UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA DOS COMPLEXOS ALCALINOS
PROTEROZÓICOS DO CENTRO DO ESTADO
DO TOCANTINS

Woldemar Iwanuch

Orientador: Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geotectônica e Geoquímica

SÃO PAULO
1991

30900005058

R E S U M O

Os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado localizam-se na parte central do Estado do Tocantins; o primeiro, em partes dos municípios de Porto Nacional e Paraíso do Tocantins e o segundo, no município de Barrolândia.

O Complexo Alcalino de Estrela é constituído por uma série de corpos tabulares, alongados e mais ou menos paralelos, orientados no sentido NNE-SSW, que exibem mergulhos moderados a subverticais voltados para SE, com espessura inferior a 300 metros. Esse complexo estende-se por mais de 21 km e é afetado por vários sistemas de falhas; o mais importante destes sistemas tem direção NNE, é subparalelo ao complexo e corresponde a uma falha transpressional de provável deslocamento dextral, que produz interdigitações e intercalações entre rochas encaixantes e diques de rochas alcalinas, além do desenvolvimento de uma foliação inicial. O outro sistema de falhas importante, de direção N50-60W e *en echelon*, corta o sistema de direção NNE e segmenta, bascula e rotaciona os corpos de rochas alcalinas e a foliação metamórfica e cataclástica anterior.

O Complexo Alcalino de Eldorado é constituído por vários corpos maiores com formas irregulares e dimensões variadas. O corpo maior abrange uma área com cerca de 0,75 km² e uma série de corpos menores, cuja largura em geral não ultrapassa 100 metros, com comprimento de 200 a 1000 metros que tendem a alongar-se no sentido WNW-ESE. Esse conjunto apresenta uma estruturação ondulada, resultante de dois grupos de dobras com eixos direcionados para NW e NE.

Ambos os complexos são constituídos predominantemente por gnaisses e granofels leucocráticos, meta-aluminosos, miaskíticos e sódicos, correspondendo petrograficamente a litchfielditos, mariupolitos, miaskitos s.s., nefelina sienitos, sienitos, monzossienitos com nefelina, com raros nefelinólitos e pegmatitos alcalinos. As texturas exibidas pelos gnaisses e granofels dos dois complexos são predominantemente

características de processos metamórficos e metamórfico-metassomáticos, apresentando várias gerações de minerais.

Esses complexos alcalinos estão alojados nas rochas metamórficas do "Complexo Goiano", de idade [arqueana], que apresentam associações de minerais compatíveis com a fácies metamórfica almandina-anfibolito alta; fora da zona de influência do falhamento transpressivo, o grau metamórfico é um pouco mais brando. O "Complexo Goiano" e os complexos alcalinos se sotopõem às rochas metassedimentares do Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo) em aparente não-conformidade. O metamorfismo do Grupo Estrondo é datado de 580 m.a. em isócrona Rb-Sr em rocha total. Dados radiométricos U-Pb em zircão de sienito do Complexo Alcalino de Estrela em diagrama de Wetherill indicam idades de 540 m.a., enquanto a determinação Rb-Sr convencional indica 1520 m.a.; a primeira é considerada a idade de formação de zircão do Ciclo Brasileiro por metassomatose, sendo a segunda considerada indicativa da idade de cristalização das rochas alcalinas.

Os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado são provavelmente coevos e resultaram de uma sequência de processos de múltiplos estágios que envolveram fenômenos magmáticos e pelo menos dois diferentes eventos metamórfico-metassomáticos.

A B S T R A C T

The Estrela and Eldorado Alkaline Complexes are located in the central part of Tocantins State, central Brazil; the former is located in parts of Porto Nacional and Paraíso do Tocantins townships, and the latter in Barrolândia township.

The Estrela Alkaline Complex is made up of a series of tabular, elongated, roughly parallel former dikes, lying in a NNE-SSW direction, exhibiting a moderate to steep dips to the SE, with thicknesses less than 300 meters. The complex extends over more than 21 km. It is affected by several fault systems. The most important of these systems trends NNE, is subparallel to the complex and corresponds to a transpressional fault of probable dextral displacement, leading to a complex mingling of country rocks and alkaline dikes, and the development of an early foliation. The other important fault system, in the N50-60W direction and *en echelon*, cuts the NNE system, further segmenting, tilting and rotating the alkaline bodies and the previously acquired metamorphic and cataclastic foliation.

The Eldorado Alkaline Complex is constituted by several larger bodies with irregular shapes and various dimensions. The largest body covers an outcrop area of about 0.75 km², and a series of smaller bodies elongated in an approximately WNW-ESE direction, usually less than 100 meters thick and about 200 and 1000 meters long; a wavy structure is here observed resulting from a superposed pair of fold sets with NW and NE axes, respectively.

Both complexes are predominantly made up of leucocratic, meta-aluminous, miaskitic and sodic gneisses and granofels, petrographically corresponding to litchfieldites, mariupolites, miaskites s.s., nepheline syenites, syenites, nepheline bearing monzosyenites, also with scarce occurrences of nephelinolites and alkaline pegmatites. Gneissic and granofelsic textures and structures are predominant in both complexes. Several mineral

generations can be determined as a result of string metamorphic and metasomatic processes.

These alkaline complexes are associated with the "Complexo Goiano" metamorphic rocks of Archean Age that present mineral assemblages consistent with a high almandine-amphibolite metamorphic facies; outside of the influence zone of the transpressive faulting, metamorphic grade is somewhat lower. The "Complexo Goiano" and the alkaline complexes underlie the metasedimentary rocks of the Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo) in an apparent non-conformity. Metamorphism in Grupo Estrondo is dated at 580 M.a. by whole-rock Rb-Sr isochron. Zircon U-Pb dating from the syenites of the Estrela Alkaline Complex indicates ages of 540 M.a. on the Wetherill diagram, whereas a Rb-Sr age determination indicates 1530 M.a. The age of 540 M.a. is considered to indicate metasomatic zircon formation in the Brasiliano cycle, whereas the older age is considered to indicate a minimum age of crystallization for the alkaline rocks.

The Estrela and Eldorado Alkaline Complexes are probably coeval and resulted from a sequence of multiple-stage processes involving a magmatic stage and at least two different metamorphic-metasomatic events.

AGRADECIMENTOS

O desenvolvimento deste trabalho somente foi possível graças à colaboração recebida de inúmeras pessoas, instituições científicas e entidades privadas. Como seria praticamente impossível nomear todos, o autor, não obstante, deseja expressar os seus mais sinceros agradecimentos a organizações e pessoas cujos nomes são citados abaixo.

A Tolentino Flávio de Oliveira, por ter despertado em mim o interesse de estudar os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado.

Ao Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani, pela orientação e estímulo durante o desenvolvimento dos trabalhos de pesquisa.

Ao Dr. Nicolau Ladislau Erwin Haralyi, pelo empréstimo de martelete a gasolina para amostragem geológica e geocronológica, pela cessão de magnetômetros para levantamento magnetométrico e pelo auxílio prestado na interpretação dos dados obtidos.

A Prof^a Dra. Márcia Ernesto, do Instituto Astronômico e Geofísico da USP, pelas medidas de susceptibilidade magnética das rochas.

Aos Profs. Drs. José Moacyr Vianna Coutinho e Antônio Carlos Artur, e a Gergely A. J. Szabó, pelo auxílio na descrição e no exame petrográfico de lâminas delgadas.

A Eleno de Paula Rodrigues, do Instituto de Pesquisas Tecnológicas, pela obtenção de difratogramas de raios x de minerais, coloração de lâminas delgadas e placas de rochas.

Ao Prof. Dr. Koji Kawashita e a Key Sato, do Centro de Pesquisas Geocronológicas, pelas análises espectrométricas.

Aos Drs. Raimundo Almeida Filho e Icaro Vitorello, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, pelo auxílio prestado

na obtenção das imagens Landsat falsa-cor, realçadas por várias técnicas no imageador multiespectral I-100.

Ao professor e amigo Daniel Atencio, pelo auxílio na interpretação de difratogramas de raios X.

Ao Engº Paulo Roberto Alves, da Dairix Equipamentos Analíticos Ltda., e a Joanil Munhoz Martins, da Serrana S/A de Mineração, pelas sugestões e inestimável ajuda prestada durante a análise química por espectrometria de fluorescência de raios X.

Ao Dr. Abrão Issa Filho e a Bruno Fernando Riffel, da Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, pelo auxílio nas análises por catodoluminescência e nas efetuadas no microscópio eletrônico de varredura, dotado de dispositivo para análise por energia dispersiva.

A Solvay do Brasil S/A, pela permissão de utilizar seus laboratórios de química analítica instrumental.

Ao Dr. François Delbove, do *Centre de recherches sur la synthèse et chimie des minéraux* (França), pelas análises de minerais em microsonda eletrônica.

Aos Profs. Drs. M.A.S. Basei e W.R. Van Schmus, pela análise isotópica de U e Pb em zircão, no Isotope Geochemistry Laboratory, University of Kansas at Lawrence, U.S.A.

Aos Drs. Edward C. Appleyard, Norman A. Duke, Roland Gorbatshev e Ronaldo Lima Lemos, pela cessão de trabalhos científicos e teses inéditas, resultantes de estudos por eles desenvolvidos em complexos alcalinos congêneres.

A equipe administrativa e técnico-laboratorial do Centro de Pesquisas Geocronológicas, constituída pelos Srs. Cláudio Comerlatti, José Elmano de Gouveia, Décio D. Rosas e pelas Srtas. Ivone Sonoki, Helen Sonoki, Margarida Martins e Liliane Petronilho e Sra. Mercedes Diaz Vergara, que colaboraram durante

as diferentes fases de obtenção dos dados radiométricos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar.

Ao meu amigo Eng^o Jorge Guillermo Nikulin Aracena, pelo auxílio na modificação e implementação de programas de computador, bem como na digitação dos dados reduzidos do levantamento magnetométrico.

Ao Dr. Luis Augusto Morino, pelo auxílio na impressão das curvas de anomalia magnética.

Ao Prof. Dely José Borges e à Sra. Maria das Mercês Paz Oliveira, respectivamente diretor e secretária do Campus Avançado de Porto Nacional da Universidade Federal de Goiás, pela permissão de utilizar as instalações daquela instituição, como base de apoio durante os trabalhos de campo.

Aos Srs. Valmir Borges de Almeida (Fazenda Pé do Morro), Domires Martins Costa (Fazenda São Sebastião), Nestor Aguiar (Fazenda Retiro), Diomédio Alves (Fazenda Malvina), Arnaud de Souza Bezerra (Fazenda Valparaíso), Hermano Francisco dos Santos (Fazenda Monte Castelo) e José Augusto Di Bella (Fazenda S.Vicente) e suas famílias, pela hospitalidade e auxílios prestados.

Aos ex-alunos do curso de graduação do Instituto de Geociências da USP: Carlos Afonso de André, Gilvan Pio Hansi Júnior, José Tsuneo Murata Eguchi, Lúcio Riogi Tokutake, Márcio Massatoshi Kondo e Sérgio Brandalise Citroni, que auxiliaram durante os trabalhos de campo; Márcio Massatoshi Kondo, que participou praticamente de todas as campanhas de campo e auxiliou no tratamento dos dados de geofísica.

Aos Srs. Oswaldo Nunes França, Antônio Barbosa Filho, Antônio Domingos, Walter França de Almeida e Cícero Barbosa, pelo auxílio prestado na abertura de picadas e coleta de amostras.

Ao Sr. Jaime de Souza Marcos, pelas fotografias de amostras de mão das rochas que ilustram a tese.

Ao Sr. Cláudio Hopp e equipe, pela eficiência no preparo de lâminas delgadas descritas neste trabalho.

A Srta. Denize Bolina Evangelista, pelo trabalho de digitação da tese em microcomputador.

Ao Sr. Jaime Alves e equipe, do setor gráfico do Instituto de Geociências da USP, pela impressão e individualização dos exemplares da tese.

Aos meus amigos Hugo Botter, Michel Nottbeck Bechtejew e Arnaldo Rapp, que me acompanharam em várias viagens à área de pesquisa, em etapas que precederam o início dos trabalhos da tese.

A FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), pela concessão da bolsa de doutorado no primeiro triênio de vigência do curso de pós-graduação, Processo 83/0069-3.

AO CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pela assistência financeira, através dos processos 40.6129/82, 40.5001/83, 40.3689/84, 40.4403/85, 40.5616/86 e 40.2651/87 para o desenvolvimento das pesquisas de campo e pela concessão da bolsa de doutorado no transcorrer do segundo triênio do curso de pós-graduação, Processos 140217/86-0 e 840550/89-8.

I N D I C E

RESUMO

ABSTRACT

AGRADECIMENTOS

CAPITULO 1 - INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Apresentação do tema.....	1
1.2. Proposta de trabalho.....	3
1.3. Características das áreas estudadas.....	4
1.3.1. Localização.....	4
1.3.2. Acesso.....	4
1.3.3. Clima.....	4
1.3.4. Vegetação.....	7
1.3.5. Geomorfologia.....	9
CAPITULO 2 - METODOLOGIA.....	11
2.1. Cartografia geológica.....	11
2.1.1. Interpretação de fotografias aéreas, imagens radargramétricas, imagens MSS do Landsat 1, plantas topográficas e planimétricas.....	11
2.1.2. Levantamento geológico de superfície.....	13
2.1.3. Levantamento magnetométrico.....	13
2.1.3.1. Considerações gerais.....	13
2.1.3.2. Interpretação quantitativa dos perfis magnéticos.....	17
2.1.3.3. Modelagem da anomalia magnética.....	21
2.2. Caracterização petrográfica e mineralógica dos principais tipos de rochas alcalinas e de suas encaixantes.....	23
2.3. Caracterização petroquímica dos principais tipos petrográficos de rochas alcalinas e fenitos.....	25
2.3.1. Análises químicas de rochas.....	25
2.3.2. Cálculos petroquímicos.....	30
2.4. Geocronologia	37
2.4.1. Método potássio-argônio.....	37
2.4.2. Método rubídio-estrôncio.....	38
2.4.3. Método urânio-chumbo.....	40
CAPITULO 3 - TRABALHOS ANTERIORES.....	41
CAPITULO 4 - GEOLOGIA REGIONAL.....	52
4.1. Generalidades.....	52
4.2. Unidades geológicas pré-cambrianas.....	52
4.2.1. "Complexo Goiano".....	52
4.2.2. Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco.....	57
4.2.3. Suíte Serrote.....	59
4.2.4. Complexos alcalinos de Estrela e Eldorado.....	62
4.2.5. Grupo Estrondo.....	64
4.2.6. Suíte Matança.....	68
4.2.7. Suíte Santa Luzia.....	71

4.2.8. Intrusivas básicas pré-cambrianas indiferenciadas.....	75
4.3. Unidades geológicas fanerozóicas.....	75
4.3.1. Formação Pimenteiras.....	75
4.3.2. Cobertura sedimentar terciário-quaternária.....	76
4.3.3. Sedimentos aluviais quaternários.....	76
4.3.4. Intrusivas básicas fanerozóicas indiferenciadas.....	76
4.4. Estruturas.....	77
4.4.1. Estruturas geológicas maiores.....	77
4.4.2. Estruturas maiores evidenciadas pela geofísica..	78
CAPITULO 5 - GEOLOGIA DOS COMPLEXOS ALCALINOS.....	80
5.1. Distribuição espacial e morfologia dos complexos alcalinos.....	80
5.1.1. Complexo Alcalino de Estrela.....	80
5.1.2. Complexo Alcalino de Eldorado.....	83
5.2. Petrografia, modo de ocorrência e relações de campo....	85
5.2.1. Rochas do "Complexo Goiano" encaixantes dos corpos de rochas alcalinas.....	85
<i>META-HIPERSTENIO DIORITO.....</i>	<i>85</i>
<i>ANFIBOLITOS.....</i>	<i>86</i>
<i>CALCIO-SILICATICAS.....</i>	<i>87</i>
<i>QUARTZITOS.....</i>	<i>88</i>
<i>GNAISSES.....</i>	<i>89</i>
5.2.2. Rochas alcalinas.....	90
<i>NEFELINOLITOS E NEFELINOLITO-GRANOFELS.....</i>	<i>97</i>
<i>LITCHFIELDITO-GNAISSES E GRANOFELS.....</i>	<i>98</i>
<i>MARIUPOLITO-GNAISSES E GRANOFELS.....</i>	<i>102</i>
<i>MIASKITO-GNAISSES S.S.....</i>	<i>103</i>
<i>NEFELINA SIENITO-GNAISSES S.S.....</i>	<i>104</i>
<i>CORINDON NEFELINA SIENITO-GNAISSES S.S.....</i>	<i>104</i>
<i>CORINDON PLAGIOSSIENITO-GNAISSES COM NEFELINA..</i>	<i>105</i>
<i>ANFIBOLIO MONZOSSIENITO-GNAISSES COM NEFELINA..</i>	<i>105</i>
<i>SIENITO-GNAISSES E GRANOFELS.....</i>	<i>106</i>
<i>PEGMATITO ALCALINO.....</i>	<i>107</i>
<i>GLIMERITOS.....</i>	<i>108</i>
<i>KERSANTITO.....</i>	<i>112</i>
<i>FENITOS.....</i>	<i>112</i>
5.2.2.1. Feições texturais em minerais félsicos. Texturas entre feldspatos, texturas entre feldspatos e nefelinas.	116
<i>Pertitas.....</i>	<i>117</i>
<i>Peristeritas.....</i>	<i>120</i>
<i>Maclas.....</i>	<i>125</i>
5.2.2.2. Feições do metamorfismo e transforma- ções mineralógicas e texturais.....	125
5.2.2.3. Feições do metassomatismo e do hi- drotermalismo.....	137
<i>Albitização.....</i>	<i>137</i>
<i>Nefelinização.....</i>	<i>137</i>
<i>Moscovitização.....</i>	<i>138</i>
<i>Escapolitização.....</i>	<i>138</i>
<i>Sodalitização.....</i>	<i>138</i>
<i>Cancrinitização.....</i>	<i>138</i>
<i>Adularização.....</i>	<i>142</i>
<i>Zeolitização.....</i>	<i>142</i>

5.2.3. Rochas da Formação Morro do Campo (Grupo Estrondo) sobrejacentes aos corpos de rochas alcalinas.....	142
5.3. Metamorfismo.....	143
5.3.1. Rochas do "Complexo Goiano".....	143
5.3.2. Rochas da Formação Morro do Campo (Grupo Estrondo).....	145
5.4. Petroquímica.....	146
5.5. Geocronologia.....	166
CAPITULO 6 - CONCLUSOES E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	178
CAPITULO 7 - BIBLIOGRAFIA.....	185
ANEXOS.....	203

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.	Localização das áreas de estudo em relação às cidades mais próximas.....	5
Fig. 2.	Principais cidades, rodovias e drenagens; localização das áreas de estudo.....	6
Fig. 3.	Abaco da relação da amplitude dos pólos positivo e negativo das anomalias magnéticas com um ângulo de mergulho produzido por corpos com direção N10E..	20
Fig. 4.	Mapa geológico regional.....	53
Fig. 5.	Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total de gnaisses do "Complexo Goiano".....	56
Fig. 6.	Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total de granitos da Suíte Serrote.....	61
Fig. 7.	Diagrama isocrônico em rocha total em xistos do Grupo Estrondo.....	66
Fig. 8.	Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total de granitos da Suíte Matança.....	70
Fig. 9.	Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total do Granito Barrolândia (Suíte Santa Luzia).....	73
Fig. 10.	Aspecto de dique de metafonólito cortando monzonito-gnaisses no CAEL.....	84
Fig. 11.	Encraves de monzonito-gnaisses em dique de metafonólito no CAEL.....	84
Fig. 12.	Litchfieldito-gnaisses bandados e fitados.....	92
Fig. 13.	Biotita litchfieldito-granofels.....	93
Fig. 14.	Magnetita litchfieldito-granofels.....	93
Fig. 15.	Anfibólio litchfieldito-granofels.....	93
Fig. 16.	Anfibólio litchfieldito com "bandamento" gradacional.....	93
Fig. 17.	Litchfieldito-granofels mosqueados.....	94
Fig. 18.	Nefelinólito-granofels hololeucocrático.....	99
Fig. 19.	Sodalita nefelinólito-granofels hololeucocrático...	99
Fig. 20.	Sodalita nefelinólito em contato com biotita litchfieldito-gnaisse.....	99

Fig. 21. Litchfieldito-granofels.....	99
Fig. 22. Biotita-magnetita litchfieldito-gnaissse.....	101
Fig. 23. Granada-magnetita-anfibólio litchfieldito-granofels.....	101
Fig. 24. Pegmatito alcalino não zonado com contatos difusos.....	109
Fig. 25. Veio de pegmatito alcalino.....	109
Fig. 26. Detalhe de um veio de pegmatito alcalino com nefelina de cor rosa.....	110
Fig. 27. Detalhe de um veio de pegmatito alcalino com nefelinas de cor verde em grãos maiores.....	110
Fig. 28. Amostra de mão de pegmatito alcalino com zircão...	111
Fig. 29. Amostra de mão de pegmatito alcalino com nefelinas parcialmente cancrinitizadas.....	111
Fig. 30. Amostra de mão de sienito-granofels fenito com porfiroblastos de microclínio.....	115
Fig. 31. Amostra de mão de sienito-granofels fenito com corindon azul.....	115
Fig. 32. Amostra de mão de siderofilita litchfielditognaissse com plagioclásios exibindo schillerização azul-perlácea.....	123
Fig. 33. Formação de blastos e idióblastos de magnetita a partir de biotita de biotita litchfielditognaisses.....	131
Fig. 34. Aspectos da formação de anfibólio e magnetita a partir de biotita de biotita litchfielditognaisses.....	132
Fig. 35. Formação de anfibólio às expensas da biotita.....	133
Fig. 36. Glomeroblastos de anfibólio formados a partir da biotita e estrutura <i>phantom</i> do biotita miaskito-gnaissse s.s. original.....	133
Fig. 37. Aspecto da fase inicial de transformação das biotitas em anfibólios em biotita miaskitognaisses s.s.....	134
Fig. 38. Aspecto da fase mais evoluída de transformação de biotitas em anfibólios em biotita miaskitognaisses s.s.....	134

- Fig. 39. Veios de biotita segregacional em litchfieldito-granofels..... 135
- Fig. 40. Formação de olhos de magnetita e feldspato que apresentam halos de depleção de biotita em sua volta..... 135
- Fig. 41. Vênula e veio de sodalita em litchfieldito-gnaiss 140
- Fig. 42. Hackmanita branco-rosada e sodalita azul..... 140
- Fig. 43. Biotita litchfieldito-gnaiss sodalitizado, cancrinitizado e zeolitizado..... 140
- Fig. 44. Veio de feldspatos com *carbonate-rich cancrinite* (verde) cortando metafonólito..... 141
- Fig. 45. Veios de analcima rosa cortando discordantemente os de sodalita azul em litchfieldito-granofels.... 141
- Fig. 46. Veios de analcima com pontos esparsos de hematita de cor vermelho-tijolo em biotita-litchfieldito..... 141
- Fig. 47. Zeolitização generalizada de biotita litchfieldito-gnaiss que confere cor avermelhada à rocha devido à presença de hematita finamente dividida nas zeólitas..... 141
- Fig. 48. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela projetadas no diagrama Ka versus Ksi..... 158
- Fig. 49. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela projetadas no diagrama Kk versus Ksi..... 158
- Fig. 50. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado projetadas no diagrama Ka versus Ksi..... 159
- Fig. 51. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado projetadas no diagrama Kk versus Ksi..... 159
- Fig. 52. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela expressa em termos de proporção molecular em peso de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O 160
- Fig. 53. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado expressa em termos de proporção molecular em peso de Al_2O_3 , K_2O e Na_2O 161
- Fig. 54. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela projetadas no diagrama molecular $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O+K_2O$ 162
- Fig. 55. Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado projetadas no diagrama molecular $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O+K_2O$ 163

- Fig. 56. Projeção das composições das rochas do Complexo Alcalino de Estrela no diagrama Ne-Kfs-Qtz à $P_{H_2O} = 1$ kb..... 164
- Fig. 57. Projeção das composições das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado no diagrama Ne-Kfs-Qtz à $P_{H_2O} = 1$ kb..... 165
- Fig. 58. Diagrama isocrônico em rocha total de gnaisses alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela..... 168
- Fig. 59. Isócrona de afloramento em rocha total em gnaisses alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramento WI-E-294..... 170
- Fig. 60. Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total em granofels alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramento WI-E-320..... 170
- Fig. 61. Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total em granofels alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramento WI-E-743+7..... 171
- Fig. 62. Diagrama com concórdia em coordenadas Pb^{208}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235} para fragmentos de zircão acessório do sienito do Complexo Alcalino de Estrela..... 174

INDICE DE FOTOMICROGRAFIAS

FOTOMICROGRAFIA 1	
Textura granolepidoblástica.....	95
FOTOMICROGRAFIA 2	
Textura heteroblástica.....	95
FOTOMICROGRAFIA 3	
Textura granoblástica.....	95
FOTOMICROGRAFIA 4	
Textura granoblástica poligonal.....	95
FOTOMICROGRAFIA 5	
Textura em minerais félsicos orientados.....	96
FOTOMICROGRAFIA 6	
FOTOMICROGRAFIA 7	
Textura granoblástica com nefelinas poligonais.....	96
FOTOMICROGRAFIA 8	
Textura de substituição da nefelina por sodalita.....	96
FOTOMICROGRAFIA 9	
Relações texturais entre minerais félsicos.....	118
FOTOMICROGRAFIA 10	
Nefelinas inclusas no microclínio.....	119
FOTOMICROGRAFIA 11	
Nefelina, microclínio e mineral opaco inclusos na albita.....	119
FOTOMICROGRAFIA 12	
Microclínio incluído na albita.....	119
FOTOMICROGRAFIA 13	
Mesopertita formada pela substituição parcial do microclínio em litchfieldito-granofels.....	121
FOTOMICROGRAFIA 14	
Albita substituindo microclínio em litchfieldito- granofels.....	121
FOTOMICROGRAFIA 15	
Mesopertita de substituição em litchfieldito-gra- nofels.....	122
FOTOMICROGRAFIA 16	
Pertita em trança (<i>braid</i>) em biotita-egirina sienito..	122

FOTOMICROGRAFIA 17

Peristerita com estriações (081) dispostas simetricamente *en echelon* em relação ao plano de composição (010) das lamelas de geminação do plagioclásio, formando um ângulo de 14° com este plano..... 124

FOTOMICROGRAFIA 18

Peristerita exibindo séquitos paralelos e alternados de pequenas gotículas estiradas (exsoluções) ao longo do plano (081) que se dispõe simetricamente de cada lado do plano de composição (010)..... 124

FOTOMICROGRAFIA 19

Glomeropoiquiloblastos de anfibólio formados a partir da biotita, englobando poiquiliticamente nefelina, microclínio e albita..... 129

FOTOMICROGRAFIA 20

Idioblastos de anfibólios poiquiliticos englobando albita e nefelina..... 129

FOTOMICROGRAFIA 21

Biotita sendo substituída por moscovita..... 129

FOTOMICROGRAFIA 22

Nefelina (cinzenta) sendo substituída por moscovita... 139

FOTOMICROGRAFIA 23

Albita e nefelina sendo digeridas pela cancrinita..... 139

FOTOMICROGRAFIA 24

Plagioclásio sendo digerido pela cancrinita..... 139

INDICE DE TABELAS

Tab. 1.	Susceptibilidade magnética das rochas na área dos complexos alcalinos de Estrela e Eldorado.....	15
Tab. 2.	Condições de análise por espectrometria de fluorescência de raios x dos elementos maiores.....	27
Tab. 3.	Padrões geoquímicos internacionais e sintéticos utilizados.....	29
Tab. 4.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total dos gnaisses do "Complexo Goiano".....	56
Tab. 5.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total da Suíte Serrote.....	61
Tab. 6.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total de xistos do Grupo Estrondo.....	66
Tab. 7.	Idades K-Ar em xistos do Grupo Estrondo.....	67
Tab. 8.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total dos granitóides da Suíte Matança.....	70
Tab. 9.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total da Suíte Santa Luzia (Granito Barrolândia).....	73
Tab. 10.	Idades K-Ar de granitos da região.....	74
Tab.11a.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Estrela (nefelinólito; mariupolito granofels; egirina litchfieldito-gnaisses; anfibólio litchfieldito-gnaisses e biotita litchfieldito-gnaisses).....	147
Tab.11b.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Estrela (biotita litchfieldito-gnaisses; magnetita-biotita litchfieldito-gnaisses e magnetita litchfieldito-gnaisses).....	148
Tab.11c.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Estrela (litchfieldito-granofels hololeucocrático).....	149
Tab.11d.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Estrela (biotita-coríndon nefelina plagiossienito-gnaisse; biotita-coríndon nefelina sienito-granofels s.s.;	

	anfibólio miaskito-gnaïsse mesocrático; pegmatito alcalino com fóide; biotita sienito-gnaïsse com fóide; sienito-granofels hololeucocrático; biotita-piroxênio sienito-gnaïsse).....	150
Tab.11e.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Estrela (anfibólio monzossienito-gnaïsses com fóide; monzossienito-gnaïsses fenitos; sienito-granofels fenito; glimerito; kersantito e sienito mesocrático).....	151
Tab.12a.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Eldorado (biotita-sodalita nefelinólito; microclínio-biotita-sodalita nefelinólito; anfibólio mariupolito-gnaïsse; biotita litchfieldito-gnaïsse; biotita-magnetita litchfieldito-gnaïsse; escapolita-biotita-magnetita litchfieldito-gnaïsse; biotita-nefelina sienito-gnaïsse; biotita-magnetita-nefelina sienito-gnaïsse; sodalita-biotita-ferrohastingsita nefelita sienito-gnaïsse).....	152
Tab.12b.	Composição química (elementos maiores), índices petroquímicos, normas Stefanova, CIPW, Ne-Kfs-Qtz das Rochas do Complexo Alcalino de Eldorado (biotita-magnetita miaskito-gnaïsse; biotita-ferrohastingsita miaskito-gnaïsse; hastingsita miaskito-gnaïsse; biotita miaskito-gnaïsse; escapolita-biotita miaskito-gnaïsse; moscovita miaskito-gnaïsse; moscovita-biotita miaskito-gnaïsse; biotita-hornblenda miaskito-gnaïsse; piroxênio-biotita-hornblenda miaskito-gnaïsse; microclínio glimerito).....	153
Tab. 13.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total de gnaïsses alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela.....	168
Tab. 14.	Dados analíticos Rb-Sr em rocha total de gnaïsses e granofels alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramentos WI-E-294, WI-E-320 e WI-E-747+7.....	169
Tab. 15.	Dados analíticos U-Pb em fragmentos de zircão do Complexo Alcalino de Estrela.....	174
Tab. 16.	Dados analíticos K-Ar em minerais do Complexo Alcalino de Estrela.....	176
Tab. 17.	Dados analíticos K-Ar em minerais do Complexo Alcalino de Eldora.....	176

A N E X O S

- Fig. 63. Complexo Alcalino de Estrela - Mapa de localização dos perfis magnetométricos.
- Fig. 64. Mapa de intensidade magnética total filtrado com $\lambda > 5$ km.
- Fig. 65. Perfil magnético e geológico interpretado P1 (Retiro).
- Fig. 66. Perfil magnético e geológico interpretado P2 (Mata Grande).
- Fig. 67. Perfil magnético e geológico interpretado P3 (Malvina).
- Fig. 68. Perfil magnético e geológico interpretado P4 (Morro da Estrela).
- Fig. 69. Perfil magnético e geológico interpretado P5 (Arrozal).
- Fig. 70. Perfil magnético e geológico interpretado P6 (Velho Pedro).
- Fig. 71. Perfil magnético e geológico interpretado P7 (Canto Grande).
- Fig. 72. Perfil magnético e geológico interpretado P8 (Barriguda).
- Fig. 73. Perfil magnético e geológico interpretado P9 (Quebra Canela).
- Fig. 74. Perfil magnético e geológico interpretado P10 (Agromangues).
- Fig. 75. Perfil magnético e geológico interpretado P11 (Campo Alegre).
- Fig. 76. Perfil magnético e geológico interpretado P12 (Cabeceira Grande).
- Fig. 77. Perfil magnético e geológico interpretado P13 (Primavera-Urucaiana).
- Fig. 78. Mapa geológico do Complexo Alcalino de Estrela.
- Fig. 79. Mapa geológico do Complexo Alcalino de Eldorado.

SIGLAS, SIMBOLOS E ABREVIATURAS
USADAS

ANRT	Association Nationale de la Recherche Technique
CAE	Complexo Alcalino de Estrela
CAEL	Complexo Alcalino de Eldorado
CANMET	Canada Centre for Mineral and Energy Technology
CPGeo	Centro de Pesquisas Geocronológicas
CRPE	Centre de Recherches Petrographiques et Geochimiques
F	falha
Fr	falha com magnetismo reverso
IG-USP	Instituto de Geociências - Universidade de S.Paulo
m.a.	milhões de anos
MSWD	mean square of weighted deviates
NaF	feldspato sódico
NBS	National Bureau of Standards
nT	nano Tesla
PF	perda ao fogo
Pr	corpo com polaridade magnética reversa
SACCRM	South African Committee for Certified Reference Materials
s.l.	sensu lato
s.s.	sensu stricto
S.S.	solução sólida
USGS	United States Geological Survey
USP	Universidade de São Paulo
β	diabásio
γ	granito
δ	diórito

π	rocha alcalina
π	rocha porfírica
λ	comprimento de onda
$\vee$	gabro
$\times$	lamprófito
$\cup$	piroxenito
Ab	albita
Ae	egirina
Anf	anfibólio
An	anortita
Ap	apatita
Bt	biotita
Cal	calcita
Crn	coríndon
Di	diopsídio
En	enstatita
Fa	faialita
Fs	ferrossilita
Fo	forsterita
FHs	ferrohastingsita
Fls	feldspato
Hb	hornblenda
Hd	hedenbergita
Hem	hematita
Hc	hercinita
Hs	hastingsita
Ilm	ilmenita
La	larnita

Lct	leucita
Kls	kalsilita
Mag	magnetita
Mc	microclínio
Ms	moscovita
NaMetas	metassilicato de sódio
Ne	nefelina
Or	ortoclásio
Px	piroxênio
Qtz	quartzo
Ru	rutilo
Scp	escapolita
Sdl	sodalita
Spn	siderofilita
Ttn	titanita
Wo	wollastonita

CAPITULO 1

INTRODUCAO

1.1. APRESENTAÇÃO DO TEMA E OBJETIVOS

Na porção central do estado do Tocantins, em duas áreas distintas, afloram vários corpos de rochas alcalinas leucocráticas insaturadas, representados maiormente por variedades de litchfieldito-, miaskito-, mariupolito-, nefelina monzossienito- e álcali sienito-gnaisses ou granofels. Levando em conta o local onde essas rochas eram mais bem representadas, nas respectivas áreas, conjuntos de corpos foram por nós denominados **Complexo Alcalino de Eldorado** (Fazenda Eldorado) e **Complexo Alcalino de Estrela** (Morro da Estrela), porém sem as conotações estratigráficas que o emprego do termo *complexo* implica, segundo a acepção de Henderson et al. (1980) e de Petri et al. (1982).

O trato no qual esses dois complexos alcalinos se localizam foi objeto de estudos geológicos regionais efetuados por inúmeros autores, que procuraram definir o quadro estratigráfico e os processos deformacionais, metamórficos e magmáticos, e apresentar a história geológica e tectônica da área mapeada. No entanto, nesses estudos todas as correlações e o empilhamento estratigráfico baseiam-se em evidências indiretas, como na suposta similaridade ou diferença litológica, estrutural e metamórfica. Outrossim, são poucos os trabalhos nos quais encontramos referências às rochas alcalinas, e mesmo assim as informações neles contidas são bastante genéricas. Destarte, Marchetto (1973) e Cunha et al. (1981) noticiam o descobrimento de rochas alcalinas no Morro da Estrela e nas proximidades do povoado de Morro Santo, respectivamente, e apresentam uma breve descrição petrográfica dos poucos tipos de rochas por eles encontrados; enquanto Hasui et al. (1984) e Costa et al. (1988)

apresentam modelos de possível estruturação dos corpos alcalinos no contexto do "Complexo Goiano".

Por outro lado, não havia dados radiométricos Rb-Sr disponíveis para as rochas das unidades geológicas de expressão regional como o "Complexo Goiano", o Grupo Estrondo, a Suíte (Granitóide) Matança, nem para as de ocorrência local, como a Suíte Serrote, a Suíte Santa Luzia (Granito Barrolândia) e o complexos alcalinos de Estrela e Eldorado.

Além disso, a cartografia básica dos corpos de rochas alcalinas exigia melhor definição, visto que, nos mapas geológicos de Cunha et al. (1981), Hasui et al. (1984) e Costa et al. (1988), a representação cartográfica do Complexo Alcalino de Eldorado é uma figura de contorno parcial da área de ocorrência de vários corpos. O mesmo se dá com o Complexo Alcalino de Estrela, que é formado por número maior de corpos e extensão muito superior à indicada pelos autores precedentes.

Acresce que os dois complexos alcalinos careciam de caracterização petrográfica e petroquímica adequada. Além disso, a presença de inúmeras feições reacionais visíveis nas rochas no nível de afloramento, ensejava o estudo das possíveis causas e condições de seu desenvolvimento.

Este trabalho visou a caracterizar melhor a geologia regional (escala 1:500.000), com apoio em dados geofísicos (magnetometria aerotransportada e autoportada) e geocronológicos (métodos Rb/Sr em rocha total, K/Ar em minerais e U/Pb em zircão), além de apresentar, complementarmente, a primeira contribuição específica ao conhecimento da petrologia das rochas que constituem os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado. Por outro lado vale frisar que estes complexos e as áreas adjacentes foram submetidos a processos intrincados de deformação e metamorfismo policíclico.

1.2. PROPOSTA DE TRABALHO

Para alcançar os objetivos da presente pesquisa foram as seguintes as etapas de trabalho:

1. Mapeamento na escala de 1:50.000 das duas áreas com ocorrência de corpos de rochas alcalinas (geologia de superfície e magnometria).
2. Definição das prováveis relações estratigráficas e estruturais entre os corpos de rochas alcalinas e as unidades adjacentes.
3. Caracterização petrográfica dos principais tipos de rochas alcalinas e suas encaixantes.
4. Determinação da evolução petrográfica das rochas alcalinas com base nas transformações mineralógicas e texturais.
5. Caracterização petroquímica dos principais tipos petrográficos de rochas alcalinas e fenitos.
6. Caracterização das fácies e dos eventos metamórficos nas rochas encaixantes com base no estudo das assembléias de minerais e das texturas.
7. Determinação das idades radiométricas dos complexos alcalinos e das unidades litológicas e litoestratigráficas de extensão regional como o "Complexo Goiano", o Grupo Estrondo, a Suite (Granitóide) Matança, bem como a Suite Serrote e a Suite Santa Luzia (Granito Barrolândia).
8. Análise interpretativa dos dados aeromagnéticos regionais preexistentes, subsidiados por levantamento autotransportado.

1.3. CARACTERISTICAS DAS AREAS ESTUDADAS

1.3.1. LOCALIZAÇÃO

Os complexos alcalinos de Eldorado e Estrela situam-se em duas áreas distintas na porção central do Estado do Tocantins. O primeiro deles localiza-se em terras do município de Barrolândia, ao sul da Vila de Monte Santo, em suas proximidades, e o segundo abarca porções territoriais dos municípios de Porto Nacional e de Paraíso do Tocantins (Fig. 1).

1.3.2. ACESSO

O Complexo Alcalino de Eldorado é atingido a partir da saída norte da cidade de Paraíso do Tocantins; segue-se inicialmente cerca de 0,5 km pela Rodovia BR-153 rumo norte, até se atingir o trevo para Caseara; aí, entra-se à esquerda e percorre-se cerca de 20 Km até a Fazenda São Sebastião, em cujas terras aparecem os maiores afloramentos (Fig. 2).

Tomando-se a localidade de Fátima, que é cortada pela BR-153, como ponto de referência, atinge-se o Complexo Alcalino de Estrela, seguindo-se inicialmente pela BR-153 no sentido norte, cerca de 4 Km até o trevo para Porto Nacional; neste ponto toma-se à direita, anda-se cerca de 21 Km, encontrando-se então a Fazenda Sucupira; aí, entra-se à esquerda, percorre-se a estrada de terra carroçável principal por cerca de 24,5 Km, até atingir a Fazenda Estrela, em cujas terras afloram os principais corpos de rochas do complexo homônimo (Fig. 2).

1.3.3. CLIMA

A região, segundo Nimer (1977, in: IBGE 1977), tem clima tropical, quente, semi-úmido, com 4 a 5 meses extremamente secos (maio a setembro). A temperatura média é de aproximadamente 25°C; nos meses mais quentes e secos, é de 27°C, enquanto a

FIG 1 - LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO EM RELAÇÃO ÀS CIDADES MAIS PRÓXIMAS

- 1 COMPLEXO ALCALINO DE ELDORADO
- 2 COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

ESCALA

Fig. 2 PRINCIPAIS CIDADES, RODOVIAS DRENAGENS E LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.

1- Complexo Alcalino de Eldorado.

2-Complexo Alcalino de Estrela.

média das máximas em setembro é de 35° C. Nos meses mais quentes são comuns temperaturas superiores a 38°C, com máximas absolutas de até 42°C. A temperatura média no mês mais frio é de 24°C, e a média dos mínimos térmicos em julho é de 17°C, enquanto as mínimas absolutas do ano estão em torno de 10°C. As precipitações pluviométricas máximas correspondem ao trimestre dezembro-janeiro-fevereiro, durante o qual chove 45-55% do total anual. O índice pluviométrico anual está em torno de 1750 mm.

1.3.4. VEGETAÇÃO

Os dois complexos situam-se em regiões fitoecológicas distintas.

O Complexo Alcalino de Estrela localiza-se na região onde, segundo Mileski, Doi & Fonzar (1981), predomina a Savana Arbórea Aberta (Campo Cerrado) com Floresta Galeria, na qual aparecem encraves de Savana Arbórea Densa (Cerradão), que vai sendo substituída por Áreas Antrópicas utilizadas para lavoura de arroz e soja.

A primeira formação aparece com duas subformações: uma de fisionomia campestre, entremeada de arvoredos com menos de 5 m de altura, às vezes bem espaçados; e outra, caracterizada pela floresta-de-galeria.

Na subformação campestre o estrato herbáceo tem cobertura quase uniforme e é representado por algumas espécies gramíneas, notadamente dos gêneros *Aristida* (capim-barba-de-bode), *Axonopus*, *Panicum* e por outros indivíduos das famílias *Cyperaceae* e *Eriocaulaceae*.

E entre os espécimes do estrato arbóreo aparecem pau-terra (*Qualea* sp.), lixeira (*Curatella americana*), barbatimão (*Stryphnodendron barbadetiman*), jacarandá (*Machaerium* sp.), murici (*Byrsonima coriacea*), pau-de-tucano (*Vochysia* sp.), caraíba (*Tabebuia caraiba*) e pau-santo (*Kielmeyera* sp.), destacando-se, nas linhas de drenagem, a sucupira-preta

(*Bowdichia virgilioides*) e o gonçalo-alves (*Astronium fraxinifolium*).

Nas florestas-de-galeria a largura e a composição da faixa de vegetação são muito variáveis, mas ela é sempre alta e densa; ocorre acompanhando toda a drenagem local na forma de sinuosos cordões florestais, notadamente no Rio dos Mangues e nos córregos Mata Grande, do Gato, Barriguda, São José, Bacabá e Móia. As espécies que nela aparecem com mais frequência são a envira-pindaíba (*Xylopia* sp.), o ipê-amarelo (*Tabebuia* sp.), a jacareúba (*Callophyllum brasiliense*), a itaúba (*Physocalymma* sp.), o jatobá (*Hymenaea* spp.) e a guaruba (*Vochysia* sp.).

Sobressaem nesta fisionomia as seguintes palmeiras: buriti (*Mauritia* sp.), inajá-cabeçudo (*Maximiliana* sp.), guariruba (*Syagrus* sp.), macaúba (*Acrocomia* sp.).

Pequenas áreas remanescentes de encraves da Savana Arbórea Densa (Cerradão) ocorrem ao sul do Morro de Estrela, nas fazendas Mato do Meio e Pé do Morro, na mesopotâmia do Rio dos Mangues com o córrego São José e em alguns setores restritos das fazendas Primavera, Urucaiana, Valparaíso e Rio dos Mangues, na metade norte do Complexo Alcalino de Estrela.

Nesta formação o estrato arbóreo alcança de 7 a 12 m de altura, com algumas árvores emergentes com mais de 15 m de altura, salientando-se alguns gêneros não exclusivos da savana, como: sucupiras (*Pterodon* sp. e *Bowdichia* sp.), gonçalo-alves (*Astronium fraxinifolium*), aroeira (*Astronium* sp.), jatobá (*Hymenaea* spp.), angico preto (*Piptadenia macrocarpa*) e outras.

No estrato dominado são encontrados os paus-terra (*Qualea* sp.), lixeira (*Curatella americana*), maraximbé (*Emmotum fagifolium*), murici (*Byrsonima crassifolia*), pequi (*Caryocar brasiliensis*), maraximbê (*Emmotum fagifolium*), açacurana (*Erythrina glauca*) e outras.

O estrato lenhoso inferior é em geral denso, sendo formado maiormente por plantas esclerófilas que atingem de 1 a 4

m e acompanhado por herbáceo sempre muito reduzido, formado por *Gramineae*, *Cyperaceae* e *Bromeliaceae*.

A área ocupada pelo Complexo Alcalino de Eldorado localiza-se em região de Tensão Ecológica, onde ocorre o contato da savana com a Floresta Estacional, tanto na forma de encrave como de ecótono, e ambas acham-se na maior parte substituídas por áreas antrópicas.

Assim, na porção sudoeste e sul do complexo, nas terras das fazendas Matona e Flor da Mata, aparecem encraves de Floresta Estacional; no resto da área a vegetação é mista, com pequenas extensões graminosas e faixas de tabocas, com predomínio das áreas antrópicas.

No estrato arbóreo são encontrados: ipê-amarelo (*Tabebuia sp.*), jatobá (*Hymenaea sp.*), jatobá do campo, peroba (*Aspidosperma sp.*), cedro (*Cedrela sp.*), angico preto (*Piptadenia macrocarpa*), aroeira, jacarandá, cega-machado, xicha, mirindiba, barriguda e outras.

1.3.5. GEOMORFOLOGIA

Os dois complexos alcalinos situam-se em áreas com paisagem de relevos distintos, conforme os dados e a definição das unidades geomorfológicas regionais efetuados por Mamede, Ross & Santos (1981).

O Complexo Alcalino de Estrela situa-se na unidade denominada Depressão do Tocantins, que tem grande expressão regional.

Essa unidade constitui um conjunto homogêneo com altimetria de 200 a 300 m. Apresenta relevo de dissecação suave, predominando extensivamente as formas tabulares, com grande diversidade de expressão aureolar.

Da superfície rebaixada e suavemente dissecada que caracteriza a depressão emergem relevos residuais alongados e iso-orientados na direção NNE, conhecidos localmente como morros

de Estrela e da Barriguda, com altimetria máxima de 419 e 348 m respectivamente. Esses morros constituem residuais de relevos dessimétricos, com feições à semelhança de *hog-back*, apresentando cornijas e reversos curtos.

No geral o padrão de drenagem é retangular e os vales são relativamente incisos.

O Complexo Alcalino de Eldorado situa-se na unidade Patamares do Interflúvio Araguaia-Tocantins.

A unidade compreende um conjunto de relevos escalonados, com degraus paralelos e sucessivos, talhados em litologias do Grupo Estrondo e Formação Pimenteiras.

As frentes desses patamares estão voltadas para oeste e constituem escarpas descontínuas que se acham desfiguradas pela atuação erosiva. Os reversos inclinam-se para leste e constituem uma superfície contínua bastante dissecada, originando formas tabulares com drenagem de incisão profunda.

Particularmente na área do complexo, a dissecação foi mais profunda, e expôs o "Complexo Goiano" e os corpos de rochas alcalinas, dentro de um anfiteatro erosivo ovalado.

CAPITULO 2

METODOLOGIA

2.1. CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Para elaboração dos mapas geológicos apresentados na escala de 1:50.000 dos complexos alcalinos de Estrela e Eldorado, e para definir as prováveis relações estratigráficas e estruturais entre os corpos de rochas alcalinas e as unidades geológicas adjacentes, foram utilizados: interpretação de materiais de sensoriamento remoto; análise de plantas topográficas e planimétricas; levantamento geológico de superfície, levantamento magnetométrico; e interpretação das anomalias magnéticas. Os procedimentos metodológicos para execução desses trabalhos acham-se descritos nos subitens abaixo.

2.1.1. INTERPRETAÇÃO DE FOTOGRAFIAS AEREAS, IMAGENS RADARGRAMETRICAS, IMAGENS MSS DO LANDSAT 1, PLANTAS TOPOGRAFICAS E PLANIMETRICAS.

As fotografias aéreas, as imagens MSS do Landsat 1, a imagem radargramétrica e as plantas topográficas e planimétricas foram empregadas como recursos auxiliares no mapeamento geológico.

Para esse fim, foram utilizados: fotografias aéreas do Convênio USAF-DSG/ME, em escala aproximada de 1:60.000 (1967); PROSPEC — Levantamentos, Prospecções e Aerofotogrametria S/A; do Projeto Araguaia do Convênio PROSPEC-DNPM/MA, escala 1:45.000 (1956); mosaico semicontrolado de radar em escala 1:250.000 do Projeto Radambrasil, folha SC.22-Z-B (1976); imagens MSS do Landsat 1 de 18/07/76, realçadas pelas técnicas de Ampliação Linear de Contraste-ALC, de Composições Coloridas Contrastadas - CCC e Divisão de Canais - DC, todas-falsa cor e em escala 1:100.000 e 1:400.000; uma imagem em branco e preto, canal 7, em

escala 1:500.000; plantas topográficas da Diretoria do Serviço Geográfico do Ministério do Exército (DSG-ME), folhas: PIUM SC.22-Z-B-I (1979), Paraíso do Norte SC.22-2-B-II (1979) e Fátima SC.22-Z-B-V (1978), todas em escala 1:100.000; e folhas planimétricas números 1658, 1659 e 1726 do Projeto Araguaia, em escala 1:100.000 de 1958.

A interpretação das fotos aéreas baseou-se no método rotineiro descrito por Ray (1963), que utiliza os elementos fundamentais de interpretação geológica de fotografias aéreas, tais como: tom fotográfico; cor; textura; arranjo espacial ordenado dos aspectos geológicos, topográficos e da vegetação; formas de relevo; relação das feições associadas; etc.

A interpretação de imagens Landsat falsa-cor baseou-se na análise do comportamento espectral dos tipos litológicos e de suas associações específicas de rocha-solo-vegetação, como sugerido por Paradella (1984).

As plantas topográficas e planimétricas foram utilizadas para análise mais ampla dos modelos da rede de drenagem, com vistas a auxiliar na identificação e interpretação da natureza litológica e estrutural do terreno.

Cabe dizer que a resposta desses produtos foi baixa, no que diz respeito à identificação e à delimitação dos corpos de rochas alcalinas, no âmbito do Complexo Alcalino de Eldorado e na metade norte do Complexo Alcalino de Estrela, devido à pequena possança dos corpos, à falta de expressão topográfica em relação às encaixantes, ou por se acharem encobertos por sedimentos.

Ainda vale salientar que, em vista da baixa densidade geral de afloramentos, mesmo contando com o auxílio dos recursos da Geofísica os mapas geológicos apresentados ficaram aquém do desejável.

2.1.2. LEVANTAMENTO GEOLOGICO DE SUPERFICIE

A metodologia do levantamento geológico foi a usual, de perfis geológico-estruturais iso-orientados ao longo de picadas de direção N45W, com vistas a definir a disposição espacial das unidades litológicas e de seus elementos planares e lineares, conforme as técnicas descritas por Moseley (1981), Barnes (1981) e McClay (1987). Também foram feitas observações pontuais entre perfis, ao longo de estradas, caminhos, córregos e grotas, com o objetivo de se determinarem os limites e as inter-relações dos corpos rochosos.

Os afloramentos de rochas do embasamento ("Complexo Goiano"), nas áreas dos dois complexos alcalinos, são extremamente raros, esparsos e descontínuos, constituindo blocos e matacões arredondados, soltos, deslocados da posição original, fato que inviabiliza a tomada de medidas estruturais. Quando se apresentam na forma de lajedos, acham-se, quase sempre, profundamente alterados, havendo, por conseguinte, grande dificuldade em se obter amostra fresca.

2.1.3. LEVANTAMENTO MAGNETOMETRICO

2.1.3.1. Considerações gerais

A magnetometria foi utilizada como subsídio ao mapeamento geológico no âmbito do Complexo Alcalino de Estrela, uma vez que os corpos de rochas alcalinas, em sua maior parte, estão cobertos por solos residuais deles derivados ou apresentam-se encobertos por sedimentos pelíticos, pelítico-psamíticos e por conglomerados oligomíticos, ou afloram como blocos soltos e esparsos no campo, tornando assim difícil o seu mapeamento.

A escolha do método magnetométrico deveu-se aos seguintes fatores:

- (a) em ensaios de laboratório, as rochas alcalinas mostraram susceptibilidade magnética muito maior que

as rochas encaixantes e adjacentes regionais (ver Tabela 1);

- (b) nos perfis magnetométricos experimentais confirmou-se a aplicabilidade do método, pois os corpos de rochas alcalinas apresentaram amplitudes de anomalia magnética de várias centenas de nT, contrastando nitidamente com as demais litologias;
- (b) o método de levantamento é de execução relativamente rápida.

Destarte, esse método geofísico permitiu detectar em subsuperfície os corpos de rochas alcalinas intemperizadas em superfície ou os encobertos por sedimentos, e determinar quando os blocos soltos constituem corpos contínuos ou segmentados.

No âmbito do Complexo Alcalino de Estrela, os trabalhos de levantamento magnetométrico foram efetuados ao longo de 13 picadas de direção N45W, perfazendo 51,8 Km. A localização desses picadas e dos respectivos perfis magnéticos pode ser vista na Fig.63, nos anexos.

As picadas ao longo das quais foi efetuado o levantamento magnetométrico foram abertas a foice e terçado, orientadas com a bússola no tripé e estaqueadas equidistantemente a 12,5 metros. A abertura das picadas foi efetuada por trabalhadores braçais contratados, enquanto o levantamento magnetométrico foi realizado pelo autor e ex-alunos do curso de graduação do Instituto de Geociências - USP.

Os perfis magnetométricos foram orientados de modo a cortar as estruturas regionais e dos corpos de rochas alcalinas e evitar o risco de medir apenas um dos pólos magnéticos das anomalias, se a direção do levantamento fosse E-W.

O levantamento foi realizado com magnetômetro de precessão nuclear (*Proton Magnetometer*), modelo G-810, da GeoMetrics, que mede o campo magnético total com precisão de 1 nT. A precisão do aparelho é mais que suficiente para os objetivos do levantamento, uma vez que a amplitude das anomalias

SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA DAS ROCHAS NA ÁREA DOS COMPLEXOS ALCALINOS DE ESTRELA E EL DORADO

Nº DE CAMPO	LITOLOGIA	SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA
		-6 (10 ⁻⁶ cgs)
WI-E-93 B/3	Nefelinolito-Granofels Hololeucocrático	702
WI-E-275	Bt-Hgh Litchfieldito - Gnaisse	11260
WI-E-336/3	Mag-Bt Litchfieldito - Gnaisse	5585
WI-E-743/10	Litchfieldito - Granofels	1370
WI-EL-282	Mag-Bt Litchfieldito - Gnaisse	322
WI-EL-30/12	Anf-Mag Litchfieldito - Granofels	2136
WI-EL-30/14	Mag Litchfieldito - Granofels c/ Anf.	3900
WI-E-280/11	Ortognaisse Tonalítico	30
WI-E-423	Anfibolito	59
WI-E-62A	Anfibolito	73
WI-E-1560	Mela Sienito	89

As medidas de susceptibilidade magnética foram efetuadas no Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.

é, em geral, de centenas de nT. Esse magnetômetro é dotado de um filtro que visa a maximizar a relação sinal-ruído, importante nas regiões de baixa latitude magnética, onde o sinal é fraco.

A metodologia utilizada no levantamento acha-se descrita em Breiner (1973). Como modificação à metodologia por ele descrita, efetuamos a leitura do campo magnético local em cada uma das estações, em três alturas distintas (2,30; 4,80 e 6,10 m), com o intuito de determinar a razão de decaimento, que permite eliminar o efeito de material altamente magnético de superfície, que provoca o aparecimento de picos de falsas anomalias no gráfico de anomalia magnética. O espaçamento máximo entre as estações, ao longo dos perfis, foi de 12,5 m, diminuindo para 6,25, 3,12 e 1,05 metros nos trechos com variação do campo magnético local, de forma a permitir uma boa determinação dos pontos de inflexão das curvas de anomalia. O controle da variação diurna do campo magnético em cada perfil foi realizado através da estação-base móvel, com utilização do método denominado "salto de rã", com regresso e leitura de pelo menos 4 vezes, em períodos inferiores a 1 hora de cada uma das estações-base móveis.

Tanto as estações-base móveis de cada perfil quanto as várias estações-base intermediárias utilizadas durante o levantamento magnetométrico foram "amarradas" a uma estação-base geral localizada na Fazenda Pé do Morro (Fig.63), que praticamente não apresenta gradiente magnético vertical e horizontal.

Os dados magnetométricos brutos de campo de todos os perfis foram reduzidos por meio de curvas de variação diurna do campo magnético e ajustados em relação à base geral. Na correção dessas curvas foram utilizados os registros da Estação Magnética de Vassouras, RJ, através dos quais foi possível conhecer os períodos de distúrbios magnéticos e suas magnitudes. A precisão das curvas de variação diurna obtidas é estimada em torno de 5 nT, valor esse muito menor que a amplitude das anomalias, sendo considerado, por conseguinte, satisfatório.

Com dados assim reduzidos e corrigidos foram elaborados perfis de anomalia magnética total, ajustados em relação à base geral.

A análise visual desses perfis magnéticos mostrou que eles apresentaram o gradiente do campo magnético regional de 7-11 nT/Km; isto é, muito maior que o esperado para a área em apreço, segundo o Modelo Global, que prevê uma variação de 1-2 nT/Km), e consoante o modelo para o Nordeste Brasileiro de Haralyi (1988), elaborado a partir do banco de dados do Projeto Magnet do U.S. Navy Oceanographic Office (1953-1976), que indica variações de 1,6 nT/Km.

Para determinar a razão dessa discrepância foi elaborado um mapa regional de intensidade do campo magnético total com filtragem $\lambda > 5$ Km, a partir dos mapas de intensidade magnética total (folhas SC.22-2-B-I, SC.22-2-B-II, SC.22-2-B-IV e SC.22-2-B-V) do Projeto Geofísico Brasil-Canadá, publicados pelo Departamento Nacional da Produção Mineral (1979a e b). O mapa gerado por filtragem, através da eliminação de anomalias magnéticas com $\lambda < 5$ Km, mostrou que os perfis magnéticos situam-se na borda de um baixo magnético de expressão regional na amplitude da área estudada, e por conseguinte incorporam valores dessa anomalia regional.

A partir desse mapa (Fig.64), cuja versão reduzida para escala de 1:250.000 está nos anexos, foi calculado e eliminado o gradiente regional do campo magnético em cada um dos perfis, devido a uma anomalia de origem profunda.

2.1.3.2. Interpretação qualitativa dos perfis magnéticos

Já foi mencionado acima que o levantamento magnetométrico foi efetuado com vistas a reconhecer qualitativamente a atitude e a posição dos corpos de rochas alcalinas, com o objetivo último de auxiliar no mapeamento geológico.

Para possibilitar a interpretação das anomalias magnéticas foi elaborado um ábaco, que relaciona a amplitude dos pólos P (positivo)/N (negativo) com ângulo de mergulho de um dado corpo ou falha. Para a sua elaboração foram determinados previamente os seguintes elementos:

1. Direção dos Corpos

Através dos trabalhos de levantamento geológico e magnetométrico, verificou-se que a direção dos corpos de rochas alcalinas no âmbito do Complexo Alcalino de Estrela situava-se em torno de N10E.

2. Intensidade Média do Campo Magnético Total Regional

O valor desse parâmetro (25.750 nT) foi obtido a partir do mapa regional de intensidade do campo magnético total filtrado ($\lambda > 5$ Km).

3. Inclinação (I) e Declinação Magnética (D)

Esses elementos foram determinados com o uso das funções calculadas por Haralyi (1988), que mais se ajustam ao campo magnético total para a área compreendida entre os paralelos de 0° a 14° Lat.S e meridianos de 36° a 52° a W.Gr., empregando-se os dados do Projeto Magnet do U.S. Navy Oceanographic Office (1953-1976).

$$I = -10,342 - 1,770 \times \text{Lat} + 1,0036 \times \text{Long} + 2,5 \times 10^{-4} \times \text{Alt} - 0,32516 \times \text{Ano}(-1900)$$

$$D = 35,945 - 0,07804 \times \text{Lat} - 0,51495 \times \text{Long} - 1,867 \times 10^{-4} \times \text{Alt} + 0,08384 \times \text{Ano}$$

Onde:

Lat é a latitude em graus e a sua fração decimal

Long é a longitude em graus e a sua fração decimal

Alt é a altitude em metros acima do nível do mar

Os valores calculados para as épocas dos levantamentos para coordenada média de 10°28' Lat.S (10,4666) e 48°46' W.Gr (48,7666) foram:

ANO	D	I
1985	17,09	7,52
1986	17,24	8,02
1987	17,32	8,37

4. Curvas teóricas de anomalia magnética total, simulando as possíveis condições gerais de estruturação apresentadas pelos corpos de rochas alcalinas.

Para a geração da série de curvas teóricas de anomalia magnética total, foi empregado o *software* Grafmag de Haralyi (1982). Na geração dessas curvas foram utilizados os seguintes dados e valores fixos: direção do corpo (N10E); inclinação magnética (-8°); declinação magnética (-17°); média da intensidade do campo magnético regional (25.750 nT); diferença da susceptibilidade magnética entre os corpos de rochas alcalinas e encaixantes (0,0010 e.m.u.); e como variável o mergulho dos corpos ou falhas, à qual atribuímos diversos ângulos de mergulho, a saber: para o norte $+15^\circ$, $+30^\circ$, $+45^\circ$, $+75^\circ$; vertical; para o sul -15° , -30° , -60° , -75° .

5. Relações da Amplitude dos Pólos P/N

A partir das curvas teóricas obtidas no item anterior foram calculadas as razões dos valores dos picos do pólo P (positivo) pelo N (negativo) para cada um dos ângulos de mergulho dos corpos ou falhas hipotéticas.

6. Elaboração do ábaco

Com os dados obtidos no item precedente foi elaborado o ábaco propriamente dito, que aparece na Fig. 3.

Neste caso particular, verificamos que, para corpos que apresentam mergulhos para o sul e mesmo até 62° para o norte, temos o pólo positivo situado ao norte e o negativo, ao sul. No caso de mergulhos mais suaves para o norte, ocorre uma inversão

Fig. 3 Ábaco da relação da amplitude dos polos positivo e negativo das anomalias magnéticas com ângulo de mergulho produzido por corpos com direção N30E. Condições: inclinação do campo magnético - 8° e declinação do campo magnético - 17°.

do quadro e, por conseguinte, eles foram plotados como valores negativos nesse ábaco.

A finalidade precípua do ábaco elaborado é possibilitar uma rápida determinação dos ângulos de mergulho dos corpos e das falhas.

A interpretação das anomalias nos perfis magnetométricos foi efetuada em vários estágios; primeiramente foi efetuada a separação manual das principais anomalias, e depois a das sobrepostas, duplas e múltiplas. A seguir, foi realizada a interpretação de cada uma das anomalias, determinando-se sua localização e o ângulo de mergulho com o auxílio do ábaco.

Assim, foram delimitadas em cada perfil as faixas de rochas alcalinas, sendo seus contatos traçados no ponto de maior gradiente da anomalia. Cabe salientar que as zonas de intensas perturbações nos grandes corpos alcalinos correspondem a falhas magnetizadas e as anomalias dipolares, a corpos tabulares ou diques.

Todas as anomalias relacionadas na análise qualitativa como supostamente referentes aos corpos de rochas alcalinas foram verificadas e confirmadas no campo na maioria dos casos, direta ou indiretamente, quer pela presença de rochas alcalinas no suposto alinhamento, quer pela presença de solos delas derivados com zircão, que é o mineral resistato tipomórfico nessas rochas, ou por blocos de bauxita alveolar.

As interpretações podem ser vistas ao lado dos perfis magnéticos e geológicos representados pelas Figuras 65 a 67, nos anexos.

2.1.3.3. Modelagem de anomalia magnética

Com o fito de obter melhor informação quanto à atitude e à geometria dos corpos em vários trechos de alguns perfis, recorreu-se ao processo de "Modelagem de Anomalia Magnética" em

computador, que é facilitada por uma separação prévia dos diversos dipolos do perfil magnético.

Como os corpos são tabulares, pudemos usar a metodologia bidimensional 2D. Para consecução desse objetivo recorreremos ao programa de computador GRAFMAG, que utiliza o algoritmo originalmente proposto por Talwani et al. (1959), que foi simplificado para um dique infinito.

A modelagem 2D consiste em comparar e ajustar uma curva teórica gerada com a curva obtida através dos dados de campo do dipolo analisado. A comparação é feita pelo cálculo do desvio entre as duas e o ajuste é feito mudando-se os parâmetros atribuídos ao corpo, até que se minimize a "somatória dos quadrados dos resíduos", que é expressa pela fórmula $(V_o - V_{cal})^2/n$, onde V_o é o valor observado em campo; V_{cal} é o valor calculado; e n é o número de pontos observados.

Nesse modelamento, são fixados os valores dos dados conhecidos (tais como direção do corpo, inclinação e declinação magnética e a média da intensidade do campo magnético regional) e os valores admitidos por evidências de campo para o número de corpos e para a provável profundidade do topo do corpo modelado. Por outro lado, a espessura do corpo, o mergulho do corpo, o "centro do corpo" em relação ao perfil e a diferença de susceptibilidade magnética do corpo e da encaixante são tomados como variáveis utilizadas no modelamento.

O modelamento se processa matematicamente em computador, até se obterem, após " n " interações, dados da curva teórica mais próxima possível da obtida com os dados de campo, isto é, com o melhor ajuste.

O programa acima citado permite sobrepor várias imagens de interações no vídeo acoplado ao computador e, destarte, observar a sequência de ajustes da curva feitos por tentativa e suas tendências, de sorte a permitir uma avaliação dos parâmetros e da magnitude de suas grandezas a serem ajustados.

Neste trabalho utilizamos um microcomputador TRS-80 Modelo I, com 92 Kb, e PC com 704 Kb de memória e 2 discos *drive* de 5 1/4", dispondo de recurso gráfico de alta resolução de 480 X 192 pixels, acoplado a uma impressora matricial.

Os dados de espessura dos corpos obtidos nesse modelamento foram utilizados na confecção do esboço geológico do Complexo Alcalino de Estrela.

2.2. CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA E MINERALOGICA DOS PRINCIPAIS TIPOS DE ROCHAS ALCALINAS E DE SUAS ENCAIXANTES

A caracterização petrográfica foi efetuada através do exame de amostras de mão e de lâminas delgadas de espécimes representativos dos vários tipos de rochas alcalinas, fenitos, gnaisses, anfibolitos, granulitos básicos, xistos, cálcio-silicáticas, quartzitos, básicas, ultrabásicas, granitos, cataclasitos e milonitos.

Foram estudadas mais de 320 lâminas delgadas e 6 seções polidas. As análises petrográficas foram efetuadas consoante as técnicas convencionais, determinando-se a composição mineralógica, a composição modal (em parte das amostras), os aspectos texturais e a sequência de cristalização.

Para facilitar a distinção entre a nefelina e os feldspatos em lâminas delgadas e placas, foi utilizada a técnica de coloração da nefelina com azul de metileno proposta por Shand (1939); e para a distinção entre o plagioclásio (albita e oligoclásio) e o microclínio, quando não geminados, foi utilizada a coloração do último com cobaltonitrito de sódio, segundo o método descrito por Paine (1966).

No caso das rochas alcalinas, as paragêneses dos minerais e a evolução das texturas foram interpretadas em concordância

com os critérios descritos e empregados por Tilley (1957), Goodspeed (1959), Appleyard (1969), Duke (1975), Duke & Edgar (1977) e Lowell & Villas (1983).

As fotomicrografias de lâminas delgadas foram feitas com o uso de microscópio modelo AXIOPLAN MC 100, da Zeiss-RFA.

Para identificar feldspatos de segunda geração formados por metassomatose, utilizou-se a técnica de análise por catodoluminescência, descrita por Mariano (1978), Mariano (1988, in: Marshall, 1988), empregando o luminoscópio Modelo ELM 2B da Nuclide Corporation, montado em um microscópio petrográfico. A verificação da composição das fases minerais neoformadas, ou com zoneamento secundário, identificadas por catodoluminescência, foi efetuada através de análise química em microscópio eletrônico de varredura, modelo Stereoscan 200, da Cambridge, dotado de dispositivo para análise por energia dispersiva.

A técnica de difração de raios X foi aplicada na identificação de zeólitas, feldspatóides e de alguns minerais raros. As análises foram efetuadas em difratômetro automático da marca Rigaku, modelo Geigerflex D/Max, com monocromador acoplado. As condições instrumentais de operação variaram de acordo com as necessidades específicas de cada amostra.

Para auxiliar na identificação mais acurada dos minerais formadores de rochas, tanto dos primários e secundários quanto dos acessórios, foram efetuadas várias análises químicas por microsonda eletrônica pelo Dr. F. Delbove, no *Centre de recherches sur la synthèse et chimie des minéraux*, Orleans, França.

A definição das rochas metamórficas baseou-se em dados mineralógicos texturais e estruturais, tanto de campo quanto de secções delgadas. Na definição de texturas e estruturas utilizou-se o dicionário de termos e atlas de texturas e estruturas de rochas ígneas e metamórficas de Polovinkina (1966), volumes 1 e 2 (Parte I e II); a caracterização das fácies metamórficas baseou-se em Winkler (1967).

As rochas cataclásticas foram descritas de acordo com Higgins (1971).

Para classificação das rochas alcalinas e magmáticas em geral utilizou-se a nomenclatura de Streckeisen (1976); os nefelinólitos são definidos segundo a aceção de Loewinson-Lessing (1901), a que se referem Svyazhin e Isakov (1956). Utilizou-se o termo nefelina sienito *sensu stricto* para designar a variedade petrográfica em que o microclínio predomina sobre a albita.

O termo granofels é aqui utilizado no sentido de Bayly (1972), isto é, para designar rochas metamórficas com textura isótropa e granular, estrutura homogênea e maciça.

A descrição da granulação das rochas é efetuada conforme a classificação de Williams, Turner & Gilbert (1970).

Os nomes dos minerais são apresentados conforme as recomendações de Branco (1982) e as abreviaturas de seus nomes, segundo as sugestões de Kretz (1983).

2.3. CARACTERIZAÇÃO PETROQUÍMICA DOS PRINCIPAIS TIPOS PETROGRÁFICOS DE ROCHAS ALCALINAS E FENITOS

Com o fim de caracterizar petroquimicamente os principais tipos petrográficos de rochas alcalinas e fenitos associados, o autor realizou 79 análises químicas quantitativas de elementos maiores e menores e fez a determinação de elementos vestigiais (Rb e Sr) em 35 amostras.

2.3.1. ANÁLISES QUÍMICAS DE ROCHAS

As análises foram realizadas mormente pela técnica da espectrometria de fluorescência de raios X, utilizando-se um espectrômetro simultâneo automático de 10 (dez) canais, modelo

PW 1606, da N.V. Philips' Gloeilampenfabriken, Holanda, na determinação do SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (total), MgO , CaO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 e S; um espectrômetro sequencial automático modelo PW 1480, também da Philips, para dosar MnO ; e um manual Norelco para determinar o Rb e o Sr em nível de ppm.

Todos os elementos acima citados, com exceção de S, Rb e Sr, foram analisados em pastilhas de 40 mm de diâmetro, pesando 11 g, conformadas por prensagem de um vidro moído (-300meshes), constituído por amostra e fundente. Esse vidro foi obtido a partir da fusão da amostra com metaborato de lítio, na proporção de 1:5, a 1020°C , por 15 minutos, em cadinho de grafite de alta pureza da Spex Inc. O metaborato de lítio P.A. utilizado foi previamente purificado até atingir pureza espectral, por uma série de cristalizações fracionadas, e desidratado consoante a metodologia descrita por Suhr e Ingamells (1966).

O S foi dosado em pastilha de 11 g obtida pela prensagem da mistura homogênea da amostra com metil celulose (Matheson Coleman & Bell), na proporção de 5:1, e granulometria inferior a 400 meshes. A moagem da amostra com metil celulose foi efetuada em moinhos de WC do tipo panela.

A prensa usada na confecção de pastilhas foi o modelo HTP 100, da Herzog Maschinenfabrik GmbH.

O Rb e Sr foram dosados segundo a técnica quantitativa por espectrometria de fluorescência de raios X rotineiramente utilizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IG-USP e que se acha descrita em Torquato (1974) e Kawashita et al. (1974), empregando-se os padrões DTS-1, GSP-1 e PCC-1 do USGS, tubo de Mo, com correções específicas do *background*, baseadas no efeito Compton do Mo.

As condições de análise dos elementos maiores e menores estão na Tabela 2. Os dois espectrômetros da Philips estão ligados a microcomputadores providos dos *softwares* X30 e X40, que permitem a redução *on-line* dos elementos analisados.

CONDIÇÕES DE ANÁLISE POR ESPECTROMETRIA DE FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X DOS ELEMENTOS MAIORES

ELEMENTO	TUBO	Kv	mA	COLIMADOR (a)	CRISTAL	LINHA	DETECTOR (b)	TEMPO DE MEDIÇÃO (c)	VÁCUO (d)
Na	Rh	40	30	G	TLAP	Ka	Ar F	30	15
Mg	Rh	40	30	G	TLAP	Ka	Ar F	30	15
Al	Rh	40	30	G	PE	Ka	Ne S	30	15
Si	Rh	40	30	G	PE	Ka	Ne S	30	15
P	Rh	40	30	G	Ge	Ka	Ne S	30	15
S	Rh	40	30	G	Ge	Ka	Ne S	30	15
K	Rh	40	30	F	LIF(200)	Ka	Kr S	30	15
Ca	Rh	40	30	F	LIF(200)	Ka	Kr S	30	15
Ti	Rh	40	30	F	LIF(200)	Ka	Kr S	30	15
Fe	Rh	40	30	F	LIF(200)	Ka	Kr S	30	15
Mn	W	40	30	F	LIF(200)	Ka	Kr S	30	15

a) G = 480 u

F = 160 u

b) Ar - contador proporcional de fluxo de Argônio

Ne S - contador proporcional de fluxo selado, preenchido c/ Ne

Kr S - contador proporcional de fluxo selado, preenchido c/ Kr

c) Segundos

d) Pascal

Na elaboração das retas de calibração foram utilizados 23 padrões geoquímicos internacionais e 7 sintéticos elaborados pelo autor (WI), apresentados na Tabela 3.

Os padrões sintéticos foram preparados com reagentes P.A. da Merck Darmstadt, com o objetivo de cobrir a faixa composicional das rochas com alto teor de Al_2O_3 ; Al_2O_3 e Na_2O ; Al_2O_3 , Fe_2O_3 + FeO e Na_2O . Desta forma, prepararam-se análogos sintéticos de corindon sienito, litchfieldito, mariupolito, nefelinólito e miaskito típicos de acordo com as análises relacionadas em Carlson (1957), Svyazhin e Isakov (1956), Stefanova (1980), Ronenson (1967) e Morozewicz (1930).

As retas de calibração expressas pela concentração versus contagem para cada elemento químico foram obtidas por regressão linear, utilizando-se o modelo de correção de De Jongh (1973), que permite corrigir os efeitos simultâneos de absorção e excitação entre os elementos (efeito matriz), através dos valores teóricos tabelados ou empíricos calculados a partir dos dados da análise preliminar de regressão.

Parte das análises químicas foi efetuada pelo autor em duplicada, tanto pela fluorescência de raios X, como por espectrofotometria de absorção atômica e por espectroscopia de emissão por plasma de acoplamento indutivo, na Solvay do Brasil S/A.

Assim, os padrões STM-1, SCO-1, SY-2, NIM-S, NIM-L, AN-G e NBS-99a, e os padrões sintéticos, bem como 25 amostras provenientes de ambos os complexos alcalinos foram analisados por outras técnicas e métodos.

Inicialmente, as amostras foram abertas por fusão com metaborato de lítio na proporção de 1:6, dissolvendo-se o vidro segundo a técnica de Abbey et al. (1974); como modificação foi utilizado HNO_3 a 8% em volume, no lugar do HF.

Nas análises de Al, Ti, Fe, Mn, Ca, Mg, Na e K por espectrofotometria de absorção atômica, utilizou-se o esquema e a metodologia descrita por Abbey et al. (*op.cit.*). O titânio foi

TABELA 3

PADRÕES GEOQUÍMICOS INTERNACIONAIS E SINTÉTICOS UTILIZADOS

PADRÃO	ROCHA	FORTE
STM-1	NEFELINA SIENITO	USGS
BHVD-1	BASALTO	USGS
W-2	DIABASIO	USGS
AGV-2	ANDESITO	USGS
SCO-1	"CODY SHALE"	USGS
QLO-1	QUARTZO LATITO	USGS
SDC-1	MICA XISTO	USGS
G-2	GRANITO	USGS
RGH	RIOLITO	USGS
NBS 99a	FELDSPATO SODICO	NBS
NBS 70a	FELDSPATO POTASSICO	NBS
NIH-L	LUJAVRITO	SACCRH
NIH-S	SIENITO	SACCRH
SY-2	NEFELINA SIENITO	CANMET
SY-3	NEFELINA SIENITO	CANMET
MICA-Fe	BIOTITA	CRPG
MICA-Mg	FLOGOPITA	CRPG
DR-N	DIORITO	ANRT
FK-N	FELDSPATO POTASSICO	ANRT
AN-G	ANORTOSITO	ANRT
BE-N	BASALTO	ANRT
GS-N	GRANITO	ANRT
HA-N	GRANITO	ANRT
STM-20	STM-1 + 20% AL2O3	WI *
STM-30	STM-1 + 30% AL2O3	WI *
PS-1	NEFELINOLITO	WI *
PS-2	MARIUPOLITO	WI *
PS-3	LICHTFIELDITO	WI *
PS-4	MIASKITO	WI *
PS-5	CORINDON LICHTFIELDITO	WI *

* Padrões sintéticos preparados pelo autor.

analisado em espectrofotômetro de absorção atômica modelo Gemini AA 12/1415 da Interlab e os demais elementos, em aparelho da Perkin Elmer, modelo 703. As correções das interferências entre os elementos foram feitas conforme recomendações de Lee e Guven (1975).

O Ca e o Mn também foram analisados por plasma de acoplamento indutivo (I.C.P.), utilizando-se o aparelho Plasma Spectroflame, da Spectro Analytical Instruments.

A análise de SiO_2 nas rochas e nos padrões foi efetuada por espectrofotometria segundo a metodologia descrita por Espínola et al. (1960), empregando-se o espectrofotômetro modelo DMF da Interlab.

O FeO foi determinado por titulação conforme o método desenvolvido por Wilson (1955).

A perda ao fogo foi efetuada a 1050°C , calcinando-se 1 g de amostra em cadinho de platina por 2 horas.

2.3.2. CALCULOS PETROQUIMICOS

Para expressar as características do quimismo, auxiliar na comparação e na sistematização das rochas alcalinas e tentar elucidar a sua origem a partir dos resultados de análises químicas, foram calculados:

- (a) Normas CIPW e Qtz-Ne-Kfs
- (b) Normas e parâmetros petroquímicos Kk, Ksi, Ka, AF, AN, NE, Q, FEM, AP, Al' , R, Cal, Ca' e (Ca, Na) de Stefanova (1980)
- (c) Coeficiente de peraluminosidade $(K_p) = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$
- (d) Coeficiente de Saturação $(K_{st}) = 6(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$
- (e) $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ e $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$
- (f) Proporções moleculares em peso de $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ para utilizar em diagramas apropriados.

Os cálculos das normas CIPW e Qtz-Ne-Kls foram efetuados no Centro de Processamento de Dados do IG-USP, utilizando-se o programa *Normas*, escrito por S.R.F. Vlach (1991).

Os cálculos da norma e dos parâmetros petroquímicos de Stefanova (1980) foram realizados no CCE-USP, empregando-se uma versão corrigida e modificada por J.G. Nikulin A. e W. Iwanuch do programa originalmente escrito em linguagem *Fortran IV* por Matakiewa (in: Stefanova, *op.cit.*) com base no algoritmo de Stefanova (*op.cit.*).

Os demais cálculos foram feitos em calculadora manual programável TI-58C, da Texas Instruments.

Para caracterizar as rochas alcalinas em termos petroquímicos utilizou-se a classificação de Polanski (1949, in: Sorensen, 1974), que as separa nos seguintes tipos:

(1) Rochas plumasíticas

(2) Rochas miaskíticas

(3) Rochas agpaiticas

Como complemento, foi empregada também a classificação das rochas em termos do grau de saturação em Al_2O_3 , proposta por Shand (1943) e que destaca os seguintes tipos:

Rochas peraluminosas

Rochas metaluminosas

Rochas subaluminosas

Rochas peralcalinas

Julgamos desnecessário discorrer acerca da norma CIPW, que é de conhecimento geral e de uso consagrado no meio geológico, achando-se descrita em inúmeros compêndios, como o de Hutchinson (1974).

No entanto, como a norma e os parâmetros petroquímicos de Stefanova (1980) são de introdução relativamente recente e não são conhecidos no nosso meio, julgamos de bom alvitre apresentar abaixo as suas características mais gerais.

Como é sabido, todos os métodos de representação gráfica e os princípios de classificação química de rochas magmáticas estão indissoluvelmente relacionados com o emprego de algumas relações numéricas entre os átomos, as quais refletem de forma idealizada as relações estequiométricas desses elementos químicos nos minerais formadores de rochas.

No método desenvolvido por Stefanova (1980), a representação gráfica de rochas magmáticas portadoras de feldspatos é feita através da determinação dos coeficientes Ksi, Ka e Kk.

De acordo com os valores de Ksi podemos destacar várias situações:

- (1) Quando $Ksi=3,00$, teremos apenas AF (feldspato alcalino) na composição normativa, porquanto a relação estequiométrica do silício e dos álcalis nos feldspatos alcalinos é de 3:1.
- (2) Se $Ksi>3,00$, o AF estará associado a um aluminossilicato desprovido de álcalis, isto é, An (anortita). Assim, quanto maior for o valor do Ksi, tanto maior será o "conteúdo" de An em relação ao de AF.

Nesse método petroquímico o coeficiente agpaítico $Ka=(K + Na)/Al$ tem grande significado como indicador quantitativo do grau de variação da razão álcalis/alumínio na rocha em relação à estequiometria idealizada desses elementos nos feldspatos alcalinos, nos quais temos $Ka=1$.

Desta forma, quanto menor for K_a , tanto maior será o conteúdo de Fem (fêmicos) e An em relação ao AF. Por outro lado, pelo fato de ocorrer uma gradativa diminuição do conteúdo de An e do índice de cor na série gabro-diorito-sienito (granito), aparece uma nítida correlação entre os valores de K_a e K_{si} . Outrossim, pelo fato de não haver anortita normativa nas rochas alcalinas, o valor de K_a fornece a informação quanto à distribuição relativa do alumínio entre os minerais normativos fêmicos e siálicos. Assim, quanto maior for o valor de K_a , tanto maior será a função dos Fem no balanço de massa geral do alumínio.

O $K_a=1,00$ corresponde aos sienitos alcalinos e granitos alcalinos, constituídos por feldspato alcalino, biotita+quartzó. O valor de $K_a>1,00$ indica a presença de minerais fêmicos alcalinos (piroxênios e anfibólios alcalinos), e dá uma noção quantitativa da distribuição relativa dos álcalis entre os minerais fêmicos e siálicos normativos.

- (3) Se o valor de $K_{si}=1,00$ o mineral félsico normativo será representado apenas pela nefelina (Ne).
- (4) Quando o valor de K_{si} estiver situado entre 1,00 e 3,00, corresponderá as diversas proporções de AF e Ne. Assim, quanto maior o valor de K_{si} , maior será o conteúdo de AF em relação a Ne.

O coeficiente K_{si} , além de expressar a relação quantitativa dos minerais normativos tipomorfos An, AF e Ne, tem um importante significado geológico pelo fato de apresentar com grande proximidade os valores das composições normativas e modais nas principais categorias de rochas intrusivas de fácies profunda, portadoras de feldspatos normais e alcalinos: gabro-diorito-sienito (granito) e sienito alcalino (granito) — nefelina sienito-urtito-(ijolito).

Devido à proximidade dos valores da composição modal e normativa obtida pelo método de Stefanova (*op.cit.*), existe a

possibilidade concreta de expressar numericamente o critério de classificação mineralógica-quantitativo através de coeficientes petroquímicos. Em outras palavras, demonstrar a ligação que existe entre a composição química e mineralógica nas rochas magmáticas na série intrusiva acima mencionada.

A expressão gráfica das composições químicas das rochas magmáticas feldspáticas se faz por meio do diagrama retangular Ksi versus Ka, cujos valores se situam respectivamente nos eixos das ordenadas e abscissas. A utilização do Ka como um dos eixos de coordenadas no diagrama petroquímico tem grande importância na separação das rochas denominadas subultrabásicas e na delimitação dos campos das rochas alcalinas plumasíticas (miaskíticas) e agpaíticas, bem como permite expressar a tendência da mudança composicional das rochas na série gabro-diorito-sienito (granito), em função do aumento progressivo dos feldspatos alcalinos.

Devido ao seu significado normativo-mineralógico o Ksi permite separar os campos das principais categorias (tipos) petroquímicas de rochas com feldspatos normais e alcalinos, com base na presença e na relação quantitativa de AF, An e Ne. O valor de Ksi no gabro (4,80-7,60) corresponde aproximadamente à labradorita normativa An₅₀₋₇₀; e nos dioritos (3,80-4,80), à andesina An₃₀₋₅₀. O limite inferior dos sienitos normais e dos granitos está situado em Ksi=3,40 e correspondente a plagioclásios normativos cuja composição varia do oligoclásio até a albita em função do teor relativo do feldspato alcalino como fase mineral independente. Quando se têm quantidades iguais de plagioclásio (Pl=An+NaF) e feldspato potássico (KF), o Ksi é igual a 3,10 e corresponde à albita An₁₀. No caso das composições típicas de granitos e sienitos com KF>Pl, o valor de Ksi=3,10-3,80 corresponde ao oligoclásio An₁₀₋₃₀, em vista da grande ocorrência de granitos e sienitos com baixos valores de K/Na e, conseqüentemente, com baixa basicidade dos plagioclásios. Assim, o campo limitado pelos valores de Ksi=3,10-3,20 é considerado subalcalino. Os valores de Ksi=3,10+0,10 são característicos de granitos alcalinos e

sienitos alcalinos, formados por feldspatos alcalinos (feldspato potássico e albita) com insignificante conteúdo de anortita An₁₀ ou nefelina.

Uma das características tipomórficas das rochas alcalinas magmáticas é a ausência ou presença mínima de anortita normativa. Em função do valor de Ksi temos rochas saturadas de silício em relação aos álcalis ($Ksi > 3,00 + 0,10$) e insaturadas ($Ksi < 2,90$). No primeiro grupo temos os tipos petroquímicos representados por granitos alcalinos e por sienitos. O segundo grupo reúne três tipos petroquímicos delimitados com base na presença e na relação quantitativa de AF e Ne, isto é, sienitos com fóides $Ksi = 2,50 - 2,90$; nefelina sienitos $Ksi = 1,5 - 2,5$; nefelinólitos (nefelinitos) $Ksi = 1,0 - 1,5$.

Além dos coeficientes petroquímicos Ksi e Ka utiliza-se também o coeficiente Kk, expresso pela razão do número de átomos de K e Na na rocha ($Kk = K/Na$).

O coeficiente Kk é utilizado na elaboração do diagrama petroquímico auxiliar Ksi versus Kk, que tem grande significado genético, mineralógico e geoquímico, pelo fato de separar os campos de magmatismo sódico e potássico. O coeficiente Kk define quatro categorias de rochas alcalinas: persódicas ($Kk < 0,30$), sódicas ($0,30 < Kk < 0,60$), potássicas ($0,60 < Kk < 0,90$) e perpotássicas ($Kk > 0,90$). O limite arbitrário de separação dos campos sódico e potássico com valor de $Kk = 0,60$ corresponde à razão dos valores em Clark do sódio e potássio encontrados na crosta terrestre, segundo dados de Vinogradov (1962, in: Stefanova, 1980, p.33). O coeficiente Kk, ao contrário do coeficiente 100 ($K/(K+Na)$), limita a possibilidade de representar graficamente as rochas de composição perpotássica. Por outro lado, permite elaborar uma escala melhor para o intervalo de valores $0,10 < Kk < 1,20$, no qual se situam a maior parte das rochas magmáticas e as rochas alcalinas mais comuns.

Esse método permite, ainda com base no conteúdo percentual de Fem e na presença de Al⁺ e dos valores dos coeficientes Ka e Kk, distinguir na série principal de rochas

magmáticas as variedades holo-, leuco-, meso- e melanocráticas; sódicas; potássico-sódicas; sódico-potássicas; potássicas; metaluminosas; aluminosas; e peraluminosas.

Abaixo apresentamos o índice das abreviações utilizadas na norma de Stefanova (*op. cit.*).

An	anortita
AF	feldspato alcalino (albita, ortoclásio e microclínio)
Ne	nefelina e kalsilita
Q	quartzo
(Ca)'	característica petroquímica indicativa da presença potencial de anortita, melanita, melilita, calcita, hauyna e cancrinita.
(Ca,Na)'	característica petroquímica indicativa da presença, além dos minerais supracitados, também de sodalita, noseana, eudialita e etc.
Cal	calcita
Fem	piroxênio, anfibólio e biotita
R	óxidos (+ sulfetos), magnetita, ilmenita, perovskita, pirita.
Ap	apatita
Al'	excesso de alumínio (supersaturação).

Nesse método petroquímico é possível, com base nos valores dos coeficientes petroquímicos, distinguir os três casos de alcalinidade de rochas magmáticas de acordo com a proposição de Shand (1922, in: Stefanova, *op. cit.*):

- (a) insaturação do alumínio em relação aos álcalis ($Ka > 1,00$, $Ksi = 3,00$);
- (b) insaturação da sílica em relação aos álcalis ($Ka < 1,00$; $Ksi < 3,00$);
- (c) insaturação do alumínio e sílica em relação aos álcalis ($Ka > 1,00$; $Ksi < 3,00$).

A principal série de tipos petroquímicos de rochas alcalinas formada por sienito (granito) alcalino — sienito com fóide-nefelina sienito-nefelinólito — é identificada com base no grau de insaturação em silício em relação aos álcalis, definido através do coeficiente petroquímico Ksi . Em função do

conteúdo percentual de Fem, da presença de Al' e dos valores dos coeficientes Ka e Kk, é possível distinguir os ramos leucocrático e melanocrático, sódico e potássico, metaluminoso, aluminoso e peraluminoso, na série principal de rochas magmáticas.

2.4. GEOCRONOLOGIA

As determinações geocronológicas foram efetuadas pelos métodos Potássio-Argônio (em concentrados monominerálicos) e Rubídio-Estrôncio em rocha total com amostras cogenéticas para interpretações em diagramas isocrônicos.

2.4.1. METODO POTASSIO-ARGÔNIO

As técnicas analíticas, a precisão e a exatidão experimental do método potássio-argônio utilizado no CPGeo-USP foram descritas com minúcias por Amaral et al. (1966), Cordani (1970) e Thomaz F. & Torquato (1974).

As amostras de concentrados monominerálicos foram preparadas por britagem de fragmentos rochosos de 1,5-2,0 kg de massa, quarteamento, moagem em moinho de rolos e separação por peneiramento dos grãos retidos entre as malhas 60-100 meshes. Os concentrados monominerálicos (biotita, anfibólio, nefelina, cancrinita e sodalita) foram preparados com grãos de fração granulométrica 60-100 meshes, na qual havia total liberação dos minerais, utilizando-se separador eletromagnético Franz, líquidos pesados, placa vibratória e catação manual com agulha sob-lupa binocular, até se atingir a pureza em torno de 99%.

As dosagens de potássio foram feitas em duplicata por fotometria de chama, em aparelho Micronal modelo B 262.

As extrações de argônio foram realizadas em linhas de ultra-alto-vácuo com pressões da ordem de 10^{-8} mmHg. O gás extraído após a fusão dos minerais em forno de indução era

purificado em fornos de cobre e titânio. A cada extração foi adicionada uma alíquota de Ar^{39} puro, da ordem de 1×10^{-5} ccSTP.

A análise isotópica da mistura gasosa purificada foi efetuada em espectrômetro de massa de fonte gasosa Nuclide, tipo Reynolds.

As constantes utilizadas no cálculo de idade foram:

$$\lambda B = 0,496 \times 10^{-9} \text{ anos}^{-1}$$

$$\lambda E = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\% \text{ atômica de } K^{40} \text{ em K total} = 0,1167$$

$$\% \text{ atômica de } K^{39} \text{ em K total} = 93,258$$

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{39} = 295,5$$

Os erros experimentais foram calculados para cada amostra e se acham pospostos às idades radiométricas.

A interpretação dos dados analíticos K-Ar baseou-se em Dalrymple & Lamphere (1969), York & Farquhar (1973).

2.4.2. METODO RUBIDIO-ESTRÔNCIO

Os procedimentos analíticos do método rubídio-estrôncio estão descritos em Torquato (1974) e Kawashita et al. (1974); a precisão e a exatidão do método implantado no CPGeo-USP podem ser vistas em Teixeira (1985), enquanto seus fundamentos teóricos podem ser encontrados em Faure e Powell (1972) e Faure (1977).

A seleção das amostras para análise geocronológica se fez, inicialmente, através do estudo petrográfico, eliminando-se as rochas alteradas. As amostras escolhidas com massa de 1 a 1,5 kg foram britadas, moídas e pulverizadas a granulometria inferior a 300 meshes; a seguir passaram por uma nova seleção, baseada nas relações Rb_{total}/Sr_{total} obtidas a partir de análises semiquantitativas de Rb e Sr por fluorescência de raios X.

As amostras selecionadas para datação foram analisadas quantitativamente por fluorescência de raios X; dentre elas, as

que apresentaram valores de Rb_{total} ou Sr_{total} inferiores a 40 ppm, foram reanalisados por diluição isotópica, utilizando-se traçadores enriquecidos em Rb^{87} e Sr^{84} .

As análises isotópicas dos elementos Rb e Sr foram realizadas no espectrômetro de massa de fonte sólida, modelo TH-5 da Variant-Mat, cujas características encontram-se descritas em Torquato (*op.cit.*) e Kawashita et al. (*op.cit.*), e no espectrômetro de massa também de fonte sólida, modelo VG-354 da VG Isotopes Ltd. Os dois espectrômetros estão acoplados *on line* a microcomputadores (Kawashita, Sato & Sonoki, 1983).

Os valores de Sr^{87}/Sr^{86} foram normalizados para $Sr^{86}/Sr^{88}=0,1194$.

As demais constantes utilizadas nos cálculos foram:

$$\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_N = 2,6039 \pm 0,0047$$

$$(Rb^{85}/Rb^{87})_S = 0,01861 \pm 0,00003$$

$$q_{S^{87}} = 0,03198 \pm 0,00004 \text{ } \mu \text{ moles/g}$$

As determinações Rb/Sr convencionais foram realizadas mediante a utilização dos programas DRBSR, quando analisados por diluição isotópica, e DRSRN quando se tratava de análises de Sr normal, ambos desenvolvidos no CPGeo. E na elaboração de isócronas pelo método Nicolaysen (1961) foi empregado o método de Williamson (1968), que permite o traçado da melhor reta, considerando-se os mínimos quadrados cúbicos; calcula a variância média quadrática ponderada ou MSWD (*mean square of weighted deviates*); e dá o grau de colinearidade dos pontos analíticos no diagrama. Os erros apresentados foram calculados considerando-se o desvio dos pontos analíticos em relação à melhor reta calculada.

Com o objetivo de uniformizar os dados radiométricos para fins de interpretação, os valores analíticos de trabalhos anteriores que utilizaram a constante $\lambda_{Rb}=1,47 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$ foram recalculados empregando-se a constante $\lambda_{Rb}=1,42 \times 10^{-11}$

anos⁻¹, conforme proposta de Steiger e Jäger (1978), o que acarreta um incremento de 3% no valor da idade.

A interpretação dos dados radiométricos de rochas ígneas baseou-se em Faure e Powell (*op.cit.*) e Cordani et al. (1980); os de rochas metamórficas, em Jäger (1984) e Gorokhov (1985); e os de metamórfico-metassomáticos, em em Gorokhov (1985 e 1987).

2.4.3. METODO URANIO-CHUMBO

As análises isotópicas U-Pb em zircão foram efetuadas por M.A.S. Basei e W.R. Van Schmus no Isotope Geochemistry Laboratory da University of Kansas at Lawrence, U.S.A. Inicialmente o monocrystal de zircão foi quebrado e foram separados quatro fragmentos de suscetibilidades magnéticas diferentes; a seguir cada um desses fragmentos foi dissolvido, separando-se o Pb e o U conforme a técnica descrita por Krogh (1973). A cada alíquota de cada uma das amostras de zircão dissolvido juntou-se, como traçador, uma solução de Pb²⁰⁸-U²³⁵. As razões isotópicas foram medidas em espectrômetro de massa de fonte sólida do tipo Nier de 60x, com 23 cm de raio, em um único filamento. Os procedimentos de análise espectrométrica e as incertezas das medidas isotópicas e das razões isotópicas acham-se descritos em Van Schmus et al. (1987). Os Pb²⁰⁸-U²³⁵ radiogênicos foram calculados através da correção dos dados medidos com os de chumbo moderno, utilizado como branco (Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁴=15,6; Pb²⁰⁸-Pb²⁰⁴=18,2) e para o Pb original não radiogênico, conforme Stacey & Kramers (1975), para a idade Pb modelo da amostra. As constantes de decaimento utilizadas nos cálculos foram $\lambda_{U^{238}}=0,155125 \times 10^{-8}$ anos⁻¹ e $\lambda_{U^{235}}=0,98485 \times 10^{-8}$ anos⁻¹

CAPITULO 3

TRABALHOS ANTERIORES

Barbosa, Andrade Ramos, Gomes & Helmbold (1968) apresentaram o primeiro mapa geológico que abarca a área dos complexos alcalinos, folha SC 22R, Porto Nacional, na escala de 1:250.000, que é uma das 41 folhas do Projeto Araguaia. Esse mapa foi elaborado com base em interpretação fotogeológica, com restrito apoio e verificações de campo. As supostas rochas mais antigas da região, representadas por migmatitos, gnaisses, anortositos, granitos e metabásicas, foram por eles correlacionadas com o então chamado Complexo Basal Brasileiro (atual "Complexo Goiano" na área), tido como Arqueano. Os metamorfitos pré-cambrianos sobrepostos às rochas consideradas arqueanas, que afloram submeridianamente na parte oeste da folha em pauta, foram por eles correlacionados com a "Série Araxá" de Barbosa (1955) e descritos como sendo constituídos predominantemente por micaxistos e, em segundo plano, por quartzitos e paragnaisses. Essa unidade corresponde hoje ao Grupo Estrondo como definido por Hasui, Hennes e Iwanuch (1975). Assentada discordantemente sobre as rochas pré-cambrianas por inconformidade angular e erosiva e sotoposta à Formação Pimenteiras, eles reconheceram a Formação Serra Grande (silurodevoniana), representada aí por uma série de camadas de arenitos e conglomerados. Recobrando as unidades acima citadas, reconheceram a Formação Pimenteiras do Devoniano Inferior, constituída de folhelhos, siltitos e arenitos. Identificaram ainda sedimentos fluviais do Terciário (Pliocênio), assentados em superfície aplainada (pediplano) formada por rochas do "Complexo Goiano" e do Grupo Estrondo, sendo constituídos por conglomerados basais, aos quais se sobrepõe uma sucessão de siltes e areias siltosas. Relataram que freqüentemente esses sedimentos estão laterizados na forma de canga hematítica, constituindo crostas, blocos e amêndoas. Reconheceram ainda sedimentos fluviais do Pleistoceno e aluviais do Holoceno, que bordejam o rio Tocantins. Identificaram uma grande falha situada

cerca de 15 Km a oeste de Porto Nacional, que corresponde à Descontinuidade de Porto Nacional de Haralyi e Hasui (1981), os quais, com base na interpretação de dados gravimétricos, consideram-na zona de articulação de dois megablocos crustais.

Marchetto (1973) apresenta uma nota em que comunica o descobrimento de um corpo de rocha alcalina no Morro de Estrela, situado a 45 km a NW da cidade de Porto Nacional. Classifica petrograficamente as rochas aí encontradas como litchfielditos leucocráticos, de granulação grossa, quase sempre apresentando nítido bandamento devido à alternância de faixas escuras biotíticas e faixas claras com predominância de feldspatos e feldspatóides. Afirma que, microscopicamente, os litchfielditos são constituídos por plagioclásio sódico (albita-oligoclásio) de 40 a 65%, microclínio de 3 a 30%, nefelina de 15 a 30%, biotita de 0 a 15%, zircão até 5%, cancrinita até 10%, magnetita até 7%, e, como acessórios, apatita, titanita, sodalita, calcita e, mais raramente, fluorita e allanita. Acrescenta que foi encontrada uma variedade de litchfieldito, contendo piroxênio sódico (egirina e egirina-augita) de 10 a 25% ao invés da biotita. Diz que, segundo Johannsen (1938), essa variedade pode ser classificada como piroxênio litchfieldito ou mariupolito. Ao classificar essas rochas a autora ateu-se apenas à sua composição modal, desprezando totalmente os aspectos texturais e estruturais, não obstante ter descrito o nítido bandamento metamórfico. A rigor, essas rochas deveriam ser denominados litchfieldito- e mariupolito-gnaisses, como preconiza Floor (1974, in: Sorensen, 1974).

Schobbenhaus F. et al. (1975) publicam a Folha Tocantins SD.22 da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, acompanhada da respectiva nota explicativa. E sobretudo um trabalho de compilação bibliográfica que sintetiza todo o conhecimento geológico da área até então obtido e apresenta uma descrição da evolução geológica regional. No entanto, no que concerne particularmente a área de estudo (Fig. 4) não traz nenhuma contribuição nova, restringindo-se aos dados publicados anteriormente por Barbosa et al. (1966).

Hasui, Hennes & Iwanuch (1975), usando como argumento o fato de que não existe continuidade física da Série Araxá (hoje Grupo Araxá) desde o Triângulo Mineiro até o norte do Estado de Goiás (hoje Tocantins), propuseram a denominação de Grupo Estrondo aos micaxistos da então Série Araxá no centro e norte tocaninense. Mostraram que essas unidades apresentam vergências opostas; que entre elas se interpõe a faixa do Complexo Basal Goiano (hoje "Complexo Goiano"); que o grau de metamorfismo decresce gradualmente no Grupo Estrondo para oeste, passando para aquele do Grupo Tocantins. Sugeriram ainda que tanto o Grupo Tocantins quanto o proposto Grupo Estrondo integrariam a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (hoje Faixa de Dobramentos Araguaia; Hasui et al., 1980), estruturada no Ciclo Brasileiro. As idades K-Ar por eles obtidas em gnaisses do Grupo Estrondo situaram-se entre 426 e 516 m.a. e foram consideradas mínimas e indicativas de um rejuvenescimento isotópico no Ciclo Brasileiro.

Hasui et al. (1980) apresentaram dados radiométricos Rb-Sr das principais unidades geológicas do centro-norte do Brasil e analisaram o seu significado geológico-geotectônico. De nossa parte, abordaremos apenas os dados referentes às unidades que assomam na área de tese ou nas suas adjacências. O Complexo gnáissico-granítico de Colmeia, que aflora no núcleo do anticlinal homônimo, constitui a unidade mais antiga da região, e se apresenta como embasamento do Grupo Estrondo; foi considerado a unidade mais antiga da região e está datado, através de duas retas isocrônicas, com idades de 2700 e 1800 m.a., e razões iniciais de 0,704 e 0,719, respectivamente. A primeira idade foi atribuída ao ciclo termo-tectônico que se presume seja o Jequié, responsável pela migmatização das rochas; quanto ao significado da segunda idade, Hasui et al. (*op. cit.*) não conseguiram interpretar, afirmando não conhecerem processos geológicos atribuíveis a essa idade. A idade K-Ar obtida em biotita de gnaiss do Grupo Estrondo, que circunscreve o Anticlinal de Colmeia, acusou 516 m.a.. Na região de Paraíso do Norte (atual Paraíso do Tocantins) com rochas da mesma unidade foram elaboradas duas isócronas de referência de três pontos de

1050 m.a. e 520 m.a.; a primeira idade foi atribuída ao metamorfismo que afetou o Grupo Estrondo e a segunda, à re-homogeneização isotópica por influência da intrusão do granito brasileiro. As idades K-Ar obtidas em xistos e gnaisses dessa mesma unidade e região indicaram valores de 430-520 m.a. O Granito Barrolândia (Suite Santa Luzia, Hasui et al., 1984), que apresenta intrusão no Grupo Estrondo, tem dois pontos analíticos aos quais se juntaram outros dois de xistos feldspatizados de seu contato; a isócrona obtida de 620 m.a., com razão inicial de 0,708, foi considerada preliminar. As datações K-Ar obtidas em rochas básicas alojadas no Grupo Tocantins forneceram idades de 780, 560 e 480 m.a., foram consideradas rejuvenescidas pelo fato de as amostras apresentarem efeitos de metamorfismo. As idades K-Ar das rochas básicas e dos gnaisses e xistos do Grupo Estrondo, tanto do Anticlinal de Colmeia quanto da região de Paraíso do Tocantins, ao lado das idades Rb-Sr do granito Barrolândia são vinculadas ao evento termo-tectônico do Ciclo Brasileiro; nos dois primeiros casos teria promovido o rejuvenescimento isotópico e no terceiro estaria indicando a idade de formação do granito, ainda que em caráter preliminar.

Cunha et al. (1981) publicaram os resultados do mapeamento geológico básico da Folha SC.22 Tocantins do Projeto Radambrasil em escala 1:1.000.000. No seu mapa, na área limitada pelos paralelos 9°50' e 10°40' Lat.S e meridianos 48°35' e 49°05', correspondente a um trecho da folha SC.22-Z-B Porto Nacional (1:250.000), a representação espacial das principais unidades geológicas, nos seus traços mais gerais, pouco difere da apresentada por Barbosa et al. (1966). Propõem a denominação "Complexo Goiano" à unidade mais antiga da região, em substituição à denominação Complexo Basal Goiano, justificando:

- (1) que as rochas dessa unidade apresentam grande complexidade estrutural e litológica;
- (2) que, dentre estas, as representadas por sequências tipicamente parametamórficas mostram-se aparentemente concordantes com as rochas granito-gnáissicas e granulíticas mais antigas;

- (3) que nem todas as litologias presentes em tal unidade podem ser consideradas basais às que se lhes superpõem.

Situam o Grupo Estrondo no Pré-Cambriano Médio, afirmando que a sua sedimentação e seu metamorfismo regional devem ter ocorrido durante o desenvolvimento do Ciclo Orogênico Transamazônico (2200-1800 m.a.). Fazem essa afirmação com base na interpretação de Hasui, Costa & Abreu (1980, in: Cunha et al., *op.cit.*), da idade de 1850 m.a. em isócrona Rb-Sr obtida em rochas amostradas no Anticlinal de Colmeia, que a consideraram representativa de uma segunda fase de migmatização nesse complexo granito-gnáissico. Distinguem granitos de duas gerações; o mais antigo, descrito como tardicinemático, foi situado no Pré-Cambriano Inferior, e localiza-se cerca de 15 km ao sul de Paraíso do Tocantins; os outros três, tipicamente pós tectônicos e intrusivos no Complexo Basal, foram correlacionados com a Suíte Intrusiva Ipueiras de Cunha et al. (*op.cit.*) que, em isócrona de referência, indica 2069 ± 74 m.a.. Um dos corpos representativo dessa suíte aflora no cruzamento da estrada Paraíso do Tocantins-Porto Nacional com o rio dos Mangues, enquanto os outros dois aparecem nas fazendas Redenção e Olho d'Água, situadas a NW e NE, respectivamente, em relação ao primeiro corpo. Noticiam o descobrimento de um corpo de rochas alcalinas, representado por gnaisses alcalinos e nefelina sienito gnaisses que afloram a 21,8 km de Paraíso do Tocantins, no sentido de Monte Santo. Relatam que o referido corpo aflora na forma de lajeiros, nos quais a foliação metamórfica é concordante com a xistosidade regional principal, por eles caracterizada como S2, cuja formação deve ter sido concomitante ou imediatamente posterior à primeira fase de deformação que afetou o Grupo Estrondo.

Barreira e Dardenne descrevem, em 1981, a Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco, que se expõe a oeste da cidade de Paraíso do Tocantins. Reconhecem nela duas unidades vulcano-sedimentares; a unidade inferior acha-se depositada diretamente sobre gnaisses do Arqueano, em calhas sinclinais,

sendo composta por intercalações de metassedimentos químicos (silicosos e ferríferos) e pelíticos com xistos magnesianos (metavulcânicas ultramáficas). Descrevem que a unidade superior assenta-se sem discordância aparente sobre a unidade inferior e estende-se sobre o "Complexo Goiano", sendo por seu turno constituída por xistos feldspáticos carbonatados, metawacke e anfibolitos (metavulcânicas básicas). Salientam que ambas as unidades estão metamorfizadas na fácies xisto verde alto a anfibolito baixo. Afirmam ainda que, sobre a unidade superior e o "Complexo Goiano", aleita-se, em discordância, um conjunto de filitos grafitosos intercalados com quartzitos conglomeráticos de idade proterozóica. Relatam que, pelas características apresentadas pela sequência vulcano-sedimentar, ela se enquadra no modelo clássico de greenstone belt arqueano secundário de Glikson (1976), e, em vista desse fato, atribuíram-lhe idade arqueana.

Hasui et al. (1984) apresentam os resultados do primeiro trabalho de mapeamento sistemático na escala de 1:100.000 de parte das folhas SC.22-Z-B-II Paraíso do Norte e SC.22-Z-B-V Fátima, mais precisamente a área delimitada pelos paralelos 10°00' e 10°42' de Lat.S e pelos meridianos 48°45' e 49°15' de longitude a W.Gr. Para eles a unidade mais antiga da área é o Complexo Colmeia, de idade arqueana, o qual se apresenta como embasamento do Grupo Estrondo no núcleo do braquianticlinal de Colmeia (localidade-tipo) a norte e fora da área, cuja equiparação com o "Complexo Goiano" na região de Paraíso do Tocantins afirmaram ser problemática. A parte restante da área, que anteriormente havia sido mapeada como "Complexo Goiano" por Cunha et al. (1981), foi subdividida em várias unidades litológicas e litoestratigráficas como a Suíte Serrote, o Complexo Rio dos Mangues, o Granitóide Matança, às quais atribuíram idades arqueanas. A Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco (Barreira e Dardenne, 1981) foi considerada como grupo sob a alegação de englobar tipos litológicos diversos, que poderiam vir a ser subdivididos em formações. Os corpos de nefelina sienito gnaisses do Morro de Estrela e os situados próximo à Vila de Monte Santo foram denominados Suíte Monte

Santo e também considerados arqueanos. Reconheceram ainda, na área, rochas do Supergrupo Baixo Araguaia, atribuídas às formações Xambioá e Morro do Campo do Grupo Estrondo e à Formação Pequizeiro do Grupo Tocantins, que situaram no Proterozóico Médio. Descrevem ainda granitos tardi-tectônicos a pós-tectônicos da Suite Santa Luzia (Granito Barrolândia, Hasui et al., 1980) intrusivos na Formação Morro do Campo, para os quais sugerem idades brasileiras. Assinalam também a presença de rochas sedimentares das formações Pimenteiras e Cabeças do Devoniano Inferior e Devoniano Médio a Superior, respectivamente, porém não as individualizam no mapa apresentado. Dizem que o Complexo Rio dos Mangues, em traços gerais, tem constituição semelhante à do Complexo Colmeia, sendo formado essencialmente por ortognaisses e, subordinadamente, por metassedimentos (carbonáticos impuros e arenosos) e metabasitos. No entanto, a sua estruturação geral N30E estaria refletindo um processo de cisalhamento simples e dúctil de baixo ângulo e de expressão regional, ao qual se vincula o metamorfismo de pressão média e de fácies anfibolito médio. Narram que o corpo nefelina sienítico gnáissico de Monte Santo exibe feições estruturais e metamórficas condizentes com os processos finais reconhecidos no Complexo Colmeia, enquanto os do Morro de Estrela exibem feições internas de deformação e recristalização semelhantes em natureza à das rochas circunjacentes do Complexo Rio dos Mangues. Descrevem várias estruturas maiores, entre as quais um feixe de falhas de direção NNE e NE, consideradas integrantes do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus F^o et al., 1975), e megaondulações no centro-norte da área com eixos submeridianos, configurando uma antiforma a leste e uma sinforma a oeste; bem como duas estruturas branquianticlinais, em cujas bordas se alojam dois pequenos *stocks* graníticos; citam ainda a ocorrência de uma sucessão de falhas normais de direção N20W que constituem *horsts* e *grabens*.

Reis Neto & Cordani (1984) apresentaram e interpretaram os resultados de estudos geocronológicos efetuados pelos métodos Rb-Sr e K-Ar em rochas da região do Alto Tocantins (Goiás), estudos esses feitos com rochas de várias idades geológicas de

evolução policíclica, compreendendo tanto as de expressão regional quanto as de importância local.. As idades isocrônicas Rb-Sr de formação das diversas unidades geológicas por eles estudadas foram as seguintes: "Complexo Goiano": 3200 m.a.; Formação Ticunzal: 2510 m.a.; corpos graníticos de embasamento: 2427 m.a. As três isócronas que definiram as idades acima apresentadas também exibem pontos analíticos que definem outras três isócronas secundárias de idades Brasilianas e altas razões iniciais. Outrossim, esses autores não conseguiram determinar as idades de formação das litologias de algumas unidades, tais como: xistos do Grupo Serra da Mesa; granito-gnaisses da Serra da Mesa, da Serra Dourada e da Serra Branca; e as rochas metassedimentares e metavulcânicas do Grupo Arai, que apresentaram idades isocrônicas Rb-Sr em torno de 500 m.a. e altas razões iniciais. Cabe ressaltar que os maciços granito-gnáissicos apresentaram em diagrama isocrônico de referência uma isócrona com idade de 1465 m.a., além de várias outras paralelas com idades próximas de 500 m.a. e razões iniciais muito elevadas. Por outro lado, as idades K-Ar obtidas em biotitas de granito-gnaisses da Serra Dourada e da Serra Branca ficaram em torno de 520 m.a.; as obtidas em moscovitas de xistos do Grupo Serra da Mesa apresentaram valores de 429 e 470 m.a.; e as obtidas em rocha total nas metavulcânicas do Grupo Arai indicaram 579 a 671 m.a. Esses resultados radiométricos foram considerados, por Reis Neto & Cordani (1984), prova de que o evento Brasiliano afetou essas rochas. Esses autores apresentaram a seguinte explicação para o reassentamento das idades radiométricas isocrônicas Rb-Sr em rocha total e K-Ar em minerais:

Devido ao aumento da temperatura em escala regional, durante o evento Brasiliano, pode-se admitir para esse período um importante fenômeno de metamorfismo em todas as litologias preexistentes, causando em alguns casos retrometamorfismo. Esse metamorfismo não foi um processo isoquímico, mas sim associado a importantes percolações de soluções hidrotermais, que permitiram e facilitaram uma troca iônica entre fases minerais por distâncias consideráveis, causando um desequilíbrio químico com

conseqüente homogeneização isotópica, o que ocasionou um rejuvenescimento das idades e elevação das razões iniciais.

Consoante os mesmos autores, isto pode ser observado nos diagramas isocrônicos Rb-Sr por eles apresentados, nos quais a maioria dos pontos analíticos definem isócronas secundárias de idade Brasiliana, com razões iniciais anormalmente altas. Afirmaram ainda que as rochas gnáissicas do "Complexo Goiano" e da Formação Ticunzal sofreram menos o efeito metamórfico Brasileiro, fato que permitiu a determinação da idade de formação dessas unidades.

Costa (1985) apresenta sua tese de doutorado com a seguinte temática: aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região central do Estado do Tocantins. A tese desse autor incorpora, tanto nos mapas quanto no texto, a área em epígrafe, mas na escala de 1:250.000. As informações e conclusões desse autor nessa tese inédita acham-se quase totalmente inseridas nos artigo de Hasui et al. (1984), que já analisamos neste capítulo.

Costa, Hasui e Haralyi (1988) descrevem que a articulação dos blocos crustais Brasília (Porangatu), situado a leste, e Araquacema, a oeste, se faz ao longo de uma sutura de direção N30E, identificada por gravimetria e descrita por Haralyi & Hasui (1981) e Hasui & Haralyi (1985). Identificaram, em ambos os lados dessa sutura, faixas de direção NNE fortemente linearizadas, constituídas por rochas diversas dos complexos Rio dos Mangues, Porto Nacional e Manuel Alves, da Suite Matança, da Formação Morro do Aquiles e por rochas alcalinas (litchfielditos), afirmando que essas unidades fazem contatos entre si através de zonas de cisalhamento. Salientam que nas unidades supracitadas o acamamento, o bandamento, a foliação milonítica e a xistosidade têm disposição geral concordante ou subconcordante com a direção das faixas, e mostram mergulhos voltados para leste cujos valores diminuem à proporção que se caminha para oeste. Descrevem a geometria dos corpos rochosos e das unidades litológicas e estratigráficas como sendo de fatias acavaladas (as de leste sobre as de oeste), dispendo-se segundo

bandas subparalelas de direção NNE, típica de zonas e bandas de cisalhamento com enfiamentos das rochas em todas as escalas, aloctonismo e imbricações. Dizem ainda que a modelagem de cinturões de cisalhamento desse tipo identifica a disposição das zonas de cisalhamento em padrão lístrico, convergindo em profundidade para uma zona de *detachment* crosta-manto. Afirmam que as rochas de todas as unidades acima mencionadas apresentam associações minerais e texturais indicativas de metamorfismo e deformação ligadas ao cisalhamento não coaxial e dúctil, decorrente da tectônica compressiva. Afirmam que a citada sutura corresponde ao limite ocidental do Complexo Porto Nacional, que representa um cinturão de alto grau (granulítico), que, segundo conceito atual, é considerado porção inferior da crosta do Bloco Brasília, alçada tectonicamente sobre o conjunto gnáissico-granítico da Suíte Matança do Bloco Araquacema, ao longo de uma rampa oblíqua com movimentação de SSE para NNW. Propõem um modelo dinâmico para explicar o desenvolvimento do cinturão de cisalhamento, envolvendo colisão de blocos crustais, com deslaminção (*detachment*) no nível crosta-manto e subducção do tipo A.

Figueiredo & Oliveira (1989) apresentam um estudo do ambiente de sedimentação dos grupos Estrondo e Tocantins a partir dos dados obtidos no mapeamento geológico das folhas Conceição do Araguaia (SC.22-X-B), Araguaia (SC.22-2-D) e Xambioá (SB.22-2-B). Para esses autores, a individualização das bacias Estrondo e Tocantins ocorreu no Proterozóico Médio como consequência de uma tectônica de *rifts* com o colapso do embasamento (Cráton Amazônico) por falhamentos profundos e criação de uma crosta oceânica representada atualmente pelas sequências vulcano-sedimentares tipo arco de ilha que limitam as duas bacias. Afirmam que o Grupo Estrondo é constituído por sedimentos plataformais, arcoseanos na base e grauvaquianos no topo, enquanto o Grupo Tocantins é formado por rochas pelítico-psamíticas representadas por contouritos. Ainda, segundo os mesmos autores, durante o Ciclo Brasileiro as rochas do Grupo Estrondo e do Grupo Tocantins passaram por efeitos de uma tectônica caracterizada por cisalhamento simples e dúctil de

baixo ângulo, em regime tangencial, produzindo *nappes* tectônicos e fatias de empurrão com ascensão de corpos graníticos e a individualização na faixa dobrada de domos gnáissicos dispostos, segundo um padrão *en echelon* resultante do desenvolvimento de *strike-slip systems* com direção de transporte tectônico sobre as porções mais elevadas do embasamento.

Lafon, Macambira & Macambira (1990) apresentam resultados de datações radiométricas das rochas do embasamento da Faixa de Dobramentos Araguaia que afloram no interior de estruturas dômicas de Colmeia (gnaisse Cantão), Lontra e Grota Rica. Para eles, a idade isocrônica Rb-Sr em rocha total, de 2530 ± 200 m.a. ($RI=0,7089 \pm 0,0007$), na estrutura de Colméia, e de 1972 ± 46 m.a. ($RI=0,7082 \pm 0,0009$), na estrutura de Lontra, parecem estar relacionadas com o efeito do Ciclo Transamazônico nesses gnaisses; e a idade de 1774 ± 31 m.a. ($RI=0,7065 \pm 0,0011$), também em rocha total em gnaisse Cantão, pode indicar tanto uma idade mínima de cristalização para essas rochas quanto uma idade parcialmente rejuvenescida durante o Ciclo Brasileiro, que re-homogeneizou o sistema Rb-Sr no nível dos minerais. Outrossim, afirmam que os dados isocrônicos Rb-Sr em rochas do embasamento não demonstram a existência do evento Uruaçuano na estruturação da Faixa de Dobramentos Araguaia. Finalmente, mostram, através de idades Rb-Sr em minerais do Gnaisse Cantão situadas entre 503 e 452 m.a., que o Ciclo Brasileiro atuou na referida faixa de dobramentos, provocando o rejuvenescimento isotópico dos minerais.

CAPITULO 4

GEOLOGIA REGIONAL

4.1. GENERALIDADES

A descrição da geologia regional abaixo apresentada refere-se à porção territorial situada entre os paralelos 9°50', a 10°50' Lat.S, e aos meridianos de 48°35' a 49°05' W.Gr (Fig.4), e baseia-se sobretudo em dados extraídos de trabalhos de outros autores, enquanto a interpretação da colocação temporal das diversas unidades litoestratigráficas e litológicas baseia-se ou em dados geocronológicos inéditos obtidos nessa pesquisa ou nas correlações entre as diversas unidades, com base na similaridade ou diferença litológica, estrutural e metamórfica.

4.2. UNIDADES GEOLOGICAS PRE-CAMBRIANAS

4.2.1. "COMPLEXO GOIANO"

A unidade geológica mais antiga e mais heterogênea, que constitui o embasamento regional, corresponde ao denominado "Complexo Goiano" de Cunha et al. (1981). Foi preservada a denominação de "Complexo Goiano", não nos parecendo aceitável a sua substituição e seu desmembramento na área em Complexo Colmeia e Complexo Rio dos Mangues, conforme proposto por Hasui et al. (1984), por: considerarmos precária a correlação das rochas do embasamento, aflorantes nos arredores da cidade de Paraíso do Tocantins, com as situadas a 150 km a norte, no núcleo da estrutura de Colmeia, correlação essa baseada apenas na suposição da existência de uma similitude estrutural; por julgarmos que as rochas enfeixadas no Complexo Rio dos Mangues não apresentam o padrão e a homogeneidade estrutural descritos

FIG. 4 MAPA GEOLÓGICO REGIONAL

Lamprófiro em dique.

Diabásios finos à médios em diques.

Formação Pimenteiras: folhelhos cinza esverdeados, siltitos cinzentos micáceos e arenitos claros, micáceos e argilosos.

suite Santa Luzia: granitos, granodioritos e pegmatitos.

Suite Motanção: granitóides gnaissicos porfiróides de coloração rosa, rosa acinzentada e cinza esverdeado, de granulação grossa.

Gabros, olivina gabros, piroxenitos em stocks.

Formação Xambioá: quartzo-micaxistos, frequentemente granodíferos, localmente com hornblenda e com intercalações de micaxistos e xistos grafitosos.

Formação Morro do Campo: ardósias, biotita-grafita-sericita filitos, ortó quartzitos, biotita xistos, quartzitos com níveis de conglomerados, xistos feldspáticos, quartzo micaxistos, granito xistos, moscovita quartzitos micaxisto com granada estaurolita e granito.

Metadiabásios em diques.

Lichfieldito; mariupolito; miaskito; sienito; gnaisses e granofels; corindon, nefelina plagiossienito-gnaisses; monzossienito-gnaisses com nefelina, fenitos e glimeritos.

Suite Serrote: granitos faneríticos, iniquigranulares, grã média de cor rosa.

Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Côco: magnetita quartzito, hematita grafita quartzito, arsenopirita-pirita quartzito, talco xistos, talco-clorita-tremolita-actinolita xistos, serpentinitos, anfibolitos, "metawacke" e xistos feldspáticos.

Complexo Goiano: granito gnaisses, gnaisses tonalíticos, gnaisses ortotonalíticos, gnaisses monzodioríticos, rochas calcio-silicáticas (epidóitos, escapolita gnaisses, gnaisses calcio-silicáticos), anfólitos, ortoquartzitos, granada quartzitos, moscovita sillimanita quartzitos e granulitos básicos.

Lineamento Foto geológico Correspondente a Descontinuidades Indiscriminadas.

Falha não Qualificada.

falha Direcional

Atitude de Camada.

Eixo de Anticlinal com Caimento.

Fixo de Sinclinal com Caimento.

Cidade ou Vila.

Estação de Amostragem Geocronológica

Abreviações.

CCPN Cia Criadora Paraíso do Norte.

F.A. Faz. Altamira

F.B.V Faz. Boa Vista

E. C. Faz. Castelo

F.E. Faz. Estrela

F. E. L. Faz. Eldorado

F.M.M Faz. Mato do Meio

F.NSF Faz. Nsa. Sra. de Fátima

F.R. Faz. Primavera

F. P. P. Faz. Pedra Preta.

F. R. Faz. Retiro

F. RE. Faz. Realeza

F.R.D. Faz. Redenção

F. S.C. Faz. Sta Clara

F. S. L. Faz. Sta Luzia

F.S.S. Faz. São Sebastião

F. V. Faz. Valparaíso

M.B. Morro da Barriguda.

M.E. Morro Estrela.

S.N. Sitio Novo

por Hasui et al. (*op. cit.*). E mesmo porque essa unidade só é conhecida em escala de reconhecimento, a designação informal é mais aconselhável.

O complexo aparece em duas áreas distintas; a maior delas ocupa a porção central da área, estendendo-se desde o limite meridional até o meio-norte da área, onde se abre em dois ramos na forma de Y. Aí e em toda a sua porção W, SW e N acha-se recoberto pelas rochas supracrustais do Grupo Estrondo. A NNW encontra-se sotoposto à Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco; a SE limita com o Granitóide (Suíte) Matança; a NE encontra-se coberto pela Formação Pimenteiras. No seu ramo centro-ocidental acha-se cortado pelos granitóides da Suíte Serrote; no ramo oriental, por granitos pós-tectônicos; e na porção central, pelos vários corpos de rochas constituintes do Complexo Alcalino de Estrela. A menor delas assoma em uma janela erosional na porção NW da área, em meio às rochas do Grupo Estrondo, onde o complexo apresenta a intrusão de rochas do Complexo Alcalino de Eldorado.

O "Complexo Goiano" compreende um conjunto de rochas metaigneas e metassedimentares metamorfizadas em fácies anfibolito média a alta, e localmente até granulito, representadas por granito-gnaisses, gnaisses tonalíticos (enfeixando ferrohastingsita gnaisses, ferrohastingsita-biotita gnaisses e biotita gnaisses), gnaisses ortotonalíticos, gnaisses monzoníticos, gnaisses monzodioríticos, rochas cálcio-silicáticas (epidositos, escapolita gnaisses, gnaisses cálcio-silicáticos), anfibolitos e subordinadamente granulitos básicos, ortoquartzitos, granada quartzitos, sillimanita quartzitos, granada micaxistos, quartzo micaxistos e micaxistos.

As estruturas planares desenvolvidas na maioria dessas rochas são representadas pelo bandamento e pela foliação.

A estruturação geral da unidade tem direção NNE nas rochas que afloram de sul até meio-norte da área, onde inflete para NW e depois para E-W.

Suas melhores exposições nas porções sul e central da área considerada aparecem a oeste e sudeste das sedes das fazendas Realeza e Altamira, respectivamente, à direita da estrada que liga a Fazenda Boa Vista à Fazenda Retiro, no córrego que passa junto à sede da Fazenda Castelo, e a oeste da Fazenda Estrela, na estrada junto à sede do Sítio Novo. Na porção noroeste, segundo Costa (1985), os melhores afloramentos assomam no leito do Rio do Coco, nos córregos Campo Alegre, Santo Antônio e Coquinho, e ao longo das estradas que ligam a cidade de Paraíso do Norte às vilas de Monte Santo e Chapada da Areia.

Seis amostras de gnaisses coletadas pelo autor em único afloramento na Fazenda Realeza, próximo e a oeste de sua sede, para estudo geocronológico pelo método Rb/Sr em rocha total, permitiram elaborar um diagrama isocrônico precário de 3 pontos (Fig.5), que indicou idade de 2615 ± 148 m.a. (2 σ), para uma razão inicial $Sr^{87}/Sr^{88} = 0,7030 \pm 0,0018$, e cujos dados analíticos aparecem na Tabela 4. Os pontos analíticos aparecem razoavelmente distribuídos e dispersos, com boa colinearidade. Vale salientar que os valores das razões Rb_{total}/Sr_{total} obtidas a partir das análises semiquantitativas de Rb e Sr por espectrometria de fluorescência de raios X das 6 amostras colhidas no afloramento WI-E-RE, agruparam-se em 3 pares, não justificando a análise isotópica de uma quarta amostra. A baixa razão inicial sugere origem primária para o material analisado, bem como curta vida crustal do protólito antes de ser metamorfozido.

Dessa forma, a idade obtida permite sugerir o Arqueano como época de metamorfismo de grau médio dessas rochas e, conseqüentemente, do "Complexo Goiano" da região, e propor que os gnaisses migmatíticos que afloram na parte central da estrutura de Colmeia e que apresentaram idade isocrônica de 2647 ± 92 m.a. (Sá, Cordani e Kawashita, 1980) devem fazer parte da mesma unidade, donde a não-utilização da denominação Complexo Colmeia.

DADOS ANALITICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DOS GNAISSES DO COMPLEXO GOIANO

Nº de Lab (SPR)	Nº de Campo	Litologia	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86
10259	WI-E-RE-2/2	Gnaiss	RT	93.5	229.9	1.182	0.74782
10260	WI-E-RE-2/3	Gnaiss	RT	229.9	382.8	0.623	0.72662
10261	WI-E-RE-2/4	Gnaiss	RT	94.4	254.9	1.076	0.74370

Figura 5 Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total de gnaisses do Complexo Goiano.

4.2.2. SEQUENCIA VULCANO-SEDIMENTAR DE RIO DO COCO

A Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco aflora a oeste da cidade de Paraíso do Tocantins.

O conjunto das rochas dessa sequência acomoda-se em sinclinais abertos, intermediados por anticlinais apertados com eixos orientados para NNW; em função da predominância do tipo de sedimentação e da natureza das rochas metaígneas intercaladas, esse conjunto foi dividido, por Barreira e Dardenne (1981), em duas unidades.

A unidade inferior é composta por intercalações de metassedimentos químicos e pelíticos com rochas metaígneas ultramáficas. Os metassedimentos químicos são constituídos por magnetita quartzito, hematita-grafita quartzito, arsenopirita-pirita-grafita quartzito, arsenopirita-pirita quartzito e pirita-pirrotita-carbonato quartzito. Os metapelitos são representados por granada-biotita-grafita xisto, moscovita-biotita xisto e moscovita-biotita-carbonato xisto. Quanto aos tipos litológicos derivados das rochas vulcânicas ultramáficas, os autores acima citam: talco xisto, talco-clorita-tremolita-actinolita xisto e clorita-flogopita-carbonato-tremolita-actinolita xisto, bem como pequenos corpos concordantes de olivina piroxenitos e serpentinitos. A mineralogia original dos olivina piroxenitos foi transformada em clorita, actinolita, carbonato e magnetita. Os serpentinitos são constituídos por antigorita, e, subordinadamente, por talco, carbonato, magnetita e vênulas de crisotila.

A unidade superior aleita-se sem discordância aparente sobre a Unidade Inferior e estende-se para oeste, sobrepondo-se ao "Complexo Goiano". Compõem-na xistos feldspáticos carbonatados, "metawacke" e anfibolitos.

Os xistos feldspáticos exibem coloração cinzenta com uma bem marcada alternância de níveis com quartzo, feldspato e carbonato e níveis micáceos, contendo biotita, moscovita e clorita, e, esporadicamente, níveis granadíferos. O "metawacke"

ocorre intercalado nos xistos feldspáticos, correspondendo a níveis tufáceos caracterizados pela presença de restos de cristais de feldspato potássico e oligoclásio; distingue-se macroscopicamente dos xistos feldspáticos pela granulação fina, coloração cinzenta mais escura e foliação metamórfica menos evidente. Os anfibolitos são rochas de coloração verde-escura a verde-clara, xistosas e de granulação fina a média. São constituídos por hornblenda, plagioclásio, quartzo, epidoto, clorita, estilpnomelana, titanita e opacos.

As condições de metamorfismo da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco são evidenciadas pelas paragêneses observadas nos metassedimentos e nos anfibolitos (Barreira e Dardenne, *op.cit.*).

A associação albita-hornblenda-clorita-estilpnomelana coloca o metamorfismo dos anfibolitos no grau fraco, zona da albita-hornblenda-clorita, de Winkler (1977).

Nos metassedimentos, as associações minerais indicadoras do metamorfismo são: quartzo-albita-biotita-epidoto, quartzo-albita-moscovita-carbonato, quartzo-albita-biotita-moscovita-clorita-almandina e quartzo-moscovita-biotita-almandina. Segundo Barreira e Dardenne (*op. cit.*), a aparição da primeira granada rica em almandina nos metassedimentos verifica-se no intervalo de temperaturas mais altas do grau fraco, e a pressões relativamente altas, tipificando a zona de granada nos metapelitos (Winkler, 1977, in: Barreira e Dardenne, *op. cit.*).

A Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco acha-se cortada por um granito-gnáissico e, junto ao contato com essa intrusão, mostra efeitos térmicos, expressos pelo acentuado crescimento da quantidade e das dimensões dos porfiroblastos de granada nos metassedimentos e pelo metassomatismo nos xistos magnesianos.

Jazendo discordantemente sobre a Unidade Superior da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco e sobre o "Complexo Goiano", assoma um conjunto de filitos grafitosos intercalados

com quartzitos conglomeráticos do Grupo Estrondo. Os filitos são constituídos por sericita, moscovita, clorita, biotita, quartzo, carbonato, albita e pirita. Os quartzitos conglomeráticos apresentam matriz feldspática, seixos esparsos de quartzo e pirita disseminada. A associação mineralógica exibida pelos filitos indica um metamorfismo de grau fraco, zona da biotita (Winkler, 1977, in: Barreira e Dardenne, *op. cit.*).

A idade da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco é obtida indiretamente através de correlações com outras unidades. Sabe-se que ela se subrepõe ao "Complexo Goiano" e sofre a intrusão de um corpo granítico metamorfozizado. O único corpo granítico até agora conhecido na região, com feições semelhantes ao que corta a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco, é o da Suite Serrote, datado em 1650 m.a.. Por esses dados de caráter preliminar, situamos cronologicamente a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco entre essas duas unidades.

4.2.3. SUITE SERROTE

Essa unidade aflora no centro-oeste da área, a oeste da Rodovia Belém-Brasília, entre as localidades de Pugmil e Campo Maior. Em planta, apresenta *grosso modo* forma de grão de feijão com a concavidade voltada para leste e eixo maior, com cerca de 18 km, orientado na direção N-S e eixo menor com aproximadamente 12 km. Em geral, acha-se bastante arrasada, nivelada com as unidades adjacentes: "Complexo Goiano" a leste, sul, norte e oeste, e Grupo Estrondo mais a oeste. A única expressão orográfica digna de nota por ela formada é o morro conhecido por Serra do Serrote na toponímia local, que atinge 660 m de altitude, despontando cerca de 220 m acima do patamar regional circunvizinho.

E constituída mormente por rochas graníticas de coloração rosa e granulação média. O granito é texturalmente fanerítico inequigranular, com cristais essencialmente anédricos e, às vezes, plagioclásio subédrico. A estrutura ao microscópio é isotrópica com porções que exibem discreta orientação. Em

amostra de mão, a orientação é mais evidente. O quartzo apresenta-se com formas anédricas, ocorrendo tanto sob forma de grãos isolados (neste caso, atinge as maiores dimensões na rocha, alcançando 2-3 mm) quanto na forma intersticial, ou ainda constituindo pequenos agregados. O microclínio é anédrico e normalmente exibe boa geminação em grade por todo o cristal. Seus cristais são límpidos e apresentam pertitas em fios e filmes. Por vezes, apresentam pequenos pontos de alteração representados por sericita. O plagioclásio (oligoclásio) ocorre com formas predominantemente anédricas e só por vezes subédricas. A geminação polissintética é pouco evidente. As vezes, apresenta raros e pequenos pontos de alteração, expressos pela formação de sericita e, mais raramente, de epidoto, que se distribuem irregularmente pelos cristais. A biotita ocorre sob forma de pequenas placas tabulares com pleocroísmo castanho-escuro a verde-palha e distribui-se homogeneamente por toda a lâmina, ocupando menos de 5% do volume da rocha e mostrando um arranjo levemente orientado de suas placas; por vezes, acha-se alterada para clorita. Como acessórios, ocorrem titanita, opacos e, subordinadamente, zircão e apatita.

A Suíte Serrote também foi amostrada em dois locais distintos para fins de datação pelo método Rb/Sr. O primeiro afloramento amostrado, estação WI-E-1532, situa-se na estrada Pugmil-Campo Maior, a cerca de 2 km da primeira localidade, e compreende um conjunto de 22 amostras, enquanto o segundo, denominado WI-E-Ser de 12 amostras, foi coletado numa pedreira abandonada, localizada no sopé oriental da Serra do Serrote, nas terras da Cia. Criadora Paraíso do Norte, nas proximidades de sua sede.

Os dados analíticos de quatro amostras em rocha total do conjunto WI-E-Ser (Tabela 5) foram tratados em diagrama isocrônico (Fig.6), obtendo-se a idade de 1649 ± 37 m.a. (2 σ), para uma razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7059 \pm 0,0006$. Os pontos analíticos apresentam-se bem distribuídos e colineares. O ponto WI-E-Ser-9 controla a razão inicial da isócrona, enquanto o ponto WI-E-Ser-4 define a inclinação da reta, conferindo-lhe boa

DADOS ANALITICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DA SUITE 'SERROTE

Nº de Lab (SPR)	Nº de Campo	Litologia	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86
10251	WI-SER-4	Granito	RT	130.4	90.41	4.214	0.80317
10252	WI-SER-8	Granito	RT	104.8	159.2	1.913	0.75106
10253	WI-SER-9	Granito	RT	104.4	484.2	0.625	0.72063
10254	WI-SER-7	Granito	RT	120.5	125.0	2.000	0.77427
10246	WI-E-1536/4	Granito	RT	129.2	363.5	1.031	0.72974
10247	WI-E-1536/7	Granito	RT	90.4	345.5	0.759	0.72904
10248	WI-E-1536/8	Granito	RT	102.1	336.6	0.880	0.72916
10249	WI-E-1536/12	Granito	RT	77.6	312.4	0.720	0.73011
10250	WI-E-1536/19	Granito	RT	134.6	266.2	1.469	0.74339
10472	WI-E-1536/9	Granito	RT	87.5	305.0	0.832	0.72967

Figura: 6 Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total de granitos da Suite Serrote.

precisão quanto à idade, dada a sua posição bem afastada do ponto de origem do sistema de coordenadas $Rb^{87}/Sr^{88}-Sr^{87}/Sr^{88}$. O valor de sua variância média quadrática ponderada (MSWD), de 0,9220, considerado baixo, indica alto grau de colinearidade dos pontos analíticos na reta isocrônica, estando dentro dos limites de erro causados exclusivamente pelo método analítico. O corpo granítico, não obstante ter sido afetado em suas bordas por metamorfismo regional de fácies anfibolito médio no Ciclo Brasileiro, não o foi em seu núcleo e, ao que tudo indica, preservou a idade inicial, à semelhança do granito de Carn Chuinneg, Escócia (Long, 1964). A razão inicial de 0,7059 sugere que houve incorporação de material crustal ao magma granítico. Assim, a idade obtida pode ser considerada como a de formação da suite. No mesmo diagrama foram plotados, para fins de cotejo, os dados analíticos de 6 amostras da estação WI-E-1536 representados por granitos recristalizados de borda. O conjunto concentra-se numa faixa estreita do diagrama. Três dos pontos analíticos localizam-se nas proximidades da reta isocrônica, enquanto outros formam um grupo algo afastado, situando-se acima da isócrona. Esse comportamento dispar dos pontos analíticos do conjunto WI-E-1532 pode ser explicado pela re-homogeneização isotópica parcial por ocasião da recristalização ocorrida durante o metamorfismo Brasileiro, como descrito por Reis Neto (1981) e Reis Neto & Cordani (1984) para situações semelhantes.

4.2.4. COMPLEXOS ALCALINOS DE ESTRELA E ELDORADO

Alojados no "Complexo Goiano", ocorrem os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado, constituídos sobretudo por gnaisses e granofels alcalinos metaígneos, leucocráticos e hololeucocráticos, insaturados, predominantemente sódico-persódicos, miaskíticos e subsolvus.

O Complexo Alcalino de Estrela aflora na porção central da área e é constituído por uma série de corpos paralelos, alongados e de espessuras variáveis; estende-se por mais de 24 km na direção N20E, desde a sede da Fazenda Retiro até as proximidades da Rodovia TO-364 a norte, onde os corpos sofrem

proximidades da Rodovia TO-364 a norte, onde os corpos sofrem uma virgação para NW, acompanhando a estruturação regional.

Os gnaisses e granofels alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela acham-se cortados por um dique de rocha metabásica concordante com a elongação geral dos corpos de rochas alcalinas. Essa rocha metabásica exhibe associação mineral condizente com fácies anfibolito alto, como o encontrado nas rochas adjacentes.

O Complexo Alcalino de Eldorado aflora numa janela erosiva em meio às rochas do Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo), no setor NW da área analisada. É constituído por mais de uma dezena de corpos maiores e por vários diques que seccionam o "Complexo Goiano". As rochas desse complexo exibem alto grau de cristalinidade dos minerais félsicos e texturas granoblásticas poligonais condizentes com fácies anfibolito alto, bem como mostram evidências de retrometamorfismo expresso pela sericitização dos feldspatos.

As datações radiométricas efetuadas através de isócronas pelo método Rb-Sr em amostras de rocha total do Complexo Alcalino de Estrela forneceram idades situadas entre 805 e 1126 m.a., todas com altas e diferentes razões iniciais de Sr^{87}/Sr^{88} . As idades Rb/Sr obtidas não refletem a época de formação das rochas, já que elas foram afetadas pelo evento metamórfico brasileiro de expressão regional que provocou o reassentamento das isócronas. As determinações de idade em minerais pelo método K-Ar indicaram idades de 486 a 540 m.a., consideradas mínimas em termos de formação das rochas e exprimem a idade em que as diferentes espécies minerais atingiram as temperaturas mínimas de retenção de argônio durante o arrefecimento térmico regional no Ciclo Brasileiro. A idade obtida em zircão pelo método U-Pb em amostra do Complexo Alcalino de Estrela acusa 538 ± 13 m.a., refletindo a época de formação do mineral por processos metamórfico-metassomáticos no Ciclo Brasileiro. Uma discussão detalhada acerca da geologia e das idades será apresentada mais adiante, no capítulo dedicado exclusivamente aos complexos alcalinos.

4.2.5. GRUPO ESTRONDO

Segundo as designações de Hasui et al. (1984), o Grupo Estrondo é representado na área pelas formações Morro do Campo e Xambioá. A Formação Morro do Campo, que é a unidade inferior, aflora em duas porções distintas da área. Uma delas ocupa uma faixa de direção NW, na parte centro-norte, e a outra assoma praticamente em toda a parte ocidental, ocupando uma faixa de terreno entre a Formação Xambioá, situada a oeste, e o "Complexo Goiano", por ela recoberto a leste. Suas litologias são representadas: na faixa situada no centro-norte da área, por ardósias, biotita-grafita-sericita filitos, ortoquartzitos, biotita xistos e quartzitos com níveis de conglomerados; na faixa ocidental, por metaconglomerados, ortoquartzitos com níveis de conglomerados, xistos feldspáticos, quartzo micaxistos, cianita xistos, moscovita quartzitos, xisto grafitoso, micaxisto com granada, estaurolita e cianita, e mica-quartzo xistos.

Sobrepondo-se e sucedendo estratigraficamente à unidade anterior e recobrindo em parte a Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco, ocorre a Formação Xambioá, que ocupa uma faixa de direção N-S ao longo de toda a parte oeste da área. A norte, ela acha-se recoberta por sedimentos da Formação Pimenteiras, e a leste limita com a Formação Morro do Campo e "Complexo Goiano". Suas litologias principais são: quartzo-mica xistos, freqüentemente granadíferos, localmente com hornblenda, e com intercalações de micaxistos e xistos grafitosos. Corpos de rochas metabásicas e metaultrabásicas, alongados na direção N-S, alojam-se em vários locais na Formação Xambioá.

As associações de minerais encontradas nas rochas do Grupo Estrondo mostram que o metamorfismo é crescente no sentido oeste-leste, compreendendo rochas da fácies xisto verde (subfácies quartzo-albita-epídoto-biotita), e fácies anfibolito (subfácies estaurolita-almandina), que por vezes alcança a subfácies da cianita-almandina-moscovita. No primeiro caso, as paragêneses são representadas maiormente por: clorita-albita +

moscovita-biotita-quartzo; no segundo, por: moscovita-estauroлита-алмандина-biotita-plagioclásio-quartzo; e no terceiro, que é raro, por: biotita-cianita-estauroлита-moscovita-алмандина-plagioclásio-quartzo.

Segundo Figueiredo e Oliveira (1989), a bacia de deposição do Grupo Estrondo ter-se-ia formado no Proterozóico Médio a partir do colapso do Cráton Amazônico através de falhamentos profundos denominados Geossutura Tocantins-Araguaia por Almeida (1974), marcada pela Falha Couto Magalhães. Ainda de acordo com os mesmos autores, a bacia do Grupo Estrondo individualizou-se a partir da formação de *rifts* com a deposição de sedimentos plataformais nas porções marginais, passando a sedimentos *flyshoides* nas partes distais. No Ciclo Brasileiro as rochas do Grupo Estrondo passaram por efeitos de uma tectônica caracterizada por cisalhamento simples dúctil de baixo ângulo, em regime tangencial, que produziu *nappes* tectônicos e fatias de empurrão, com ascensão de corpos graníticos dispostos em padrão *echelon*, resultante do desenvolvimento de *strike-slip systems* com direção de transporte tectônico sobre as porções mais elevadas do embasamento.

Foram coletados dois conjuntos de amostras de xistos feldspáticos da Formação Morro do Campo para estudo geocronológico. O primeiro, WI-E-EST, foi amostrado em uma pedreira abandonada, situada junto à BR-153, cerca de 12 km a norte de Paraíso do Tocantins; o segundo conjunto de amostras foi colhido na Fazenda Pedra Preta, no morro situado do lado meridional da estrada de terra Porto Nacional-Paraíso do Tocantins, a cerca de 28 km desta última localidade. O diagrama isocrônico, elaborado com seis pontos analíticos (cada conjunto é representado por 3 pontos), aparece na Fig. 7 e seus dados analíticos localizam-se na Tabela 6; acusa idade de 582 ± 18 m.a. (2 σ) para uma razão inicial $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7128 \pm 0,0004$. Verifica-se que os pontos analíticos apresentam bom alinhamento e boa distribuição em relação à reta isocrônica, além de um bom controle da razão inicial pelo agrupamento dos pontos WI-E-1516/1, WI-E-1516/6 e WI-E-EST/3, e da idade pela amostra WI-E-

TABELA 6

DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DE XISTOS DO GRUPO ESTRONDOO

66

Nº de Lab (SPR)	Nº de Campo	Litologia	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb / ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr / ⁸⁶ Sr
9890	WI-E-1516/1	Xisto	RT	68.0	208.0	0.939	0.72054
9891	WI-E-1516/2	Xisto	RT	152.8	206.4	2.147	0.73066
9892	WI-E-1516/6	Xisto	RT	76.0	198.0	1.251	0.72259
9886	WI-EST/3	Xisto	RT	69.0	187.2	1.068	0.72224
9887	WI-EST/4	Xisto	RT	123.8	154.7	2.322	0.73227
9888	WI-EST/6	Xisto	RT	159.8	151.7	3.058	0.73804

Figura: 7 Diagrama isocrônico em rocha total em xistos do Grupo Estrondo.

TABELA 7

IDADES K-Ar EM XISTOS DO GRUPO ESTRONDO

67

Nº de Lab (SPK)	Nº de Campo	Litologia	Material	X de K	⁴⁰ Ar rad.10 (cc STP/g)	⁴⁰ Ar atm.	Idade m.a.
6512	WI-EL/ESI-2	Xisto (Gr.Estrondo)	Biotita	7.913	179.9	6.64	507±14 (2.8X)
1711	GO-PN-4294 *	Xisto (Gr.Estrondo)	Biotita	7.800	151.8	3.30	442±23 (5.2X)
1706	GO-MN-4285 *	Xisto (Gr.Estrondo)	Biotita	7.920	156.9	11.59	448±25 (5.6X)
1701	GO-PN-419 *	Xisto (Gr.Estrondo)	Biotita	7.850	175.4	1.31	499±24 (4.8X)
1718	GO-MN-427 *	Xisto (Gr.Estrondo)	Biotita	7.140	157.1	3.35	492±26 (5.3X)

* Hasui et al. (1975)

EST/6 de alta relação Sr^{87}/Sr^{88} . A idade obtida não indica o momento culminante do metamorfismo regional, que alcançou o fácies almandina-anfibolito médio, sendo interpretada neste trabalho como o momento de fechamento do sistema Rb-Sr durante o esfriamento, após o pico de metamorfismo. A relação inicial elevada indica retrabalhamento de material preexistente. Cabe, no entanto, salientar que a sedimentação do Grupo Estrondo remonta, provavelmente, ao início do Proterozóico Superior ou ao fim do Proterozóico Médio, como sugerem Figueiredo e Oliveira, (1989).

Ainda se dispõe, para essa formação, de quatro determinações radiométricas K/Ar em biotitas, três das quais (GO-PN-429, GO-MN-428 e GO-PN-419) foram extraídas do trabalho de Hasui, Hannies & Iwanuch (1975) e podem ser vistas na Tabela 7. Os dados analíticos são satisfatórios, já que os erros analíticos se situam em torno de 5,5% em três amostras e 2,8% na quarta; por isso, não representam, por si sós, restrição interpretativa, visto que o erro do método gira em torno de 3%. As idades variam de 442 a 507 m.a. e são consideradas mínimas em relação à época de formação dos minerais e das rochas datadas, devendo representar a idade em que as biotitas alcançaram as temperaturas mínimas de retenção de argônio, durante o resfriamento regional no fim do Ciclo Brasileiro, após a estruturação da Faixa de Dobramento Araguaia, sua erosão e seu nivelamento geomorfológico.

4.2.6. SUITE MATANÇA

Ocupando a porção sudeste da área, aflora parte do bordo ocidental de um granitóide de dimensões batolíticas. Esse corpo foi anteriormente denominado Granito Porto Nacional (Hasui et al., 1980), sendo rebatizado por Costa et al. (1984) com o nome de Suite Matança. Na maior parte da área em questão esse corpo destaca-se topograficamente, sustentando a Serra da Malhada Alta, onde alcança altitudes próximas dos 550 m, situação em que se acha, invariavelmente, encimado por sedimentos devonianos da

Formação Pimenteiras. A oeste limita com as rochas do "Complexo Goiano".

Essa suite é constituída predominantemente por granitóides porfiróides orientados de coloração rosa, rosa-acinzentada e cinzento-esverdeada, com granulação grossa; localmente exhibe fácies leucocrática com baixo índice de cor e discreta orientação dos minerais constituintes. Como característica geral, exhibe cristais subédricos de microclínio de até 4 cm de comprimento, orientados ou não em relação à matriz foliada; ao lado desses cristais maiores aparecem outros menores e mais freqüentes, normalmente com dimensão de 5 mm e geminação em grade. A matriz é formada por quartzo, microclínio, oligoclásio, biotita e anfibólio, incluindo, como acessórios, zircão, titanita, allanita, apatita e opacos; e, como secundários, moscovita, sericita, epídoto e carbonato. A biotita ocorre concentrada, formando feixes ou bandas descontínuas; envolve e contorna os cristais maiores de microclínio, preponderantemente, e por vezes aparece inclusa no microclínio. Outra feição verificada esporadicamente são os intercrescimentos mirmekíticos. A textura das rochas da suite é porfirítica e, em alguns afloramentos, tipicamente metamórfica, como granoblástico-granolepidoblástica e porfiroblástica. Além disso, em vários afloramentos ocorrem encraves de gnaisses bandados e de anfibolitos.

As suas melhores exposições podem ser vistas no sopé ocidental da Serra da Malhada Alta, junto à estrada que liga a Fazenda Santa Luzia à Fazenda Santa Clara.

A partir de 36 amostras de rochas da Suite Matança colhidas em um único afloramento foi elaborado um diagrama isocrônico em rocha total de 7 pontos analíticos, que aparece na Fig. 8 e na Tabela 8 e indica idade de 605 ± 30 m.a. (2 σ) para uma razão inicial de $Sr^{87}/Sr^{86} = 0,7083 \pm 0,0005$; seus dados analíticos localizam-se na Tabela 7. Nota-se que os pontos analíticos apresentam um bom alinhamento e distribuição em relação à reta isocrônica. Embora a reta isocrônica não apresente nenhum ponto analítico próximo à origem do sistema de

TABELA 8

DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DOS GRANITÓIDES DA SUÍTE MATANÇA

70

Nº de Lab (SPR)	Nº de Campo	Litologia	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87}{86} \text{ Rb}$ / Sr	$\frac{87}{86} \text{ Sr}$ / Sr
8392	WI-E-818/3	Granito	RT	151.1	265.1	1.452	0.72241
8393	WI-E-818/4	Granito	RT	150.6	274.8	1.588	0.72174
8394	WI-E-818/5	Granito	RT	131.5	276.9	1.376	0.72078
8395	WI-E-818/8	Granito	RT	132.8	271.7	1.416	0.72074
8396	WI-E-818/11	Granito	RT	142.4	228.2	1.809	0.72424
9894	WI-E-818/26	Granito	RT	55.0	187.0	0.852	0.71569
9895	WI-E-818/32	Granito	RT	123.0	267.0	1.335	0.71953

Figura 8 Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total de granitos da Suíte Matança.

coordenadas, a sua variância média quadrática ponderada (MSWD) de 0,57, considerada baixa, indica a colinearidade das amostras na isócrona. Por conseguinte, a idade obtida deve indicar a época de formação desse granitóide aparentemente sintectônico no Círculo Brasileiro. A sua razão inicial de 0,7083 sugere que esse corpo, de dimensões batólitas, seja oriundo de material crustal isotopicamente pouco evoluído. Devido às condições de exposição bastante espaçadas e à escassez dos dados disponíveis, o relacionamento litoestrutural da Suíte Matança com o Grupo Estrondo fica em aberto.

4.2.7. SUÍTE SANTA LUZIA

Segundo definição de Hasui et al. (1984), essa unidade é constituída pelos corpos de granitóides de forma circular e elíptica que se acham intrudidos nos metassedimentos do Grupo Estrondo. O corpo mais expressivo da suíte localiza-se a nordeste da cidade Paraíso do Tocantins, nas proximidades da Vila de Santa Luzia, que emprestou o nome à unidade (Costa, 1985). Os outros, de dimensões menores, situam-se a NW e SW de Nova Rosalândia, a SE da cidade de Paraíso do Tocantins e na estrada Fátima-Porto Nacional, km 26.

A suíte é representada por granitos, granodioritos e pegmatitos de coloração rosa, cinzento-avermelhada, cinzento-média e cinzento-clara, com granulação que varia de média a grossa e estrutura predominantemente maciça com eventual foliação incipiente nos bordos dos corpos.

Ainda, segundo Costa (1985), os granitos em lâmina delgada exibem textura granular hipidiomórfica e, mais raramente, porfirítica. Seus minerais constituintes são: microclínio, que predomina sobre os demais; plagioclásio, de composição An₈₋₁₂; quartzo e, subordinadamente, moscovita e biotita. Como acessórios, apresentam granada, turmalina, apatita, zircão e minerais opacos. Outrossim, os granodioritos apresentam-se com textura granular hipidiomórfica e são constituídos por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e

moscovita, contando como acessórios o zircão, apatita, calcita e minerais opacos. O plagioclásio (30-40%) tem composição Ar_{12-18} e apresenta-se geminado segundo a lei da Albita, Albita-Carsbad, e Albita-Periclinio; o microclínio (5-15%) apresenta-se com geminação em grade nítida; e a biotita e a moscovita (10-15%) aparecem localmente deformadas. O quartzo (23%) encontra-se geralmente fraturado e com moderada extinção.

O granito, descrito anteriormente por Hasui et al. (1980) como Granito Barrolândia e pertencente à Suíte Santa Luzia, foi datado pelo autor pelo método Rb/Sr. O diagrama isocrônico de afloramento elaborado com 5 pontos analíticos aparece na Fig. 9 e acusa idade de 532 ± 41 m.a. (2 σ) para uma razão inicial de $0,7080 \pm 0,0004$, enquanto seus dados analíticos podem ser vistos na Tabela 9. A reta isocrônica apresenta seus pontos analíticos razoavelmente dispersos, contudo sem o controle desejado da razão inicial, e tem alto valor de $MSWD=9,27$, fato totalmente incompatível com a situação geológica para amostras indubitavelmente cogenéticas, coletadas em uma pequena área do corpo. O não-alinhamento ideal dos pontos em relação à isócrona se deve, provavelmente, a problemas de amostragem que escaparam ao nosso controle. Não obstante as considerações acima, a idade obtida é confiável, tem significado geológico e representa a idade de formação desse granito dentro do limite de erro de determinação apontado. A razão inicial de 0,7081 sugere que o magma granítico é primário, derivado de material crustal isotopicamente pouco evoluído. Entrementes, não se pode excluir a hipótese de que seja de origem híbrida, por mistura de magmas primários crustais com pequena quantidade de magma mantélico, como sugere Vlach (1985), para granitos de mesma idade e mesma razão inicial. As idades K-Ar de 481 ± 25 m.a., obtida em moscovita nesse granito, e a de 475 ± 11 m.a., em biotita do Granitóide Matança (Tabela 10.), sobrepõem-se, em termos de erro experimental e indicam as idades em que esses minerais alcançaram as temperaturas críticas de retenção de argônio, tanto nos granitos como nos xistos do Grupo Estrondo, por ocasião do resfriamento regional Brasileiro. Nestes termos, sendo a Suíte Santa Luzia intrusiva no Grupo Estrondo, este

TABELA 9

DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DA SUÍTE SANTA LUZIA
(GRANITO BARROLÂNDIA)

73

Nº de Lab (SPR)	Nº de Campo	Litologia	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87}{86} \text{ Rb / Sr}$	$\frac{87}{86} \text{ Sr / Sr}$
9942	WI-E-GBAR-1	Granito	RT	118.7	509.6	0.674	0.71270
10473	WI-E-GBAR-2	Granito	RT	129.9	471.0	0.799	0.71369
9883	WI-E-GBAR-3	Granito	RT	101.8	566.6	0.520	0.71241
9884	WI-E-GBAR-4	Granito	RT	110.9	501.8	0.640	0.71310
9885	WI-E-GBAR-5	Granito	RT	124.5	374.5	0.963	0.71576

Figura 9 Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total do Granito Barrolândia (Suíte Santa Luzia).

TABELA 10

IDADES K-Ar DE GRANITOS DA REGIÃO

74

Nº de Lab (SPK)	Nº de Campo	Litologia	Material	X de K	40	-61	40	Idade m.a.
					Ar	rad.10	X Ar	
					(cc STP/g)		atm.	
1705	60-MN-425	Granito(Barrolândia)	Moscovita	8.540	183.2		2.84	481±25 (5.2X)
6511	W1-E-818/29	Granito (S.Matança)	Biotita	7.776	164.2		3.11	475±11 (2.3X)

* Hasui et al. (1975)

valor de idade passa a ser considerado mínimo para aquele grupo, o que é compatível com os demais dados geocronológicos acima discutidos.

4.2.8. INTRUSIVAS BÁSICAS PRÉ-CAMBRIANAS INDIFERENCIADAS

As rochas básicas aparecem amplamente distribuídas pela área, constituindo corpos discordantes que cortam indistintamente todas as unidades geológicas anteriormente consideradas. Constituem *stocks* isolados de gabros intrusivos no "Complexo Goiano", como o que aflora a sudeste da Fazenda Mato do Meio e o que assoma a sul da Fazenda Valparaíso; ou constituem uma série de corpos esparsos, alongados, iso-orientados na direção norte-sul intrusivos no Grupo Estrondo na porção ocidental da área. Podem também aparecer na forma de dique como o que corta paralelamente à elongação o corpo de rochas alcalinas do Morro da Barriguda.

Pelas texturas, pelas estruturas e pelas assembléias de minerais presentes, verifica-se que esses corpos estão diferencialmente metamorfizados. Assim, o dique de metadiorito aflorante na frente da sede da Fazenda Bela Vista (Fig. 4) está metamorfizado em fácies granulito, enquanto o dique de rocha metabásica do Morro da Barriguda está metamorfizado em fácies almandina-anfibolito alta e os corpos de metagabros das Fazendas Mato do Meio e Valparaíso, em fácies almandina-anfibolito média a alta.

4.3. UNIDADES GEOLÓGICAS FANEROZOICAS

4.3.1. FORMAÇÃO PIMENTEIRAS

Assentada discordantemente sobre as rochas pré-cambrianas e graníticas brasileiras por incorformidade angular e erosiva, aparece a Formação Pimenteiras do Devoniano Inferior, definida por Small (1914, in: Schobbenhaus Fº. et al., 1975).

Essa unidade aflora na porção leste, nordeste e norte da área, na forma de amplos tabuleiros contínuos, conhecidos na toponímia local como Serra da Malhada Alta e Santa Luzia, que alcançam por vezes cotas de até 670 metros. No canto noroeste da área, seus sedimentos preenchem parcialmente o Graben de Monte Santo. É constituída por folhelhos cinzento-esverdeados, siltitos cinzentos micáceos e arenitos claros, micáceos e argilosos (Barbosa et al., 1966).

4.3.2. COBERTURA SEDIMENTAR TERCIÁRIO-QUATERNARIA

Na área aparecem extensas acumulações de rochas sedimentares localmente laterizadas, contendo fragmentos provenientes das mais diversas unidades litoestratigráficas, com predominância quartzosa (Cunha et al., 1981).

Segundo Barbosa et al. (1966), a origem dessa cobertura está ligada aos processos de pediplanização terciário-quaternários, provavelmente relacionados com os arqueamentos "pós-cretáceos" do embasamento. Essa unidade apresenta-se com relevo plano-ondulado, conhecido como "chapadão" e ressalta-se pela presença de crostas lateríticas e cangas ferríferas, constituindo crostas, blocos e amêndoas.

4.3.3. SEDIMENTOS ALUVIAIS QUATERNARIOS

Depositados sobre a superfície aplainada formada pelo "Complexo Goiano", Grupo Estrondo, e recobrimdo, em parte, o Complexo Alcalino de Estrela, na sua porção meio-norte, aparecem sedimentos aluviais do Holoceno que bordejam o Rio dos Mangues. São constituídos por conglomerados oligomíticos basais, bem arredondados e mal selecionados, aos quais se sobrepõe uma sucessão de siltes, areias siltosas e argilas.

4.3.4. INTRUSIVAS BASICAS FANEROZOICAS INDIFERENCIADAS

Os diques de diabásios apresentam possanças e dimensões muito variadas; alojam-se, segundo Cunha et al. (1981),

predominantemente em estruturas disruptivas de direção NNE-SSW e, secundariamente, nas direções N-S e NNW-SSE. Dentre as inúmeras ocorrências, cabe destacar os aflorantes a NE da sede da Fazenda Realeza, no sul da área, os expostos a W do Morro da Barriguda, na parte central da área, e o que assoma cortando o Grupo Estrondo a norte da cidade de Paraíso do Tocantins (Cordani e Hasui, 1975, in: Schobbenhaus F^o. et al., 1975).

Para as manifestações do magmatismo básico fanerozóico pós-Ciclo Brasileiro, dispõe-se apenas de uma datação pelo método K-Ar em rocha total que se refere ao dique de diabásio aflorante a norte da cidade de Paraíso do Tocantins, o qual forneceu idade jurássica de 171 ± 10 (5,8%) m.a. (Cordani e Hasui, 1975, in: Schobbenhaus F^o. et al., 1975) e cujos dados analíticos são os seguintes: SPK 0266; n^o de Campo OB-AB-52; material RT; % de K=0,501; Ar⁴⁰ rad. 10^{-8} (cc STP/g) = 35,1; e Ar⁴⁰ atm % = 23,20.

4.4. ESTRUTURAS

4.4.1. ESTRUTURAS GEOLOGICAS MAIORES

As feições tectônicas mais marcantes da área são representadas por vários sistemas de falhas, fraturas e lineamentos.

O mais antigo, de direção NNE, parece ser de deslocamento longitudinal, cortando o "Complexo Goiano" na porção central da área. Estende-se, *grosso modo*, paralelamente ao curso geral do Córrego Pau d'Arco, a oeste deste. Esse sistema, segundo Costa et al. (1983, in: Hasui, 1984), resultou da atividade tectônica que remonta ao fim do Proterozóico Médio, e estaria fazendo parte do Lineamento Transbrasiliano (Schobbenhaus F^o. et al., 1975). Os outros dois sistemas têm direções NE e NNW. O primeiro deles condiciona a direção principal do curso do Rio dos Mangues, a partir da Cabeceira Grande, enquanto o segundo, mais jovem, pós-devoniano, compreende um conjunto de falhas paralelas

que afetam o "Complexo Goiano", o Grupo Estrondo e a Formação Pimenteiras, e que se sobrepõe ao anterior, conferindo uma rede retangular de drenagem ao Rio dos Mangues.

A W e NW da Vila de Monte Santo aparece um feixe de falhas normais de direção N20W, provavelmente relacionado com o anterior, que limita vários *horsts* e *grabens*. Dentre as estruturas tafrogênicas, a mais notória é o Graben de Monte Santo (Cunha et al., 1981), preenchido por sedimentos paleozóicos da Formação Pimenteiras.

Na porção meio-norte aparecem megaondulações com eixos submeridianos, configurando uma antiforma a leste e uma sinforma a oeste, com comprimentos de 27 e 21 km, respectivamente. Ambas são suaves e acham-se complicadas por ondulações menores e por falhas. Seus eixos mergulham para N10W a baixo ângulo, e os planos axiais aparecem empinados (Hasui et al., 1984).

A sudoeste da Vila de Pugmil e a sudoeste da localidade de Nova Rosalândia, assomam duas estruturas branquiantiformais modeladas em rochas da Formação Morro do Campo e do "Complexo Goiano", relacionadas com o diapirismo granítico (Hasui et al., 1984). A primeira é, *grosso modo*, circular, com cerca de 9 km de diâmetro, enquanto a segunda é elíptica, orientada na direção NE, como eixo maior ao redor de 10 km e menor em torno de 7 km.

4.4.2. ESTRUTURAS MAIORES EVIDENCIADAS PELA GEOFISICA

No mapa de intensidade magnética total filtrado com $\lambda > 5$ km (Fig. 64), verifica-se que a média da intensidade magnética regional é da ordem de 25.750-25.800 nT e que, sobrepostas a ela, existem várias anomalias de expressão regional.

A estrutura de Estrela situa-se na porção SE do mapa; corresponde a uma anomalia bipolar com magnetização normal. A sua interpretação sugere que se trata de uma estrutura magnética alongada na direção NNE, correspondendo a uma zona de falhas transcorrentes de transpressão com mergulho de 75° para sudeste, sendo que o bloco sudeste cavalga o bloco situado a noroeste.

A outra estrutura é a de Matança, que se situa a SE da anterior. Constitui uma anomalia bipolar, de polaridade normal, alongada e paralela à da Estrela, correspondendo também a uma falha transcorrente de transpressão que expõe os granitóides da Suíte Matança que bordejam e sustentam a Serra da Malhada Alta pelo flanco oeste.

Na porção centro-oeste vislumbra-se uma grande estrutura bipolar, de magnetização normal, com direção NE de grande comprimento de onda. Essa estrutura não aflorante está perturbada pela estrutura reversa do Serrote, representada por granitóides da Suíte Serrote, e acha-se truncada por falha de direção ENE. Essas falhas devem ter-se reativado no Ciclo Brasileiro, pois truncam as demais estruturas da região. Assim, as estruturas de Estrela e Matança, que são síncronas, estão deslocadas pela Falha do Serrote.

Vale frisar que as falhas magnetizadas devem representar o último evento da movimentação tectônica termal; portanto, o evento termo-tectônico brasileiro deve ter apagado, se não toda, pelo menos parte da magnetização anterior.

CAPITULO 5

GEOLOGIA DOS COMPLEXOS ALCALINOS

5.1. DISTRIBUIÇÃO ESPACIAL E MORFOLOGIA DOS COMPLEXOS ALCALINOS

5.1.1. COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

Esse complexo aflora ao longo de uma faixa com cerca de 24 km de comprimento por 2,8 km de largura, que vai desde a sede da Fazenda Retiro, ao sul, até as imediações da Fazenda Valparaíso, ao norte (Fig. 78, anexos).

No trecho estudado, de 21 km de comprimento, que vai desde o seu limite meridional até a sede da Fazenda Primavera, ele tem direção NNE. A partir daí, estende-se para o norte, sofrendo um encurvamento aparentemente sigmoidal, inicialmente com direção NW (ao sul da Fazenda Valparaíso), para depois retornar na direção NNE, nos seus confins setentrionais, isso já fora da área estudada, e não representada no mapa geológico da Fig. 78 (anexos).

Na porção estudada, é constituído por inúmeros corpos estirados, *grosso modo* paralelos e orientados predominantemente no sentido NNE-SSW, que formam vários alinhamentos que se alternam com as rochas do "Complexo Goiano". Segundo as interpretações geológicas dos dados obtidos do levantamento magnetométrico, os mergulhos dos corpos são muito variados e apresentam-se em três grupos: de baixo, médio e alto ângulo, como pode ser visto nas Figs. 65 a 77, nos anexos.

Os corpos com ângulo de mergulho ao redor de 30° e ângulos entre 40-50° parecem ser os mais antigos, pois estão cortados por vários corpos subverticais ou com ângulo de

mergulho em torno de 60° . Acresce que vários deles aparecem com magnetização reversa, relacionada com a movimentação tectônica em época em que o campo magnético estava reverso. Isto implica que esses corpos tardios têm pelo menos duas etapas de intrusão, ou duas etapas de movimentação tectônica, com polarização reversa em uma delas.

Um desses corpos alcalinos e tabulares, o mais ocidental, denominado "Crista do Pastéis", apresenta o ângulo de mergulho oscilante (Figs. 66 a 71). O ângulo de mergulho desse dique varia de 30° a 80° e está voltado predominantemente para SE, chegando por vezes a ser subvertical. Apresenta características magnéticas e petrográficas diferentes dos demais corpos. É constituído predominantemente por rochas alcalinas hololeucocráticas. Essa característica faz que ele apresente anomalias magnéticas de amplitude menor que os demais corpos alcalinos.

As possanças aparentes dos corpos são muito variáveis, não ultrapassando os 300 metros nos trechos mais largos, que correspondem ao alinhamento formado pelos morros da Estrela e da Barriguda, bem como pelos corpos que integram o alinhamento da "Crista do Pastéis". O complexo alcalino, como um todo, acha-se bastante arrasado, com exceção dos dois morros e da crista citada. Os dois morros constituem residuais de relevos dessimétricos, com feições de *hog-back*, que apresentam cornijas e reversos curtos. Os demais afloramentos de rochas alcalinas em superfície aparecem normalmente na forma de pequenas lajes esparsas, morrotes, matações e blocos. Nas calhas de córregos e rios aparecem na forma de blocos, soleiras e travessões. Podem estar ainda parcial ou totalmente cobertos por conglomerados oligomíticos (ortoquartzitos) nos paleoterraços do Rio dos Mangues, ou podem achar-se sotopostos a conglomerados e sedimentos areno-argilosos quaternários, como na mesopotâmia do Córrego São José com o Rio dos Mangues.

As rochas alcalinas exibem uma foliação metamórfica de direção N20-50E e mergulhos médios a altos para o quadrante SE. Essa foliação é concordante com a encontrada nas rochas

encaixantes pertencentes ao "Complexo Goiano", com as quais por vezes apresenta contatos térmicos, expressos pela formação de sienitos diversos, no endocontato, e de fenitos, no exocontato.

Os corpos de rochas alcalinas estão afetados por vários sistemas de falhas de direção NNE, WNN e ENE.

O primeiro deles é o mais antigo; corresponde ao sistema de falhas Estrela, de direção NNE. Aparentemente, os corpos de rochas do Complexo Alcalino de Estrela têm seu condicionamento estrutural controlado por esse sistema de falhas, que deve refletir uma provável evolução em regime tectônico transcorrente transpressivo, como se infere da atitude dos corpos de rochas alcalinas, das feições miloníticas e das lineações de estiramento mineral N20E/16 paralelo ao *trend* geral. São freqüentes as feições de *boudinage* de camadas ricas em feldspatos, a rotação de cristais de feldspato (microclínio) e o desenvolvimento de faixas miloníticas e ultramiloníticas nas rochas encaixantes. Além das feições mencionadas, ocorrem ainda a lenticularização e o enfatiamento dos diques de rochas alcalinas e o desenvolvimento de contatos tectônicos, interdigitações e intercalações com as rochas encaixantes. O segundo sistema de falhas de tipo *en echelon*, de direção N50-60W, é posterior; trunca o primeiro, segmenta os corpos de rochas alcalinas e provoca deslocamentos de algumas dezenas de metros, produzindo blocos de dimensões variadas. Por conseguinte, bascula e rotaciona a foliação metamórfica e cataclástica do sistema anterior em maior ou menor grau.

O sistema de direção ENE sobrepõe-se ao primeiro. No entanto, não foi possível estabelecer a sua relação temporal com o sistema de direção N50-60W e aparentemente apresenta deslocamento longitudinal sinistral. Compreende falhas, fraturas e lineamentos paralelos ao Rio dos Mangues que controlam em parte o seu curso a jusante e após a sua grande curva, denominada Cabeceira Grande.

5.1.2. COMPLEXO ALCALINO DE ELDORADO

Ocupa uma área balizada por um quadrado de 7 x 7 km, situada em uma janela erosiva de contorno oval, escavada em rochas metassedimentares da Formação Morro do Campo (Grupo Estrondo).
Não há alteração

É constituído por vários corpos maiores que apresentam dimensões diversas e geometria variada; por uma série de corpos que tendem a alongar-se no sentido WNW-ESE, como pode ser visto no mapa geológico representado pela Fig. 79 (anexos); por inúmeros corpos menores não mapeáveis na escala do levantamento geológico e por diques orientados em várias direções.

Os diques de metafonólitos seccionam tanto as rochas metassedimentares (Fig. 10) e meta-ígneas do "Complexo Goiano" quanto os corpos maiores de rochas alcalinas. Em um deles verificou-se a presença de encraves de gnaisses de composição monzonítica (Fig. 11).

Esses corpos afloram em dois patamares topográficos distintos, limitados pelo Córrego Gameleira, de direção geral em torno de NW. O patamar situado a oeste é o alto e está separado do mais baixo, que fica a leste, por uma encosta suave.

Os diversos corpos rochosos que constituem esse complexo alcalino acham-se arrasados ao rés do chão, constituindo lajedos e blocos. Como exceção, temos quatro pequenos morrotes situados em terras das fazendas Olho d'Água e São Sebastião, nas proximidades dos limites entre as duas. Por conseguinte, praticamente não apresentam expressão orográfica ou morfológica marcante em relação às rochas encaixantes do "Complexo Goiano".

Os gnaisses alcalinos apresentam uma nítida foliação metamórfica caracterizada pela orientação da biotita, biotita e anfibólio, anfibólio e, quando presente, piroxênio.

O complexo alcalino como um todo tem estruturação ondulada, resultante de dois grupos de dobras. A ondulação principal, relacionada com o *trend* estrutural WNW-ESE -- como

Fig. 10. Aspecto de dique de metafo
nólito cortando monzonito - gnaisses
no CAEL

Fig. 11. Encraves de monzonito-gnais
ses em dique de metafontólito do CAEL

pode ser observado nas atitudes da foliação, no mapa geológico do Complexo Alcalino de Eldorado (Fig. 79) -- parece representar uma fase de segunda (ou $n+1$) geração, interceptando os dobramentos abertos NNE-SSW da primeira geração (D_p).

Os dobramentos da foliação NNE-SSW (D_p ou F_p) são de difícil acompanhamento, face à precariedade dos afloramentos (em número e qualidade). O dobramento sobreposto (D_{p+1}) (com dobras mais apertadas que o anterior), de direção WNW-ESE, parece estar associado à componente transpressiva dos grandes *strike-slip systems* (aproximadamente N-S) expostos nas circunvizinhanças da área mapeada, conforme dados de Figueiredo & Oliveira (1989)

Em vários locais das fazendas Santa Maria e São Sebastião as rochas alcalinas acham-se parcialmente cobertas por conglomerados quartzíticos que alcançam espessura de até 1,20 m.

5.2. PETROGRAFIA, MODO DE OCORRENCIA E RELAÇÕES DE CAMPO

5.2.1. ROCHAS DO "COMPLEXO GOIANO" ENCAIXANTES DOS CORPOS DE ROCHAS ALCALINAS

META-HIPERSTENIO DIORITO

A única variedade encontrada dessa classe de rochas é representada por granada-hornblenda-hiperstênio diorito (WI-E-817). Trata-se de uma rocha de cor preta, isótropa, inequigranular, com textura granoblástica e estrutura maciça. É constituída por hiperstênio, hornblenda, andesina e granada, aos quais se juntam, como acessórios, apatita e opacos; e como secundário, o epidoto, em pequenos e raros grãos na granada. A grã varia de 0,05 a 1,0 mm, ficando a média entre 0,3 e 0,5 mm. Pelas relações de campo, trata-se, aparentemente, de um dique de diorito metamorfozizado na fácies granulito. O afloramento dessa rocha é representado por vários blocos soltos e alinhados que se

localizam em frente à sede da Fazenda Boa Vista, a sul do CAE (Fig. 4).

ANFIBOLITOS

São rochas melanocráticas de cor cinzento-escuro ou preto-esverdeada, inequigranulares (de grã fina a média) ou equigranulares (em geral de grã média). Quando isotrópicas, apresentam textura heteroblástica, granoblástica e granoblástica poligonal, e estrutura maciça; quando anisótropas, ostentam texturas nematoblástica, granonematoblástica, poiquiloblástica e estrutura paralela, "ocelar" paralela e linear paralela. Do ponto de vista mineralógico, são constituídas essencialmente por diopsídio, hornblenda e plagioclásio (andesina ou labradorita) e, mais raramente, por ortoclásio ou microclínio mesopertítico, quartzo, biotita, escapolita ou granada. Como minerais acessórios, exibem titanita, opacos, apatita e zircão; e como secundários, epidoto, sericita e pequenos agregados saussuríticos. O diopsídio ocorre mormente agrupado, em agregados, em leitos descontínuos ou na forma de poiquiloblastos que incluem plagioclásio. O anfibólio aparece agrupado ou em leitos com a biotita, ou em agregado englobando plagioclásio e/ou opacos; a biotita ocorre, às vezes, substituindo o anfibólio e apresenta, normalmente, contatos retos e, mais raramente, irregulares; o plagioclásio apresenta-se normalmente sem geminação, e, quando a apresenta, o maclamento polissintético é raro, sendo mais comum o Carlsbad. Este por vezes exhibe extinção ondulante e localmente é substituído por sericita, epidoto ou agregados saussuríticos. O microclínio mesopertítico ocorre em grãos isolados e o ortoclásio ocorre na forma de inclusões na hornblenda ou no diopsídio. Com base na classificação mineralógico-modal, podemos distinguir as seguintes variedades de anfibolitos:

- (a) diopsídio anfibolitos (WI-E-269, WI-E-850, WI-E-863, WI-E-1614A);
- (b) biotita-diopsídio anfibolitos (WI-E-271);
- (c) biotita-ortoclásio-diopsídio anfibolitos (WI-E-68A/S);

- (d) granada-diopsídio anfibolitos (WI-E-257);
- (e) quartzo-diopsídio anfibolitos (WI-E-51C);
- (f) escapolita-diopsídio anfibolitos (WI-E-81).

Os anfibolitos ocorrem em raros e esparsos afloramentos e ocupam predominantemente a faixa de terreno situada entre os corpos de rochas alcalinas que constituem o alinhamento de corpos Estrela-Barriguda e a Crista dos Pastéis, estendendo-se do córrego Mata Grande, ao sul, até a Fazenda Agromangues, na porção central da área, tornando depois a aflorar mais ao norte, na Fazenda Valparaíso, a sudoeste da sua sede, nas margens do Córrego Moia, na trilha que conduz à Fazenda Primavera.

CALCIO-SILICATICAS (CAE)

Estas rochas são aparentemente raras na área, pois foram encontradas em apenas dois afloramentos; um deles está localizado no sopé ocidental do Morro da Estrela (WI-E-867) e o outro, a ESE da Fazenda Malvina (WI-E-169).

O primeiro é representado por um gnaiss calcio-silicático de cor verde-escura, com faixas mais claras, anisótropo, inequigranular, de textura granoblástica e estrutura orientada. É constituído por plagioclásio (labradorita), diopsídio, tremolita e quartzo. Dentre os acessórios, apresenta titanita, apatita e zircão; e entre os secundários, sericita, epidoto e carbonato. A labradorita apresenta forma tabular com bordas irregulares e extinção ondulante; às vezes, exhibe zoneamento normal, bem como inclusões de sericita e epidoto e bordas sericitizadas. O diopsídio forma grãos alongados, irregulares e por vezes poiquilíticos, que incluem grãos esqueléticos de plagioclásio. A tremolita constitui prismas alongados, xenomórficos, com bordos corroídos; no entanto, nos cristais menores, o contorno é bem definido. O quartzo forma faixas (leitos) contínuos repetidos.

O segundo afloramento, constituído por um matacão, é representado por um granofels calcio-silicático de cor verde-escura, isotrópico, inequigranular, de textura granoblástica e

estrutura maciça. O piroxênio (diopsídio), a escapolita e o anfibólio (hornblenda) são seus componentes majoritários em ordem decrescente de ocorrência, aos quais se somam, como acessórios, biotita, apatita, titanita e allanita; e como secundário, a clinozoizita. A hornblenda desenvolve-se às expensas do diopsídio; a clinozoizita, sobre a hornblenda e a escapolita, aparentemente se formou no lugar do plagioclásio. A feição textural característica desta rocha é dada pelo *fabric* inequigranular em que o diopsídio e a escapolita aparecem como cristais maiores homogeneamente distribuídos.

QUARTZITOS (CAE)

Os quartzitos têm granulação média a grossa e são formados, essencialmente, por quartzo e, subordinadamente, por moscovita, opacos, hidróxidos de ferro, raros cristais de epidoto, turmalina e biotita. Os grãos de quartzo encontram-se freqüentemente estirados com bordos serrilhados, irregulares, fraturados e com extinção ondulante, enquanto a moscovita apresenta-se em fiapos iso-orientados ou contorcidos, ou em cristais isolados. As texturas predominantes são granoblástica, cataclasada e granocataclástica com recristalização. Por vezes ocorrem corpos monominerálicos de ortoquartzito ou ricos em moscovita, que constituem os quartzo-moscovita xistos. Estes formam com os quartzitos intercalações descontínuas na forma de camadas e lentes nos gnaisses. Dentre as várias faixas de corpos quartzíticos, as duas maiores, que formam cristas, alongam-se segundo o *trend* regional N10-20E e situam-se a leste e a oeste da faixa de rochas alcalinas. A primeira fica a cerca de 2 km a leste do corpo mais oriental de rochas alcalinas (tomando-se o Morro da Barriguda como referência) e a segunda, a cerca de 150 m a oeste do corpo mais ocidental (Crista dos Pastéis). Freqüentemente os quartzitos acham-se cataclasados e milonitizados, exibindo microbrechas, protomilonitos e ultramilonitos.

Na faixa oriental de quartzitos, nas estações de amostragem WI-E-807/B e WI-E-862, foram encontrados moscovita-sillimanita quartzitos e microclínio-sillimanita quartzitos.

GNAISSES

Os gnaisses tonalíticos (CAE) têm cor cinzento-média a cinzento-escuro, granulação média a grossa e apresentam bandamento subcentimétrico caracterizado pela alternância de bandas ricas em anfibólio e biotita, com bandas quartzo-feldspáticas. São constituídos essencialmente por quartzo, plagioclásio (andesina), biotita, ferrohastingsita e hornblenda, e, em quantidades menores, por microclínio. A estes se juntam, como minerais acessórios, granada, apatita, titanita, zircão e opacos; e como secundários, epidoto, moscovita e carbonato. Exibem texturas granoblásticas, localmente granonematoblásticas e granolepidoblásticas, quando há maior concentração de anfibólios e biotitas, respectivamente. Afloram no córrego do Gato; na Fazenda Pé do Morro (WI-E-256); no sopé oriental do Morro da Estrela; intercalados entre os litchfieldito-gnaisses; a oeste da "Crista do Pastéis" (WI-E-280); e a leste do Morro da Barriguda (WI-E-830).

Gnaisses biotita monzoníticos (CAEL). Sua cor é cinzento-clara a cinzento-média, com granulação fina. Essas rochas são constituídas, em ordem decrescente de frequência, por: plagioclásio (oligoclásio), microclínio, quartzo, biotita e hornblenda; aos quais se somam, como acessórios, apatita, titanita e zircão; e, como secundários, zoizita e carbonatos. Distinguem-se pela presença de duas texturas em bandas: granoblástica poligonal, com junções tripliques formadas por minerais félsicos; e granolepidoblástica, constituída pelos minerais máficos e félsicos. A alternância das bandas granoblásticas e granolepidoblásticas confere nítida estrutura bandada à rocha. Essas rochas foram encontradas na estação de amostragem WI-EL-311.

Gnaisses hornblenda monzodioríticos (CAEL). Sua cor é cinzento-média, são inequigranulares e bandadas. A mineralogia

principal é representada por plagioclásio (oligoclásio/andesina), microclínio, hornblenda, quartzo e biotita. Opacos e apatita ocorrem como acessórios; epidoto, goethita e sericita aparecem como secundários. A textura é dual, formada pela alternância de bandas granoblásticas e granonematoblásticas, constituídas sobretudo por minerais félsicos e máficos, respectivamente. Esses gnaisses são representados pelo afloramento WI-EL-312.

5.2.2. ROCHAS ALCALINAS

Os complexos alcalinos de Estrela (CAE) e de Eldorado (CAEL) apresentam grande variedade petrográfica de rochas alcalinas metaígneas, híbridas e metassomáticas; nesta última categoria enfeixam-se também os vários tipos de fenitos.

Em vista da semelhança entre as rochas de ambos os complexos, a descrição das variedades petrográficas foi feita em conjunto. Quando determinado tipo petrográfico é característico ou exclusivo de um dos complexos alcalinos, é feita a posposição da sigla do complexo.

As rochas alcalinas que constituem maiormente os dois complexos são insaturadas, leucocráticas ou hololeucocráticas, subsolvus na acepção de Tilley (1954 e 1957), com dois feldspatos individualizados, representados por microclínio e albita (ou oligoclásio), com exceção dos mariupolitos, em que o único feldspato presente é a albita.

Uma das feições mais marcantes dessas rochas é o bandamento dado pela alternância de faixas escuras de mineirais ferromagnesianos e faixas claras com predominância de feldspatos e feldspatóides, que lhes conferem aspecto de gnaisses fitados, foliados e bandados. Em lâminas delgadas elas exibem texturas: heteroblástica, heteroblástica poligonal, granoblástica, granoblástica placoidal, granoblástica interlobada, granonematoblástica, granolepidoblástica e granoblástica poligonal (mosaico). Cabe salientar que a textura granoblástica poligonal é mais freqüente no domínio do Complexo Alcalino de

Eldorado e, por via de consequência, os feldspatos amiúde são destituídos de maclamento.

Além das rochas de aspecto gnáissico que predominam, aparecem também as de aspecto manchado, mosqueado e homogêneo (geralmente hololeucocráticas), representadas pelos granofels. Nos dois primeiros tipos as manchas e "pintas" são formadas ou pela coalescência de cristais de anfibólio, ou por grumos de biotita, ou por porfiroblastos de magnetita, às expensas de rochas fitadas, foliadas e bandadas. Por vezes os cristais coalescentes de anfibólio englobam poiquiliticamente a nefelina, o microclínio e a albita, constituindo glomeropoiquiloblastos centimétricos. A parte félsica dessas rochas, como também a textura dos termos homogêneos de grã média, é constituída predominantemente por agregado heteroblástico, heteroblástico poligonal, granoblástico interlobado ou granoblástico poligonal (mosaico) de nefelina, albita (ou oligoclásio) e microclínio, enquanto, nos termos homogêneos de grã fina, é homeoblástica, e nos com fenoblastos, é blastoporfirítica.

Os litchfieldito-gnaisses bandados e fitados podem ser vistos na Fig. 12; os litchfieldito-granofels aparecem nas Figs. 13 a 15; anfibólio e litchfieldito com "bandamento" gradacional, na Fig. 16; e os litchfieldito-granofels mosqueados, na Fig. 17.

Os principais tipos de texturas de rochas alcalinas comuns aos dois complexos podem ser vistos nas fotomicrografias 1-8.

Além dessas rochas alcalinas com texturas cristaloblásticas, foram encontrados, no âmbito do CAEL, dois pequenos diques de sodalita nefelinólito que exibem textura granular-alotriomórfica e de substituição. Nesta última, a sodalita substitui a nefelina, como pode ser visto na fotomicrografia 8.

Os principais minerais formadores dos gnaisses e granofels alcalinos no âmbito do CAE são: nefelina, microclínio, albita, peristerita, oligoclásio, ferrohastingsita,

Fig. 12. Litchfieldite-gnaisses bandados e fitados
a e b. Biotita litchfielditos bandados
c. Biotita litchfieldito fitado

93

Fig. 13. Biotita litchfieldito-granofels

Fig. 14. Magnetita litchfieldito-granofels

Fig. 15. Anfibólio litchfieldito-granofels

Fig. 16. Anfibólio litchfieldito com bandamento gradacional

Fig. 17. Litchfieldito-granofels mosqueados

- a. Agregados de biotita
- b. Agregados isotrópicos de biotita nucleados por magnetita
- c. Glomeroblastos de anfibólio
- d. Glomeropoiqiloblastos de anfibólio

- Fotomicrografia 1. Textura granolepidoblástica
Fotomicrografia 2. Textura heteroblástica
Fotomicrografia 3. Textura granoblástica
Fotomicrografia 4. Textura granoblástica poligonal

Fotomicrografia 5. Textura com minerais felsicos orientados
6. Textura interlobada
7. Textura granoblástica com nefelinas poligonais
8. Textura de substituição da nefelina por sodalita

ferrohastingsita-arfvedsonita, egirina, egirina-augita, moscovita, biotita, lepidomelana, siderofilita e coríndon; como opacos: magnetita, maghemita, hematita, pirita e molibdenita; como acessórios: granada (melanita e, provavelmente, andradita), titanita, zircão (este às vezes é varietal), apatita, fluorita, allanita, pirocloro, niobiofilita, enigmatita (encontrada em uma amostra); e como secundários: cancrinita, sodalita, calcita, escapolita, sericita, natrolita, tetranatrolita e analcima.

No âmbito do Complexo Alcalino de Eldorado, como principais minerais formadores dos gnaisses e granofels alcalinos, foram identificados: nefelina, microclínio, albita, peristerita, oligoclásio, diopsídio, ferrohastingsita, ferrohastingsita-arfvedsonita, hornblenda, moscovita, biotita, lepidomelana, siderofilita; e como acessórios: titanita, zircão, allanita, pirocloro, rutilo, granada (melanita e, provavelmente, andradita), apatita, fluorita; como opaco, a magnetita; e como secundários: cancrinita, sodalita, hackmanita, calcita, escapolita, sericita, epidoto, natrolita e analcima.

NEFELINOLITOS E NEFELINOLITO-GRANOFELS

Estas rochas são predominantemente hololeucocráticas, podendo ser também leucocráticas, de grã média a grossa, por vezes muito grossa, de cor cinzento-clara, cinzento-esverdeada, rosa, verde-clara ou cinzenta com manchas azuis conferidas pela sodalita. A nefelina é o constituinte principal da rocha, perfazendo de 65 a 95% de seu volume; subordinadamente podem aparecer: sodalita (de 0 a 30%), albita (de 0 a 20%) e microclínio (de 0 a 15%). A magnetita e a biotita são os constituintes máficos em algumas variedades leucocráticas com índice de cor de 6 a 11. Nas variedades metamórficas representadas pelos granofels, a textura é granoblástica interlobada, granoblástica poligonal ou heteroblástica; nas variedades não metamórficas, é granular-alotriomórfica; em ambas, a estrutura é maciça.

Trata-se de rochas raras, que ocorrem na forma de pequenos corpos tabulares, concordantes com a elongação dos

litchfieldito-granofels, com os quais mantêm passagens gradacionais; os afloramentos WI-E-98B/2, WI-E-1726C e WI-E-13 tipificam-nas bem (CAE) (Figs. 18, 19 e 20, respectivamente). Podem também aparecer na forma de pequenos diques ou veios discordantes em relação à foliação metamórfica dos litchfieldito e miaskito-gnaisses, como no afloramento WI-E-13 (CAEL).

Os nefelinólitos podem ser subdivididos nos seguintes tipos petrográficos:

- (a) microclínio-albita nefelinólito-granofels hololeucocrático (CAE);
- (b) biotita-magnetita-sodalita nefelinólito-granofels (CAE);
- (c) sodalita nefelinólito (CAEL);
- (d) microclínio-sodalita nefelinólito (CAEL).

LITCHFIELDITO-GNAISSES E GRANOFELS

Os litchfieldito-gnaisses são representados por rochas leucocráticas de cor cinzento-clara e cinzento-média e grã média, que podem ser inequigranulares ou equigranulares, anisótropas de textura granoblástica interlobada e heteroblástica com estrutura bandada, fitada ou listrada. Em geral, os feldspatos e feldspatóides ocorrem em proporções variadas, tendo como valores extremos aproximados 85:15 e 45:55 e constituem os principais componentes, perfazendo 65 a 95% das rochas. A albita é o feldspato dominante, com presença subordinada do microclínio e raras peristerita e mesopertita. Outrossim, a nefelina é o feldspatóide primário, por vezes substituído parcial ou totalmente pela cancrinita secundária. A biotita é o mineral ferromagnésiano mais comum (ocorrem também as variedades lepidomelana e siderofilita); mais raramente aparecem: ferrohastingsita, ferrohastingsita-arfvedsonita, hornblenda, egirina e egirina-augita. Estes que acabamos de citar, bem como a magnetita e a maghemita, às vezes constituem o mineral máfico principal. Dentre os acessórios acidentais, destacam-se: granada (melanita), titanita, apatita, fluorita, pirita, molibdenita, allanita, pirocloro, niobiofilita,

Fig. 18. Nefelinólito-granofels hololeucocrático

Fig. 19. Sodalita nefelinólito-granofels hololeucocrático

Fig. 20. Sodalita nefelinólito em contato com biotita litchfieldito

Fig. 21. Litchfieldito-granofels

enigmatita, zircão; e como secundários: cancrinita, sodalita, vishnevita (?), escapolita, calcita, moscovita e zeolitas (natrolita, tetranatrolita e analcima). Estas rochas são as mais abundantes e apresentam a maior distribuição geográfica em termos do Complexo Alcalino de Estrela. Os granofels diferem da variedade anterior pelo teor normalmente muito menor de minerais máficos e no que diz respeito às texturas e estruturas. Apresentam aspecto manchado e mosqueado (Fig. 17); as pintas e manchas são formadas por magnetita (de 1 a 5 mm) ou por grumos de biotita (de 3 a 15 mm) ou por anfibólio (de 2 a 20 mm) ou por cristais coalescentes de anfibólio, formados às expensas da quebra da biotita a partir de litchfieldito-gnaisses bandados, foliados e fitados, como atestam as estruturas *phantom* às vezes presentes. Os cristais coalescentes de anfibólio formam por vezes glomeropoiquiloblastos que atingem até 10 cm de comprimento no eixo maior e englobam: nefelina, albita e microclínio. São inequigranulares, isótropos e exibem textura granoblástica interlobada, heterogranoblástica, glomeroblástica, glomeropoiquiloblástica; sua estrutura é maciça e ocelar maciça. Ainda entre os litchfieldito-granofels cabe destacar a variedade hololeucocrática, desprovida de minerais ou apenas com traços de minerais máficos. Os litchfieldito-granofels mosqueados por magnetita (Fig. 21) ou por grumos de biotita ocorrem predominantemente nos corpos da porção NW do CAEL, a NE da sede da Fazenda Eldorado, nas imediações do afloramento WI-E-77; os litchfieldito-granofels com anfibólios coalescentes assomam no topo do Morro da Estrela (CAE), estação WI-E-11a. Por outro lado, os litchfieldito-granofels hololeucocráticos aparecem predominantemente na parte central, ao longo da "Crista do Pastéis" e na porção meridional do Morro da Estrela (CAEL), onde afloram na forma de grandes lajedos (afloramentos WI-E-743 E WI-E-320, respectivamente; bem como nos afloramentos WI-E-98B/1, WI-E-192/5, WI-E-217b e WI-E-1520, entre outros).

Dentre os litchfieldito-gnaisses e granofels é possível distinguir algumas variedades petrográficas com base na ausência ou presença de minerais máficos e suas associações e nas texturas e estruturas apresentadas. Assim, temos:

Fig. 22. Biotita-magnetita litchfieldito-gnaiss com sodalita (azul) e cancrinita (amarela) dispostas paralelamente ao plano de foliação metamórfica

Fig. 23. Granada-magnetita-anfibólio litchfieldito-granofels. A granada com cor vermelho-tijolo= forma agregados xenomórficos

- (a) litchfieldito-granofels hololeucocrático (CAE);
- (b) biotita litchfieldito-gnaissse ou granofels;
- (c) biotita-magnetita litchfieldito-gnaissse (Fig.22);
- (d) magnetita litchfieldito-gnaissse ou granofels;
- (e) magnetita-maghemita litchfieldito-gnaissse (CAE);
- (f) ferrohastingsita litchfieldito-gnaissse;
- (g) ferrohastingsita-egirina litchfieldito-gnaissse (CAE);
- (h) egirina litchfieldito-gnaissse (CAE);
- (i) egirina-augita litchfieldito-gnaissse (CAE);
- (j) escapolita-biotita-magnetita litchfieldito-gnaissse (CAEL);
- (k) granada litchfieldito-granofels (CAE) e (CAEL);
- (l) granada-magnetita-anfibólio litchfieldito-granofels (CAEL) (Fig. 23).

MARIUPOLITO-GNAISSES E GRANOFELS

Os mariupolito-gnaisses constituem rochas leucocráticas de cor cinzento-clara, anisótropas, predominantemente de grã média. Do ponto de vista mineralógico, diferem dos litchfieldito-gnaisses por apresentarem albita como único feldspato; o microclínio, quando presente, aparece como inclusão da albita. A nefelina e a albita perfazem de 80 a 92% do volume da rocha, com presença subordinada de nefelina em relação à albita. Dentre os máficos, aparecem: egirina, egirina-augita, magnetita, biotita e lepidomelana. Como acessórios e secundários estão presentes os mesmos minerais dos litchfielditos. Em algumas amostras, o zircão com faces de bipirâmide {111} e hábito *auverbachítico*, segundo a classificação de Khalezova (1963), alcança teores de 5 a 8% na rocha. Ostentam as mesmas texturas e estruturas dos litchfieldito-gnaisses. A variedade hololeucocrática representada pelos litchfieldito-granofels exhibe textura granoblástica poligonal (mosaico), assim como as estruturas encontradas nos litchfieldito-granofels. Os mariupolitos constituem fácies locais aparentemente de pequenas dimensões nos litchfieldito-gnaisses ou granofels e não constituem unidades mapeáveis na escala do mapa. Foram

encontrados nas estações de amostragem WI-E-192/1, WI-E-250 e WI-EL-447.

Entre as variedades de mariupolitos é possível distinguir seis tipos petrográficos:

- (a) mariupolito-granofels hololeucocrático (CAE);
- (b) egirina mariupolito-gnaisse (CAE);
- (c) egirina-augita mariupolito-gnaisse (CAE);
- (d) biotita mariupolito-gnaisse;
- (e) zircão-biotita mariupolito-gnaisse (CAE);
- (f) anfibólio mariupolito-gnaisse.

MIASKITO-GNAISSES S.S.

Estas rochas constituem o tipo petrográfico predominante no âmbito do Complexo Alcalino de Eldorado. São rochas leucocráticas, anisótropas, de grã média e cor cinzenta a cinzento-média. Apresentam textura granoblástica placoidal, granolepidoblástica, heteroblástica e granoblástica interlobada, com estrutura bandada, fitada e listrada. Do ponto de vista mineralógico, apresentam como característica marcante a presença de oligoclásio (20 a 45%) na sua composição, ao lado da nefelina (12 a 35%) e do microclínio (12 a 45%). Entre os máficos, aparecem: moscovita, magnetita, biotita, ferrohastingsita, ferrohastingsita-arfvedsonita e hornblenda. Dos acessórios comuns, apresentam: zircão, apatita e titanita; enquanto no grupo de acidentais e secundários estão presentes: allanita, pirocloro, escapolita, fluorita, calcita, cancrinita, sodalita e moscovita (substitui a biotita). A escapolita e a moscovita, em alguns afloramentos, aparecem entre os componentes majoritários. Dentre os afloramentos que representam esse tipo de rocha, podemos destacar WI-EL-41/1, WI-EL-278B, WI-EL-284A, WI-EL-512, WI-EL-540/1, WI-EL-544 e WI-EL-551.

Neste grupo, como variedades petrográficas destacam-se:

- (a) biotita miaskito-gnaisse;
- (b) magnetita biotita miaskito-gnaisse;
- (c) biotita-moscovita miaskito-gnaisse (CAEL);
- (d) escapolita-biotita miaskito-gnaisse (CAEL);

- (e) moscovita miaskito-gnaiss (CAEL);
- (f) biotita-ferrohastingsita miaskito-gnaiss (CAEL);
- (g) hastingsita miaskito-gnaiss (CAEL);
- (h) ferrohastingsita-arfvedsonita miaskito-gnaiss;
- (i) biotita-hornblenda miaskito-gnaiss (CAEL).

NEFELINA SIENITO-GNAISSES S.S.

Estas rochas são leucocráticas, de cor cinzento-média, inequigranulares. Quanto à composição mineralógica, apresentam como constituintes félsicos: microclínio (45 a 60%), nefelina (18 a 35%), albita (7 a 20%), ferrohastingsita (0 a 20%), biotita (6 a 15%) e magnetita (1 a 7%). Entre os acessórios, foram reconhecidos: zircão e apatita; e como minerais secundários: sodalita e moscovita (esta última é formada às expensas da biotita). A textura é granoblástica, granolepidoblástica e granonematoblástica, enquanto a estrutura é bandada ou listrada. A característica primordial desse tipo petrográfico é devida ao predomínio do microclínio sobre a albita na moda, numa razão superior a 3. Os nefelina sienito-gnaisses s.s. estão presentes no CAEL, tipificados pelos afloramentos WI-EL-531, WI-EL-544 e WI-EL-553.

CORINDON NEFELINA SIENITO-GRANOFELS S.S.

Este tipo petrográfico é representado pelo afloramento WI-E-Cor3, situado no CAE, a SE da Fazenda Malvina. Trata-se de rocha leucocrática de cor cinzento-clara, manchada, com pontos cinzento-escuros, conferidos pela biotita, e cinzento-médios, conferidos pelo coríndon; é inequigranular, tendo os grãos menores de 1 a 2 mm e os maiores, de 7 a 20 mm; é isótropa. Apresenta textura granoporfiroblástica conferida pelos xenoblastos angulosos de coríndon que atingem dimensões de até 20 mm em matriz média de feldspatos e nefelina, enquanto sua estrutura é maciça. Como minerais félsicos apresenta: microclínio (47%, constituinte majoritário), nefelina (17%), albita (15%) e coríndon (14%); como máfico, apresenta a biotita (7%); como acessórios: zircão, apatita e opacos; e como

secundário, a moscovita. Constitui uma fácies local e marginal de litchfieldito-gnaisses.

CORINDON PLAGIOSSIENITO-GNAISSE COM NEFELINA

Esta rocha foi encontrada no afloramento WI-E-718, na bordadura noroeste do Morro da Estrela, próxima ao contato com os anfibolitos. É leucocrática, tem cor cinzento-média (com bandas ou listras escuras formadas pela biotita ou caroços cinzento-médios de coríndon), é anisótropa e inequigranular. Sua textura é heterogranolepidoblástica ou porfiroblástica, com porfiroxenoblastos de coríndon por vezes centimétricos, em geral arredondados, com bordos corroídos e orlados de moscovita fina. A estrutura exibida é ocelar bandada. Do ponto de vista mineralógico, além da presença de coríndon (6 a 23%), caracteriza-se por apresentar oligoclásio (55 a 62%), microclínio (4 a 8%), nefelina (3 a 4%) e por ter em sua composição, como máfico, a biotita (6 a 11%). O zircão, a apatita e a magnetita constituem seus minerais acessórios e, como secundário, apresenta a sodalita em delgados veios ou pintas, que por vezes constitui até 4% da moda da rocha.

ANFIBOLIO MONZOSSIENITO-GNAISSE COM NEFELINA

Esta rocha está representada, no Complexo Alcalino de Estrela, pelos espécimes WI-E-132, WI-E-133 e WI-E-133A, amostrados a NE da sede da Fazenda Campo Alegre, onde forma extensos afloramentos descontínuos. É uma rocha leucocrática de cor cinzento-média a cinzento-escura, anisótropa, de grã média. Sua textura é granonematoblástica, conferida pela orientação do anfibólio, enquanto sua estrutura é bandada. Sua porção félsica é constituída por oligoclásio (38 a 47%), microclínio (32 a 40%) e nefelina (3 a 4%). O anfibólio é representado pela ferrohastingsita (12 a 16%). Como acessórios apresenta: zircão, apatita e calcita.

SIENITO-GNAISSES E GRANOFELS

Os sienito-gnaisses são representados por rochas leucocráticas de cor cinzento-média e grã média, sendo porém inequigranulares. São anisótropos e exibem texturas granoblásticas, granonematoblásticas e granolepidoblásticas, e estruturas bandadas, fitadas ou plano-paralelas. Apresentam como minerais félsicos a albita (50 a 70%) e o microclínio (8 a 20%) e como máficos a biotita (6%), associada à egirina (15%) ou à siderofilita (13 a 18%) como fêmico principal. Estas duas variedades petrográficas são representadas pelos afloramentos WI-E-414 e WI-E-486, situados nos bordos oeste e leste, respectivamente, do Morro da Estrela (CAE). O sienito-granofels é hololeucocrático, de cor branca, isótropo, grã média, equigranular, e apresenta textura granoblástica interlobada e estrutura maciça. É constituído essencialmente por albita (70 a 78%) e microclínio (21 a 29%) e tem como acessório o zircão (1%), que, por vezes, alcança localmente concentrações de 7 a 8%. O afloramento WI-E-72A/25S tipifica esta rocha e situa-se perto do topo do Morro da Barriguda (CAE), pelo seu bordo oeste, no endocontato, ao lado do contato com os fenitos. Além dos dois tipos de sienitos acima descritos, foi encontrado, no afloramento WI-E-1560, situado a SE da sede da Fazenda Valparaíso, uma rocha híbrida, formada pela reação de uma rocha básica ígnea intrudida nos litchfieldito-gnaisses. Esta rocha de reação de contato é representada por piroxênio-hornblenda sienito. Tem cor cinzento-escuro, é mesocrática, inequigranular (com cristais maiores de anfibólio que atingem 6 mm em matriz com minerais de 1 a 2 mm), isótropa, tem textura granular-alotriomórfica, com hornblendas poiquiliticas e estrutura maciça. É formada por microclínio (40%) com geminação em grade bem desenvolvida, por hornblenda poiquilitica subédrica (40%), que inclui microclínio e plagioclásio, diopsídio (10%) bem formado, plagioclásio sericitizado (5%), biotita (3%) e carbonato (2%); como acessórios, exhibe titanita, apatita e opacos.

PEGMATITO ALCALINO

O único afloramento de pegmatito estudado petrograficamente é o WI-E-518; situa-se no sopé do Morro da Estrela, no seu lado ocidental. O pegmatito alcalino é leucocrático de cor cinzento-rosada com manchas amarelas de cancrinita e pretas de biotita, irregularmente distribuídas; é inequigranular, de grã grossa, localmente muito grossa, textura granular-alotriomórfica e estrutura maciça. A albita é o mineral predominante (50 a 70%), vindo a seguir: microclínio (12-20%); nefelina (3 a 4%), localmente substituída por cancrinita ou zeolitas (tetranatrolita e analcima); biotita (3 a 4%) na forma de "livros", com distribuição caótica (localmente aparecem agregados de magnetita que atingem até 1 cm de diâmetro); zircão, que, em determinadas porções, atinge concentrações de 5 a 10%. Dentre os acessórios acidentais, são dignos de nota o pirocloro e a niobiofilita.

Os pegmatitos alcalinos e os veios "pegmatóides" aparecem esparsamente pelos complexos alcalinos.

Os veios pegmatóides em geral apresentam composição mineralógica semelhante à da rocha encaixante, isto é, com albita, microclínio, nefelina, anfibólio, biotita e/ou magnetita; sua grã é mais grossa e não há zoneamento interno. Esses veios são concordantes ou discordantes, irregulares, ramificados, com dilatações e constrictões, com contatos bruscos ou difusos, em geral de pequena espessura, mas podendo às vezes chegar a 30 cm ou um pouco mais de espessura.

Os pegmatitos alcalinos podem ser classificados em dois tipos: zonados e não zonados. Nos não zonados (ou homogêneos) a distribuição dos minerais constituintes é relativamente regular. Os zonados são mais ricos em nefelina e apresentam bordos constituídos por feldspatos, uma zona intermediária de feldspatos e nefelina e o núcleo enriquecido de nefelina. Os anfibólios e/ou as magnetitas e/ou as micas (biotita e lepidomelana) podem estar distribuídos esparsamente ou concentrar-se nas bordaduras. Esses anfibólios em geral incluem

poiquiliticamente minerais félsicos. A grã dos minerais é muito grossa a pegmatítica, particularmente a da nefelina e a do anfibólio, que chegam a alcançar 20 cm de comprimento em seu eixo maior.

Em geral os corpos dos pegmatitos são concordantes com a foliação e a alongação dos litchfieldito, mariupolito- e miaskito-gnaisses. Suas dimensões variam muito; o maior encontrado apresentou largura máxima de 3 metros e comprimento em torno de 25 metros. Exemplos de pegmatito alcalino não zonado e de veio de pegmatito alcalino podem ser vistos nas Figs. 24 e 25, respectivamente.

No tocante aos seus minerais constituintes essenciais, tais como nefelina, albita, microclínio, zircão, biotita ou magnetita ou anfibólio, podem apresentar algumas feições singulares se comparadas com as encontradas nas rochas encaixantes. Assim, podemos ter às vezes nefelina rosa (Fig. 26) ou, mais raramente, nefelina verde (Fig. 27), nefelina cinzento-clara com inclusões de biotita ou magnetita ou zircão (Fig. 28), anfibólios poiquiliticos, livros de mica preta com até 6 a 7 cm de largura com zircão incluso, feldspato alcalino em grandes massas (às vezes com mica preta esverdeada ao longo dos planos de clivagem), cancrinita em massas centimétricas irregulares (Fig. 29), abundância de zircão, albita preenchendo *vugs* e intensa zeolitização acompanhada de hematitização.

GLIMERITOS

Os glimeritos são rochas melanocráticas de cor preta, com reflexos marrons, de grã média, anisótropas, de textura lepidoblástica e estrutura orientada. São constituídos essencialmente por biotita (90 a 94%), que confere nitida orientação à rocha, e secundariamente por apatita (4 a 6%). Por vezes apresentam ainda discretos grãos de oligoclásio (0 a 2%) e/ou microclínio pertítico (2 a 6%), enquanto a titanita aparece como acessório mais comum. Os glimeritos ocorrem como intercalações nos litchfieldito-gnaisses ou como schlierens em meio aos litchfieldito-granofels, ou nas suas bordas, ou ainda

Fig. 24. Pegmatito alcalino não zonado. Constituído por nefelina (rosa), feldspatos (branco), magnetita (preta) em grãos xenomórficos e anfibólio poiquiloblástico

Fig. 25. Veio de pegmatito alcalino, com salbanda constituída predominantemente por feldspatos de cor branca

Fig. 26. Detalhe de um veio de pegmatito alcalino com nefelinas de cor rosa, em matriz de albita e microclínio. A nefelina inclui restos da biotita do litchfieldito original; no bordo superior aparecem blastos de magnetita formados às expensas da biotita

Fig. 27. Detalhe de um veio de pegmatito alcalino com nefelinas de cor verde em grãos maiores. Os outros componentes são: magnetita = biotita, albita, microclínio e delgadas vênulas de sodalita e natrolita que não se destacam na figura

Fig. 28. Amostra de mão de pegmatito alcalino com zircão. O zircão de cor pink está no alto da figura e é formado pela combinação de bipirâmide = tetragonal e prisma tetragonal (curto) de primeira ordem. A cancrinita = de cor amarela aparece substituindo a nefelina como se vê logo acima da escala

Fig. 29. Amostra de mão de um pegmatito alcalino com nefelinas parcialmente cancrinitizadas. A nefelina rosa claro está parcialmente substituída pela cancrinita amarela. No canto esquerdo inferior vê-se um pequeno = livro de siderofilita.

na zona dos fenitos, no flanco inferior ocidental do Morro da Barriguda e no lado oriental do Morro da Estrela (CAE).

KERSANTITO

Esta rocha é representada pelo afloramento WI-E-70B, situado no sopé oriental da metade norte do Morro da Barriguda (CAE), logo após a selada que o divide em duas partes. É mesocrática, de cor cinzento-escura com tons esverdeados, isotropa, inequigranular. Exibe textura porfirítica (localmente granofírica) com matriz fina e estrutura maciça. O oligoclásio é seu componente principal (mais ou menos 55%), seguido pela biotita (30%), que é de duas gerações, pelo anfibólio (hornblenda) (5%) e pelo clinopiroxênio, que aparece em raros e pequenos grãos. Na matriz muito fina, além do plagioclásio e do quartzo, aparece granada rosa-clara. O ortoclásio apresenta intercrescimentos irregulares com o oligoclásio e granofíricos com o quartzo. A biotita secundária forma-se às expensas do anfibólio e substitui o clinopiroxênio. Esta rocha, não obstante apresentar composição mineralógica de kersantito, não exibe a textura granular-panidiomórfica característica dos lamprófiros.

FENITOS

Dessa classe de rochas foram estudadas petrograficamente três amostras e suas descrições aparecem abaixo.

Biotita-ferrohastingsita monzossienito-gnaisse fenito (WI-E-74c+6). Trata-se de uma rocha leucocrática de cor cinzento-média, anisótropa, inequigranular (de grã média a grossa), textura granoporfiroblástica (com bandas granular-alotriomórficas) e estrutura ocelar bandada. Dentre os minerais félsicos, apresenta: microclínio com geminação em grade e pertitas em mancha, oligoclásio localmente sericitizado com lamelas de geminação encurvadas ou com cristais fraturados com as fendas parcialmente preenchidas por sericita e epidoto. No cortejo dos minerais máficos, aparecem a ferrohastingsita, a biotita e opacos. Como acessórios, exibe: titanita, zircão e apatita; e como secundários: sericita e epidoto. A rocha

apresenta duas fases distintas dispostas em bandas paralelas. Uma é granoblástica a granonematoblástica de grã média (1 a 2 mm), formada por plagioclásios sericitizados e máficos (biotita e anfibólio) orientados; constituem o paleossoma. A biotita ocorre em lamelas por vezes extremamente longas, conferindo foliação à rocha. A outra fase é granular-alotriomórfica, quase isótropa e formada por microclínio inequigranular, límpido com pertitas em mancha com grã que varia de 0,1 a 12 mm; constitui o leucossoma (neossoma).

Biotita-egirina-ferrohastingsita monzossienito-gnaiss fenito (WI-E-75). É uma rocha leucocrática, de cor creme-alaranjada com listras escuras, inequigranular, com grãos cujas dimensões se situam na faixa da grã média (de 1 a 5 mm); é anisótropa, tem textura granoblástica e estrutura bandada. É constituída, em ordem decrescente de ocorrência, pelos seguintes minerais: oligoclásio, microclínio, ferrohastingsita, egirina e biotita. Como acessórios, apresenta: allanita, apatita, zircão e opacos; e como secundários: sericita e argilo-minerais. Da mesma forma que a amostra descrita acima, tem duas fases distintas dispostas em bandas paralelas e com as mesmas feições, com a diferença de apresentar também egirina nos leitos escuros.

As amostras WI-E-74C+6 e WI-E-75 foram retiradas da meia encosta do Morro da Barriguda, na porção ocidental.

Sienito-granofels fenito. Esta variedade é hololeucocrática, de cor creme-avermelhada, inequigranular (com predomínio de grãos de grã média na faixa de 1,5 a 2,0 mm, enquanto os demais são menores), por vezes apresenta porfiroblastos de 1-3 cm, é isótropa, tem textura heteroblástica ou porfiroblástica e estrutura maciça. É constituída essencialmente por plagioclásio (albita) e microclínio com predomínio do primeiro; o microclínio às vezes forma porfiroblastos (amostra WI-E-709, Fig. 30). Como minerais acessórios, exhibe titanita, biotita e opacos; e como secundários: sericita, clorita e epidoto. A albita ocorre geralmente sem geminação e, quando a apresenta, as lamelas do maclamento polissintético são grossas. O microclínio apresenta-

se com geminação em grade e bem cristalizado. Na interface dos grãos de plagioclásio e microclínio, ocorre microleito formado por sericita, clorita e epidoto.

Os fenitos ocorrem intercalados entre as rochas alcalinas que estão acima da meia-encosta e abaixo do sopé do Morro da Estrela. O contato inferior, ao que tudo indica, é tectônico, pois aí aparecem várias lentes de gnaisses tonalíticos cisalhados e intercalados com rochas alcalinas. Esses fenitos próximos ao contato superior com as rochas alcalinas têm a foliação original totalmente obliterada pela recristalização, exibindo, em amostras de mão, cor creme-rosada, grã média equidimensional e textura sacaroidal, com mica preta rara e dispersa ou formando agregados irregulares em massa constituída essencialmente por feldspatos. Por vezes formam agregados de porfiroblastos de feldspatos inequidimensionais de granulação grossa a muito grossa, aos quais podem associar-se ou não vênulas de biotita. À medida que aumenta a distância da meia-encosta, rumo ao sopé, o teor de biotita cresce: inicialmente sua ocorrência é em forma de nichos, livros e schlierens para depois apresentar-se orientada, o que confere nítida foliação à rocha; já quase no sopé, a ela associam-se veios de quartzo, agregados de quartzo esfumado e de quartzo-feldspato, aparecendo às vezes magnetita inclusa no quartzo.

Nos fenitos, perto do contato superior, aparece coríndon: sua cor é cinzento-azulada com hábito de barrica (com duas bipirâmides $(22\bar{4}1)$ ou $(22\bar{4}3)$ limitadas por dois pinacóides basais (0001) e tabular grosso-prisma hexagonal curto; acha-se encamisado por delgada camada de mica branca (moscovita) e associado ao feldspato potássico (Fig. 31). Na zona rica em biotita, também foi encontrado coríndon, porém em nichos e veios de biotita e ostentando cor cinzento-escuro. Os fenitos, mais distais em relação ao contato das rochas alcalinas, estão mais enriquecidos em feldspato potássico. Este fato sugere que houve *K-surge-effect* durante a fenitização, à semelhança do descrito por Gorbatshev (1960) em Almunge, na Suécia.

Fig. 30. Amostra de mão de sienito-granofels fenito com porfiroblastos de microclínio. O microclínio de cor salmon aparece na forma de porfiroblastos no canto inferior direito da figura

Fig. 31. Amostra de mão de sienito-granofels fenito com coríndon azul. Os porfiroblastos de coríndon acham-se envoltos por uma fina camada de moscovita de cor branca e estão imersos em um agregado fino de microclínio. Do lado direito vê-se um agregado caótico de lamelas de biotita

Fenitos de aspecto semelhante, porém de composição monzossienítica, ocorrem no flanco oeste, na parte norte do Morro da Barriguda. Neste local, desde a base até as proximidades do topo, o morro é sustentado por fenitos, cuja marca de distinção ou peculiaridade é o maior teor de mica e a intensa porfiroblastese do feldspato potássico. O tamanho dos blastos e agregados é muito variado, indo de milimétricos a decacentimétricos; dispõem-se ao longo das bandas claras dos gnaisses, encurvando as bandas escuras. Por vezes, ao longo das bandas escuras, ocorre a formação de anfibólios coalescentes (glomeroporfiroblastos) que chegam a alcançar 10 cm no eixo maior. Esses fenitos próximos à base do morro apresentam foliação cataclástica e milonítica e boudinagem em várias escalas.

Ainda aí ocorrem veios discordantes de feldspato e mica que apresentam estruturação zonada; seu centro geométrico é constituído essencialmente por agregado de feldspato alcalino cuja proporção em relação à mica vai diminuindo paulatinamente em direção às bordaduras. Tais veios chegam a alcançar 2 metros de espessura.

5.2.2.1. Feições texturais em minerais félsicos

Texturas entre feldspatos;

texturas entre feldspatos e nefelinas

As texturas exibidas pelos minerais félsicos de gnaisses e granofels alcalinos indicam que houve mais de uma geração de minerais félsicos:

- (1) o plagioclásio mais antigo, albita (ou oligoclásio), é cortado ou engolfado por plagioclásio mais novo (albita);
- (2) relictos de plagioclásio primário no microclínio, exibindo continuidade óptica;
- (3) albita não geminada que ocorre nos bordos de microclínio ou albita ou nefelina;

- (4) inclusões arredondadas ou dentadas de nefelina primária em albita secundária;
- (5) microclínio de segunda geração corta o plagioclásio (oligoclásio) de primeira geração;
- (6) grãos arredondados de microclínio primário como inclusões em microclínio de segunda geração;
- (7) microclínio primário incluso em nefelina;
- (8) pertitas de substituição, nas quais a albita penetra na forma de cunhas a partir do bordo do cristal do microclínio;
- (9) nefelina secundária na forma de faixas ou bandas, que seguem os bordos de outros minerais.

Algumas dessas relações texturais entre minerais félsicos podem ser vistas nas fotomicrografias 9, 10, 11 e 12.

Pertitas

As rochas alcalinas dos dois complexos alcalinos apresentam o plagioclásio (albita ou oligoclásio) e o microclínio sobretudo na forma de grãos discretos bem individualizados e, mui subordinadamente, na forma de intercrescimentos pertíticos.

Com base nos critérios de distinção das pertitas primárias e secundárias de Appleyard (1969), pudemos identificar em lâminas delgadas duas gerações. As primárias, ou antigas, apresentam a fase hospedada (albita) sem conexões com os bordos dos grãos de microclínio. Estas pertitas apresentam-se na forma de filetes, vênulas, barras e gotículas, conforme a classificação de Alling (1938), e ocorrem nomeadamente nos anfibólio monzossienito-gnaisses com fóides (CAE). Nas pertitas secundárias, de substituição, ou jovens, a fase hospedada sempre penetra na hospedeira a partir dos bordos desta, na forma de cunhas, filetes e vênulas e manchas. A substituição do microclínio em alguns casos é intensa e gera, como produto final, a albita, que exhibe, por vezes, textura *chessboard*; quando total, em termos da rocha, forma os mariupolitos. Por vezes a substituição do microclínio pelo plagioclásio é

Fotomicrografia 9. Relações texturais entre minerais félsicos

- a. Oligoclásio primário incluído em microclínio secundário. NX, 200X
- b. Albita secundária sem geminação nos bordos de microclínio. NX, 100X
- c. Peristeritas incluídas na nefelina. NX, 200X
- d. Albita e microclínio incluídos na nefelina. NX, 25X

Fotomicrografia 10.

Nefelinas inclusas no microclínio. NX, 100X

Fotomicrografia 11.

Nefelina, microclínio e opaco inclusos na albита secundária. NX, 100X

Fotomicrografia 12.

Microclínio incluído na albита. NX, 100X

progressiva, formando-se pertita, mesopertita (Fotomicrografias 13, 14 e 15), antipertita e albita *chessboard*, que, por sua vez, podem coexistir na mesma lâmina, como no caso de alguns litchfieldito-granofels e gnaisses, a exemplo dos nefelina sienitos de Boca Nova, Pará, descritos por Lowell & Villas (1983).

Nos biotita-egirina sienito-gnaisses do CAE foi encontrada uma variedade rara de pertita, denominada pertita em trança (*braid*) (Fotomicrografia 16), semelhante às encontradas nos pegmatitos alcalinos de Tory Hill (Canadá) e Langesundsfjorden (Noruega), e descritos por Goldich & Kinser (1939) e Ramberg (1972), respectivamente. Segundo Ramberg (*op. cit.*), esse tipo de pertita é formado em duas etapas. Na primeira, forma-se a micropertita em trança por exsolução, enquanto o cristal hospedeiro ainda está em estado monoclinico. Na segunda, ocorre a formação da macropertita em trança às expensas da micropertita em sistema fechado de recristalização induzido por compressão deformacional ou por aumento de pressão de vapor. Neste processo, as vênulas da micropertita coalescem em lamelas mais grossas, paralelamente aos planos de junção, e por fim o aumento da espessura das lamelas conduz à formação de cristal estável de pertita.

Peristeritas

As peristeritas foram encontradas em biotita litchfieldito-gnaisses e siderofilita sienito-gnaisses nos bordos de vários corpos rochosos nos dois complexos alcalinos. Em amostras de mão, as rochas que as contêm exibem intensa schillerização azul-perlácea (Fig. 32). Ao microscópio, apresentam estriações ($0\bar{8}1$) em fileiras alternadas simetricamente dispostas *en échelon* em relação ao plano (010) das lamelas de geminação do plagioclásio, formando um ângulo de 14° com este plano (tipo espinha de peixe) (Fotomicrografia 17) ou então exibem séquitos paralelos e alternados de pequenas gotículas estiradas ao longo do plano ($0\bar{8}1$), que se dispõem simetricamente de cada lado do plano de composição (010)

Fotomicrografia 13. Mesopertita formada pela substituição parcial do microclínio por albita em litchfieldito-granofels. NX, 100X

Fotomicrografia 14. Albita substituindo microclínio em litchfieldito-granofels (detalhe da fotomicrografia anterior). NX, 400X

Fotomicrografia 15. Mesopertita de substituição em litchfieldito-granofels. NX, 100X

Fotomicrografia 16. Pertita em trança (braid) em biotita-egirina sienito. NX, 200X

Figura 32. Amostra de mão de siderofilita litchfieldito-gnaiss, com os plagioclásios exibindo schillerização azul-perlácea

Fotomicrografia 17. Peristerita com estriações ($0\bar{8}1$), dispostas simetricamente "en echelon" em relação ao plano (010) das lamelas de geminação do plagioclásio, formando um ângulo de 14° com este plano. NX, 400X

Fotomicrografia 18. Peristerita exibindo sequitos paralelos e alternados de pequenas gotículas estiradas (exsoluções) ao longo do plano ($0\bar{8}1$), que se dispõem simetricamente de cada lado do plano de composição (010). NX, 400X

(Fotomicrografia 18). Segundo Appleyard (1969), as lamelas de exsolução situadas ao longo do plano (081) formam-se subsequente às lamelas de geminação e, em particular, nos nefelina gnaisses do Wolf Belt, no Canadá, por ele estudados em condições estáticas de metamorfismo de fácies xisto-verde. De acordo com Smith (1974), a temperatura de formação das peristeritas deve situar-se abaixo dos 600°C.

Naclas

Os plagioclásios apresentam geminações Carlsbad e polissintética, por vezes a combinação de ambas e mais raramente a geminação da periclina. O microclínio ocorre com a geminação em grade. Nas rochas com feições metamórficas mais bem desenvolvidas, os feldspatos tendem a não se apresentar geminados.

5.2.2.2. Feições do metamorfismo e transformações mineralógicas e texturais

As rochas dos dois complexos alcalinos exibem evidências de pelo menos duas fases de recristalização metamórfica após o *emplacement* e cristalização do magma nefelina sienítico s.l.

O metamorfismo de mais alto grau que afetou essas rochas foi da fácies almandina-anfibolito (subfácies sillimanita-almandina-ortoclásio), como mostram as assembléias de minerais presentes no dique de rocha metabásica que corta um dos corpos de rocha alcalina no CAE, bem como nas rochas encaixantes e adjacentes de ambos os complexos alcalinos, como pode ser visto mais adiante no item metamorfismo.

Como características atribuíveis à primeira recristalização *subsólidas* podemos citar:

Bandamento e foliação: o primeiro é dado pela alternância de faixas mais finas e escuras de minerais ferromagnesianos e faixas mais grossas e claras em que predominam feldspatos e feldspatóides e o segundo é definido pela orientação

preferencial das micas. Embora o bandamento possa também ser produzido por processos ígneos ou metassomáticos, como descreve Floor (1974, in Sorensen, 1974), atribuímo-lo à segregação metamórfica, uma vez que, neste caso, bandamento e foliação apresentam-se com a mesma atitude observada nas rochas encaixantes.

Grã média e grossa dos minerais. Esta feição nos grãos das rochas implica que a deformação e a recristalização ocorrem a temperaturas suficientemente altas para promover rápida difusão e permitir intensa migração dos bordos dos grãos e crescimento dos subgrãos (Mitchell & Platt, 1982).

Texturas granoblásticas e de equilíbrio, com junções triplíceis bem desenvolvidas (sobretudo em minerais félsicos), com ângulos interfaciais de 120° .

Descalcificação dos oligoclásios, formando albitas, como testemunham inclusões de oligoclásio na albita recristalizada. Rakcheev (1986, in Marakushev, 1986) cita que esta é uma reação típica que ocorre em algumas variedades de rochas alcalinas miaskíticas submetidas a metamorfismo de fácies anfibolito alto.

Feldspatos completamente desmisturados, sugerindo que as mesopertitas ou antipertitas primárias passaram por recristalização subsólidas, simultânea à poligonização. Segundo Barth (1969), em condições de equilíbrio, a mesopertita primária principia a exsolução a 700°C e a termina a 400°C .

Presença de peristeritas. Segundo dados de Smith (1974), ela é formada por mecanismo de exsolução no estado sólido a temperaturas inferiores a 600°C . A ocorrência dessa variedade de plagioclásio em gnaisses alcalinos congêneres foi descrita por Friedlander (1952), Appleyard (1967, 1969), Lowell & Villas (1983) e Lemos (1983), que atribuíram sua origem à exsolução no estado sólido durante o metamorfismo. Por via de consequência, a sua formação nas rochas dos complexos alcalinos de Estrela e Eldorado é atribuída aos mesmos processos.

Nefelinas equilibradas com a composição situada no campo de convergência Morozewicz-Buerger, atestando que houve uma recristalização no estado sólido, iniciada em altas temperaturas e terminada em baixas temperaturas, como foi demonstrado por Tilley (1954) e Gittings (1979). Exemplos de composições de tais nefelinas projetadas em diagrama Qtz-Ne-Kfs podem ser vistos na Fig. 56, amostra WI-E-439 (Ne-76,31%; Kfs 21,53%; Qtz 2,16%) e na Fig. 57, amostra WI-EL-14 (Ne 76,17%; Kfs 21,10%; Qtz 2,73%).

Como evidências da segunda recristalização parcial, superimposta (e subsequente) à anterior, temos as reações *subsolidus* com fase fluida remobilizada metamorficamente, a temperaturas e pressões inferiores às reinantes na fase anterior. Dentre elas podemos citar:

Quebra da biotita, formando lepidomelana e siderofilita. Duke & Edgar (1977), com base nos estudos experimentais referentes ao campo de estabilidade das biotitas ricas em ferro de Rutherford (1969) e à curva de fusão mínima sob condições saturadas de água de litchfieldito-gnaisses de Blue Mountain de Millhollen (1971), concluíram que as biotitas ricas em Fe e pobres em Mg não podem cristalizar-se a partir de magmas, a não ser que a pressão exceda 4 Kbar.

Quebra da biotita, com formação de olhos de magnetita e microclínio às expensas da biotita. Eugster e Wones (1962) e Rutherford (1969) determinaram que a quebra da biotita em microclínio + magnetita + vapor d'água ocorre a baixas temperaturas — como 450°C, 2 Kbar de pressão total e alta foz (tampão HM) — e a altas temperaturas — em torno de 650°C, 2 Kbar de pressão total e baixa foz (tampão QFM).

Quebra da biotita e formação de anfibólio. Segundo Ernst (1962, in Duke & Edgard, 1977), os anfibólios sódicos e ricos em ferro, de composição semelhante à riebeckita e à hastingsita, são instáveis a qualquer valor de foz acima de 625°C e 2 Kb de pressão total, isto é, a temperatura e pressão muito inferiores à da curva de fusão mínima dos litchfieldito-gnaisses de Blue Mountain de Millhollen (1974). Consoante os mesmos autores, este

fato implica que esses anfibólitos são de origem metamórfica ou metassomática, como sugere a sua ocorrência na forma de poiquiloblastos intergranulares com feldspato, fato, aliás, bem documentado no CAE e CAEL (Fotomicrografias 19 e 20).

Coalescência de cristais de anfibólio a partir dos anfibólio litchfieldito-gnaisses, formados às expensas dos biotita litchfieldito-gnaisses, conferindo à rocha aspecto mosqueado ou manchado. Às vezes, a rocha exhibe estrutura *phantom* nas proximidades dos contatos, que, por vezes, podem ser nebulíticos. Os anfibólitos coalescentes freqüentemente englobam poiquiliticamente nefelina, microclínio e albita.

Formação de piroxênio sódico (egirina) associado a relictos de magnetita, albita e nefelina, o que sugere a sua formação pela reação desses minerais. Hipótese semelhante foi aventada para a origem da egirina em litchfieldito-gnaisses de Blue Mountain, por Duke e Edgar (1977).

Formação de granada a partir de anfibólio. Gilbert (1966, in Duke & Edgar, 1977) mostrou que, em condições de alta pressão, temperatura e pressão de fluidos constantes, a ferropargasita (anfibólio rico em Ca) decompõe-se em granada rica em andradita, piroxênio egirínico, plagioclásio sódico e magnetita. A presença de assembléia semelhante de minerais no CAE e no CAEL sugere que a granada se formou por reação similar à descrita por Gilbert (1966), porém a partir de um anfibólio sódico-cálcico rico em ferro. Por outro lado, Duke & Edgar (1977), utilizando os dados de Gilbert (1966), mostraram que a 2 Kbar de pressão total a ferropargasita decompõe-se na faixa de temperaturas que vai de 500°C e alta pressão (tampão de HM) a 650°C e baixa pressão (tampão QFM). Supondo-se uma pressão média, a decomposição da ferropargasita ocorre a temperaturas inferiores a 600°C, fato que exclui a possibilidade de a granada formar-se a partir do líquido magmático e, ao contrário, mostra que ela se formou em condições de metamorfismo regional.

Com base nas relações de campo das diferentes fácies petrográficas de rochas e reações visíveis em afloramentos e

Fotomicrografia 19.

Glomeropoiquiloblastos de anfíbólio formados a partir da biotita, englobando poiquiliticamente nefelina, microclínio e albita. NX. 250X

Fotomicrografia 20.

Idioblastos de anfibólios poiquilíticos englobando albita e nefelina. NX, 100X

lâminas petrográficas, foi possível identificar a seguinte seqüência de reações:

- (a) reequilíbrio da biotita, formando lepidomelana e/ou siderofilita;
- (b) quebra da biotita e formação de magnetita + microclínio; por vezes com formação concomitante de anfibólio;
- (c) quebra da biotita e formação do anfibólio;
- (d) coalescência dos blastos de anfibólio e formação de idióblastos ou glomeropoiquiloblastos;
- (e) quebra do anfibólio em granada + piroxênio + magnetita + plagioclásio.

Em alguns afloramentos é possível acompanhar gradativamente as reações b, c mais e, ou b, c e d.

Nas Figs. 33, 34, 35 e 36, podemos ver as reações de transformação da biotita em magnetita ou anfibólio ou nos dois concomitantemente, em amostras de mão. Nas Figs. 37 e 38, vemos a transformação da biotita em anfibólio nos biotita miaskitognais, em nível de afloramento.

Como feições representativas da segunda recristalização metamórfica ou metamórfico-metassomática em nível de afloramento, temos corpos descontínuos, irregulares, de dimensões até decamétricas e composição litchfieldítica, que se desenvolvem *in situ* sobre gnaisses alcalinos e às expensas destes. Exibem contatos gradacionais ou nebulíticos e freqüentemente apresentam manchas da estrutura bandada original (estrutura *phantom*), em continuidade estrutural com a "hospedeira". Nesses corpos, os minerais ferromagnesianos tendem a coalescer-se e formar glomeroporfiroblastos constituídos por anfibólio, anfibólio-biotita ou agregados de biotita em matriz hololeucocrática de nefelina, microclínio e albita (ou oligoclásio), conferindo aspecto mosqueado à rocha. Por vezes os glomeroporfiroblastos de anfibólio englobam poiquiliticamente grãos de nefelina, albita e microclínio. Aparecem ainda corpos de litchfieldito-granofels, nos quais as biotitas estão concentradas em veios (Fig. 39) ou *schlierens* que se alongam

Fig. 33. Formação de blastos e idiomorfos de magnetita a partir da biotita de litchfieldito gnaiss. Destaque para: a- formação de olhos de magnetita e feldspato às expensas da biotita. b- estrutura=phantom da rocha original ao lado de idiomorfos de magnetita. c- formação de magnetita fina em meio a biotita na parte inferior da figura, e clastos xenomórficos na parte superior.

Fig. 34. Aspectos da formação de anfibólio e magnetita a partir da biotita de biotita litchfieldito-gnaissse

- a. formação concomitante de anfibólio e magnetita
- b. formação anfibólios que coalescem constituindo um glomeroblasto
- c. formação de anfibólios poiquilíticos xenomórficos e blastos de magnetita

Fig. 35. Formação de anfibólio às expensas da biotita

Fig. 36. Glomeroblastos de anfibólio formados a partir da biotita e estrutura "phantom" do biotita litchfieldito original

Fig. 37. Aspecto da fase inicial de transformação das biotitas em anfibólios em biotita miaskito-gnaisses

Fig. 38. Aspecto da fase mais evoluída de transformação de biotitas em anfibólios em biotita miaskito-gnaisses

Fig. 39. Veios de biotita segregacional em litchfieldito-granofels

Fig. 40. Formação de olhos de magnetita e feldspato que apresentam halos de depleção de biotita em sua volta

paralelamente à direção dos corpos e tendem a ocupar a posição mediana desses corpos ou formar concentrações nos bordos, gradando para os litchfieldito-gnaisses. Ocorrem ainda nefelinólito e mariupolito-granofels hololeucocráticos, que gradam para litchfieldito-granofels ou gnaisses. Tanto os nefelinólitos quanto os mariupolito-granofels podem apresentar biotita varietal e, por vezes, estrutura *phantom* dos litchfieldito-gnaisses fitados, listrados ou bandados, originais e agora encaixantes. Nessas rochas, às vezes é possível identificar duas gerações de microclínio, albita (oligoclásio, quando presente, é de primeira geração) e nefelina, além de antipertitas de substituição (formadas durante o processo de albitização tardia). Particularmente nos mariupolitos, a substituição do microclínio pela albita é total e ocorre de forma semelhante à descrita na localidade tipo dessa rocha por Elishev et al. (1965).

Aparecem ainda texturas com zoneamento na forma de olhos de magnetita em biotita litchfieldito-gnaiss e biotita miaskito-gnaiss, devidas à formação de blastos ou porfiroblastos de magnetita, que apresentam halos de depleção em sua volta de biotita (Fig. 40). Nos casos em que essa reação de quebra da biotita em magnetita e feldspato alcalino se estende e completa por toda a rocha, esta adquire aparência isótropa, com matriz branca salpicada de blastos ou porfiroblastos pretos de magnetita.

Texturas zonadas semelhantes formam-se na reação de quebra da biotita em anfibólio. Além das feições mencionadas, ocorre ainda a segregação da biotita, que forma grumos de 1 a 3 cm de diâmetro, com zona empobrecida em biotita em volta do grumo máfico. Por seu turno, os grumos de biotita podem ser substituídos parcialmente por magnetita orlada por biotita; quando a reação evolui totalmente, ocorre a completa substituição da biotita por porfiroblastos de magnetita. Texturas semelhantes foram descritas por Hewitt (1960), Duke (1975) e Duke & Edgar (1977).

Em duas amostras de litchfieldito-gnaisses com anfibólitos e piroxênios sódicos estudados pela técnica da catodoluminescência, foi possível distinguir duas gerações de plagioclásio. Uma, mais antiga, apresenta luminescência vermelho-escura; a outra, mais jovem, exibe cor vermelho-escarlata, forma grãos discretos ou envolve, na forma de coroa, a albita da geração anterior ou aparece em pequenos grãos na interface de cristais maiores de microclínio. A cor vermelho-escarlata ou vermelho-intensa, segundo Mariano (1978 e 1988, in Marshall, 1988), é devida à presença de Fe^{3+} como elemento ativador, que substitui o Al^{3+} nos feldspatos de origem metassomática.

Ainda como produtos metamorfogênicos ou metamórfico-metassomáticos, aparecem pegmatitos alcalinos que seguem os planos do bandamento e da foliação metamórfica das rochas alcalinas, digerindo-as, com contatos difusos e formando corpos métricos de geometria irregular e constrições e dilatações. São constituídos por nefelina rosada (muito raramente por nefelina verde), albita, microclínio, magnetita e biotita ou anfibólio; às vezes o anfibólio inclui minerais félsicos.

5.2.2.3. Feições do metassomatismo e hidrotermalismo

No âmbito dos dois complexos alcalinos, foram reconhecidos produtos de atividade metassomática e hidrotermal, que são apresentados abaixo.

Albitização. Este processo de metassomatismo sódico é responsável pela pertitização do microclínio, gerando pertita, antipertita e albita *chessboard* (CAE). Quando o processo é intenso, ocorre a substituição completa do microclínio pela albita, sendo gerados os mariupolitos.

"Nefelinização". Aqui também o metassomatismo sódico é responsável pela formação de nefelinas sódicas intergranulares alongadas, com a seguinte composição química: SiO_2 - 42,02; TiO_2

- 0,03; Al_2O_3 - 34,74; FeO - 0,02; MnO - 0,03; CaO - 0,01; Na_2O - 22,01 e K_2O - 0,36 (CAE).

Moscovitização. A metassomatose potássica tardia e de baixa temperatura provoca a substituição parcial ou total da biotita (Fotomicrografia 21) ou da nefelina (Fotomicrografia 22) pela moscovita. No caso da nefelina, geralmente forma-se uma guirlanda que a envolve.

Escapolitização. Neste processo, o plagioclásio ou a nefelina e o plagioclásio transformam-se em escapolita. Esta ocorre na forma de veios ramificados irregulares que envolvem e digerem a nefelina e o plagioclásio. Este último às vezes assume a forma de restito ou ilhotas em meio à escapolita. Feições semelhantes de substituição foram descritas por Sturt & Ramsay (1965) no Complexo Alcalino de Breivikbotn (Noruega).

Sodalitização. A sodalita azul aparece na forma de pintas, manchas ou vênulas curtas em praticamente todos os tipos de rochas alcalinas dos dois complexos. Ocorre ainda, porém com maior raridade, na forma de veios de 0,5 a 1,5 cm de espessura (Fig. 41) e comprimento de até 3 m, preferencialmente nos litchfieldito-granofels hololeucocráticos na Crista do Pastéis (CAE). Em um dos diques de sodalita nefelinolito do CAEL foi encontrado um bolsão da variedade branco-rosada e tenebrecente da sodalita, denominada hackmanita (Fig. 42). Por vezes forma manchas irregulares constituídas por um rendilhado denso de minúsculos veios de sodalita, o que confere cor azul-clara à rocha fitada ou bandada (Fig. 43).

Cancrinitização. A cancrinita ocorre envolvendo e substituindo a nefelina e/ou plagioclásio (Fotomicrografias 23 e 24), tanto na forma de vênulas ou manchas isoladas quanto na de massas irregulares que preenchem cavidades. Foram identificados dois tipos de cancrinita, um de cor amarela (normal) e outro de cor verde-amarelada, que, segundo os dados de difração de raios X, se enquadra plenamente na variedade descrita como *carbonate-rich cancrinite*, por Grundy & Hassan (1982) (Fig. 44).

- Fotomicrografia 21. Biotita sendo substituída por moscovita, NX, 100X
 Fotomicrografia 22. Nefelina (cinza) sendo substituída por moscovita. NX, 100X
 Fotomicrografia 23. Albita e nefelina sendo digeridas pela cancrinita. NX, 25X
 Fotomicrografia 24. Plagioclásio sendo digerido pela cancrinita. NX, 100X

Fig. 41. Vênula e veio de sodalita em litchfieldito-gnaissse

Fig. 42. Hackmanita branco-rosado e sodalita azul

Fig. 43. Biotita litchfieldito-gnaissse sodalitizado, cancrinitizado e zeolitizado. As vênulas de sodalitas formam um rendilhado = denso de cor azul, as cancrinitas em amarelo substituem as nefelinas no veio que corta a rocha e as zeolitas impregnadas de finas lamelas de hematitas conferem cor bordô a parte superior da foto

Fig. 44. Veio de feldspatos com "carbonate-rich-cancrinite" (verde) cortando metafonólito

Fig. 45. Veios de analcima rosa cortando discordantemente os de sodalita em litchfieldito-granofels

Fig. 46. Veios de analcima com pontos esparsos de hematita de cor vermelho-tijolo em biotita-litchfieldito-gnaiss.

Fig. 47. Zeolitização generalizada de biotita litchfieldito-gnaiss, que confere cor avermelhada a rocha devido a presença de hematita finamente dividida nas zeolitas.

Adularização. Foram encontrados em uma área restrita, no topo do Morro da Barriguda, veios alpinos e irregulares que cortam a foliação metamórfica dos litchfieldito-gnaisses, de um feldspato de cor branco-leitosa, translúcido e às vezes opalescente, que se presume seja adulária.

Zeolitização. As zeólitas mais freqüentes são a natrolita e a analcima, que ocorrem na forma de pintas, manchas, vênulas e veios de cor branca, rosa ou vermelho-tijolo (Figs. 45 a 47). As cores rosa e vermelho-tijolo são conferidas pela presença de hematita finamente dividida, que é formada, ao que tudo indica, pela quebra das biotitas e ferrohastingsitas. Além das zeólitas citadas, foi identificada, em um dos pegmatitos alcalinos do CAE, a tetranatrolita preenchendo um miarolo. A natrolita por vezes aparece substituindo a nefelina.

5.2.3. ROCHAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CAMPO (GRUPO ESTRONDO) SOBREJACENTES AOS CORPOS DE ROCHAS ALCALINAS

Biotita-quartzo-grafita-sericita xistos (WI-EL-302) são rochas de cor cinzento-escuro com reflexos perláceos e matriz de grã fina, nas quais se destacam porfiroblastos de biotita de 4 a 7 mm de comprimento. São constituídas por sericita (moscovita), grafita, quartzo e biotita, aos quais se juntam rutilo, zircão e apatita, como acessórios. As rochas são finamente foliadas, com leitos de espessuras variáveis. Os leitos mais espessos são constituídos por sericita e grafita; esta última encontra-se disseminada ao longo dos planos da sericita e localmente concentra-se em microleitos descontínuos. Os leitos mais finos da rocha são formados essencialmente por quartzo e quartzo-biotita, sempre em grãos submilimétricos; são cortados por porfiroblastos de biotita posterior. A textura é microlepidogranoblástica e microlepidoblástica; a estrutura é xistosa. No afloramento WI-EL-52, além dos minerais acima citados, os xistos apresentam clorita; no WI-EL-55, clorita e epidoto. Esses xistos ocorrem na forma de lajes com várias centenas de metros quadrados, marcadamente atrás da antiga sede

da Fazenda São Sebastião, em aparente não-conformidade sobre as rochas do "Complexo Goiano" e do Complexo Alcalino de Eldorado. Sobrepondo-se a esses xistos, aparecem biotita-quartzitos feldspáticos, moscovita quartzitos, ortoquartzitos e carbonato-biotita-hematita xistos.

5.3. METAMORFISMO

5.3.1. ROCHAS DO "COMPLEXO GOIANO"

Na área do Complexo Alcalino de Estrela (CAE), o metamorfismo de mais alto grau é representado pelos meta-hiperstênio dioritos do "Complexo Goiano", metamorfizados na fácies granulito, com as seguintes associações minerais:

- hiperstênio + hornblenda + andesina + granada

Nos anfibolitos (CAE), as associações minerais indicadoras do metamorfismo são:

- (a) diopsídio + hornblenda + labradorita;
- (b) diopsídio + hornblenda + andesina;
- (c) diopsídio + hornblenda + andesina + biotita;
- (d) diopsídio + hornblenda + andesina + granada;
- (e) diopsídio + hornblenda + andesina + quartzo;
- (f) diopsídio + hornblenda + andesina + escapolita;
- (g) diopsídio + hornblenda + ortoclásio + andesina.

Consoante Winkler (1967), estas associações minerais são representativas do metamorfismo do fácies almandina-anfibolito, subfácies sillimanita-almandina-ortoclásio.

As rochas cálcio-silicáticas (CAE) mostram associações mineralógicas compostas por:

- (a) diopsídio + labradorita + tremolita + quartzo;
- (b) diopsídio + escapolita + hornblenda.

As associações minerais encontradas nessas rochas não permitem definição precisa da subfácies do metamorfismo em que

se formaram. Não obstante, ambas representem produtos da fácies almandina-anfibolito.

As associações minerais encontradas em quartzitos são representadas por:

- (a) quartzo-sillimanita-moscovita;
- (b) quartzo-sillimanita-microclínio.

As paragêneses encontradas nessas rochas indicam que elas se situam no limite superior da fácies almandina-anfibolito (subfácies sillimanita-almandina-ortoclásio) e particularmente a segunda paragênese situa-se na transição para a fácies granulito (zona da sillimanita-ortoclásio). As condições do metamorfismo para gerar a quebra completa da moscovita em microclínio (segundo Winkler, 1967) devem apresentar pressões de água de 4 Kbar e temperaturas superiores a 680-690°C.

Nos gnaisses tonalíticos (CAE), a associação mineral é expressa por:

- plagioclásio(andesina) + quartzo + hornblenda
(ferrohastingsita) + biotita + microclínio + granada.

Esta paragênese, associada à presença de texturas de diferenciação metamórfica, permite situá-los na subfácies sillimanita-almandina-ortoclásio da fácies almandina-anfibolito de Winkler (1967).

As rochas gnáissicas do "Complexo Goiano" na área do Complexo Alcalino de Eldorado exibem associações de minerais constituídas por:

- (a) plagioclásio (oligoclásio) + microclínio+quartzo+
+biotita + hornblenda;
- (b) plagioclásio (oligoclásio-andesina) + microclínio +
hornblenda + quartzo + biotita.

Na classificação das fácies de metamorfismo de Winkler (1967), essas paragêneses correspondem à subfácies sillimanita-almandina-ortoclásio, da fácies almandina anfibolito.

5.3.2. ROCHAS DA FORMAÇÃO DO MORRO DO CAMPO (GRUPO ESTRONDO)

As rochas supracrustais representadas por variedades de biotita-grafita-quartzo-sericita xistos da Formação Morro do Campo (Grupo Estrondo), que se sobrepõem estratigraficamente ao "Complexo Goiano" e ao Complexo Alcalino de Eldorado, apresentam associações mineralógicas formadas por:

- (a) moscovita + grafita + quartzo + biotita;
- (b) moscovita + grafita + quartzo + biotita + clorita;
- (c) moscovita + grafita + quartzo + clorita + epidoto + biotita.

Segundo Winkler (*op. cit.*), estas associações mineralógicas situam o metamorfismo dos grafita xistos na fácies xisto verde, subfácies quartzo-albita-epidoto, que representa a zona da biotita.

Os xistos feldspáticos (WI-E-1516) da Formação Morro do Campo, amostrados imediatamente a norte do Complexo Alcalino de Estrela, exibem a seguinte associação mineralógica:

- plagioclásio (andesina) + biotita + quartzo + moscovita + granada + epidoto.

Esta paragênese, conforme Winkler (1967), pode indicar tanto a subfácies estaurolita-almandina, como a subfácies cianita-almandina-moscovita da fácies almandina-anfibolito.

Desta forma, com base nos dados acima expostos, é possível admitir que ambos os complexos alcalinos foram afetados pelo menos por dois eventos metamórficos de intensidades diferentes. O mais antigo, relacionado, ao que tudo indica, ao fim do Proterozóico e à movimentação de blocos crustais em regime transcorrente transpressivo ao longo do sistema de falhas Estrela, foi de fácies almandina (subfácies sillimanita-almandina-ortoclásio), como indicam as paragêneses encontradas nas rochas do "Complexo Goiano". Deve ter alcançado temperaturas de 680-690°C e pressão de 6 a 7 Kbar (Winkler, *op.cit.*). O mais novo, superposto ao anterior, de intensidade menor, de caráter

regional e do Ciclo Brasileiro (como será visto mais adiante, no item *geocronologia*), apresenta um gradiente metamórfico crescente de oeste para leste. Destarte, no âmbito do Complexo Alcalino de Eldorado, as rochas da Formação Morro do Campo exibem paragêneses condizentes com a fácies xisto verde (zona da biotita) e na porção norte e terminal do Complexo Alcalino de Estrela, paragêneses indicativas da fácies almandina-anfibolito (baixo a médio).

Assim, o metamorfismo brasileiro, que regionalmente é de fácies xisto verde a almandina-anfibolito baixo a médio, atingiu, ao longo da zona de falhas transcorrentes transpressivas de Estrela, grau mais alto de metamorfismo de fácies almandina anfibolito alto e até granulito. No Complexo de Eldorado, atingiu grau almandina-anfibolito alto, associado à componente transpressiva dos *strike-slip systems* próximos.

5.4. PETROQUIMICA

Os dados analíticos de elementos maiores, índices petroquímicos, normas Stefanova (1980), CIPW, Ne-Kfs-Qtz das rochas dos dois complexos são apresentados nas Tabelas 11a-11e e 12a e 12b.

O coeficiente petroquímico Ksi, que varia de 1,0 a 3,1, mostra que temos variedades petroquímicas que compreendem nefelinólitos, nefelina sienitos, sienitos com nefelina e álcali sienitos.

Os valores do coeficiente agpaitico $Ka = Na_2O + K_2O / Al_2O_3$ (em proporção molecular), no CAE, situa-se entre 0,84 e 1,17, e no CAEL, de 0,87 a 1,05, mostrando que ocorrem tanto rochas miaskíticas (as que têm valores de $Ka < 1$), como agpaiticas (com valores $Ka > 1,1$) e miaskítico-agpaiticas (com valores de Ka situados entre 1 e 1,1). Cabe ressaltar que as rochas com valor de Ka acima de 1,1 não são, a rigor, agpaiticas no sentido de Gerassimovsky (1956, 1968), Sorensen (1960) e Edgar (1977), mas

TABELA 11a COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES), ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA, CIPW, Ne-Kfs-Qtz DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

	WI-E 1726C Sdl Nefelino- lito c/Bt e Mag	WI-E 192/1 Mariupolito- granofels hololeu- crático	WI-E 5 Ae	WI-E 10 Ae	WI-E 11A Anf	WI-E 513A/1 Anf	WI-E 513A/2 Anf	WI-E 513A/3 Anf	WI-E 812 Anf	WI-E 29 Bt	WI-E 123Ab Bt	WI-E 294/14 Bt
SiO ₂	43.65	59.50	59.44	59.49	57.23	56.50	55.91	56.80	54.95	57.36	54.54	59.00
TiO ₂	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.17	0.32	0.05	0.05
Al ₂ O ₃	30.40	24.04	20.64	21.27	23.70	22.46	21.55	22.22	20.73	21.28	25.83	21.30
Fe ₂ O ₃	0.62	0.21	3.26	3.27	0.76	2.72	2.35	2.67	5.61	1.13	0.74	1.60
FeO	2.48	0.09	0.56	0.53	1.14	1.66	1.44	1.64	2.02	3.40	0.31	3.88
MnO	0.11	0.00	0.06	0.04	0.02	0.04	0.09	0.12	0.13	0.13	0.03	0.10
MgO	0.32	0.00	0.15	0.00	0.06	0.18	2.76	0.12	0.61	0.23	0.05	0.07
CaO	0.93	0.40	0.49	0.91	0.68	0.44	0.38	0.47	1.38	1.25	0.39	0.65
Na ₂ O	14.66	12.57	10.78	10.28	10.33	9.76	9.40	9.68	9.57	9.33	11.70	10.83
K ₂ O	4.95	2.51	4.00	3.80	5.51	5.77	5.80	5.70	3.98	4.26	5.04	2.12
P ₂ O ₅	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.02	0.09	0.01	0.01
P.F.	1.50	0.61	0.52	0.38	0.48	0.36	0.20	0.39	0.52	1.16	1.18	0.28
E	99.72	99.95	99.91	99.98	99.92	99.95	99.95	99.89	99.69	99.94	99.87	99.89
S ppm	n.d.	69	72	68	69	78	71	129	97	105	102	64
Rb ppm		181		234					422		283	152
Sr ppm		9		69					48		98	16
Rb/Sr		20		3.4					8.8		2.9	9.5
ÍNDICES PETROQUÍMICOS												
K _a = $\frac{Na_2O+K_2O^*}{Al_2O_3}$	0.97	0.97	1.07	0.99	0.97	0.99	1.01	0.99	0.97	0.94	0.96	0.94
K _p = $\frac{Na_2O+K_2O+CaO^*}{Al_2O_3}$	1.03	1.00	1.11	1.07	1.02	1.03	1.04	1.03	1.09	1.04	0.98	1.00
K _{st} = $\frac{6(Na_2O+K_2O)^*}{SiO_2}$	2.39	1.39	1.31	1.25	1.42	1.40	1.37	1.37	1.29	1.23	1.60	1.21
Na ₂ O/K ₂ O*	4.50	7.62	4.09	4.12	2.85	2.57	2.46	2.58	3.66	3.33	3.53	7.76
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.25	2.33	5.82	5.82	0.67	1.64	1.63	1.63	2.78	0.33	2.39	0.41
K _K	0.22	0.13	0.24	0.24	0.35	0.39	0.41	0.39	0.27	0.30	0.28	0.13
K _{S1}	1.15	2.15	2.22	2.26	2.04	2.00	1.90	2.03	2.00	2.23	1.83	2.28
Norma de Stefanova												
FER	6.99	0.83	9.47	6.88	4.09	7.38	13.57	7.30	15.25	10.01	2.35	9.46
AF	11.16	68.03	65.54	68.72	61.54	57.81	49.65	59.17	52.79	64.57	52.59	66.94
NR	81.30	30.41	24.98	24.37	33.89	34.75	36.72	33.45	31.85	24.38	44.05	22.63
AP	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06	0.06	0.08	0.08	0.18	0.02	0.02
AL	0.52	0.56			0.46				0.08	0.86	0.99	0.95
Norma CIPW												
Or		14.83	23.64	22.46	32.56	34.10	34.27	33.68	23.52	25.17	29.78	12.53
Ab		53.96	45.14	52.17	31.59	31.60	27.10	33.17	40.16	42.43	25.58	59.19
An	2.53	1.76		0.67	2.03	0.43		0.34	1.85	3.60	1.87	3.16
Ne	67.20	28.39	21.00	18.86	30.24	27.62	27.88	26.40	22.11	19.78	39.77	17.58
Lct	22.94											
Crn											0.44	0.03
Di			0.81		0.12	0.50	1.18	0.39	3.28	0.20		
Hd			0.55		1.01	0.81	0.16	1.09		1.56		
Wo	0.46	0.07	0.30	1.58					0.27			
Fo	0.56				0.07	0.15	4.43	0.08		0.34	0.09	0.12
Fa	3.18				0.75	0.31	0.75	0.30		3.24		4.56
La	0.26											
Ae			6.45				0.87					
Ilm	0.15	0.02				0.06	0.08	0.08	0.32	0.61	0.09	0.09
Mag	0.90	0.26	1.49	1.84	1.10	3.94	2.97	3.87	6.45	1.64	0.95	2.32
Hem		0.03		2.00					1.16		0.08	
Ap	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.07	0.07	0.09	0.05	0.21	0.02	0.02
E	98.05	99.34	99.39	99.60	99.48	99.59	99.75	99.50	99.17	98.78	98.69	99.61
Norma Ne-Kfs-Qtz												
Qtz	5.58	32.04	34.41	35.95	30.23	31.29	30.49	31.89	33.29	34.69	25.84	36.43
Ne	79.72	59.29	50.63	50.41	50.17	47.95	47.69	47.58	51.14	48.94	56.38	55.59
Kfs	14.70	8.67	14.96	13.64	19.60	20.76	21.82	20.52	15.57	16.37	17.79	7.97

* Em proporção molecular

TABELA 11b COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES), ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA,
CIPW, Ne-Kfs-Qtz DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

	WI-E 320/11	WI-E 417/2	WI-E 446	WI-E 713+10	WI-E 714-14/5	WI-E 714-14/7	WI-E 743-4,5	WI-E 743-4	WI-E 743+14	WI-E 294/21 Mag-Bt	WI-E 294/8 Mag
	Biotita Litchfieldito-gnaisses									Litchfieldito-gnaisses	
SiO ₂	55.40	57.09	51.97	56.78	59.51	61.05	56.64	58.03	56.14	58.81	58.17
TiO ₂	0.03	0.08	0.05	0.12	0.05	0.04	0.02	0.04	0.06	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	22.97	19.62	24.59	21.38	22.55	20.33	25.02	24.20	21.85	20.81	21.30
Fe ₂ O ₃	1.82	3.23	1.05	3.98	0.97	1.91	0.47	0.10	0.54	1.81	1.53
FeO	0.42	3.09	3.74	2.43	0.42	0.83	0.67	0.89	4.72	3.97	3.38
MnO	0.02	0.14	0.06	0.16	0.07	0.08	0.01	0.21	0.16	0.16	0.12
MgO	1.62	0.31	0.03	0.14	0.35	0.29	0.23	0.36	0.80	0.17	0.19
CaO	1.36	1.46	0.42	0.61	0.10	0.30	0.72	0.51	0.88	0.30	0.56
Na ₂ O	10.75	7.74	11.95	9.09	9.90	8.79	12.41	11.79	8.86	9.55	9.50
K ₂ O	4.59	5.44	4.93	4.87	5.59	5.95	3.22	3.41	4.73	3.91	4.02
P ₂ O ₅	0.01	0.05	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P.F.	0.98	1.21	1.07	0.33	0.45	0.31	0.56	0.41	1.11	0.41	1.06
E	99.97	99.46	99.87	99.91	99.97	99.89	99.98	99.96	99.88	99.95	99.93
S ppm	94	112	n.d.	85	67	67	64	65	131	66	71
Rb ppm					594	594	154	144	206		
Sr ppm					49	33	38	37	10		
Rb/Sr					12.1	18	4	3.9	20.6		
ÍNDICES PETROQUÍMICOS											
K _a = $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0.99	0.95	1.02	0.95	0.99	1.03	0.95	0.95	0.90	0.96	0.94
K _p = $\frac{Na_2O+K_2O+CaO}{Al_2O_3}$	1.09	1.08	1.05	0.99	1.00	1.05	1.01	0.99	0.97	0.98	0.99
K _{st} = $\frac{6(Na_2O+K_2O)}{SiO_2}$	1.44	1.15	1.70	1.26	1.33	1.21	1.49	1.41	1.24	1.20	1.21
Na ₂ O/K ₂ O*	3.56	2.16	3.69	2.84	2.69	2.24	5.85	5.25	2.85	3.71	3.59
Fe ₂ O ₃ /FeO	4.33	1.04	0.28	1.64	2.31	2.30	0.70	0.11	0.11	0.46	0.45
K _x	0.28	0.32	0.27	0.35	0.37	0.45	0.17	0.19	0.35	0.27	0.28
K _{s1}	1.88	2.31	1.62	2.14	2.20	2.40	1.95	2.07	2.15	2.28	2.27
Norma de Stefanova											
FEM	9.78	13.06	8.61	10.87	3.14	6.45	3.50	3.62	11.92	9.63	8.94
AF	51.15	65.72	39.27	60.75	68.85	74.29	57.66	62.60	59.82	66.98	66.92
NE	39.04	20.72	52.10	27.43	27.80	19.24	38.00	32.86	26.38	22.60	22.98
AP	0.02	0.10	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
AL		0.40		0.91	0.19		0.82	0.91	1.86	0.78	1.14
Norma CIPW											
Or	27.12	32.15	29.13	28.78	33.03	35.16	19.03	20.15	27.95	23.11	23.76
Ab	29.52	38.81	15.90	41.18	40.31	43.02	40.22	44.43	36.00	50.66	47.79
An	0.87	2.73		2.90	0.43		3.05	2.46	4.30	1.42	2.71
Ne	33.29	14.46	45.04	19.36	23.55	15.40	35.10	29.98	21.11	16.33	17.66
Crn				0.09	0.06			0.21	0.58	0.35	0.33
Di	4.53	0.00	0.02			0.61	0.17				
Hd		2.82	1.77			0.57	0.21				
Wo											
Fo	1.36	0.28	0.04	0.24	0.61	0.31	0.35	0.63	1.40	0.30	0.33
Fa		1.26	4.33	0.99	0.01	0.36	0.55	1.45	6.48	4.65	3.90
Ae			1.83			2.58					
Ilm	0.06	0.15	0.09	0.23	0.09	0.08	0.04	0.08	0.15	0.08	0.13
Mag	1.33	4.68	0.60	5.77	1.40	1.47	0.68	0.14	0.78	2.62	2.22
Hem	0.90										
Ap	0.02	0.12	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
E	98.99	98.25	98.80	99.58	99.52	99.58	99.42	99.55	98.77	99.54	98.85
Norma Ne-Kfs-Qtz											
Qtz	28.06	37.07	22.05	35.04	33.78	37.29	28.24	30.73	33.58	36.84	36.05
Ne	54.80	41.54	59.57	46.65	46.84	41.36	60.30	57.16	47.75	48.59	48.82
Kfs	17.14	21.39	18.38	18.31	19.37	21.35	11.46	12.11	18.67	14.57	15.13

* Em proporção molecular

TABELA 11c COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES), ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA, CIPW, Ne-Kfs-Qtz DAS

	ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA													
	WI-E 98b/1	WI-E 192/5	WI-E 217b	WI-E 320/3	WI-E 320/8	WI-E 320/10	WI-E 377	WI-E 743+1	WI-E 743+5	WI-E 743+6	WI-E 743+7	WI-E 743+10	WI-E 743+12	WI-E 1520
Litchfieldito-granofels hololeucocrático														
SiO ₂	55.68	57.63	59.01	55.04	55.84	56.36	54.65	59.63	58.52	58.39	58.56	58.82	60.13	56.20
TiO ₂	0.01	0.03	0.03	0.02	0.06	0.02	0.00	0.07	0.02	0.01	0.01	0.03	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	25.39	23.82	23.71	25.49	24.51	24.44	26.44	22.76	23.22	23.60	23.79	23.46	22.90	24.63
Fe ₂ O ₃	0.10	0.48	0.12	0.39	0.51	0.46	0.04	0.07	0.09	0.29	0.04	0.08	0.08	0.20
FeO	0.15	0.14	0.05	0.17	0.14	0.19	0.11	0.58	0.76	0.42	0.34	0.67	0.70	0.42
MnO	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
MgO	0.01	0.00	0.00	0.16	0.76	0.03	0.01	0.40	0.31	0.27	0.31	0.29	0.28	0.24
CaO	0.52	1.10	0.21	0.93	0.76	0.86	0.87	0.62	0.63	0.76	0.41	0.73	0.51	0.66
Na ₂ O	11.82	11.16	10.23	12.28	11.56	11.07	13.30	10.40	11.00	10.98	10.69	10.55	9.83	11.35
K ₂ O	5.46	4.69	6.02	4.89	5.20	5.25	3.21	4.67	4.63	4.75	5.17	4.87	5.07	4.96
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
P.F.	0.75	0.85	0.57	0.55	0.60	1.22	1.31	0.71	0.70	0.49	0.57	0.40	0.36	0.50
Σ	99.96	99.91	99.97	99.93	99.95	99.91	99.98	99.94	99.91	99.99	99.91	99.93	99.93	99.23
S ppm	n.d.	65	65	72	69	67	n.d.	70	64	70	66	63	87	60
Rb ppm		214	389	233	240			195	209	214		226	212	
Sr ppm		11	16	11	10			8	8	11		9	12	
Rb/Sr		19.4	24.3	21.2	24			24.4	26	19.5		25.1	17.6	
ÍNDICES PETROQUÍMICOS														
K _a = $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	1.00	0.98	0.98	1.00	1.01	0.98	0.96	0.97	0.99	0.98	0.97	0.96	0.95	0.98
K _p = $\frac{Na_2O+K_2O+CaO}{Al_2O_3}$	1.04	1.07	1.00	1.07	1.06	1.04	1.02	1.02	1.04	1.04	1.01	1.02	0.99	1.02
K _{sat} = $\frac{6(Na_2O+K_2O)}{SiO_2}$	1.61	1.44	1.40	1.64	1.56	1.50	1.64	1.31	1.40	1.40	1.40	1.36	1.27	1.51
Na ₂ O/K ₂ O*	3.29	3.62	2.58	3.62	3.38	3.21	6.29	3.38	3.61	3.52	3.14	3.29	2.95	3.48
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.64	3.43	2.40	2.29	3.64	2.42	0.36	0.12	0.12	0.69	0.12	0.12	0.11	0.48
K _K	0.50	0.28	0.39	0.26	0.30	0.31	0.16	0.30	0.28	0.28	0.32	0.30	0.34	0.29
K _{S1}	1.85	2.06	2.14	1.79	1.84	1.97	1.82	2.23	2.09	2.09	2.11	2.15	2.30	1.94
Norma de Stefanova														
FEM	0.94	1.74	0.57	2.36	4.52	1.97	0.47	3.24	3.27	3.11	1.62	3.23	2.86	2.78
AF	54.43	63.65	68.07	50.60	52.33	59.60	52.63	69.90	64.34	64.29	65.66	66.73	72.71	57.81
NE	44.38	33.83	30.99	46.77	43.13	37.79	45.15	26.50	32.41	32.51	31.74	29.49	23.33	39.08
AP	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
AL		0.19	0.31		0.32	1.05		0.34		0.07	0.45	0.53	1.06	0.31
Norma CIPW														
Or	32.26	27.71	35.57	28.90	30.73	31.02	18.97	27.60	27.36	28.07	30.55	28.78	29.96	29.31
Ab	24.35	36.34	34.29	24.64	20.31	29.53	32.61	43.50	39.09	37.70	36.80	38.95	43.98	29.87
An	0.10	1.05	0.98			1.49	2.96	1.63	0.31	1.08	1.66	2.27	2.40	1.61
Ne	40.99	31.47	26.32	42.93	38.90	34.75	43.30	24.11	29.24	29.91	29.07	27.26	21.23	35.85
Crn			0.01										0.36	
Di	0.05			0.86	2.88	0.16	0.05	0.63	0.93	1.26	0.15	0.45		0.72
Hd	0.54						0.32	0.51	1.39	0.90	0.10	0.63		0.60
Wo	0.73	1.61		1.44		1.04	0.33							
Fo					0.39			0.49	0.24	0.06	0.49	0.36	0.49	0.19
Fa								0.51	0.45	0.06	0.42	0.63	0.91	0.20
Ae				0.02	0.61									
Ilm	0.02	0.06	0.06	0.04	0.11	0.04		0.13	0.04	0.02	0.02	0.06	0.09	0.08
Mag	0.14	0.36	0.11	0.49	0.28	0.55	0.06	0.10	0.13	0.42	0.06	0.12	0.12	0.29
Hem		0.23	0.05	0.05	0.11	0.08								
Ap	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.02
Σ	99.21	99.06	99.40	99.36	99.35	98.69	98.65	99.23	99.21	99.50	99.34	99.53	99.59	98.73
Norma Ne-Kfs-Qtz														
Qtz	25.70	29.96	31.65	24.64	26.19	28.25	24.38	33.45	31.06	30.72	31.17	31.87	34.77	27.72
Ne	55.52	53.56	47.76	58.34	55.42	53.25	64.26	50.06	53.69	52.61	50.83	50.91	47.35	54.75
Kfs	18.78	16.49	20.59	17.02	16.38	18.50	11.36	16.47	16.25	16.67	18.00	17.21	17.88	17.53

* Em proporção molecular

TABELA 11d COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES), ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA, CIPW, Ne-Kfs-Qtz DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

	WI-E 718/4	WI-E 718+10	WI-E 718+10(R)	WI-E Cor3	WI-E 857	WI-E 518	WI-E 117	WI-E 486	WI-E 72A/255	WI-E 414
	Bt-Crn-Ne Plagiossienito-gnaiss c/Sdl			Bt-Crn Nefelina sienito- granofels	Anf. Miascito- gnaiss mesocrático	Pegmatito alcalino c/fóide	Bt sienito- gnaiss c/fóide	Spn sienito- gnaiss	Sienito- granofels hololeu- crático	Bt-Px sienito- gnaiss
SiO ₂	52.01	55.51	48.16	50.32	49.15	59.25	60.73	57.58	66.76	60.23
TiO ₂	0.05	0.02	0.06	0.02	1.64	0.01	0.20	0.06	0.01	0.22
Al ₂ O ₃	33.99	25.89	38.63	30.38	17.90	17.63	18.86	19.90	19.39	14.43
Fe ₂ O ₃	0.61	2.74	0.95	1.08	2.81	0.17	3.87	1.89	0.05	8.02
FeO	0.35	1.20	0.41	2.18	6.11	0.79	1.46	6.84	0.12	2.20
MnO	0.01	0.16	0.02	0.09	0.17	0.11	0.15	0.29	0.00	0.31
MgO	0.58	0.28	0.40	1.59	2.80	0.02	0.09	0.03	0.09	0.47
CaO	1.77	1.90	1.46	0.12	6.76	0.41	1.09	1.26	0.29	2.09
Na ₂ O	9.15	10.37	8.28	4.61	5.94	8.16	6.74	9.04	8.84	7.78
K ₂ O	0.70	1.22	0.69	8.50	4.92	3.36	5.82	1.71	3.84	3.81
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.01	0.88	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01
P.F.	0.46	0.68	0.90	1.04	0.83	9.84	0.86	1.33	0.24	0.34
I	99.92	99.99	99.99	99.94	99.91	99.78	99.91	99.94	99.64	99.91
S ppm	72	115	79	79	554	76	105	n.d.	62	92
Sb ppm	19	71	28		208	339	298		117	
Sr ppm	693	506	410		154	28	58		85	
Rb/Sr	0.03	0.14	0.07		1.3	12.1	5.1		1.4	
ÍNDICES PETROQUÍMICOS										
Ka = $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0.46	0.71	0.37	0.55	0.84	0.97	0.92	0.84	0.96	1.17
Kp = $\frac{Na_2O+K_2O+CaO}{Al_2O_3}$	0.56	0.84	0.44	0.56	1.61	1.01	1.03	0.96	0.99	1.44
Kst = $\frac{6(Na_2O+K_2O)}{SiO_2}$	1.07	1.17	1.05	1.18	1.18	1.02	1.01	1.03	0.99	0.99
Na ₂ O/K ₂ O*	19.94	12.97	18.30	0.82	2.09	3.69	1.01	8.06	3.49	3.11
Fe ₂ O ₃ /FeO	2.31	2.28	2.32	0.49	0.46	0.21	2.65	0.28	0.42	3.64
K _K	0.05	0.08	0.05	1.21	0.55	0.27	0.57	0.12	0.29	0.32
K _{S1}	2.65	2.35	2.70	2.28	1.88	2.89	2.72	2.51	3.02	2.71
Norma de Stefanova										
FEM	6.33	9.95	5.77	9.37	34.51	2.59	10.36	16.07	0.72	26.11
AF	67.02	64.46	63.07	57.15	35.86	93.69	80.49	67.89	98.12	67.05
NE	8.62	18.62	6.73	19.09	27.53	3.18	7.98	13.21		6.82
AP	0.04	0.04	0.02	0.02	1.82	0.07	0.08		0.02	0.02
AL	17.94	6.93	24.41	14.37	0.28	0.47	1.09	2.82	0.37	
Norma CIPW										
Or	4.14	7.21	4.08	50.23	29.07	19.86	34.39	10.10	22.69	22.51
Ab	59.84	57.75	56.79	14.62	11.80	64.26	50.79	61.55	74.69	53.01
An	8.65	9.30	7.28	0.53	7.65	1.55	4.02	6.19	1.37	
Ne	9.53	16.25	7.19	13.21	20.83	2.59	3.38	8.09	0.06	
Crn	15.01	4.10	21.60	13.40				0.91	0.19	
Di					9.16	0.01	0.48			2.52
Hd					7.46	0.24				1.62
Wo							0.21			2.19
Fo	1.01	0.49	0.70	2.77	1.91	0.03		0.05	0.16	
Fa		0.16		2.51	1.96	1.06		8.83	0.13	
Ae										11.30
Ilm	0.09	0.04	0.11	0.04	3.11	0.02	0.38	0.11	0.02	0.42
Mag	1.02	3.97	1.21	1.56	4.07	0.25	4.62	2.74	0.07	5.95
Hem	0.11		0.11				0.68			
Cal										
Ap	0.05	0.05	0.02	0.02	2.05	0.07	0.09	0.02	0.02	0.02
I	99.44	99.31	99.09	98.90	99.08	99.94	99.05	98.61	99.40	99.57
Norma Ne-Kfs-Qtz										
Qtz	39.74	36.42	40.83	36.36	29.10	43.85	43.05	40.84	45.18	45.05
Ne	57.06	58.53	55.77	27.07	44.13	43.14	34.89	51.96	41.59	38.03
Kfs	3.20	5.04	3.40	36.57	26.77	13.01	22.07	7.20	13.23	16.93

* Em proporção molecular

TABELA 11e COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES)...ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA, CIPW, Ne-Kfs-Qtz DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO

	WI-E-132	WI-E-133	WI-E-133A	WI-E-746+6 Bt-FHs	WI-E-75 Bt-Px-FHs	WI-E-709/150S Sienito- granofels (fenito)	WI-E-382 Mc-Glime- rito	WI-E-708 Kersantito (lamprofiro)	WI-E-1560 Sienito mesocrático
	Anf.Monzossienito. gnaiss c/foide			Monzossie- nito-gnaiss (fenito)	Monzossie- nito-gnaiss (fenito)				
SiO ₂	60.76	60.03	60.98	52.46	64.75	66.35	40.47	45.72	45.22
TiO ₂	0.23	0.30	0.21	1.06	0.09	0.05	2.74	3.19	1.28
Al ₂ O ₃	17.78	17.42	17.74	17.91	18.47	18.95	16.70	15.75	14.40
Fe ₂ O ₃	2.99	3.73	3.03	5.18	1.99	0.06	7.57	5.23	6.65
FeO	3.51	3.91	3.33	4.00	0.84	0.28	12.27	9.94	7.19
MnO	0.19	0.21	0.20	0.32	0.08	0.00	0.47	0.20	0.19
MgO	0.08	0.00	0.05	2.52	0.13	0.33	4.12	5.08	7.39
CaO	1.84	2.18	1.73	4.28	0.56	0.14	2.31	7.38	9.24
Na ₂ O	5.99	6.07	6.12	5.90	0.24	7.20	0.97	4.50	3.68
K ₂ O	6.27	5.95	6.27	4.24	4.40	6.15	9.51	2.14	3.77
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.05	0.23	0.01	0.03	1.93	0.53	0.14
P.P.	0.24	0.11	0.27	1.00	0.30	0.20	0.86	0.16	0.72
E	99.93	99.97	99.98	99.88	99.94	99.74	99.92	99.82	99.87
S ppm	98	106	92	95	72	73	163	702	449
Rb ppm	216		214						
Sr ppm	29		33						
Rb/Sr	7.4		6.5						
ÍNDICES PETROQUÍMICOS									
K _a = $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0.94	0.94	0.95	0.80	1.00	0.98	0.71	0.62	0.70
K _p = $\frac{Na_2O+K_2O+CaO}{Al_2O_3}$	1.12	1.17	1.13	1.23	1.05	0.99	0.96	1.47	1.87
K _{st} = $\frac{6(Na_2O+K_2O)}{SiO_2}$	0.97	0.97	0.98	0.96	1.01	0.99	1.04	0.75	0.79
Na ₂ O/K ₂ O*	1.45	1.55	1.48	2.11	2.79	1.78	0.15	3.20	1.48
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.85	0.95	0.91	1.00	2.37	0.21	0.62	0.53	0.92
K _z	0.69	0.65	0.67	0.47	0.36	0.56	6.44	0.31	0.67
K _{st}	2.76	2.72	2.75	2.23	2.85	3.01	1.15	1.73	1.44
Norma de Stefanova									
FM	13.83	15.58	13.28	31.45	5.59	1.51	47.27	55.58	61.22
AF	79.33	76.86	79.69	48.14	89.92	97.77	4.98	19.55	12.34
NE	6.37	7.39	6.78	17.94	4.46		37.89	20.53	25.98
AP	0.10	0.12	0.10	0.40	0.02	0.06	4.23	1.12	0.29
Al'	0.37	0.05	0.15	1.99		0.34	5.63	3.32	0.17
Norma CIPW									
Or	37.05	35.16	37.05	25.05	26.47	36.34*2	38.01*3	12.64	22.28
Ab	45.83	45.63	46.52	32.12	67.23	60.92		22.79	2.14
An	3.11	2.71	2.42	9.86	0.18	0.50		16.45	11.64
Ne	2.63	3.11	2.85	9.64	1.35		4.36	8.28	15.71
Crn						0.27	4.71		
Di	0.28		0.20	5.39	0.70			8.42	20.79
Hd	4.76	6.87	4.98	2.53				5.24	5.87
Wo					0.68				
Po	0.05		0.02	2.65			7.04	6.13	6.14
Fa	1.10	0.26	0.77	1.57			9.56	4.83	2.19
Ae									
Ilm	0.44	0.57	0.40	2.01	0.17	0.09	5.10	6.06	2.43
Mg	4.33	5.40	4.39	7.50	2.71	0.09	10.74	7.58	9.64
Hea					0.12				
Ap	0.12	0.14	0.12	0.54	0.02	0.07	4.01	1.24	0.33
E	99.69	99.86	99.71	98.88	99.64	99.54	96.88	99.66	99.15
Norma Ne-Kfs-Qtz									
Qtz	43.27	43.02	43.17	38.22	44.44	44.87	29.07	36.38	26.41
Ne	32.11	33.17	32.46	40.48	39.74	33.92	25.65	47.19	42.04
Kfs	24.62	23.81	24.36	21.31	15.83	21.22	45.28	16.44	31.55

*1 Em proporção molecular

*2 Incluindo Qtz-0,05% En - 0,82% Fs - 0,38%

*3 Incluindo Lct - 17,61%

TABELA 12a COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES), ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA, CIPW, Ne-Kfs-Qtz DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ELDORADO

	WI-EL 13 Bt-Sdl Nefelinó- lito	WI-EL 13A Mc-Bt-Sdl Nefelinó- lito	WI-EL 447 Anf. Mariupo- lito- gnaisse	WI-EL 31/1 Bt Litch- fieldito- gnaisse	WI-EL 39 Bt-Mag Litch- fieldito- gnaisse	WI-EL 54 Bt Litch- fieldito- gnaisse	WI-EL 77 Scp-Bt-Mag Litch- fieldito- gnaisse	WI-EL 82 Bt-Mag Litch- fieldito- gnaisse	WI-EL 544 Bt-Me Sienito- gnaisse	WI-EL 553 Bt-Mag-Me Sienito- gnaisse	WI-EL 531 Sdl-Bt-Fhs-Me Sienito- gnaisse
SiO ₂	43.19	42.12	56.22	56.02	58.96	57.29	57.16	58.11	57.26	56.95	55.77
TiO ₂	0.01	0.03	0.05	0.06	0.08	0.02	0.08	0.01	0.03	0.04	0.18
Al ₂ O ₃	31.98	31.87	22.82	21.96	21.16	21.23	20.62	21.34	23.36	22.56	18.91
Fe ₂ O ₃	0.04	0.08	1.65	1.62	4.13	3.91	3.80	2.22	0.66	1.72	2.64
FeO	0.14	0.42	2.95	2.23	1.43	1.30	2.20	1.67	1.75	0.56	4.19
MnO	0.04	0.03	0.13	0.11	0.14	0.15	0.15	0.16	0.08	0.06	0.23
MgO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.05	0.04	0.03	0.01	0.01	0.14
CaO	0.10	0.03	1.11	0.67	0.30	0.81	0.46	0.85	0.21	0.36	1.79
Na ₂ O	15.78	16.91	11.23	8.75	10.62	8.52	11.02	9.28	7.74	6.30	4.79
K ₂ O	5.24	5.26	2.22	5.91	2.43	5.62	3.25	5.41	8.40	10.53	9.35
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.04	0.05	0.04	0.01	0.03	0.02	0.01	0.08	0.12
P.F.	3.47	3.16	1.42	2.58	0.60	0.46	0.80	0.82	0.37	0.79	1.40
Σ	99.92	99.94	99.85	99.94	99.93	99.37	99.60	99.92	99.92	99.96	99.51
S ppm	77	n.d.	349	305	69	61	75	238	74	90	n.d.
ÍNDICES PETROQUÍMICOS											
Ka = $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0.99	1.05	0.91	0.95	0.95	0.95	1.05	0.99	0.93	0.98	0.95
Kp = $\frac{Na_2O+K_2O+CaO}{Al_2O_3}$	1.00	1.06	1.00	1.00	0.97	1.01	1.06	1.06	0.95	0.99	1.12
K _{sat} = $\frac{6(Na_2O+K_2O)}{SiO_2}$	2.59	2.83	1.31	1.31	1.21	1.24	1.33	1.28	1.35	1.35	1.14
Na ₂ O/K ₂ O*	4.58	4.68	7.68	2.25	6.64	2.30	5.37	2.61	1.40	0.91	0.78
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.28	0.19	0.56	0.73	2.89	3.01	1.73	1.33	0.38	3.07	0.63
K _x	0.22	0.20	0.13	0.44	0.15	0.43	0.19	0.38	0.71	1.10	1.28
K _{s1}	1.15	1.10	2.11	2.14	2.29	2.22	2.08	2.18	2.14	2.14	2.30
Norma de Stefanova											
FFM	0.48	1.63	8.84	7.01	8.54	9.17	9.70	7.36	4.03	3.82	14.49
AF	12.04	7.50	60.32	63.40	68.05	65.13	58.42	65.36	65.13	65.76	64.47
NR	87.23	89.64	29.22	23.53	22.33	24.85	29.79	27.24	29.30	29.53	20.60
AP	0.02	0.02	0.08	0.10	0.08	0.02	0.06	0.04	0.02	0.16	0.25
(CA,NA)		1.21									
AL*	0.24		1.54	0.96	1.00	0.82			1.52	0.73	0.19
Norma CIPW											
Or			13.12	34.92	14.36	33.21	19.21	31.97	49.64	62.22	55.25
Ab			49.59	31.62	62.21	33.19	45.60	38.55	19.74	8.48	14.01
An	0.43		5.25	3.00	1.23	3.09		0.60	0.98	1.26	2.48
Ne	72.33	72.94	24.61	22.98	14.98	21.08	22.95	21.65	24.79	24.29	14.37
Lct	20.68	11.99									
Els	2.61	8.98									
Crn			0.02	0.07	0.61				1.18	0.34	
Di						0.27	0.08	0.16			0.33
Hd							1.76	2.85			4.63
Wo						0.22		0.04			
Po		0.03			0.07		0.04		0.02	0.02	0.14
Fa	0.11	0.60	3.25	2.21			1.11		2.14		2.46
NaNetas		1.90									
La		0.03									
Ae		0.23					4.65				
Hc	0.19										
Ilm	0.02	0.06	0.09	0.11	0.15	0.04	0.15	0.02	0.06	0.08	0.34
Mag	0.06		2.39	2.35	4.84	4.62	3.17	3.22	0.96	1.89	3.82
Hen					0.79	0.72				0.42	
Ap	0.02	0.02	0.09	0.12	0.09	0.02	0.07	0.05	0.02	0.19	0.28
Σ	96.45	96.78	98.42	97.38	99.33	96.45	98.81	99.10	99.51	99.71	98.11
Norma Ne-Kfs-Qtz											
Qtz	4.90	3.12	32.51	33.03	37.91	33.78	33.26	34.14	32.36	32.37	36.20
Ne	79.98	80.20	58.95	44.81	53.17	44.65	54.30	46.15	37.68	38.41	26.26
Kfs	15.12	16.68	8.54	22.17	8.91	21.57	12.43	19.71	29.95	37.23	37.54

* Em proporção molecular

TABELA 12.b. COMPOSIÇÃO QUÍMICA (ELEMENTOS MAIORES E MENORES), ÍNDICES PETROQUÍMICOS, NORMAS STEFANOVA, CIPW.

	Ne-Kfs-Qtz DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ELDORADO											
	WI-EL 41/1 Mag-Bt	WI-EL 278B Bt-Fhs	WI-EL 284A Hs	WI-EL 365/1 Bt	WI-EL 512 Scp-Bt	WI-EL 514 Bt	WI-EL 540/1 Ms	WI-EL 549 Ms-Bt	WI-EL 551 Bt-Hbl	WI-EL 551/1 Hbl-Bt	WI-EL 551/2 Px-Bt-Hbl	WI-EL 164 Fls Glinerito
Miaskito - gnaiss												
SiO ₂	54.83	58.58	58.96	57.82	55.43	58.60	55.71	58.69	56.60	59.90	53.35	33.95
TiO ₂	0.06	0.06	0.07	0.29	0.09	0.11	0.04	0.06	0.59	0.14	0.99	1.77
Al ₂ O ₃	20.66	20.51	20.89	18.33	22.27	21.54	20.63	21.74	19.24	20.15	17.67	18.59
Fe ₂ O ₃	3.39	2.23	2.84	2.60	1.29	1.67	4.23	3.19	2.79	2.00	3.24	5.89
FeO	2.86	2.90	2.50	4.05	3.49	2.65	2.05	1.13	3.24	1.76	4.83	21.52
MnO	0.21	0.25	0.10	0.18	0.14	1.13	0.22	0.11	0.19	0.10	0.24	0.72
MgO	0.00	0.07	0.09	0.34	0.07	0.61	0.00	0.02	0.76	0.13	1.90	3.54
CaO	1.52	1.18	1.06	2.56	0.91	0.25	1.68	0.31	2.44	0.93	4.59	1.21
Na ₂ O	9.41	8.45	10.44	5.57	8.03	9.42	9.35	8.04	6.87	6.95	6.03	0.29
K ₂ O	4.34	5.01	2.11	7.08	7.37	3.87	4.21	5.50	5.99	7.14	4.75	9.07
P ₂ O ₅	0.83	0.03	0.05	0.13	0.08	0.06	0.04	0.03	0.22	0.06	0.45	1.13
P.F.	2.58	0.43	0.70	1.81	0.82	1.03	1.56	0.67	1.02	0.71	1.90	2.23
Σ	99.89	99.70	99.81	99.96	99.99	99.94	99.72	99.49	99.95	99.97	99.94	99.91
S, ppm	686	76	78	147	398	95	76	65	101	85	122	188
ÍNDICES PETROQUÍMICOS												
$K_{Al} = \frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0.98	0.94	0.93	0.92	0.95	0.91	0.97	0.88	0.92	0.95	0.85	0.55
$K_p = \frac{Na_2O+K_2O+CaO}{Al_2O_3}$	1.11	1.05	1.02	1.17	1.03	0.93	1.11	0.91	1.16	1.03	1.32	
$K_{sat} = \frac{6(Na_2O+K_2O)}{SiO_2}$	1.30	1.16	1.16	1.04	1.25	1.19	1.26	1.16	1.11	1.69	0.99	
Na ₂ O/K ₂ O*	3.29	2.56	7.52	1.19	1.66	3.70	3.37	2.22	1.74	1.48	1.93	
Fe ₂ O ₃ /FeO	1.18	0.77	1.14	0.64	0.37	0.63	2.06	2.82	0.86	1.14	0.67	
K ₂	0.30	0.39	0.13	0.84	0.60	0.27	0.30	0.45	0.57	0.68	0.52	
K _{2s}	2.05	2.35	2.35	2.50	2.04	2.33	2.12	2.44	2.33	2.48	2.31	
Norma de Stefanova												
FZM	12.29	10.21	9.91	16.32	9.01	8.48	12.41	6.86	16.15	7.72	27.05	43.44
AF	56.70	69.09	69.12	69.08	57.82	68.61	59.30	73.22	63.80	75.75	54.02	
NE	30.94	19.92	19.83	13.86	32.25	20.91	28.21	17.25	19.09	15.77	17.12	36.44
AP	0.06	0.06	0.10	0.27	0.16	0.12	0.08	0.06	0.45	0.12	0.94	2.55
(CA,NA)*												
Al*		0.72	1.04	0.46	0.76	1.88		2.60	0.52	0.65	0.87	9.94
R												7.65
Norma CIPW												
Or	26.33	29.60	12.47	41.84	43.55	22.87	24.88	32.50	35.40	42.19	28.07	0.36
Ab	37.75	44.69	61.16	29.28	19.09	52.14	41.54	46.82	33.20	37.08	29.96	
An	1.35	3.24	3.91	4.10	2.96	0.85	1.89	1.34	3.97	2.70	7.12	
Ne	23.83	14.52	14.72	9.67	26.47	14.93	20.36	11.49	13.50	11.77	11.41	1.33
Lct												41.83
Kfs												
Crn						1.54		2.07				8.31
Di		0.03	0.09	1.07	0.03				2.35	0.26	5.48	
Hd	5.30	0.55	0.81	5.68	0.89		1.16		3.28	1.06	5.06	
Wo	0.10						2.04					
Fo		0.11	0.13	0.25	0.11	1.06		0.03	0.56	0.14	1.54	6.19
Fa		2.75	1.46	1.64	3.85	2.74			0.99	0.75	1.79	25.59
NaMetas												
La												
Ae												
Hc												
Ilm	0.12	0.11	0.13	0.55	0.17	0.21	0.08	0.11	1.12	0.27	1.88	3.37
Mag	5.04	3.23	4.11	3.77	1.87	2.42	6.13	3.83	4.04	2.90	4.69	8.55
Hem								0.55				
Ap	0.07	0.70	0.12	0.30	0.19	0.14	0.09	0.07	0.51	0.14	1.05	2.15
Σ	99.89	99.54	99.11	98.15	99.17	98.91	98.16	98.82	98.93	99.26	98.04	97.68
Norma Ne-Kfs-Qtz												
Qtz	32.61	37.45	37.82	38.96	30.92	37.54	34.32	39.08	37.14	38.67	37.22	13.68
Ne	50.37	43.61	54.17	31.61	41.31	48.01	49.39	40.58	38.36	34.99	39.81	50.57
Kfs	17.02	18.94	0.02	29.43	27.77	14.45	16.29	20.34	24.50	26.33	22.97	35.75

* Na proporção molecular

peralcalinas, pois são desprovidas de silicatos complexos de Zr, Ti, TR, U, Th, Nb, Be, Li, sendo pobres em F, Cl e S.

A deficiência ou saturação da SiO_2 em relação a $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ nas rochas alcalinas é dada pelo coeficiente $\text{Kst} = 6 (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{SiO}_2$ (em proporção molecular). No CAE, ele varia de 0,97 a 2,39; no CAEL, de 0,99 a 2,83, mostrando, assim, que existem rochas levemente saturadas, com $\text{Kst} < 1$ (0,97 - 0,99), representadas por álcali sienitos; levemente insaturadas, com $\text{Kst} > 1,0$ (1,1 - 1,6), onde se enquadra a maioria das rochas dos dois complexos; enquanto outras são muito insaturadas, alcançando valores de $\text{Kst} = 2,3$ a 2,83 e sendo representadas pelos nefelinólitos.

O coeficiente de peraluminosidade $\text{Kp} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ (em proporção molecular) apresenta valores situados entre 1,44 e 1,61 para a maioria das rochas do CAE, indicando serem elas metaluminosas. Valores de 0,44, 0,56 e 0,84 são indicativos de rochas fortemente peraluminosas, no caso portadoras de coríndon modal e normativo e representadas pelos biotita-coríndon nefelina plagiossienito-gnaisses e biotita-coríndon nefelina sienito-granofels s.s. No caso do CAEL, os valores de Kp situam-se entre 0,91 e 1,17, indicando que temos rochas peraluminosas, com coríndon modal com $\text{Kp} < 1,0$, e metaluminosas, com $\text{Kp} > 1,0$.

O índice Kk , nas rochas do CAE, varia de 0,03 a 1,2; e nas rochas do CAEL, de 0,12 a 1,3; isso indica que temos rochas persódicas com $\text{Kk} < 0,30$, sódicas com $0,30 < \text{Kk} < 0,60$, potássicas com $0,60 < \text{Kk} < 0,90$ e perpotássicas com $\text{Kk} > 0,90$.

As razões moleculares $\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}$ no CAE variam de 1,01 e 19,94 e no CAEL, de 0,78 a 7,68. As razões mais altas são encontradas nos biotita-coríndon-nefelina plagiossienito-gnaisses e situam-se entre 12,97 e 19,94, vindo depois os mariupolitos, com 7,62 a 7,68. Por outro lado, a menor razão foi encontrada no biotita-coríndon-nefelina sienito-granofels s.s., com 0,82, tratando-se de uma rocha perpotássica. Nos demais tipos de rochas, a variação do coeficiente Kk é errática em função das variações modais dos minerais portadores de potássio,

como o microclínio, a biotita, a lepidomelana, a siderofilita, a moscovita e a nefelina.

As razões de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ nas rochas do CAE variam de 0,11 a 5,82 e são representadas por variedades petrográficas portadoras de siderofilita e egirina, respectivamente; no CAEL, elas variam de 0,37 a 3,07 e estão relacionadas com espécimes que contêm lepidomelana e biotita, respectivamente. Essa grande variação das razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, em ambos os complexos, está intrinsecamente relacionada com variações de conteúdo de Fe_2O_3 e FeO nos minerais máficos majoritários constituintes das rochas analisadas. As razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ das rochas com determinado mineral predominante são, grosso modo, compatíveis com as calculadas a partir dos dados de análises químicas de minerais semelhantes arrolados em Deer, Howie & Zussman (1962a, 1962b e 1967). Assim, em termos de valores decrescentes das razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, temos: egirina (6,90 - 23,5), maghemita (3,43), biotita (2,40 - 2,60), magnetita (2,23 - 2,30), lepidomelana (0,23 - 0,43), ferrohastingsita (0,17 - 0,30) e siderofilita (com razão em torno de 0,05).

Outro parâmetro petroquímico calculado é o Al' , que indica excesso de alumínio (supersaturação) na rocha, à semelhança de K_p , sendo, porém, um indicador mais sensível das variações do quimismo das rochas ígneas. Quando temos $K_a > 1,0$ e $\text{Al}' = 0$, não deve haver mica na rocha; quando temos $K_a < 1,0$ e $\text{Al}' > 0$, o máfico principal deve ser uma mica. Quando $K_a < 1,0$ e $\text{Al}' > 5$, temos coríndon normativo e modal, como no caso das amostras WI-E-718/4, WI-E-718+10, WI-E-78+10(R) e WI-E-Cor 3 do CAE, com K_a situado entre 0,37 e 0,71 e Al' , entre 6,93 e 24,41, representados por biotita-coríndon nefelina plagiossienito-gnaisses e biotita-coríndon-nefelina sienito-granofels s.s.

Nas normas calculadas, verificou-se que os valores das composições normativas, pelo método de Stefanova (1980), tendem a aproximar-se, em muitos casos, dos modais calculados ou estimados. No que tange a nefelina, nessa norma ela apresenta valores normativos sistematicamente maiores que os calculados pela norma CIPW, com exceção de dois casos: WI-E-718/4 e WI-E-

718+10(R), que apresentam uma pequena diferença a menor. Verifica-se que, nas rochas com corindon modal, há proximidade entre os valores Al' na norma de Stefanova e de corindon na norma CIPW. Nas normas CIPW, calculadas para os nefelinólitos, a presença de leucita, kalsilita e metassilicato de sódio deve ser considerada resultado da presença de potássio nas nefelinas e sodalitas. A presença, na norma CIPW, dos mariupolitos de ortoclásio não se coaduna com a mineralogia da rocha, na qual temos, como feldspato, apenas a albita, podendo ser explicada pela presença de potássio na composição das nefelinas. A egirina normativa, por sua vez, marca a presença da própria egirina ou a presença de anfibólio sódico modal. A presença de ortoclásio, diopsídio, hedenbergita, forsterita e faialita, e dos fêmicos opacos deve ser considerada resultado, em grande parte, da biotita.

A simples vista d'olhos nos dados das análises químicas das rochas dos dois complexos mostra que não temos tendências de variação normal nem antipatética entre os seus óxidos constituintes (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , K_2O e Na_2O), ficando eliminada, dessa maneira, a possibilidade de utilização do diagrama de variação de Harker. Fato semelhante foi verificado nos litchfielditos de Itaju da Colônia (Bahia), por Fujimori (1978).

Nas tentativas de análise do comportamento das rochas alcalinas em diagramas de variação utilizados alhures com sucesso no estudo de rochas congêneres — como o índice de solidificação de Kuno et al. (1957), empregado por Subbarao (1971) no estudo das rochas alcalinas da Série Kunaravaram — Índia, e o índice de diferenciação desenvolvido e utilizado por Thornton & Tuttle (1960) no estudo das rochas alcalinas de Highwood Mountain, Montana, U.S.A. —, embora as rochas apresentem marcante variação em sua composição química mesmo nesses diagramas, não se conseguiu vislumbrar qualquer tendência direcional coerente de variação, devido ao grande espalhamento dos pontos nos diagramas. Em vista disso, julgamos desnecessário apresentá-los. As causas desse fato, a nosso ver, se devem à

natureza híbrida de parte das rochas, originadas que são por metassomatose ou reação do magma nefelina sienítico s.l. com as rochas encaixantes, como no caso das rochas alcalinas com corindon (como descrevem Carlson, 1957, e Bazhenov et al., 1979, em contexto geológico semelhante), dos sienitos de bordadura, de parte dos gnaisses e granofels litchfieldíticos e mariupolíticos e dos albitizados e nefelinizados por metassomatose sódica, que apresentam gradativas variações composicionais laterais.

Nas figuras 48 e 49 temos as projeções das composições das rochas do Complexo Alcalino de Estrela, nos diagramas Ka versus Ksi e Kk versus Ksi; nas Figuras 50 e 51, temos os mesmos diagramas para as rochas do Complexo Alcalino de Eldorado. Neles, podemos verificar que as rochas de ambos os complexos são predominantemente miaskíticas; algumas são miaskítico-agpaiticas, com Ka entre 1 e 1,1; e apenas uma rocha, com Ka=1,17, é representada por um biotita-egirina sienito-gnaisse.

Nas Figuras 52 e 53, podemos verificar que as suítes de rochas dos dois complexos incluem tanto tipos metaluminosos como peralcalinos, que apresentam grande variação das razões moleculares $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$.

As análises das rochas dos dois complexos plotadas em diagramas moleculares $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (Figuras 54 e 55) mostram que seguem o "trend" de fracionamento de um líquido traquítico que inicialmente evolui para a composição metaluminosa, para depois se tornar peralcalino, à semelhança do dique de Hviddal, da Província Alcalina de Gardar, Groenlândia (MacDonald, 1974, in Sorensen, 1974) e dos nefelina sienito gnaisses de Boca Nova, Pará, Brasil (Lowell & Villas, 1983).

As composições normativas de Qtz-Ne-Kfs de ambos os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado, quando plotadas nos respectivos diagramas triangulares (Figuras 56 e 57) situam-se tanto do lado potássico como do sódico do vale termal. Acresce que tampouco se dispõem ao longo das curvas de fracionamento teóricas de Hamilton & Mackenzie (1965) nem ao longo das curvas de fracionamento empíricas obtidas no estudo das rochas

Fig. 48 Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela projetadas no diagrama K_a versus K_{si} .

Fig. 49 Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela projetadas no diagrama K_k versus K_{si} ; onde rochas com $0 < K_k < 0,3$ — persódicas; $0,3 < K_k < 0,6$ — sódicas; $0,6 < K_k < 0,9$ potássicas e $K_k > 0,9$ perpotássicas.

Fig. 50 Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado projetadas no diagrama K_a versus K_{si} .

Fig. 51 Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado projetadas no diagrama K_k versus K_{si} ; onde rochas com $0 < K_k < 0,3$ - persódicas; $0,3 < K_k < 0,6$ - sódicas; $0,6 < K_k < 0,9$ - potássicas e $K_k > 0,9$ - perpotássicas.

Fig 52 COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA EXPRESSA EM TERMOS DE PROPORÇÃO MOLECULAR DE Al_2O_3 , K_2O e Na_2O . LINHAS TRACEJADAS INDICAM RAZÕES IGUAIS DE $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. O CAMPO PERALCALINO SITUA-SE ABAIXO DOS 50% DE Al_2O_3 . DIAGRAMA BASEADO EM NASH ET AL.(1969) COM MODIFICAÇÕES.

- nefelinólito
- + mariupólito
- litchfieldito
- ◻ corindon nefelina sienito ss. e corindon nefelina plagiossienito
- ▼ miaskito
- ◻ monzossienito com fóide
- ◊ sienito com fóide
- ◆ sienito alcalino

Fig. 53 COMPOSIÇÃO DAS ROCHAS DO COMPLEXO ALCALINO DE ELDORADO EXPRESSA EM TERMOS DE PROPORÇÃO MOLECULAR EM PESO DE Al_2O_3 , K_2O e Na_2O . LINHAS TRACADAS INDICAM RAZÕES IGUAIS DE $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. O CAMPO PERALCALINO SITUA-SE ABAIXO DE 50% DE Al_2O_3 . DIAGRAMA ELABORADO COM BASE EM NASH ET AL. (1969) COM MODIFICAÇÕES.

- Nefelinolito
- + Mariupolito
- Litchfieldito
- ◻ Miaskito
- Δ nefelina sienito ss.
- ◊ Sienito alcalino

Fig. 54 Composição das rochas do Complexo Alcalino de Estrela projetadas no diagrama molecular $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Onde: $\bullet$ -nefelinólito, $\circ$ -litchfieldito, $+$ -marupolito, ∇ -monzossienito com nefelina, $\diamond$ -sienito, $\square$ -corindon "nefelina sienito", F-feldspato alcalino, N-nefelina, $+$ média de 115 nefelina sienitos segundo Le Maitre (1976). A seta representa o trend de fracionamento do nefelina sienito de Hviddal, província de Gardar, Groelândia conforme MacDonald (1974).

Fig. 55 Composição das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado projetadas no diagrama molecular $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$. Onde: • nefelinólito, + mariupolito, o litchfieldito, □ miaskito, Δ nefelina sienito e ○ sienito, F-feldspato alcalino, N-nefelina, + média de 115 nefelina sienitos segundo Le Maitre (1976). A seta representa o trend de fracionamento do nefelina sienito de Hviddal, província de Gardar, Groelândia, conforme MacDonald (1974).

Fig. 56 Projeção das composições das rochas do Complexo Alcalino de Estrela, no diagrama Ne-Kfs-Qtz à $\text{PH}_2\text{O} = 1\text{Kb}$. Onde: M=temperatura mínima, m'-mínimo do sistema Ab-Or, R-ponto de reação, linha cheia com seta - curva ideal de fracionamento, segundo Hamilton & Mackenzie (1965), linha pontilhada - trend de fracionamento das rochas alcalinas vulcânicas do Monte Suswa, Kenya, segundo Nash et al. (1969). M-B campo de convergência Morozewicz-Buerger das nefelinas.

- Nefelinólito
- + Mariupólito
- Litchfieldito
- △ Nefelina Sienito ss.
- ◻ Monzossienito com fólde
- ◻ Corindon nefelina sienito ss. e corindon nefelina plagiossienito
- ◆ Sienito com fólde
- ◊ Sienito alcalino
- Nefelina

Fig. 57 Projeção das composições das rochas do Complexo Alcalino de Eldorado no diagrama Ne-Kfs-Qtz à $P_{H_2O}=1Kb$. Onde: M=temperatura mínima, m'-mínimo do sistema Ab-Or, R-ponto de reação, linha cheia com seta-curva ideal de fracionamento, segundo Hamilton & Mackenzie (1965), linha pontilhada-trend de fracionamento das rochas alcalinas vulcânicas do Monte Suswa, Kenya, segundo Nash et al (1969). M-B campo de convergência Morozewicz-Burger das nefelinas.

- Nefelinólito
- + Mariupólito
- Litchfieldito
- ▣ Miaskito
- Δ Nefelina sienito s.s.
- ◊ Sienito alcalino
- Nefelina

vulcânicas alcalinas do Monte Suswa, Quênia, por Nash et al. (1969).

A situação algo afastada do ponto mínimo M apresentada por parte das rochas no diagrama Qtz-Ne-Kfs (Figs. 56 e 57) mostra que sua formação se deve, parcialmente, a processos metassomáticos, como sugerem, para casos semelhantes, Reeve & Anderson (1976) e Sylvester & Anderson (1976). Acresce a ampla variação dos teores de Al_2O_3 e SiO_2 nos dois complexos alcalinos; isso, segundo Gellatly & Hornung (1968), é uma prova de que passaram por processos metassomáticos. A presença de nefelinas com variação na razão Na_2O/K_2O deve-se a processos metassomáticos, segundo Tilley (1957) e Hamilton (1961).

Estes dados nos levam a concluir que muitas das rochas analisadas de ambos os complexos já perderam a sua composição ígnea original, como no caso dos biotita-coríndon-nefelina sienito-granofels s.s. e dos biotita-coríndon-nefelina plagiossienito-gnaisses, que são rochas híbridas; dos mariupolitos, que foram formados por metassomatose sódica a partir dos litchfielditos; ou dos litchfielditos portadores de anfibólios e piroxênios sódicos, que foram afetados por metamorfismo provavelmente aloquímico e/ou metassomatose sódica.

Não obstante o que foi dito acima, os pontos de composição de boa parte das rochas dos dois complexos encontram-se próximos do ponto de temperatura mínima de fusão e na região de fusão da maioria das rochas alcalinas (Hamilton e MacKenzie, 1965). Essa situação dos pontos composicionais dá subsídios para que se considerem essas rochas alcalinas como de origem magmática e sugerem que elas representam o último estágio de cristalização fracionada de um sistema natural álcali-alumossilicático deficiente em sílica.

5.5. GEOCRONOLOGIA

Com as rochas do Complexo Alcalino de Estrela foram elaboradas quatro isócronas Rb-Sr em rocha total (Figuras 58,

59, 60 e 61), cujos dados analíticos aparecem nas Tabelas 13 e 14, respectivamente, enquanto as estações de amostragem podem ser vistas na Figura 78 nos anexos.

A primeira delas tem cinco pontos analíticos, com $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7321$, idade de 1013 ± 39 m.a., MSWD = 3,85, boa distribuição dos pontos analíticos ao longo da reta isocrônica, porem sem a colinearidade desejada. Foi elaborada com gnaisses alcalinos de diferentes fácies petrográficas, amostrados em diversos afloramentos do Morro da Estrela, representados por biotita litchfieldito-gnaisse (WI-E-01), anfibólio litchfieldito-gnaisse (WI-E-04), egirina litchfieldito-gnaisse (WI-E-10), egirina litchfieldito-gnaisse (WI-E-11) e anfibólio litchfieldito-gnaisse (WI-E-12).

As outras três isócronas são de "afloramento"; suas amostras provêm de afloramentos de pequenas dimensões de até 2 dezenas de metros de extensão e de 5 a 7 metros de largura.

A isócrona de 3 pontos analíticos, elaborada com biotita litchfieldito-gnaisses (afloramento WI-E-294), apresenta $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,8842$, idade de 805 ± 12 m.a. e MSWD = 17,60. A segunda isócrona desse grupo, também de três pontos analíticos e elaborada em rocha total, em litchfieldito-granofels (afloramento WI-E-743+7 situado na Crista dos Pastéis), apresenta $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7790$, idade de 1126 ± 25 m.a. e MSWD = 19,73.

Verifica-se que as quatro isócronas apresentam razões iniciais muito altas (de 0,7321 a 0,8842), idades discordantes entre si (de 805 a 1126 m.a.), altos valores de MSWD (com exceção de um caso) e grande dispersão dos pontos analíticos. O valor do MSWD acima da unidade indica existir componente geológico que causa o espalhamento dos pontos analíticos das rochas alcalinas; estas teriam sido, subseqüentemente à sua colocação, isotopicamente perturbadas, resultando sistemas de minerais isotopicamente heterogêneos, ou então não constituiriam sistemas isotopicamente homogêneos por ocasião da intrusão.

DADOS ANALITICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DE GNAISSES ALCALINDS DO COMPLEXO ALCALINO ESTRELA

Nº de Lab (SPR)	Nº de Campo	Litologia	Material	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb87/Sr86	Sr87/Sr86
3303	WI-E-01	Litchfieldito Gnaiss	RT	244.0	60.0	12.010	0.9107
3195	WI-E-04	Litchfieldito Gnaiss	RT	343.4	30.5	33.922	1.2038
3304	WI-E-10	Litchfieldito Gnaiss	RT	234.0	68.2	10.120	0.8933
3305	WI-E-11	Litchfieldito Gnaiss	RT	281.0	130.0	6.320	0.8134
3306	WI-E-12	Litchfieldito Gnaiss	RT	273.7	236.2	3.380	0.7838

Figura 58. Diagrama Isocrônico em rocha total de gnaisses alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela.

Tabela 14

DADOS ANALÍTICOS Rb/Sr EM ROCHA TOTAL DE GNAISSES E GRANOFELS ALCALINOS DO COMPLEXO ALCALINO
DE ESTRELA AFLORAMENTOS WI-E-294, WI-E-310 e WI-E-747+7

Nº Lab (SPR)	Nº CAMPO	MATERIAL	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁷	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Idade * (ma)
8880	WI-E-294/6	RT	359.2	14.7	78.365 ± 1.192	1.83186 ± 0.00288	1005 ± 16
8881	WI-E-294/14	RT	146.4	18.1	24.446 ± 0.313	1.16676 ± 0.00182	1318 ± 18
8882	WI-E-294/19	RT	358.4	16.8	67.184 ± 0.594	1.63766 ± 0.00316	971 ± 9
9881	WI-E-294/15	RT	342.2	25.7	40.376 ± 0.226	1.19643 ± 0.00039	852 ± 6
8728	WI-E-320/3	RT	238.9	13.9	53.603 ± 0.759	1.47867 ± 0.00294	1009 ± 15
9288	WI-E-320/6	RT	102.3	27.8	10.376 ± 0.451	0.90574 ± 0.00018	1349 ± 60
9829	WI-E-320/9	RT	203.8	19.0	31.614 ± 0.142	1.18177 ± 0.00025	1054 ± 7
8733	WI-E-743+7/3	RT	166.2	27.9	17.679 ± 0.220	0.97881 ± 0.00160	1082 ± 17
8734	WI-E-743+7/6	RT	189.8	30.5	18.571 ± 0.280	1.01161 ± 0.00221	1153 ± 21
8735	WI-E-743+7	RT	224.7	12.0	60.195 ± 1.302	1.80943 ± 0.00748	1280 ± 29
8884	WI-E-743+7/5	RT	208.4	11.4	57.432 ± 1.397	1.62367 ± 0.00461	1118 ± 28
8885	WI-E-743+7/4	RT	150.6	35.1	12.744 ± 0.079	0.98455 ± 0.00029	1528 ± 14

1300 MA

1100 MA

Observações: (*) Razão inicial = 0,705

$$Rb = 1.42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1}$$

Figura 59

Isócrona de afloramento em rocha total em gnaisses alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramento WI-E-294.

Figura 60

Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total em granofels alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramento WI-E-320.

Figura 61 Diagrama isocrônico de afloramento em rocha total em granofels alcalinos do Complexo Alcalino de Estrela, afloramento WI-E-743+7.

Sabe-se, por outro lado, que nos complexos alcalinos miaskíticos e agpaíticos metamorfizados estudados alhures, foram preservadas do metamorfismo tanto as idades de formação quanto as razões iniciais. Assim, nos complexos alcalinos miaskíticos de Blue Mountain, Canadá, temos $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7041$ e idade de 1285 ± 41 m.a. (Krogh & Hurley, 1968), e no de Ilmen e Vishnevye Gory, URSS, $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7033$ e idade de 446 ± 13 m.a., com MSWD = 0,56 (Kramm et al., 1983), cabendo ressaltar que esta idade foi confirmada por datação U-Pb em zircões, apresentando, em diagrama de Wetherill, na interseção superior, valor 432 ± 12 m.a., indicativo da época de cristalização dos zircões, e na inferior, 261 ± 14 m.a., que corresponde à perda de Pb radiogênico durante o metamorfismo variscano dos Urais (Chernyshev et al., 1987). Nos complexos alcalinos agpaíticos de Norra Kärr, Suécia, temos $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7072$ e idade de 1580 ± 62 m.a. (Blaxland, 1977); e no de Red Wine, Canadá, $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7021$ e idade de 1345 ± 75 m.a. (Blaxland & Curtis, 1977).

Cabe ressaltar que, de acordo com os dados de estudos mineralógico-petrográficos e petroquímicos efetuados no complexo alcalino de Blue Mountain por Paine (1966), Duke (1975) e Duke & Edgar (1977); no de Ilmenskiye e Vishnevye Gory por Ronenson (1967), Ronenson, Levin & Bazhenov (1979) e Levin (1974); no de Nora Kärr por Adamson (1944); e no de Red Wine por Curtis & Currie (1981), não se verifica neles a mesma intensidade das transformações metamórficas e metassomáticas encontradas nos complexos alcalinos de Estrela e Eldorado.

Este comportamento dispar do ponto de vista geocronológico das rochas do Complexo Alcalino de Estrela pode ser explicado justamente pelas transformações metamórficas e metassomáticas que as rochas alcalinas sofreram, como demonstrado pelos dados petrográficos e petroquímicos dos itens precedentes. Tais dados mostram que as rochas apresentam várias gerações de minerais, formados por metamorfismo aloquímico diferencial e por metassomatose. Nessas reações metamórfico-metassomáticas ocorreu a descalcificação de parte dos

oligoclásios transformados em albitas com saída simultânea do Ca e do Sr do sistema; albitização dos microclínios com saída de Rb e K; e metassomatose potássica tardia e pouco pronunciada com entrada de Rb ao lado de K, que transformou as biotitas em moscovitas. Essas transformações ocorreram em pelo menos duas fases de metamorfismo e metassomatose.

Portanto, as idades isocrônicas obtidas não exprimem a época da formação das rochas; conseqüentemente, as isócronas são secundárias e representadas por pontos analíticos, formados por reequilíbrio dos sistemas isotópicos Rb-Sr durante o Ciclo Brasileiro, como descrevem, para caso semelhante, Reis Neto & Cordani (1984) na região do Alto Tocantins, Goiás. Outrossim, a idade convencional Rb/Sr da amostra WI-E-743+7/4, com valor de 1528 m.a., sugere ser essa a idade mínima e aproximada de cristalização dos nefelina sienitos s.l.

Assim, cada um dos pontos analíticos da isócrona "areal" da Fig. 58 deve representar subvolumes de sistemas isotópicos diferentes de rochas reequilibradas no Ciclo Brasileiro (como descrito por Reis, 1981), bem como patentear isócronas secundárias brasileiras, como assinalado esquematicamente por retas tracejadas na figura acima citada.

As idades U-Pb obtidas em diagrama concórdia em zircão de sienito do Complexo Alcalino de Estrela (afloramento WI-E-72) aparecem na Figura 62 e seus dados analíticos podem ser vistos na Tabela 15.

Os resultados das análises isotópicas U-Pb obtidos em fragmentos de um único zircão (3 frações com diferentes suscetibilidades magnéticas) indicaram idade de 538±13 m.a. para o processo de remobilização metamórfico-metassomático, durante o qual ele foi formado. Os três pontos analíticos referentes aos três fragmentos de zircão situam-se sobre a curva concórdia. A quarta fração do mesmo zircão apresentou razões Pb^{208}/U^{238} e Pb^{207}/U^{235} distintas dos demais, sugerindo a presença de Pb de origem crustal em sua composição. Verifica-se, por outro lado, que a idade de formação do zircão é coeva da granitogênese

TABELA 15

DADOS ANALÍTICOS U-Pb EM FRAGMENTOS DE ZIRCÃO DE SIENITO DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

174

AMOSTRA	FRAGMENTO DE ZIRCÃO	207 235	206 238
		Pb /U	Pb /U
WI-E-72	1	0.70718	0.08844
WI-E-72	2	0.88522	0.09810
WI-E-72	3	0.69082	0.08635
WI-E-72	4	0.68675	0.08571

Fig. 62 Diagrama com concordia em coordenadas $Pb^{206}/U^{238} - Pb^{207}/U^{235}$ para fragmentos de zircão acessório do sienito do Complexo Alcalino de Estrela.

regional representada pelo Granito Barrolândia (Suíte Santa Luzia), com idade de 532 ± 41 m.a. O zircão datado forma-se ao longo de planos, no sienito granofels, na forma de fluxo ou cordões paralelos de cristais ou agrupamentos de cristais, que apresentam inclusões de minerais da rocha hospedeira e, por vezes, de zircão de geração anterior, à semelhança dos zircões estudados por Rudenko (1957) no Complexo Alcalino de Mariupol, URSS, e por Iwanuch, Svisero & Souza (1984), no Complexo Alcalino de Peixe.

Os dados analíticos das determinações de idade pelo método K-Ar em concentrados monominerálicos do Complexo Alcalino de Estrela estão na Tabela 16, e os do Complexo Alcalino de Eldorado, na Tabela 17. Por si só, os resultados das análises são satisfatórios, já que os erros analíticos situam-se entre 2,2 e 5,7% (com exceção de uma análise, com 9% de erro, obtida em cancrinita) e não apresentam restrição interpretativa, visto que o erro do método situa-se em torno de 3%.

As idades das sodalitas superpõem-se em termos de erros analíticos e devem refletir aproximadamente a época ou mesmo a época de sua formação (559 ± 32 a 519 ± 21 m.a.) no Ciclo Brasileiro, após o metamorfismo do Grupo Estrondo, pois os veios de sodalita e sodalita nefelinólito cortam discordantemente os miaskito-e litchfieldito-gnaisses e apresentam texturas ígneas granular-alotriomórficas. Os valores mais altos de idades, encontrados nas sodalitas, mostram que elas apresentam temperaturas críticas mínimas de início de retenção de argônio, mais altas que os demais minerais.

As idades de outros minerais, que variam de 540 ± 19 a 475 ± 13 , são consideradas mínimas em relação à época de formação dos minerais e das rochas metamórficas das quais foram extraídos e devem, conseqüentemente, representar a idade em que esses minerais (anfibólio, nefelina e biotita) alcançaram as temperaturas críticas mínimas de retenção de argônio durante o resfriamento regional. Por outro lado, a idade de 1111 ± 107 m.a., apresentada pela cancrinita, não tem significado geológico porque:

TABELA 16

DADOS ANALITICOS K-Ar EM MINERAIS DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

Nº de Lab (SPK)	Nº de Campo	Litologia	Material	% de K	40 Ar rad.10 (cc STP/g)	-61 X Ar atm	40 Idade m.a.
6500	WI-E-493	Veio de Sodalita	Sodalita	2.539	59.28	6.06	519±21 (4.0X)
6502	WI-E-488	Pegmatito Alcalino	Nefelina	5.268	114.20	6.97	486±11 (2.3X)
6505	WI-E-518	Pegmatito Alcalino	Cancrinita	0.364	21.49	22.43	1111±107 (9.6X)
6507	WI-E-518	Pegmatito Alcalino	Biotita	7.312	159.90	2.11	490±11 (2.2X)
6520	WI-E-11A	Anf-Litchfieldito Gnaiss	Anfibolito	1.954	47.72	5.60	540±19 (3.5X)

TABELA 17

DADOS ANALITICOS K-Ar EM MINERAIS DO COMPLEXO ALCALINO DE ELDDORADO

Nº de Lab (SPK)	Nº de Campo	Litologia	Material	% de K	40 Ar rad.10 (cc STP/g)	-61 X Ar atm	40 Idade m.a.
5450	WI-EL-13	Sdl-nefelinolito	Sodalita	1.681	42.71	6.92	559±32 (5.7X)
5890	WI-EL-13/1	Mc-Sdl-nefelinolito	Sodalita	1.952	46.44	13.65	527±14 (2.6X)
6509	WI-EL-12	Bt-Litchfieldito Gnaiss	Biotita	7.622	167.40	2.73	475±13 (2.7X)
6519	WI-EL-30/11	Anf-Litchfieldito Gnaiss	Anfibolito	2.462	57.29	16.51	517±12 (2.3X)

- (a) trata-se de um mineral secundário que substitui a nefelina em pegmatito alcalino, que apresenta idade menor;
- (b) tem temperatura crítica mínima de retenção de argônio menor que a biotita e no entanto apresenta idade maior que a da biotita associada;
- (c) se fosse de idade pré-cambriana, teria perdido argônio radiogênico durante o evento termo-tectônico do Ciclo Brasileiro;
- (d) em vista das considerações anteriores, deve ter excesso de argônio radiogênico, fato também verificado em cancrinitas secundárias por York et al. (1969), Zhironov et al. (1970) e Gerling et al. (1972).

CAPITULO 6

CONCLUSOES E

CONSIDERACOES FINAIS

1. Reconhece-se como unidade geológica mais antiga da área o "Complexo Goiano", cujo metamorfismo datado pelo método Rb-Sr em isócrona de afloramento indica 2615 ± 148 m.a. e $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_0 = 0,7030$. Admite-se que o Complexo de Colmeia, que aflora na estrutura homônima situada mais ao norte da área estudada, deva fazer parte do mesmo segmento crustal consolidado no fim do Arqueano, como mostra a sua idade isocrônica pelo método Rb-Sr de 2647 ± 92 m.a.
2. Embora não se tenham dados concretos, é possível que, ainda no fim do Arqueano, tenha ocorrido a deposição da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco, em calhas sinclinais, sobre o "Complexo Goiano". Essa Seqüência é formada por uma sucessão de rochas vulcânicas e sedimentares; vários autores admitem ter sido ela uma seqüência vulcano-sedimentar que evoluiu em contexto geológico semelhante aos *greenstone belts* arqueanos.
3. Há cerca de 1600 m.a., conforme datação Rb-Sr em isócrona de afloramento, ocorreu a intrusão dos granitos da Suíte Serrote nas rochas do "Complexo Goiano". É possível que o corpo granítico que corta a Seqüência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco, com a qual apresenta contatos térmicos, seja sincrônico com os granitos da Suíte Serrote.
4. No início do Proterozóico Superior, há cerca de 1530 m.a. (como discutido no item *geocronologia*) devem ter ocorrido as intrusões dos corpos de nefelina sienitos (s.l.) no "Complexo Goiano"; admite-se que os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado sejam contemporâneos.

5. Em algumas porções de bordo dos corpos alcalinos do CAE, por ocasião da intrusão, o magma nefelina sienítico s.l. reagiu com as rochas encaixantes e formou rochas híbridas representadas por biotita-coríndon-nefelina sienitos e biotita-coríndon nefelina plagiossienitos. Em outras, provocou a transformação metassomática das rochas encaixantes, mobilizando e removendo o silício das rochas do exocontato (em algumas partes também o cálcio, magnésio e o ferro); a presença de corpos enriquecidos com feldspato potássico na zona marginal externa sugere que houve o *K-surge effect*, de acordo com a aceção de Gorbatshev (1960).
6. No Proterozóico Superior -- a julgar dos dados geocronológicos de Lafon et al. (1990) -- ter-se-ia individualizado a bacia do Grupo Estrondo a partir da formação de *rifts*, com a deposição de sedimentos arcoseanos na base (Formação Morro do Campo), passando a grauvaquianos no topo (Formação Xambicá).
7. Ainda no Proterozóico Superior, ocorreu a intrusão de rochas básicas e básico-ultrabásicas nas rochas do "Complexo Goiano" e do Grupo Estrondo. Por outro lado, o Complexo Alcalino de Estrela acha-se cortado por um dique de rocha básica da mesma época. É possível que esta manifestação magmática, por analogia com outras dessa época, represente uma fase de distensão crustal.
8. No fim do Proterozóico Superior, ainda no Ciclo Brasileiro, aparentemente após a fase principal de deformação e metamorfismo do Grupo Estrondo, ocorreu a implantação ou a reativação das falhas transcorrentes transpressivas de direção NNE (zona de falhas de Estrela) na área do Complexo Alcalino de Estrela e do bordo ocidental do Granitóide (Suíte) Matança. Particularmente na área do Complexo Alcalino de Estrela, a movimentação das falhas provocou a lenticularização, o enfatiamento e a intercalação dos diques de rochas alcalinas com as rochas encaixantes. Além disso, esse tectonismo

transpressivo provocou o metamorfismo das rochas na zona de falha em fácies almandina-anfibolito alto e conferiu-lhes um padrão estrutural simples, expresso pela foliação metamórfica com atitudes em torno de N20-30E/60SE.

9. Embora não se disponha de dados concretos, é possível que, na mesma época, na área do Complexo Alcalino de Eldorado e por ação da componente transpressiva dos grandes *strike-slip systems* vizinhos, tenha ocorrido o dobramento (D_{p+1}) das rochas alcalinas e de suas encaixantes, em condições termodinâmicas de fácies almandina-anfibolito alta.
10. Como reflexo da atividade da tectônica transpressiva e termal associada, ocorrem, nas rochas alcalinas dos dois complexos, as seguintes reações: recristalização *subsolidus* das rochas alcalinas; bandamento e foliação; poligonização dos minerais félsicos e desenvolvimento de textura granoblástica com junções triplíceis bem desenvolvidas; desmistura das mesopertitas ou antipertitas primárias; crescimento dos grãos; descalcificação parcial dos oligoclásios; formação das peristeritas por exsolução; e reequilíbrio das nefelinas. Provavelmente ainda nesse evento, com a diminuição da temperatura e da pressão, tenham ocorrido: reequilíbrio local da biotita, gerando lepidomelana e siderofilita; uma série de reações metamórficas ou metamórfico-metassomáticas relacionadas com a quebra da biotita, com formação de magnetita, anfibólio, piroxênio e granadas; e reações metassomáticas sódicas, nas quais ocorreu a formação de pertitas, mesopertitas, antipertitas e albita *chessboard* nos litchfieldito (nos casos em que ela foi mais pronunciada formaram-se os mariupólitos e/ou nefelinólitos).
11. Entre as fases de deformação e metamorfismo do Grupo Estrondo ocorreu a intrusão dos granitóides sintectônicos da Suíte Matança, datados em 605 ± 30 m.a. em isócrona de afloramento Rb-Sr. As idades dessa suíte e do pico de

metamorfismo do Grupo Estrondo se sobrepõem no limite dos erros da determinação, fato que impede afirmar com segurança qual dos eventos foi o primeiro. O metamorfismo alcançou fácies almandina-anfibolito baixa a média nos afloramentos orientais do Grupo Estrondo (Formação Morro do Campo) e fácies xisto verde isógrada da biotita nos afloramentos ocidentais. As rochas dos complexos alcalinos de Estrela e Eldorado foram afetadas pelo metamorfismo representado por essas fácies, respectivamente.

12. O metamorfismo de ambiente termodinâmico geral de fácies xisto verde (isógrada da biotita), que afetou as rochas do Complexo Alcalino de Eldorado, posterior ao evento acima mencionado, provocou a sericitização dos feldspatos e a formação de pintas, manchas, filetes e veios concordantes e discordantes de sodalita, cancrinita e zeólitas em relação com a foliação metamórfica impressa nas rochas alcalinas.
13. No Complexo Alcalino de Estrela, onde o metamorfismo Brasileiro (relacionado com a Faixa Araguaia) alcançou a fácies almandina-anfibolito baixa a média, ocorreu formação metassomática de zircões, que indicam, em isócrona U-Pb, idades de 538 ± 13 m.a. Com a queda da temperatura e da pressão, ocorreu a formação de veios de provável adulária, pintas, manchas, filetes e veios de sodalita, sodalita-cancrinita e zeólitas.
14. A análise dos dados petroquímicos das rochas dos dois complexos alcalinos indica que:
 - (a) em diagramas Ksi versus Kk temos rochas persódicas, sódicas, potássicas e perpotássicas, com amplo predomínio das sódico-persódicas, conforme a classificação de Stefanova (1980);
 - (b) em diagramas Ksi versus Ka as rochas do CAE são formadas por variedades classificadas petroquimicamente como nefelinólitos, nefelina sienitos s.l., sienitos com nefelina e álcali-

sienitos, enquanto as rochas do CAEL são representadas por nefelinólitos, nefelina sienitos s.l. e sienitos com nefelina;

- (c) de acordo com o coeficiente agpaitico K_a , elas são predominantemente miaskíticas, com poucos exemplos de miaskito-agpaiticas ($1,0 < K_a < 1,1$) e apenas em dois casos com $K_a > 1,1$, que, a rigor, não são agpaiticas, pois não apresentam o cortejo dos minerais típicos destas;
- (d) são sobretudo insaturadas, como indica o coeficiente K_{st} ;
- (e) de acordo com o coeficiente K_p , são predominantemente metaluminosas com $K_p > 1,0$; as amostras fortemente peraluminosas com corindon modal e normativo apresentam valores de K_p entre 0,44 e 0,84;
- (f) as projeções das composições das rochas em diagramas moleculares $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O+K_2O$ situam-se ao longo de uma curva de fracionamento ígneo bem documentada (MacDonald, 1974);
- (g) as projeções dos dados de normas Qtz-Ne-Kfs nos respectivos diagramas triangulares de estado a $P_{H_2O} = 1$ Kbar mostram grande espalhamento dos pontos composicionais e não se situam ao longo das curvas de fracionamento teóricas de Hamilton & Mackenzie (1965) nem ao longo das empíricas de Nash et al. (1969); esse fato sugere que pelo menos parte das rochas de ambos os complexos alcalinos não preservaram a sua composição química ígnea original, tendo sido retrabalhadas por metamorfismo e metassomatose, enquanto a outra parte é de origem híbrida, tendo sido formada pela interação do magma alcalino com as encaixantes;
- (h) em conclusão, podemos dizer que os complexos alcalinos de Estrela e Eldorado evoluíram por um processo de múltiplos estágios, com participação dos fenômenos magmático, metamórfico e matassomático, e que hoje podem ser consideradas complexos alcalinos

metamórfico-metassomáticos produzidos em pelo menos duas fases de metamorfismo.

15. Ainda no Ciclo Brasileiro, há cerca de 530 m.a., de acordo com a idade isocrônica Rb-Sr, ocorreu a intrusão dos granitos tardi-tectônicos a pós-tectônicos da Suíte Santa Luzia (Granito Barrolândia). Como a orientação dos minerais máficos é incipiente nesse granito, a interpretação é de que essa idade representa a época de sua cristalização.
16. As idades K-Ar obtidas em minerais das rochas de diversas litologias e unidades geológicas indicam que toda a área esteve aquecida durante o Ciclo Brasileiro, a temperaturas superiores a 350°C e, como tal, toda a área considerada sofreu os efeitos terminais do desenvolvimento da Faixa Araguaia.
17.
 - (a) No Devoniano, quando a região já estava aplanada e estabilizada, em regime de ortoplateforma, ocorreu a transgressão marinha e os sedimentos da Formação Pimenteiras cobriram toda a área.
 - (b) No Período Jurássico, há 172 ± 10 m.a., registra-se a manifestação de magmatismo básico, expresso por diques de diabásio e de dioritos. Admite-se que o dique de lamprófiro encontrado no âmbito do Complexo Alcalino de Estrela também seja desse período. Aparentemente, essa manifestação magmática, no interior da Placa Sul-Americana, deve ser resposta às interações de seu bordo e, no caso, deve estar relacionada com a abertura do Oceano Atlântico Norte.
 - (c) No Período Terciário e início do Quaternário a região voltou às condições de quiescência tectônica. Depositaram-se então os conglomerados oligomíticos e os sedimentos siltico-argilosos sobre o "Complexo Goiano" e as rochas que compõem o Complexo Alcalino de Estrela, ao longo da calha do Rio dos Mangues, em suas proximidades.

18. Não foi possível determinar cronologicamente a época de instalação dos diversos sistemas de falhas. O mais antigo, de direção NNE e representado por falhas transcorrentes transpressivas, parece ter-se instalado antes do metamorfismo da Faixa Araguaia, pois afeta os granitóides da Suíte Matança e as rochas do Complexo Alcalino de Estrela, situados, respectivamente, nas estruturas magnéticas de Matança e Estrela; ou pode representar estruturas reativadas, resultantes da atividade tectônica que remonta ao Proterozóico Médio. O segundo sistema de falhas, de direção ENE, que corresponde à Falha do Serrote, controla parcialmente o curso do Rio dos Mangues e trunca as estruturas anteriores da região. Assim, as estruturas de Estrela e Matança, que são aparentemente síncronas, estão deslocadas pela Falha do Serrote. O terceiro, de direção N50-60W, representado por falhas do tipo *en echelon*, segmenta os corpos rochosos do CAE, deslocando-os e produzindo blocos de dimensões variadas. O quarto sistema de falhas normais, de direção N20W, limita vários *horsts* e *grabens*, como o Graben de Monte Santo, preenchido por sedimentos paleozóicos da Formação Pimenteiras.

CAPITULO 7BIBLIOGRAFIA

- ABBEY, S.; LEE, N.J. & BOUVIER, J.L. - 1974
 Analysis of rocks and minerals using an atomic absorption spectrophotometer. Part 5. An improved lithium-fluoborate scheme for fourtheen elements.
 Geol.Serv.Canada. Paper 74-19. 26 p.
- ADAMSON, O.J. - 1944
The petrology of the Norra Kärr district. An occurence of alkaline rocks in southern Sweden.
 Geol.For.Stockholm Forh. Band 66, Haft 2, nº 437. p.133-235.
- ALLING, H.L. - 1938
Plutonic perthites
 J. Geol. Vol. 46, nº 2, p. 142-165.
- ALMEIDA, F.F.M. DE - 1974
 Sistema tectônico marginal do Cráton do Guaporé. In: *Congr. Bras. Geol.* 28.
 Porto Alegre, 1974. Anais ... Porto Alegre, SBG. Vol.4, p.9-17.
- AMARAL G.; CORDANI U.G.; KAWASHITA K. & REYNOLDS J.H. - 1966
 Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil.
 Geochim. et Cosmoch. Acta. Vol. 30, nº 2. 159-189.
- APPLEYARD, E.C. - 1967
Nepheline gneisses of the Wolfe Belt, Lyndoch Township, Ontario. I. Structure, stratigraphy and petrography.
 Can.J.Earth Sci. Vol. 4, p. 371-395.
- APPLEYARD, E.C. - 1969
Nepheline gneisses of the Wolfe Belt, Lyndoch Township, Ontario. II. Textures and mineral paragenesis
 Can. J.Earth Sci. Vol. 6, nº 4, p. 689-717.
- BARBOSA, O. - 1955
Guia da excursão para o IX Congresso Brasileiro de Geologia.
 In: *Congr. Bras. Geol.*, 9, Rio de Janeiro, 1955. Noticiário.
 Rio de Janeiro, SBG, Vol. 3, p. 3-5.

BARBOSA, O: ANDRADE RAMOS, J.R. de: GOMES, F. de A., & HELMBOLD, D.R. - 1966

Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do "Projeto Araguaia".

Monogr. 19. Div. Geol. Mineral. DNPM. Rio de Janeiro. 94 p.

BARNES, J.W. - 1981

Basic geological mapping.

Geological Society of London. Handbook series, 1. Open University Press. Milton Keynes. 112 p.

BARREIRA, C.F. & DARDENNE, M.A. - 1981

Sequência Vulcano-Sedimentar de Rio do Coco.

In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia. Atas... Goiânia, SBG, p. 241-264.

BARTH, T.S. - 1969

Feldspars

John Wiley & Sons. New York. 216 p.

BAYLY, B. - 1972

Introducción a la petrología.

Paraninfo. Madrid. 437 p.

BAZHENOV, A.G.; IVANOV, B.N. & KUTEPOVA, L.A. - 1979

Acerca dos sienitos com granada ou corindon das Montanhas de Ilmen. In: (Eds.) IVANOV, B.N. & VARLAKOV, A.S. Rochas alcalinas e granitóides do Ural-Meridional.

Akad. Nauk SSSR, Ural. Filial. Inst. Geol. Geokhim., Tr. Sverdlovsk. p. 31-42. (em russo).

BLAXLAND, A.B. - 1977

Agpaitic magmatism at Norra Kärr. Rb-Sr isotopic evidence.

Lithos, Vol. 11, nº 1, p. 1-8.

BLAXLAND, A.B. & CURTIS, L.W. - 1977

Chronology of the Red Wine Alkaline Province, Central Labrador.

Can. J. Earth Sci. Vol.14, nº 8, p. 1940-1946.

BRANCO, P. de M - 1982

Dicionário de Mineralogia

Editora da Universidade, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 264 p.

- BREINER, S. - 1973
Applications manual for portable magnetometer.
GeoMetrics, Sunnyvale, Ca. 58p.
- BROOKS, C. & COMPSTON, W. - 1965
The age and inicial Sr^{87}/Sr^{88} of the Heemskirk granite, Western Tasmania.
J. Geophys. Res. Vol. 70, nº 24, p. 6249-6262.
- CARLSON, H.D. - 1957
Origin of the corundum deposits of Renfrew Country, Ontario, Canada.
Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 68, nº 12, Part 1, p. 1605-1636.
- CHERNYSHEV, I.V.; KONONOVA, V.A.; KRAMM, U. & GRAVERT, B. - 1987
Isotope dating of Ural alkali rocks in the light of U-Pb data for zircons.
Geoch. Int. Vol. 24, nº 10, p. 1-15.
- CORDANI, U.G. - 1970
Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul.
Bol. IGA, Vol. 1, p. 9-75.
- CORDANI, U.G. - 1980
Fundamentos de interpretação geocronológica, in: Cong. Bras. Geol., 31. Camburiú, 1980. Boletim. Interpretação de dados geocronológicos.
Camburiú, SBG, nº 6, p. 4-22.
- COSTA, J.B.S. - 1985
Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Tese de Doutorado.
Curso de Pós-Graduação em Ciências Geofísicas e Geológicas.
Univ. Fed. Pará. 206 p. (Inédito).
- COSTA, J.B.S.; LEMOS, R.L.; MARTINS, J.P. de AZEVEDO; BELTRAO, J.F.; GOES, A.M. & HASUI, Y. - 1984
Geologia da região de Porto Nacional, GO.
Rev. Bras. Geoc. Vol. 14, nº 1, p. 3-11.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. - 1988
A zona de articulação dos Blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás, in: Congr. Bras. Geol. 35.
Belém. 1988. Anais... Belém, SBG, Vol. 5, p. 2197-2206.

CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA JUNIOR, J.J. DE; MONTALVAO, R.M.G. DE; SOUZA, A.M.S. DE; HILDRED, P.R. & TASSINARI, C.C.G. - 1981
Geologia. In: Brasil. DNPM. Projeto Radambrasil. Folha SC-22 Tocantins. (Levantamento de Recursos Naturais, Vol.22)
 Rio de Janeiro, p.21-196.

CURTIS, L.W. & CURRIE, K.L. - 1981
Geology and petrology of the Red Wine Alkaline Complex, Central Labrador.
 Geol. Sur. Can. Bull. 294, 61 p.

DALRYMPLE, G.B. & LAMPHERE, M. - 1969
 Potassium argon dating.
 W.H.Freeman and Co., San Francisco. 188 p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1962a
 Rock-forming minerals. Vol. 3, Sheet silicates.
 Longmans. London. 270 p.

DEER, A.W.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1962b
 Rock-forming minerals. Vol. 5. Non-silicates.
 John Wiley & Sons. New York. 370 p.

DEER, A.W.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1967
 Rock-forming minerals. Vol. 2. Chain silicates, Longmans,
 London. 379 p.

DE JONGH, W.K. - 1973
X-ray fluorescence analysis applying theoretical matrix corrections. X-ray Spectrometry. Vol. 2, p. 151-158.

DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral - 1979a
Projeto Geofísico Brasil - Canadá. Mapas de intensidade magnética total (1:100.000). Folhas SC. 22-2-B-I, SC. 22-2-B-IV e SC. 22-2-B-V.

DNPM - Departamento Nacional da Produção Mineral - 1979b
Projeto Geofísico Brasil - Canadá.
 Northway Survey Corporation Ltda. 54 p.

DUKE, N.A. - 1975
Petrology of the Blue Mountain and Bigwood Nepheline syenite gneiss Complex of the Grenville Province M.Sc.Thesis.
 University of Western Ontario, London, Ontario. Canada. 247 p.

- DUKE, N.A. & EDGAR, A.D. - 1977
Petrology of the Blue Mountain and Bigwood felsic alkaline complexes of the Grenville province of Ontario. Can. J. Earth Sci. Vol.14, no 4 (Part 1). p. 515-538.
- EDGAR, A.D. - 1977
 A comment on agpaicity revisited: pattern recognition in the chemistry of nepheline syenite rocks by Dagbert et al.
 Geochim. Cosmochim. Acta. Vol. 41, p. 439-440.
- ELISSEEV, N.A.; KUCHEV, V.G. & VINOGRADOV, D.P. - 1965
 Complexo intrusivo proterozóico do Azov oriental.
 Nauka. Moscou. 204 p. (em russo).
- ERNST, W.G. - 1962
Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solution.
 J. Geol. Vol. 70, p. 689-736.
- ESPINOLA, A.; SILVA, G.B.T.C.B. DA & VORAC, L. - 1960
Análise rápida de rochas e silicatos.
 Bol.41. LPM-DNPM. Rio de Janeiro. 47 p.
- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R. - 1962
Stability relations of the ferruginous biotite, annite.
 J. Petrol. Vol. 3, p. 82-125.
- FAURE, G. - 1977
Principles of isotope geology.
 John Wiley & Sons, New York, 464 p.
- FAURE, G. & POWELL, J.L. - 1972
Strontium isotope geology.
 Springer-Verlag. New York. 188 p.
- FIGUEIREDO, A.J. de A. & OLIVEIRA, R.L. - 1989
Contribuição ao estudo do ambiente de sedimentação dos grupos Estrondo e Tocantins (Proterozóico Médio), no Brasil Central.
 CPRM-SUREG/GOIANIA. 23 p. (Inédito).
- FLOOR, P. - 1974
The alkaline gneisses. In: SORENSEN, H. (Org.) *The alkaline rocks.*
 John Willey & Sons, New York, 622 p.

FRIEDLANDER, C. - 1952

Alkaligesteine von Blue Mountain, Ontário.
Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. Vol. 32, p. 213-242.

FUJIMORI, S. - 1978

Rochas alcalinas da Fazenda Hiassu, Itaju do Colônia, Bahia.
Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Publicação Especial n.2,
Sec. Minas e Energia - Estado da Bahia. 117 p. Salvador,
Bahia.

GELLATLY, D.C. & HORNUNG, G. - 1968

Metasomatic nepheline-bearing gneisses from Darkainle Somali Republic.
J. Geol. Vol. 76, p. 678-691.

GERASSIMOVSKIY, V.I. - 1956

Geochemistry and mineralogy of nepheline syenite intrusions.
Geoch. Int. n° 5, p. 494-510.

GERASSIMOVSKIY, V.I. - 1968

Geochemistry of agpaitic nepheline syenite. In: Int. Geol. Cong., 23. Praga.
Anais ... Praga. Vol. 6, p. 259-265.

GERLING, E.K.; SPRINTSON, V.D. & MOROZOVA, I.M. - 1972

Excess Ar⁴⁰ in the minerals of alkalic intrusives.
Geoch. Int. Vol. 9, n° 5, p. 751-757.

GILBERT, M.C. - 1966

Syntesis and stability relations of ferropargasite.
Am. J. Sci. Vol. 264, p. 698-742.

GITTINGS, J. - 1979

The feldspathoidal rocks. In: YODER, H.S., Jr. (Org.), The evolution of the igneous rocks
Princeton University Press, Princeton, New Jersey, pp. 351-390.

GLIKSON, A.Y. - 1976

Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: significance of data from shields of southern hemisphere. In: WINDLEY, B.F. (Org.). The early history of the Earth.
John Wiley & Sons. London. p. 257-277.

- GOLDICH, S.S & KINSER, J.H. - 1939
Perthite from Tory Hill, Ontário
 Am. Mineral. Vol. 24, nº 7, p. 407-427.
- GOODSPEED, G.E. - 1959
Some textural features of magmatic and metasomatic rocks.
 Am.Mineral. Vol. 44, nº 3-4, p. 211-250.
- GORBATSCHÉV, R. - 1961
On the alkali rocks of Almunge. A preliminary report on a new survey.
 Bull.Geol.Inst.Uppsala. Vol. 39, nº 5, 69 p.
- GOROKHOV, I.M. - 1985
 O método rubídio-estrôncio na geocronologia isotópica.
 Energoatomizdat. Moscou. 153 p. (em russo).
- GOROKHOV, I.M. (Org.) - 1987
 Datação isotópica dos processos de metamorfismo e metassomatose.
 Nauka. Moscou. 200 p. (em russo).
- GRUNDY, H.D. & HASSAN, I. - 1982
The crystal structure of a carbonate-rich cancrinite.
 Can. Mineral. Vol. 2, p. 239-251.
- HAMILTON, D.L. - 1961
Nephelines as crystallization temperature indicator.
 J. Geol. Vol. 69, p. 321-329.
- HAMILTON, D.L. & MACKENZIE, W.S. - 1965
Phase-equilibrium studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (nepheline) - KAlSi_3O_8 (kalsilite) - SiO_2 - H_2O .
 Mineral. Mag. Vol. 34, p. 214-231.
- HARALYI, N.L.E. - 1982
Programa GRAFMAG para modelagem bidimensional de anomalias magnéticas. n.p. (Inédito).
- HARALYI, N.L.E. - 1988
Interpretação integrada dos dados geofísicos do NW da Bahia, SE do Piauí e oeste de Pernambuco. Trabalho apresentado a CBMM - Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração. n.p. (Inédito).

- HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y - 1981
Anomalias gravimétricas e estruturais maiores do sul de Goiás. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1, Goiânia. Atas... Goiânia, SBG, p. 73-90.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. & ABREU, F. de A.M. de - 1980
Evolução estrutural da região de Colméia, GO. In: Cong. Bras. Geol., 31, Balneário de Camburiú, 1980. Anais ... Balneário de Camburiú. Soc. Bras. Geol. 1980. Vol. 5, p. 2648-2658.
- HASUI, Y.; HENNIES, W.T. & IWANUCH, W. - 1975
Idades potássio-argônio do precambriano da região Centro-Norte do Brasil. Boletim IG. Instituto de Geociências, USP, Vol.6, p. 77-83.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. DE & KAWASHITA, K. - 1980
Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro-Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Congr. Bras. Geol., 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG, Vol.5, p. 2659-2676.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S. DE S.; LEMOS, R.L.; GAMA JR., T. & BEMERGUY, R.L. - 1984
Geologia do Pré-Cambriano da região de Paraíso do Norte de Goiás, GO. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, Vol.5, p. 2220-2233.
- HASUI, Y. & HARALYI, N.L.E. - 1985
A megaestruturação de Goiás. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 2, Goiânia, 1985. Atas... Goiânia, SBG, p. 120-144.
- HENDERSON, J.B.; CALDWELL, W.G.E. & HARRISON, J.E. - 1980
North american comission on stratigraphic nomenclature. Report 8. Amendment to code concerning thermonology for igneous and high-grade metamorphic rocks. Geol.Soc.Am. Bull., Vol. 91, Part 1, p. 374-376.
- HEWITT, D.F. - 1961
Nepheline syenite deposits of southern Ontario. Ontario Dep.Mines Ann. Rep. Vol. LXIX, Part 8 for 1960, 194 p.

- HIGGINS, M.W. - 1971
Cataclastic rocks.
 U.S.Geol. Survey. Prof. Paper 687. 97 p. Washington. U.S.A.
- HUTCHINSON, C.S. - 1974
Laboratory Handbook of Petrographic Techniques.
 John Wiley & Sons. New York. 527 p.
- IWANUCH, W.; SVISERO, D.P. & SOUZA, I.M. de - 1984
O minério de zircônio do Complexo Alcalino do Peixe, Goiás.
 In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...
 Rio de Janeiro, SBG, vol. 8, pp. 3831-3840.
- JAGER, E. - 1970
Rb-Sr systems in different degrees of metamorphism.
 Eclogae Geol. Helv. Vol.63/1, p. 163-172.
- JAGER, E. & HUNZIKER, J.C. (Orgs.) - 1979
Lectures in isotope geology.
 Springer Verlag. Berlin. 329 p.
- JOHANNSEN, A. - 1938
A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. IV: Feldspathoidal rocks and peridotites and perknites.
 Univ. Chicago Press, Chicago, 523 p.
- KAWASHITA, K.; MANTOVANI, M.S.M.; THOMAZ Fo, A.; TORQUATO, J.R. & BERENHOLC, M. - 1974
Método radiométrico rubídio-estrôncio. Procedimentos das análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.
 Publicação interna do CPGeo. 106 p. (inédito).
- KAWASHITA, K.; SATO, K. & SONOKI, Y. - 1983
Um sistema de aquisição e processamento de dados on-line em um espectrômetro de massa do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências-USP.
 Publicação interna do CPGeo, 27 p. (inédito).
- KHALEZOVA, E.B. - 1963
Tipomorfismo do zircão de rochas alcalinas das montanhas de Ilmen e Vishnevye.
 Trudy Minerl. Musea Akad. SSSR. vol. 14, p. 182-199 (em russo).

- KRAMM, U.; BLAXLAND, A.B.; KONONOVA, V.A. & GRAUERT, B. - 1983
Origin of the Ilmenogorsk - Vishnevogorsk nepheline syenites, Urals, URSS, and their time of emplacement during the history of the Ural fold belt: A Rb-Sr study.
 J.Geol. Vol.91, no 4, p. 427-435.
- KRETZ, R. - 1983
Symbols for rock-forming minerals.
 Am. Mineral, Vol. 68, p. 277-279.
- KROGH, T.E. & HURLEY, P.M. - 1968
Strontium isotopic variations and whole-rock isochron studies, Grenville Province of Ontario.
 Jour. Geophys. Res., Vol.73, no 22, p. 7107-7125.
- KROGH, T.E. - 1973
A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations.
 Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 37, pp. 485-494
- KUNO, H.; JAMASKAI, K.; IIDA, C. & NAGASHIMA, K. - 1957
Differentiation of Hawaiian magmas.
 J.J. Geol. Geogr. Vol.28, p. 179-218.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B. & MACAMBIRA, M.J.B. - 1990
A faixa de dobramentos Araguaia (TO), novos dados geocronológicos. In: Cons. Bras. Geol., Belém, 1990. Anais...
 Belém, Soc. Bras. Geol., 1990, vol. 6, p. 2550-2563.
- LE MAITRE, R.W. - 1976
The chemical variability of some common igneous rocks.
 J. Petrol. Vol. 17, p. 589-637.
- LEE, R.W. e GUVEN, N. - 1975
Chemical interference in atomic absorption spectrometric analysis of silicates in fluoboric-boric acids matrix.
 Chem.Geol. Vol. 16, p. 53-58.
- LE MOS, R.L. - 1983
Petrologia do Maciço Alcalino de Peixe - Goiás. Tese de Mestrado.
 Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 169 p. (Inédito).

- LEVIN, V.Ya. - 1974
Estruturação geológica e história da formação do Complexo Alcalino de Ilmen. In: Problemas de petrologia, geoquímica e mineralogia de rochas alcalinas.
 Tr. Ilmens. Gos. Zapoved. Vol. 11, p. 9-25. (em russo).
- LONG, L.E. - 1964
Rb-Sr chronology of the Carn Chuinneg intrusion, Ross-shire, Scotland.
 J. Geophys. Res. Vol. 69, nº 8, p. 1589-1597.
- LOWELL, G.R. & VILLAS, R.N. - 1983
Petrology of nepheline syenite gneiss from Amazonian Brazil.
 Geol. J. Vol.18, p. 53-75.
- MACDONALD, R. - 1974
The role of fractional crystallization in the formation of the alkaline rocks. In: SORENSEN, H. (Org., 1974). The alkaline rocks.
 John Willey & Sons, New York. p. 442-459.
- MAMEDE, L.; ROSS, J.L.S. & SANTOS, L.M. DOS - 1981
Geomorfologia. In: Brasil. DNPM. Projeto RadamBrasil. Folha SC-22 Tocantins. (Levantamento de Recursos Naturais, Vol. 22). p. 199-248. Rio de Janeiro.
- MARCHETTO, C.M.L. - 1973
Nota sobre a ocorrência de um litchfieldito no Morro da Estrela, Município de Porto Nacional (Goiás). In: Congr.Bras.Geol. 27. Aracaju. 1973. Resumo de Comunicações. Técnicas.
 Aracaju. SBG. p. 85-86.
- MARIANO, A.N. - 1978
The application of cathodoluminescence for carbonatite exploration and characterization. In: BRAGA, C.J. (Org.), Anais I Simpósio Internacional de Carbonatitos. Poços de Caldas, MG, Brasil.
 Departamento Nacional da Produção Mineral-MME, Brasília, p. 39-57.
- MARIANO, A.N. - 1988
Some further geological applications of cathodoluminescence. In: MARSHALL, D.J. Cathodoluminescence of geological materials.
 Unwin Hyman Ltd. London. pp. 94-123.

- MCCLAY, K.R. - 1987
The mapping of geological structures. Geological Society of London. Handbook Series, 7.
 Open University Press. Milton Keynes. 161 p.
- MILESKEI, E.; DOI, S. & FONZAR, B.C. - 1981
Vegetação. As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos econômicos. In: Brasil. DNPM. Projeto Radambrasil. Folha SC-22 Tocantins. (Levantamento de Recursos Naturais, Vol. 22)
 Rio de Janeiro, p. 393-467.
- MILLHOLLEN, G.L. - 1971
Melting of nepheline syenite with H₂O and H₂O + CO₂, and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting.
 Am. J. Sci. Vol. 270, p. 244-254.
- MITCHELL, R.H. & PLATT, R.G. - 1982
Mineralogy and petrology of nepheline syenites from Coldwell Alkaline Complex, Ontario, Canada.
 J. Petrol. Vol. 23. Part 2. p. 186-214.
- MOROZEWICZ, J. - 1930
Der mariupolit und seine blutsverwandten.
 Tscher. Mineralog. Petrog. Mitt. 40, Heft V-VI, p. 335-436.
- MOSELEY, F. - 1981
Methods in field geology.
 W.H. Freeman and Company. Oxford. 211 p.
- NASH, W.P.; CARMICHAEL, I.S.E. & JOHNSON, R.W. - 1969
The mineralogy and petrology of Mount Suswa, Kenya.
 J. Petrol., Vol. 10, p. 409-439.
- NICOLAYSEN, L.O. - 1961
Graphic interpretation of discordant age measurements on metamorphic rocks.
 Ann. N.Y. Acad. Sci. Vol. 91, Art. 2, p. 198-206.
- NIMER, E. - 1977
Clima. In: IBGE (1977). Geografia do Brasil. Região Centro-Oeste. Vol. 4. IBGE.
 Rio de Janeiro. p. 35-38.

PARADELLA, W.R. - 1983

Discriminação de unidades litológicas no baixo Vale do rio Curaça (Bahia), através de realces por processamento digital de dados MSS-Landsat. IG-USP - Tese de Doutorado - inédito. 250 p.

PAYNE, J.C. - 1966

The geology and geochemistry of the Blue Mountain nepheline syenite. Ph.D. Thesis.

McMaster University, Hamilton, Ontario. Canada. 183 p.

PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA Y OJEDA, H.A.; PONÇANO, V.J. & PONÇANO, W.L. - 1982

Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica.

Edição preliminar. Soc. Bras. Geol.. Núcleo São Paulo. 55 p.

POLANSKI, A. - 1949

The alkaline rocks of the East-European Plateau.

Bull. Soc. Amis. Sci. Lett. Poznań, Série B, Vol. 10, p. 119-184.

POLOVINKINA, Y.I. - 1966

Estruturas e texturas de rochas ígneas e metamórficas. Parte 1. Dicionário de termos.

Nedra. Moscou. 239 p. (em russo).

POLOVINKINA, Y.I. - 1966

Estruturas e texturas de rochas ígneas e metamórficas. Parte 2. Vol. I. Rochas ígneas.

Nedra. Moscou. 423 p. (em russo).

POLOVINKINA, Y.I. - 1966

Estruturas e texturas de rochas ígneas e metamórficas. Parte 2. Vol. II. Rochas Metamórficas.

Nedra. Moscou. 271 p. (em russo).

RAKCHEEV, A.D. - 1986

Produtos de metamorfismo aloquímico. In: MARAKUSHEV, A.A. (Org), Petrografia, vol. III.

Editora da Universidade de Moscou, Moscou, pp. 215-297 (em russo)

RAMBERG, I.B. - 1972

Braid perthite in nepheline syenite pegmatite Langesundsfjorden, Oslo Region (Norway).

Lithos. Vol. 5, nº 4, p. 281-306.

- RAY, R.G. - 1963
Fotografias aéreas na interpretação e mapeamento geológicos.
 Tradução do U.S.Geol.Surv.Prof.Paper. 373.
 São Paulo. IGG. 88 p.
- REEVE, E.J. & ANDERSON G.M. - 1976
The Goulding-Keene nepheline pegmatite near Bancroft, Ontario
 Can. J. Earth Sci., vol. 13, pp. 237-248
- REIS NETO, J.M. - 1981
O granito Serra da Mesa. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 1,
 Goiânia. Atas...
 Goiânia, SBG, pp. 606-621.
- REIS NETO, J.M. & CORDANI, U.G. - 1984
Influência do evento geodinâmico brasileiro nos resultados radiométricos do centro-oeste brasileiro. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais...
 Rio de Janeiro, SBG, vol. , pp. 2.276-2.288
- RONENSON, B.M. - 1967
Genesis of alkalic rocks in Ural.
 Int.Geol.Rev. Vol. 10, nº 6, p. 685-693.
- RONENSON, B.M.; LEVIN, V.Ya. & BAZHENOV, A.G. - 1979
Formações palingeno-metassomáticas da parte norte do Complexo Alcalino de Ilmen. In: Rochas alcalinas e granitóides do Ural meridional.
 Akad. Nauk SSSR. Ural. Filial. Inst. Geol. Geokhim., Tr. Sverdlovsk. p. 3-30. (em russo).
- RUDENKO, S.A. - 1957
Modo e mecanismo de formação de cristais de zircão no mariupolito.
 Zap. Vses. Mineral. Obch. Vol. 86, nº 4, p. 454-462. (em russo).
- RUTHERFORD, M.J. - 1969
An experimental determination of iron biotite-alkali feldspar equilibria.
 J. Petrol. Vol. 10, Part 3, p. 381-408.
- SA, J.H. da S.; CORDANI, U.G. & KAWASHITA, K. - 1980
Datações geocronológicas do norte da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. In: C.B.G. 31º. Balneário de Camburiú, 1980. Resumos.
 Balneário de Camburiú. SBG, 1980. 446 p. (Boletim 2) p. 401.

- SCHOBENHAUS Fo, C.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, L.A. & TAKANOHASHI, J.T. - 1975
 Folha SC-22 Tocantins (Carta Geol. Brasil Milionésimo - Texto Explicativo), DNPM, Brasília, 57 p.
- SHAND, S.J. - 1922
The problem of the alkaline rocks.
 Proc. Geol. Soc. S. Afr. Vol. 25, p. XIX-XXXIII.
- SHAND, S.J. - 1939
On the staining of feldspathoids and on zonal structure in nepheline.
 Am. Mineral. Vol. 24, p. 508-513.
- SHAND, S.J. - 1943
 Eruptive rocks.
 Thomas Murby & Co. London., 2ª ed. 444 p.
- SMITH, J.V. - 1974
 Feldspar Minerals (chemical and textural properties, Vol. 2).
 Springer-Verlag. New York. 690 p.
- SORENSEN, H. - 1960
On the agpaitic rocks. In: Int. Geol. Cong., 21, Oslo. Anais ... Vol. 13, p. 319-327.
- SORENSEN, H. (Org.) - 1974
 The alkaline rocks.
 John Wiley & Sons. New York. 622 p.
- STANCEY, J.S. & KRAMERS, J.D. - 1975
Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.
 Earth Planet Sci. Lett., vol. 26, pp. 207-221.
- STEFANOVA, M. - 1980
 Petroquímica de rochas magmáticas.
 Mir. Moscou. 403 p. (tradução russa do original em búlgaro).
- STEIGER, R.H. & JAGER, E. - 1978
Subcomission on geochronology convention on the use of decay constants in geochronology and cosmochronology.
 Am. Assoc. Pet. Geol. Contributions to the geologic time scale. Studies in geology. nº 6, p. 67-72. Michigan, USA.

- STRECKEISEN, A. - 1976
To each plutonic rock its proper name.
 Earth-Science Reviews. Vol. 12, p. 1-33.
- STURT, B.A. & RAMSAY, D.M. - 1965
The alkaline complex of the Breivikbotn area. Soroy northern Norway.
 Norg. Geol. Unders. n° 231, p. 1-142.
- SUBBARAO, K.V. - 1971
The Kunavaram Series - A group of alkaline rocks, Khammam District, Andhra Pradesh, India.
 J. Petrol., Vol.12, Part. 3, p. 621-641.
- SUHR, N.H. & INGAMELLS - 1966
Solution technique for analysis of silicates.
 Anal. Chem. Vol. 38, p. 730-734.
- SYLVESTER, G.C. & ANDERSON, G.M. - 1976
The Davis nepheline pegmatite and associated nepheline gneisses near Bancroft, Ontario
 Can. J. Earth Sci., vol. 13, pp. 249-265.
- SVYAZHIN, N.V. & ISAKOV, M.G. - 1956
Biotita-albita nefelinólito variedade de miaskito do Maciço Alcalino de Vishnevye Gory.
 Trudy Sverdlovskogo Gornogo Instituta. Vol. 26, p. 119-122.
- TALWANY, M; LAMAR WORZEL, J.P. & LANDISMAN, M. - 1959
Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone.
 J. Geophys. Res. Vol. 54, n° 1, p. 49-59.
- TEIXEIRA, W. - 1985
A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas: Tese de Doutorado.
 Instituto de Geociências-USP. 207 p. (inédito).
- THOMAZ Fo, A. & TORQUATO, J.R. - 1974
Método radiométrico potássio-argônio. Procedimentos das análises no Centro de pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo.
 Publicação interna do CPGeo. 77 p. (inédito).

- THORNTON, C.P. & TUTTLE, O.F. - 1960
Chemistry of igneous rocks. I - Differentiation Index.
 Am.J. Sci., Vol. 258, p. 664-684.
- TILLEY, C.E. - 1954
Nepheline-alkali feldspar parageneses.
 Am. J. Sci., Vol. 252, p. 65-75.
- TILLEY, C.E. - 1957
Problems of alkali rocks genesis.
 Q.J.Geol. Soc. London., Vol.113, p. 323-360.
- TORQUATO, J.R. - 1974
Geologia do Sudeste de Moçamedes e sua relações com a evolução tectônica de Angola. Tese de Doutorado
 Instituto de Geociências-USP. 243 p. (inédito).
- U.S. NAVY OCEANOGRAPHIC OFFICE - 1953/1976
 Projeto Magnet. Banco de Dados. n.p. Inédito.
- VAN SCHMUS, W.R.; BICKFORD, M.E., LEWRY, J.F. & MACDONALD, R - 1987
U-Pb geochronology in the Trans-Hudson Orogen northern Saskatchewan, Canada
 Can. J. Earth. Sci., vol. 24, n. 3, pp. 407-424.
- VINOGRADOV, A.P. - 1962
Average contents of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust.
 Geoch. Int. nº 7, p. 641-664.
- VLACH, S.R.F. - 1985
Geologia, petrografia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP. Dissertação de Mestrado (Inédito).
 Instituto de Geociências - USP. 253 p.
- VLACH, S.R.F. - 1991
Programa "Normas" para cálculo de índices petroquímicos e normas CIPW.
 Bol. Especial nº 9. IG-USP (no prelo).
- WILLIAMS, H.; TURNER, F.J. & GILBERT, C.M. - 1970
Petrografia. Uma Introdução ao estudo das rochas em seções delgadas.
 Editora Polígono - Editora da USP. São Paulo. 445 p.

WILLIAMSON, J.H. - 1968

Least-square fitting of a straight line.

Can. J. Phy. Vol. 46, p. 1845-1847.

WILSON, A.D. - 1955

A new method for the determination of ferrous iron in rocks and minerals.

Bull. Geol. Surv. G.B. Vol. 9, p. 56-58.

WINKLER, H.G.F. - 1967

Petrogenesis of metamorphic rocks.

Springer Verlag. New York. 237 p.

YORK, D.; MACINTYRE, R.M. & GITTINS, J. - 1969

Excess radiogenic Ar^{40} in cancrinite and sodalite.

Earth Planet. Sci. Lett. Vol. 7, p. 25-28.

YORK, D. & FARQUHAR, R.M. - 1973

The earth's age and geochronology.

Pergamon Press Ltd, Oxford. 178 p.

ZHIROV, K.K. & KRAVCHENKO, M.P. - 1970

Excess argon in some minerals.

Geoch. Int. Vol. 7, n° 6, p. 951-957.

A N E X O S

FIGURA 64
Mapa de intensidade Magnética total
filtrado com $\lambda > 5$ km.

ESCALA
0 2,5 5,0 7,5 10,0 12,5 km

Convenções Geofísicas

Curvas de anomalia magnética em
isovalores de nT.

Baixo Magnético.

Convenções Cartográficas

Cidade

Vila

Estrada Principal

Elaborado à partir dos Mapas de Intensidade
Magnética total do :
PROJETO GEOFÍSICO BRASIL-CANADA.

Folhas SC. 22-X-DIV, SC. 22-X-D-V
SC. 22-Z-B-I, SC. 22-Z-B-II
SC. 22-Z-B-IV, SC. 22-Z-B-V
Escala = 1:100.000 (1.979)

Figura 65 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P1 (Retiro)

Figura 66 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P2 (Mata Grande)

Altitude
em
metros

400
300
200

Figura 67

Perfil Magnético e Geológico Interpretado P3 (Malvina)

Figura 68 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P4 (Morro da Estrela)

Altitude
em
metros

Figura 69 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P5 (Arrozal)

Figura 70 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P6 (Velho Pedro)

Altitude
em
metros

400
300
200

Figura 71 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P7 (Canto Grande)

Altitude
em
metros

Figura 72 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P8 (Barriguda)

Altitude
em
metros

400
300
200

Figura 73 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P9 (Quebra Canela)

Figura 74 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P10 (Agromangues)

Altitude
em
metros

400
300
200

Figura 75 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P11 (Campo Alegre)

Figura 76 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P12 (Cabeceira Grande)

Figura 77 - Perfil Magnético e Geológico Interpretado P13 (Primavera-Urucaiana)

FIG. 78 MAPA GEOLÓGICO DO COMPLEXO ALCALINO DE ESTRELA

(sem cobertura sedimentar terciária)

ESCALA

LEGENDA

- FzX Fanerozóico; tamprátre em dique
- FzB Fanerozóico; diabásios finos em dique
- Pr3U Proterozóico superior; gabros e piroxênitos em "stock"
- Pr3B Proterozóico superior; metadiabásico em dique
- Pr3E Proterozóico superior; tufos de diques, mariposita e miaskito-gnaissos e granofels, corndon nefelina plagioclênito-gnaissos, anfibolito mantossidito-gnaissos com nefelina, sienito-gnaissos e granofels, glimeritos, pegmatitos alcalinos e fenitos
- Ar2Cg Arqueano, superior - Complexo Gaião: gnaissos tonalíticos, ortotonalíticos, monzonioríticos, calcio sílicáticos, anfibolitos, ortogranulitos, micasxistos-sillimanita quartzitos, granodioritos e granulitos básicos
- Facha não qualificada.
- Atitude da foliação.
- Atitude da lineação.
- Contato litológico.
- Contato litológico inferido.
- G-320 Estação de amostragem geocronológica WI-E-320
- 988/2 Estação de amostragem geológica WI-E-988/2 citada no texto.
- Limites da área estudada
- Rio ou córrego perene.
- Córrego intermitente.
- Lago.
- Estrada de terra principal.
- Estrada de terra secundária.
- Ponte.
- Edificação.

PERFIL GEOLÓGICO A-A'

FIG.79 MAPA GEOLÓGICO DO
COMPLEXO ALCALINO DE ELDORADO

LEGENDA

- Pr₃v Proterozóico Superior: metagabro.
- Pr₃mc Proterozóico Superior - Formação Morro do Campo: biotita-grafita, sericita xistos, biotita quartzito feldspático, grafita sericita, covita quartzitos, ortoquartzitos e carbonato-biotita-hematita xistos.
- Pr₃f Proterozóico Superior: Litchfieldito-, miaskito-s.s., mariupolito-, gnaisses e granofels; nefelina monzóssienito-, nefelina sienito-s.s. e sienito gnaisses; nefelinolitos e granofels.
- Ar₂cg Arqueano Superior - Complexo Goiano: gnaisses monzoníticos monzodioríticos e graníticos.
- Lineamento fotogeológico correspondente à descontinuidade indiscriminada.
- - - Contato geológico inferido.
- ↗ Atitude da foliação.
- ↖ Atitude da Lineação.
- A82 Estação de amostragem WI-EL-82 citado no texto.