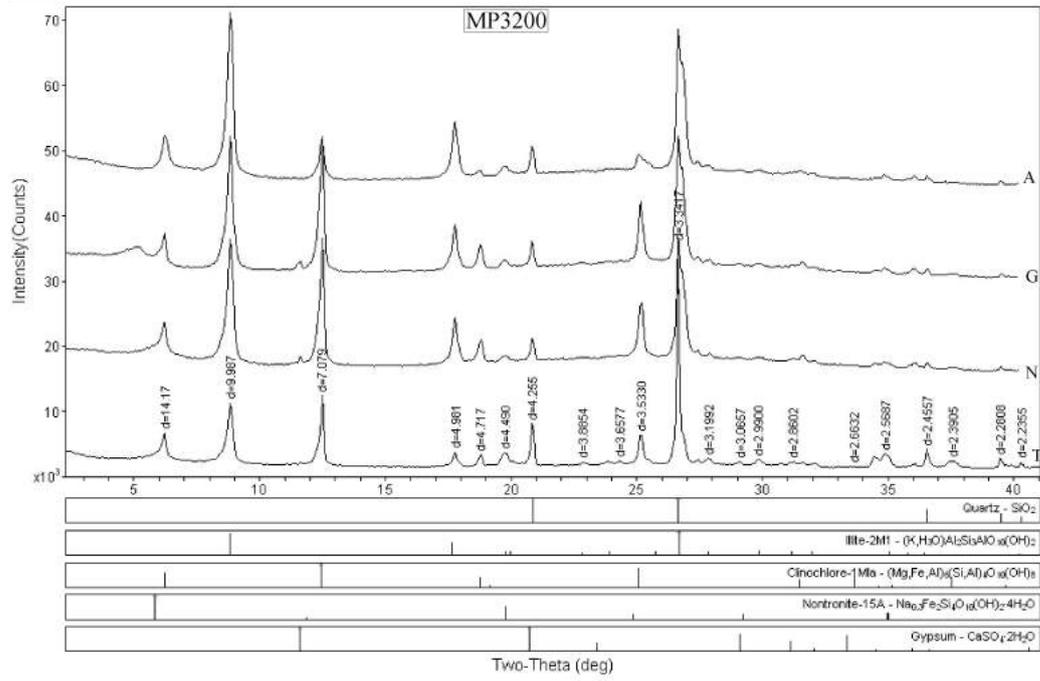


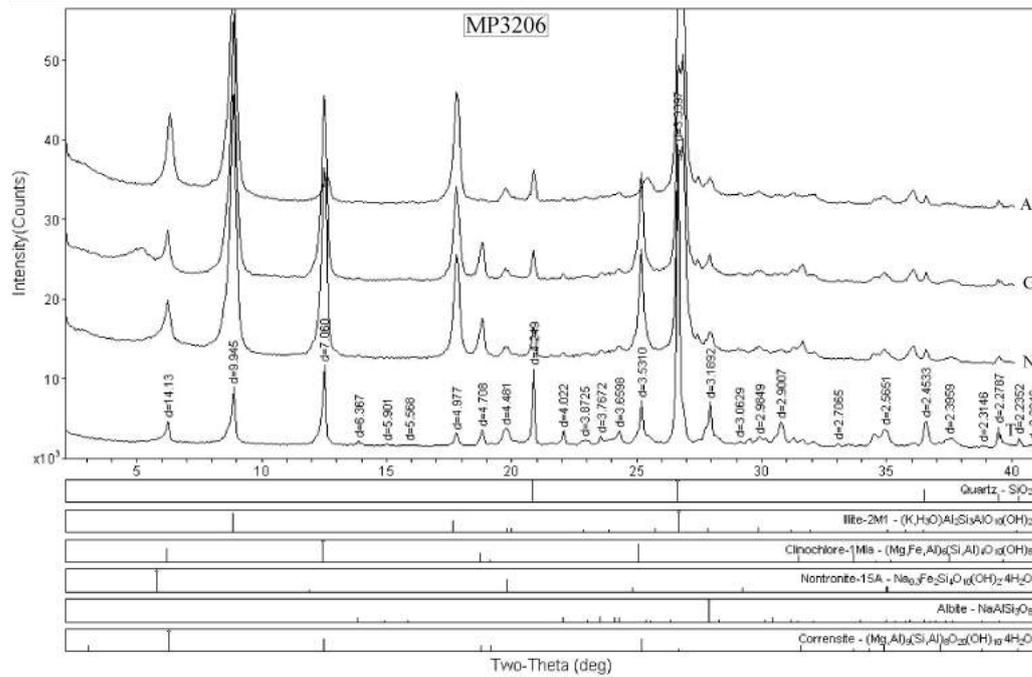
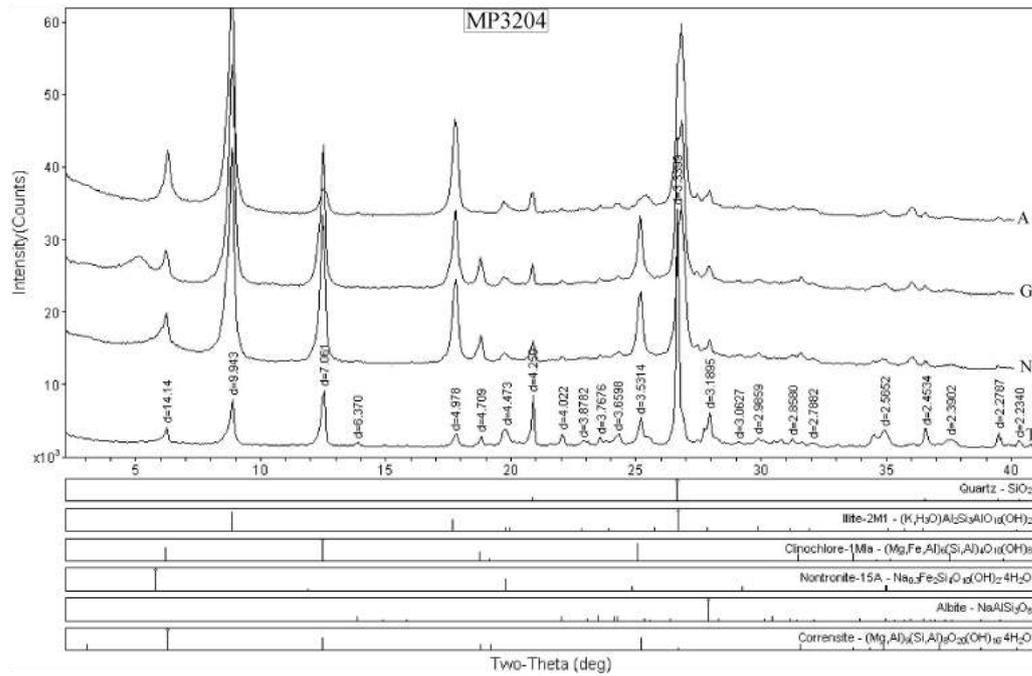


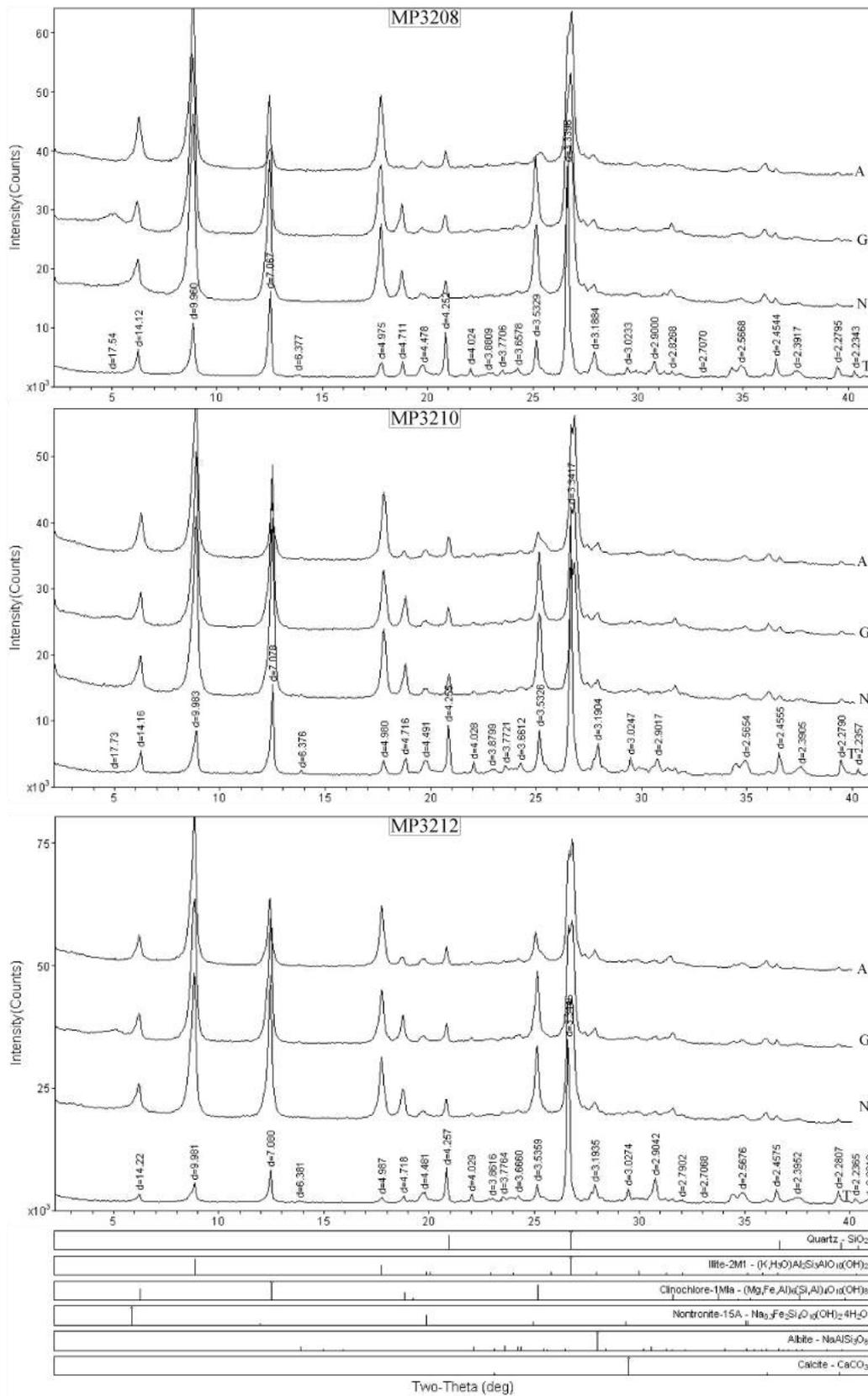


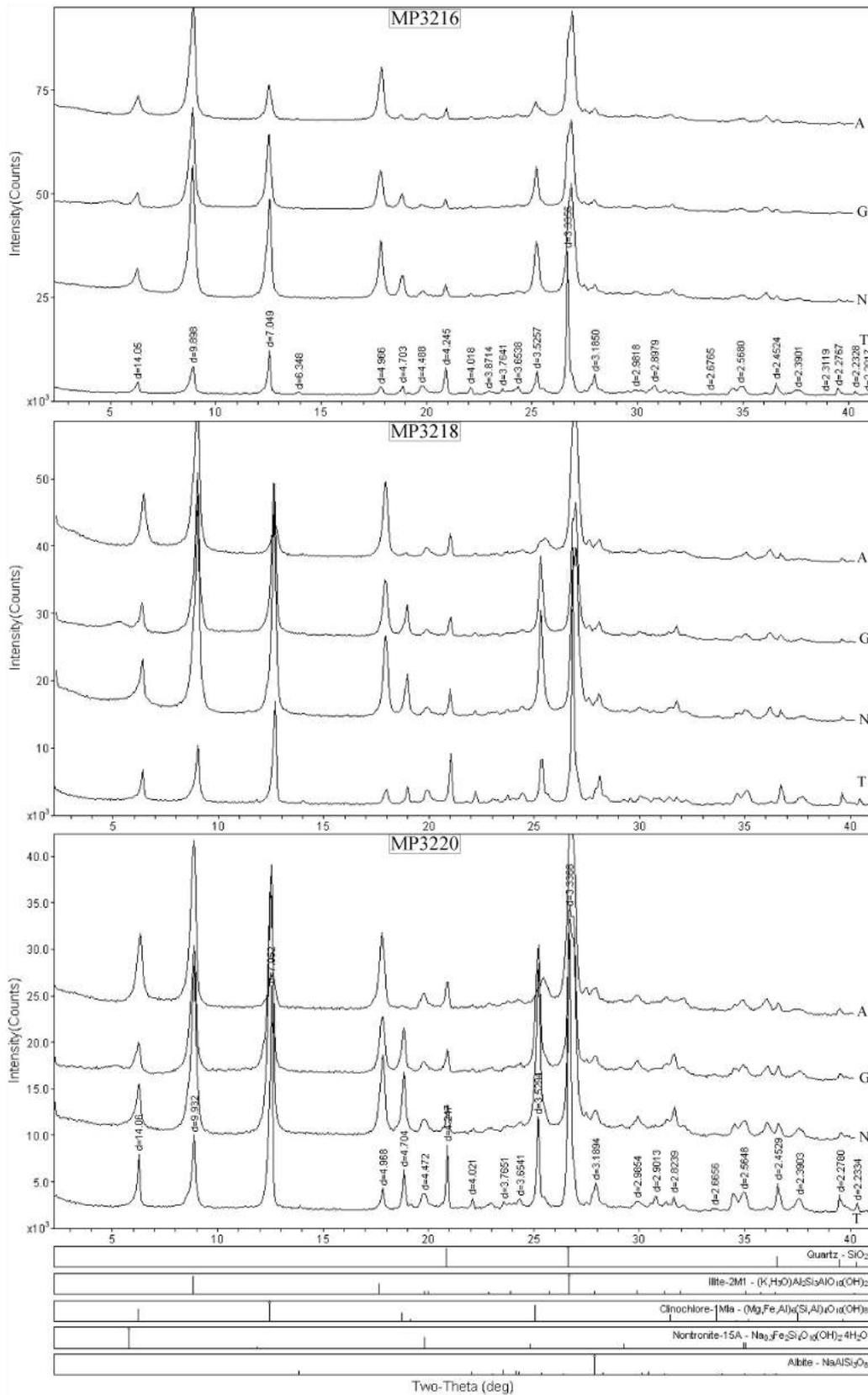


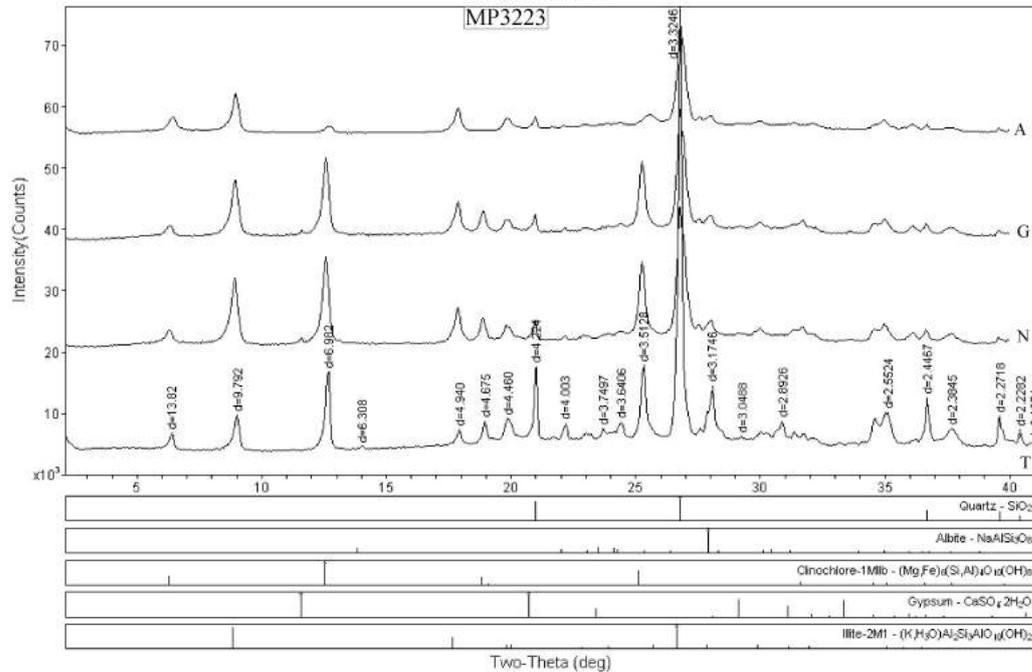
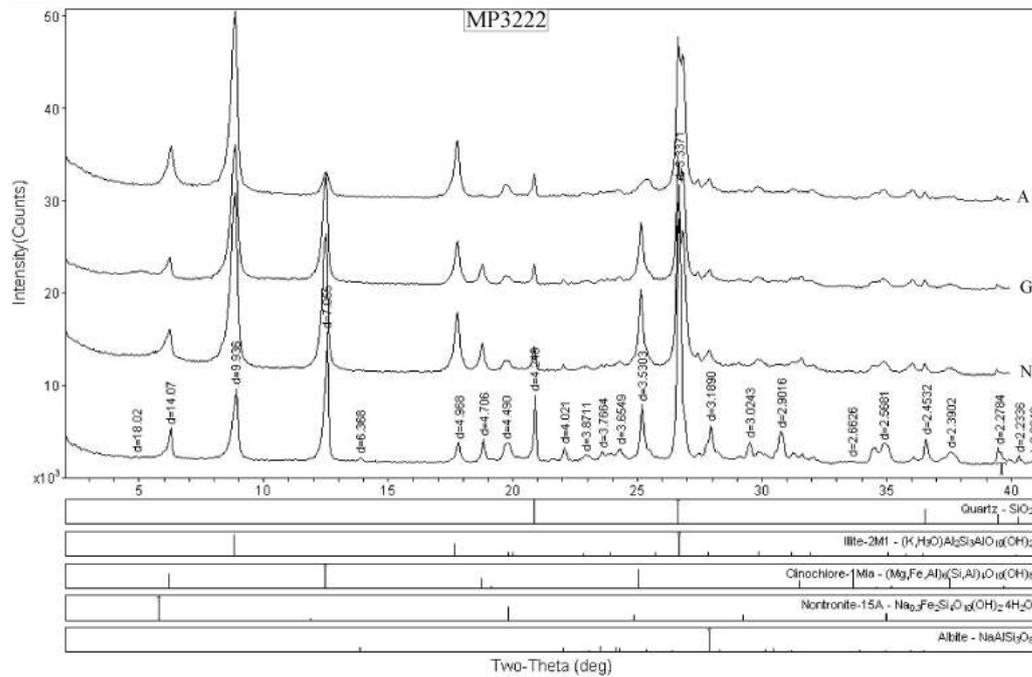


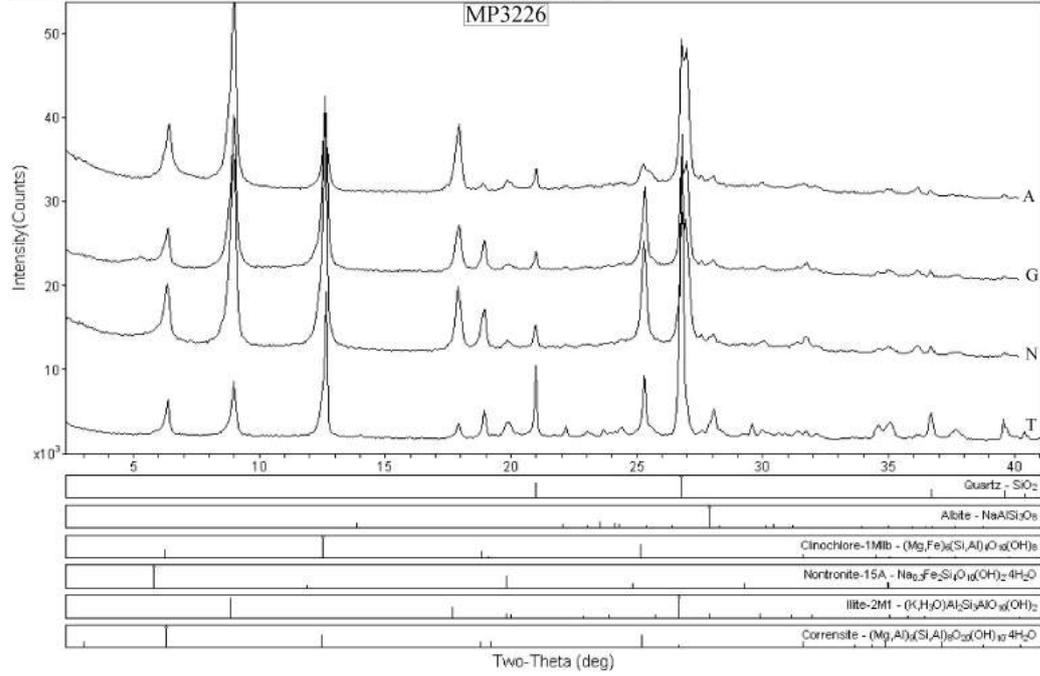
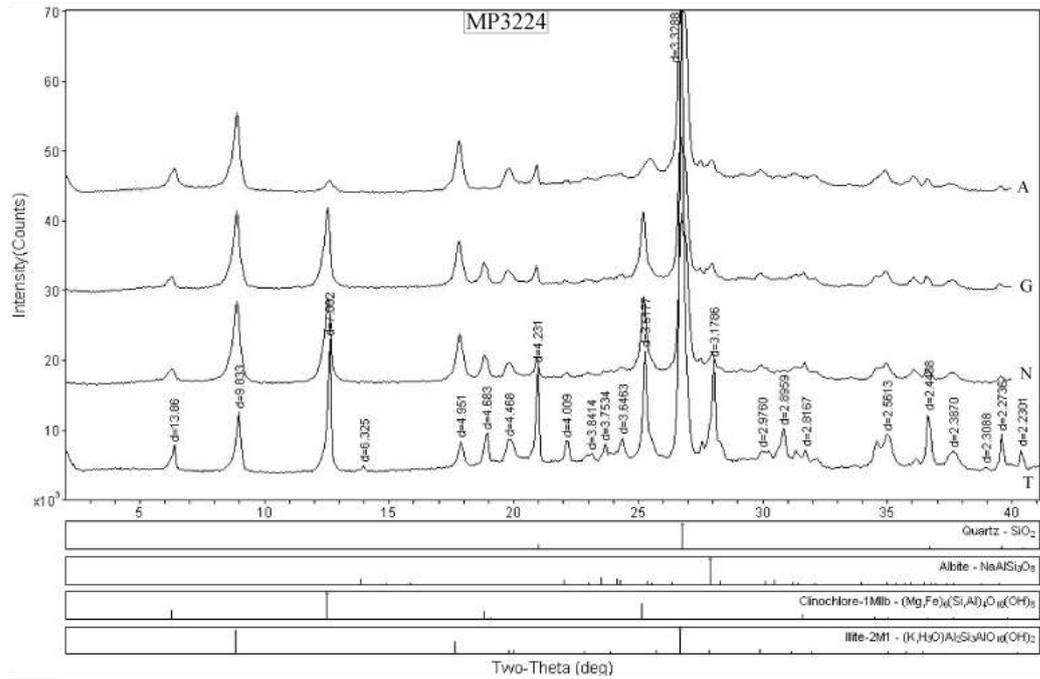


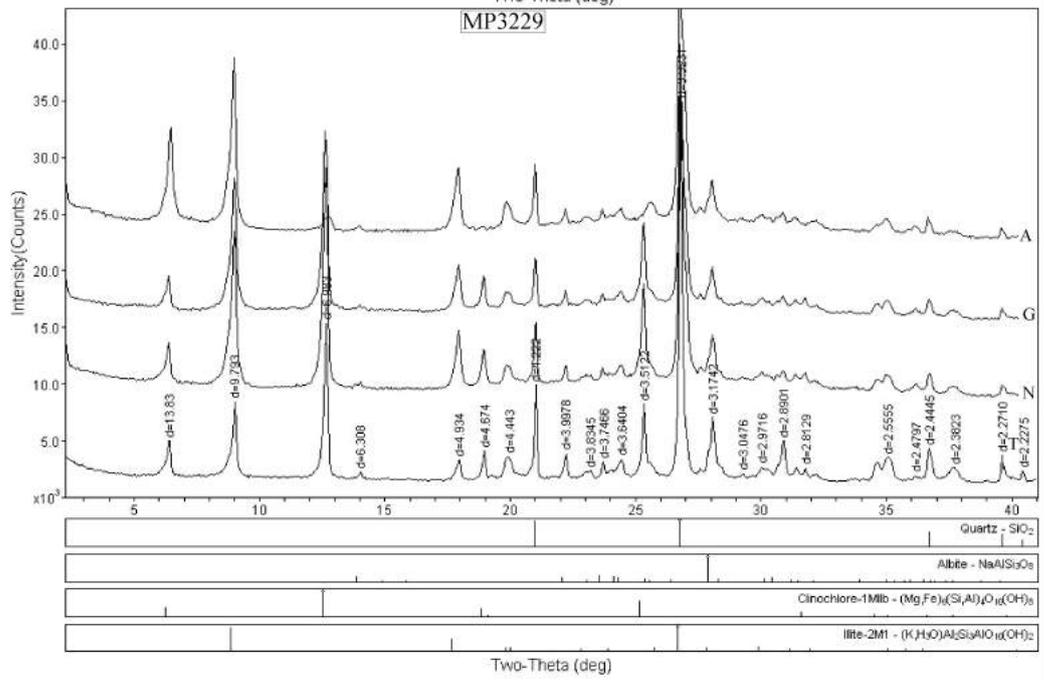
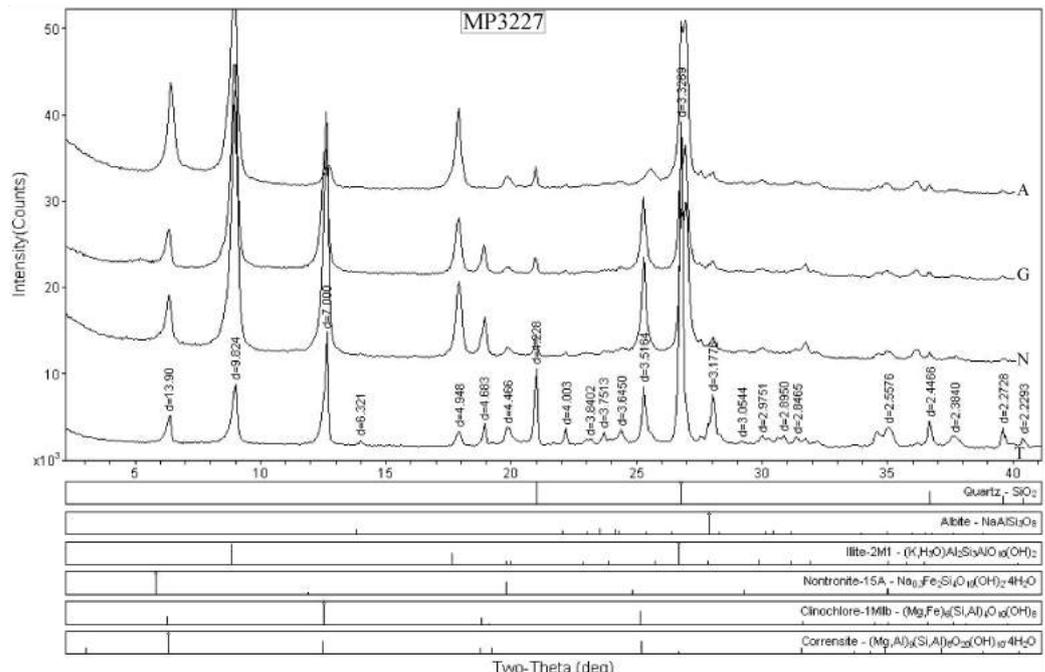


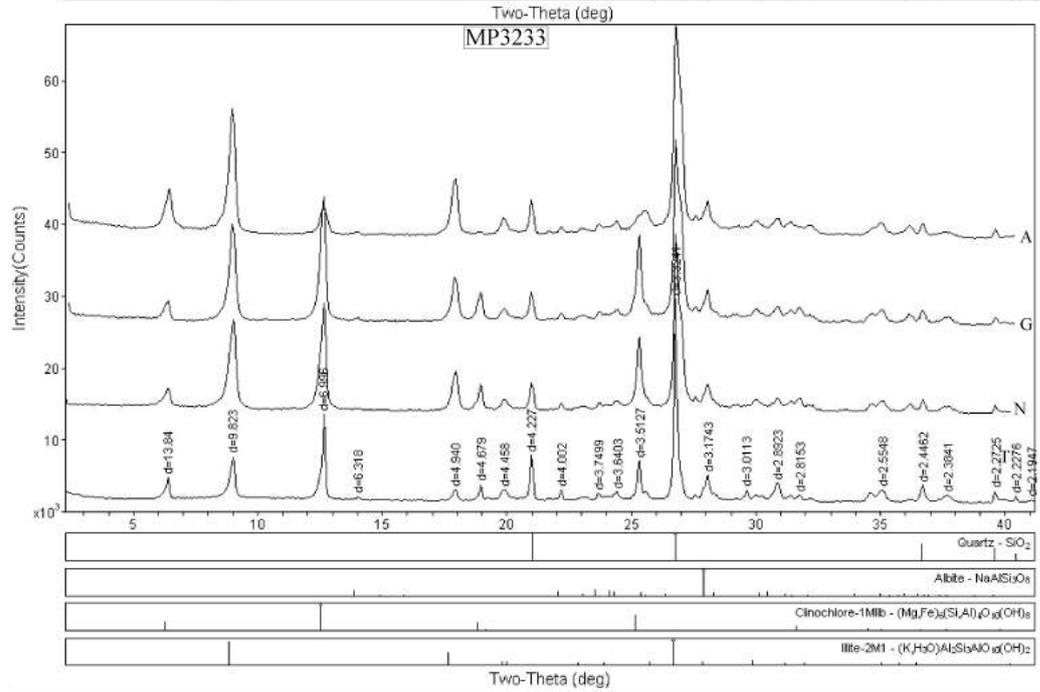
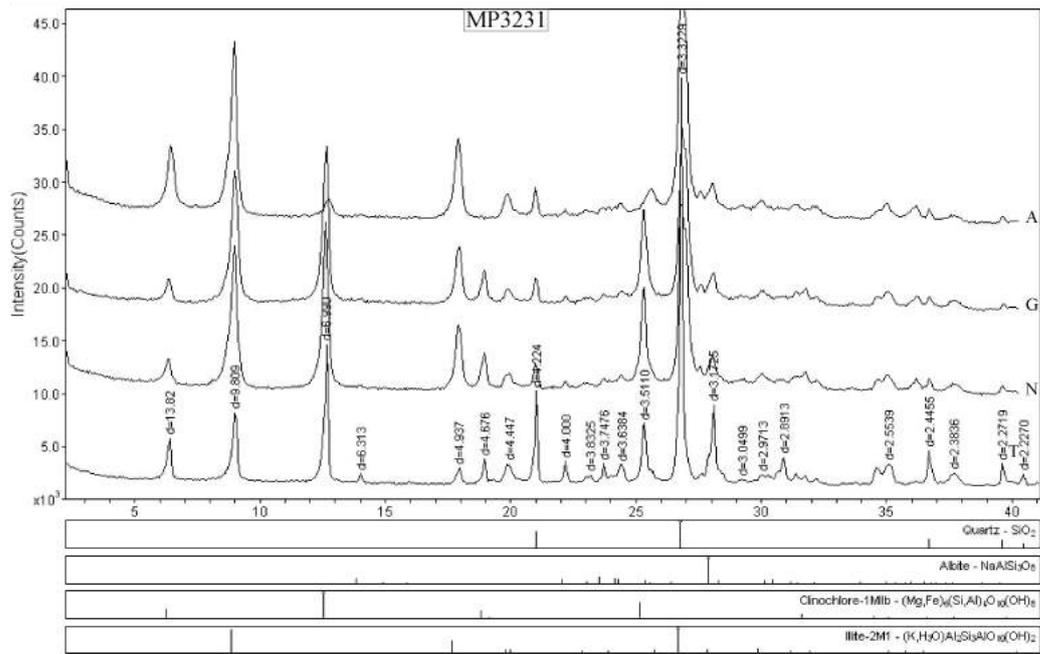


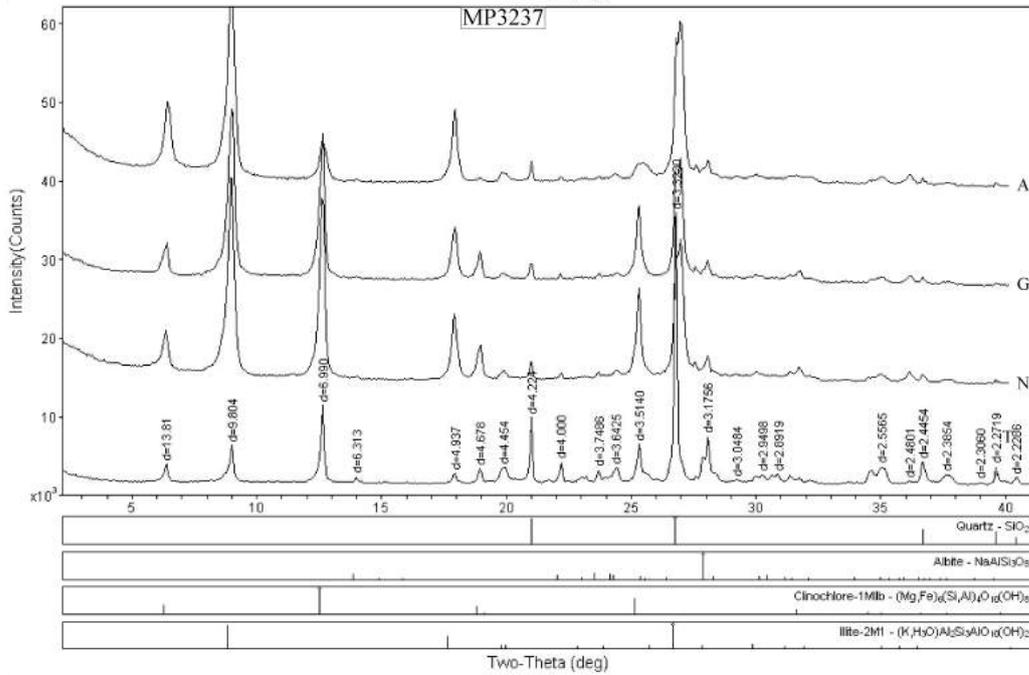
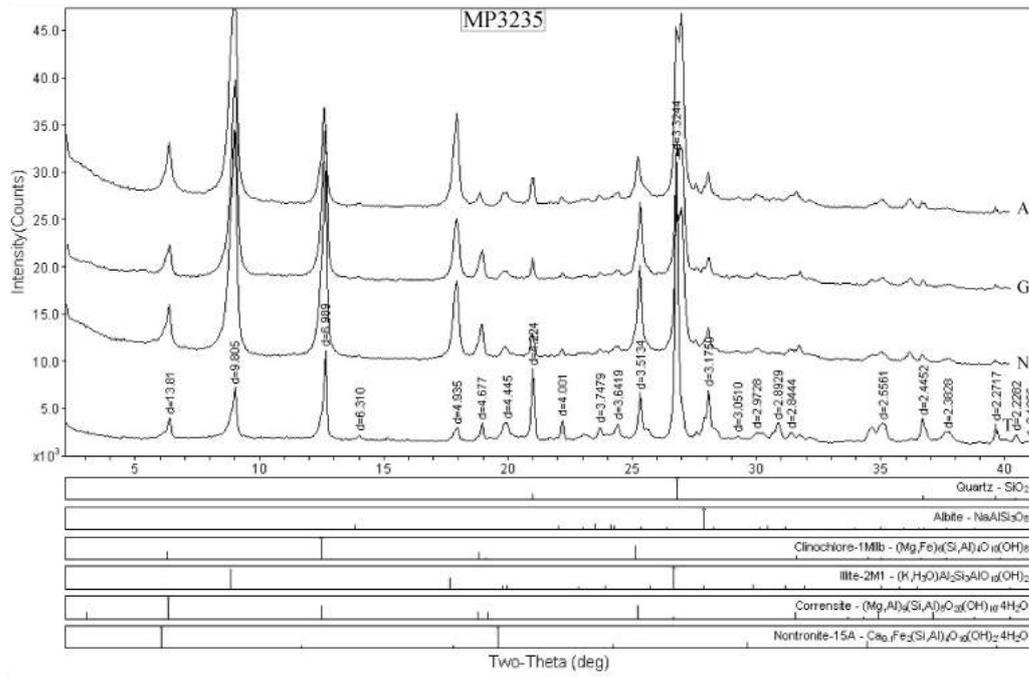


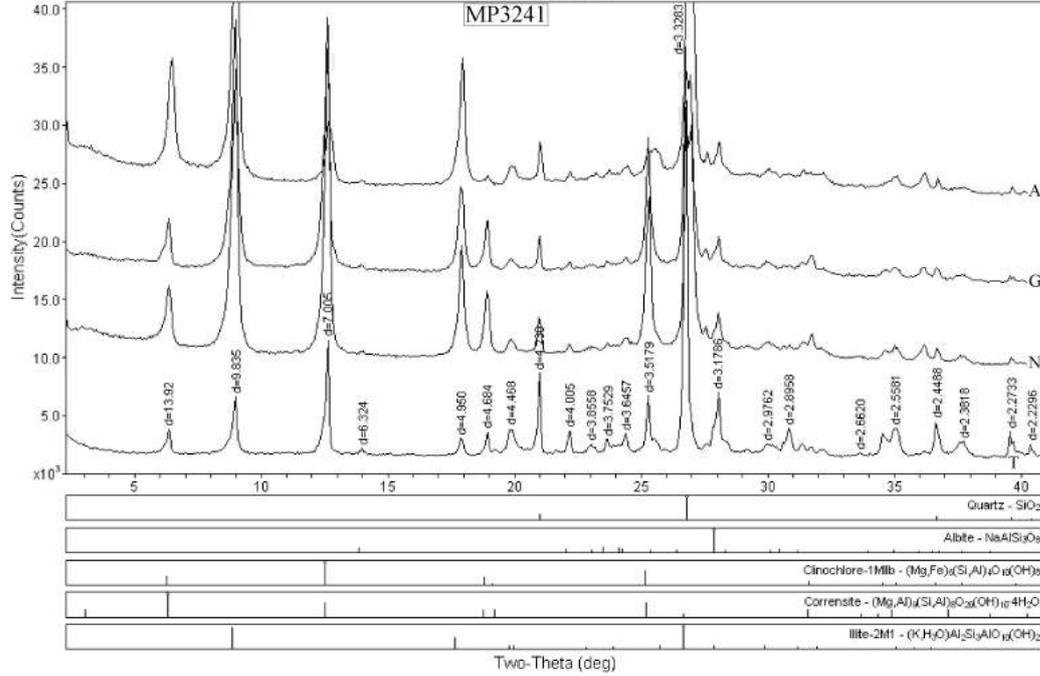
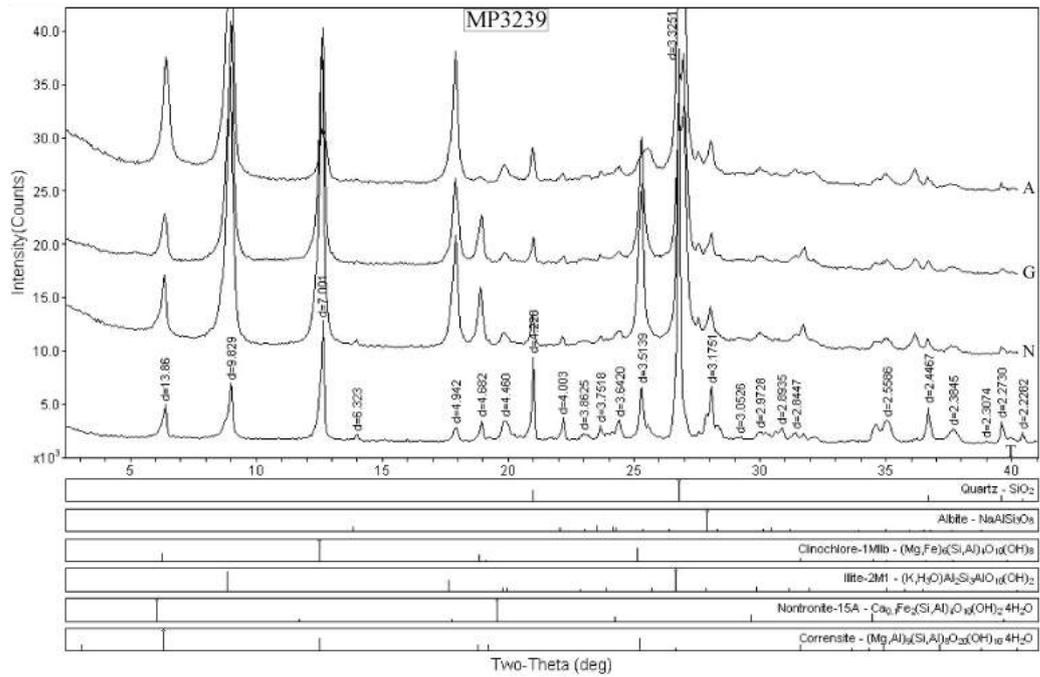


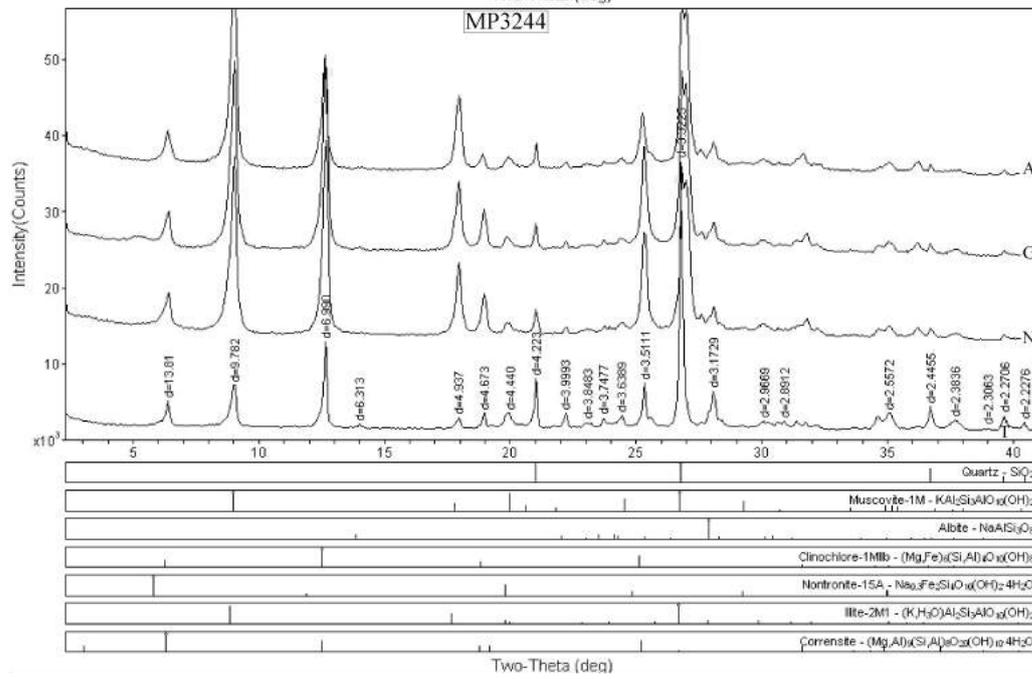
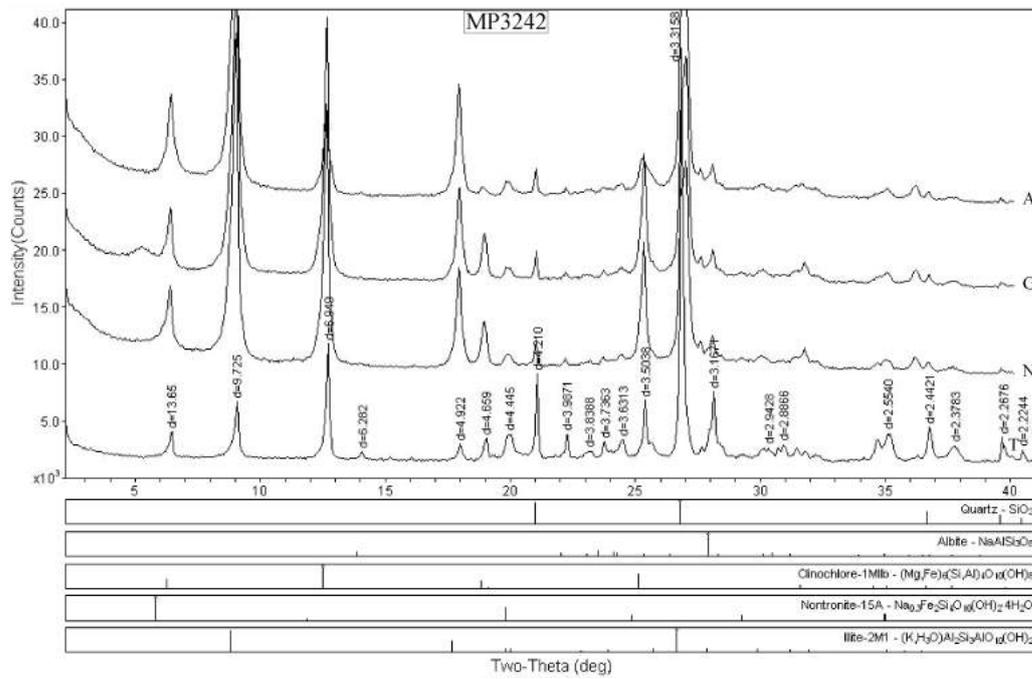


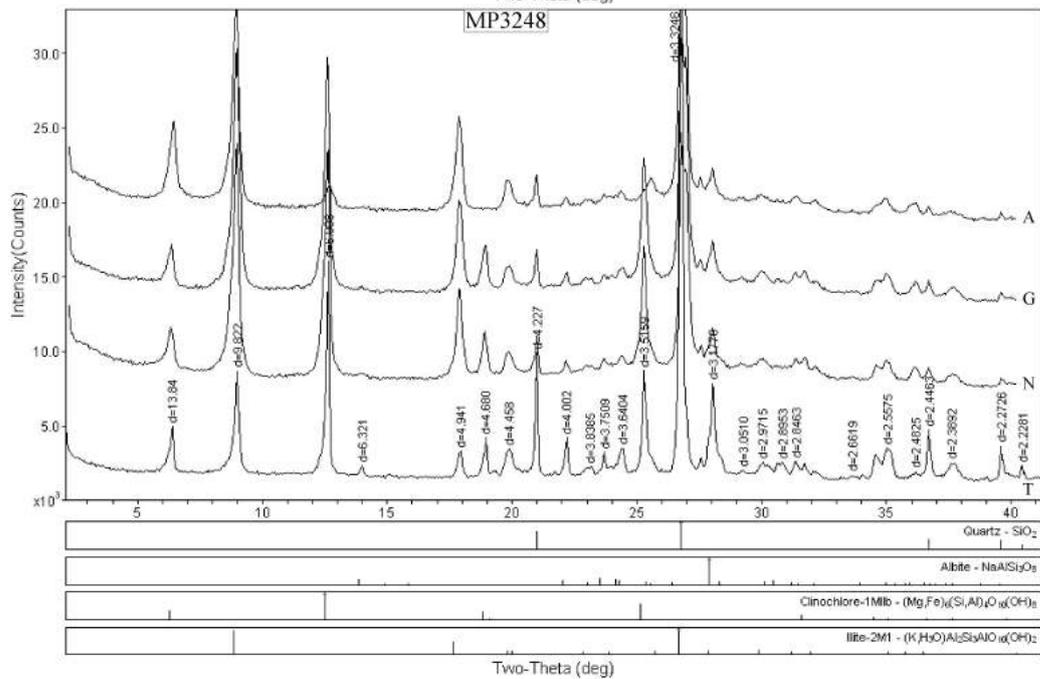
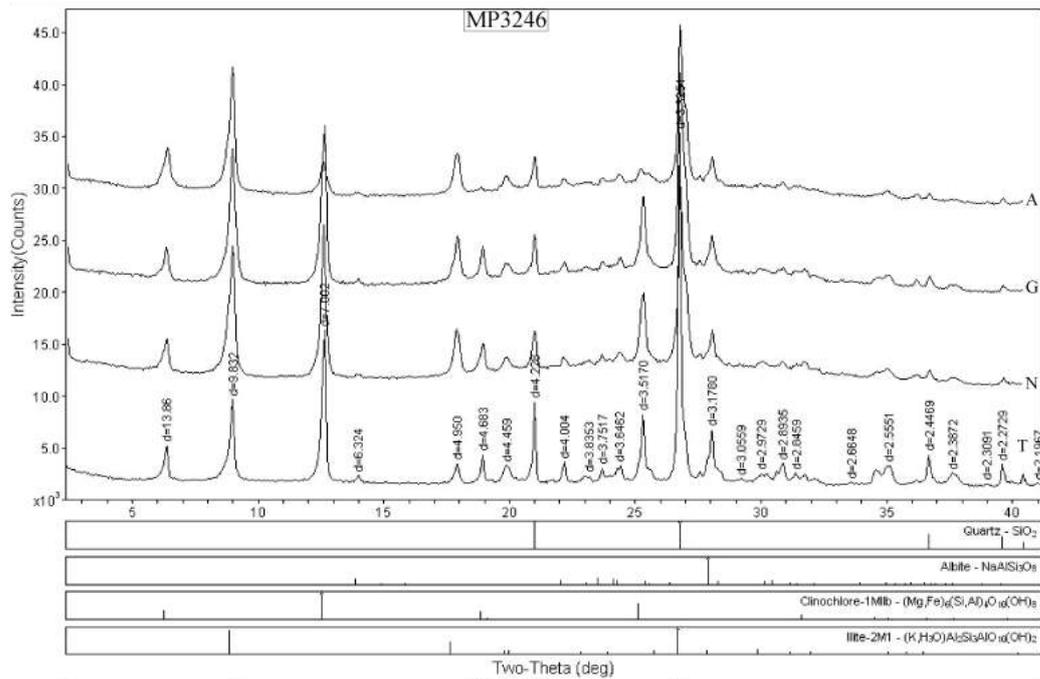


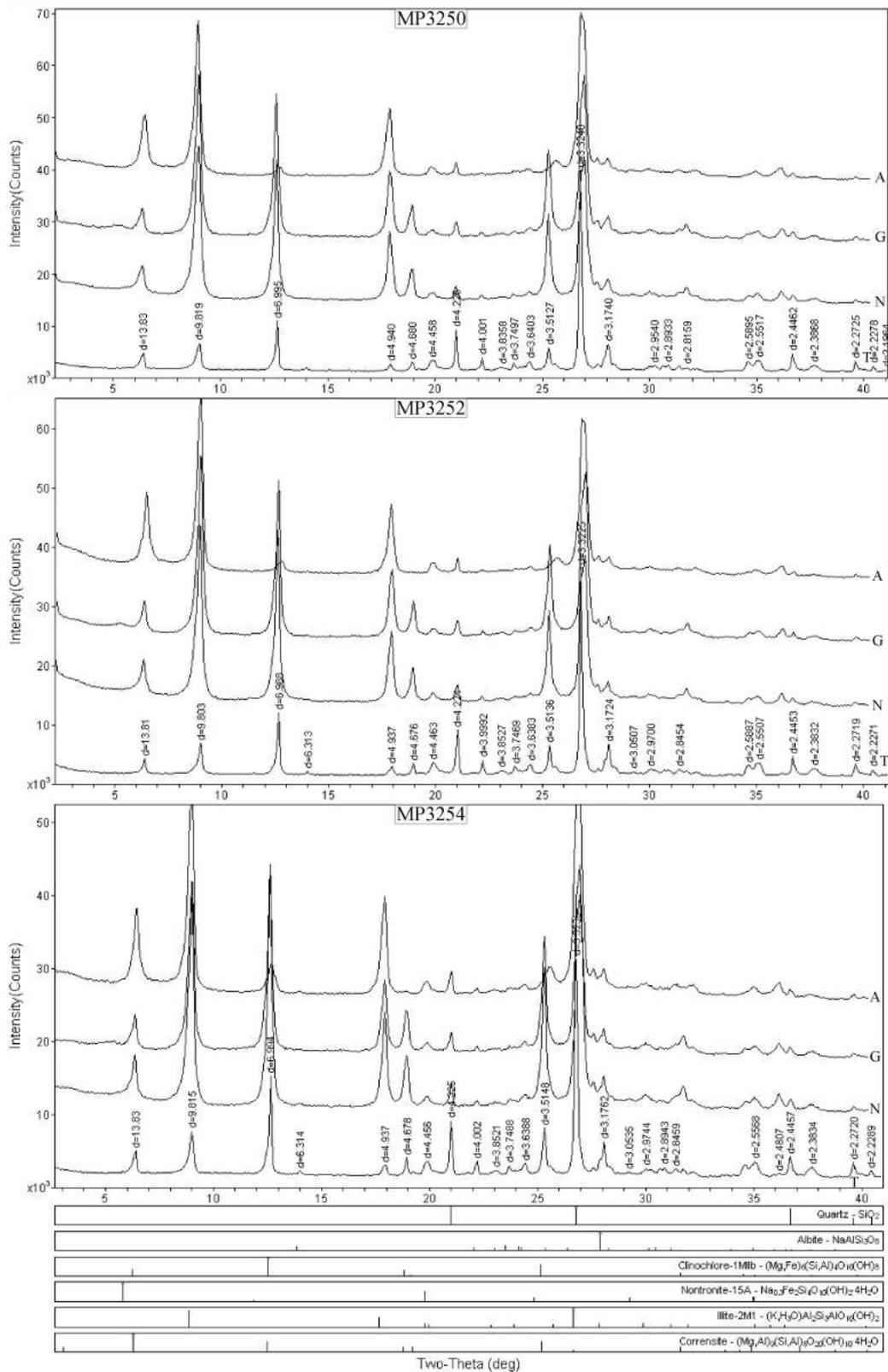


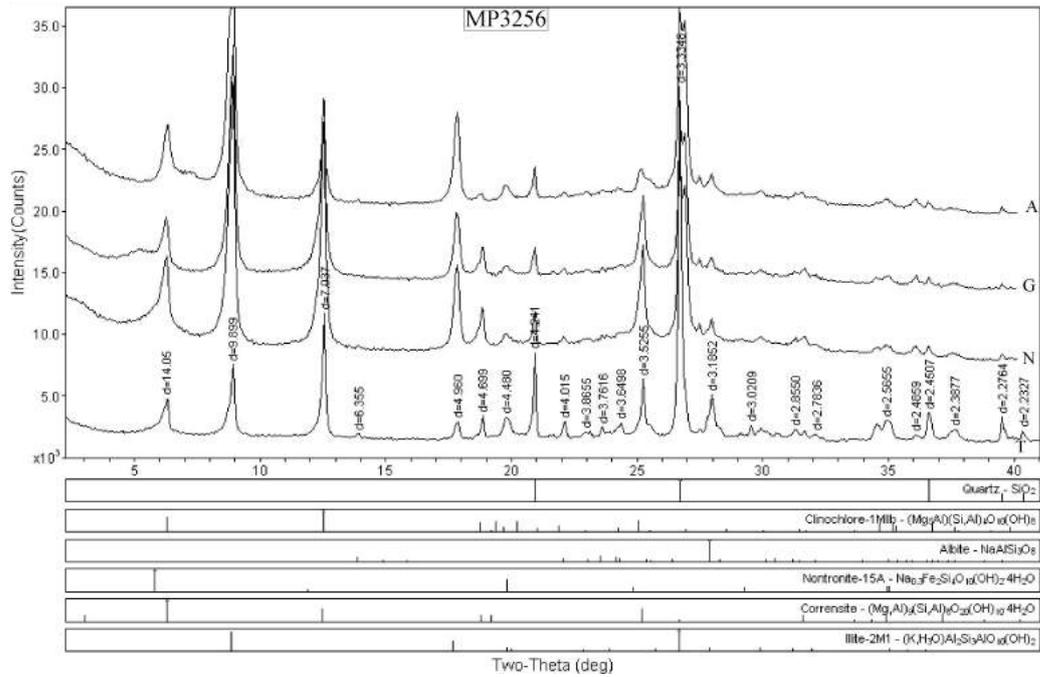
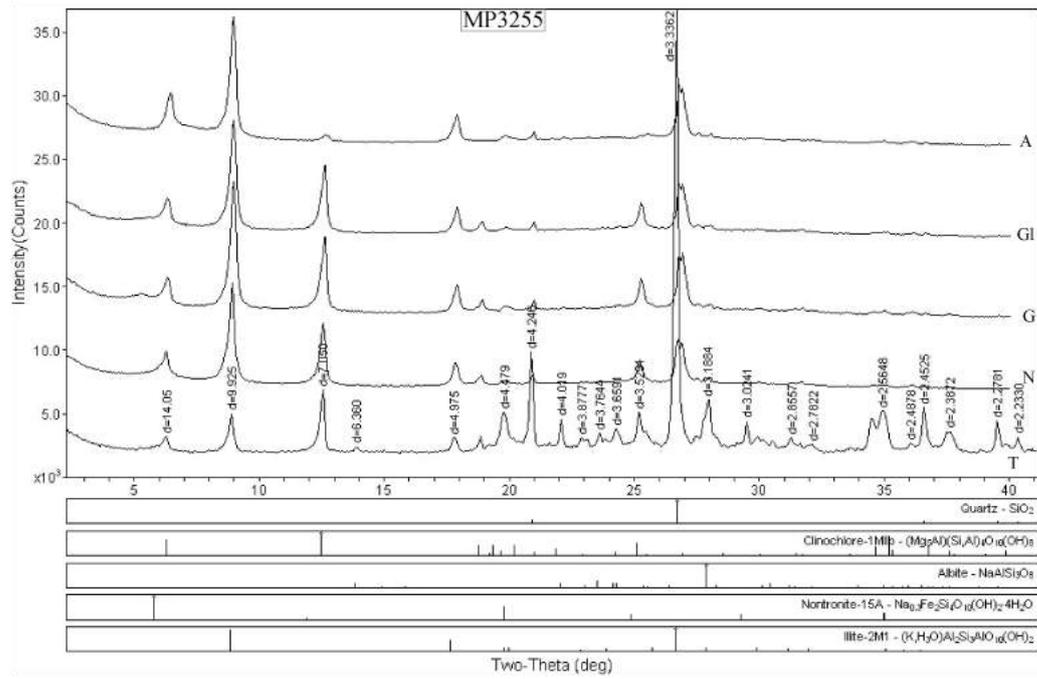


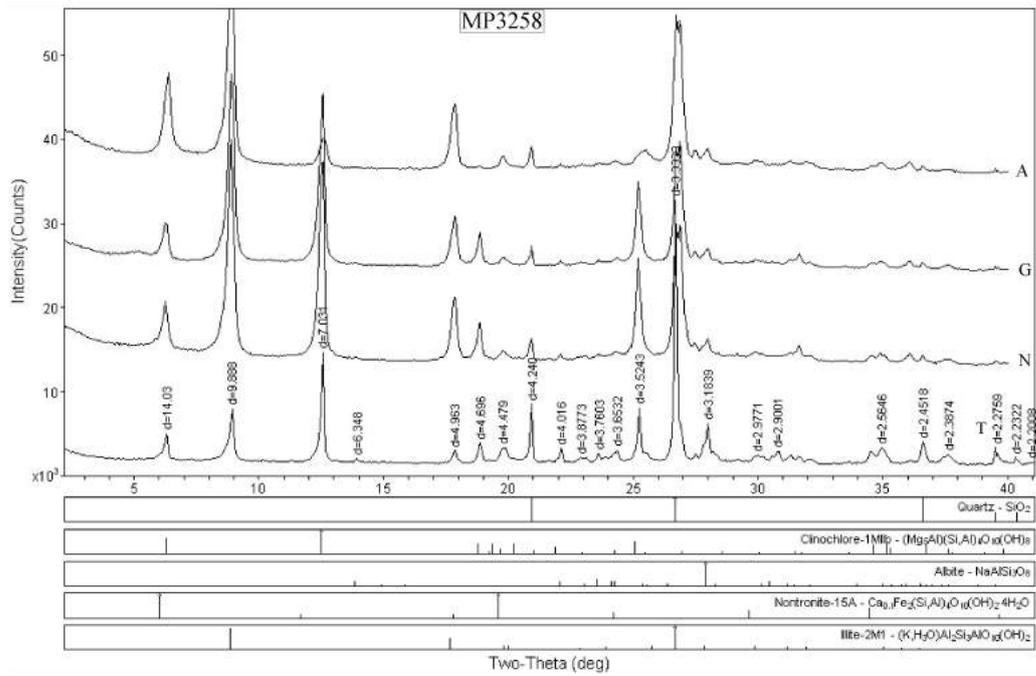
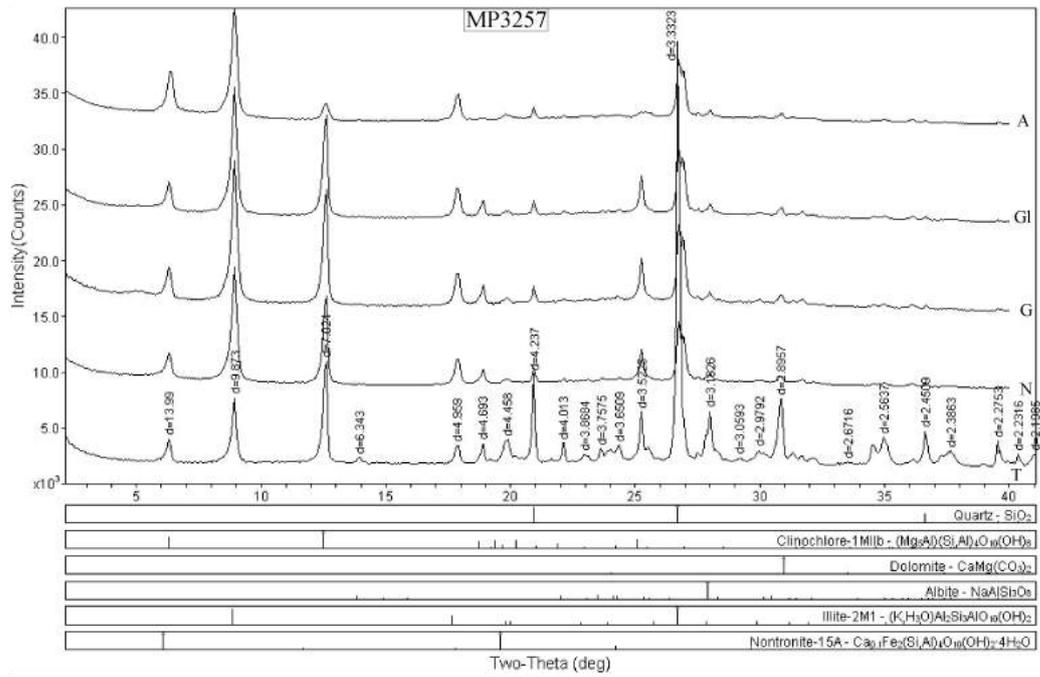


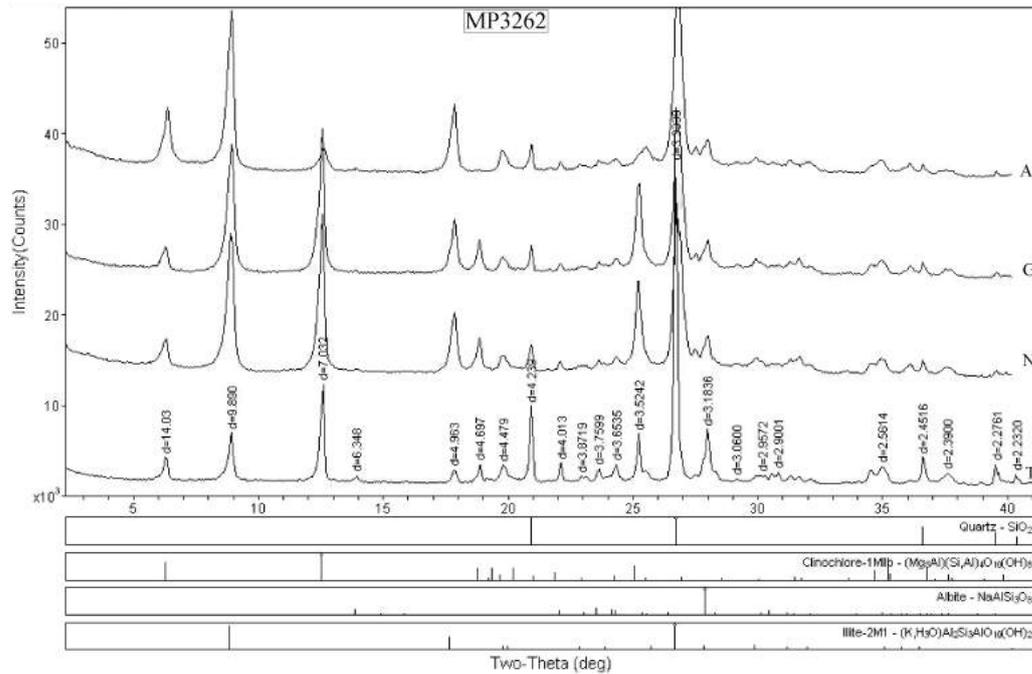
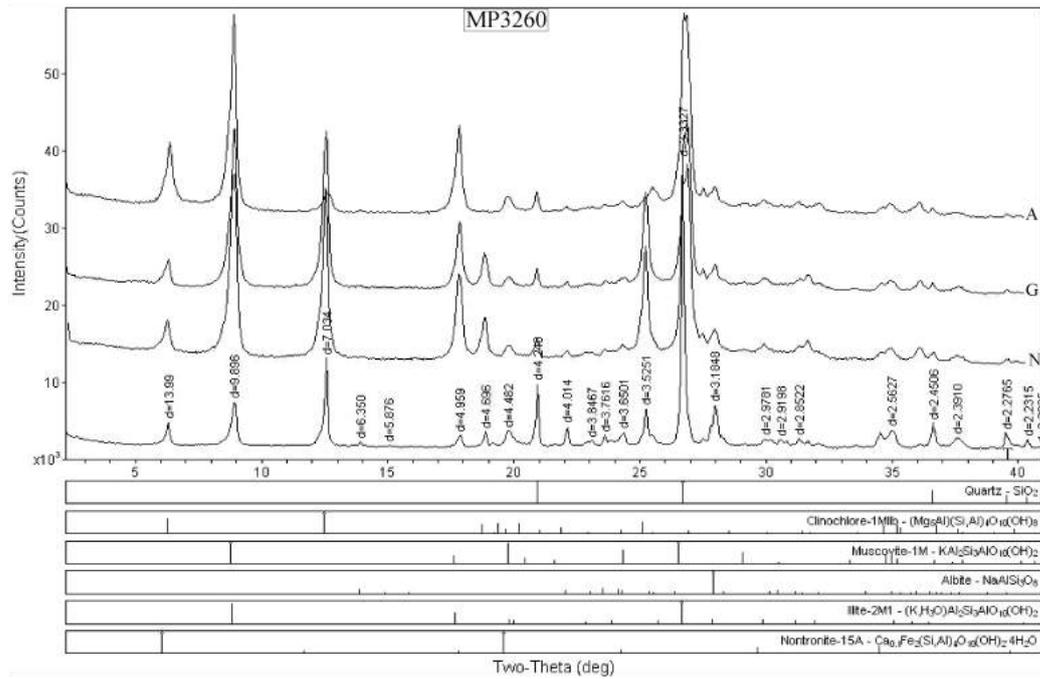


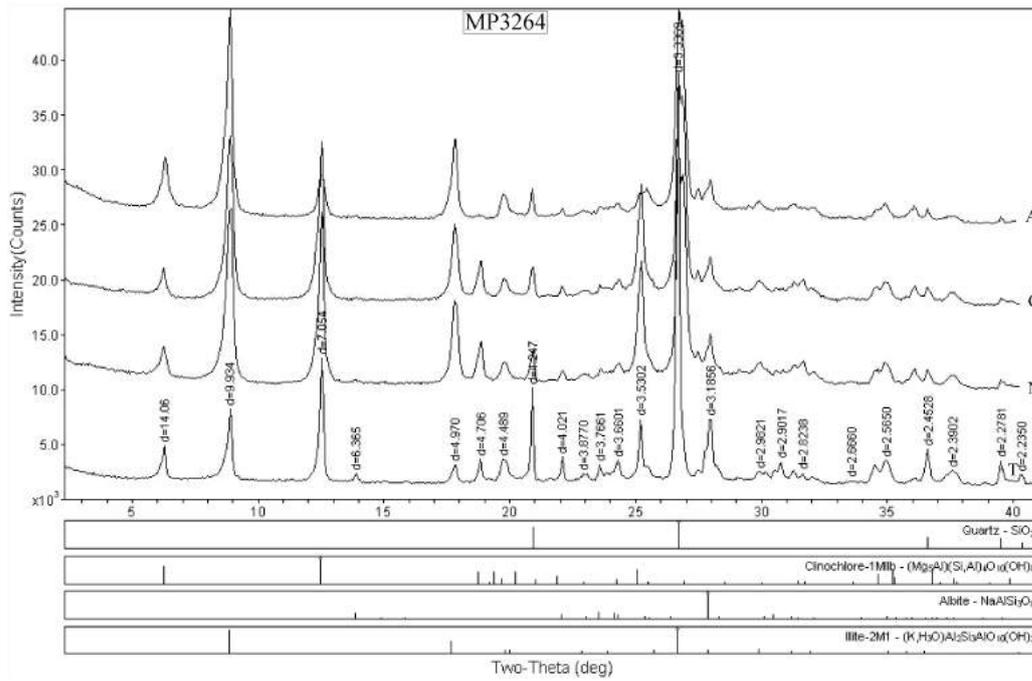




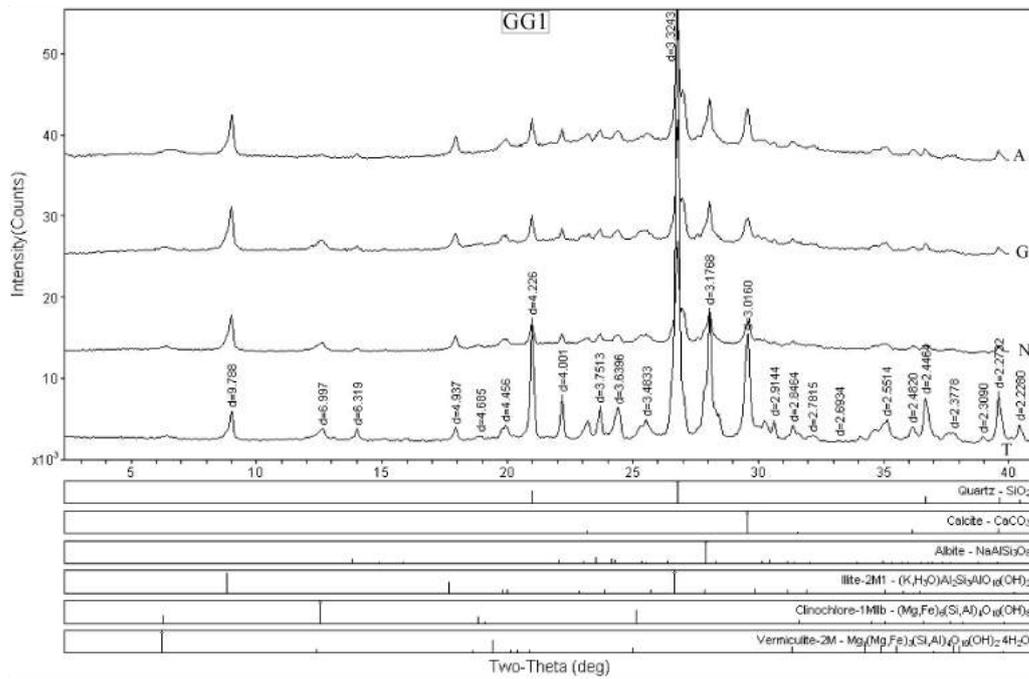


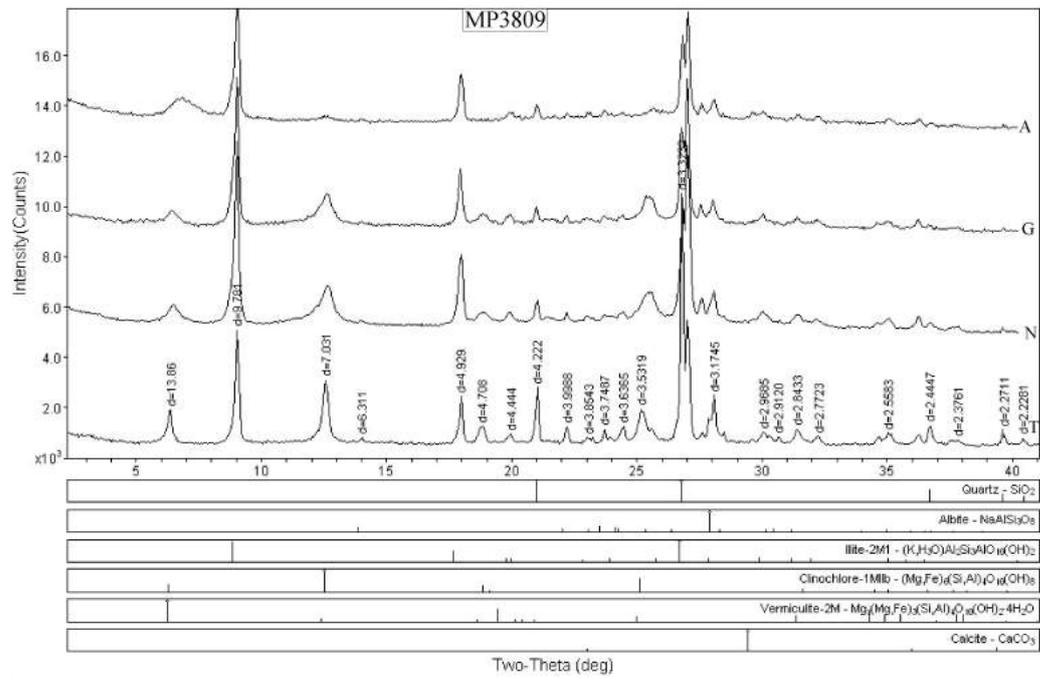






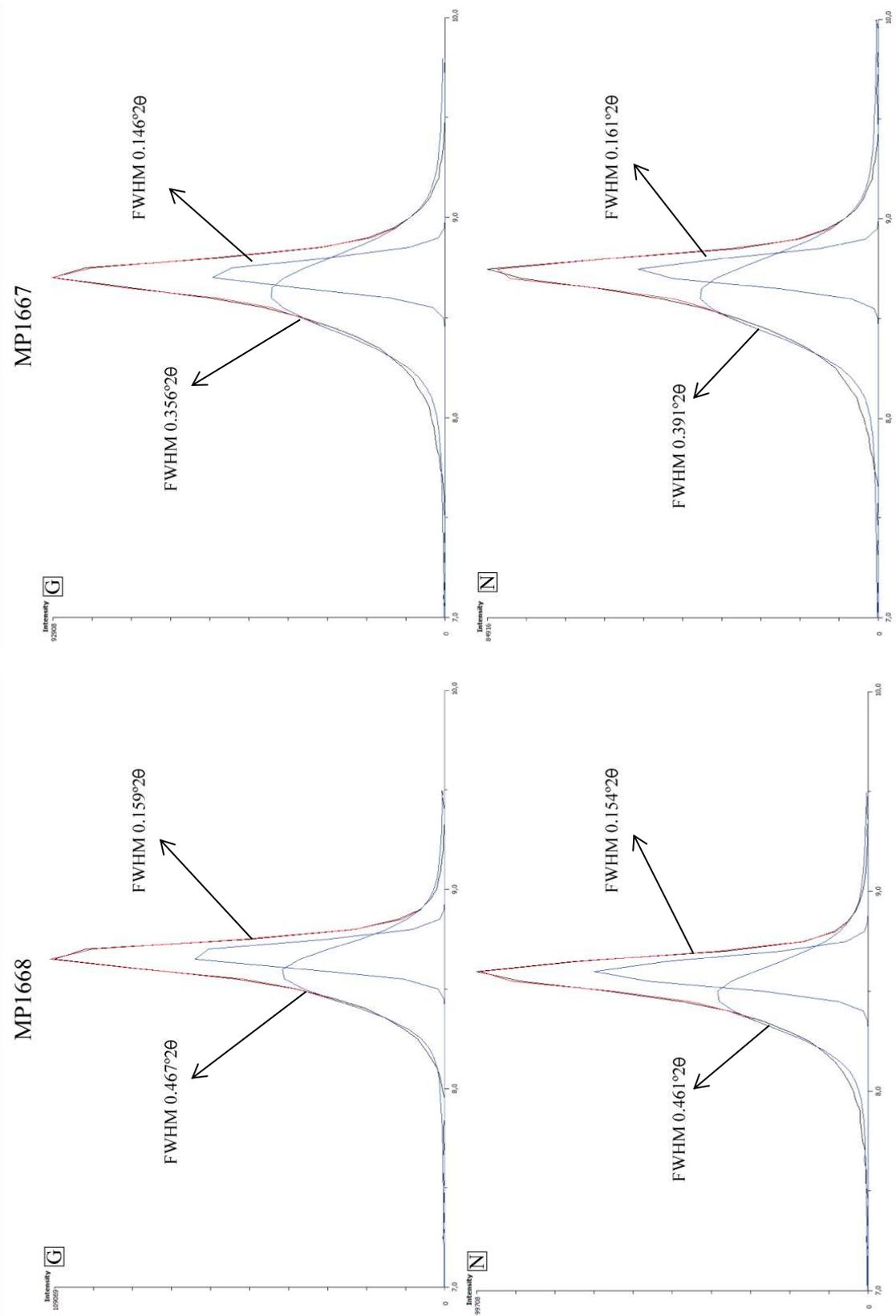
AFLORAMENTO AO LONGO DA MS-243

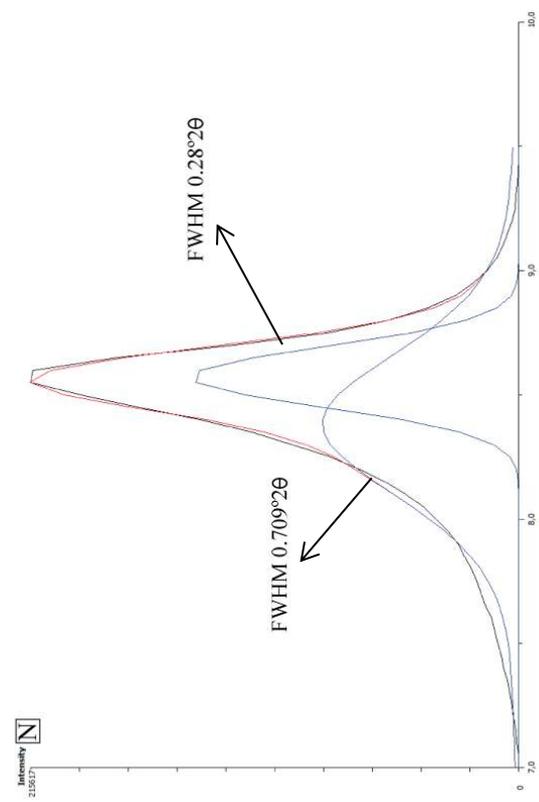
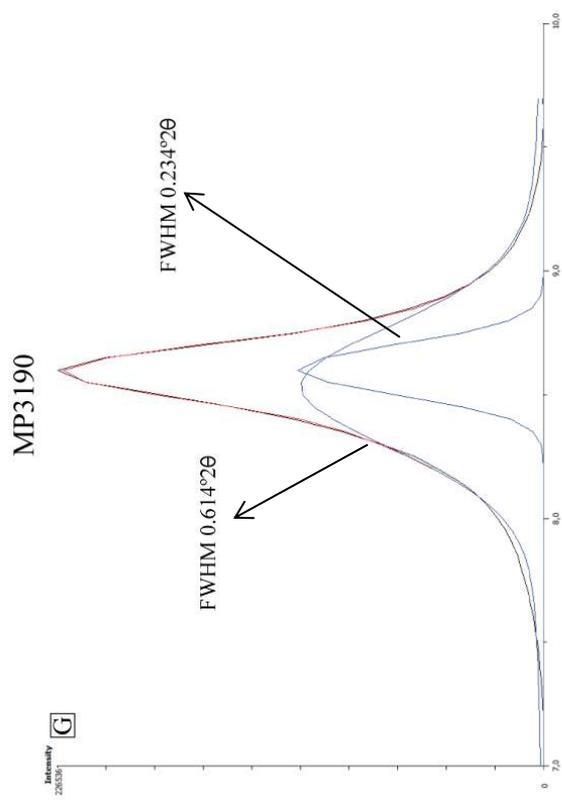
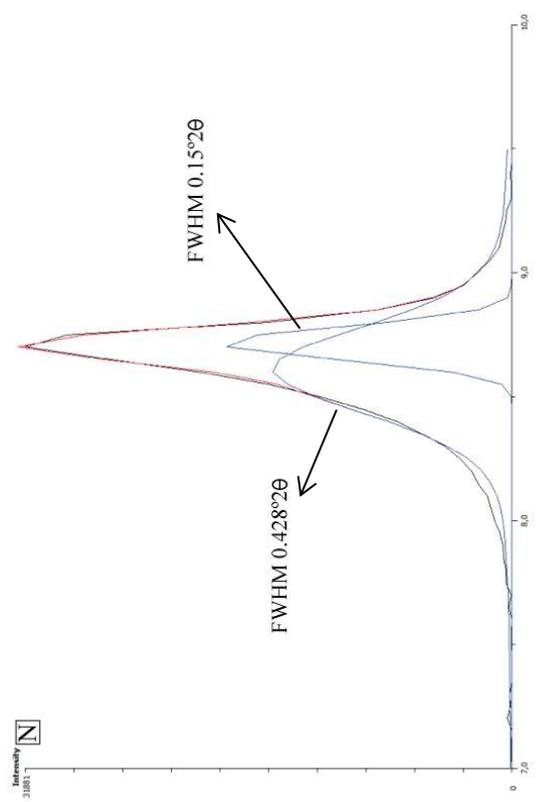
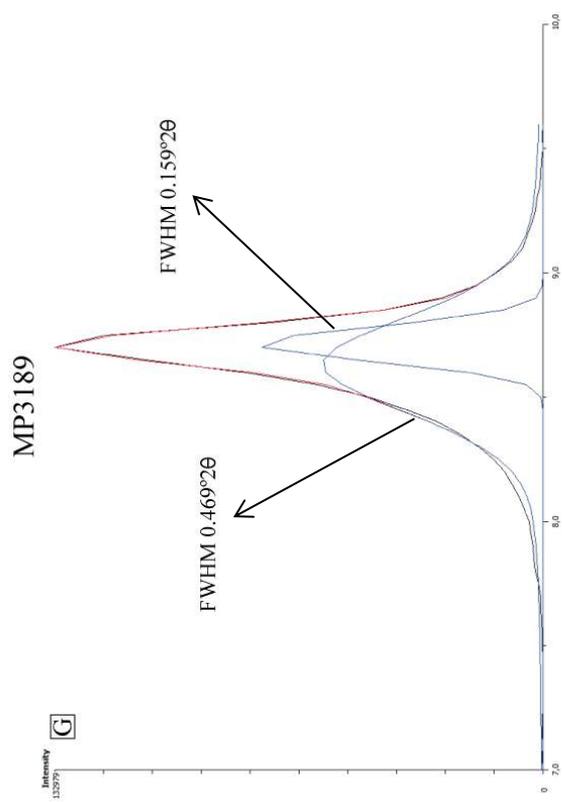


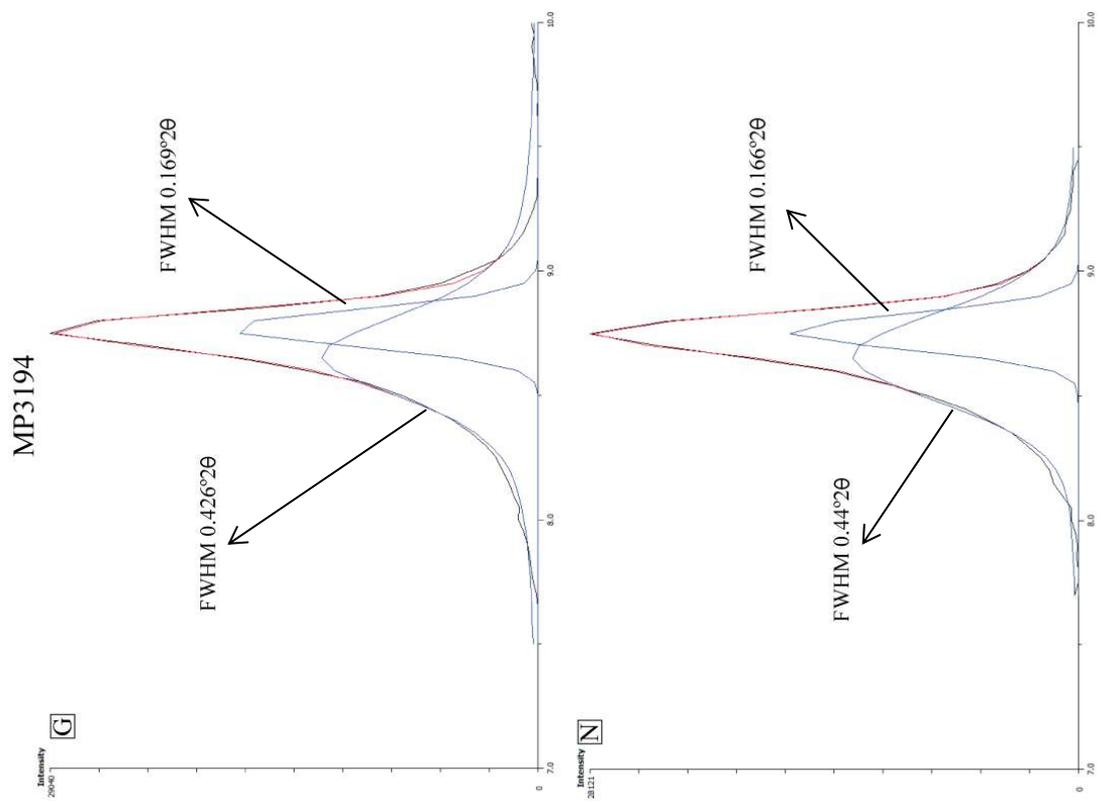
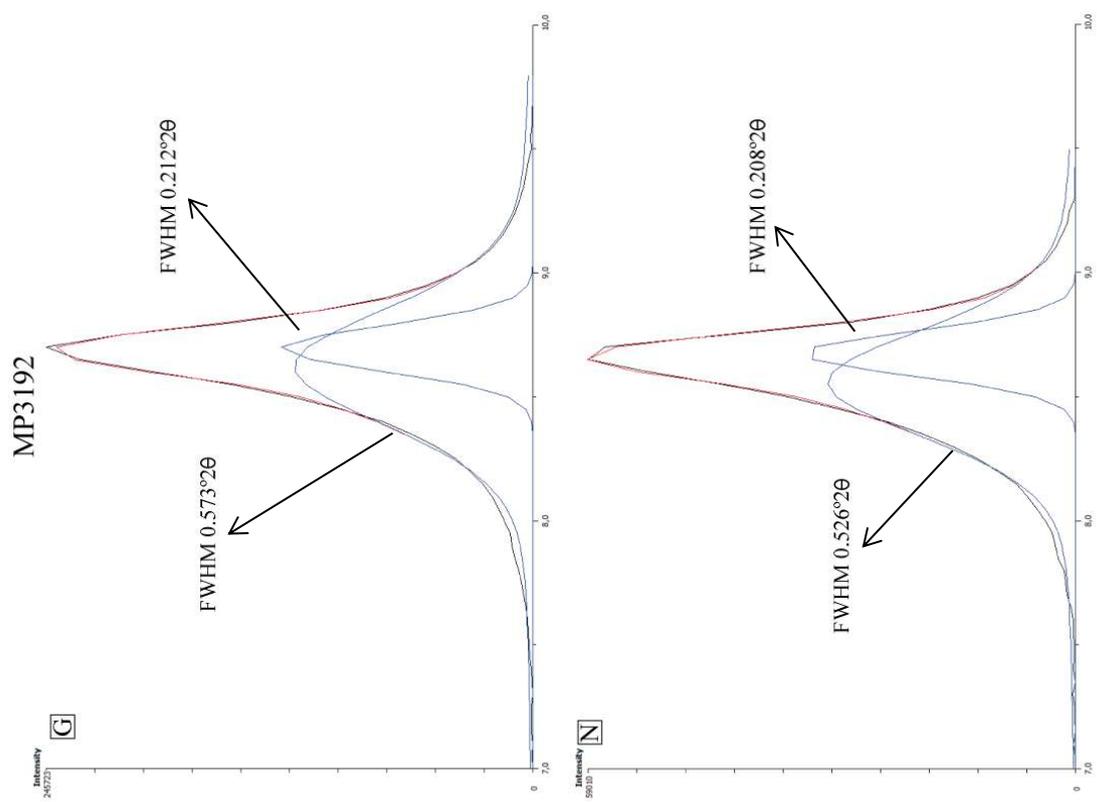


ANEXO 3 – DECOMPOSIÇÃO DE DIFRATOGRAMAS DE RAIOS-X

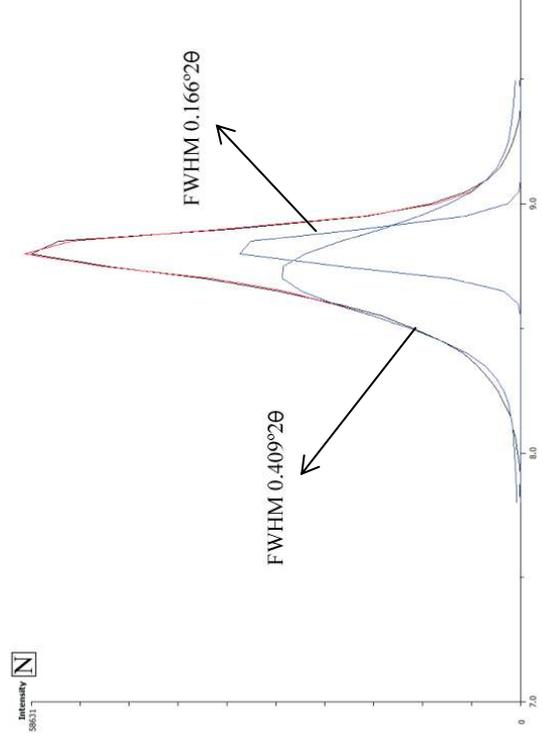
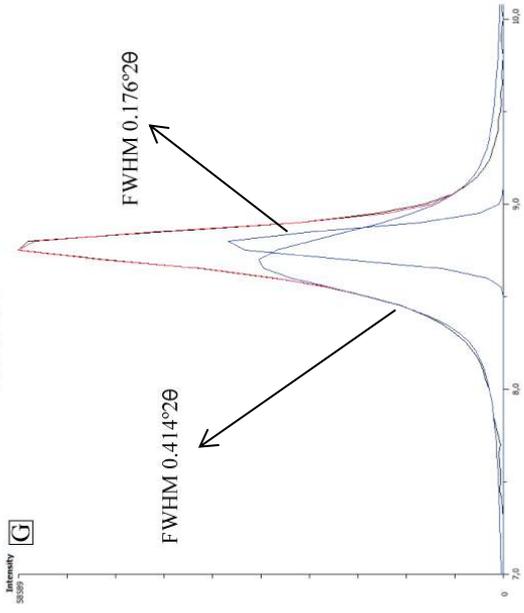
PEDREIRA LAGINHA



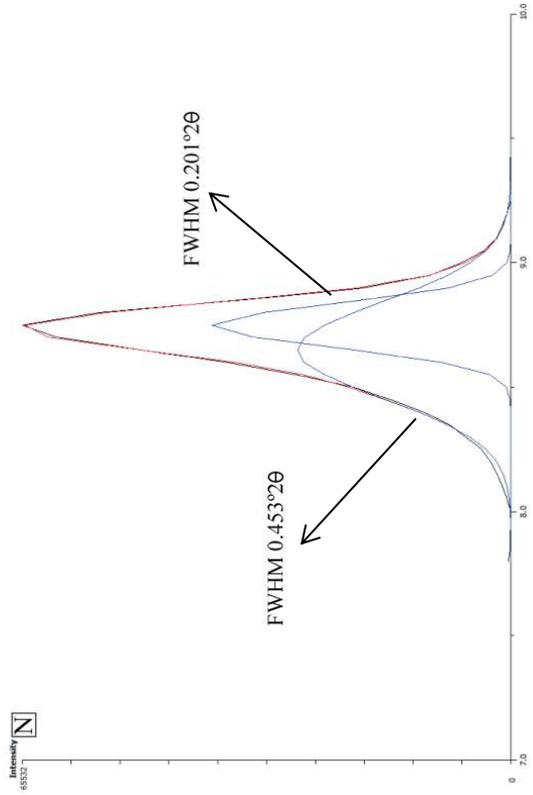
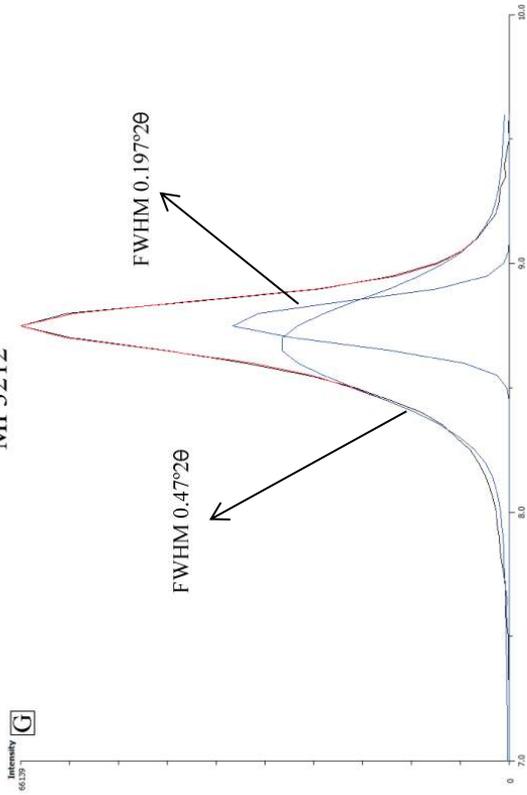


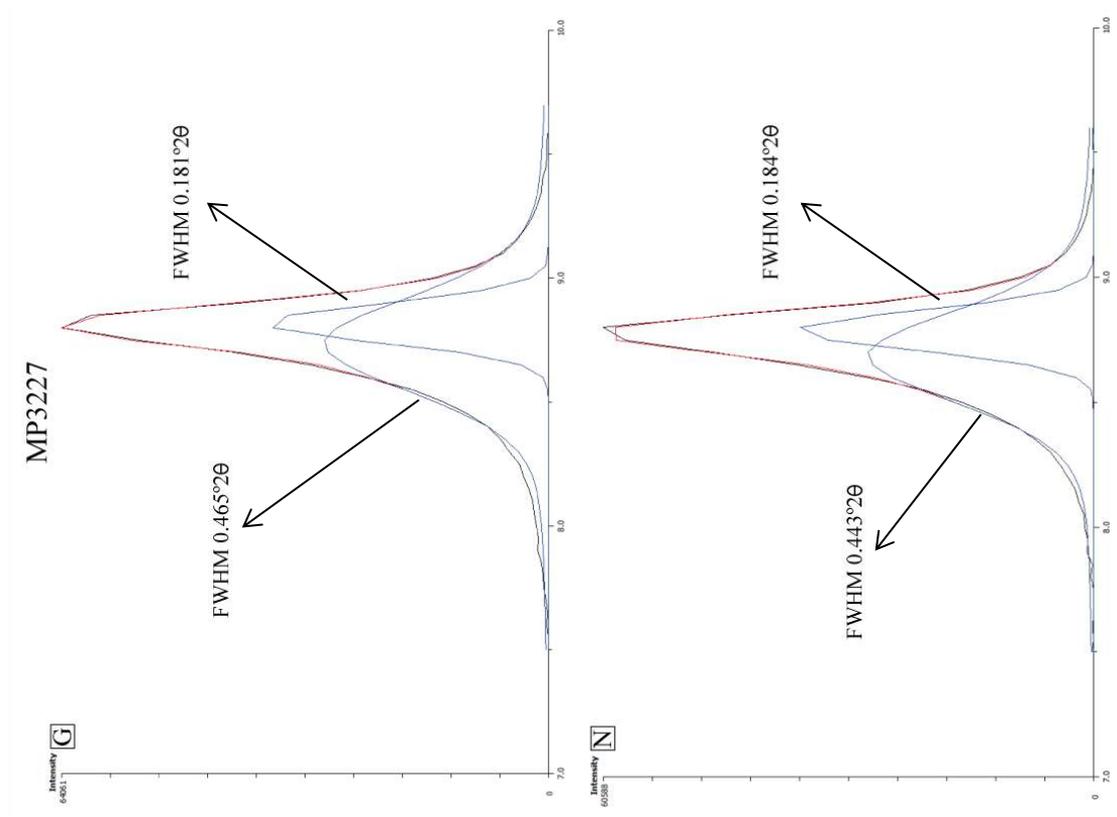


MP3206

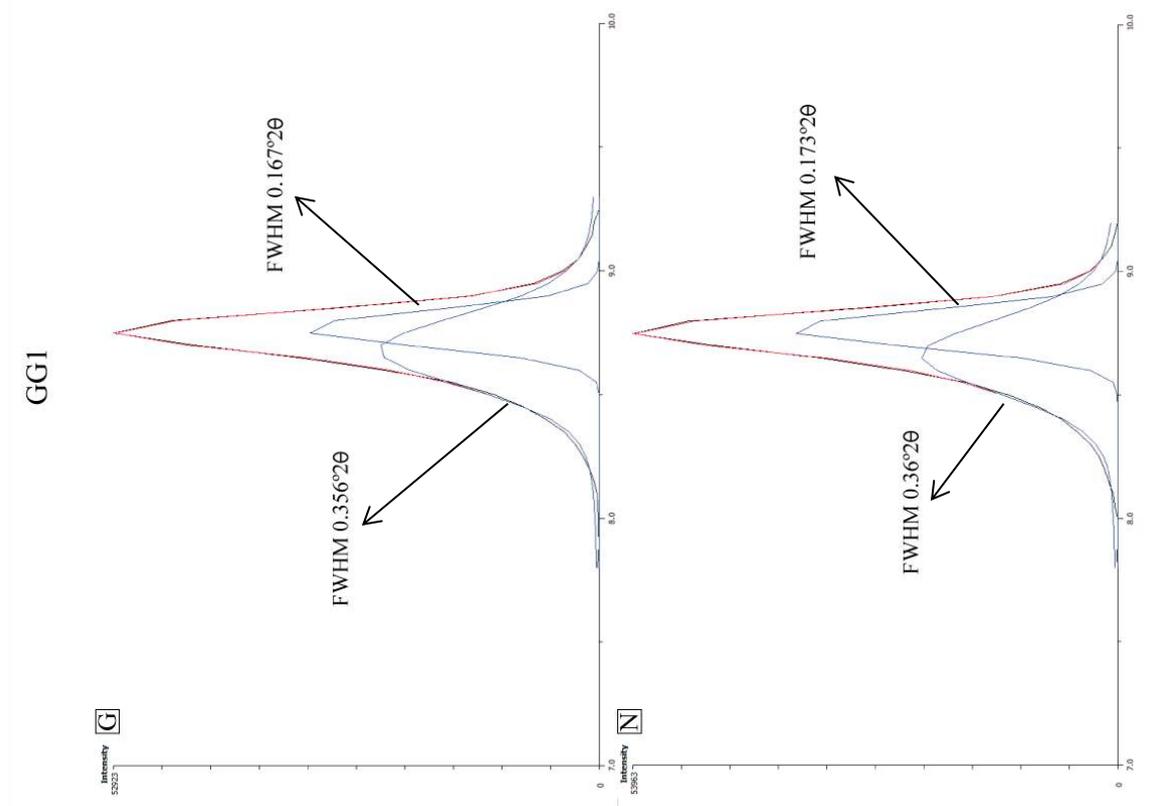


MP3212

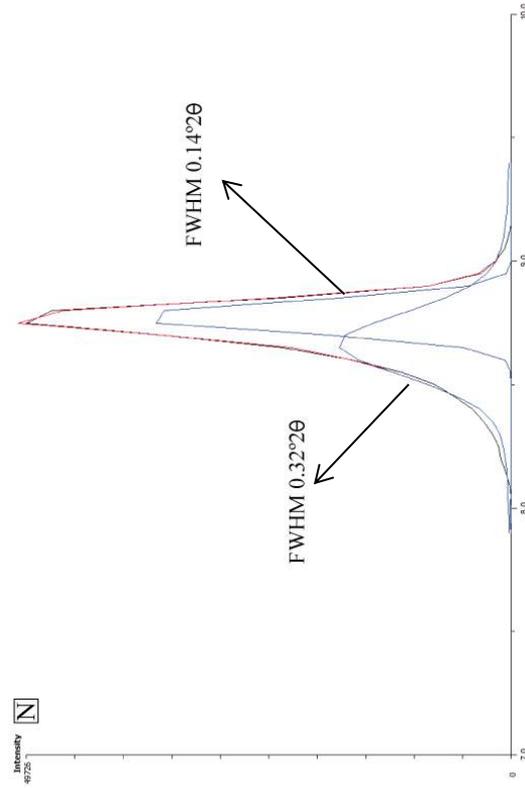
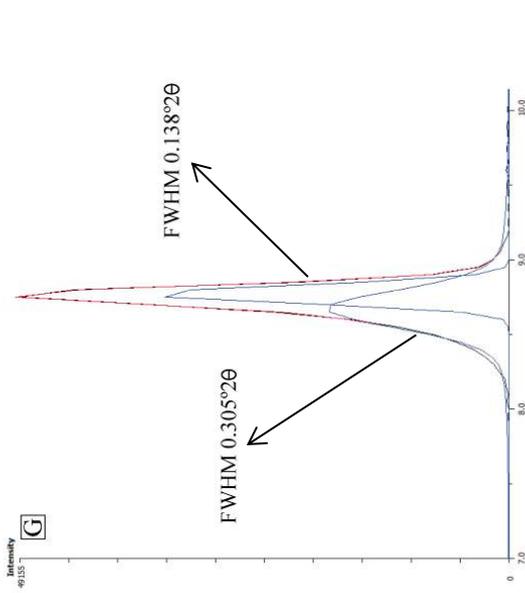




AFLORAMENTO AO LONGO DA MS-243

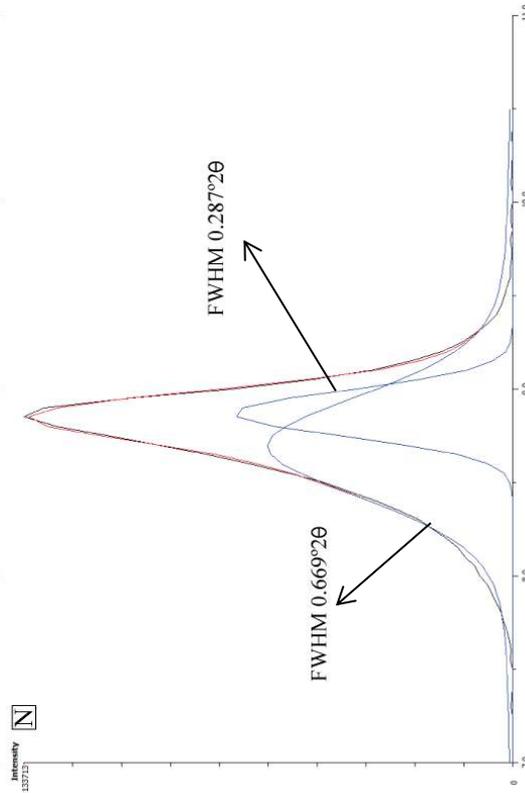
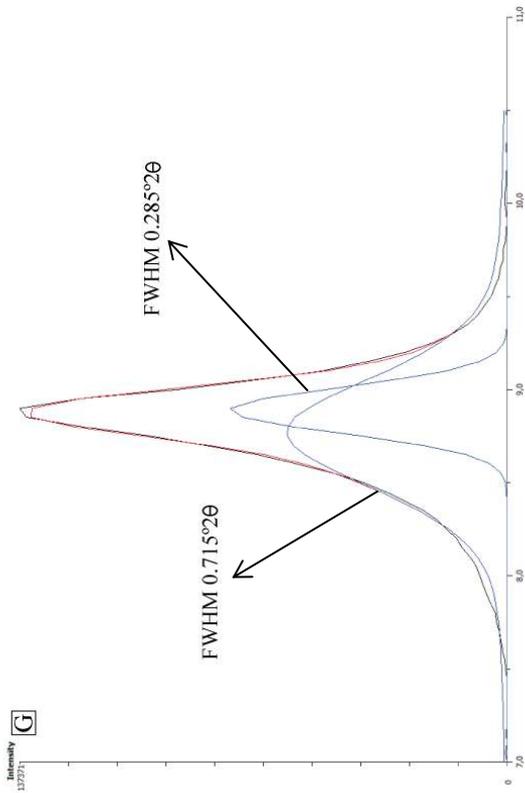


MP3809

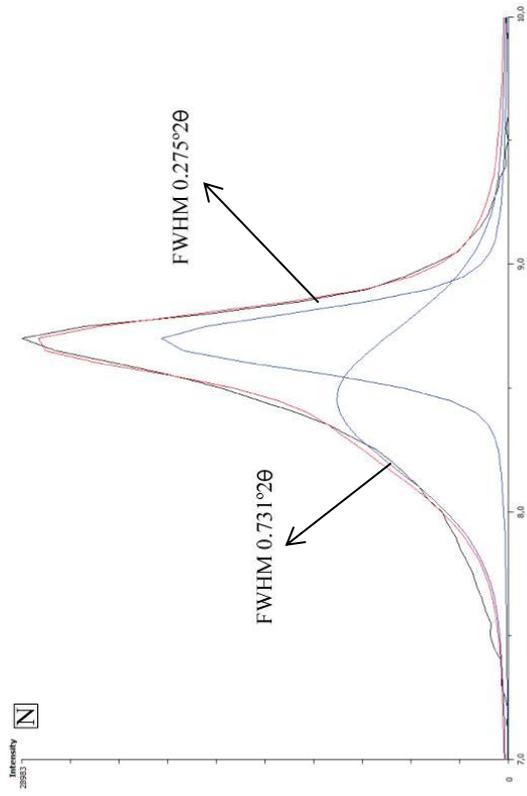
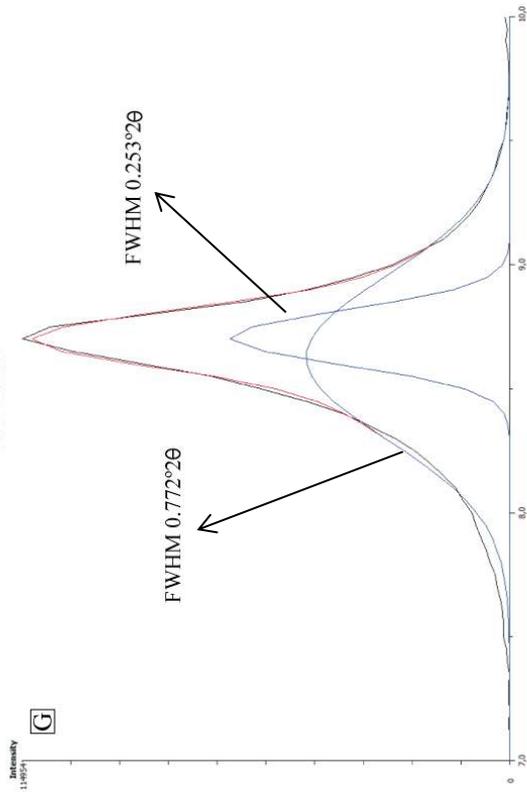


PEDREIRA CORCAL

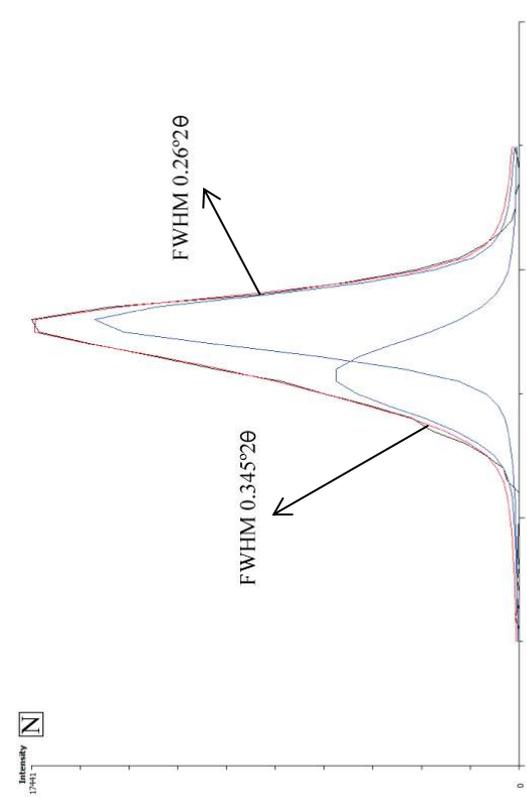
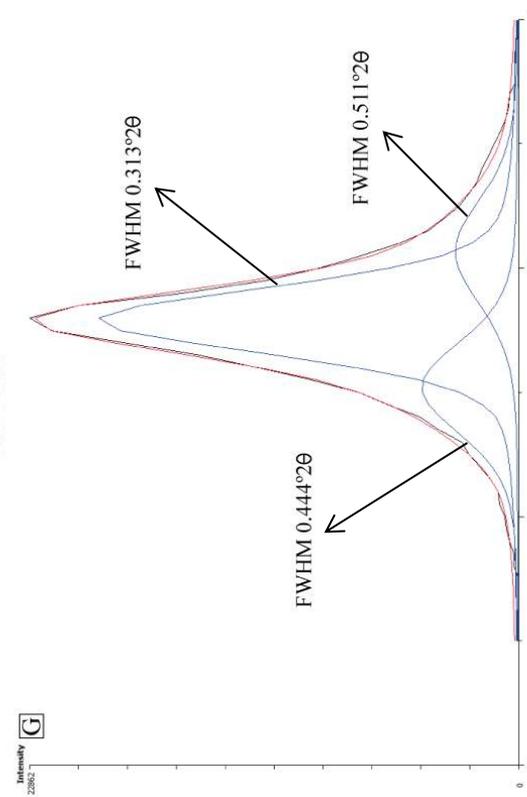
MP1635



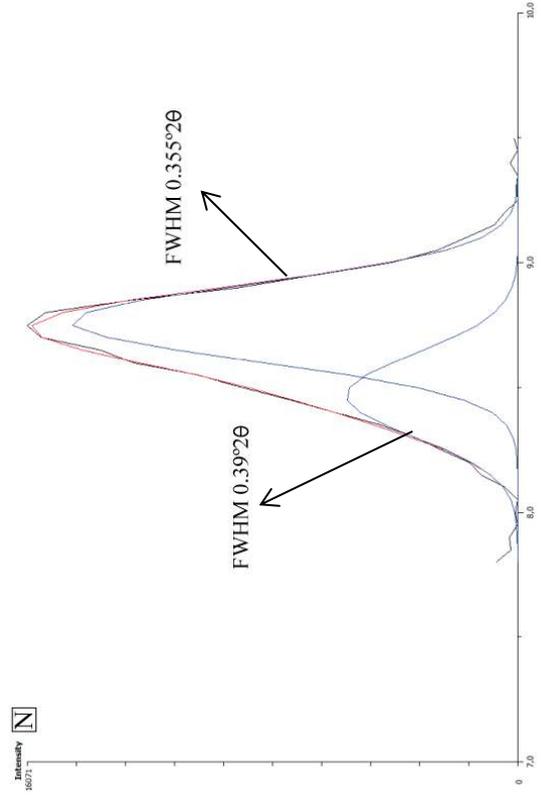
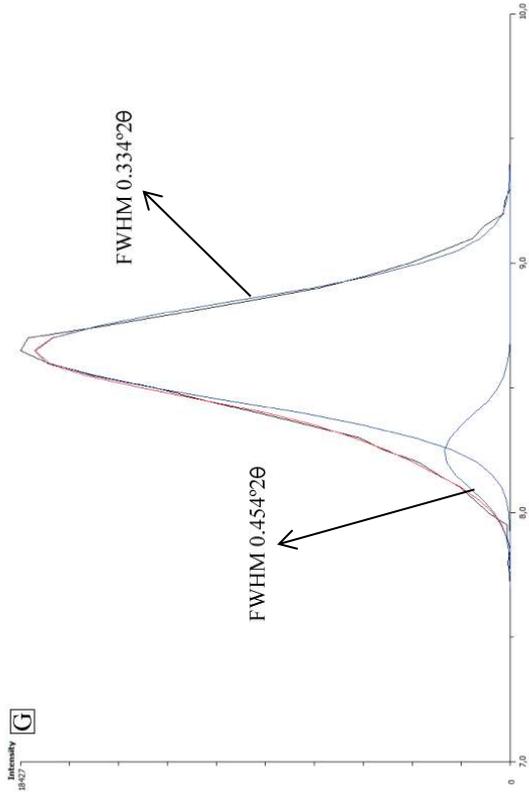
MPI643



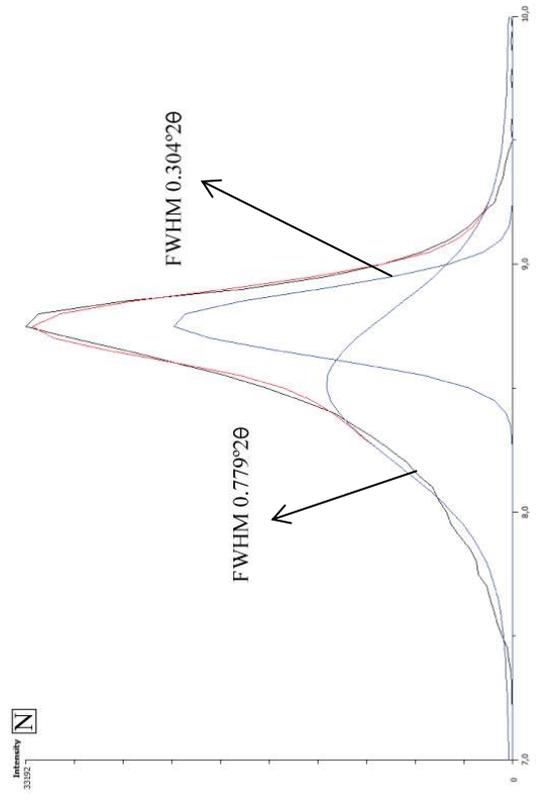
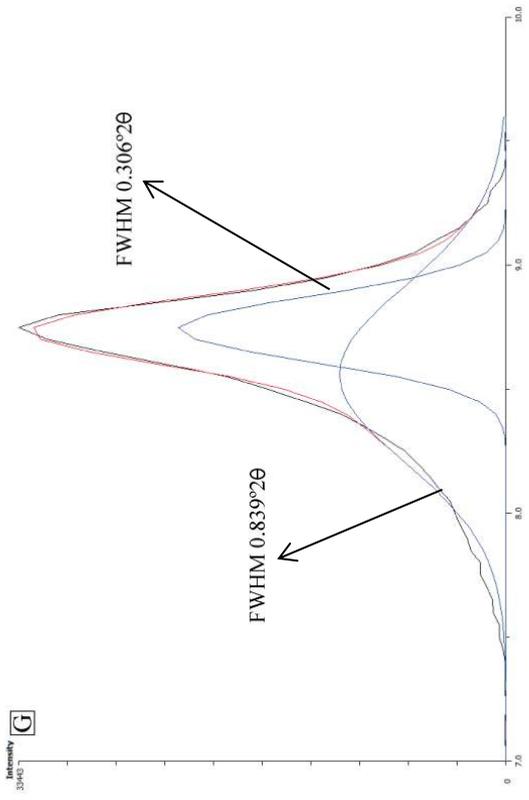
MP3141



MP3156



MP3172



MINERALOGICAL AND CHEMICAL COMPOSITION OF EDIACARAN-CAMBRIAN ROCKS OF THE TAMENGO AND GUAICURUS FORMATIONS, (CORUMBÁ GROUP - MS, BRAZIL): STRATIGRAPHIC POSITIONING AND PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATIONS

Gabriella FAZIO^{1*}, Edi Mendes GUIMARÃES^{1**}, Detlef W. G. WALDE¹, Dermeval A. do CARMO¹, Rodrigo R. ADORNO^{1,2}, Lucieth Cruz VIEIRA¹, Matheus DENEZINE¹, Carolina Blois da SILVA¹, Patrícia Caixeta BORGES¹, Hygor Viana de GODOY¹, David PINHO³

¹ Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Ala Central, Brasília, DF, 70910-900, Brazil.

² Geological Survey of Brazil – Serviço Geológico Brasileiro – DIPALE-CPRM, Av. Brasil, 1731, Belo Horizonte, MG 30140-003, Brazil

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal do Mato Grosso, Av. Fernando Correa da Costa, 2.367 Cuiabá, MT, 78.060-900, Brazil

Corresponding authors: *faziogabriella@gmail.com; **rxedi@unb.br

ABSTRACT: The Tamengo and Guaicurus formations, upper units of the Corumbá Group, are placed at Ediacaran-Cambrian transition due to biostratigraphy and chemostratigraphy data. The Tamengo Formation is composed mainly of limestones with mudstones interbedding and record occurrences of macro-fossils *Cloudina* and *Corumbella*. The Guaicurus Formation is characterized as an extensive and homogeneous siltstone package. This paper focus in sedimentary, petrographic, mineral (XRD) and chemical (XRF) characterizations of mudstones and siltstones in order to define stratigraphic positioning of the Tamengo and Guaicurus formations, and indicate depositional environment. To this porpoise, three areas were studied in the vicinity of Corumbá (MS-Brazil): Laginha and Corcal quarries and an outcrop along MS-243 road. The rocks of Tamengo Formation, under microscope, present fluid diffusion features as well as irregular laminations, calcite laminae as evaporate pseudomorphs and biogenic mats. In contrast, siltstones of Guaicurus Formation are persistently laminated, well sorted and homogenous. Both mudstones interbedded in carbonate layers and siltstones are composed of detrital quartz, mica and diagenetic clay minerals. Furthermore, the major oxides compositions are broadly similar, except for Na₂O, higher in the Guaicurus Formation. The presence of carbonate rocks and mudstones within Tamengo Formation imply environment favorable to carbonate formation with episodically immature siliciclastic supply, from very fine-grained rocks of a nearby area, interrupting carbonate depositions. The Guaicurus Formation, distinctively, is a result of an uninterrupted immature siliciclastic supply from a nearby source area, broadly similar to the Tamengo Formation, and was deposited under a low energy setting in a high water level, below fair-weather wave. Petrographic features and diagenetic clay mineral paragenesis – illite + chlorite + smectite – within the Tamengo Formation indicate fluid circulation event. This event resulted in a complex diagenetic history with a possible retrograde diagenesis recorded in the mudstones of the Tamengo Formation. The siltstones of the Guaicurus Formation present neither petrographic evidences of fluid diffusion nor presence of smectite along the paragenesis illite + chlorite, constraining the event in the Tamengo Formation. After these characterizations, the research revealed that the superior portion of Corcal quarry (L7) exposes rocks from the Tamengo Formation.

KEY-WORDS: CORUMBÁ, PETROGRAPHY, TAMENGO, GUAICURUS, XRD, XRF.

1. INTRODUCTION

The Neoproterozoic Era recorded several changes in paleogeographic configurations related to the breakup of supercontinent Rodinia and posterior amalgamation of Gondwanaland (Li *et al.* 2003). These reconfigurations provoked paleoenvironment changes, such as glaciations as suggested by the Snowball Earth hypothesis (Hoffman *et al.* 1998) which carry strict relation to deposition of cap carbonate sequences, characterized by very negative $\delta^{13}\text{C}$ signature (Och and Shields-Zhou 2012). Moreover, extensive volcanism is recorded in association with rifting processes of Rodinia breakup (Gernon *et al.* 2016 and references therein; Lyu *et al.* 2017), which resulted into a large emission of gases and, thus, changes within atmosphere and ocean chemistries.

In the Precambrian-Cambrian transition, it is possible to see an increase in the amount of oxygen (Fike *et al.* 2006; Och and Shields-Zhou 2012 and references therein), that implies modifications in oxygen and carbon cycles. According to Kennedy *et al.* 2006, a shift from mechanical to chemical weathering and, consequently, variation in clay minerals in shales are related to an increase in organic matter burial, favoring O_2 accumulation in the atmosphere. These events lead to biological innovations (Walde *et al.* 2015 and references therein) which are widely studied for biostratigraphic markers, such as Ediacara-type macrofossils – *Cloudina* and *Corumbella* –, acanthomorphs, bilaterian trace fossil, among others (Xiao *et al.* 2016 and references therein).

In Brazil, these events are recorded in Paraguay Belt, a late Pan-African-Brasiliano age fold belt, specifically in the Corumbá Group. The fossil assemblage found in the upper units of the Corumbá Group – the Tamengo and Guaicurus formations – places it in the Ediacaran – Cambrian transition (Zaine & Fairchild 1987; Gaucher *et al.* 2003; Boggiani & Alvarenga 2004; Parry *et al.* 2017). Other than paleontological data, supplementary evidences assign these formations to this important geological time. C and Sr isotopic curves show similarities to other late Ediacaran units in Uruguay, Namibia, South China and Oman (Boggiani *et al.* 2010 and references therein). Additionally, zircons from volcanic ashes in the superior portion of the Tamengo Formation were dated at 543 ± 3 Ma by U–Pb method (Babinski *et al.* 2008) which was, later on, supported by Parry *et al.* (2017), who dated ash beds from the same location at around 542Ma by U–Pb method.

Extensive bibliography has been produced regarding the Corumbá Group and its Ediacaran paleontological record (Beurlen & Sommer 1957; Fairchild 1978; Hahn *et al.* 1982; Walde *et al.* 1982; Zaine & Fairchild 1985; Zaine 1991; Hidalgo 2002; Gaucher *et al.* 2003; Kerber *et al.* 2013; Tobias 2014; Walde *et al.* 2015; Adorno *et al.* 2017; Parry *et al.* 2017) and focusing on stratigraphy and structural features (Barbosa 1949; Almeida 1964, 1965, 1984; Alvarenga & Trompette 1992; Boggiani & Alvarenga 2004; Gaucher *et al.* 2003; Babinski *et al.*

2008; Boggiani *et al.* 2010; Meira 2011; Spangenberg *et al.* 2014; D'el-Rey *et al.* 2016; Sial *et al.* 2016) and on sedimentation context (Boggiani *et al.* 1993; Boggiani 1998; Oliveira 2010; Campanha *et al.* 2011; Fontanela 2012).

Nevertheless, despite these references, few studies are focused on mineral composition, only in Oliveira (2010), briefly in Walde *et al.* (2015) and in abstracts in congresses (Guimarães *et al.* 2013; Guimarães *et al.* 2014; Fazio *et al.* 2016). Chemical and mineral compositions of siliciclastic rocks facilitate paleogeography interpretation and diagenetic evolution. This research focuses on the discussion of stratigraphic relations between the Tamengo and Guaicurus formations and their depositional context by characterizing the pelitic rocks in the vicinity of Corumbá (MS).

2. GEOLOGY

The lithostratigraphy of the Corumbá Group was first defined by Almeida (1965), with posterior contribution by Boggiani (1998), and it comprises five formations: Cadieus, Cerradinho, Bocaina, Tamengo and Guaicurus (figure 1.A).

The basal clastic sequence of the Corumbá Group consists in conglomerates, arkoses and shales, from the Cadieus and Cerradinho formations (figure 1.A; Boggiani & Alvarenga 2004; Gaucher *et al.* 2003). These units are recovered by stromatolitic dolomites with phosphorites of the Bocaina Formation (Boggiani, 1998), which are related to shallow, warm water environment with high evaporation conditions (Sial *et al.* 2016; Fontanela 2012; Oliveira 2010). The upper portion of the Corumbá Group is composed by the Tamengo and Guaicurus formations (figure 1.A; Almeida 1965).

The Tamengo Formation presents, from base to top, breccias, diamictites and dolomites followed by thick dark gray limestones with mudstones interbedded (Boggiani 1998). These limestones bear an Ediacaran index fossil, *Cloudina lucianoii* (Beurlen & Sommer 1957), while *Corumbella werneri* (Hahn *et al.* 1982) occur in the mudstones (Almeida 1965, 1984; Zaine 1991; Boggiani 1998; Gaucher *et al.* 2003; Boggiani *et al.* 2010; Guimarães *et al.* 2014). According to Boggiani (1998) this stacking represents a turbiditic sedimentation with lower sea level and reworked slope, followed by a progressive water level increase until deposition in a wider water level at the top. Oliveira (2010), however, interprets the Tamengo Formation within two facies associations, shoreface with oolitic bars and storm-influenced offshore. According to this author, the first one presents oolitic limestones and microbial mats, indicating deposition in high energy settings, with influence of currents or waves, whereas the presence of hummocky and swaley in limestones indicates influence of storm waves in offshore associations.

The Guaicurus Formation consists of thick homogenous gray siltstone package and, according to Boggiani (1998), Gaucher *et al.* (2003) and Oliveira (2010), is probably deposited below fair-weather wave base related to an abrupt climate change or a drowning of the basin.

These upper formations are the focus of the present paper. Their contact is controversial at different localities in Corumbá region and surroundings. At Laginha quarry, the contact is abrupt, according to Adorno *et al.* (2017). At Corcal quarry Boggiani *et al.* (2010) consider this contact as well exposed. At Bodoquena Ridge, it is gradual with increase of quantity and thickness of interbedding mudstones (Campanha *et al.* 2011).

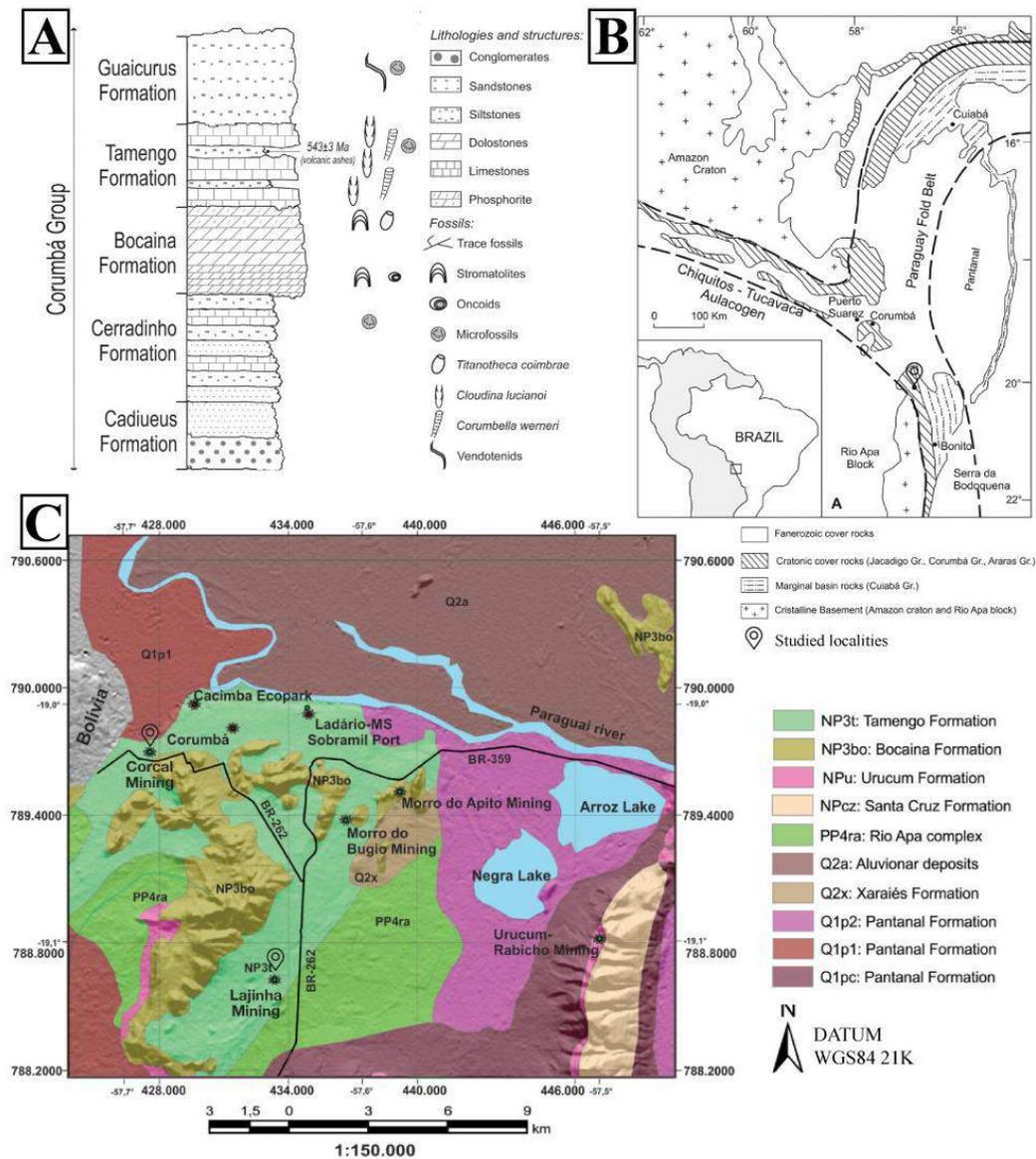


Figure 1 – A. Lithostratigraphic column of the Corumbá Group with fossil content and dated zircons from volcanic ashes by Boggiani *et al.* (2010) (modified from Walde *et al.* 2015). B. Map of the Brasiliano Paraguay fold belt and the Chiquitos-Tucavaca Aulacogen including the outcrop along MS-243 (pointed), near Guaicurus Station and Corumbá city (modified after Walde *et al.* 2015). C. Regional geological map pointing Laginha and Corcal quarries and Corumbá and Ladário cities (modified from Walde *et al.* 2015 and Adorno *et al.* 2017).

The Corumbá region is, according to Jones (1985) and Walde (1988; in Walde *et al.* 2015), placed above a triple junction, the convergence point of three basins, south and north Paraguay and Tucavaca aulacogen, the latter with an WNW trend into Bolivia (figures 1.B and 1.C; Delgado *et al.* 2003; Freitas 2010; Walde *et al.* 2015). Extensional tectonics, just before the Ediacaran Period, generated a graben system, the Corumbá graben, parallel to the southern border of the Amazon craton (Boggiani 1998, Trompette *et al.* 1998; Walde *et al.* 2015). This graben is delimited by high angle normal faults with an NE-SW dominant direction (Jones 1985) and was first filled by the Jacadigo Group and the Puga Formation and, later on, by the Corumbá Group (Walde *et al.* 2015 and references therein). The rift stage of the Corumbá graben is presented by the Cadieus and Cerradinho formations, whereas the post-rift to drift stages are associated to the Bocaina, Tamengo and Guaicurus formations (Boggiani *et al.* 2010).

The NW-SE Brasiliano deformation affected these rocks in greenschist metamorphism with gradual increase to the interior of the Paraguay fold belt (Alvarenga & Trompette 1992; D'el-Rey *et al.* 2016). This metamorphism is indirectly dated at 504 ± 24 Ma e 504 ± 12 Ma on São Vicente Granite, intruded in the fold belt, with Rb/Sr and K/Ar methods, respectively (Almeida & Mantovani 1975 in Trompette *et al.* 1998).

3. MATERIALS AND METHODS

In order to characterize the superior units of the Corumbá Group – the Tamengo and Guaicurus formations – and their contact, three areas were selected: Corcal and Laginha quarries, in the Corumbá region, and outcrop along MS-243 road, close to Guaicurus Station, which is type locality of the Guaicurus Formation. The last two localities are accessed by following BR-262 road in about 15km and 150 km from Corumbá city, respectively (figures 1.B and 1.C).

This paper presents stratigraphic stacking from both quarries as well as petrographic, mineralogical and geochemical aspects from the three localities, focusing on the mudstones of the Tamengo Formation and siltstones of the Guaicurus Formation. The mineral compositions were determined by X-Ray Diffraction (XRD), textures and structures of the mudstones were studied through petrography and the chemical compositions were determined by X-Ray Fluorescence (XRF).

Minerals, within this article, are identified in tables and figures with abbreviations proposed by Whitney and Evans (2010; table 1).

Table 1 – Minerals abbreviations according to Whitney and Evans (2010).

Albite	Ab	Smectite	Sme	Muscovite	Ms
Calcite	Cal	Gypsum	Gp	Quartz	Qz
Clorite	Chl	Goethite	Gth	Rectorite	Rec
Corrensite	Crr	Illite	Ill	Vermiculite	Vrm
Dolomite	Dol	Kaolinite	Kln		

3.1. STRATIGRAPHY

This paper brings the stratigraphic columns of Laginha and Corcal quarries with an additional detailed description of their superior portions, than the ones found in Boggiani *et al.* (2010) and Adorno *et al.* (2017). Both upper portions of the quarries were sampled every 30 cm, reaching a total of 84 meters for the Laginha quarry and 68 meters for the Corcal quarry, 24 and 29 meters more than the columns previously presented.

3.2. PETROGRAPHY

Due to their silt and clay grain size, petrography studies of mudstones were focused in describing textures and structures. Several thin sections from the Tamengo Formation previously described by Guimarães *et al.* (2014) were analyzed. Mudstone thin sections from the superior portions of the quarries were prepared. All of them were made at Geoscience Institute/Universidade de Brasília (IG/UNB) and studied under a ZEISS petrographic microscope in X-Ray Diffraction Laboratory (LARIX).

3.3. X-RAY DIFFRACTION

Sample preparation initially included material disaggregation with a hammer and powdering in the Planetary Mill pulverisette by Fritsch, for 5 minutes with 400 rpm. X-ray powder diffraction was performed on whole rock samples, as well as on clay fractions. Clay fractions (<2 μ m) were separated by centrifugation routine at LARIX described in Campos (2012), modified from Alves (1987).

The measurements were undertaken in whole rock (W) and oriented clay fractions in air-dried (AD) conditions, after ethylene-glycol (EG) saturation, after glycerol (GL) saturation and after heating (H) for 4h30min at 490°C. Analyses were performed in a RIGAKU Ultima IV diffractometer equipped with CuK α radiation, Ni filter, under 35 kV and 15 mA. The samples were scanned at 5°/min velocity, 0,05 stepping ranging from 2 to 80 °2 θ for whole rock and from 2 to 40°2 θ for clay fraction. Mineral phases were identified using Jade XRD 9.0 (Materials Data) with PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF for PC – ICDD).

Major (M), minor (m) and trace (tr) components were established by comparing the reflection intensities in d: 4,26Å for quartz, 7Å for kaolinite, 10Å for illite and 14Å for chlorite or smectite, when expansive after ethylene-glycol saturation.

3.4. X-RAY FLOURESCENCE

XRF analyses at Regional Center to Technological Development and Innovation of Universidade Federal de Goiás (CRTI/UFG) were performed using WDS Bruker S8 *Tiger*

spectrometer with Rh tube, and calibrated by Bruker's GeoQuant M package. The mudstones with minimal carbonate contribution were initially dried at 105°C for 12h. For major oxide analyses, samples were heated at 1000°C for 5h in order to determine LOI. Afterwards, a portion of 1g of the sample was fused with 9g of lithium tetraborate. XRF analyses were also performed at Universidade de Brasília in pressed powder pellets using Rigaku ZSX Primus II spectrometer.

4. PELITIC ROCKS OF LAGINHA AND CORCAL QUARRIES AND OUTCROP ALONG MS-243

The present research established stratigraphic and petrographic characterization besides mineral and chemical compositions of pelitic rocks of the three chosen localities.

4.1. STRATIGRAPHY

The most complete exposure of the Tamengo Formation in the Corumbá region is at the Laginha quarry, overlaid by the Guaicurus Formation (Boggiani 1998; Boggiani *et al.* 2010; figures 2 and 3.A).

The Tamengo Formation, at Laginha quarry, is composed at its base by 20 meters thick diamictites and breccias and an 8 meters dolomite layers. On top of it, 30 meters of dark limestone occur, including rhythmite facies interpreted as shoreface association (Oliveira 2010), presenting rare dark laminated mudstones. Layers bearing *Cloudina* are found at beds of grainstones and rudstones at the base and top of this package, along with storm wave structures. This package dips 20-30° SE (figure 3.B) and presents sub-vertical calcite or quartz-filled fractures. Emphasis is given to the lack of continuity of these fractures in the overlying siltstone beds.

The contact between the superior grainstone of the Tamengo Formation and the superposed siltstone is well outlined, abrupt and presents millimetric irregularities (figure 3.C).

The first meter of the siltstone package (at 59m to 60m in figure 2) presents non-cohesive yellowish beige siltstones followed by a 23 meters package of bluish gray siltstone with persistent laminations (figures 2.B and 3.D). These parallel laminations are defined by alternation of lighter and darker bluish gray silt lamina (figure 3.D). Synsedimentary deformation structures occur, such as slumps (figure 3.E) and, rarely, load structures (figure 3.D). These layers also dip 20-30° SE (figure 3.C), similar to the underneath rocks, granting a concordant characteristic to the stacking. Spaced cleavages are frequent along the column and locally appear penetrative (figures 3.D and 3.F).

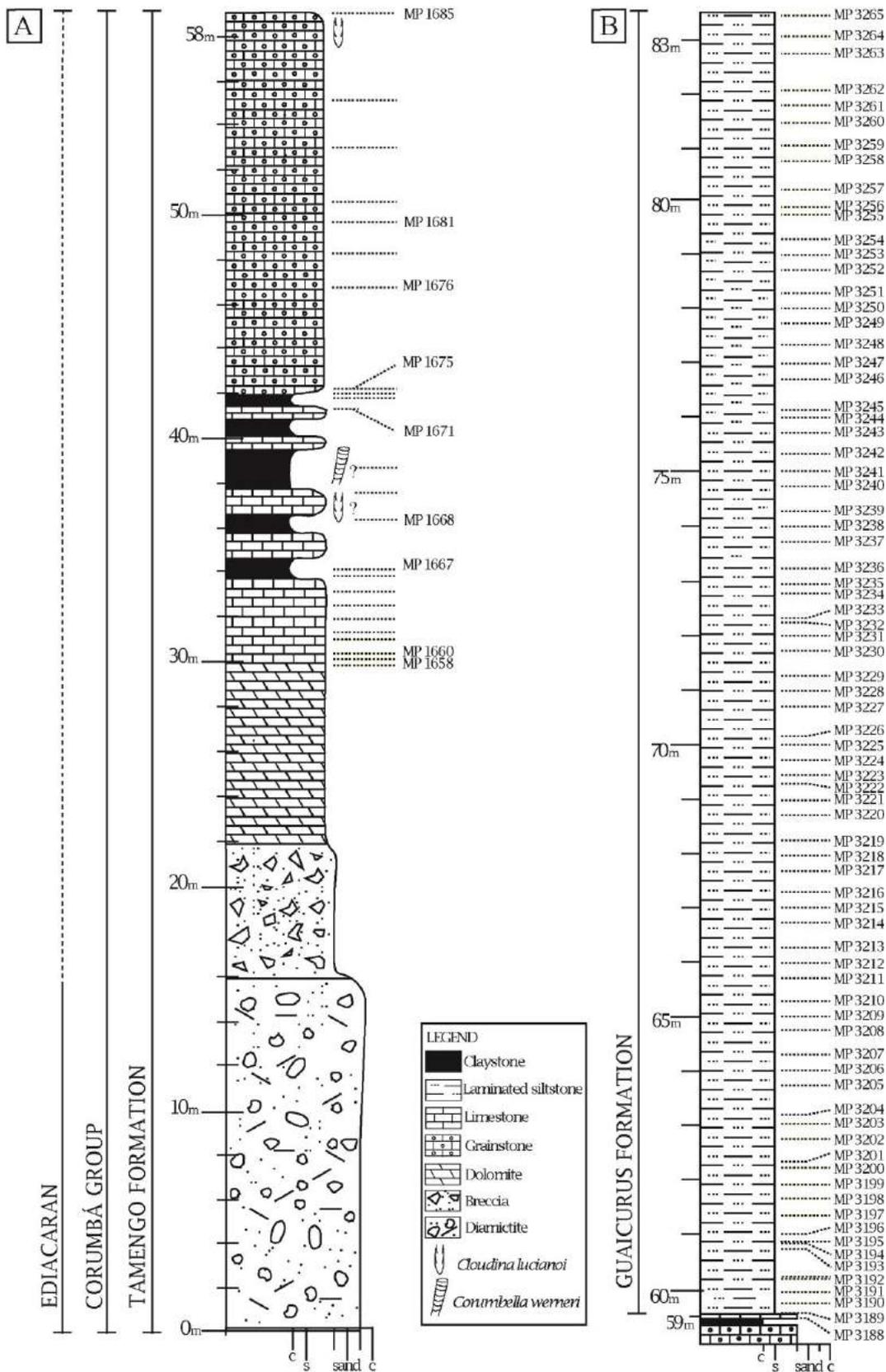


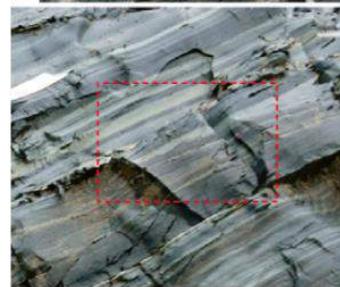
Figure 2 – Lithostratigraphic column of Laginha quarry with pointed sampling. Occurrence of diamictite, breccia and dolomite package, at the base of the Tamengo Formation, followed by grainstone package with rare mudstone interbedding. On top of it, we observe siltstones of the Guaicurus Formation with 24 meters of detail sampling.



A - Panoramic view of Laginha quarry. Yellow arrow points to the base of the Tamengo Formation, while the red arrow points to the contact between the Tamengo and Guaicurus formations (level 59m of the column).



B - Detail of mudstone layer compressed and deformed between limestones layers and occurrence of sub vertical fractures in the Tamengo Formation.



D - Laminated siltstones of the Guaicurus Formation with spaced cleavages oblique to lamination. The red rectangle highlights load syndepositional structure.



C - Contact between the Tamengo (below) and Guaicurus (above) formations, which could have facilitate fluid circulation.



E - Synsedimentary structure, slump, in siltstones of the Guaicurus Formation.



F - Penetrative cleavages in siltstones of the Guaicurus Formation.

Figure 3 – Photographs of features and structures from Laginha quarry.

At the Corcal quarry, where the base layers of the Tamengo Formation are not exposed – diamictites and dolomites – Adorno *et al.* (2017) demark the stratigraphic column as a stacking of six layers – L1 to L6 – corresponding the inferior and medium portion of the quarry, lifting up to 40 meters (figures 4.A, 5.A and 5.B). L1, L3 and L5 layers are mudstones in which these two last bear *Corumbella*, with eventual interbedded grainstones formed by bioclasts of *Cloudina*. Oliveira (2010) describes this mudstone and calcite mudstone facies as an offshore association. The other three (L2, L4 and L6) are limestones, which most of them bear *Cloudina* bioclasts.

The superior portion of this quarry (described posteriorly to Adorno *et al.* 2017) is mainly composed by mudstones assigned to the Guaicurus Formation by Boggiani *et al.* (2010; figures 4.B, 5.C and 5.E).

In the present paper, this superior portion is identified as L7, a 28 meters package which was studied in detail. This package is mainly yellowish beige (figures 5.D and 5.E) with important carbonate contribution (calcite and, rarely dolomite) and, occasionally, can be individualized as limestones levels along the column. Mudstones are characterized for its laminations parallel to bedding, defined by an alternation of lighter and darker yellowish beige laminae.

The Corcal quarry presents folds, faults and calcite or quartz-filled fractures, as well as spaced cleavages oblique to bedding, which dips around 20-30° NW. According to D'el-Rey *et al.* (2016), despite its overall deformation, stratigraphic positions along the layers are preserved.

The siltstones of the outcrop along MS-243 are yellowish beige to gray and present persistent laminations (figure 6.A). These parallel laminations are defined by alternation of lighter and darker gray to beige laminae (figure 6.B). These rocks show bed dipping around 60°.

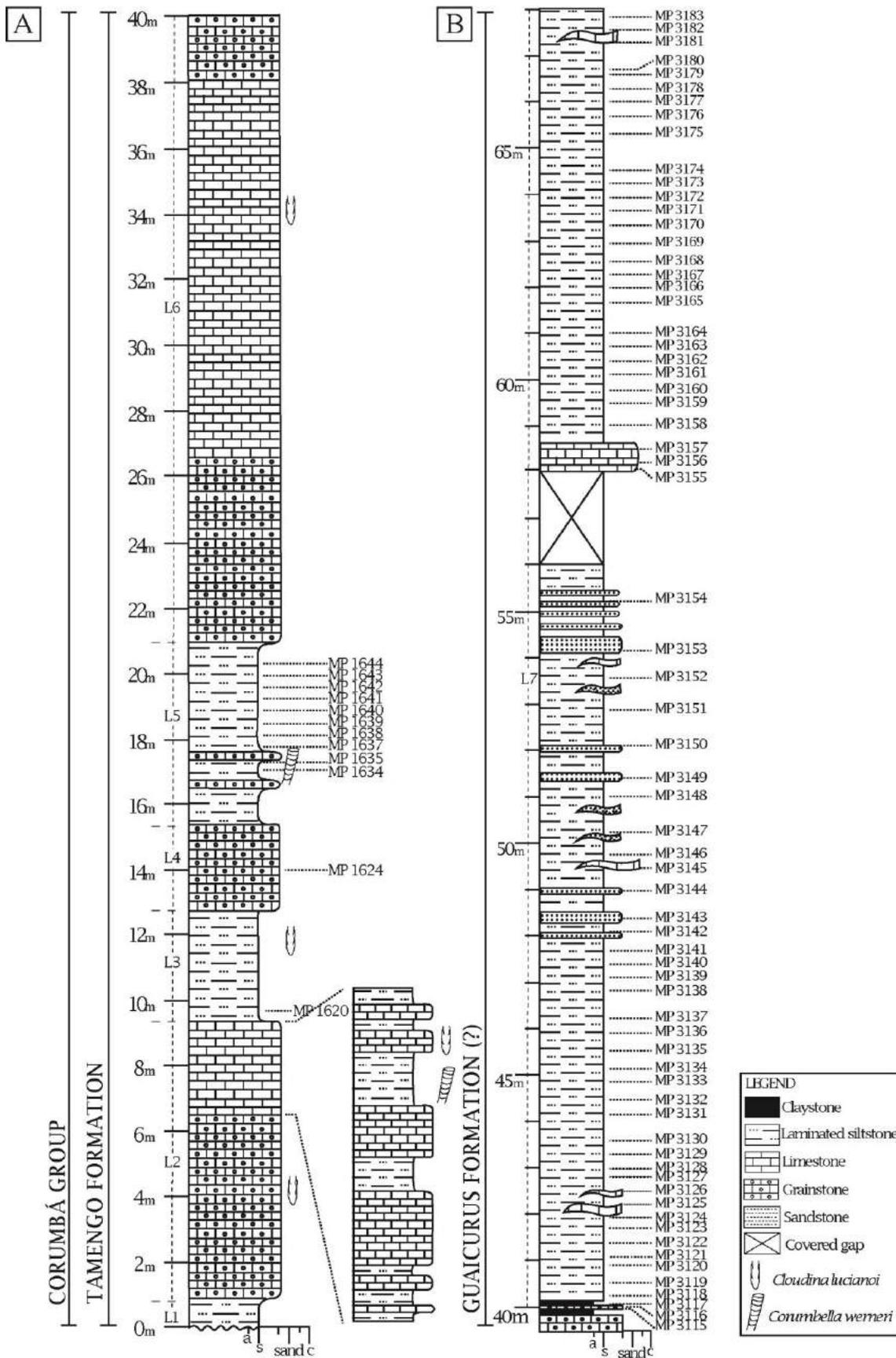
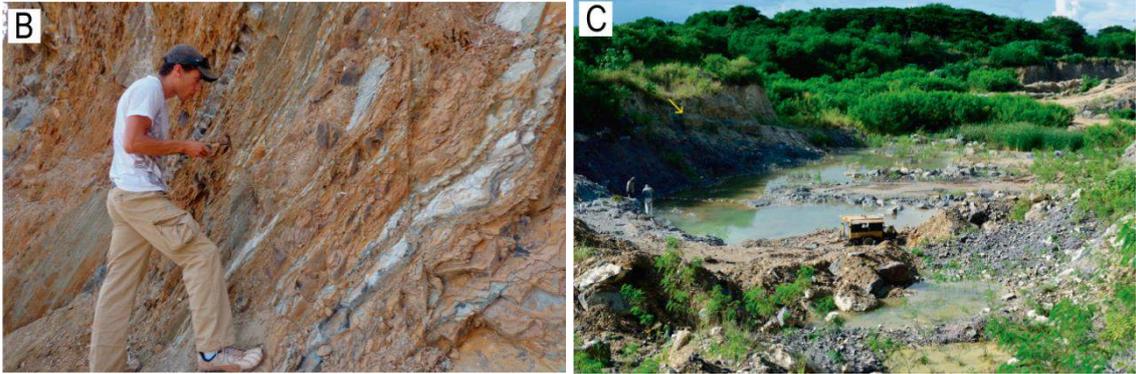


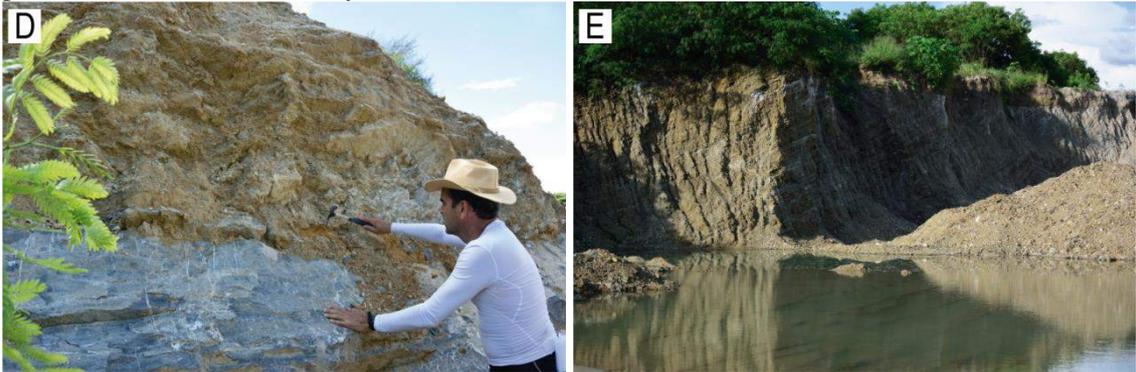
Figure 4 – Lithostratigraphic column of Corral quarry with pointed sampling. The column presents interbedding of carbonate rocks and mudstones of Tamengo Formation (layers L1 to L6) and a package composed mainly of mudstones assigned to Guaicurus Formation (layer L7).



A- Panoramic view of Corcal quarry, L1 to L6 layers.



B - Within the mudstone layer of Tamengo Formation we observe centimetric to milimetric carbonate laminae. C - Panoramic view of the superior portion of Corcal quarry. Yellow arrow points the contact between layers L6 and L7.



D - Contact between layers L6 (carbonate) and L7 (mudstones). E - Layer L7 with lamination shown by incipient change in the color of the rocks.

Figure 5 –Photographs of features and structures from Corcal quarry.

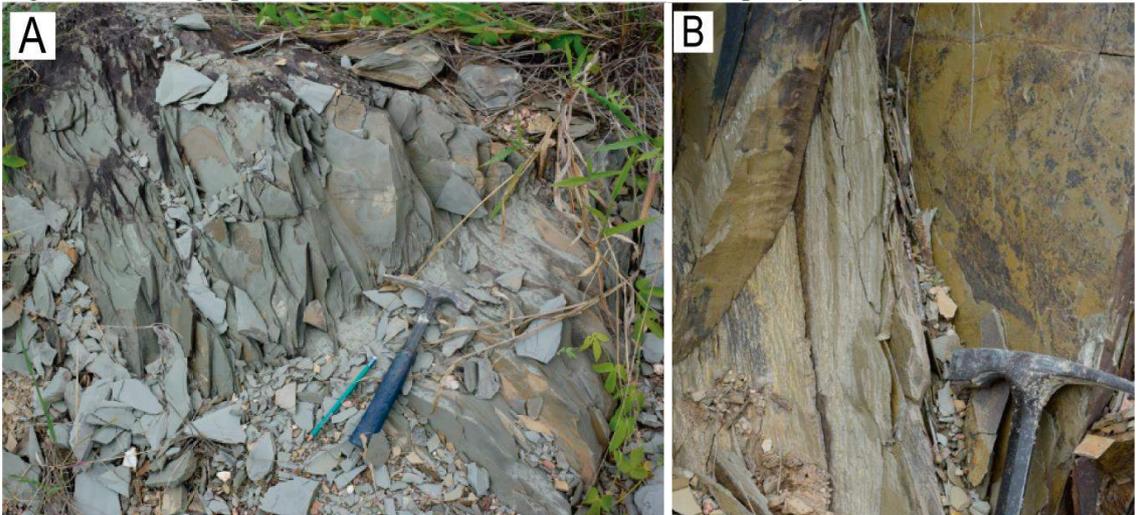


Figure 6 – A. Intensely laminated mudstones at outcrop along MS-243. B. Detail of laminations parallel to bedding, defined by alternation of silt and clay slides.

4.2. PETROGRAPHY

The thin sections of samples classified as grainstone and mudstones, belonging to the Tamengo Formation from the Corcal and Laginha quarries, were described and compared with other localities as well (such as Cacimba Ecopark, Guimarães *et al.* 2014; figure 1.C).

Carbonate rocks are mainly limestones, with eventual siliciclastic contributions as well as gypsum and dolomite. Preserved depositional features are bioclasts like *Cloudina*, ooids and incipient lamination shown as an alternation of lighter and darker laminae. Early diagenetic features are concretions and sub-euhedral pyrite crystal (figure 7.A), visible also macroscopically. Late diagenetic events changed evaporate crystals in prismatic calcite pseudomorphs, perpendicular to lamination (figure 7.B) and provoked limestones recrystallization, with total to partial bioclasts and ooids substitution to calcite (figure 7.C).

Locally, they present stylolites concordant, or not, to lamination and calcite or quartz-filled fractures. Among the highlight aspects, there are fluid diffusion features (figure 7.D), which are indicated by a tortuously network, non-concordant to lamination, with calcite microveins and opaque material, possibly organic matter. This feature is often associated to calcite or dolomite crystal dissolution or substitution (figure 7.D). Fluid diffusion features are also seen as millimetric calcite druse filled with organic matter (figure 7.A).

The mudstones interbedded in limestones are composed mainly by clay minerals, quartz and, frequently, with carbonate contribution. They are irregular laminated generally discontinuous and curled, of very fine material with alternation of lighter to darker color (figure 7.E). There are, locally, dome or planar biogenic mat (figure 7.F) and fluid diffusion features associated to calcite or quartz-filled fractures (figure 7.E). Opaque materials occur concordant with bedding, as discontinuous lamina, or along with fractures.

Thin sections of the rocks from the superior portion of Corcal quarry (L7) – mudstones and limestones – presents similar aspects to the ones described above, such as fluid diffusion features in limestone (figure 8.A) and in fractured mudstone (figure 8.B), as well as laminae of prismatic calcite probably evaporate pseudomorphs (figure 8.C).

Siltstone thin sections of the superior portion of Laginha quarry and of the outcrop along MS-243 show contrasting textures when compared to the previously described mudstones. The siltstones are well sorted, uniform and planar laminated, defined by oriented lamellar minerals interbedded with granular lamina and opaque material films (figures 8.D, 8.E and 8.F). Occasionally lens of very fine sand occur parallel to bedding, with flux deposition indicators (figure 8.G), and sub-horizontal quartz or calcite-filled fractures are described locally (figure 8.G). These siltstones are composed mainly by phyllosilicates, colorless mica/illite, rare scattered biotites and chlorites associated with microlens. Additionally, quartz is a minor component.

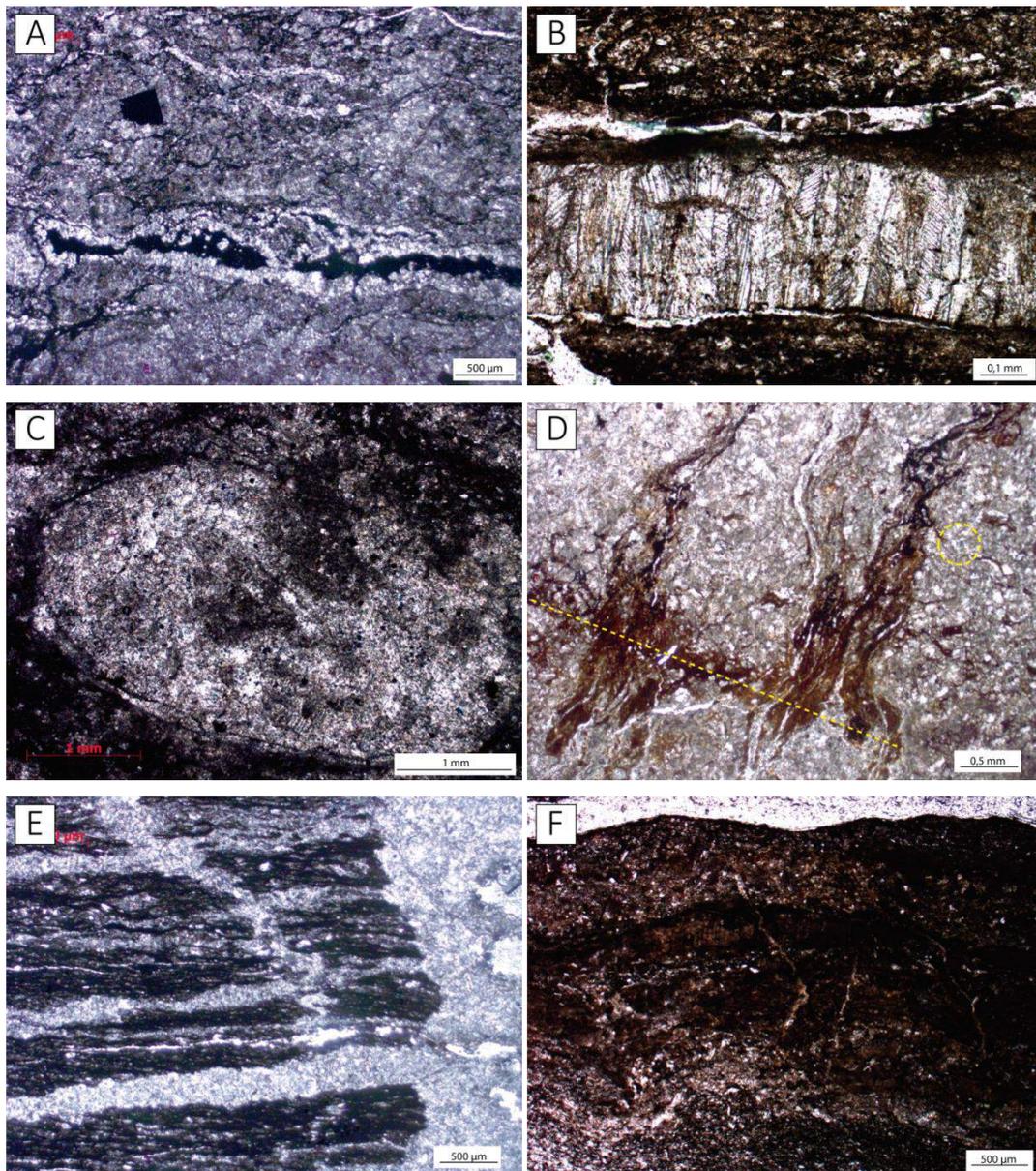


Figura 7 – Photomicrography of grainstone and mudstones, belonging to Tamengo Formation. A- Recrystallized limestone presenting millimetric druse filled with opaque material, interpreted as organic matter. Above it, there is sub-euhedral pyrite crystal. N//. MP1664. Laginha quarry. B- Carbonate mudstone with thin lamina of fibrous gypsum. NX. MP1592. Cacimba Ecopark. C- Microfossil, in limestone, presenting substitution by calcite. N//. MP1619. Corcal quarry. D- Recrystallized limestone with fluid diffusion features of tortuously network non concordant to lamination (marked) composed by calcite microveins and opaque material associated to calcite or dolomite crystals dissolution or substitution (yellow arrow). N//. MP1617. Corcal quarry. E- Irregular laminated mudstone with alternation of lighter to darker color and presenting calcite-filled fractures with fluid diffusion features. N//. MP1658. Laginha quarry. F- Biogenic mat interbedded in carbonate mudstone. N//. MP1593. Cacimba Ecopark.

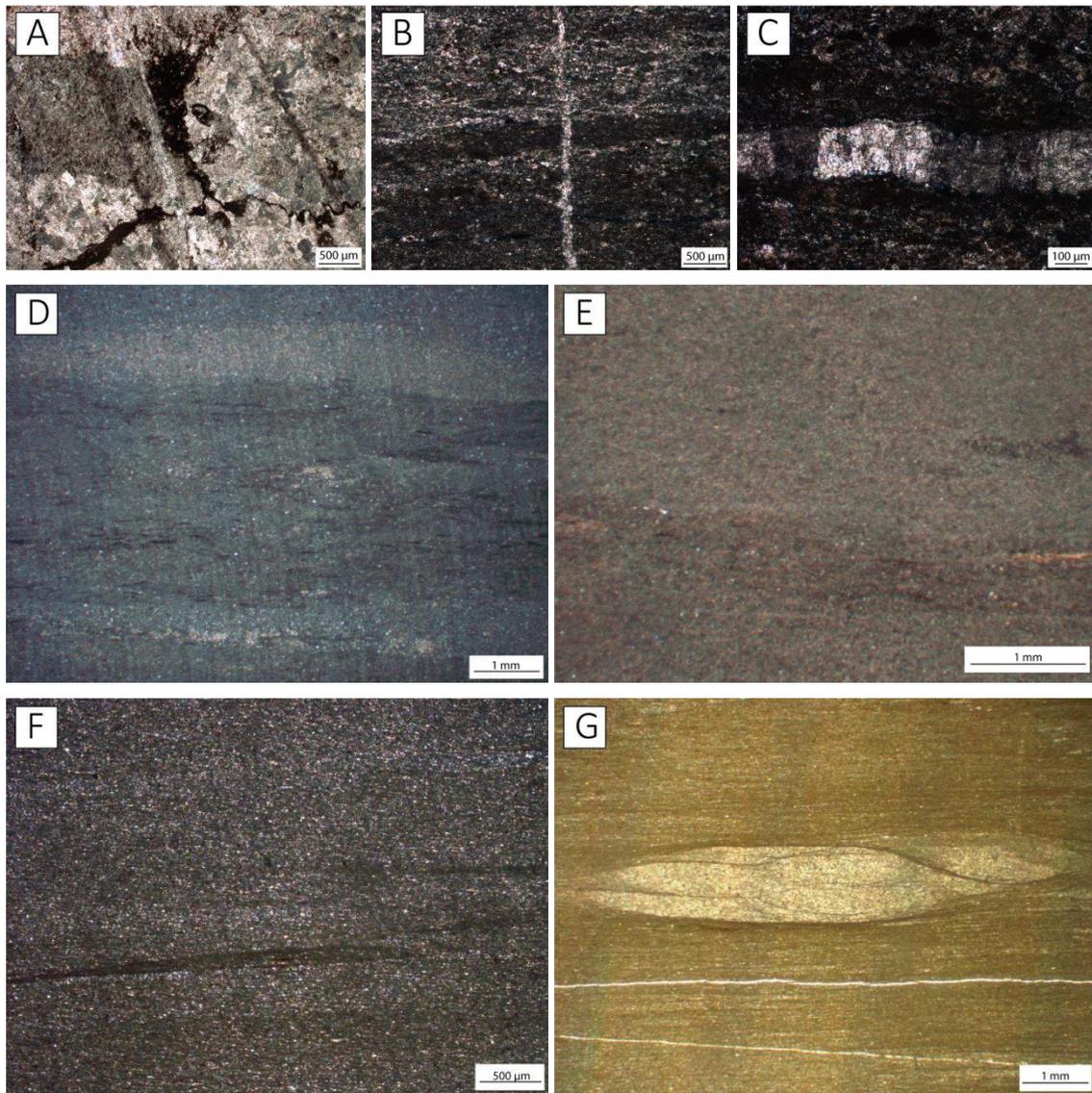


Figure 8 – Photomicrography of the superior portions of Corcal and Laginha quarries and of the outcrop along MS-243. A- Limestone with fluid diffusion features composed by opaque material and with stylolites. NX. MP3155. Corcal quarry. B- Mudstone with calcite-filled fracture perpendicular to lamination with fluid diffusion features. NX. MP3141. Corcal quarry. C- Detail of calcite-filled levels in fibrous habit, possibly gypsum pseudomorph, in mudstone. NX. MP3141. Corcal quarry. D- Laminated siltstone defined by oriented lamellar minerals interbedded with granular lamina and opaque material films. NX. MP3212. Laginha quarry. E- Detail of oriented lamellar minerals parallel to bedding, in laminated siltstone. N//. MP3227. Laginha quarry. Detail of opaque material discontinuous films parallel to bedding, in laminated siltstone. NX. MP3809. Outcrop along MS-243. G- Laminated siltstone with sub-parallel fractures and with very fine sand lens with flux deposition indicator. N//. GG1. Outcrop along MS-243.

4.3. MINERAL COMPOSITION (XRD)

The mudstones interbedded in carbonate layers, from the Tamengo Formation, in both Laginha and Corcal quarries and other locations (Guimarães *et al.* 2013; Guimarães *et al.* 2014), show, in whole rock analyses, essentially quartz, smectite, chlorite and illite as major

components. Clay fraction is composed by smectite, illite and chlorite as major to minor components. Locally, there is a variable contribution of calcite and dolomite as well as quartz, goethite, albite, pyrite and gypsum.

At Corcal quarry, mudstones of L7 have similar mineral composition to the ones interbedded in carbonate layers (table 2). In whole rock, quartz is a major component, such as smectite and calcite, in some samples, while illite and chlorite are minor components (figure 10.A). In clay fraction, smectite, chlorite and illite are major components whereas quartz, calcite and dolomite are minor components (figure 10.A). Characteristic peaks of smectite are well defined, narrow, symmetric and with great intensity (figure 10.A). The mixed-layer clay minerals rectorite (Sme-Ill, $d \approx 24 \text{ \AA}$) and corrensite (Chl-Sme, $d \approx 28 \text{ \AA}$) are trace components and rarely are minor components. Goethite occurs as a trace component both in whole rock and in clay fraction.

At the Laginha quarry and at outcrop along MS-243, mineral composition of siltstones is slightly distinct from the mudstones interbedded in carbonate layers (table 2; figures 10.B and 10.C). In whole rock, besides quartz, illite and chlorite as major to minor components, there is also albite. In clay fraction, illite and chlorite are major components while quartz and albite occur as major or minor components. If smectite occurs, it is a trace component and presents its characteristic peaks poorly defined, asymmetric, wide and with low intensity (figure 10.B). The mixed-layer clay mineral corrensite (Chl-Sme) is rare as a trace component and dolomite occurs rarely as a minor and a trace component, in whole rock and clay fraction, respectively. At outcrop along MS-243, vermiculite occurs as a trace component and can relate to superficial alteration. Additionally, calcite occurs rarely as a trace component at this quarry and as minor component at the outcrop along MS-243 and this presence can be related to fine veins.

Siltstones in the first meter above the contact with limestones at Laginha quarry present distinct features of the overlying siltstone package. In whole rock analyses (figure 10.B – MP3192, table 2) quartz, illite, kaolinite and smectite are major components. At sample MP3189, 10cm above the contact, gypsum is a major component along with quartz, illite and kaolinite, and vermiculite and calcite are trace components. In clay fraction, illite is the major component and quartz and kaolinite are minor ones. Smectite occurs as major to minor component and its characteristic peaks are well defined, narrow and with great intensity (figure 10.B- MP3192). Chlorite and vermiculite are trace component.

Table 2 – Mineral composition of samples collected at the superior portions of Corcal and Laginha quarries and at outcrop along MS-243, defined with XRD.

CORCAL QUARRY										
SAMPLE	LEVEL	Sme	Chl	Ill	Qz	Cal	Ab	Gth	Others	Lithotype
MP3183 W	68,7m	M	m	m	M			tr		Mudstone
<2 μ m		M	M	M	m			tr	Cr:tr	
MP3181 W	68m	M	m	m	M			tr		Mudstone
<2 μ m		M	M	M	m			tr	Cr:tr	

MP3179 W	67,7m	M	m	m	M		tr		Mudstone
<2µm		M	M	M	m		tr	Crr:tr	
MP3177 W	67,1m	M	m	m	M		tr		Mudstone
<2µm		M	M	M	m		tr	Crr:tr	
MP3175 W	66,4m	M	m	m	M	M	tr		Calcite mudstone
<2µm		M	M	M	m	tr	tr	Crr:tr	
MP3174 W	65,6m	M	m	tr	M	M	tr	Dol:M	Calcite mudstone
<2µm		M	M	M	m	m	tr	Dol:tr; Crr:tr	
MP3172 W	65m	M	m	m	M		tr	Dol:tr	Mudstone
<2µm		M	M	M	m		tr	Dol:tr	
MP3170 W	64,4m	M	m	tr	M		tr	Dol:M	Dolomite mudstone
<2µm		M	M	M	M		tr	Dol:M	
MP3168 W	63,6m	m	m	m	M		tr		Mudstone
<2µm		M	M	M	m		tr	Crr:tr	
MP3167 W	63,3m	M	M	M	m		tr		Mudstone
<2µm		M	M	M	m		tr	Crr:tr	
MP3165 W	62,7m	M	m	m	M		tr		Mudstone
<2µm		M	M	M	m		tr	Crr:tr	
MP3163 W	61,7m	M	m	m	M		tr	Rec:tr	Mudstone
<2µm		M	M	m	m		tr	Rec:tr	
MP3161 W	61,1m	M	m	m	M		tr	Rec:tr	Mudstone
<2µm		M	M	m	m		tr	Rec:tr	
MP3159 W	60,45m	M	m	tr	M			Rec:tr	Mudstone
<2µm		M	M	m	m		tr	Rec:tr	
MP3157 W	59,45m	M	m	tr	M			Dol:M, Rec:tr	Dolomite mudstone
<2µm		M	M	m	m			Dol:tr, Rec:m	
MP3156 W	59,15m	m	m	tr	M		tr	Dol:tr, Rec:m	Mudstone
<2µm		M	M	m	m		tr	Rec:m	
MP3155 W	59m				tr	M		Dol:tr	Limestone
MP3154 W	56,1m	tr	tr	tr	m	M		Dol:tr	Clay limestone
<2µm		M	M	m	m	M	tr	Dol:tr, Rec:m	
MP3153 W	55m	m	tr	tr	m	M		Dol:tr	Calcite mudstone
<2µm		M	m	m	m	m	tr	Dol:tr, Rec:m	
MP3151 W	53,7m	m	tr	tr	m	M	tr	Dol:tr	Calcite mudstone
<2µm		M	m	m	m	m	tr	Dol:tr, Rec:m	
MP3149 W	52,2m	m	m	tr	m	M		Dol:m	Calcite mudstone
<2µm		M	M	tr	m	M	tr	Dol:m, Rec:tr	
MP3147 W	51m	M	m	tr	M	M	tr		Calcite mudstone
<2µm		M	M	M	m	tr	tr	Crr:tr	
MP3145 W	50,2m	m	tr	tr	m	M			Clay limestone
<2µm		M	M	M	m	m	tr		
MP3143 W	49,1m	M	m	tr	M	M			Calcite mudstone
<2µm		M	M	m	m	tr		Rec:tr	
MP3141 W	48,4m	M	m	tr	M	M			Calcite mudstone
<2µm		M	M	m	m	tr		Rec:tr	
MP3139 W	47,8m	M	tr	m	M	M			Clay limestone
<2µm		M	M	m	m	m		Crr:tr	
MP3137 W	46,9m	m	m	tr	M	M		Dol:m, Rec:tr	Calcite mudstone
<2µm		M	M	m	m	tr		Dol:tr, Rec:m	
MP3136 W	46,6m				tr	M			Limestone
MP3135 W	46,2m	tr	tr	tr	M	M	tr	Dol:m, Rec:tr	Clay limestone
<2µm		M	M	M	tr		tr	Dol:tr, Rec:m	
MP3134 W	45,8m				tr	M			Limestone
MP3133 W	45,5m	m	tr	tr	M	M		Dol:m	Calcite mudstone
<2µm		M	M	m	m	tr		Dol:tr, Rec:tr	
MP3132 W	45,1m	m	m	tr	M	M		Dol:M, Rec:tr	Calcite mudstone
<2µm		M	M	tr	m	m		Dol:m, Rec:m	
MP3131 W	44,8m	M	m	tr	M	M		Dol:m, Rec:tr	Calcite mudstone
<2µm		M	M	m	m	tr		Dol:tr, Rec:tr	
MP3129 W	43,9m	M	m	tr	M	M		Dol:tr, Rec:tr	Calcite mudstone
<2µm		M	M	m	m	tr		Rec:tr	
MP3127 W	43,4m	m	tr	m	m	M		Dol:M	Clay limestone
<2µm		M	M	m	m	m		Dol:m	
MP3125 W	42,8m	m	tr	m	m	M			Clay limestone
<2µm		M	M	m	m	M			
MP3123 W	42,26m	tr	tr		m	M		Dol:m	Limestone
<2µm		M	M	m	m	M		Dol:m, Rec:tr	

MP3121 W <2µm	41,66m	m M	m M	tr m	M tr	M tr		tr tr	Dol:tr Rec:tr	Calcite mudstone
MP3120 W <2µm	41,46m	tr M	tr M	tr M	M M	M tr		tr tr	Dol:tr Dol:tr, Rec:tr	Calcite mudstone
MP3119 W <2µm	41,06m	M M	m M	M M	M m	M		tr tr	Crr:tr	Mudstone
MP3118 W <2µm	40,78m	m M	m M	tr M	M M	tr m		tr tr	Rec:tr Rec:tr	Mudstone
MP3117 W <2µm	40,51m	m M	m M	tr M	M m	m tr		tr tr	Rec:tr Rec:tr	Calcite mudstone
MP3116 W	40,5m					m	M			Limestone
MP3115 W <2µm	40,49m	tr M	tr M	tr M	m m	M tr		tr tr		Clay limestone

LAGINHA QUARRY

SAMPLE	LEVEL	Sme	Chl	Ill	Qz	Cal	Ab	Gth	Others	Lithotype
MP3264 W <2µm	82,56m		M	M	M		m			Mudstone
MP3262 W <2µm	81,6m		M	M	M		m			Mudstone
MP3260 W <2µm	81m		M	m	M		m			Mudstone
MP3258 W <2µm	80,3m	tr	M	M	M		m			Mudstone
MP3257 W <2µm	79,75m		M	m	M		m		Dol=m Dol=tr	Mudstone
MP3256 W <2µm	79,45m		M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3255 W <2µm	79,3m		m	m	M	tr	m			Mudstone
MP3254 W <2µm	78,84m		M	m	M		m			Mudstone
MP3252 W <2µm	78,28m		M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3250 W <2µm	77,58m		M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3248 W <2µm	76,9m		M	m	M		m			Mudstone
MP3246 W <2µm	76,28m		M	m	M		m			Mudstone
MP3244 W <2µm	75,56m		M	m	M		m			Mudstone
MP3242 W <2µm	74,9m	tr	M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3241 W <2µm	74,56m*		M	m	M		m			Mudstone
MP3239 W <2µm	73,84m*		M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3237 W <2µm	73,28m*		M	m	M		m			Mudstone
MP3235 W <2µm	72,56m		M	m	M		m			Mudstone
MP3233 W <2µm	71,9m		M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3231 W <2µm	71,56m		M	m	M		m			Mudstone
MP3229 W <2µm	70,84m		M	m	M		m			Mudstone
MP3227 W <2µm	70,28m		M	m	M		m			Mudstone
MP3226 W <2µm	69,72m	tr	M	m	m		m		Crr=tr	Mudstone
MP3224 W <2µm	69,28m		M	m	M		m		Crr=tr	Mudstone
MP3223 W <2µm	69m		M	m	M		m			Mudstone
MP3222 W <2µm	68,84m		M	m	m		m		Gp:tr	Mudstone
		tr	M	M	m		tr			

MP3220 W	68,28m		M	m	m		m				Mudstone
<2µm		tr	M	M	m		tr				
MP3218 W	67,53m		M	m	M		m				Mudstone
<2µm		tr	m	M	m		tr				
MP3216 W	66,84m		M	m	M		m				Mudstone
<2µm		tr	M	M	m		tr				
MP3212 W	65,56m		M	m	M		m				Mudstone
<2µm		tr	M	M	m		tr				
MP3210 W	64,86m		M	m	M	tr	m				Mudstone
<2µm		tr	M	M	m		tr				
MP3208 W	64,3m		M	m	M	tr	m				Mudstone
<2µm		m	M	M	m		tr				
MP3206 W	63,56m		M	m	M		m				Mudstone
<2µm		m	M	M	m		m		Crr=tr		
MP3204 W	62,76m		M	M	M		m				Mudstone
<2µm		m	M	M	m		m		Crr=tr		
MP3202 W	62,3m		M	M	M		m		Gp:tr		Mudstone
<2µm		m	M	M	m		m		Gp:tr		
MP3200 W	61,76m		M	M	m				Gp:tr		Mudstone
<2µm		m	M	M	M				Gp:tr		
MP3198 W	61,2m		M	M	m						Mudstone
<2µm		m	M	M	m				Crr=tr		
MP3196 W	60,56m		M	M	M				Gp:tr		Mudstone
<2µm		m	M	M	m				Gp:tr		
MP3194 W	60,38m		M	M	M				Jrs=tr; Gp:tr		Mudstone
<2µm		m	M	M	m				Gp:tr		
MP3192 W	59,73m		M		M	M			Kln=m		Mudstone
<2µm		M		M	m				Kln=m; Crr=tr		
MP3190 W	59,28m		tr		m	M	tr		Kln=m		Mudstone
<2µm		M		M	m				Kln=m; Crr=tr		
MP3189 W	59,1m		m	tr	M	M	tr		Kln=M;		Mudstone
<2µm		m	tr	M	m	tr			Verm:tr Gp:M		

OUTCROP ALONG MS-243

SAMPLE	Sme	Chl	Ill	Qz	Cal	Ab	Gth	Others	Lithotype
GG1 W		tr	m	M	m	m			Mudstone
<2µm		m	M	M	m	m		Vrm:tr	
MP 3809 W		M	M	M	tr	m			Mudstone
<2µm		m	M	M		m		Vrm:tr	

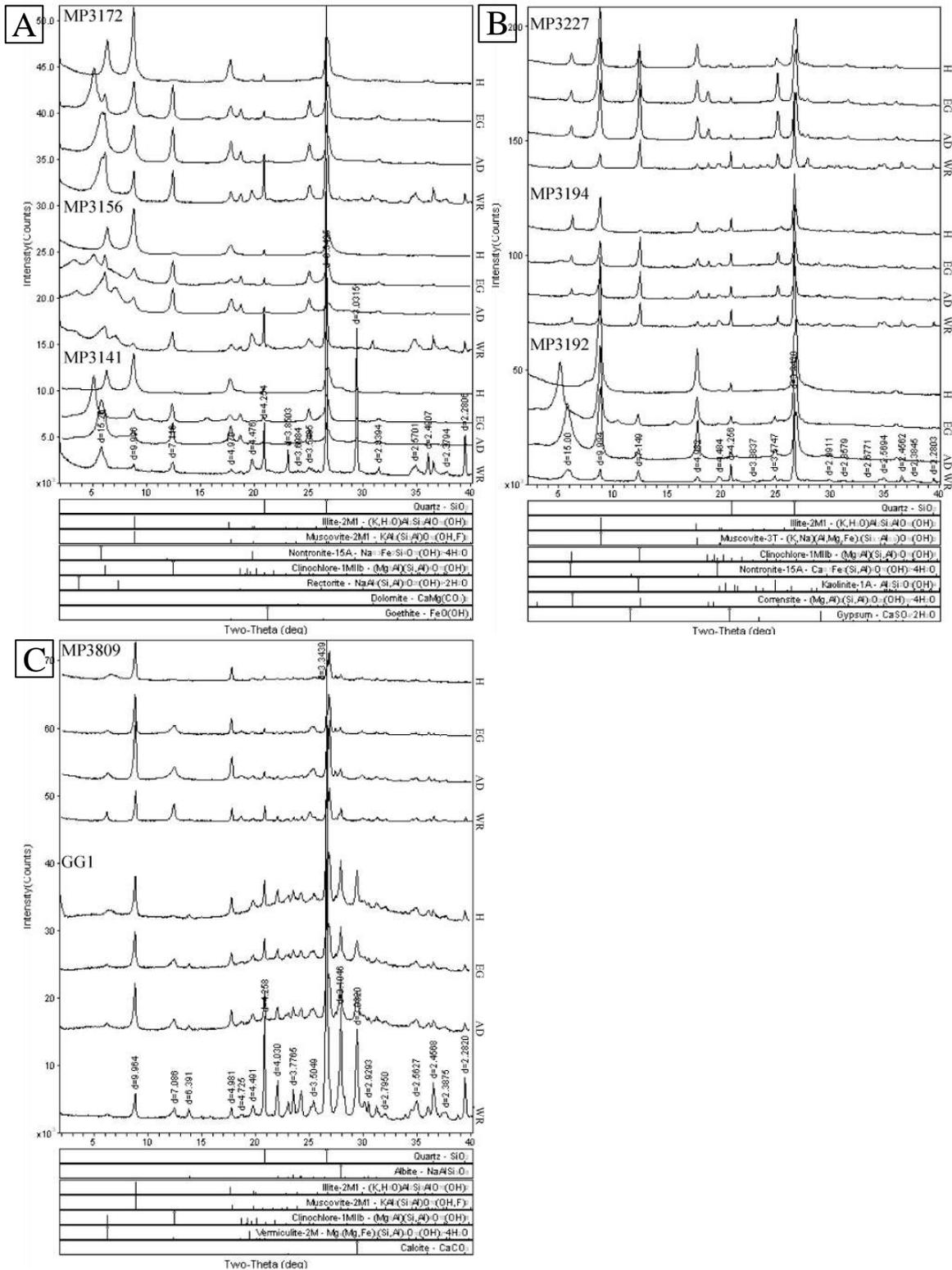


Figure 9 – A. Diffractograms from three mudstones of the superior portion of Corcal quarry. All of them show smectite, illite and chlorite as major components. B. X-Ray diffractograms from three mudstones of Laginha quarry. MP3192, sample close to the contact, shows, in clay fraction, smectite, illite and chlorite as a major component. MP3194, 138cm above the contact, and MP3227 show, in clay fraction, incipient smectite. C. Diffractograms from two mudstones of the outcrop MS-243. GG1 and MP 3809 show, in clay fraction, illite and chlorite as major and minor component, respectively. W= whole sample; AD = oriented clay fractions in air-dried conditions; EG= after ethylene-glycol saturation; H= after heating.

4.4. CHEMICAL COMPOSITION (XRF)

The major oxides compositions, defined by XRF, of the mudstones associated to carbonate layers of the Tamengo Formation and mudstones and siltstones of the superior portions of Laginha and Corcal quarry and the outcrop along MS-243 are broadly similar, except for Na₂O (table 3). They all have a silica-alumina nature in which SiO₂ and Al₂O₃ contents vary, respectively, from 47.3 to 65.07% and from 14.06 to 17.85%, without showing a clear trend, not evident also in the values of Fe₂O₃ (5.14 to 7.97%), MgO (1.71 to 5.79%) and K₂O (3.01 to 5.74%). However, Na₂O content is less than 0.1% in the mudstones, even in the upper part of Corcal quarry (L7), while is greater than 1.0% in the siltstones of Laginha quarry and of the outcrop along MS-243.

Table 3 – Chemical composition of major oxides (%) from mudstones of Laginha and Corcal quarries and outcrop along MS-243, defined with XRF.

	CORCAL QUARRY							LAGINHA QUARRY					MS-243		
	MP 1635	MP 1639	MP 1641	MP 1643	MP 3156	MP 3172	MP 3183	MP 1658	MP 3190	MP 3194	MP 3212	MP 3227	MP 3262	MP GG1	MP 3809
SiO ₂	59.2	61.6	56.4	57.8	52	60.5	59.6	47.3	62.9	58.8	55.0	59.3	61.1	65.1	60.2
TiO ₂	0.91	0.94	0.82	0.87	0.71	0.85	0.79	1.27	0.68	0.83	0.68	0.83	0.85	0.79	0.84
Al ₂ O ₃	17.85	16.82	15.09	15.29	16.52	16.55	17.94	15.93	14.06	17.59	14.59	16.77	16.42	15.5	17.17
Fe ₂ O ₃	7.71	7.06	5.87	6.29	6.2	7.97	7.2	7.51	5.14	6.83	7.25	7.61	6.94	6.04	7.31
MnO	0.04	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02	0.19	0.16	0.11	0.04	0.06
MgO	3.35	3.33	2.99	2.94	5.79	3.67	3.93	2.98	1.71	2.67	3.28	3.16	2.97	2.53	3.02
CaO	0.35	0.39	5.67	4.76	4	0.4	0.5	15.36	4.59	0.46	4.85	1.31	0.97	0.51	0.61
Na ₂ O	0.07	0.07	0.08	0.09	0.06	0.07	0.06	0.03	0.09	0.15	1.24	1.29	1.83	1.72	1.64
K ₂ O	4.43	3.73	3.16	3.2	3.01	3.49	4.12	5.74	3.05	4.38	3.41	3.85	3.66	3.6	4.18
P ₂ O ₅	0.1	0.07	0.08	0.09	0.02	0.05	0.05	0.09	0.68	0.1	0.16	0.15	0.17	0.23	0.16
SO ₃	<	<	<	0.16	<	<	<	<	<	0.12	0.25	<	<	<	<
LOI	5.47	5.31	8.99	8.4	11.08	5.54	5.54	11.8	6.83	7.49	8.38	5.38	4.67	3.71	3.92
Σ	99.52	99.37	99.24	100	99.42	99.18	99.82	99.99	99.76	99.46	99.31	99.81	99.67	99.75	99.08

5. DISCUSSION

Based on the results obtained in this work, the stratigraphic relationship of the Tamengo and Guaicurus formations at Corumbá region is discussed, as well as considerations on depositional environment based on mineral and chemical composition of the pelitic rocks.

5.1. Sedimentary constrains to define stratigraphic relationship between the Tamengo and Guaicurus formations

Characteristics of carbonate layers and microfossils of mudstones interbedded within, belonging to Tamengo Formation, had been recorded in Boggiani *et al.* (2010), Oliveira (2010), Walde *et al.* (2015), Adorno *et al.* (2017 and references therein).

The present paper shows the sedimentological features, mineralogical and chemical compositions of mudstones and siltstones that allowed distinguish the pelitic rocks of both formations: Tamengo and Guaicurus.

The mudstones interbedded in carbonate layers of Corcal and Laginha quarries show irregular, generally discontinuous and curled, laminations of very fine material with frequent carbonate contribution. The mudstones present fluid diffusion features (figures 7.D and 7.E) related to sub-vertical fractures, microveins and opaque material as organic matter within tortuously networks or filling millimetric druses (figure 7.A). They also present, locally, calcite-filled laminas, apparently as gypsum pseudomorph (figure 7.B), and biogenic mats (figure 7.F). Mudstones from the upper portion of Corcal quarry (L7; figures 8.A-C) present similar features to the ones observed at its inferior and medium portions, interbedded in carbonate layers.

Siltstones from the superior portion of Laginha quarry and from the outcrop along MS-243 present contrasting features to the underlying mudstones interbedded with carbonate layers. Macroscopically, these bluish grey siltstones show homogeneous and continuous lamination and, under microscope, these laminations are defined by lamellar minerals and granular lamina, as well as opaque material films (figures 8.D-G). The siltstones are well sorted, uniform and present sub-horizontal quartz or calcite-filled fractures without fluid diffusion features.

The mineral composition of all mudstones and siltstones is essentially detrital quartz, mica and diagenetic clay minerals. Mudstones interbedded in carbonate layers have clay mineral paragenesis of illite + chlorite + smectite, all of them as major or minor component, as well as variable contribution of calcite, and rarely dolomite. L7 layer from Corcal quarry has the same mineral composition of mudstones interbedded in carbonate layers. In contrast, siltstones from the superior portion of Laginha quarry and along MS-243 exhibit clay mineral paragenesis of illite + chlorite, characteristic of anchizone. These rocks are also composed of sporadic smectite as a trace component and albite as major or minor component in both whole rock and clay fraction.

The chemical composition show homogeneous values for all analyzed samples, except for Na₂O content. The mudstones interbedded with carbonate layers, including L7 from Corcal quarry, present values of Na₂O below 0.1%, whereas the siltstones from the upper portion of Laginha quarry and from the outcrop along MS-243 show Na₂O contents higher than 1.0%. Binary diagrams of Na₂O values versus SiO₂ (figure 10A) and versus Al₂O₃ (figure 10B) allow distinction in two separate groups: 1) mudstones interbedded with carbonate layers from Laginha and Corcal quarries, along with the superior portion of the latter, and 2) superior portion of Laginha quarry and outcrop along MS-243.

The Tamengo Formation is presented entirely at Laginha quarry, as recorded in Boggiani (1998), including its superior contact with Guaicurus Formation. Siltstones from Guaicurus Formation, at this quarry, and at the outcrop along MS-243 present similar characteristics. However, the superior portion of Corcal quarry (L7), composed mainly by mudstones, maintain similar petrographic, chemical and mineralogical characteristics to the mudstones of its inferior and middle sections. Hence, the superior portion of Corcal quarry is

considered to belong to the Tamengo Formation, contrary to the assertion by Boggiani *et al.* (2010).

Therefore, the stratigraphic positions of the Tamengo and Guaicurus formations can be defined by their sedimentary structures as well as their mineralogical and chemical compositions.

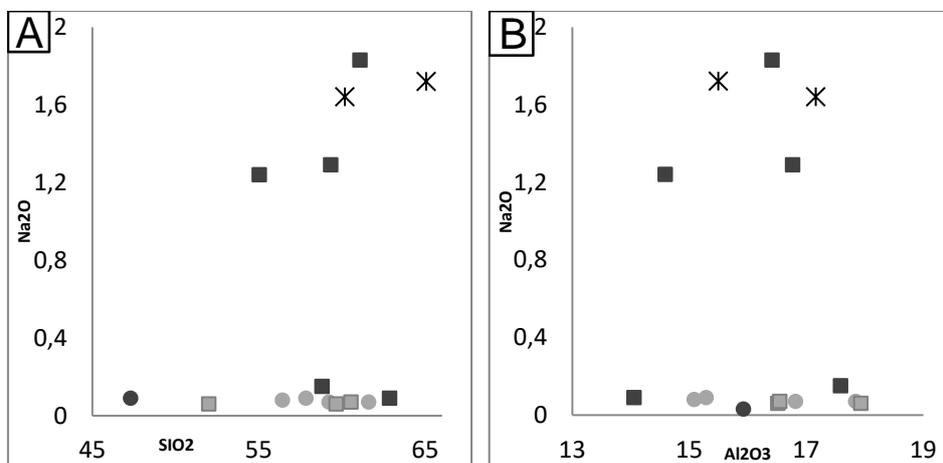


Figure 10 – Binary diagrams of Na₂O versus SiO₂ and versus Al₂O₃. Both diagrams suggest separation in two groups. Light gray circles and squares: samples from Corcal quarry of Tamengo Formation and assign to Guaicurus Formation, respectively. Dark gray circle and squares: samples from Lagingha quarry of Tamengo Formation and of Guaicurus Formation. Asterisk: samples from outcrop along MS-243.

5.2. Indicators of depositional environment

The deposition of carbonate rocks of the Tamengo Formation is associated to microorganism activity and high evaporation rates (Oliveira 2010), indicated by biogenic mats (figure 7.F) and calcite as gypsum pseudomorph (figure 7.B), respectively. Mudstone layers interbedded in carbonate layers, composed by detrital quartz, mica and diagenetic clay minerals, are a result of episodically immature siliciclastic supply, interrupting carbonate depositions. These sediments are derived from very fine-grained rocks of a nearby source area, under low intensity weathering, quickly transported and deposited. The source rocks of these siliciclastic supplies have a silica-alumina nature, with Na-poor content, relatively K-low and Fe-Mg contribution, which lead to the diagenetic clay mineral paragenesis of illite + chlorite + smectite in the Tamengo Formation. The alternation of mudstones and limestones argue that the depositional site remains almost the same, favoring carbonate deposition in the lack of siliciclastic supply.

The Guaicurus Formation consists of a thick and homogenous siltstone package and, in contrast to the Tamengo Formation, does not present carbonate intercalations. The siltstones are composed by detrital quartz, mica and diagenetic clay minerals, with paragenesis of illite + chlorite. These siltstones are persistently laminated, with wide lateral continuity and few flux

structures, such as lens of fine grain, attesting to a water body environment below fair-weather waves. Rare synsedimentary structures, such as slumps, indicate instability in the sedimentary column. Siltstones of the Guaicurus Formation are a result of an uninterrupted immature siliciclastic supply from a nearby source area, composed by very fine-grained rocks, broadly similar to the Tamengo Formation.

The absence of carbonate rocks in the Guaicurus Formation and variations, in Na₂O content – lower than 0.1% and higher than 1.0% in the Tamengo and Guaicurus formations, respectively - imply changes within the depositional condition, either the chemistry of the water or the source area. The difference in paleoenvironmental conditions from the Tamengo to Guaicurus formations denote an increase in water level and, consequently, lower energy setting. These modifications could be related to the tectonic setting of the Pan-African-Brasiliano Orogeny, which could have increased water level and exposed different rocks in the same nearby source area.

Previous researches argue that the Ediacaran-Cambrian transition remark chemical variations in shales related to the oxygenation events and increase of chemical weathering (Kennedy *et al.* 2006; Och and Shields-Zhou 2012 and references therein). As a result of these paleoenvironmental changes, a K₂O/Al₂O₃ decline is registered, related to an increase of expandable clay minerals and kaolinite (Cox *et al.* 1995; Kennedy *et al.* 2006 and references therein). The clay mineral paragenesis found in the Tamengo and Guaicurus formations are essentially diagenetic and do not record these global indexes. At Corumbá region, local environmental could be influenced by a volcanic supply, such as evidenced by volcanic ashes dated by Babinski *et al.* (2008), possibly related to the breakup of the supercontinent Rodinia (Gernon *et al.* 2016 and references therein; Lyu *et al.* 2017).

5.3. Clay minerals as diagenetic indicators of the Tamengo and Guaicurus formations

At Laginha quarry, the Tamengo and Guaicurus formations present an abrupt contact, defined by the dark grey carbonate rocks underlying one meter of yellowish beige siltstones (figure 3.C). These siltstones present anomalous features to the mudstones underneath and to the siltstones above it. They are non-cohesive, with Na₂O content of 0.09% and 0.15% and clay mineral paragenesis of smectite + illite. Additionally, kaolinite and gypsum occur indicating circulation of fluids. These can be connate fluids from the Tamengo Formation through the contact. Another hypothesis is alteration by post-depositional meteoric water interaction through the contact, between impermeable rocks. A third interpretation is that this interval could have been influenced by superficial weathering before the deposition of the Guaicurus Formation.

The rocks of Tamengo Formation present petrographic features of fluid diffusion, both in Laginha and Corcal quarries, as well as in others localities within Corumbá region (Guimarães *et al.* 2014). These evidences could lead to a fluid circulation event at Corumbá

region, suggested by several authors. Trompette *et al.* (1998) and Angerer *et al.* (2016) related the mineralization in the Jacadigo Group (overlapped by the Corumbá Group) to hydrothermal fluids, or pore water flux. Piacentini *et al.* (2013) dated the metamorphic/hydrothermal event around 515Ma with the crystallization of muscovite. Specifically in the Tamengo Formation, Gaucher *et al.* (2003 and references therein) suggested that a probable thermal event affected the preservation of organic walled microfossils.

Moreover, Tobias (2014) registered values of thermal alteration index (TAI) of palynomorphs, in the Tamengo Formation, indicating that the basin reached temperatures around 200°C, within the anchizone. This data is confirmed by the paragenesis of illite + chlorite + quartz and the absence of expandable minerals, which are characteristics of anchizone, as seen in siltstones of the Guaicurus Formation. Mudstones from Tamengo Formation, however, present paragenesis of illite + chlorite + quartz with a major amount of smectite, which is associated to an early diagenetic stage. Therefore, mineral compositions of the Tamengo Formation are anomalous for progressive diagenetic processes. Aligned with the possibility of a fluid circulation event within this formation, the presence of smectite could indicate a retrograde diagenetic process (Nieto *et al.* 2005; Do Campo *et al.* 2017 and references therein; Fazio *et al.* in elaboration).

6. CONCLUSION

Mineralogical and chemical compositions along with the study of sedimentary structures could establish the stratigraphic positioning of the Tamengo and Guaicurus formations. Mudstones interbedded in carbonate packages of Tamengo Formation are composed mainly by quartz, mica, illite, chlorite and smectite and present Na₂O content lower than 0.1%. Siltstones of Guaicurus Formation have similar mineral composition, except for the absence of smectite, and display Na₂O content higher than 1%. Hence, L1 to L7 layers of Corcal quarry expose rocks from the Tamengo Formation.

The Tamengo Formation was deposited in a favorable environment for deposition of carbonates, which was episodically interrupted by immature siliciclastic supply from very fine-grained rocks of a nearby source area. The Guaicurus Formation is a result of an uninterrupted immature siliciclastic supply from a nearby source area, composed by very fine-grained rocks. Chemical variations, however, are observed specially in Na₂O content, higher in siltstones from the Guaicurus Formation, implying changes in the source area or in the chemistry of the water. The sediments of the Guaicurus Formation were deposited under a low energy setting in a high water level, below fair-weather wave.

Diagenetic clay mineral paragenesis – illite, chlorite, quartz – characterize anchizone stage in both formations. However, petrographic features within the Tamengo Formation

indicate a fluid circulation event and, aligned with the occurrence of a major amount of smectite, could determine a retrograde diagenesis, forming this anomalous paragenesis.

7. ACKNOWLEDGEMENTS

This research had the support of Project EDIACARANO, a partnership between ANP (National Agency for Petroleum, Gas and Biofuels)/PETROBRÁS (Petróleo Brasileiro S.A.)/FINATEC. We thank the UFMS fellow researches, the mining companies Votorantim (ITAU) and Corcal, the engineering geologist Felisberto Santiago, the Brazilian Army and the Corumbá Fire Brigade for their support during field work.

BIBLIOGRAPHIC REFERENCES

- ADORNO, R. R., do CARMO, D. A., GERMS, G., WALDE, D. H. G., DENEZINE, M., BOGGIANI, P. C., SILVA, S. C. S., VASCONCELOS, J. R., TOBIAS, T. C., GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., FIGUEIREDO, M. F., MORAES, R., CAMINHA, S. A., SUAREZ, P. A. Z., RODRIGUES, C. V., CAIXETA, G. M., PINHO, D., SCHNEIDER, G., MUYAMBA, R. 2017. *Cloudina luciano* (Beurlen&Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. *Precambrian Research*. 301: 19-35. doi: 10.1016/j.precamres.2017.08.023
- ALMEIDA, F. F. M. 1964. Geologia do sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. v.116 p.1-18.
- ALMEIDA, F. F. M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*. Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM. v.219 p.1-96.
- ALMEIDA, F. F. M. 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: de Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (Eds), *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher, São Paulo, p. 265-281.
- ALMEIDA, F. F. M., MANTOVANI, M. S. M. 1975. Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso. *An. Acad. Bras. Ciênc.* Rio de Janeiro, Brazil, v.47. p.451-458.
- ALVARENGA, C. J. S.; TROMPETTE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the Late Proterozoic of the Paraguai belt (Mato Grosso, Brazil). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 92 (1992): 85-105.
- ALVES, D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de separação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. 1(2): 157-175.
- ANGERER, T., HAGEMANN, S. G., WALDE, D. H. G., HALVERSON, G. P., BOYCE, A. J. 2016. Multiple metal source in the glaciomarine facies of the Neoproterozoic Jacadigo iron formation in the “Santa Cruz deposits”, Corumbá, Brazil. *Precambrian Research*. v. 275. p. 369-393. doi: 10.1016/j.precamres.2016.01.002 0301-9268.
- BABINSKI, M., BOGGIANI, P. C., FANNING, C. M., FAIRCHILD, T. R., SIMON, C. M., SIAL, A. N. 2008. U-Pb shrimp geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil. VI South American Symposium on Isotope Geology. *Anais*.
- BARBOSA, O. 1949. Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia. *Mineração e Metalurgia*. 13: 271-278.
- BEURLLEN, K., SOMMER, F. W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário de Corumbá. *Boletim de Geologia e Mineralogia – DNPM*. 168, 1-35.
- BOGGIANI, P. C., FAIRCHILD, T. R., COIMBRA, A. M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região central da Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai), Mato Grosso do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*. V. 23. P. 301-305.
- BOGGIANI, P. C. 1998. Análise estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul. 181p. Dissertação (Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- BOGGIANI, P. C., ALVARENGA, C. J. S. 2004. Faixa Paraguai. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B.B. Neves (Org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Fávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, pp.: 113-120.
- BOGGIANI, P. C., GAUCHER, C., SIAL, A. N., BABINSKI, M., SIMON, C. M., RICCOMINI, C., FERREIRA, V. P., FAIRCHILD, T. R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumba Group, Brasil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*. 182. p.382-401. doi: 10.1016/j.precamres.2010.06.003.

- CAMPANHA, G. A. C., BOGGIANI, P. C., SALLUN FILHO, W., SÁ, F. R., ZUQUIM, M. P. S., PIACENTINI, T. 2011. A Faixa de Dobramentos Paraguai na Serra da Bodoquena e Depressão do Rio Miranda, Mato Grosso do Sul. *Geologia USP, Série científica*. v. 11. n. 3. p. 79-96.
- CAMPOS, L. F. B. 2012. Diagenese das sequências Proterozóicas com base na caracterização de argilominerais – topo do Grupo Paranoá e base do Grupo Bambuí – Norte do Distrito Federal. 145p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- COX, R., LOWE, D. R., CULLERS, R. L. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. v. 59. n. 14. p. 2919-2940. doi: 10.1016/0016-7037(95)00185-9.
- DELGADO, I. M., DE SOUZA, J. D., DA SILVA, L. C., DA SILVEIRA FILHO, N. C., DOS SANTOS, R. A., PEDREIRA, A. J., GUIMARÃES, J. T., ANGELIM, L. A. A., VASCONCELOS, A. M., GOMES, I. A., DE LACERDA FILHO, J. V., VALENTE, C. R., PERROTTA, M. M., HEINECK, C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. V. Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R. M., Gonçalves, J. H. *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília.
- DO CAMPO, M., NIETO, F., ALBANESI, G. L., ORTEGA, G., MONALDI, C. R. 2017. Outlining the thermal posdepositional evolution of the Ordovician successions of northwestern Argentina by clay mineral analysis, chlorite geothermometry and Kübler index. *Andean Geology*. v. 44 (2). p. 179-212. doi: 10.5027/andgeoV44n2-a04.
- D'EL-REY SILVA, L. J. H. D. R., WALDE, D. H. G., SALDANHA, D. O. 2016. The Neoproterozoic–Cambrian Paraguay Belt, central Brazil: Part I — New structural data and a new approach on the regional implications, *Tectonophysics*. v. 676. p. 20-41. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.03.019.
- FAIRCHILD, T. R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade Ediacariana ou Cambriana Inferior, para a parte leste do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumo das Comunicações*, p. 181. Recife.
- FAZIO, G., GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., do CARMO, D. A., WALDE, D. H. G. 2016. Composição mineral dos pelitos ediacaranos – formações Tamengo e Guaicurus (Grupo Corumbá) – e seu significado deposicional. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais. Porto Alegre (RS-Brasil)*. 9-13 de Outubro.
- FIKE, D. A., GROTZINGER, J. P., PRATT, L. M., SUMMONS, R. E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. v. 444. p.744-747. doi:10.1038/nature05345.
- FONTANELA, G. T. 2012. Dolomitização e Fosfogênese na Formação Bocaina, Grupo Corumbá (Ediacarano). 148p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- FREITAS, B. T. 2010. Tectônica e Sedimentação do Grupo Jagadigo (Neoproterozóico, MS). 144p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo.
- GAUCHER, C., BOGGIANI, P. C., SPRECHMANN, P., SIAL, A.N., FAIRCHILD, T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*. V.120. p. 241-278.
- GERNON, T. M., HINCKS, T. K., TYRRELL, T., ROHLING, E. J. PALMER, M. R. 2016. Snowball Earth ocean chemistry driven by extensive ridge volcanism during Rodinia breakup. *Nature geoscience*. v.9 p.242–248. doi: 10.1038/NNGEO2632
- GUIMARÃES, E. M., SAMPAIO, L. F., WALDE, D. H. G., do CARMO, D. A. 2013. Clay minerals of the Ediacaran fossiliferous beds from Tamengo Formation (Corumba Group, Brazil). In: *Corumbá Meeting, Anais. Campo Grande e Corumbá (MS-Brasil)*. 4-9 de Agosto.
- GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., do CARMO, D. A., WALDE, D. H. G., BLOIS, C. 2014. Mineral composition of an Ediacaran sequence: Cacimba Escarpment (Tamengo Formation), Corumbá, MS – Brazil. In: *A symposium and field workshop on Ediacaran and Cryogenian Stratigraphy. Anais. Yichang, Wuhan e Guiyang-Guilin (China)*. 11-22 de Junho.
- HAHN, G., HAHN, R., LEONARDOS, O. H., PFLUG, H. D., WALDE, D. H. G. 1982. Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*. 16: 1-18.
- HIDALGO, R. L. L. 2002. Análise micropaleontológica das formações Tamengo e Guaicurus, Grupo Corumbá (MS), e Formação Araras (MT), transição do Neoproterozóico-Fanerozóico. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- HOFFMAN, P. F., KAUFMAN, A. J., HALVERSON, G. P. SCHRAG, D. P. A. 1998. Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*. v. 281. p. 1342-1346.
- JONES, J. P. 1985. The Southern Border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolivia: an Interpretation of its Geologic Evolution. *Precambrian Research*, v.28 p.111—135.
- KENNEDY, M., DROSER, M., MAYER, L. M., PEVEAR, D., MROFKA, D. The Precambrian Oxygenation; Inception of the Clay Mineral Factory. *Science*. v. 311. p. 1446-1449. doi: 10.1126/science.1118929.

- KERBER, B. B., ROSA, A. L. Z., GABAS, S. G., LEME, J. M., PACHECO, M. L. A. F. 2013. O registro fossilífero de metazoários ediacaranos na América do Sul e suas implicações nos estudos sobre origem e complexificação da vida animal. *Geologia USP, Série Científica*. v. 13, n. 3, p. 51-64. doi: 10.5327/Z1519-874X201300030006.
- JONES, J. P. 1985. The Southern Border of the Guaporé Shield in Western Brazil and Bolivia: an Interpretation of its Geologic Evolution. *Precambrian Research*. v.28. p.111-135.
- LI, Z., EVANS, D. A. D., HALVERSON, G. P. 2003. Neoproterozoic glaciations in a revised global palaeogeography from the breakup of Rodinia to the assembly of Gondwanaland. *Sedimentary Geology*. v.294. p. 219-323. Doi: 10.1016/j.sedgeo.2013.05.016.
- LUY, P-L., LI, W-X., WANG, X-C., PANG, C-J., CHENG, J-X, LI, X-H. 2017. Initial breakup of supercontinent Rodinia as recorded by ca 860–840 Ma bimodal volcanism along the southeastern margin of the Yangtze Block, South China. *Precambrian Research*. v. 296. p.148-167. doi: 10.1016/j.precamres. 2017.04.039.
- MEIRA, F. V. E. 2011. Caracterização tafonômica e estratigráfica de *Cloudina lucianoi* (Beurlen e Sommer, 1957) Zaine e Fairchild, 1985, no Grupo Corumbá, Ediacarano do Brasil. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- NIETO, F., MATA, M. P., BAULUZ, B., GIORGETTI, G., ARKAI, P., PEACOR, D. R. 2005. Retrograde diagenesis, a widespread processo n a regional scale. *Clay Minerals*. v. 40. p. 93-104. doi: 10.1180/0009855054010158.
- OCH, L. M., SHIELDS-ZHOU, G. A. 2012. The Neoproterozoic oxygenaton event: Environmental perturbations and biogeochemical cycling. *Earth-Science Reviews*. v.110. p: 26-57. Doi: 10.1016/j.earscirev.2011.09.004
- OLIVEIRA, R. S. 2010. Depósitos de rampa carbonática Ediacarana do Grupo Corumbá, região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- PARRY, L., BOGGIANI, P. C., CONDON, D., GARWOOD, R., LEME, J. M., MCLLROY, D., BRASIER, M. D., TRINDADE, R., CAMPANHA, G. A. C., PACHECO, M. L. A. F., DINIZ, C., Q. C., LUI, A. G. Ichnological evidence for meiofaunal bilaterians from the terminal Ediacaran and earliest Cambrian of Brazil. *Nature Ecology & Evolution*. v.1. p. 1455-1464. DOI: 10.1038/s41559-017-0301-9
- PIACENTINI, T., VASCONCELOS, P. M., FARLEY, K. A. 2013. ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on the age and thermal history of the Urucum Neoproterozoic banded iron-formation, Brazil. *Precambrian Research*. V. 228. P. 48-62. doi: 10.1016/j.precamres.2013.01.002.
- SIAL, A. N., GAUCHER, C., MISI, A., BOGGIANI, P. C., ALVARENGA, C. J. S., FERREIRA, V P., PIMENTEL, M. M., PEDREIRA, J. A., WARREN, L. V., FERNÁNDEZ-RAMÍREZ, R., GERALDES, M., PEREIRA, N. S., CHIGLINO, L., CEZARIO, W. S. 2016. Correlations of some Neoproterozoic carbonate-dominated successions in South America based on high-resolution chemostratigraphy. *Brazilian Journal of Geology*. V.46(3). P.439-488. doi: 10.1590/2317-4889201620160079.
- SPANGENBERG J. E., BAGNOUD-VELÁSQUEZ, M., BOGGIANI, P. C., GAUCHER, C. 2014. Redox variations and bioproductivity in the Ediacaran: Evidence from inorganic and organic geochemistry of the Corumbá Group, Brazil. *Gondwana Research*. vol. 26(3-4), p. 1186-1207. doi: 10.1016/j.gr.2013.08.014.
- TOBIAS, T. C. 2014. Micropaleontologia da Formação Tamengo, Eco Parque Cacimba da Saúde, Ediacarano, Grupo Corumbá, Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. 88p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília.
- TROMPETTE, R., ALVARENGA, C. J. S., WALDE, D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, No. 6, pp. 587-597.
- WALDE, D. H. G., DO CARMO, D. A., GUIMARÃES, E. M., VIEIRA, L. C., ERDTMANN, B-D., SANCHEZ, E. A. M., ADORNO, R. R., TOBIAS, T. C. 2015. The Neoproterozoic-Cambrian transition in the Corumbá region. *Annales de Paleontologie*. 101: 213-224. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.annpal.2015.07.002.
- WALDE, D. H. G. 1988. Das Proterozoische Paraguay-Araguaia orogen in West-Brasilien, ausgehend von Untersuchungen im Raum Corumbá. *Habil. Schrift. Albert-Ludwigs-Universitat, Freiburg*, 122p
- WALDE, D. H. G., LEONARDOS, O. H., HAHN, G., HAHN, R., PFLUG, D. H. 1982. The first Precambrian megafossil from South America: *corumbella werneri*. *Anais da Academia Brasileira de Ciência*. 54(2): 461-485.
- WHITNEY, D. L., EVANS, B. W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*. v. 95. p. 185-187. doi: 10.2138/am.2010.3371.
- XIAO, S., NARBONNE, G. M., ZHOU, C., LAFLAMME, M., GRAZHDANKIN, D. V., MOCZYDŁOWSKA-VIDAL, M., CUI, H. 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects. *Episodes*. v. 39, n. 4, p. 540-555. doi: 10.18814/epiugs/2016/v39i4/103886.

- ZAINE, M. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Ph.D. Thesis. Universidade de São Paulo, Brasil.
- ZAINE, M. F., FAIRCHILD, T. R. 1985. Comparison of *Aulophycus lucianoi* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *An. Acad. Bras. Ciências*. 57:130
- ZAINE, M. F., FAIRCHILD, T. R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia. Anais. Rio de Janeiro. 19-25 de Julho.