UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS ARENOSAS DO SUBGRUPO
ITARARÉ NO SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO

Fu — Tai Wu

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Paleontologia e Estratigrafia

São Paulo

1989

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005917

PROVENIÊNCIA DAS ROCHAS ARENOSAS DO SUBGRUPO
ITARARÉ NO SUL DO ESTADO DE SÃO PAULO

Fu - Tai Wu

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. P.M.B.Landim	
Examinadores:	Dr. S.E.Amaral	
	Dr. V.J.Fulfaro	
	Dr. K.Suguio	
	Dr. A.M.Coimbra	

São Paulo
1989

À minha esposa, Man-Li,
e aos meus filhos, Feng
Chun, Shang Yi e Feng
Chung.

ÍNDICE

PÁG.

RESUMO	VI
ABSTRACT	VIII
LISTA DE FIGURAS	X
LISTA DE TABELAS	XI
LISTA DE FOTOS	XII
AGRADECIMENTOS	XV
CAPÍTULO	
1. INTRODUÇÃO	1
2. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA	3
2.1. Rochas Metamórficas e ígneas	3
2.1.1. Complexo Campo Gerais (Arqueano)	3
2.1.2. Complexo Varginha-Guaxupé (Arqueano)	3
2.1.3. Complexo Amparo (Proterozóico inferior)	4
2.1.4. Complexo Setuva (Proterozóico inferior)	5
2.1.5. Grupo São Roque (Proterozóico superior)	5
2.1.6. Grupo Açungui (Proterozóico superior)	5
2.1.7. Granitóides (Proterozóico superior)	6
2.1.8. Formação Camarinha (Cambro-Ordoviciano)	7
2.1.9. Grupo Castro (Cambro-Ordoviciano)	7

2.2. Rochas Sedimentares e Intrusivas Básicas	7
2.2.1. Formação Furnas	8
2.2.2. Subgrupo Itararé	9
2.3. Evolução Geológica do Embasamento Cristalino da Bacia do Paraná em Termos de Tectônica Global	11
2.4. Evolução Tectônica e Compartimentação da Bacia do Paraná anterior à Deposição do Subgrupo Itararé.	14
3. MÉTODOS DE ESTUDO	16
3.1. Trabalho de Campo	16
3.1.1. Descrição das secções	16
3.1.2. Amostragem	16
3.2. Preparação de Amostras no Laboratório	17
3.2.1. Minerais leves	17
3.2.2. Minerais pesados	18
3.3. Determinação dos Minerais e Feições Morfoscópicas	18
3.4. Escala de Abundância dos Minerais	19
4. ANÁLISE MINERALÓGICA	21
4.1. Minerais Leves	21
4.2. Minerais Pesados	23
5. FACIOLOGIA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL	28
5.1. Descrição das Facies	28
5.1.1. Parte inferior	28
5.1.2. Parte superior	32
5.2. Interpretação Paleoambiental	35
5.2.1. Parte inferior	35
5.2.2. Parte superior	38

6. PROVENIÊNCIA	40
6.1. Estabilidade Mineralógica	41
6.1.1. Estabilidade dos minerais leves	41
6.1.2. Estabilidade dos minerais pesados	43
6.1.2.1. Estabilidade química	43
6.1.2.2. Estabilidade mecânica	44
6.2. Maturidade dos Arenitos do Subgrupo Itararé	45
6.2.1. Maturidade mineralógica	45
6.2.2. Maturidade textural	46
6.2.3. Maturidade dos vários tipos de arenitos e respectivos controles geológicos	47
6.2.3.1. Quartzo-arenitos	47
6.2.3.2. Subarcóseos	48
6.2.3.3. Sublitarenitos	50
6.3. Maturidade dos Minerais Pesados Transparentes Não-Micáceos	50
6.4. Minerais e Rochas-Matrizes	53
6.4.1. Assembléias dos minerais e suas rochas-matrizes	53
6.4.2. Minerais ultra-estáveis arredondados mascarando suas rochas-matrizes	53
6.4.3. Rochas-matrizes	54
6.4.3.1. Arenitos da parte inferior	54
6.4.3.1.1. Quartzo-arenitos	55
6.4.3.1.2. Subarcóseos	55
6.4.3.1.3. Sublitarenitos	56
6.4.3.2. Arenitos da parte superior	57
6.4.3.2.1. Quartzo-arenitos	57
6.4.3.2.2. Subarcóseos e poucos sublitarenitos associados	58

7. COMPOSIÇÃO DE ARENITOS E TECTÔNICA DE PLACAS	59
7.1. Categorias de Grãos do Arcabouço	60
7.2. Tipos de Proveniência	61
7.2.1. Bloco continental	62
7.2.1.1. Cráton estável	62
7.2.1.2. Soerguimento do embasamento	63
7.2.2. Arco magmático	63
7.2.2.1. Arco magmático não arrasado	63
7.2.2.2. Arco magmático arrasado	64
7.2.3. Reciclagem orogênica	64
7.2.3.1. Complexo de subducção	64
7.2.3.2. Faixa de colisão	65
7.2.3.3. Soerguimento pericratônico	65
7.3. Proveniência dos Arenitos Subgrupo Itararé	66
7.3.1. Arenitos da parte inferior	66
7.3.1.1. Quartzo-arenitos e subarcóseos derivados de cráton estável	67
7.3.1.2. Sublitarenitos e subarcóseos derivados de faixas de reciclagem orogênica	68
7.3.2. Arenitos da parte superior	68
7.3.2.1. Quartzo-arenitos e subarcóseos derivados de cráton estável	69
7.3.2.2. Subarcóseos e sublitarenitos derivados de faixas de reciclagem orogênica	69
7.4. Fatores que Controlam a Composição de Arenitos	69
7.4.1. Intemperismo	70
7.4.2. Transporte e deposição	72
7.4.3. Diagênese	74
7.4.3.1. Dissolução	74
7.4.3.2. Substituição	75

7.4.3.3. Compactação	75
7.4.3.4. Oxidação	76
7.4.4. Metodologias de análise da composição modal	76
7.5. Proveniência Composta	78
8. CONCLUSÕES	80
8.1. Tipos de Rochas	80
8.2. Maturidade dos Arenitos	80
8.3. Fatores que Controlam a Composição de Arenitos	80
8.4. Rochas-matrizes dos Arenitos e suas Condições Deposicionais	82
8.5. Evolução da Proveniência em Termos de Ambiente Tectônico	83
9. BIBLIOGRAFIA	85

RESUMO

O presente trabalho estuda a proveniência de arenitos do Subgrupo Itararé no sul do Estado de São Paulo. Estas rochas, na área de estudo, podem ser classificadas como subarcóseos, quartzo-arenitos e sublitarenitos.

As maturidades textural e mineralógica nesses arenitos nem sempre se correlacionam, indicando que são controladas por fatores diferentes. A maturidade textural é controlada principalmente pelo tipo e pela intensidade de energia dos meios de transporte e deposição, enquanto a maturidade mineralógica é controlada preferencialmente pelos tipos de rochas-matrizes e pelo grau de intemperismo da área fonte.

A composição dos arenitos é controlada por intemperismo, transporte, deposição e diagênese, fatores estes que, atuando individualmente ou em conjunto, tendem a tornar os arenitos mais quartzosos.

Os arenitos da parte inferior do Subgrupo Itararé foram derivados predominantemente de rochas cristalinas constituídas principalmente por granitóides, rochas metamórficas de alto grau e quantidades menores de rochas metassedimentares, parcialmente intemperizadas e parcialmente frescas, situadas na borda oriental da bacia, bem como de pequena contribuição de sedimentos preexistentes. Estes materiais foram transportados por geleiras, águas correntes e ondas, sendo por vezes redepositados por correntes de turbidez e fluxos de detritos em ambientes marinho raso e glaciomarinho.

Os arenitos da parte superior do Subgrupo Itararé foram originados predominantemente das mesmas rochas-matrizes da

parte inferior, mas com pouca contribuição de rochas metassedimentares. No entanto, graças à denudação progressiva da área fonte, rochas menos intemperizadas foram atingidas. Estes materiais foram transportados e retrabalhados por correntes de turbidez, águas correntes e ondas, sendo depositados em ambientes deltaico e marinho raso.

A composição dos arenitos do Subgrupo Itararé, foi analisada segundo o método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970), para discriminar suas proveniências em termos de ambiente tectônico. Outras evidências geológicas, baseadas principalmente no estudo da evolução tectônica da Bacia do Paraná do pré-Cambriano ao Permiano, complementaram esse estudo. Os resultados obtidos mostram que os arenitos do Subgrupo Itararé são derivados de proveniência composta, consistindo tanto de materiais derivados de reciclagem orogênica quanto de cráton estável.

ABSTRACT

The present work deals with the provenance of sandstones of the Itararé Subgroup in the southern part of São Paulo State. These rocks can be classified as subarkoses, quartzarenites and sublitharenites.

The textural maturity of these sandstones cannot always be correlated with the mineralogical maturity, indicating different controlling factors. The textural maturity is mainly controlled by the type and the energy of the transporting and depositional media, whereas the mineralogical maturity is principally controlled by the lithology and weathering degree in the source area.

The sandstone composition is controlled by weathering, transportation, deposition and diagenesis. They act individually or in combination, toward the formation of more quartzose sandstones.

Sandstones of the lower part of the Itararé Subgroup were chiefly derived from both partially fresh and weathered crystalline rocks, located on the eastern portion of the Paraná basin, such as granitoids, high-grade metamorphic rocks, minor amounts of metasedimentary rocks and minor preexisting sediments. These source materials were transported by glaciers, running waters and waves. In some cases they were reworked by turbidity currents and debris flows, being redeposited in shallow marine and glaciomarine environments.

Sandstones of the upper part of the Itararé Subgroup were derived from the same source area that supplied the lower part differing in the very minor contribution

of metasedimentary rocks. However, due to progressive denudation of the source area, less weathered rocks were reached. These source materials were transported and reworked by turbidity currents, running waters and waves, being deposited in deltaic and shallow marine environments.

Sandstone compositions of the Itararé Subgroup were analyzed according to the method of Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970), in order to discriminate its provenance in terms of tectonic setting. However, other geologic evidences such as the tectonic evolution of the Paraná Basin, from the Precambrian to Permian, was necessary to complete this study.

In conclusion, sandstones of Itararé Subgroup is interpreted to have being derived from a composite provenance with contribution of recycled orogen and stable craton provenances.

LISTA DE FIGURAS

Figura	Pág.
1. Mapa geológico e localização dos afloramentos e amostras	97
2. Paleodistribuição dos blocos continentais no Meso e Neoproterozóico em torno do bloco Paraná	98
3. Legenda dos perfis ilustrativos das facies	99
4. Perfis ilustrativos da facies F1	100
5. Perfil ilustrativo da facies F2	101
6. Perfis ilustrativos das facies F3 e F4	102
7. Perfil ilustrativo da facies F5	103
8. Perfil ilustrativo da facies F6	104
9. Perfil ilustrativo da facies F7	105
10. Perfil ilustrativo da facies F8	106
11. Perfis ilustrativos das facies F9 e F10	107
12. Perfis ilustrativos das facies F11 e F12	108
13. Diagramas QFL e QmFLt mostrando a composição dos arenitos derivados dos diferentes tipos de proveniência	109
14. Diagrama QFL mostrando a composição dos arenitos da parte inferior	110
15. Diagrama QmFLt mostrando a composição dos arenitos da parte inferior	111
16. Diagrama QFL mostrando a composição dos arenitos da parte superior.	112
17. Diagrama QmFLt mostrando a composição dos arenitos da parte superior	113
18. Fluxograma de contagem de composição mineralógica dos arenitos	114

LISTA DE TABELAS

Tabela	Pág.
1. Localização e litologia das amostras	115
2. Composição mineralógica e características texturais dos arenitos	119
3. Frequências percentuais de minerais pesados das amostras	123
4. Arredondamento e hábito cristalino dos minerais pesados	129
5. Variações mineralógicas e texturais dos arenitos	140
6. Assembléias de minerais leves e suas rochas-fonte	141
7. Assembléias de minerais pesados e suas rochas-fonte	142
8. Composição, arredondamento e hábito cristalino dos minerais pesados nos seixos	143
9. Tipos de proveniência e composições de areias resultante	144

LISTA DE FOTOS

Foto	Pág
1. Arenito lamítico a lamito arenoso ligeiramente conglomerático; grãos de quartzo dispersos em matriz argilosa-micácea e siltosa	145
2. Arenito lamítico ligeiramente conglomerático; grãos de quartzo dispersos em matriz argilosa e siltosa	145
3. Quartzo-arenito grosso imaturo; grãos de quartzo monocristalino e policristalino	146
4. Quartzo-arenito fino maturo; grãos de quartzo corróidos, dissolvidos e substituídos por sílica criptocristalina e hidróxidos de ferro; concreção de leucoxênio formada por alteração de ilmenita férrica	146
5. Subarcóseo grosso submaturo; os feldspatos alveolados e dissolvidos formando poros intra-granulares e poros bastantes aumentados e alterados para caulinita	147
6. Subarcóseo fino maturo; os feldspatos alterados e vacuolizados formando microporos; poro móldico deixado pela dissolução parcial de feldspato	147
7. Sublitarenito grosso imaturo; grãos de minerais instáveis alterados; os fragmentos de rochas são de arenito muito fino, siltito, filito e ardósia	148
8. Sublitarenito grosso submaturo; grãos de minerais instáveis alterados	148
9. Grão de feldspato substituído por caulinita e ilita	149
10. Fragmento de gnaiss alterado	149
11. Fragmento de xisto	150
12. Fragmento de filito	150

13. Fragmento de litarenito	151
14. Fragmento de ardósia	151
15. Fragmento de folhelho	152
16. Grão de sílex	152
17. Grão de metabasito; os plagioclásio e minerais ferro- magnesianos transformados em caulinita e hidróxido de ferro	153
18. Fragmento de xisto alterado e compactado formando pseudo-matriz	153
19. Zircão prismático anguloso e arredondado com marca de corrosão	154
20. Zircão prismático anguloso e arredondado com zoneamento	154
21. Turmalina azul a azul-pálida angulosa e bem arredondada	155
22. Turmalina castanha e azul-pálida bem arredondada	155
23. Rutilo prismático e eqüidimensional subangular a subarre- dondado	156
24. Apatita alongada subangular com inclusões e marca de cor- rosão	156
25. Granada subangular a subarredondada com marca de corrosão	157
26. Granada com "chattermark trail" e marca de corrosão	157
27. Estarolita angulosa com inclusões e bordas serrilhadas	158
28. Monazita arredondada com bordas corroídas	158
29. Muscovita angulosa com bordas corroídas	159
30. Cianita alongada e subarredondada com inclusões e marca de corrosão	159
31. Epidoto subangular com marca de corrosão	160
32. Biotita subarredondada com inclusões e bordas corroídas	160
33. Leucoxênio anguloso a arredondado	161
34. Anatásio com forma euédrica	161

35. Sedimentos da facies F1	162
36. Sedimentos da facies F5	162
37. Diamictitos da facies F6	163
38. Laminitos da facies F6	163
39. Arenitos da facies F7	164
40. Diamictitos da facies F8	164
41. Siltitos da facies F9	165
42. Arenitos da facies F11	165

AGRADECIMENTOS

Quero deixar registrados os meus sinceros agradecimentos ao Professor Doutor Paulo Milton Barbosa Landim pela orientação e estímulo durante a realização desta pesquisa, bem como pela revisão do texto em português.

À Professora Doutora Maria Rita Caetano-Chang, um agradecimento especial, pela cooperação nos trabalhos de campo, leitura crítica do manuscrito, valiosas discussões e revisão minuciosa do texto em português.

Ao Professor Doutor Hung Kiang Chang, pela contribuição nos trabalhos de campo, o meu muito obrigado.

Ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP, em especial ao Departamento de Geologia Sedimentar, por ter proporcionado as condições de trabalho para a realização deste trabalho.

À Srta. Darlene de Cássia Armbrust pela preparação de amostras e ao Sr. Antonio Carlos Bueno de Moraes, pela preparação das lâminas, o meu muito obrigado.

Às Sras. Valderéz Estela Silva Toledo, Maria Célia Zadra Schmidt e Srta. Darlene de Cássia Armbrust e o Sr. Antonio Cezário Porta Júnior agradeço, respectivamente, pela datilografia e pela confecção das ilustrações.

A presente tese constitui parte do projeto "Facio-logia e Petrografia (Minerais pesados e leves) dos Sedimentos do Subgrupo Itararé na Região Sul do Estado de São Paulo", que contou com o apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (Processo 86/0658-7).

1. INTRODUÇÃO

O Subgrupo Itararé, na área estudada, é representado por conglomerados, diamictitos, arenitos, ritmitos, siltitos, lamitos e argilitos, sendo os arenitos mais freqüentes nas partes inferior e superior desta unidade.

Diversos trabalhos de cunhos estratigráfico, tectônico, geomorfológico, assim como de análise de facies, de geologia econômica e de mapeamento geológico do Subgrupo Itararé, no Estado de São Paulo, foram realizados nas últimas décadas. Trabalhos sobre a proveniência a partir do estudo mineralógico de rochas arenosas, contudo, têm sido bastante raros. Apenas alguns trabalhos se ocuparam da proveniência dessas rochas. Gravenor (1979), estudando os minerais pesados em depósitos glaciais, no sudeste do Estado de São Paulo, interpretou que eles teriam sido derivados do embasamento cristalino com transporte prolongado por geleiras ou então teriam tido origem policíclica. Wu (1982) desenvolveu um minucioso estudo sobre a proveniência, intensidade do tectonismo, mudança litológica progressiva e clima na área fonte, bem como das condições deposicionais do Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana no centro-leste do Estado de São Paulo, a partir de estudos de minerais pesados e leves. O trabalho realizado recentemente por França (1987), mostrou que os arenitos do Subgrupo Itararé em toda Bacia do Paraná são oriundos de reciclagem orogênica e de bloco continental.

No presente trabalho, foram estudados principalmente os minerais detríticos dos arenitos e diamictitos do Subgrupo Itararé aflorantes nas folhas topográficas de Guarizinho, Itapeva, Ribeirão Branco, Foz do Apiaí-Guaçu, Buri e Aracaçu (IBGE, escala 1:50.000), localizadas entre os paralelos 23°34'S e

24°09'S e os meridianos de 48°26'W e 49°00'W(Figura 1). Além disso, foi desenvolvido uma análise faciológica das rochas sedimentares aflorantes na área, o que permitiu sua interpretação paleoambiental. Finalmente, o estudo dos minerais pesados e leves dessas rochas arenosas permitiu estabelecer a classificação das diversas rochas e interpretar as suas proveniências, além de fornecer idéias sobre o ambiente tectônico da área fonte.

2. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDADA

2.1. Rochas Metamórficas e ígneas

Na área estudada, as rochas metamórficas e ígneas são representadas pelo Grupo Açunqui e pelos granitóides que ocorrem ao sul da área. Regionalmente afloram rochas dos Grupo Castro, Complexo Setuva e Formação Camarinha ao sul da área, do Grupo São Roque, a leste e dos Complexos Amparo, Varginha-Guaxupé e Campos Gerais, a nordeste (Hasui e Oliveira, 1984). Os sedimentos, do Subgrupo Itararé devem ter-se originado predominantemente a partir destas rochas cristalinas, sendo, portanto, necessário o conhecimento de suas características litológicas. A descrição litológica destas unidades é feita a seguir.

2.1.1. Complexo Campo Gerais (Arqueano)

É constituído por um conjunto de metamorfitos de facies anfibolito, em parte retrometamorfizados e migmatizados. Em sua composição, identificam-se gnaisses, granitóides e migmatitos diversos e, subordinadamente, leptitos, rochas calcissilicáticas, metacalcários, xistos granatíferos e quartzitos. Rochas granulíticas, básicas e ultrabásicas também se fazem presentes.

2.1.2. Complexo Varginha-Guaxupé (Arqueano)

O Complexo Varginha-Guaxupé é caracterizado por exposições de rochas de facies granulito e anfibolito, retrometa-

morfizados e migmatizados policiclicamente. Ao norte da área, granulitos ácidos a básicos, migmatitos granulíticos, granoblastitos e gnaisses charnockíticos são os constituintes maiores, ocorrendo subordinadamente xistos e gnaisses com granada, cianita, cordierita e sillimanita, bem como rochas calcissilicáticas, mármore dolomíticos e metaultrabasitas. Ao sul, aparecem dominantemente migmatitos e granitóides.

2.1.3. Complexo Amparo (Proterozóico inferior)

O Complexo Amparo é constituído essencialmente de gnaisses com biotita e/ou hornblenda bandados, tendo o plagioclásio em predomínio sobre o feldspato potássico e acessoriamente granada, diopsídio e sillimanita. Tipos félsicos e porfiroblásticos também existem. Subsidiariamente aparecem quartzitos micáceos, granatíferos e feldspáticos, quartzo-mica-xistos, xistos com grafita, granada, sillimanita e cianita, bem como mármore, rochas calcissilicáticas, escarnitos, gonditos, anfibolitos e metaultrabasitas (dunitos, peridotitos e piroxenitos). Esse conjunto representa um pacote de sedimentos psamopelíticos e químicos, com intercalações de corpos máficos e ultramáficos, transformado em facies anfibolito e parcialmente facies granulito. Migmatitos ocorrem subordinadamente.

2.1.4. Complexo Setuva (Proterozóico inferior)

As rochas que compõem o Complexo Setuva são essencialmente gnaisses e micaxistos intercalações de quartzitos, anfibolitos e metabasitos. Os gnaisses são mesocráticos com bandamento nítido, apresentando contatos de transição com os xistos.

2.1.5. Grupo São Roque (Proterozóico superior)

O Grupo São Roque é representado por um pacote de rochas metassedimentares clásticas (predominantemente pelíticas, com intercalações psamíticas e psefíticas) e carbonáticas, associadas a intrusivas básicas e a prováveis extrusivas e vulcano-clásticas máficas e félsicas. O conjunto foi metamorfozizado em facies xisto-verde e anfibolito, da série barrovia, migmatizado em parte e injetado por diversos corpos granitóides.

Filitos, ardósias e xistos (com biotita, muscovita, granada, estauroлита e sillimanita) são as rochas mais abundantes, alojando intercalações de metassiltitos, metarenitos, quartzitos, metarcóseos, metagrauvacas, metaconglomerados, mármore, rochas calcissilicáticas, além de anfibolitos, metabasitos, clorita-xistos e prováveis metalavas e metatufos.

2.1.6. Grupo Açungui (Proterozóico superior)

O Grupo Açungui consiste de metassedimentos clásticos (pelíticos a rudáceos) e carbonáticos, com intrusivas básicas e prováveis vulcânicas máficas e félsicas associadas. O conjunto

sofreu metamorfismo regional de facies xisto-verde baixo grau e anfibolito alto grau, consistentes com a série barrovia, bem como migmatização e intrusões ácidas sin- a pós-tectônicas. Constitui-se de filitos e xistos predominantes, bem como metacalcários, metadolomitos, rochas calcissilicáticas, quartzitos, metaconglomerados, calcixistos, metabasitos e gnaisses.

2.1.7. Granitóides (Proterozóico superior)

As rochas granitóides se associam às rochas supracrustais do Proterozóico superior. Tal é o caso dos numerosos corpos dispersos na área dos grupos São Roque e Açungui e do Complexo Embu.

O tipo mais comum é foliado, de composição quartzo-diorítica a granítica, exibindo porfiróides principalmente de microclínio, de tamanhos, quantidades e graus de orientação diversos. Constituem corpos de forma alongada paralelamente aos eixos de dobras de uma fase de deformação das rochas supracrustais do Proterozóico superior. Estes corpos são classificáveis como sintectônicos, isto é, alojados durante uma fase de dobramentos, e as datações existentes dão idades de 600 a 650 Ma.

Outro tipo, menos freqüente, inclui rochas mais homogêneas, não foliadas, de composição granodiorítica a granítica, em corpos discordantes, de formas variáveis e raramente de dimensões batolíticas. Tipos alaskíticos, alcalinos e subalcalinos se fazem também presentes. Tais corpos são classificáveis como pós-tectônicos e as datações os têm situado em torno de 550 Ma.

2.1.8. Formação Camarinha (Cambro-Ordoviciano)

A Formação Camarinha é representada por um pacote de sedimentos detríticos e não metamorfizados. Trata-se de siltitos rítmicos e arcóseos intercalados, seguidos de conglomerados polimíticos e arcóseos alternados.

2.1.9. Grupo Castro (Cambro-Ordoviciano)

O Grupo Castro é constituído de rochas sedimentares e vulcânicas. As primeiras consistem de conglomerados e arcóseos, com siltitos e argilitos associados, totalizando mais de 200m de espessura. Os conglomerados são oligomíticos, com seixos de rochas vulcânicas em matriz arcoseana. As rochas vulcânicas, com espessuras de mais de 150m, incluem riólitos e andesitos afaníticos amigdaloidais porfiróides e com estrutura fluidal, bem como ignimbritos, tufos, aglomerados e brechas. A seqüência sedimentar parece estar intercalada entre duas seqüências vulcânicas ácidas; as seqüências andesíticas situam-se no topo do conjunto. Os sedimentos são imaturos, de deposição em bacia tectonicamente ativa acompanhada de vulcanismo.

2.2. Rochas Sedimentares e Intrusivas Básicas

Afloram, na área, as rochas sedimentares devonianas da Formação Furnas, ao sul, e as rochas sedimentares permianas das formações Tatuí, Irati e Corumbataí, ao norte, respectivamente sotopostos e sobrepostos ao Subgrupo Itararé. Essas formações

sofreram intrusões de diabásio (Ki), predominantemente sob a forma de dique e mais raramente sob a forma de "sill". As rochas sobrepostas e as intrusivas não tem relações genéticas com o Subgrupo Itararé, enquanto as rochas sotopostas poderiam constituir rochas-matrizes desta unidade. Em consequência, a geologia das unidades mais jovens que o Subgrupo Itararé são aqui omitidas, sendo somente discutida a Formação Furnas. As características desta formação e do Subgrupo Itararé são apresentadas a seguir.

2.2.1. Formação Furnas

O nome Furnas foi utilizado por Oliveira (1912) para designar os arenitos das escarpas da Serra das Furnas e de Serrinha, ambos no Estado do Paraná. Na área de estudo essas rochas afloram somente nas imediações de Itapeva e a sudoeste de Taquarivaí.

A Formação Furnas consiste de arenitos esbranquiçados em sua quase totalidade, médios a grossos, friáveis, regularmente selecionados, com grãos angulosos a subangulosos, quartzosos e com matriz caulínica. Secundariamente, ocorrem pequenas espessuras de arenitos conglomeráticos, arenitos finos e siltitos argilosos, sendo estes últimos freqüentemente micáceos. Estratificações cruzadas planares e acanaladas, de portes e ângulos variados constituem as estruturas sedimentares mais comuns destas rochas. Além destas, encontram-se também intervalos com estratificação plano-paralela, micro-estratificação cruzada e marca ondulada. Nos intervalos com estratificação cruzada acanalada observam-se, por vezes, depósitos residuais com clastos de argila (Bigarella et al., 1966; Lange e Petri, 1967; Schneider et al., 1974).

A espessura da Formação Furnas na borda leste da bacia, Estados de Paraná e de São Paulo, não excede a 200 metros.

Esta unidade assenta-se discordantemente sobre rochas ígneas e metamórficas do embasamento cristalino pré-Cambriano e seu contato superior com o Subgrupo Itararé ocorre através de uma discordância erosiva. A leste e a sul da área estudada, seu contato superior é concordante com a Formação Ponta Grossa, que não aflora no Estado de São Paulo.

A idade de Formação Furnas, atribuída com base em suas relações estratigráficas com a Formação Ponta Grossa, é do Devoniano inferior.

A suíte de minerais pesados nesta formação, na região de Ponta Grossa e Itararé, é caracterizada pela presença de turmalina, zircão, rutilo, monazita, anatásio, estaurolita, epidoto, cianita, sillimanita e hornblenda (Suguio et al., 1974).

2.2.2. Subgrupo Itararé

O termo Itararé foi utilizado por Oliveira (1916) ao desmembrar a Série Tubarão de White (1908) em duas seqüências: uma inferior, incluindo as rochas glaciais (Série Itararé), e uma superior, pós-glacial (Série Tubarão).

A categoria desta unidade tem sido muito discutida mas a mais aceita para São Paulo é a de Subgrupo, que se baseia no fato de que embora a unidade permaneça ainda indivisa, seria possível a identificação de unidades menores. Assim Barbosa e Almeida (1949), Almeida e Barbosa (1953) e Barbosa e Gomes (1958), propuseram uma subdivisão formal para o Subgrupo, enquanto, Soares et al. (1977), Saad (1977), Santos (1979), Wu (1982),

Caetano-Chang e Landim (1983) e Caetano-Chang (1984) identificaram diversas subunidades informais.

O Subgrupo Itararé, na área estudada, é representado por diamictitos, arenitos, ritmitos, siltitos, lamitos e argilitos (Petri e Fúlfaro, 1967; Saad, 1977; Santos, 1979; Wu et al., 1980; Caetano-Chang, 1984; Santos, 1987). A espessura do Subgrupo Itararé na parte central do Estado de São Paulo atinge 1269m, em subsuperfície, diminuindo para sul no sentido do Arco de Ponta Grossa (Landim e Soares, 1979).

Os diamictitos, englobando lamitos arenosos levemente conglomeráticos e arenitos lamíticos conglomeráticos intercalados com arenitos e sedimentos finos além de conglomerados, ocorrem predominantemente na parte inferior do Subgrupo. Os corpos variam em forma, tendo espessuras métricas. Alguns são maciços, polimíticos; em sua maioria são levemente acamados, contendo muitas vezes lentes de arenitos amarrotados. Os seixos são constituídos por quartzitos, gnaisses, arenitos, migmatitos, metarenitos, xistos, filitos e rochas sedimentares preexistentes. Suas dimensões variam de milimétricas a decimétricas. Seixos estriados são relativamente comuns. Análises granulométricas mostraram que a matriz das rochas rudáceas é em sua maioria de composição siltico-arenosa (Santos, 1979).

Os arenitos, de cor cinza a cinza acastanhada, com granulação variável, ocorrem predominantemente nas partes inferior e superior do Subgrupo. Esses corpos arenosos variam tanto em forma e relações com as demais litologias existentes como em dimensões. Exibem diversas estruturas sedimentares singenéticas como marcas onduladas, marcas de sola (moldes de turboglifos), estratificações cruzadas de portes e tipos variados, estratificação gradacional, etc., e estruturas deformacionais plásticas pene-

contemporâneas à deposição. Texturalmente, os arenitos são imaturos a submaturos, raramente maduros.

Os sedimentos finos, incluindo siltitos, lamitos e argilitos, ocorrem predominantemente nas partes média e superior do Subgrupo. Apresentam diversas estruturas como maciça, laminação plano-paralela e cruzada, laminação rítmica, estratificação gradacional e estruturas de deformação plástica.

Cabe ainda assinalar a presença de carvão em pequena bacia isolada próxima a Buri, de pequena espessura e de restrito valor econômico (Cabral Jr. et al., 1985).

Esta unidade assenta-se discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-Cambriano e sobre a Formação Furnas. Seu contato superior com Formação Tatuí é discordante, localmente transicional.

A idade desta unidade engloba o intervalo ao Carbonífero superior a Permiano médio.

A suíte de minerais pesados neste Subgrupo, no Centro-Leste do Estado de São Paulo, é caracterizada pela presença de zircão, turmalina, rutilo, granada, apatita, estauroлита, monazita, muscovita, cianita, epidoto, titanita, magnetita e ilmenita, leucoxênio e limonita (Wu, 1982).

2.3. Evolução Geológica do Embasamento Cristalino da Bacia do Paraná em Termos de Tectônica Global

Para o estudo da proveniência do Subgrupo Itararé em termos de ambiente tectônico, a evolução geológica do embasamento Pré-Cambriano da Bacia do Paraná relacionada à tectônica de placas deve ser conhecida. Considerando os ciclos e eventos glo-

bais desenvolvidos no Pré-Cambriano, Soares (1988) idealizou um modelo para a evolução proterozóica no contexto de margem continental do escudo leste-paranaense, com colisão arco-continente, no Proterozóico médio, e continente-arco-continente, no Proterozóico superior. Os eventos do Proterozóico médio e superior em torno do bloco Paraná e as seqüências tectono-sedimentares associadas são resumidas a seguir.

Os blocos crustais são compostos por rochas arqueanas e eoproterozóicas que se comportaram rigidamente nos eventos do Proterozóico médio e superior. O bloco continental Paraná (Figura 2), com seu núcleo cratônico, foi envolvido em colisão com cinco ou seis blocos continentais (Bolívia, Amazonas, Parnaíba, São Francisco, Nilo e Neokasai) e três ou quatro blocos microcontinentais intermediários a leste (Kalahari, Pelotas, Luís Alves e Espírito Santo); o reajuste em torno destes blocos (Pelotas, Luís Alves e Espírito Santo) gerou um sistema transcorrente compressivo.

O registro sedimentar do Pré-siluriano da Bacia do Paraná, foi reconstituído em 5 seqüências tectono-sedimentares, cada uma representando um tipo especial de bacia com vulcanismo associado. Cada uma destas seqüências foi afetada por uma tectônica deformadora característica de seu habitat geotectônico e estágio evolutivo de margem continental.

A seqüência 1 consiste de xistos, quartzitos, filitos e formações ferríferas e manganesíferas com intrusões graníticas (Grupo Setuva), correspondente às margem continental e bacia oceânica. A seqüência 2 é representada por quartzitos, xistos, filitos e metacalcários (Grupo Canastra). Representa um ciclo de regressão-transgressão no final do Proterozóico médio, com abundante suprimento de areia arcossiana depositada em ambiente

costeiro. A seqüência 3 engloba metarenitos, filitos, metadiamic-
titos e metacarbonatos (grupos Açungui e São Roque). Incluem-se
aí rochas de origem marinha predominantemente terrígena, inclusive
sedimentos proglaciais. A seqüência 4 é composta por tilitos,
carbonatos, pelitos e arenitos vermelhos (Formação Camarinha). Os
sedimentos são predominantemente de ambiente continental e subor-
dinadamente marinho. A seqüência 5 é composta por conglomerados,
arenitos, siltitos arroxeados e rochas vulcânicas continentais
(Grupo Castro). Estes depósitos continentais são formados em ba-
cias falhadas tipo grabens.

A colisão continental iniciou-se há 1350 Ma, pros-
seguindo com outros eventos colisionais há 1000 Ma, 750-800 Ma e
600 Ma, refletindo progressivo fechamento dos oceanos formados.
Precedendo e entre esses eventos, ocorreram fases de subsidência
litosférica, provocada por estiramento e separação continental
(Seqüência 1), colisão arco-continental (Seqüência 2), estiramento
retro-arco (Seqüência 3), sobrecarga litosférica (Seqüência 4), e
relaxação extensional pós colisional (Seqüência 5).

A subducção da margem leste do bloco Paraná sob os
micro-continentes Pelotas e Luís Alves + Espírito Santo, é indi-
cada pela ativação destes blocos e pela acumulação sedimentar na-
quela margem.

Entre 700 Ma a 500 Ma, desenvolveu-se intensa tec-
tônica transcorrente e magmatismo granítico tardio e pós-orogên-
ico no sudeste do Brasil, produzindo um anastomosamento dos blocos
estruturais.

2.4. Evolução Tectônica e Compartimentação da Bacia do Paraná anterior à Deposição do Subgrupo Itararé

A Bacia do Paraná implantou-se no Eossiluriano sobre a crosta continental do recém-formado continente Gondwana, ainda em processo de resfriamento é possível subsidência, como resultado diretamente subsequente ao Ciclo Orogênico Brasileiro. Tal crosta, ainda em processo de cicatrização, consistia de um complexo sistema de placas e micro-placas (cinturões móveis marginais) interpostas. O embasamento da Bacia do Paraná apresentava então um enorme número de zonas de fraqueza, concentradas preferencialmente segundo duas direções principais: N 45° - 65° W e N 50° - 70° E. A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, principalmente Paleozóica, foi intimamente relacionada às reativações sofridas por estes dois grupos de lineamentos. As falhas NW foram muito ativas durante a deposição das seqüências siluriana e devoniana, enquanto as falhas NE permaneceram marcadamente pouco ativas (Zalan et al., 1982).

Um intenso diastrofismo ocorreu durante o final do Devoniano e o Carbonífero inferior, provocando intensa erosão dos sedimentos do Grupo Paraná (D), fenômeno este ligado à junção das placas do supercontinente Pangea. Foi somente a partir do Carbonífero superior, portanto, que se iniciou o estabelecimento do arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, com os limites estruturais ora conhecidos (Fulfaro et al., 1982).

Em direção norte, o pacote sedimentar do Subgrupo Itararé adelgaça-se sobre uma ampla região positiva, provavelmente correspondente ao flanco sul do chamado Arco de Canastra, que delimitaria as margens nordeste e norte da Bacia do Paraná (Northfleet et al., 1969).

O mesmo também ocorreu na região ocupada pelo atual Arco de Ponta Grossa que, provavelmente, se comportou como uma área alta marginal, como resultado de movimentações diferenciais ocorridas ao longo de falhas alinhadas segundo a direção noroeste. A atuação conjunta destes elementos tectônicos, com outros lineamentos de direção nordeste, determinou também o desenvolvimento de estruturas de caráter negativo como, por exemplo, duas áreas mais subsidentes desenvolvidas nas regiões norte e sul daquele alto marginal: sub-bacias de São Paulo e de Santa Catarina, respectivamente (Santos, 1987).

3. MÉTODOS DE ESTUDO

3.1. Trabalhos de Campo

3.1.1. Descrição das secções

As melhores secções aflorantes na área de estudo estão localizadas nas rodovias SP-258 e SP-249, na porção Sul, e Buri-Angatuba, na porção nordeste. Os dados obtidos nesses afloramentos foram complementados com observações de pontos isolados e pequenas secções aflorantes em estradas vicinais.

O levantamento dos afloramentos e secções foi realizado de maneira sistemática através da descrição sedimentológica detalhada das diferentes litofacies formadoras, atendo-se às características texturais, mineralógicas, de estruturas sedimentares primárias e deformacionais, de forma e de espessura dos corpos rochosos e as suas relações de contato e às feições de bioturbação.

3.1.2. Amostragem

As amostras coletadas na área estudada compreendem principalmente arenitos e arenitos lamíticos ligeiramente conglomeráticos e mais raramente lamitos arenosos. O tipo de amostragem efetuado foi a pontual.

Devido ao intenso intemperismo atuante sob as condições climáticas reinantes na área, alguns cuidados mínimos fo-

ram necessárias durante a amostragem das rochas aflorantes. Assim, as porções superficiais da rocha, intensamente lixiviadas por águas de chuva e/ou modificadas por bioturbação atual, foram descartadas. No entanto, todo material coletado apresenta algum grau de telodiagênese.

Foram coletadas 106 amostras pontuais, cujas localizações estão representadas na Figura 1 e na Tabela 1.

Além disso, com o objetivo de levantar mais informações sobre os minerais pesados componentes das rochas-matrizes, coletou-se aleatoriamente cinco amostras de seixos oriundas de dia mictitos e incluindo vários tipos de rochas (Figura 1 e Tabela 1).

A amostragem levada a efeito teve como finalidade obter material para estudo tanto dos minerais leves como dos minerais pesados dos arenitos do Subgrupo Itararé.

3.2. Preparação de Amostras no Laboratório

3.2.1. Minerais leves

Com relação às lâminas delgadas, devida à friabilidade das amostras coletadas, estas tiveram que ser impregnadas com resina endurecedora anteriormente à confecção das lâminas.

As amostras foram previamente cortadas, tem pequenos paralelepípedos de 4x3x2cm e posteriormente submetidas à secagem em estufa a 40°C. Em seguida, foram impregnadas com resina colorida (araldite + azul de oracet) a vácuo e finalmente laminadas por processos convencionais.

3.2.2. Minerais pesados

As amostras foram desagregadas manualmente ou com auxílio de almofariz e pistilo e quarteadas.

Após a desagregação e quarteamento, amostras de 100 gramas em peso foram lavadas em peneira com abertura de 0,062mm visando à eliminação das frações síltica e argilosa. Posteriormente à secagem, as amostras foram peneiradas a fim de se separar a fração 0,125 - 0,062mm (areia muito fina), escolhida para o estudo mineralógico. A utilização dessa fração deve-se a que: a) a comparação entre amostras de minerais pesados deve ser feita utilizando-se uma mesma fração granulométrica; b) a maioria dos minerais pesados ocorrem na fração de areia muito fina; c) todas as amostras coletadas possuem a fração de areia muito fina, enquanto, muitas vezes, não apresentam as frações mais grossas.

A separação entre a fração leve e a pesada foi efetuada em funis apropriados, utilizando-se bromofórmio (peso específico em torno de 2,85).

A última operação, que consiste na montagem dos minerais em lâminas, foi realizada utilizando-se bálsamo de Canadá de índice de refração $n = 1,54$.

3.3. Determinação dos Minerais e Feições Morfoscópicas

Nos estudo dos minerais leves, foram identificados e contados 100 grãos por lâmina delgada, tendo sido verificadas as características da matriz e do cimento. Em seguida, foram medidos o tamanho médio dos grãos e os valores correspondentes ao

arredondamento, seguido de cálculo do grau de seleção, da maturidade textural e do índice de maturidade mineralógica. A contagem de grãos de arcabouço foi realizada pela técnica de Gazzi-Dickinson, (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970), que será discutida em detalhes posteriormente.

No caso dos minerais pesados, foram estudadas as características mineralógicas e contados no mínimo 100 grãos por amostra. Após a contagem foi realizada uma varredura completa na lâmina, com o objetivo de se verificar minerais mais raros. Para algumas amostras em que apareceram dúvidas na identificação dos minerais, os índices de refração dos mesmos foram determinados pelo método da imersão. Além da determinação dos minerais, foi feita uma análise morfoscópica do arredondamento e do hábito cristalino dos mesmos, tendo sido calculados os índices de maturidade mineralógica.

3.4. Escala de Abundância dos Minerais

Os primeiros pesquisadores no assunto limitaram-se a organizar tabelas de ordem de abundância dos minerais usando termos descritivos, tais como predominante, raro, abundante, etc (Krumbein e Pettijohn, 1938). Outros (Boswell, 1923; Milner, 1962) estabeleceram escalas de abundância arranjando os termos descritivos e escalas numéricas em seqüência de crescente raridade ou abundância. Evans et al., (1933) usaram uma série composta por números de freqüência que fornece uma relação logarítmica da freqüência real obtida pela contagem. Wu (1981), modificando essas escalas, propôs a seguinte escala de abundância, aqui utilizada:

Termos	Porcentagem
Ultra predominante	40-80
Predominante	20-40
Muito Abundante	10-20
Abundante	5-10
Muito freqüente	3-5
Freqüente	2-3
Escasso	1-2
Muito escasso	0,5-1
Raro	0,25-0,5
Traço	<0,25

4. ANÁLISE MINERALÓGICA

As rochas arenosas do Subgrupo Itararé estudadas neste trabalho consistem de arenitos, arenitos lamíticos e arenitos lamíticos ligeiramente conglomeráticos (diamictitos) que, segundo a classificação textural de Folk (1968), podem ser classificadas genericamente como arenitos.

4.1. Minerais Leves

Os arenitos do Subgrupo Itararé, na área, são em geral friáveis, mostrando granulometria variável, e cores acinzentadas e avermelhadas. Os componentes principais dos arenitos são quartzo, feldspato e fragmentos de rochas. A matriz é predominantemente caulinitica e micácea (muscovita e biotita finas), com quantidade considerável de quartzo e feldspato na granulometria de silte. O cimento, embora em pequena quantidade, é principalmente ferruginoso e subordinadamente silicoso. O tamanho médio, a seleção, o arredondamento, a maturidade textural, a maturidade mineralógica e o nome das rochas são apresentados na tabela 2. A descrição é apresentado a seguir:

Quartzo É o componente mineralógico ultra predominante dos arenitos, muitas vezes apresentando início de corrosão e superfícies côncavas ou serrilhadas. O recrescimento secundário ao redor de um núcleo de quartzo detrítico é escasso, sendo comum a deposição de uma fina película de óxidos e/ou hidróxidos de ferro que faz parte do material cimentante das rochas. Foram

identificadas duas variedades: quartzo monocristalino e quartzo policristalino, incluindo metaquartzito e sílex (Fotos 3 e 16).

Feldspato Representado por feldspato potássico e plagioclásio, apresenta em geral tamanho médio equivalente ao do quartzo. Consiste geralmente de ortoclásio, microclínio e plagioclásio alcalino, intemperizados parcialmente e alterados em ilita e caulinita (Fotos 5, 8 e 9).

Fragmentos

de rochas Incluindo fragmentos de rochas metamórficas (como gnaisses, xistos, filitos e ardósias), rochas sedimentares (como arenitos muito finos, siltitos e lamitos) e rochas ígneas básicas (Fotos 10 a 18).

Mica Os grandes fragmentos (>20 micra) são principalmente de muscovita e biotita, concentrados nos arenitos finos a muito finos. Esses fragmentos são angulosos, com formas alongadas, às vezes curvadas.

Cimento Consiste predominantemente de limonita e/ou hematita, com pouca sílica predominantemente amorfa que preenche parcialmente os espaços vazios entre os grãos maiores (Foto 4).

Matriz Constituída por argilo-minerais, quartzo e feldspato. Os minerais de argila são principalmente micáceos e cauliníticos. Grãos detríticos e argilo-minerais microcristalinos de origem diagenética são igualmente encontrados (Fotos 1 e 2).

Segundo o esquema de Folk (1968), os arenitos do Subgrupo Itararé da área estudada podem ser classificados principalmente como subarcóseos, subordinadamente como quartzo-arenitos e raramente como sublitarenitos (Tabela 2).

4.2. Minerais Pesados

Os minerais pesados identificados nas amostras de rochas sedimentares do Subgrupo Itararé-são: zircão, turmalina, rutilo, granada, apatita, estaurolita, monazita, muscovita, cianita, epidoto, biotita, sillimanita, magnetita e ilmenita, leucóxênio e limonita. A Tabela 3 mostra o conteúdo percentual de minerais pesados em arenitos e em alguns lamitos arenosos deste Subgrupo. O arredondamentos e o hábitos cristalino dos minerais são representados na Tabela 4.

A descrição mineralógica, ordenada por estabilidade mineralógica decrescente, é a seguinte:

Zircão Mineral ultra predominante a muito freqüente, apresentando-se incolor e raramente com cor púrpura. Os grãos são dominantemente subangulosos a subarredondados e subordinadamente bem arredondados a arredondados, comumente prismáticos, alongados e elípticos. Grãos euédricos são comuns, com ou sem zoneamento. Muitos grãos contém inclusões orientadas ou não, sólidas ou fluídas, por vezes mostram marcas de corrosão (Fotos 19 e 20)

24

Turmalina É um constituinte que varia de muito abundante a escasso. Baseado na cor, seus grãos podem ser divididos em quatro variedades: castanho-amarelada a castanho-escura, rosa-acastanhada, azul-verde acastanhada e azul a azul-pálida. A turmalina castanho-amarelada a castanho-escura é dominante em todas as localidades amostradas deste Subgrupo, a azul a azul-pálida é comum, enquanto as outras variedades, cujas frequências são baixas, estão presentes em algumas amostras. Os grãos são subangulosos a subarredondados e subordinadamente arredondados a bem arredondados, com formas fragmentadas, prismáticas e mais raramente ovaladas. Os cristais apresentam raras inclusões esparsas de pontos opacos ou bolhas e lâminas incolores, sendo que alguns mostram fraturamento serrilhado e marcas de corrosão (Fotos 21 e 22).

Rutilo Constituinte muito abundante a escasso, apresentando cor vermelha com borda escura. Os grãos exibem formas prismáticas com terminações piramidais, alongadas e equidimensionais são em geral subangulosos a subarredondados, com bordas serrilhadas e geminação em joelho, com ou sem estrias longitudinais e oblíquas (Foto 23).

Granada Componente traço a predominante em algumas amostras. Os grãos são subangulosos a subarredondados, marcados por fratura conchoidal e padrões superficiais retangulares e reticulados. São predominantemente incolores, raramente mostrando cor marrom-esverdeada, raramente com inclusões (Fotos 25 e 26).

Apatita Mineral traço em poucas amostras. Os grãos são arredondados a subangulosos. Apresentam inclusões orientadas e características tais como, sinal de alongamento e birrefringência baixa, que permitem sua rápida identificação (Foto 24).

Estauroлита Constituinte traço a frequente em algumas amostras, com cor amarelo-pálida a amarelo-ouro. Os grãos são angulosos e subangulosos, marcados por fraturas subconchoidais. Alguns mostram fraturamento serrilhado merito característico. As inclusões são numerosas (Foto 27).

Monazita Mineral traço a escasso na maioria das amostras, mostrando cor amarela e alto relevo. Apresenta-se predominantemente arredondado e chegando a esférico (Foto 28).

Muscovita Em geral, é um mineral traço a muito escasso, mas muito abundante na amostra 63A. Seus grãos são tabulares, angulosos a arredondados, caracterizados por relevo baixo, cor de interferência cinza-esverdeada e figura biaxial negativa (Foto 29).

Cianita Constituinte traço a muito escasso, ocorrendo somente em poucas amostras. Seus grãos são incolores, alongados, subangulosos a subarredondados, marcados por figuras retangulares controladas pela clivagem (Foto 30).

Epidoto Minerais traços a raros em poucas amostras. Os grãos são subangulosos a arredondados, sempre em tonalidades verde-amareladas, pleocróicas (Foto 31).

Biotita Mineral traço a raro em algumas amostras. Os grãos são de cor marrom, subangulosos a arredondados (Foto 32).

Sillimanita Constituinte traço, ocorrendo somente em algumas amostras. Os grãos são alongados e angulosos a subangulosos, incolores, marcados por partição longitudinal e estrias paralelas ao comprimento.

Magnetita e

Ilmenita Minerais opacos abundantes a predominates. A maioria dos grãos são subarredondados a subangulosos, com hábito cristalino anédrico, subédrico e euédrico. Normalmente a magnetita aparece incrustada por limonita, sendo identificada por sua forma cristalina, enquanto a ilmenita contém manchas de leucoxênio.

Leucoxênio Mineral predominante a ultra predominante. Os grãos são agregados microcristalinos, brancos a branco-amarronzados em luz refletida, subangulosos a arredondados. A maioria dos grãos altera-se para anatásio que possui formas cristalinas euédricas e subédricas, com tamanhos variáveis (Fotos 33 e 34).

Limonita Traço a freqüente na maioria das amostras. Apresenta grãos subangulosos a arredondados, marrons a vermelho-amarronzados em luz refletida.

5. FACIOLOGIA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

A área de estudo (Figura 1) não apresenta uma boa distribuição espacial dos afloramentos para uma análise de facies adequada.

A porção sul (base do Subgrupo Itararé) apresenta boas exposições ao longo das rodovias SP-258 e SP-249, permitindo uma avaliação adequada da facilogia nesta porção. A porção central apresenta poucos pontos afloramentos. A porção norte (topo do Subgrupo Itararé) exhibe afloramentos isolados, além de uma curta secção ao longo da rodovia que liga Buri a Angatuba, onde ocorrem bons afloramentos.

Dessa forma, apenas para as porções norte e sul (superior e inferior) da área foi realizado o estudo faciológico e paleoambiental das rochas sedimentares do Subgrupo Itararé.

5.1. Descrição das Facies

O levantamento de campo permitiu a distinção de seis facies principais na parte inferior do Subgrupo Itararé e outras seis na parte superior, sendo designadas por F1 a F12.

5.1.1. Parte inferior

A facies F1 ocorre em toda a secção basal, sendo a sua espessura estimada em cerca de 40 metros. É constituída predominantemente por arenitos muito finos, levemente a lamíticos, inte-

restratificados com siltitos e arenitos finos à médios, levemente lamíticos. Podem apresentar laminações plano-paralelas e cruzadas. Localmente, porém, mostram-se deformados por escorregamentos associados a diapirismo e sobrecarga de corpos de arenitos finos a médios, regularmente selecionados, levemente lamíticos a limpos (Figura 4 e Foto 35) (Amostras: 8B, 13, 15 e 56). Localmente ocorrem lamitos levemente arenosos, com grânulos e seixos finos (Amostras: 58 e 60).

A facies F2 ocorre apenas a leste na área (proximidades de Taquarivaí). Seu contato com a facies F1 não foi encontrado em afloramentos, o que impossibilitou uma avaliação correta desta passagem. Esta facies é composta por arenitos finos a médios, regularmente selecionados (Amostra: 63A), com estratificações plano-paralelas a cruzadas de baixo ângulo e médio a grande porte, no geral incipientes. Localmente exibem corpos métricos, acunhados, de conglomerados com matriz areno-lamítica (Amostra 63C), com seixos centimétricos, polimíticos (quartzitos, xistos, filitos, granitos, feldspatos), subarredondados a arredondados, em geral facetados. Numa situação de granodecrêscencia ascendente, os arenitos passam acima para intercalações de arenitos finos e finos a muito finos (Amostra 64), exibindo estratificações plano-paralelas e laminações cruzadas, passando a intercalações de arenitos muito finos a finos e siltitos (Amostras: 40A, 65A e 66A) com laminações cruzadas, localmente do tipo "climbing ripple-drift" (Figura 5). Abaixo dessas rochas ocorrem arenitos médios e subordinadamente arenitos grossos, de seleção regular, com estratificação cruzada de pequeno a médio porte (Amostras: 55, 82A e B).

A facies F3, sobreposta geralmente em contato erosivo à facies F2, restringe-se também às proximidades de Taquari-

vaí. É composta por rochas imaturas, com ampla variação granulométrica e alta porcentagem de matriz (diamictitos), podendo ser classificadas como arenitos muito finos, predominantemente, a muito grossos, com matriz lamítica variando entre 15% e 50% (Amostras: 40C, 41A, 65B e 80D) com grânulos e seixos centimétricos, raramente decimétricos, em porcentagens em geral inferiores a 10%, polimíticos (quartzitos, granitos, filitos, metabasitos), subangulosos a subarredondados, por vezes estriados e facetados (Figura 6). Esses diamictitos se apresentam maciços, incipientemente acamados, localmente mostrando feições de deformação.

A passagem da facies F2 para F3 é em geral erosiva, podendo apresentar intercalações decimétricas de conglomerados de matriz arenosa-lamítica, contendo seixos centimétricos subangulosos a subarredondados, facetados em grande parte, polimíticos (quartzitos, quartzo, granitos, filitos), com arenitos grossos a finos, regular a mal selecionados (Amostra 80B2), portando estratificações cruzadas tabulares de pequeno a médio porte, com arenitos finos e muito finos e siltitos com laminações cruzadas e com arenitos conglomeráticos (Amostra 66D1). Noutros locais esta passagem é transicional através de intercalações decimétricas entre arenitos finos e muito finos lamíticos, estratificados incipientemente, arenitos finos, lamíticos, levemente conglomeráticos (diamictitos) e arenitos médios, lamíticos (Figura 6).

A facies F4 ocorre sobreposta à facies F3 (Figura 6). É composta, na base, por arenitos finos a médios portando estratificações cruzadas de médio porte, intercalando-se com arenitos médios a grossos, lamíticos, com estratificações cruzadas planares (Amostra 80E). Esses arenitos passam acima para arenitos muito finos em intercalações decimétricas com siltitos (Amostras: 41B, 66A, 80E1 e E2), mostrando granodecrêscencia ascendente, isto

é, com aumento da quantidade de siltitos para o topo. Aí são comuns laminações cruzadas, "flaser" e lenticulares. Mostram, em várias situações, feições de escorregamento sindeposicional envolvendo desde poucos decímetros até cerca de dez metros de sedimentos escorregados.

A facies F5 ocorre restrita às redondezas de Itapeva, sobreposta à facies F1. O contato entre estas facies não foi encontrado em afloramentos. Esta facies é composta por interlaminações e interestratificações (centimétricas e subordinadamente decimétricas e métricas) de siltitos e arenitos muito finos, siltitosos, com arenitos médios a finos e com arenitos muito finos a grossos, lamíticos, com grânulos e seixos polimíticos de granitos, quartzitos, arenitos e filitos (diamictitos: amostras 29B, 35B e 35D4), facetados em muitos casos. Essas rochas ocorrem comumente deformadas por processos de sobrecarga e por escorregamentos que, em casos extremos, homogeneizam os sedimentos (Amostras 16B e Foto 36). Subordinadamente ocorrem concentrações de clastos grossos formando lentes ou níveis conglomeráticos (Amostras 16B1 e 22), com seixos polimíticos (granitos, quartzitos, feldspatos e quartzo) e facetados e deformados (Figura 7). Nas porções superiores exibem localmente laminitos de siltitos e arenitos finos com laminação gradacional, plano-paralela e cruzada, ou siltitos laminados, bioturbados com seixos pingados.

A facies F6 ocorre no topo da parte inferior do subgrupo Itararé. Entre seus depósitos e os da facies F5 ocorre um intervalo de três dezenas de metros sem exposições. Esta facies é composta por diamictitos com intercalações de laminitos (Figura 8 e Foto 37). São arenitos muito grossos, lamíticos, conglomeráticos (Amostras 33B e 34), com seixos e blocos polimíticos, na maior parte facetados e estriados. Constituem corpos ma-

ciços com incipiente estruturação próximo ao topo. Os laminitos são compostos por ritmos milimétricos de lamitos e siltitos, espaçadamente intercalando lâminas arenosas e areno-conglomeráticas (com grânulos e seixos finos bem facetados), além de seixos pingados esparsos (Foto 38).

5.1.2. Parte superior

A parte superior do Subgrupo Itararé, na área, apresenta exposições esparsas e isoladas, dificultando a análise faciológica destas rochas. Apenas ao longo de alguns quilômetros da rodovia que liga Buri e Angatuba ocorre uma secção adequada a este fim. Além disso, a variação lateral desses sedimentos é relativamente alta, com facies ocorrendo apenas localmente. Assim, suas características serão apresentadas apenas em linhas gerais.

As facies que compõem a parte superior do Subgrupo Itararé são designadas por facies F7 a F12.

A facies F7 é composta por intercalações decimétricas a métricas de arenitos finos a muito finos, bem a muito bem selecionados (Amostras 132, 211 e Foto 39), com estratificação plano-paralela, que gradam a arenitos muito finos e siltitos para o topo, onde são comuns laminações cruzadas do tipo "climbing ripple-drift" e "climbing ripples" em fase. Localmente podem ocorrer estratificações cruzadas do tipo "hummocky" decimétricas (Amostra 51B1). Superfícies erosivas podem ser comuns nessas rochas. Arenitos finos e finos a médios são mais raros (Amostras 52, 121 e 155), ocorrendo por vezes erodindo os sedimentos mais finos e exibindo laminações cruzadas por ondas, os quais gradam

acima a arenitos muito finos e siltitos com laminações "flaser" e "wavy" (Figura 9). Ritmitos (centimétricos) gradacionais de arenitos muito finos/siltitos/lamitos podem ocorrer localmente.

A facies F8 sobrepõe-se à facies F7, porém este contato não foi encontrado em afloramentos. Sua área de exposição se restringe às imediações de Guarizinho, no centro oeste da porção superior na área estudada. É composta predominantemente por arenitos muito grossos e grossos (Amostras 39C, 215D e 232), com grânulos e raros seixos, com estratificações cruzadas planares e acanaladas de grande porte, exibindo intercalações espaçadas centimétricas, de arenitos conglomeráticos, polimíticos. Localmente exibem intercalações centimétricas de arenitos médios e finos (Amostras 39B e 215B) com arenitos conglomeráticas e siltitos com laminações paralelas e cruzadas (Figura 10). Esta facies apresenta, no topo, diamictitos (arenitos muito finos a grossos, lamíticos, conglomeráticos) com seixos polimíticos (quartzitos, filitos e granitos), subangulosos, em grande parte facetados (Amostras 76A, 78B e 158 e Foto 40), que erodem os arenitos subjacentes.

A leste não mais afloram os arenitos grossos que caracterizam a facies F8. Na seção Buri-Angatuba, a facies F9 se sobrepõe à diamictitos da facies F8, em contato irregular com injeções do diamictito no arenito e grandes almofadas de arenitos afundados nos diamictitos, podendo ocorrer lentes areno-conglomerática nessa passagem (Figura 11). A facies F9 é composta predominantemente por arenitos finos (Amostras 75A e 75A1), bem selecionados, em geral sem estruturas evidentes, localmente apresentando estratificações plano-paralelas. Associados, podem ocorrer corpos lenticulares de poucos metros de espessura de arenitos médios a finos, de seleção regular, com estratificações cruzadas de

pequeno e médio porte, podendo mostrar lentes de arenitos grossos (Amostra 75B), levemente conglomeráticos na base.

Lateralmente esta facies é composta por uma intercalação métrica a decimétrica de arenitos em geral finos a médios (Amostra 78E) e siltitos e arenitos muito finos. Os arenitos mostram em geral seleção regular e estruturas pouco evidentes tais como estratificações plano-paralelas e marcas onduladas. Os siltitos ocorrem interestratificados (estratificação centimétrica a decimétrica) com arenitos muito finos, exibindo laminação plano paralela, estruturas em chamadas e "microalmofadas" de arenitos (Figura 11). Estas rochas mais finas ocorrem dobradas e injetadas em arenitos sobrepostos (Foto 41). No topo da facies F9, lamitos arenosos com raros seixos pingados se sobrepõem ao pacote arenoso e passam a laminitos siltito/lamito com delgadas intercalações centimétricas de arenitos muito finos, bem selecionados (Facies F10) (Figura 11).

O contato entre as facies F10 e F11 não foi encontrado em afloramentos. A facies F11 é composta por arenitos muito finos e finos a muito finos (Amostra 68C), bem selecionados, exibindo laminações cruzadas do tipo "climbing ripple-drift" e "mega-climbings" (Foto 42). Estes arenitos ocorrem em corpos métricos a decimétricos que se intercalam com corpos centimétricos a decimétricos de laminitos siltito/lamito ou arenito muito fino/lamito, mostrando laminações "climbing ripples" em fases. Lateralmente podem intercalar arenitos finos a médios (Amostra 68B), bem selecionados, mostrando estratificações cruzadas de médio e grande porte, tabulares e acanaladas (Figura 12).

Acima, em contato erosivo, ocorrem lamitos arenosos levemente conglomeráticos (Amostra 68E) da facies F12, semelhantes ao da facies F10.

5.2. Interpretação Paleoambiental

5.2.1 Parte inferior

A base do Subgrupo Itararé, na área, é composta predominantemente por sedimentos finos da facies F1, depositados em condições de águas relativamente calmas, abaixo do nível de ação de ondas, sob corpo d'água relativamente extenso, transgredindo os limites da área estudada. Foram depositados provavelmente em ambiente marinho, sem influência glacial próxima. São o resultado de deposição por processos de fluxos de densidade, constituindo provavelmente lobos de suspensão de frente deltaica, supridos por uma fonte fluvial associada à sedimentação deltaica. Os arenitos texturalmente mais grossos parecem ser o resultado de períodos de maior suprimento, quando correntes de turbidez de alta densidade atingiram o ambiente. As deformações observadas refletem a alta taxa deposicional desses arenitos sobre os sedimentos mais finos, então inconsolidados.

A facies F2 exibe uma discreta granodecrescência ascendente, provavelmente relacionada a um aprofundamento da lâmina d'água rumo ao topo. Na base, cunhas de conglomerados indicam fornecimento proximal de detritos possivelmente relacionados a depósitos de um "fan delta". O fato de serem compostos por seixos polimíticos e facetados pode servir como evidência de uma fonte glacial próxima. Acima, as rochas sedimentares texturalmente mais finas parecem ser o resultado da deposição de lobos de suspensão, com graduação de estruturas e texturas, possivelmente em ambiente de frente deltaica.

Os diamictitos da facies F3, ricos em seixos polimícticos facetados e estriados, que se sobrepõem à facies F2, foram depositados provavelmente por fluxos de detritos ("debris flows") derivados diretamente de geleiras, em ambiente glaciomarinho raso, terminoglacial a proglacial. A passagem da facies F2 para a F3, em situação proximal, acusa um avanço glacial cuja proximidade sujeita o ambiente a fortes variações (diurnas e sazonais) no suprimento de água de degelo e, conseqüentemente, da quantidade de detritos, originando variações rápidas na granulometria de uma camada para outra e permitindo, através da ação de correntes mais caudalosas, a erosão do topo da facies F2. Numa situação mais distal, depósitos de fluxo de detritos ("debris flows") e correntes de turbidez se intercalam, sendo deformados por escorregamentos.

A passagem da facies F3 para a F4 se dá pela deposição de arenitos imaturos, frutos provavelmente do retrabalhamento de detritos glaciais sujeitos a correntes de degelo em canais subaquáticos de ambiente marinho terminoglacial e proglacial. Com o recuo das geleiras, ocasionando o aumento do volume de água de degelo e a diminuição no suprimento detrítico diretamente no ambiente marinho, depositaram-se sedimentos cada vez mais finos e distais, em condições marinhas normais.

A facies F5, que se sobrepõe à facies F1 nas imediações de Itapeva, é fruto de uma deposição em ambiente glaciomarinho raso. É formada por uma associação de depósitos de fluxos de massa terminoglaciais do tipo fluxo de detritos (diamictitos) e, mais raramente, de leques proximais formados pela entrada de correntes de degelo através de túneis subglaciais (conglomerados). À frente desses depósitos, intercalações delgadas de siltitos/arenitos muito finos/arenitos médios a finos/diamictitos são

depositados por correntes de turbidez, associadas a grande variação no suprimento detrítico. A deformação generalizada nesses depósitos deve-se provavelmente à alta taxa deposicional que pode gerar declives deposicionais elevados, propiciando escorregamentos, além de gerar sobrecarga com conseqüente desenvolvimento de diapirismo e afundamento de corpos mais densos. Associada a essa sedimentação terminoglacial, lateralmente ou a sua frente, pode ocorrer deposição de sedimentos mais finos, onde não se verificam fluxos de massa diretamente da geleira ou de água de degelo, qual sejam, sedimentos de suspensão (siltes e argilas) e fluxos de turbidez de baixa densidade (siltes e areias muito finas) formando depósito maciços ou com laminação incipiente. A presença de seixos pingados é pequena dada a proximidade da geleira (ambiente terminoglacial), uma vez que os "icebergs" são levados para posições mais distais no ambiente proglacial por correntes de água doce que se formam à superfície da água. Dada a baixa energia, o ambiente é propício à instalação de vida, resultando sedimentos bioturbados.

A composição faciológica da facies F6 coaduna com uma deposição em ambiente glaciolacustrino ou glaciomarinho raso, este último em condições de costa mais fechada como, por exemplo, uma baía, onde a ação de correntes marinhas é menor e, conseqüentemente, onde as águas mais calmas e pouco salinas. Os laminitos e diamictitos desta facies foram depositados em ambiente terminoglacial, os primeiros em águas relativamente mais profundas com contribuição de detritos derivados de "icebergs", enquanto os diamictitos formaram-se à custa de detritos derivados diretamente das geleiras por movimentos de massa.

5.2.2. Parte superior

A facies F7, na base da parte superior, é formada provavelmente em ambiente marinho raso ("shallow shelf"), em grande parte abaixo do nível de ação de ondas, à frente de barras de plataforma, porém sujeito a constantes episódios de correntes de turbidez que depositaram os arenitos muito finos e siltitos laminados. A diminuição da lâmina d'água pode ser responsável por feições erosivas associadas à deposição de arenitos com evidências de deposição por ondas, enquanto episódios de tormentas, cujo nível de base é inferior ao de ação das ondas normais, retrabalharam os turbiditos.

A facies F8 foi depositada provavelmente sob lâmina d'água pouco profunda, correspondendo a depósitos formados em condições análogas a de um "fan delta", onde se associam arenitos grossos e conglomerados com turbiditos e depósitos de fluxo de detritos (diamictitos). Estes depósitos estão provavelmente relacionados à aproximação de geleiras, favorecendo o aumento do aporte de detritos próximo à costa.

A facies F9 é formada por arenitos de frente deltaica proximal, resultante da deposição em barras de desembocadura de distributários associados a sedimentos finos de baía e, localmente, intercalando depósitos de canais de planície deltaica. Esses sedimentos assentam-se sobre diamictitos da facies F8 ocasionando deformações por sobrecarga. Assim como na facies F8, a facies F9 pode ser o resultado do maior aporte fluvial de sedimentos de contribuição glacial, possibilitando a construção deltaica.

A facies F10 sobreposição em contato abrupto aos arenitos da facies F9, podendo ser entendidos como o resultado de

uma sedimentação prodeltaica, consequência do aprofundamento da lâmina d'água graças à deglaciação.

A facies F11 é característica de ambiente marinho raso com sedimentação em frente deltaica, com dominância de correntes unidirecionais e alta taxa de carga em suspensão. A figura 12 exibe uma situação de granocrescência ascendente, numa passagem de sedimentos de franja de frente deltaica a frente deltaica superior. Esses sedimentos exibem retrabalhamento no topo, sendo recobertos por sedimentos finos, distais, prodeltaicos (facies F12).

6. PROVENIÊNCIA

O problema da proveniência de sedimentos envolve o conhecimento das composições litológicas das rocha-matrizes, bem como o da natureza do clima e do relevo da área fonte. As areias podem ser produzidas pela desintegração de rochas originadas em profundidade, como as plutônicas e metamórficas de alto grau, bem como de rochas formadas na parte superior da crosta, como as sedimentares preexistentes, metamórficas de baixo grau e vulcânicas. Por sua vez, o clima e o relevo da área fonte fazem com que a composição original do arenito não seja exatamente a das rochas-matrizes, pois esta é alterada pela perda ou pelo enriquecimento seletivo de diversos componentes minerais, ou pela abrasão diferencial durante o transporte, ou ainda pela alteração ou dissolução diagenética (Pettijohn, 1957; Pettijohn et al., 1973). Assim, poucos arenitos apresentam componentes que indicam claramente suas proveniências, mas a composição de qualquer arenito reflete, pelo menos aproximadamente, o caráter de sua fonte (Williams et al., 1954).

Por outro lado, o tectonismo parece ser um importante controle da petrografia dos arenitos, uma vez que, não existindo o levantamento não haveria área fonte supridora de detritos. Além disso, o tectonismo governa os outros fatores, tais como rocha-matriz, clima, relevo e ambiente. Este assunto será melhor discutido na capítulo 7.

Assim, o estudo de proveniência consiste na determinação, a partir do exame de minerais leves e pesados, dos tipos de rochas-matrizes e sua relação com o ambiente tectônico e na dedução da natureza do clima e do relevo da área fonte, por meio do estudo da maturidade do sedimento. Dessa forma, neste tipo de

análise, torna-se necessário avaliar a estabilidade relativa dos vários minerais formadores de rochas.

6.1. Estabilidade Mineralógica

A estabilidade do mineral refere-se a sua resistência às alterações, tais como dissolução, decomposição e abrasão física. A seguir são discutidos separadamente as estabilidades de minerais leves e pesados.

6.1.1. Estabilidade dos minerais leves

Os grãos formadores do arcabouço de arenitos são compostos predominantemente por minerais leves, tais como quartzo e feldspatos, e por vários fragmentos de rochas. Estes últimos serão tratados juntamente com os minerais leves. Estes grãos são os produtos finais da interação entre disponibilidade, resistência mecânica e estabilidade química do mineral durante o intemperismo, transporte e deposição.

O quartzo é o único mineral leve química e fisicamente ultra-estável entre os constituintes de arenitos. As estabilidades relativas do quartzo são variáveis, sendo maior no quartzo monocrystalino não ondulante, intermediário no quartzo monocrystalino ondulante e menor no quartzo policristalino (Blatt, 1967; Mack, 1978). As estabilidades de feldspatos são menores que as do quartzo. Com relação à colisão entre os grãos du-

rante o transporte, o microclínio e o plagioclásio não maclado são mais estáveis que a pertita e o plagioclásio maclado. Os menos estáveis são os plagioclásios zonados e com germinação Carlsbad (Blatt, 1967; Pittman, 1969; Mack, 1978). Sob intemperismo químico ativo, o microclínio é mais estável que o ortoclásio e os plagioclásios (Goldich, 1938). O plagioclásio-cálcico e o feldspato potássico são quimicamente instáveis no ambiente sedimentar e, portanto, suscetíveis a modificações diagenéticas. Os feldspatos podem ser substituídos por argila autigênica e calcita e dissolvidos parcialmente ou totalmente por solução intra-estratal (Wilson e Tillman, 1974; Walker, 1984). As estabilidades química e mecânica dos fragmentos de rochas durante o intemperismo, transporte e diagênese, são parcamente conhecidas (Blatt et al., 1972). Poucos estudos foram feitos sobre as estabilidades relativas dos vários tipos de fragmentos de rochas. Além disso, raramente é feita distinção entre estabilidade mecânica e química. Assim, por exemplo, fragmentos de sílex são quimicamente estáveis e muito duros, mas quebradiços, fragmentos de basalto são mecanicamente resistentes mas quimicamente instáveis e os fragmentos de folhelho são quimicamente estáveis mas mecanicamente instável.

Com base nas frequências dos minerais leves (incluídos os fragmentos de rochas) que ocorrem nos arenitos analisados e nos estudos das ordens de estabilidades química e mecânica propostas por vários autores (Blatt, 1967; Mack, 1978; McBride, 1985), é usada neste trabalho a seguinte escala relativa de estabilidade:

	^	Quartzo monocristalino
E	I	Sílex
S C	I	Quartzo policristalino
T R	I	Feldspato potássico
A E	I	Plagioclásio
B S	I	Fragmento de quartzo e feldspato
I C	I	Fragmento metamórfico (xisto fino, ardó-
L E	I	sia e filito)
I N	I	Fragmento sedimentar detrítico (arenito
D T	I	fino, siltito e folhelho)
A E	I	Fragmento vulcânico (andesito, basalto e
D	I	riolito)
E	I	Fragmento de carbonato (calcário e dolo
	I	mito)

6.1.2. Estabilidade dos minerais pesados

Os minerais acessórios dos arenitos são os minerais pesados cujas densidades são maiores do que a do bromofórmio. As estabilidades química e mecânica desses minerais são bem conhecidas.

6.1.2.1. Estabilidade química

Muitos autores estudaram a estabilidade química dos minerais pesados em perfis de solo e/ou em sedimentos recentes e antigos. Estes estudos mostraram que o intemperismo e as soluções intra-estratais podem eliminar progressivamente os minerais instáveis. É interessante notar que as mudanças resultantes desses dois processos são muito semelhantes mas não idênticos (Goldich, 1938; Pettijohn, 1941; Smithson, 1941; Sindowski, 1949; Morton, 1984). Há algumas exceções notáveis, que podem ser o resultado de diferenças entre as condições de formação dos solos e as condições diagenéticas a que foram submetidos sedimentos antigos. Apatita e granada, por exemplo, aparentemente são instáveis no solo, mas são estáveis em sedimentos antigos (Pettijohn, 1957; Enge-

lhardt, 1977). Autores como Pettijohn (1957), Folk (1968) e Hubert (1971) acreditam que o zircão, turmalina e rutilo são ultra-estáveis e a olivina, piroxênio e anfibólio são instáveis. Minerais mais comuns como granada, apatita, estaurolita, monazita, muscovita, cianita, epidoto, biotita, titanita, magnetita e ilmenita, leucoxênio, limonita e hematita são classificados como minerais estáveis e ou meta-estáveis dependendo do autor.

Baseado nas frequências dos minerais pesados que ocorrem no Subgrupo Itararé, e nas formações Aquidauana, Pirambóia, Botucatu e Bauru, e nos trabalhos de Pettijohn (1957), Folk (1968) e Hubert (1971), Wu (1981 e 1982) propôs a seguinte classificação aqui utilizada:

Ultra-estáveis	{	Zircão Turmalina Rutilo	
Meta-estáveis	{	Granada Apatita Estaurolita Monazita Muscovita Cianita Magnetita Ilmenita Leucoxênio Hematita	} produtos secundários
	{	Limonita Epidoto Biotita Titanita Perowskita	
Instáveis	{	Hornblenda Piroxênio Sillimanita	

6.1.2.2. Estabilidade mecânica

A. estabilidade mecânica ou resistência física dos minerais à abrasão depende da dureza, clivagem, forma original

dos grãos e tenacidade. Em consequência disso, os minerais são afetados diferentemente pela abrasão durante o transporte (Baker, 1962).

A abrasão seletiva poderia resultar na eliminação progressiva e sistemática dos minerais de baixa dureza e, consequentemente, no enriquecimento relativo dos componentes mais duros. Segundo os trabalhos experimentais sobre resistência abrasiva dos minerais pesados (Frieze, 1931; Cozzens, 1931; Thiel, 1945; Nemec et al., 1978), os mais resistentes à abrasão, em ordem decrescente, são: turmalina, estaurolita, magnetita e ilmenita, titanita, granada, epidoto, zircão, hornblenda, rutilo, dialágio, hiperstênio, espodumênio, apatita, augita, hematita, bronzita, cianita, enstatita, goethita, fluorita, siderita e barita.

6.2. Maturidade dos Arenitos do Subgrupo Itararé

Maturidade de sedimentos clásticos é a medida de sua aproximação a um tipo final estável, sendo ocasionada por processos atuantes durante a formação dos sedimentos. Maturidade é, portanto, um registro combinado do tempo através do qual os processos genéticos foram efetivos e da intensidade de ação desses processos. A maturidade pode ser expressa tanto em termos mineralógicos como em termos texturais.

6.2.1. Maturidade mineralógica

Tendo em vista as características altamente estáveis do quartzo, a medida da maturidade mineralógica em areias e

arenitos pode ser dada em termos de seu conteúdo neste mineral (Pettijohn, 1957). Como muitos arenitos têm áreas fontes complexas, o índice de maturidade mineralógica pode ser representado pela proporção combinada de quartzo, sílex e metaquartzito (Hubert, 1962). Os quatro estágios de maturidade mineralógica utilizados aqui são os seguintes (Wu, 1981): 1) imaturo (índices < 75%); 2) submaturo (índices entre 75 e 85%); 3) maturo (índice entre 85 e 95%) e 4) supermaturo (índices > 95%).

Os índices de maturidade mineralógica nos arenitos do Subgrupo Itararé são maiores que 95% em quartzo-arenitos e entre 79% e 94% em subarcóseos e sublitarenitos (Tabela 2).

6.2.2. Maturidade textural

Baseado no conteúdo de argila, seleção e arredondamento, a maturidade textural dos arenitos é representada por quatro estágios: imaturo, submaturo, maturo e supermaturo (Folk, 1968).

Os arenitos do Subgrupo Itararé são, em geral, argilosos, com granulação variável. A seleção é má nos arenitos mais grossos e regular a boa nos arenitos mais finos. Os grãos são predominantemente angulosos a subangulosos e os subarredondados a arredondados são subordinados. Desta forma, a maturidade textural dos arenitos do Subgrupo Itararé é fortemente controlada pela distribuição granulométrica dos arenitos. Em geral, os arenitos mais grossos, incluindo tanto subarcóseos como quartzo-arenitos e sublitarenitos, são texturalmente imaturos e raramente submaturos. Os arenitos finos a médios, incluindo predominantemente quartzo-arenitos e subarcóseos e raramente sublitarenitos, são

texturalmente submaturos a maturos (Tabela 5).

6.2.3. Maturidade dos vários tipos de arenitos e respectivos controles geológicos

6.2.3.1. Quartzo-arenitos

Os quartzo-arenitos ocorrem predominantemente nas porções inferiores das partes inferior e superior do Subgrupo Itararé na área estudada.

Os quartzo-arenitos mais grossos da parte inferior são argilosos, mal selecionados, com grãos predominantemente angulosos, texturalmente imaturos e mineralogicamente supermaturos. Isto parece significar que os materiais destes quartzo-arenitos foram derivados do embasamento cristalino bem intemperizado, tendo sido submetidos a baixo retrabalhamento, sendo transportados em meio de energia muito alta, com duração curta como, por exemplo, correntes de turbidez e fluxos de detritos. Assim também o transporte e deposição por geleiras ou a redeposição desses sedimentos via fluxos de detritos podem formar depósitos com tais características.

Os quartzo-arenitos mais grossos da parte superior são semelhantes aos da parte inferior, mas pouco argilosos, com textura predominantemente submatura e raramente imatura. Isto sugere que estes materiais foram originados de rochas do embasamento cristalino, modificadas durante longo período geológico por denudação progressiva, atingindo rochas com grau de intemperismo menor que o das rochas-matrizes dos quartzo-arenitos basais, tendo

sofrido retrabalhamento considerável e transporte em meio de energia alta, com duração relativamente curta, ou energia relativamente baixa, com longa duração, tais como águas correntes e correntes de turbidez onde os materiais argilosos foram eliminados.

Os quartzo-arenitos mais finos, das partes inferior e superior, são bem selecionados, com grãos ainda angulosos, texturalmente maduros e mineralogicamente supermaturos. As rochas-matrizes destes arenitos foram as mesmas dos quartzo-arenitos mais grossos das partes inferior e superior, respectivamente. Seus materiais foram transportados e retrabalhados em meio de energia relativamente mais baixa, mas com duração longa, tais como águas correntes e/ou sob ação de ondas.

6.2.3.2. Subarcóseos

Os subarcóseos ocorrem predominantemente nas porções superiores das partes inferior e superior do Subgrupo Itararé.

Os subarcóseos mais grossos da parte inferior são predominantemente argilosos, mal selecionados e mal arredondados, texturalmente imaturos e mineralogicamente maduros e submaturos. Os feldspatos são representados predominantemente por variedades potássicas e raramente por plagioclásios, ocorrendo em quantidades que variam de 5 a 16%. Isto indica que os materiais destes subarcóseos foram derivados predominantemente das rochas granito-gnáissicas do embasamento cristalino parcialmente fresco e parcialmente intemperizado, tendo sido transportados em meio de energia muito elevada, com duração curta, tais como correntes de

turbidez e fluxos de detritos. Da mesma forma, o transporte e deposição por geleiras pode originar depósitos similares.

Os subarcóseos mais grossos da parte superior são parecidos com os da parte inferior, porém textural e mineralogicamente mais maduros do que aqueles. Isto significa que estes materiais foram fornecidos a partir de rochas granito-gnáissicas do embasamento cristalino mas que foram submetidas, durante o tempo geológico, à denudação progressiva. Seus materiais sofreram re-trabalhamento considerável, tendo sido transportados sob condições de energia alta, com duração relativamente curta, ou de energia relativamente baixa, com duração relativamente longa, tais como as correntes de turbidez e as águas correntes.

Os subarcóseos mais finos das partes inferior e superior são mineralogicamente maduros. Texturalmente, os subarcóseos de parte inferior são maduros e submaduros e os de parte superior são maduros. As rochas-matrizes destes arenitos correspondem às dos subarcóseos mais grossos das parte inferior e superior, respectivamente. Considerando as características de maturidades texturais, os materiais destes arenitos foram transportados em meio de energia relativamente mais baixa, adequada para efetuar a seleção seletiva. Assim, os materiais destes arenitos da parte superior podem ter sido selecionados e re-trabalhados predominantemente por onda e os de parte inferior efetuados tanto por onda como por águas correntes.

6.2.3.3. Sublitarenitos

Os sublitarenitos ocorrem predominantemente na parte inferior do Subgrupo Itararé.

Os sublitarenitos mais grossos são argilosos, mal selecionados e mal arredondados, texturalmente imaturos e mineralogicamente submaturos a maturos. Os fragmentos de rochas são representados por rochas metamórficas de baixo grau e sedimentares principalmente, ígneas subordinadamente e mais raramente vulcânicas, em parte frescas, em parte intemperizadas, em quantidades que variam de 5 a 16%. Isto significa que estes materiais foram derivados principalmente de rochas metamórficas, predominantemente de baixo grau, oriundas do embasamento cristalino, parcialmente fresco e parcialmente intemperizado, e de rochas sedimentares, tendo sido transportados em meio de energia elevada e depositados rapidamente.

Os sublitarenitos mais finos são raros. A única amostra (79B) descrita na parte inferior é textural e mineralogicamente madura.

6.3. Maturidade dos Minerais Pesados Transparentes Não-Micáceos

As assembléias dos minerais pesados em arenitos são, em grande parte, função das proporções dos vários minerais pesados erodidos da área fonte e da intensidade de modificação dos detritos por abrasão seletiva e seleção hidráulica durante o transporte e a deposição. Uma vez que a assembléia dos minerais pesados transparentes não-micáceos dos quartzo-arenitos é composta predominantemente por zircão, turmalina e rutilo, estes mine-

rais irão predominar nos referidos sedimentos, tendo em vista a abrasão prolongada e seleção hidráulica. Além disso, as composições mineralógicas e texturais de arenitos são interdependentes (Krynine, 1948) e teoricamente a composição de minerais pesados transparentes não-micáceos dos arenitos quartzosos está relacionada à composição de minerais leves e à textura dos arenitos. Portanto, o índice zircão-turmalina-rutilo, referente à porcentagem acumulada destes minerais entre os pesados transparentes, excluindo micas e minerais autígenos, foi proposto com índice (índice ZTR) do grau de modificação de toda a assembléia dos minerais pesados de arenitos (Hubert, 1962).

O grau de modificação dos minerais pesados transparentes não-micáceos dos arenitos do Subgrupo Itararé, na maioria das vezes, não se coaduna ao dos minerais leves e às características texturais dos arenitos. As variações dos índices ZTR encontrados entre os arenitos e os possíveis controles geológicos são os seguintes:

1) Na maioria dos arenitos (83 amostras), tanto grossos como finos e médios, os índices são muito altos, maiores do que 91.6% (Tabela 3), e quase sempre não se coadunam aos resultados obtidos pela análise das composições dos minerais leves e das texturas dos arenitos. Este resultado pode ser explicado da seguinte forma: os minerais instáveis e a maioria dos minerais meta-estáveis de rochas cristalinas na área fonte já teriam sofrido intenso intemperismo em clima quente e úmido durante longo período geológico, tendo sido transformados em minerais de argilas e ferruginosos. Posteriormente, a área fonte sofreu intensa deformação vertical e grandes falhamentos, acompanhados de acentuada subsidência, de tal forma que as rochas intemperizadas e frescas foram expostas na superfície de terra. Assim, as assembléias mineraló-

gicas dos arenitos quartzosos derivavam principalmente de rochas cristalinas intemperizadas e as dos arenitos feldspáticos e líticos derivavam principalmente de rochas menos intemperizados e/ou frescas. Além disso, as assembléias mineralógicas destes arenitos foram fortemente modificados por ações de soluções intra-estratais durante longo período geológico.

2) Em alguns arenitos da porção superior de parte superior (Tabela 3; amostras: 67B, 67C, 68B, 69A, 70, 75A, 75A1, 75B e 78E), os índices ZTR são moderados, variando de 73.0 a 88.8%, e regularmente correlacionáveis às maturidades texturais e mineralógicas. Os índices ZTR destes arenitos são resultam da presença de alta porcentagem de estaurolita. Este fato é interpretado como consequência da denudação progressiva da área fonte e do consequente suprimento a partir de novas rochas expostas. Neste caso, ainda, a ação de soluções intra-estratais deve ser relativamente mais baixa que na superior.

3) Nas amostras 68D, 68E e 80D (Tabela 3), os subarcóseos mais grossos, argilosos, apresentam índices ZTR muito baixos, variando de 19.5 a 58.3%, exibindo boa correlação com a maturidade textural, mas não com a maturidade mineralógica. Estes baixos índices ZTR são o resultados da presença de alta porcentagem de minerais meta-estáveis tais como estaurolita, apatita e especialmente granada. Os grãos de granada são angulosos, fraturados, corroídos e alguns com "chatter mark trail" (Foto 26). Isto sugere que estes subarcóseos derivaram de rochas graníticas e metamórficas de alto grau e frescas, tendo sido submetido a transporte prolongado por geleiras (Gravenor, 1980).

6.4. Minerais e Rochas-Matrizes

Os minerais leves, inclusive os fragmentos de rochas, e os minerais pesados têm sido usados como guias para o estudo de proveniência. Uma vez que a maioria dos minerais pesados instáveis e meta-estáveis são eliminados por intemperismo e dissolução intra-estratal, os minerais leves destes arenitos desempenham um papel importante na determinação da proveniência.

6.4.1. Assembléias de minerais e suas rochas-matrizes

Em benefício da interpretação da litologia das rochas-matrizes, os minerais leves e minerais pesados são comumente agrupados em assembléias genéticas tais como as sedimentares re-trabalhadas, metamórficas de baixo e alto grau, ígneas siálicas e máficas, pegmatíticas, vulcânicas e autigênicas (Tabelas 6 e 7).

6.4.2. Minerais ultra-estáveis arredondados mascarando suas rochas-matrizes

O zircão, em paraxistos e paragnaisses, tende a ser arredondado, retendo o arredondamento do zircão da rocha sedimentar original, mesmo sob metamorfismo elevado, pois, aparentemente, o zircão é muito resistente à recristalização (Blatt, 1972).

Os seixos de conglomerados e diamictitos do Subgrupo Itararé são os elementos mais representativos de suas rochas-matrizes na época de deposição. Assim, o estudo dos minerais pesados nestes seixos pode ser usado como guia para o estudo das

rochas-matrizes destes arenitos. A tabela 8 mostra as características dos minerais pesados em alguns seixos de rochas cristalinas. A maioria dos zircões nos quartzitos, xistos e gnaisses analisados são arredondados a bem arredondados. As turmalinas e os-rutilos nos xistos e quartzitos analisados são subarredondados a bem arredondados. Estes dados indicam que os minerais ultra-estáveis como zircão, turmalina e rutilo, arredondados, existentes nas rochas do Subgrupo Itararé poderiam ser predominantemente derivadas de quartzitos, paragnaisses, paraxistos e rochas metassedimentares e, em parte de rochas sedimentares preexistentes.

6.4.3. Rochas-matrizes

Para a determinação das rochas-matrizes foram considerados as características dos minerais leves e pesados, as feições morfoscópicas dos minerais e as maturidades texturais e mineralógicas (Tabelas 2 a 5).

6.4.3.1. Arenitos da parte inferior

Os arenitos da parte inferior do Subgrupo Itararé são representados por quartzo-arenitos, subarcóseos e subordinadamente por sublitarenitos.

6.4.3.1.1. Quartzo-arenitos

Os minerais leves destes arenitos são caracterizados pela alta porcentagem de quartzo monocristalino e quantidade moderada de quartzo policristalino e poucos feldspatos, fragmentos de rochas e grandes micas. Os grãos são predominantemente angulosos a subangulares. Quanto à maturidade mineralógica esses arenitos são supermaturos. Quanto à maturidade textural, os arenitos grossos são imaturos e os arenitos finos a médios são submaturos a maduros (Fotos 3 e 4). Os minerais pesados ultra-estáveis, como zircão, turmalina e rutilo, são desde angulosos até arredondados. Os minerais opacos, como magnetita e ilmenita, leucóxênio e limonita, são angulosos a bem arredondados. Os minerais pesados meta-estáveis, como estaurolita e monazita, são raros. Esses materiais devem ter sido derivados predominantemente de quartzitos, gnaisses, migmatitos, granitos e xistos bem intemperizados e rochas sedimentares preexistentes em pequena quantidade.

6.4.3.1.2. Subarcóseos

Os minerais leves destes arenitos são caracterizados por moderada porcentagem de feldspatos potássicos e poucos plagioclásios, fragmentos de rochas metamórficas, sedimentares e metabasitos e grandes micas. Os grãos são angulosos a arredondados. Quanto à maturidade mineralógica são submaturos a maduros. Quanta às maturidades texturais, os arenitos mais grossos são imaturos e os arenitos mais finos são submaturos a maduros (Fotos 5 e 6). Os minerais pesados ultra-estáveis, como zircão, turmalina

na e rutilo, são subangulosos e arredondados. Os minerais opacos, como magnetita e ilmenita, leucoxênio e limonita, são angulosos a bem arredondados. Os minerais pesados meta-estáveis, como grana-da, estaurolita, monazita, cianita e epidoto, são raros. Estes dados indicam que os materiais destes arenitos devem ter sido derivados predominantemente de granitos, gnaisses, migmatitos e xistos, intemperizados e frescos, e quantidades menores de filit-os, rochas sedimentares preexistentes e metabasitos.

6.4.3.1.3. Sublitarenitos

Estes arenitos são caracterizados pela moderada porcentagem de fragmentos de rochas, tais como, xistos, filitos, ardósias, arenitos muito finos, siltitos e folhelhos. Os grãos são angulosos a arredondados. Quanto à maturidade mineralógica são submaturos a maturos e quanto à maturidade textural são imaturos em arenitos mais grossos e maturos em arenitos mais finos (Fotos 7 e 8). Os minerais pesados ultra-estáveis, como zircão, turmalina e rutilo, são predominantemente angulosos e arredondados. Os minerais opacos, como magnetita e ilmanita, leucoxênio e limonita, são subangulosos a bem arredondados. Os minerais pesados meta-estáveis são muito raros. Esses materiais devem ter sido derivados predominantemente de rochas metamórficas de baixo a médio grau, intemperizadas e frescas, e subordinadamente granitos, gnaisses, quartzitos e rochas sedimentares preexistentes

6.4.3.2. Arenitos da parte superior

Os arenitos da parte superior do Subgrupo Itararé são representados por quartzo-arenitos e subarcóseos e muito escassamente por sublitarenitos.

6.4.3.2.1. Quartzo-arenitos

Os minerais leves destes arenitos são caracterizados pela alta porcentagem de quartzo monocrystalino e quantidade moderada de quartzo policristalino, além de pequenas quantidades de feldspatos, grandes micas e fragmentos de rochas. Os grãos são predominantemente angulosos a subangulosos e subordinadamente arredondados. Quanto à maturidade mineralógica são supermaturos e quanto à maturidade textural são predominantemente submaturos em arenitos mais grossos e maturos em arenitos mais finos. Os minerais pesados ultra-estáveis, como zircão, turmalina e rutilo, são predominantemente arredondados e subordinadamente angulosos; os minerais opacos, como magnetita e ilmenita, leucoxênio e limonita, são angulosos a bem arredondados. As estauroлитas, meta-estáveis, angulosos a subangulosos, aparecem na maioria das amostras. Baseado nessas características, os materiais destes arenitos devem ter sido derivados predominantemente de quartzitos, gnaisses, xistos, migmatitos e granitos intemperizados e pequena quantidade de rochas sedimentares preexistentes.

6.4.3.2.2. Subarcóseos e poucos sublitarenitos associados

Os minerais leves destes arenitos são caracterizados pela moderada porcentagem de feldspatos potássicos e poucos plagioclásios, fragmentos de rochas metamórficas e sedimentares e pequena quantidade de grandes micas. Os grãos são predominantemente subangulosos a arredondados. Quanto à maturidade mineralógica são maduros. Quanto à maturidade textural são imaturos a submaturos em arenitos mais grossos e maduros em arenitos mais finos. Os minerais pesados ultra-estáveis, como zircão, turmalina e rutilo, são angulosos e arredondados. Os minerais opacos, como magnetita e ilmenita, leucoxênio e limonita, são angulosos a bem arredondados. As estaurolitais, meta-estáveis, angulosas, são encontrados na maioria das amostras. As granadas angulosas, são encontradas com maior frequência apenas em duas amostras. Os materiais destes arenitos foram fornecidos predominantemente por granitos, gnaisses, migmatitos, xistos e filitos, intemperizados e frescos, e subordinadamente por rochas sedimentares preexistentes.

7. COMPOSIÇÃO DE ARENITOS E TECTÔNICA DE PLACAS

A composição mineralógica primária de arenitos é controlada pelas rochas-matrizes, pelo ambiente deposicional, pelo tectonismo e pelo clima. Os ambientes de sedimentação, as rochas-matrizes e o tectonismo não são totalmente independentes entre si, pois atuam em conjunto. Por outro lado, o clima pode modificar totalmente os efeitos devidos aos fatores acima mencionados no que diz respeito aos caracteres litológicos.

Alguns autores consideram que as composições dos arenitos são principalmente controladas pela fator tectônica. Krynine (1943) idealizou três estádios tectônicos relacionados à composição de arenitos: ortoquartzitos formados no estágio de neplanização, grauvas depositados no estágio geossinclinal, e arcóseos formados no estágio orogênico (pós-geossinclinal), onde se verificam levantamentos acompanhados por falhamentos, dobramentos e intrusões magmáticas. Da mesma forma, para Dapples et al. (1953), os quartzo-arenitos são depositados em plataformas, os arcóseos em fossas tectônicas e as grauvas em geossinclínios. Atualmente, a teoria geossinclinal encontra-se em desuso tendo sido substituída pela da tectônica de placas, no entanto muitas das conclusões de Krynine (1943) têm sido adaptadas à teoria de tectônica de placas.

Algumas tentativas para se interpretar a composição mineralógica detrítica em termos de tectônica de placas foram feitas por Dickinson (1970), Crook (1974) e Schwab (1975). Crook (1974) e Schwab (1975) mostraram que as rochas quartzosas são associadas tipicamente a margens continentais passivas, as rochas pobres em quartzo são derivadas de arcos de ilhas magmáticas e as rochas intermediárias em quartzo são associadas principalmente a

margens continentais ativas ou outros cinturões orogênicos. O trabalho de Dickinson e Suczek (1979) é o resultado da ampliação dessas teorias. Eles verificaram que as composições de arenitos de diferentes tipos de bacias são uma função de sua proveniência, que por sua vez é governada pela tectônica de placas.

7.1. Categorias de Grãos do Arcabouço

A presença de argila detrítica em arenitos é de grande significado na interpretação do processo deposicional. A cimentação dos arenitos está diretamente ligada aos processos diagenéticos. Somente os grãos do arcabouço de arenitos têm sido usados como guias para estudo de proveniência. Segundo (Dickinson e Suczek, 1979 e Ingersoll e Suczek, 1979), os grãos do arcabouço podem ser separados em diversas categorias:

1. Q: quartzos monocristalino e policristalino, inclusive sílex ($Q = Q_m + Q_p$)
2. Q_m : quartzo monocristalino
3. Q_p : quartzo policristalino, inclusive sílex
4. F: feldspato monocristalino ($F = P + K$)
5. P: plagioclásio
6. K: feldspato potássico
7. L: fragmentos líticos instáveis
($L = L_m + L_v + L_s$)
8. L_m : fragmentos metamórficos
9. L_v : fragmentos vulcânicos
10. L_s : fragmentos sedimentares
11. L_t : fragmentos líticos totais
($L_t = L + Q_p$)

Os grãos calcários, minerais ferromagnesianos e minerais pesados não são usados nesta classificação.

Esses autores propuseram dois diagramas triangulares (Figura 13), cada um dos quais abrangendo um diferente conjunto de grãos. No diagrama QFL, os polos são: (Q) todos grãos quartzosos, inclusive sílex e quartzito, (F) grãos de feldspatos e (L) fragmentos líticos instáveis. No diagrama QmFLt, os polos são: (Qm) grãos de quartzo monocrystalino, (F) grãos de feldspatos e (Lt), todos fragmentos líticos, inclusive quartzo policristalino.

Os diagramas QFL e QmFLt utilizam-se dos mesmos grãos, porém distribuindo os diferentemente. No diagrama QFL todos grãos de quartzo são colocados juntos. Neste caso é dada maior ênfase à estabilidade dos grãos, ou seja, seu comportamento frente ao intemperismo, relevo e mecanismo de transporte, ou pode estar ligada diretamente à composição das rochas-matrizes. No diagrama QmFLt todos fragmentos líticos são tratados juntos. Neste caso é dada maior a ênfase à granulometria das rochas-matrizes, uma vez que rochas de textura relativamente fina fornecem mais fragmentos líticos em tamanho areia. Esses diagramas são utilizados para discriminar entre diferentes tipos de proveniência.

7.2. Tipos de Proveniência

Baseado no ambiente tectônico, Dickinson e Suczek (1979) classificaram as proveniências em três grandes grupos: bloco continental, arco magmático e reciclagem orogênica. Cada um desses pode ser subdividido em Subgrupos (Figura 13). A tabela 9 mostra os principais tipos de proveniência em termos de ambien-

te tectônico e apresenta as composições das areias resultantes.

7.2.1. Bloco continental

O bloco continental, como área fonte, pode se apresentar como cráton estável ou (plataforma) e como embasamento falhado.

7.2.1.1. Cráton estável

Os sedimentos derivados do cráton estável são depositados sobre o própria cráton ou ao longo das margens continentais "rifteadas". Os arenitos são caracterizados pela presença de grande quantidade de quartzo e de poucos fragmentos líticos. Estes arenitos são mais maduros e refletem sua derivação a partir de complexos cristalinos cratônicos e de rochas sedimentares existentes sobre a de plataforma. São tipicamente policíclicos e podem conter mais de 95% de quartzo monocristalino. Os fragmentos líticos podem ser derivados de arcos magmáticos antigos ou de complexos metamórficos, com suas raízes expostas em área de cráton. O feldspato potássico é bastante resistente ao intemperismo e sua presença reflete a derivação a partir de rochas graníticas, embora possa ter sofrido reciclagem. Uma diminuição na maturidade dos arenitos derivados do bloco continental é indicativa que as coberturas sedimentares foram retiradas, expondo as rochas do embasamento.

7.2.1.2. Soerguimento do embasamento

Os arenitos derivados de soerguimento do embasamento são predominantemente feldspáticos e se acumulam em bacias lineares adjacentes. Estes arcóseos constituem depósitos pouco extensos associados as falhamentos em blocos ou constituem depósitos residuais sobre embasamento granítico. Podem ocorrer também arenitos líticos derivados de cobertura sedimentar e de rochas metamórficas da área fonte.

7.2.2. Arco magmático

Arcos orogênicos ativos ou margens continentais ativas constituem áreas fontes de arenitos tipicamente imaturos e ricos em fragmentos líticos.

7.2.2.1. Arco magmático não-arrasado

O arco não-arrasado (arco vulcânico) fornece abundantes fragmentos vulcânicos finos (Lv) e plagioclásios e menor quantidade de quartzo de origem vulcânica. Os sítios de deposição incluem bacias em fossa, bacias de antearco, bacias de retroarco e bacias locais dentro de cinturão vulcânico.

7.2.2.2. Arco magmático arrasado

O arco arrasado, no caso de arco continental (tipo Andes), fornece os detritos de rochas plutônicas e rochas vulcânicas remanescentes às bacias de retroarco e de antearco. Por isso, a composição mineralógica dos detritos é similar à dos arenitos derivados do soerguimento de regiões cratônicas, embora com grande abundância de plagioclásios e fragmentos vulcânicos.

7.2.3. Reciclagem orogênica

As sequências sedimentares deformadas e soerguidas nas zonas de subducção, ao longo de faixas de colisão ou dentro de cinturões de dobramento e empurrão (reciclagem orogênica), constituem as áreas fontes de sedimentos caracterizados por sua abundância em quartzo e em fragmentos líticos sedimentares e metassedimentares.

7.2.3.1. Complexo de subducção

O complexo de subducção consiste de abundantes rochas metassedimentares e ofiolitos e, portanto, fornecem muitos fragmentos de sílex e de rochas sedimentares e metassedimentares, para as bacias de antearco e para as fossas adjacentes.

7.2.3.2. Faixa de colisão

A faixa de colisão é constituída por "nappes" e lençóis de empurrão com rochas sedimentares e metassedimentares bem como ofiolitos deformados. Estes materiais servem de rochas-matrizes aos sedimentos que preenchem as bacias oceânicas remanescentes, as bacias internas existentes ao longo da sutura e também as bacias de antepaís. Os arenitos mostram quantidade moderada de quartzo, alta razão de quartzo / feldspato e riqueza em fragmentos de rochas sedimentares e metassedimentares.

7.2.3.3. Soerguimento pericratônico

Regiões de soerguimento pericratônico são caracterizadas por cinturões de dobramentos e falhas de empurrão e servem de área fonte para sedimentos que são depositados nas bacias de antepaís adjacentes. Estas bacias recebem também os sedimentos de embasamento cristalino. Os arenitos são caracterizados pelo alto conteúdo em quartzo, sílex e fragmentos de rochas sedimentares e metassedimentares. Alguns arenitos quartzosos assemelham-se em sua composição aos arenitos derivados de bloco continental. Outros arenitos ricos em sílex assemelham-se àqueles derivados de faixas de colisão e de complexo de subducção.

7.3. Proveniência dos Arenitos do Subgrupo Itararé

Para determinar-se a proveniência dos arenitos do Subgrupo Itararé foram utilizadas as idéias de Dickinson e Suczek (1979) e Dickinson et al. (1983), que enfatizam a importância do controle tectônico na composição mineralógica dos arenitos.

Os dados da Tabela 2, foram plotados nos dois tipos de diagramas triangulares anteriormente tratados, QFL e QmFLt, onde cada ponto representa uma amostra definida pelas três variáveis consideradas, definindo deste modo, pela posição no diagrama, as proveniências dos arenitos estudados. Os arenitos ocorrem predominantemente nas parte inferior e superior do Subgrupo Itararé e raramente na parte média, de tal sorte que as proveniências dos arenitos das partes inferior e superior dessa unidade litoestratigráfica podem ser distintas.

7.3.1. Arenitos da parte inferior

A figura 14 sugere que os arenitos da parte inferior são derivados de rochas de cráton estável e de reciclagem orogênica. No diagrama, o campo correspondente à proveniência a partir de cráton estável contem 38 amostras, compostos por quartzo-arenitos e subarcóseos. O campo relacionando a arenitos provenientes de rochas de reciclagem orogênica inclui 13 amostras, compostas por predominantemente de sublitarenitos e subordinadamente de subarcóseos. A figura 15 mostra, também, que estes arenitos são fornecidos a partir do cráton estável e de reciclagem orogênica. Devida a menor ou a maior porcentagem de quartzos policris-

talinos em alguns arenitos, 2 amostras que no diagrama da figura 14 estava no campo de reciclagem orogênica foram deslocadas para campo de cráton estável na figura 15 e 2 amostras que estava no campo de cráton estável foram deslocadas para a zona de coalescência entre esses dois campos. Isto significa que, no caso destas 4 amostras, são derivadas de rochas ao mesmo tempo de cráton estável e de reciclagem orogênica.

7.3.1.1. Quartzo-arenitos e subarcóseos derivados de cráton estável

Os grãos do arcabouço desses arenitos são caracterizados por alta porcentagem de quartzo (> 86%), moderada porcentagem de feldspato (< 12%) e poucos fragmentos de rochas (< 4%). O quartzo monocristalino ocorre em quantidades maiores que 79% em todas as amostras, o quartzo policristalino em quantidades menores que 8% e o sílex ocorre como traço ou está ausente. Os feldspatos são representados predominantemente por feldspato potássico e raramente por plagioclásios. Os fragmentos de rochas são escassos a frequentes, representados por arenito muito fino lamítico, siltito, lamito, xisto fino, filito, ardósia e metabasito. Baseado nas altas porcentagens de quartzo e feldspato potássico e nos tipos de fragmentos de rochas desses arenitos, estes devem ter sido derivados predominantemente de complexos cristalinos de cráton estável e parcialmente de rochas metamórficas de baixo grau e de coberturas sedimentares preexistentes.

7.3.1.2. Sublitarenitos e subarcóseos derivados de faixas de reciclagem orogênica

Os grãos de arcabouço dessas rochas arenosas são caracterizados por alta porcentagem de quartzo (> 79%), moderada porcentagem de fragmentos de rochas (< 16%) e quantidade variável de feldspato (2 a 16%). A quantidade de quartzo policristalino em geral é mais alta nesses arenitos, atingindo até 15% e o sílex é raro. Os feldspatos potássicos são mais frequentes que os plagioclásios. Os fragmentos de rochas são abundantes, variando de 4 a 16%, e são representados por rochas afaníticas de origem metamórfica, sedimentar e vulcânica, em ordem decrescente de abundância. Considerando-se as altas porcentagens de quartzo, as moderadas a baixas porcentagens de fragmentos de rochas e feldspatos e os raros grãos de sílex e metabasitos, os arenitos devem ter sido derivados predominantemente de rochas metamórficas de baixo grau e sedimentares formadas em áreas de soerguimento pericratônico e em parte em complexos cristalinos de cráton estável.

7.3.2. Arenitos da parte superior

Como no caso anterior, a figura 16 mostra que os arenitos de parte superior são originados a partir de cráton estável (39 amostras) e de faixas de reciclagem orogênica (6 amostras). Esses arenitos são classificados como quartzo-arenitos, subarcóseos e sublitarenitos (Tabela 2). A figura 17 mostra que estes arenitos são também fornecidos a partir do cráton estável e de reciclagem orogênica, mas apresenta 5 amostras compostas por uma mistura de ambos ambientes.

7.3.2.1. Quartzo-arenitos e subarcóseos de cráton estável

A composição mineralógica desses arenitos é semelhante à dos arenitos oriundos de cráton estável da parte inferior do Subgrupo Itararé. Os fragmentos vulcânicos, entretanto, não são encontrados em todas as amostras, indicando uma baixa contribuição de rochas vulcânicas.

7.3.2.2. Subarcóseos e sublitarenitos derivados de faixas de reciclagem orogênica

Como pode ser verificado na figura 16 esses arenitos se situam próximo ao campo de cráton estável ou na zona de transição entre o campo do cráton estável e o de reciclagem orogênica. Os fragmentos vulcânicos também não ocorrem nestes arenitos. Isto significa essas rochas podem ter se originado a partir de uma mistura de material de reciclagem orogênica e de cráton estável, ou de material de reciclagem orogênica que sob ação de retrabalhamento prolongado, diminui consideravelmente a frequência dos fragmentos de rochas.

7.4. Fatores que Controlam a Composição de Arenitos

A despeito do fato de que a composição de arenitos é primariamente controlada pelas rochas-matrizes e do tectonismo, outros fenômenos como o intemperismo, o transporte, a deposição e a diagênese influenciam também nas abundâncias relativas dos tipos de grãos detríticos no sedimentos terrígenos (Suttner, 1974).

Estes processos secundários, atuando individualmente ou em conjunto, tendem a tornar os sedimentos arenosos mais quartzosos (Basu, 1976; Mack, 1978; Suttner et al., 1981; Mack, 1984).

7.4.1. Intemperismo

O intemperismo pode modificar consideravelmente a composição mineralógica de uma rocha sedimentar. Sua influência vai depender da condição climática e do relevo da área fonte (Milner, 1962; Blatt et al., 1972; Suttner, 1974). Há poucas informações utilizáveis sobre os efeitos da interação entre o clima e o relevo na composição de arenitos.

Com relação à composição mineralógica dos grãos, os produtos finais dos processos sedimentares podem ser identificados com o conhecimento das condições climáticas vigentes na área fonte (Grout, 1932; Blatt et al., 1972). Em clima úmido e quente, pode ocorrer ausência quase completa de minerais detríticos, como em lateritas. Em clima úmido temperado ou subtropical, pode ocorrer grãos de quartzo mais gibbsita ou caulinita com zircão, turmalina e rutilo incorporados em solos. Em clima temperado, pode formar areias quartzosas contendo vários tipos de argila, feldspatos frescos e alterados, fragmentos de rochas e grande variedade de minerais pesados resultando subarcóseos, subgrauvacas e arenitos líticos. Em clima árido e/ou muito frio, pode formar areias com baixa porcentagem de quartzo, ricos em feldspatos frescos e fragmentos de rochas com maior variedade de minerais pesados instáveis resultando arcóseos. Embora o intemperismo possa modificar consideravelmente a composição mineralógica, sua influência depende também de outras condições que imperaram na

área fonte e no sítio deposicional. Por exemplo se ocorrer o levantamento suficientemente grande e rápido da área fonte, pode ocorrer mudança drástica no grau de intemperismo das rochas-matrizes. No caso de bacias onde o transporte e a deposição rápidos a moderados, a influência do intemperismo é negligenciável, já que não há tempo suficiente para a sua atuação efetiva. Em áreas fontes peneplanizadas, situação em que o transporte e a deposição são lentos, o intemperismo é um agente que pode modificar enormemente a constituição mineralógica

Estudos de Basu (1976) e Suttner et al., (1981) demonstraram que a composição modal da fração areia dos solos e/ou regolitos é semelhante a de areias de um rio de primeira ordem. Isto indica que os processos pedogenéticos controlam grandemente a composição de areias de primeiro ciclo derivadas de mesma rocha-matriz. Esse dado sugere também que as composições modais da areia de primeiro ciclo são indicativas tanto do tipo de rocha-matriz como do clima.

Os arenitos médios a grossos do Subgrupo Itararé, com ou sem grânulos e imaturos a submaturos, foram originados diretamente das rochas-matrizes sem retrabalhamento significativo. Assim, as composições destes arenitos devem ser semelhantes às das rochas-matrizes e podem usadas como guia para estudar o clima da área fonte. A matriz destes arenitos é formada por quartzo em dimensões de silte e argilas micáceas e cauliníticas (Fotos 1 e 2), indicando que os solos ou regolitos da área fonte formaram-se em clima temperado. Os feldspatos, pouco a muito intemperizados, sempre ocorrem juntos no mesmo arenito (Foto 5), de tal forma que poderiam ser ao mesmo tempo frescos e intemperizados, já durante a época de deposição. Com a exposição dessas rochas ao

clima atual, subtropical e úmido, sofrendo intemperismo durante tempo geológico relativamente curto, os feldspatos frescos alteraram-se para pouco intemperizados enquanto os feldspatos intemperizados passaram a muitos intemperizados. Analisando as características dos feldspatos, pode-se concluir que as condições climáticas da área fonte, anteriores à deposição do Subgrupo Itararé foram de clima temperado e/ou de clima úmido e quente com topografia acidentada.

7.4.2. Transporte e deposição

A modificação da composição mineralógica de arenitos durante o transporte e deposição tem sido objeto de numerosos estudos (Russell, 1937; Krynine, 1941a,b; Blatt, 1967; Pittman, 1969; Mack, 1978 e 1981) como foi discutido no item 6.1. Os minerais não são afetados igualmente por abrasão durante o transporte e a deposição. A abrasão seletiva poderia resultar em eliminação progressiva dos componentes de baixa dureza, tais como plagioclásios e fragmentos de rocha e enriquecimento em minerais mais duros, tais como quartzo e microclínio.

A intensidade de abrasão seletiva é largamente dependente do meio de transporte e do tamanho dos grãos. Os grãos maiores como seixos e areias grossas, transportados por quaisquer meios de transporte, sofrem abrasão e fragmentação mais rápidas com mudança significada em sua composição. As areias transportadas por longo tempo por águas correntes de baixa velocidade mostram nenhuma ou poucas mudanças mineralógicas, enquanto as transportadas por água correntes de alta velocidade mostram mudanças consideráveis. As areias transportadas pelo vento e por ondas

mostram grandes mudanças mineralógicas (Russell, 1937,1939; Plumley, 1948; Pettijohn, 1957; Folk, 1968; Pittman, 1969; Suttner, 1974; Landim et al., 1977).

Estudos quantitativos sobre os efeitos dos ambientes deposicionais na composição mineralógica de arenitos são muito raros. Mack (1978) e Suttner et al. (1981) mostraram as variações composicionais dos arenitos em ambientes fluvial e marinho raso. Verificaram que a porcentagem de feldspatos decresce cerca de 10 a 20% entre as partes proximal e intermediária do ambiente fluvial. Neste mesmo intervalo verificaram que a porcentagem de fragmentos de rochas decresce cerca de 16%. Como o gradiente do rio diminui nas partes intermediária e distal, pequena quantidade de feldspatos desaparecem por fragmentação. Em geral há diminuição maior que 50% no conteúdo em feldspatos quando areias de canal fluvial amostomadas passam para um ambiente marinho raso. Nestas mesmas condições verificaram que a porcentagem de fragmentos de rochas decresce cerca de 50%. Enquanto a destruição do feldspato em ambiente marinho raso é resultante da fragmentação devida à colisão entre os grãos. A fragmentação mecânica, produzindo pequenas partículas líticas ou unimineralicas, é provavelmente o mecanismo predominante na destruição de fragmentos de rochas.

Os arenitos médios a grossos, imaturos e submaturos do Subgrupo Itararé, formados em ambiente glaciomarinho, mostram nenhuma ou pouca mudança mineralógica (Foto 2), mas nos arenitos finos a muito finos ou médios, maturados a submaturos, formados em ambientes deltaico, praial e marinho raso onde suas partículas sofrem processos de seleção e retrabalhamento mais intensos, 20 a 50% dos grãos instáveis de feldspatos e fragmentos de rochas poderiam ser destruídos (Foto 6).

7.4.3. Diagênese

Os processos diagenéticos que alteram as composições de arenitos devem ser considerados quando da interpretação da proveniência. Estes processos atuam desde a superfície (zona de intemperismo) até a zona de soterramento profundo, onde a diagênese se aproxima das condições metamórficas. Os processos diagenéticos principais que modificam a composição modal de arenitos são dissolução, substituição, compactação, oxidação e recristalização. As principais evidências de atuação de processos diagenéticos são: 1) a perda de grãos do arcabouço por dissolução; 2) a alteração da composição química dos grãos por substituição; 3) a perda da forma original de grãos dúcteis durante a compactação, podendo formar pseudomatriz e 4) a perda de identificação de grãos por oxidação.

7.4.3.1. Dissolução

Quase todos os grãos detríticos podem sofrer algum grau de dissolução por água meteórica no afloramento e por água conata em subsuperfície (Pettijohn, 1957; Blatt, 1972; Wilson e Tillman, 1974; Walker, 1984; McBride, 1985). A dissolução parcial do grão detrítico pode modificar suficientemente sua textura e composição de modo que sua identificação pode tornar-se duvidosa (Fotos 5 e 6). Grãos totalmente dissolvidos representam uma perda absoluta de dados originais. Por exemplo, os feldspatos e fragmentos de rochas podem ser facilmente dissolvidos formando poros intragranulares e poros bastante aumentados.

7.4.3.2. Substituição

Os eventos mais comuns nesse processo são a substituição de grãos de quartzos, feldspatos e outros minerais por calcita ou argilo-minerais e a albitização de plagioclásio e feldspato potássico (Pettijohn et al., 1973; Blatt, 1982; Walker, 1984, McBride, 1985). Esses processos podem dificultar o estudo de proveniência, de tal sorte que, se a substituição for parcial, a composição original pode ser determinada (Foto 4), mas se a substituição for completa, a sua identidade original pode ser perdida (Foto 9). O mineral original dos grãos pseudomorfos, muitas vezes, pode ser inferido com base na forma do grão, mas este trabalho torna-se difícil se a substituição envolve a mudança em forma ou em volume. A caulinização de alguns feldspatos e micas é comumente acompanhado por grande aumento em volume.

7.4.3.3. Compactação

O grão dúctil, deformado por compactação, não constitui um problema sério para determinação de proveniência, a menos que a deformação tenha sido suficientemente alta para alterar a textura dos grãos (Pettijohn et al., 1973; Blatt, 1982; McBride, 1985). Alguns grãos esmagados, especialmente de folhelhos e filitos, são difíceis de serem diferenciados da matriz detrítica (Foto 18).

7.4.3.4. Oxidação

A oxidação pode modificar a textura e composição originais dos grãos (McBride, 1985) e assim, por exemplo, os óxidos e hidróxidos de ferro produzidos por oxidação de minerais ferromagnesianos dentro de fragmentos vulcânicos pode tornar extremamente difícil o reconhecimento dos minerais originais (Foto 17). A oxidação de magnetita e outros minerais máficos detríticos produz pigmentação de hematita que pode invadir e revestir os grãos detríticos adjacentes dificultando a sua identificação.

Evidências de atuação de processos diagenéticos de dissolução, substituição, compactação e oxidação foram encontrados em todas as amostras dos arenitos estudados. Os graus de modificação das composições mineralógicas devidos a estes processos são controlados pelos graus de maturidade textural destes arenitos. Nos arenitos, médios a grossos, imaturos a submaturos, com porosidades e permeabilidades baixas, as modificações introduzidas por estes processos são negligenciáveis. Nos arenitos finos a muito finos ou médios, maduros a submaturos, possuindo porosidades e permeabilidades altas ou com porosidade bastante aumentada ("oversize pores"), estes processos podem modificar enormemente as constituições mineralógicas.

7.4.4. Metodologias de análise da composição modal

Como foi discutido anteriormente, os fatores que controlam a composição dos arenitos são numerosos e extremamente difíceis de serem avaliados. Além disso, estes resultados podem ser grandemente influenciados pela metodologia particular usada

na análise da composição modal. Os grãos do arcabouço de arenitos podem ser fortemente influenciados pelo tamanho, ou seja, arenitos finos e grossos, de mesma proveniência, contém diferentes quantidades de fragmentos de rochas grossas devido à fragmentação destes grãos durante intemperismo, erosão e transporte (Gazzi, 1966; Blatt, 1967; Dickinson, 1970; Suttner, 1974; Basu, 1976; Zuffa, 1980; Ingersoll, 1984).

Dependendo do objetivo do estudo geológico a contagem da composição modal dos arenitos segue métodos tradicionais e específicos. Nos métodos tradicionais, todos os fragmentos de rochas são incluídos na categoria de líticos totais. Nos métodos específicos, os fragmentos de rochas são distribuídos na categoria de líticos e também nas categorias de feldspatos e quartzos. Os resultados obtidos, utilizando-se métodos tradicionais, são afetados pelo tamanho dos grãos. Uma técnica especial de contagem, o método Gazzi-Dickinson (Gazzi, 1966; Dickinson, 1970), utilizado neste trabalho, reduz o efeito da variação granulométrica. O critério básico deste método pela contagem de grãos de arcabouço (Figura 18), consiste na separação dos fragmentos líticos grossos (cristal individual $> 0,062\text{mm}$) dos fragmentos líticos finos (cristal individual $< 0,062\text{mm}$) (Zuffa, 1980). O método Gazzi-Dickinson (op.cit.) difere do tradicional no que se refere à contagem dos grãos monominerálicos e grãos poliminerálicos (com cristais individuais $> 0,062\text{mm}$). Estes últimos não são contados como fragmento lítico, sendo considerado apenas o cristal centrado no retículo. Assim, fragmentos de rochas plutônicas podem ser contados como grão de quartzo, feldspato ou mica, conforme a posição do retículo sobre o grão. Quando no caso de fragmentos de rochas contendo cristais de tamanho de areia dispersos em matriz fina, se o retículo estiver centrado em um dos cristais será con-

siderado esse elemento na contagem, mas se o retículo estiver centrado na matriz, será considerado o fragmento de rocha na contagem. Noutros casos, ainda, fragmentos de rochas vulcânicas com tamanho de areia, inclusos em um fragmento de rocha sedimentar maior, podem ser classificados como fragmentos de rochas vulcânicas, em vez de fragmentos de rochas sedimentares.

Utilizando o método tradicional, com o decréscimo no tamanho dos grãos há uma diminuição da quantidade de fragmentos líticos. O método Gazzi-Dickinson (op.cit.) é baseado somente na composição. Assim, os resultados não são influenciados pelo tamanho dos grãos modificados pela fragmentação. Ingersoll et al. (1984) verificaram que o método Gazzi-Dickinson (op.cit.) possui vantagens sobre o método tradicional na determinação de composição modal com o objetivo de diferenciar as rochas-matrizes. As vantagens são: 1) resultados mais uniformes são adquiridos em amostras com granulometrias variáveis, inclusive em amostras mal selecionadas, 2) não são necessárias contagens nas diferentes frações das amostras para comparação e 3) contagens são mais rápidas e com poucas ambigüidades, especialmente para arenitos mal selecionados e alterados.

7.5. Proveniência Composta

Como discutido anteriormente, os arenitos do Subgrupo Itararé, na área estudada, parecem ter sido predominantemente derivados de rochas do embasamento cristalino Pré-siluriano e poucas rochas sedimentares preexistentes. O embasamento cristalino da Bacia do Paraná é constituído por vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos, anfibolíticos e de "greenstones"),

cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares falhadas e dobradas, granitos e faixas de crátons isotópicamente remobilizados) e dispersamente coberto por remanescentes de bacias de antepaís, de natureza molássica, todos formados durante o Ciclo Brasileiro (Zalan et al., 1987). As rochas sedimentares preexistentes são representadas por sedimentos do Grupo Paraná.

Estes vários tipos de rochas do embasamento cristalino se intercalam e se justapõem sem uma distribuição regular das faixas cratônicas e de reciclagem orogênica.

As figuras 14 a 17, mostram que os arenitos do Subgrupo Itararé, são predominantemente quartzosos e feldspáticos e parcialmente líticos, concentrando-se nas porções superiores dos campos de bloco continental e de reciclagem orogênica e na área de superposição de ambos. As figuras 4 a 12 mostram quartzo-arenitos, subarcóseos e sublitarenitos intercalados em toda a coluna estratigráfica. Isto indica que esses arenitos devem ser o resultado de proveniência composta, no presente caso formados por rochas-matrizes ligadas à reciclagem orogênica e ao cráton estável.

8. CONCLUSÕES

8.1. Tipos de Rochas

Os arenitos do Subgrupo Itararé podem classificados principalmente como subarcóseos, subordinadamente como quartzoarenitos e raramente como sublitarenitos.

8.2. Maturidade dos Arenitos

As maturidades textural e mineralógica para os minerais leves e pesados nesses arenitos nem sempre se correlacionam, indicando que são controladas por fatores diferentes. A maturidade textural é predominantemente controlada pelo tipo e intensidade de energia dos meios de transporte e deposição, enquanto a maturidade mineralógica é controlada pelas rochas-matrizes e pelo grau de intemperismo na área fonte. Os minerais pesados são modificados por ação de soluções intra-estratais, mas no caso dos minerais ultra-estáveis estes podem manter seu arredondamento original de rochas sedimentares.

8.3. Fatores que Controlam a Composição de Arenitos

A composição dos arenitos é modificada por intemperismo, transporte, deposição e diagênese, fatores estes que atuando individualmente ou em conjunto, tendem a tornar os arenitos mais quartzosos.

Antes da deposição do Subgrupo Itararé, a área fonte parece ter sido caracterizada por clima temperado e/ou úmido e quente com topografia acidentada. As rochas do embasamento cristalino, na área fonte, já estavam expostas à superfície por longo período geológico, tendo sofrido forte atuação intempérica. Estas rochas devem ter sido intemperizadas até algumas centenas de metros de profundidade. Os minerais instáveis (incluindo fragmentos de rochas) destas rochas teriam sido transformados total ou parcialmente em minerais de argila e óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio.

Durante o transporte e a deposição, os arenitos grossos e imaturos formados em ambientes glaciomarinho e em "fan deltas" associados parecem ter sofrido nenhuma ou pouca mudança mineralógica. No caso dos arenitos finos a médios, maturados, formados em ambientes deltaico e marinho raso, os feldspatos e fragmentos de rochas podem ter sido destruídos em quantidades variáveis de 20 a 50%.

Após a deposição desses arenitos, os processos diagenéticos de dissolução, substituição, compactação e oxidação atuaram intensamente sobre os mesmos. Nos arenitos grossos, imaturos, as modificações introduzidas por estes processos são negligenciáveis. Nos arenitos finos a médios, maturados, estes processos modificaram consideravelmente as composições mineralógicas.

8.4. Rochas-Matrizes dos Arenitos e suas Condições Depositionais

Considerando-se as características dos minerais leves e pesados e as variações de maturidade em arenitos, as distribuições de facies sedimentares e os fatores que governam a ocorrência de minerais, as rochas-matrizes desses arenitos e suas condições deposicionais são tratadas abaixo. Estas conclusões estão de acordo com observações geológicas de outros autores (Hassui e Oliveira, 1984; Santos, 1987).

Durante a deposição do Subgrupo Itararé as áreas-fonte foram fortemente controladas por elementos tectônicos marginais da borda oriental da bacia, tais como as regiões atualmente ocupadas pelos arcos de Ponta Grossa e Canastra, enquanto o sítio deposicional originou-se a partir de zonas de fraqueza do embasamento da bacia, tais como os alinhamentos de Paranapanema e Tietê. A sedimentação deve ter envolvido a progradação de depósitos clásticos da margem para o interior da bacia.

Nas áreas elevadas, o embasamento cristalino, constituído por rochas metamórficas de alto grau dos complexos Campos Gerais, Varginha-Guaxupé e Amparo e por granitóides, situados à nordeste da bacia, e por metassedimentos dos grupos São Roque, Açungui e Castro, por granitóides e por sedimentos da Formação Furnas, situados à sudeste, compunha a principal fonte dos materiais dos arenitos.

A suíte de arenitos da parte inferior do Subgrupo Itararé é representada por quartzo-arenitos (18 amostras), subarcóseos (25 amostras) e sublitaarenitos (8 amostras). Os arenitos foram derivados predominantemente das rochas cristalinas constituídas principalmente por granitóides, rochas metamórficas de alto grau e quantidade menores de rochas metassedimentares, parcial-

mente intemperizadas e parcialmente frescas, situadas na borda oriental da bacia, bem como de pequena contribuição de sedimentos preexistentes. Estes materiais foram transportados por geleiras, correntes de turbidez, movimentos de massa e retrabalhados por águas correntes e ondas, sendo depositados em ambientes marinho raso e glaciomarinho.

A suíte de arenitos da parte superior do Subgrupo Itararé é representada por subarcóseos, quartzo-arenitos e muito escassamente por sublitaarenitos. Os materiais destes arenitos foram fornecidos predominantemente pelas mesmas rochas-matrizes da parte inferior, mas com pouca contribuição de rochas metassedimentares. No entanto, graças à denudação progressiva da área fonte, o grau de intemperismo dessas rochas é neste caso bem menor. Estes materiais foram transportados por correntes de turbidez e águas correntes, sendo retrabalhados por onda e depositados em ambientes deltaico e marinho raso.

8.5. Evolução da Proveniência em Termos de Ambiente Tectônico

As composições dos arenitos do Subgrupo Itararé, plotadas nos diagramas QFL e QmFLt, foram analisadas segundo o método Gazzi-Dickinson para discriminar suas proveniências em termos de ambiente tectônico. Entretanto, outras evidências geológicas foram necessárias para complementar o presente estudo.

Baseado na heterogeneidade da distribuição vertical desses arenitos e nas posições ocupadas pelos mesmos nos campos dos diagramas QFL e QmFLt, pode-se concluir que os materiais destes arenitos tenham tido proveniência composta, consistindo juntamente de materiais de reciclagem orogênica e de cráton estável.

Esta proveniência está intimamente relacionada com a evolução geológica de embasamento cristalino do bloco Paraná e com a evolução tectônica da Bacia. O embasamento cristalino resultou de eventos tectônicos colisionais em torno do bloco Paraná, com colisão arco-continente no Proterozóico médio e continente-arco-continente no Proterozóico superior, tendo sido afetados por magmatismo tardio pós-orogênico no Sudeste do Brasil. Pelo menos até o Cambro-ordoviciano esse embasamento cristalino estava em estado de formação ou cratonização. Em virtude da juventude do embasamento, uma reativação tectônica ao final da sedimentação devoniana provocou falhamentos e consequente erosão do Grupo Paraná e de modo idêntico do embasamento cristalino. A partir do Carbonífero superior, com o estabelecimento do arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, as regiões positivas situadas na margem oriental serviram de áreas-fonte dos sedimentos do Subgrupo Itararé da área estudada.

Os sublitarenitos e subarcóseos da parte superior do Subgrupo Itararé, com menor frequência de fragmentos de rochas que os de parte inferior, indicam que os materiais desses arenitos foram derivados das mesmas rochas-matrizes, porém modificadas por reativação e denudação progressiva durante a sedimentação dessa unidade, expondo predominantemente rochas graníticas e metamórficas de alto grau e menor quantidade de rochas metamórficas de baixo grau.

9. BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. e BARBOSA, O. - 1953 - Geologia das Quadriculas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo - DNPM, Div. Geol. Miner., Bol. 143, 96p.
- BAKER, G. - 1962- Detrital heavy minerals in natural accumulates - Austral.Inst.Min.Metal, Monograph Series n 1, 146p.
- BARBOSA, O. e ALMEIDA, F.F.M. - 1949 - A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo - DNPM, Div.Geol. Miner., Notas Preliminares Est 48.
- BARBOSA, O. e GOMES, F. A. - 1958 - Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo - DNPM, Div.Geol.Miner Bol. 171.
- BASU, A. - 1976 - Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implications to paleoclimate interpretation - Jour.Sed.Petrol., v. 46, p. 694-709.
- BIGARELLA, J.J., SALAMUNI, R. e MARQUES, F.P.L.-1966 - Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica - Bol.Geol. n 18, Univ.Fed. Paraná, 114p.
- BLATT, H. - 1967- Provenance determination and recycling of sediments - Jour.Sed.Petrol., v. 30, p. 1031-1044.
- BLATT, H. - 1982 - Sedimentary petrology - W.H. Freeman and Company, San Francisco, 564p.

- BLATT, H., MIDDLETON, G. and MURRAY, R. - 1972 - Origin of sedimentary rocks - Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 634 p.
- BOSWELL, P.G.H. - 1923 - The petrography of the Cretaceous and Tertiary outliers of the west of England-Quart. Jour.Geol. Soc., v. 79, p. 226.
- CABRAL, JR. M e MOTTA, J.F.M. - 1985 - Geologia da Formação Itararé e sua potencialidade para carvão na região de Buri/Itapeva-SP - 5^o Simp.Reg.Geol., São Paulo, v. 2, p. 459-472.
- CAETANO-CHANG, M.R. - 1984 - Análise ambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé (PC) no Sudoeste do Estado de São Paulo - Tese de Doutorado, Inst. de Geociências, USP, São Paulo.
- CAETANO-CHANG, M.R. e LANDIM, P.M.B. - 1983 - Interpretação ambiental da Secção Itaporanga - Taquarituba, SW do Estado de São Paulo (Subgrupo Itararé) - Geociências, São Paulo, v.2 p. 97-116.
- COZZENS, S.B. - 1931 - Rates of wear of common minerals - Wash. Univ.Studies, Sci. and Technol., (5,new series) p. 71-80.
- CROOK, K.A.W. - 1974 - Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variations in flysch arenites (Graywackes), in modern and ancient geosynclinal sedimentation - SEPM, Spec. Publ. 19, p. 304-310.

DAPPLES, E.C., KRUMBEIN, W.C. and SLOSS, L.L.-1953- Petrographic and lithologic attributes of sandstones - Jour.Geol., v. 61, p. 291-317.

DICKINSON, W.R.- 1970 - Interpreting detrital modes of graywacke and arkose - Jour.Sed.Petrol. v. 40, p. 695-707.

DICKINSON, W.R. and SUCZEK, C.A. - 1979 - Plate tectonics and sandstone compositions - Am.Assoc. Petrol.Geol., v. 63, p. 2164-2182.

DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., EVAJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. and RYBERG, P.T. - 1983 - Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting - Bull.Geol.Soc.Am., v. 94, p. 222-235.

DICKINSON, W.R. - 1985 - Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones (in Zuffa, G.G. - Provenance of arenites) - D. Reidel Publishing Company, p. 333-361.

ENGELHARDT, W.V.- 1977 - The origin of sediments and sedimentary rocks - A Halsted Press Book, John Wiley & Sons, New York - Toronto - Sydney, 359 p.

EVANS, P., HAYMAN, R.J. and MAJEED, M.A. - 1933 - The graphical representation of heavy mineral analyses - World Petrol. Congr.Proc., v.1, p. 251-256.

FOLK, R.L. - 1968 - Petrology of sedimentary rocks - Hemphill's,
170 p.

FRANCA, A.B. - 1987 - Stratigraphy, depositional environment,
and reservoir analysis of the Itararé Group (Permo-
Carboniferous), Paraná Basin - Brazil - PhD thesis,
University of Cincinnati.

FRIESE, F.W. - 1931 - Investigation of the wearability of
minerals during transportation in water- Mineralog.Petrog.
Mitt., v. 41, p. 1-7.

FÚLFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V. e VIANNA, R.B. - 1982 -
Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná -
Rev.Bras.Geoc., v.12, p. 590-610.

GAZZI, P. - 1966 - Le arenarie del flysch sopracretaceo
dell'Appennino modenese; correlazioni con il flysch di
Monghidoro - Mineralog. et Petrog. Acta, v. 16, p. 69-97.

GOLDISH, S.S. - 1938 - A study in rock weathering - Jour Geol.,
v.46, p. 17-58.

GRAVENOR, C.P. - 1980 - Chattermarked garnets and heavy minerals
from the Late Paleozoic glacial deposits of southeastern
Brazil - Can.Jour.Earth Sci., v. 17, p. 156-159.

GROUT, F.F. - 1932 - Petrography and petrology - McGraw - Hill
Book Co., Inc. - New York and London, 522p.

HASUI, Y. e OLIVEIRA, M.A.F. - 1984 - Província Mantiqueira (em Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. - O Pré-Cambriano de Brasil)- Editora Edgard Blucher Ltda, p. 308-344.

HUBERT, J.F. - 1962 - A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones - Jour.Sed.Petrol., v. 32(3), p. 440-450.

HUBERT, J.F. - 1971 - Analysis of heavy-mineral assemblages (in Carver, R.E. - Procedures in sedimentary petrology) - Wiley interscience, p.453-476.

INGERSOLL, R.V. and SUCZEK, C.A. - 1979 - Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218 - Jour.Sed.Petrol., v. 49, p. 1217-1228.

INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. and SARES, S.W. - 1984 - The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method - Jour.Sed.Petrol., v. 54, p. 103-116.

KRUMBEIN, W.C. and PETTIJOHN, F.J. - 1938 - Manual of sedimentary petrography - Appleton-Century-crofts, Inc. New York, 549p.

KRYNINE, P.D. - 1941a - Differentiation of sediments during the life history of a land mass (abstract) - Bull.Geol.Soc.Am., v. 52, p. 1915.

KRYNINE, P.D. - 1941b - Paleogeographic and tectonic significance of sedimentary quartzites (abstract) - Bull.Geol.Soc.Am., v. 52, p. 1915-1916.

KRYNINE, P.D. - 1943 - Diastrophism and the evolution of sedimentary rocks - Am.Assoc.Petrol.Geol.Dist, Lecture Series (Mimeo).

KRYNINE, P.D. - 1948 - The megascopic study and field classification of sedimentary rocks - Jour.Geol., v. 56 p. 130-165.

LANDIM, P.M.B. e SOARES, P.C. - 1979 - Mapeamento faciológico do Supergrupo Tubarão - Convênio DAEE-UNESP-Rel. Final (Inédito).

LANDIM, P.M.B., BÓSIDO, N.J., WU, F.T. e CASTRO, P.R.M. - 1983 - Minerais pesados provenientes do leito do Rio Amazonas-Acta Amazonica, v. 13(1), p.51-72.

LANGE, F.W. e PETRI, S. - 1967 - The Devonian of the Paraná Basin -Bol.Paran. de Geociências, nº 21/22, Curitiba.

MACK, G.H. - 1978 - The survivability of labile light mineral grains in fluvial, aeolian and littoral marine environments: The Permian Cutler and Cedar Mesa Formations, Moab, Utah-Sedimentology, v. 25, p. 587-604.

MACK, G.H. - 1981 - Composition of modern stream sand in a humid climate derived from a low-grade metamorphic and sedimentary foreland fold-thrust belt of north Georgia - Jour.Sed.Petrol. v. 51, p. 1247-1258.

MACK, G.H. - 1984 - Exceptions to the relationship between plate tectonics and sandstone composition - Jour.Sed.Petrol., v. 54, p. 212-220.

McBRIDE, E.F. - 1985 - Diagenetic processes that affect provenance determinations in sandstone (in Zuffa, G.G.- Provenance of arenites)- D.Reidel Publishing company, p. 95-113.

MILNER, H.B. - 1962 - Sedimentary petrography - Allen and Unwin Ltd, 715p.

MORTON, A.C. - 1984 - Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea basin - Clay Minerals 19.

NEMEC, H., NEMEC, W. e POREBSKI, S.J. - 1978 - Weissliegendes sandstones: A transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Permian of the Fore - Sudetic Monocline - Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Annales de La Société Géologique de Pologne, XLVIII (1): 73-97.

NORTHFLEET, A.A., MEDEIROS, R.A. E MUHLMANN, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná - Bol. Tecn. Petrobrás, v. 12, nº 3, 291-346.

OLIVEIRA, E.P. - 1912 - Terreno Devoniano do sul do Brasil - Anais da Escola de Minas de Ouro Preto, nº 14, p. 31-41.

OLIVEIRA, E.P. - 1916 - Geologia do Estado do Paraná - Min.Agr. Ind.Com.Brasil, Bol. 5, nº 1, Rio de Janeiro.

PETRI, S. e FÚLFARO, V.J - 1967 - Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, SP - Bol.Soc.Bras.Geol., v. 16, p. 25-40.

PETTIJOHN, F.J. - 1941- Persistence of heavy minerals and geologic age - Jour.Geol., v. 49, p. 610-625.

PETTIJOHN, F.J. - 1957 - Sedimentary rocks - Harper & Brother, 2ª ed., 718 p.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. and SIEVER, R. - 1973 - Sand and sandstone - Springer Verlag, New York, Heidelberg e Berlin, 618 p.

PITTMAN, E.D. - 1969 - Destruction of plagioclase twins by stream transport - Jour.Sed.Petrol., v. 39, p. 1432-1437.

PLUMLEY, W.J. - 1948 - Black Hill terrace gravels: a study in sediment transport - Jour.Geol., v. 56, p. 526-577.

RUSSELL, R.D. - 1937 - Mineral composition of Mississippi River sands - Bull.Geol.Am., v. 48, p. 1307-1348.

RUSSELL, R.D. - 1939 - Effects of transportation on sedimentary particles, in recent marine sediments, Tulsa- Am.Assoc.Petrol.Geol., p. 32-47.

SAAD, A.R. - 1977 - Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo - Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

SANTOS, P.R. - 1979 - Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé no Centro e Sul do Estado de São Paulo - Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

SANTOS, P.R. - 1987- Facies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé/Grupo Aquidauana (Neopaleozóica) na Bacia do Paraná, Brasil - Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.

SCHNEIDER, R.L., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R.A., DAEMON, R.F. e NOGUEIRA, A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná - An. XXVIII Congr.Bras.Geol., v. 1, p. 41-65.

SCHWAB, F.L. - 1975 - Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone - Geology, v. 3, p. 487-490.

- SINDOWSKI, F.K.H. - 1949 - Results and problems of heavy mineral analysis in Germany: a review of sedimentary-petrological papers - Jour.Sed.Petrol., v. 19, p. 3-25.
- SMITHSON, F. 1941 - The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorkshire - Geol.Mag., v. 78, p. 97-112.
- SOARES, P.C., LANDIM, P.M.B., SINELLI, O., WERNICK, E., WU, F.T. e FIORI, A. P. - 1977 - Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental - Rev.Bras.Geol., v. 7, p. 131-149.
- SOARES, P.C. - 1988 - Tectônica colisional em torno de bloco Paraná, Brasil- An. VII Congr.Latinoamer.Geol., v. 1, p. 63-79.
- SUGUIO, K., COIMBRA, A.M. e GUARDADO, L.R. - 1974 - Correlação sedimentológica de arenitos da Bacia do Paraná - Bol.Ig. Inst.Geociências, USP, v. 5, p. 85-116.
- SUTTNER, L.J. - 1974 - Sedimentary petrographic provinces (in Charles A. Ross - Paleogeographic provinces and provinciality)- SEPM Spec.Publ., nº 21 p. 75-84.
- SUTTNER, L.J., BASU, A. and MACK, G.H. - 1981- Climate and the origin of quartz arenites - Jour.Sed.Petrol., v. 51, p. 1235-1246.,
- THIEL, G.A. - 1945 - Mechanical effects of stream transportation on mineral grains of sand size (abstract) - Bull.Geol.Soc. Am., v. 56, p. 1207.

- WALKER, T.R. - 1984 - Diagenetic albitization of potassium feldspar in arkosic sandstones - Jour.Sed.Petrol., v. 54, p.3-16.
- WHITE, I.C. - 1908 - Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Petra do Brasil, Rio de Janeiro.
- WILLIAMS, H., TURNER, F.J. and GILBERT, C.M. - 1954 - Petrology - Freeman, San Francisco, 406p.
- WILSON, M.D. and TILLMAN, R.W. - 1974 - Diagenetic destruction of feldspar and genesis of clay: their influence on sandstone classification and grain size analysis - Geol.Soc.Am., Abstracts with Programs, v. 5, p. 130-131.
- WU, F.T. - 1981 - Minerais pesados das seqüências arenosas paleozóica e mesozóica no Centro-Leste do Estado de São Paulo - Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- WU, F.T., SOARES, P.C. e MATTOS, J.T. - 1980 - Divisão faciológica do Grupo Itararé no Sudeste do Estado de São Paulo - An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriu, Bol.2 (resumos), p. 364.
- WU, F.T. - 1982 - Minerais nas rochas arenosas do Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana no Centro-Leste do Estado de São Paulo - Geociências, São Paulo, v. 1, p. 7-27.

ZALÁN, P.V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J.C.J., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., e ZANATTO, O.A. - 1987 - Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná - Atas III Simp.Sul-Bras. Geol., Curitiba, v. 1, p. 441-477.

ZUFFA, G.G. - 1980 - Hybrid arenites: their composition and classification - Jour.Sed.Petrol., v. 50, p. 21-29.

Figura 1:— Mapa geológico da área de estudo e localização dos afloramentos e amostras.

Figura 2 :— Paleodistribuição dos blocos continentais no Meso e Neoproterozóico em torno do bloco Paraná.
(Modificado de Soares, 1988).

Contatos

	Erosivo
	Interdigitados
	Abrupto
	Não evidente ou transicional

Litologia

	Conglomerado: matriz arenosa ou lamítica
	Arenito
	Arenito conglomerático
	Arenito lamítico
	Lamito ou siltito arenoso
	Siltito interlaminação c/arenito
	Lamito interlaminação c/arenito
	Siltito
	Lamito
	Siltito interlaminação c/lamito

Estruturas Sedimentares

	Estr. plano-paralela ou laminação plano paralela
	Estratificação cruzada
	Estratificação cruzada aconalada
	Estratificação "hummocky"
	Laminações cruzadas
	Laminações cruzadas por onda
	"Climbing ripple lamination" (em fase)
	"Climbing ripple drift cross lamination"
	Estrutura lenticular
	Marcas onduladas
	Laminação "wavy"
	Laminação flaser
	Diáprios
	Almofadas
	Dique clástico
	Convolutas
	Escorregamentos
	Deformações por sobrecarga e outras
	Clastos de Argila
	Gretas de contração
	Seixos "pingados"
	Maciço; sem estruturas evidentes
	Bioturbação

Granulometria dominante

l	Lama
s	Silte
mf	Areia muito fina
f	Areia fina
m	Areia média
g	Areia grossa
mg	Areia muito grossa
c	Cascalho

Amostragem

O ₁₀	Quartzarenito, amostra 10
Δ ₁₃₂	Subarcóseo, amostra 132
□ ₁₆	Sublitolarenito, amostra 16

Figura 3 : — Legenda dos Perfis

Figura 4:—Perfis Ilustrativos da Facies Fl.

A— afloramento 8

B— afloramento 56

Obs.: Para legenda Vide Figura 3

Figura 5:— Perfil ilustrativo da facies F2: Afloramentos 42+63

Obs.: Para legenda Vide Figura 3

Figura 6 :- Perfil ilustrativo da Facies F3.

No topo ocorre a Facies F4

(Afloramento 80)

Obs.: Para legenda Vide Figura 3

Figura 7 :— Perfil ilustrativo da Facies F5 (Afloramento 29)

Obs. : Para legenda Vide Figura 3

Figura 8:— Perfil ilustrativo da facies F6.
(Afloramento 34)

Para legenda vide Figura 3

Figura 9 :— Perfil ilustrativo da facies F7 (afloramento 132).

Obs. :— Para legenda vide Figura 3

Figura 10:— Perfil ilustrativo da facies F8 (afloramento 39).

Obs.:— Para legenda vide Figura 3

Figura 11 :— Perfis ilustrativos da facies F9 e F10.

A—Afloramentos 78+84

B—Afloramentos 75+76

Obs.:— Para legenda vide

Figura 3

Figura 13:— Diagramas QFL e QmFLt mostrando a composição mineralógica das suítes de arenitos derivados dos diferentes tipos de proveniência (Dickinson e Suczek, 1979).

Figura 14:— Diagrama QFL mostrando a composição mineralógica dos arenitos da parte inferior do Subgrupo Itararé.

Figura 16 :— Diagrama QFL, mostrando a composição mineralógica dos arenitos da parte superior do Subgrupo Itararé.

Figura 17 :— Diagrama QmFLt mostrando a composição mineralógica dos arenitos da parte superior do Subgrupo Itararé.

Figura 18:— Fluxograma de técnica de contagem para minimizar a dependência de composição mineralógica no tamanho dos grãos.

TABELA 1

Relação de amostras de rochas arenosas do Subgrupo Itararé com especificações de procedência e natureza litológica.

Amostras	Localização	Litologia
7B	SP-259 (Km: 294,5) Proximidade de Itapeva	Arenito muito fino a médio, lamítico, estratificação cruzada, cor cinza-amarronzada
7C	SP-258 (Km: 294,5) Proximidade de Itapeva	Lamito arenoso, ligeiramente conglomerático, maciço, cor aroxeadada
8B	SP-258 (Km: 292,5) Proximidade de Itapeva	Arenito fino a médio, maciço, cor marrom
10B	SP-258 (Km: 286,5) Proximidade de Itapeva	Arenito muito fino a muito grosso, lamítico, maciço, cor marrom
10C	SP-258 (Km: 286,5) Proximidade de Itapeva	Seixos: granito, xisto e quartzito
12	SP-258 (Km: 290) Proximidade de Itapeva	Arenito muito fino a fino, laminado, cor cinza-amarelada
13	SP-258 (Km: 291) Proximidade de Itapeva	Arenito muito fino a médio, laminação cruzada, cor marrom
15	SP-249 (Km: 87) 200m depois do Rio Taquari	Arenito muito fino a fino, estratificação cruz, cor cinza-amarelada
16A	SP-249 (Km: 87,5) 700m depois do Rio Taquari	Arenito muito fino a muito grosso, estratificação cruzada, cor cinza-amarelada
16B	SP-249 (Km: 87,5) 700m depois do Rio Taquari	Arenito muito fino a fino, maciço, cor marrom
22	SP-258 (Km: 281) Proximidade de Itapeva	Arenito muito fino a grosso, estratificação cruzada, cor cinza
26	Estrada que sai do trevo de Itapeva	Arenito médio a grosso, estratificação cruzada, cor marrom-amarelada
	38 Km do trevo depois do Córrego das Águas Claras.	
29B	Saída de Itapeva para posto de guarda rodoviário - 1 km antes desse posto	Lamito arenoso a arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza-amarronzado
30	10,5 Km de trevo com a SP-258 - antes do Rio Taquari	Arenito muito fino a grosso, lamítico, estratificado, cor cinza-amarronzado
31	9 Km do trevo com a SP-258 - antes do Rio Taquari	Arenito médio a grosso, estratificação cruzada, cor cinza amarelada
33B	5,5Km do trevo com a SP-258 - depois do Rio Taquari	Arenito muito fino a muito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático maciço, cor cinza amarelada
34	6,3 Km do trevo com a SP-258 - depois do Rio Taquari	Arenito muito fino a grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço cor cinza amarelada
35B	6,3 Km do trevo com a SP-258 - depois do Rio Taquari	Arenito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor marrom
35D4	Rodovia Itapeva- Caputela - 0,5 Km depois do trevo com a SP-258	Arenito muito fino a muito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
36	7372 Km N 719,8 Km E	Arenito muito fino, lamítico, laminado, cinza-amarronzada
37	7372 Km N 720,1 Km E	Arenito fino a grosso, estratificado, cor cinza amarronzada
38	7375 Km N 722,5 Km E	Arenito fino a grosso, lamítico, cor cinza-amarronzada
39B	7376 Km N 724,9 Km E	Arenito fino a grosso, ligeiramente conglomerático, estratificação cruzada, cor cinza-amarronzada
39C	7376 Km N 724,9 Km E	Arenito muito fino a médio, lamítico, estratificação cruzada, cor cinza-amarronzada
39D	7376 Km N 724,9 Km E	Arenito fino a muito fino, lamítico, laminação paralela e cruzada, cor cinza-amarronzada
40A	SP-258 (Km: 261,1)- Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino, lamítico, maciço, cor marrom-avermelhada
40B	SP-258 (Km: 261,1)- Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino a grosso, maciço, cor cinza-amarronzada
40C	SP-258 (Km: 261,1)- Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino a grosso, lamítico, maciço, cor marrom-avermelhada
40D	SP-258 (Km: 261,1)- Proximidade de Taquarivaí	Seixos: granito e/ou gnaiss e metabasito
41A	SP-258 (Km: 260,2)- Proximidade de Taquarivaí	Lamito arenoso, a arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor marrom-avermelhada
41B	SP-258 (Km: 260,2)- Proximidade de Taquarivaí	Arenito fino a muito fino, laminação cruzada, cor cinza-amarronzada
41C	SP-258 (Km: 260,2)- Proximidade de Taquarivaí	Seixo: quartzito

TABELA 1

Continuação

Amostras	Localização	Litologia
50A	7361.6 Km N 745.1 Km E - Proximidade do Rio Apiaí Guacu	Arenito muito fino, lamítico, estratificação plano paralela, cor cinza-amarronzada
51B1	7365.2 Km N 741.2 Km E	Siltito arenoso, a arenito siltico, laminações cruzada, cor cinza amarelada
52	7365.4 Km N 741.2 Km E	Arenito muito fino a médio, estratificação cruzada, cor cinza-amarronzada
53	7365.6 Km N 739 Km E	Arenito muito fino a grosso, estratificação plano paralela
55	7350.3 Km N 731.9 Km E	Arenito muito fino a grosso, maciço, cor marrom
56	7348.7 Km N 732.5 Km E	Arenito muito fino a médio, laminação cruzada a maciço, cor cinza-amarronzada
58	7343.1 Km N 727.7 Km E	Lamito arenoso a arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
59	7369.5 Km N 723 Km E	Arenito muito fino a grosso, lamítico, maciço, cor cinza-amarronzada
60	7345.3 Km N 743.3 Km E	Arenito muito fino a médio, maciço, cor cinza amarronzada
63A	SP-258 (Km: 258.8) - Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino a médio, estratificação cruzada, cor marrom
63C	SP-258 (Km: 258.8) - Proximidade de Taquarivaí	Arenito conglomerático, maciço, cor marrom
64	SP-258 (Km: 258.8) - Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino a fino, estratificação cruzada, cor marrom
65A	SP-258 (Km: 257.7) - Proximidade de Taquarivaí	Siltito arenoso, a arenito siltico, laminação cruzada, cor marrom
65B	SP-258 (Km: 257.7) - Proximidade de Taquarivaí	Lamito arenoso, ligeiramente conglomerático, cor cinza-amarronzada
66A	SP-258 (Km: 257) - Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino a fino, maciço, cor cinza
66D1	SP-258 (Km: 257) - Proximidade de Taquarivaí	Arenito muito fino a médio, estratificação cruzada, cor marrom
67B	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:25	Arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza esverdeada
67C	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:25	Arenito muito fino a médio, estratificação plano paralela, cor cinza amarronzada
68B	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:25.5	Arenito fino a médio, estratificação cruzada, cor cinza-amarelada
68C	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:25.5	Arenito muito fino a fino, laminação cruzada, cor cinza amarronzada
68D	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:25.5	Arenito muito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
68E	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:25.5	Lamito arenoso, a arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
69A	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:32.5	Arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor marrom
69B	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:32.5	Seixo: granito-gnaissico e quartzito
70	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:32	Arenito muito fino, maciço, cor vermelho
72	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:30.4	Arenito fino a médio, maciço, cor cinza amarronzada
73A	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:29.9	Arenito muito fino a fino, laminação plano paralela, cor cinza amarelada
74B	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:29.6	Arenito fino a médio, lamítico, maciço, cor cinza amarronzada
75A1	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:28.8 ao km 28.3	Arenito fino a muito fino, maciço, cor cinza amarelada
75A	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:28.8 ao km 28.3	Arenito fino a médio, estratificação cruzada, cor cinza amarelada
75B	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:28.8 ao km 28.3	Arenito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor marrom
76A	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:28	Arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
76A1	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:28	Arenito fino a grosso, lamítico, maciço, cor marrom
78B	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:27	Arenito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza-amarelada
78E	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km: 27	Arenito fino a médio, estratificação plano-paralela, cor cinza amarronzada

TABELA 1

continuação

Amostras	Localização	Litologia
78F	Rodovia Campina do Monte Alegre-Buri-Km:27	Arenito fino a médio, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
79A	SP-258 (Km: 246.6)	Arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza amarronzada
79B	SP-258 (Km: 246.6)	Arenito médio, lamítico, maciço, cor marrom
79C	SP-258 (Km: 246.6)	Seixo: quartzito
80A	SP-258 (Km: 258.8 ao 256)	Conglomerado arenoso lamítico, maciço, cor vermelho
80B2	SP-258 (Km: 258.8 ao 256)	Arenito fino a muito grosso, estratificação cruzada, cor cinza amarronzada
80D	SP-258 (Km: 258.8 ao 256)	Arenito muito fino a grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
80E	SP-258 (Km: 258.8 ao 256)	Arenito fino a grosso, lamítico, estratificação cruzada, cor cinza amarronzada
80E2	SP-258 (Km: 258.8 ao 256)	Arenito muito fino a fino, estratificação cruzada, cor cinza amarronzada
81E1	SP-258 (Km: 255.5 ao 255.1)	Arenito fino a médio, estratificação cruzada, cor marrom
82A	SP-258 (Km: 248.2 ao 247.5)	Arenito médio a grosso, estratificação cruzada, cor cinza amarronzada
82B	SP-258 (Km: 248.2 ao 247.5)	Arenito muito fino a fino, maciço, cor cinza amarronzada
83A	Rodovia Campina do Monte Alegre - Buri - km: 25.9	Arenito muito fino a fino, maciço, cor cinza amarronzada
85	Rodovia Buri - Capão Bonito - Buri 2.3 km do Trevo em Buri	Arenito muito fino, maciço, cor cinza amarelada
103	SP-258 (Km: 248)	Arenito muito fino a grosso, lamítico, maciço, cor cinza amarronzada
107	SP-258 (Km: 260.6) - Proximidade de Taquerivaí	Arenito muito fino a fino, lamítico, maciço, cor cinza
114A	7360 Km N 746.3 Km E - Proximidade de Rio Apiaí Guaçu	Arenito muito fino a grosso, maciço, cor cinza amarronzada
114B	7360 Km N 746.3 Km E - Proximidade de Rio Apiaí Guaçu	Arenito muito fino a médio, lamítico, maciço, cor marrom amarelada
119	7368.5 Km N 745.2 Km E	Arenito muito fino a médio, lamítico, maciço, cor cinza amarelada
121	7369.5 Km N 743.8 Km E	Arenito muito fino a médio, maciço, cor cinza-amarelada
128	7360.5 Km N 752.2 Km E	Arenito muito fino a grosso, maciço, cor cinza-amarelada
132	7367 Km N 743.7 Km E	Arenito muito fino a fino, estratificação plano paralela, cor cinza
138	7371.4 Km N 739.7 Km E	Lamito arenoso a arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor marrom-amarelada
140	7379.4 Km N 729.4 Km E	Arenito muito fino a médio, lamítico, maciço, cor amarela
141	7378.9 Km N 729 Km E	Arenito muito fino a grosso, estratificação cruzada, cor cinza-amarelada
149	7353.5 Km N 714.8 Km E	Arenito muito fino a grosso, lamítico, maciço, cor cinza amarronzada
150	7354.5 Km N 715.1 Km E	Arenito muito fino a silte, lamítico, laminado, cor cinza-amarronzada
154	7370.8 Km N 714.2 Km E	Arenito muito fino a muito grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço, cor marrom-avermelhada
155	7371.5 Km N 714.4 Km E	Arenito muito fino a médio, estratificação cruzada, cor cinza-amarronzada
156	7371.9 Km N 714.8 Km E	Arenito muito fino a grosso, estratificação cruzada, cor cinza-amarronzada
158	7378.4 Km N 715 Km E	Arenito muito fino a muito grosso, estratificação cruzada, cor cinza - amarronzada
162	7386 Km N 709.3 Km E	Arenito muito fino a muito grosso, lamítico, maciço, cor cinza
172	7347.4 Km N 703.8 Km E	Arenito conglomerático, lamítico, maciço, cor cinza amarronzada
173	SP-258 (Km: 292) - Proximidade de Itapeva	Arenito muito fino a médio, laminação paralela a cruzada, cor cinza esbranquiçada

TABELA 1

Continuação

Amostras	Localização	Litologia
207	7359.3 Km N 708.7 Km E	Lamito arenoso a arenito lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço cinza-amarelada
211	7365.1 Km N 741.2 Km E	Arenito muito fino a fino, laminado, cor cinza amarelada
212	7365.6 Km N 739 Km E	Arenito muito fino a grosso, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza
215B	7368.7 Km N 731.3 Km E	Arenito muito fino a médio, lamítico, estratificado, cor cinza-esbranquiçado
215D	7368.7 Km N 731.3 Km E	Arenito fino a grosso, ligeiramente conglomerático, maciço, cor cinza-amarelada
217	7366.7 Km N 732.1 Km E	Arenito muito fino a grosso, lamítico, ligeiramente conglomerático, maciço cor cinza-amarronzada
218	Estrada que sai do trevo de Itapeva- 0.8 Km do trevo antes do Córrego das Águas Claras	Arenito muito fino a grosso, lamítico, maciço, cor cinza-amarronzada
220	Estrada que sai do trevo de Itapeva- 3.5 Km do trevo antes do Córrego das Águas Claras	Arenito muito fino a médio, lamítico, maciço, cor cinza avermelhada
	7370.5 Km N 725.9 Km E	Arenito muito fino a grosso, lamítico, maciço, cor cinza
232.	7370.8 Km N 725.5 Km E	Arenito muito fino a grosso, estratificação cruzada, cor cinza a marrom

TABELA 2 Composição mineralógica e características texturais dos arenitos do Subgrupo Itararé

Amostras	Tamanhos dos grãos	Seleção	Arredondamento	Maturidade textural	Composição mineralógica										Nome das rochas	
					Quartzo		Feldspato		Fragmentos de rochas			Mica	Matriz %	Cimento		Mat. min.
					QM	CP SX	FK	PL	LM	LS	LV					
7B	m - mf	r	a-sa, sar	Sm	97	1 t	2	-	-	t	-	t	arg.	fe, Si	98	quartzarenito
8B	m - f, mf	b-r	sa-sar, ar	mt - sm	90	1 -	8	1	t	-	-	t	arg.	fe, Si	91	subarcóseo
10B	gr - mf	mā	a-sa, sar, ar	im	90	5 t	3	-	1	1	-	t	15, arg. st	fe	95	quartzarenito
12	f - mf	b	sa-sar, ar	mt	95	2 t	3	-	-	t	-	t	arg.	fe, Si	97	quartzarenito
13	m - mf	r	sa-sar, ar	sm	92	6 -	2	-	-	-	-	t	arg. st	fe, Si	98	quartzarenito
15	f - mf	b	sa-sar, ar	mt	92	t -	8	t	-	-	-	t	arg.	fe, Si	92	subarcóseo
16A	mg - mf	mā	a-sa, sar-bar	sm	97	2 -	t	-	t	1	-	-	arg.	fe, Si	99	quartzarenito
16B	f - mf	b	sa-sar, ar	mt	92	t -	3	t	-	-	-	t	arg.	fe, Si	97	quartzarenito
22	g - mf	mā	a-sa, sar	sm	98	t -	1	-	1	-	-	-	arg.	fe, Si	98	quartzarenito
26	m - g	b	sa-bar	spm - mt	95	t -	5	-	-	-	-	-	arg.	fe, Si	95	subarcóseo
29B	mf - gr	mā	a-sa	im	92	5 -	3	-	-	t	-	e	50, arg. st	fe, Si	97	quartzarenito
30	g - mf	mā	a-sa, sar-ar	im	91	1 -	7	1	-	-	-	-	15, arg. st	fe	92	subarcóseo
31	g - m	b	sa-ar, bar	mt	80	6 -	12	-	2	t	-	t	arg.	fe, Si	86	subarcóseo
33B	mg - mf	mā	a-sa, sar-ar	im	82	8 t	8	-	1	1	t	t	30, arg. st	fe	90	subarcóseo
34	g - mf	mā	a-sa, sar-ar	im	91	4 t	5	-	-	-	-	t	50, arg. st	fe	95	subarcóseo
35B	mf - gr	mā	a - ar	im	76	15 -	4	-	3	2	-	-	30, arg. st	fe	91	sublitarenito
35D4	gr - mf	mā	a-sa, sar-ar	im	90	1 -	7	1	-	1	t	t	50, arg. st	fe	91	subarcóseo
36	mf - st	r-b	sa-sar	mt	94	- -	5	1	-	-	-	e	arg.	fe, Si	94	subarcóseo
37	mg - mf	r-b	sa-sar	sm - mt	92	4 -	3	1	-	-	-	e	arg.	fe, Si	96	quartzarenito
38	g - mf	mā	a-sa	im	90	1 -	7	2	t	-	-	t	30, arg. st	fe	91	subarcóseo
39B	mg - mf	mā	sa-sar	sm	89	3 -	4	-	2	2	-	-	arg. st	fe, Si	92	subarcóseo
39C	g - f	r	sa-sar	sm	90	2 -	6	1	1	t	-	t	arg. st	fe, Si	92	subarcóseo
40A	mf - st	r	sa-sar, ar	sm	99	t t	1	-	-	t	-	t	arg.	fe, Si	99	quartzarenito
40B	g - mf	mā	sa-ar, a-sa	sm	85	3 1	7	-	2	2	-	t	arg.	fe, Si	88	subarcóseo
40C	mg - mf	mā	a-sa	im	94	t -	5	-	1	-	-	t	15, arg. st	fe	94	subarcóseo
41A	mg - mf	mā	a-sar, ar	im	91	3 -	6	-	-	-	-	t	50, arg. st	fe	94	subarcóseo
41B	f - mf	b	a-sa, sar-ar	sm - mt	94	- -	6	-	-	-	-	t	arg.	fe, Si	94	subarcóseo
51B1	st - mf	b	a-sa, sar-ar	mt	96	- -	3	1	-	-	-	e	arg.	fe, Si	96	quartzarenito
52	f - m	b	sar-ar, sa	mt	90	4 1	5	t	t	-	-	-	arg.	fe, Si	95	subarcóseo
53	mf - g	mā	a-sa, sar-ar	im	92	3 t	4	1	-	-	-	t	30, arg. st	fe	95	subarcóseo
55	mf - g	r	sa-sar, ar	im - sm	85	4 -	8	-	1	2	-	t	arg. st	fe	89	subarcóseo
56	f - g	r-b	sa-sar, ar	sm - mt	83	6 -	10	t	-	1	-	t	arg. st	fe, Si	89	subarcóseo
58	mf - g	mā	a-sa, sar-ar	im	94	5 -	1	t	t	-	-	e	50, arg. st	fe	99	quartzarenito

TABELA 2 Continuação

Amostras	Tamanhos dos grãos	Seleção	Arredondamento	Maturidade textural	Composição mineralógica										Mat. min.	Nome das rochas
					Quartzo	Feldspato		Fragmentos de rochas			Mica	Matriz %	Cimento			
					QM	Q	SX	FK	PL	LM	LS	LV				
59	mf - gr	mã	a-sa,sar-ar	sm	97	3	-	-	-	-	-	-	arg.st	fe	100	quartzarenito
60	mf - g	mã	a-sa,sar	im	98	2	t	t	-	-	-	-	15,arg.st	fe	100	quartzarenito
63A	f - g	r	sa-ar	sm	73	5	1	5	-	10	6	-	arg.st	fe,Si	79	sublitarenito
63C	f - gr	mã	a-sa	im	82	10	t	2	-	3	3	-	30,arg.st	fe	92	sublitarenito
64	mf - f	b	sa-sar,ar	mt	97	3	-	-	-	-	-	-	arg.	fe,Si	100	quartzarenito
65A	st - mf	b	a-sa	mt	100	-	-	-	-	-	-	-	arg.	fe,Si	100	quartzarenito
65B	mf - mg	mã	a-sa	im	93	4	-	2	-	1	-	-	15,arg.st	fe	97	quartzarenito
66A	f - m	b	a-sar	mt	89	3	t	8	-	-	-	-	arg.	fe,Si	92	subarcóseo
66D1	mf - g	mã	a-sa,sar-ar	im	76	12	-	7	-	3	2	-	15,arg.st	fe	88	subarcóseo
67B	mf - mg	mã	a-ar	im	80	6	t	9	-	3	2	-	35,arg.st	fe	86	subarcóseo
67C	mf - g	mã	a-sa,sar-ar	sm	98	2	-	-	-	-	-	-	arg.	fe,Si	100	quartzarenito
68B	f - m	b	sa-ar	sm - mt	90	3	t	6	1	-	-	-	arg.	fe,Si	93	subarcóseo
68C	mf - f	b	sa-sar	sm - mt	87	2	1	8	2	t	-	-	arg.	fe,Si	90	subarcóseo
66D	mf - g	mã	a-sa	im	87	6	-	4	1	2	-	-	15,arg.st	fe	93	subarcóseo
68E	mf - gr	mã	a-sa	im	83	2	-	9	2	-	4	-	50,arg.st	fe	85	subarcóseo
69A	mf - gr	mã	a-sa,sar	im	92	5	1	1	-	1	-	-	50,arg.st	fe	98	quartzarenito
70	mf - m	r	a-sa	sm	93	-	1	6	-	-	-	-	arg.	fe,Si	94	subarcóseo
72	f - m	b	a-sa,sar	sm - mt	95	3	t	2	-	t	-	-	arg.	fe,Si	98	quartzarenito
73A	mf - f	b	sa-ar	mt	89	2	-	7	1	1	-	-	arg.	fe,Si	91	subarcóseo
74B	m - f	b	sa-a	sm - mt	91	8	1	-	-	-	-	-	arg.	fe,Si	100	quartzarenito
75A	f - g	r-b	a-sa,sar-ar	mt	93	5	t	2	-	t	-	-	arg.	fe,Si	98	quartzarenito
75A1	f - m	b	a-sa,sar-ar	mt	91	6	t	3	-	t	t	-	arg.	fe,Si	97	quartzarenito
75B	f - mg	mã	a-ar	im	85	5	1	4	-	3	2	-	15,arg.st	fe	91	sublitarenito
76A	mf - gr	mã	a-sa,sar-ar	im	87	5	1	7	-	t	t	-	45,arg.st	fe	93	subarcóseo
78B	mf - g	mã	a-sa,sar	im	82	3	1	10	2	2	t	-	30,arg.st	fe	86	subarcóseo
78E	mf - g	mã	a-sa,sar-ar	sm	82	7	t	10	1	t	-	-	arg.st	fe,Si	89	subarcóseo
79B	f - m	b	sa-ar	mt	83	11	t	2	-	3	1	-	arg.st	fe,Si	94	sublitarenito
80B2	mf - mg	mã	a-sa,sar-ar	sm	71	8	1	14	2	4	-	-	arg.	fe,Si	80	subarcóseo
80D	mf - mg	mã	a-sa,sar-ar	im	86	4	1	7	1	1	t	-	30,arg.st	fe	91	subarcóseo
80E	mf - g	mã	a-sar,ar	im	71	11	1	5	-	9	3	-	15,arg.st	fe	83	sublitarenito
80E2	f - mf	b	a-sar	mt	100	-	t	-	-	-	-	-	arg.	fe,Si	100	quartzarenito
81E1	f - mf	b	a-sar	mt	92	-	-	7	1	-	-	-	arg.	fe,Si	92	subarcóseo
82B	mf - m	r	a-sar	sm	79	8	1	10	-	2	t	-	arg.	fe,Si	88	subarcóseo

TABELA 2 Continuação

Amostras	Tamanhos dos grãos	Seleção	Arredondamento	Maturidade textural	Composição mineralógica									Mat. min.	Nome das rochas		
					Quartzo			Feldspato		Fragmentos de rochas			Mica			Matriz %	Cimento
					QM	QF	SX	FK	PL	LM	LS	LV					
82A	f - g	r	a-sa,sar	sm	79	3	1	8	-	5	4	-	t	arg.	fe,Si	83	sublitarenito
83A	mf - f	b	sa-sar	mt	85	3	1	9	t	2	-	-	t	arg.	fe,Si	89	subarcóseo
85	mf - f	b	a-sa	mt	97	3	-	t	-	-	-	-	t	arg.	fe,Si	100	quartzoarenito
103	mg - mf	mã	sa-sar	sm	78	4	-	10	2	2	4	-	t	arg. <u>st</u>	fe,Si	82	subarcóseo
114A	g - mf	mã	a-sa	im - sm	96	4	-	-	-	t	-	-	t	arg. <u>st</u>	fe,Si	100	quartzoarenito
114B	mf - m	r-mã	a-sa	im	81	6	3	8	1	1	-	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	90	subarcóseo
119	g - mf	mã	a-sa	im - sm	95	1	-	4	-	-	t	-	t	arg. <u>st</u>	fe,Si	96	quartzoarenito
121	m - mf	r	sa-sar	sm - im	88	2	-	8	2	t	t	-	t	arg. <u>st</u>	fe,Si	90	subarcóseo
128	g - mf	mã	a-sa	im	90	2	-	6	2	t	-	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	92	subarcóseo
132	f - mf	b	sa-sar	mt	89	2	-	8	1	-	-	-	e	arg.	fe,Si	91	subarcóseo
138	mg - mf	mã	a-sa	im	89	2	-	9	-	-	-	-	t	30, arg. <u>st</u>	fe	91	subarcóseo
141	g - mf	mã	sa-sar	sm	89	2	-	7	2	t	t	-	-	arg.	fe,Si	91	subarcóseo
149	mg - mf	mã	a-sa	im	86	3	-	2	-	7	2	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	89	sublitarenito
150	mf - st	mã	a-sa	im	90	8	-	t	-	1	1	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	98	quartzoarenito
154	mg - mf	mã	a-sar	im	85	9	-	3	-	2	1	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	94	subarcóseo
155	m - f	b	sa-sar	mt	84	7	-	8	1	t	-	-	t	arg.	fe,Si	91	subarcóseo
156	mg - mf	mã	sa-sar	im	79	6	-	10	2	3	t	-	t	10, arg. <u>st</u>	fe	85	subarcóseo
158	mg - mf	mã	a-sar	im	82	6	-	7	t	2	3	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	88	subarcóseo
162	mg - mf	mã	a-sa	im	87	3	t	8	2	t	-	-	e	45, arg. <u>st</u>	fe	90	subarcóseo
172	mg - mf	mã	a-sa	im	69	13	-	5	1	7	5	-	t	30, arg. <u>st</u>	fe	82	sublitarenito
207	mg - mf	mã	sa-sar	im	68	12	-	13	3	4	-	-	t	50, arg. <u>st</u>	fe	80	subarcóseo
211	f - mf	b	sa-sar	mt - spm	88	4	-	7	t	1	-	-	-	arg.	fe,Si	92	subarcóseo
212	mg - mf	mã	a-sa	im	88	5	t	7	-	t	t	-	t	30, arg. <u>st</u>	fe	93	subarcóseo
215B	m - mf	b	sa-sar	mt - sm	82	6	t	10	-	1	1	-	t	arg.	fe,Si	88	subarcóseo
215D	g - mf	mã	a-sa	sm	88	10	-	2	-	t	t	-	t	arg.	fe,Si	98	quartzoarenito
217	g - mf	mã	a-sa	im	87	6	t	7	-	t	t	-	t	30, arg. <u>st</u>	fe	93	subarcóseo
218	mg - mf	mã	a-sa	im	92	6	-	t	-	1	t	-	t	15, arg. <u>st</u>	fe	98	quartzoarenito
220	m - f	r-b	sa-sar	sm - mt	91	3	-	6	-	t	-	-	t	arg.	fe,Si	94	subarcóseo
230	st - m	r-mã	a-sa	sm - im	95	4	t	1	-	-	-	-	t	arg. <u>st</u>	fe,Si	99	quartzoarenito
232	g - f	r	sa-sar	sm	79	6	t	14	-	1	-	-	t	arg.	fe,Si	85	subarcóseo

TABELA 2 Continuação

Notas: st = silte; mf = muito fino; f = fino; m = médio; g = grosso; mg = muito grosso; gr = granulo; b = boa; r = regular; a = angular; sa = subangular; sar = subarredondado; ar = arredondado; bar = bem arredondado; im = imaturo; sm = submaturo; mt = maturo; spm = supermaturo; QM = quartzo monocristalino; QP = quartzo policristalino; SX = silex; Fk = feldspato potássico; PL = plagioclásio; LM = fragmentos de rochas metamórficas; LS = fragmentos de rochas sedimentares; LV = fragmentos de rochas vulcânicas; e = escasso; t = traço; - = não encontrado; arg. = argila; fe = limonita e/ou hematita; Mat. min. = maturidade mineralógica; Si = sílica; st = quartzo e feldspato na granulometria de silte.

TABELA 3 Frequência percentuais de minerais pesados das amostras do Subgrupo Itararé

Amostras		7B	7C	8B	10B	12	13	15	16A	16B	22	26	29B	30	31	33B	34	35B	35D4	36
Minerais																				
		7B	7C	8B	10B	12	13	15	16A	16B	22	26	29B	30	31	33B	34	35B	35D4	36
NÃO Opacos	ZIRCON	38	15	45	30	31	16	20	45	27	50	24	35	23	22	13	11	23	24	17
	TURMALINA	11	11	4	6	16	19	19	8	4	13	3	10	4	8	7	9	9	4	7
	RUTILO	11	3	18	8	12	5	13	14	6	10	5	12	5	5	5	9	3	6	3
	GRANADA								R				T	T		T	R		4	
	APATITA									T						T				
	ESTAURILITA																1	1		
	MONAZITA			R	T				R	R	R	T	T	1	1	R	T		T	
	MUSCOVITA		R	R	T		1	R	T	R	R			T	T	T	T		R	R
	CIANITA									1										
	EPIDOTO				T		T							T						
	BIOTITA						R	R					T	T		T			T	R
	SILLIMANITA									T						T				
Opacos	MAGNETITA E ILMENITA	10	54	6	33	10	6	6	2	19	3	49	7	53	54	6	8	18	50	25
	LEUCOXÊNIO	30	17	27	23	31	53	42	30	41	24	18	36	14	10	67	62	44	11	45
	LIMONITA			T	T		R		1	2		1			1	2	T	3	1	3
ÍNDICE ZTR (%)		100	100	99,0	99,0	100	100	100	99,0	97,3	99,0	99,0	99,0	96,9	97,2	99,0	96,6	100	89,4	100

TABELA 3 Continuação

Amostras		37	38	39B	39C	39D	40A	40B	40C	41A	41B	50A	51B	52	53	55	56	58
Minerais																		
Não Opacos	ZIRCÃO	37	29	35	35	35	10	16	13	10	5	3	28	37	32	6	21	15
	TURMALINA	12	17	5	13	9	2	2	3	2	7	15	15	6	15	12	4	5
	RUTILO	6	7	4	5	7	3	3	4	2	4	1	5	8	3	1	5	5
	GRANADA																	
	APATITA																	
	ESTAUFOLITA		1	3	2	1						1	1	2	2			
	MONAZITA	1	1	T	R	R	T	T	T	T				R	T		R	
	MUSCOVITA	1	1	1	T	R	T	R	T	T	R	1	R	R	T			R
	CIANITA																	
	EPIDOTO											T						
	BIOTITA		T		T	T				R			R					
	SILLIMANITA																	
Opacos	MAGNETITA E ILMENITA	8	6	14	8	6	82	74	76	81	64	61	24	8	33	77	67	53
	LEUCOXÊNIO	34	39	35	36	42	3	5	4	5	20	18	26	39	15	4	3	20
	LIMONITA	1		3	1		T	T		T	R	1	2	T	R			2
ÍNDICE ZTR (%)		98,2	96,3	93,6	96,3	98,0	99,0	99,0	99,0	99,0	100	95,0	97,9	96,2	96,1	100	99,0	100

TABELA 3 Continuação

Amostras Minerais		59	60	63A	63C	64	65A	65B	66A	66D1	67B	67C	68B	68C	68D	68E	69A
Opacos	ZIRCÃO	30	26	20	19	58	8	8	14	37		5	3	1	6	1	3
	TURMALINA	10	4	10	6	R	7	5	11	8	4	10	15	22	7	7	11
	RUTILO	7	8	2	1	R	1	3	3	5	1	1	1	1	1		
	GRANADA					T									6	27	
	APATITA															2	
	ESTAUFOLITA	1									1	5	7	1	4	2	3
	MONAZITA		T			T			T	1					T		T
	MUSCOVITA		1	15	R		R	1	R	R	T		T	T			1
	CIANITA																
	EPIDOTO				T											2	
	BIOTITA			1				T			T				2		
	SILLIMANITA																
Opacos	MAGNETITA E ILMENITA	37	40	15	26	39	60	73	67	8	65	58	7	5	21	17	20
	LEUCOXÊNIO	15	20	36	46	3	22	10	5	40	26	21	66	68	41	37	58
	LIMONITA		1	1	2		2	T		1	3		1	2	12	5	4
ÍNDICE ZTR (%)		97,9	99,0	99,0	100	99,0	100	100	99,0	98,0	83,3	76,1	73,0	96,0	58,3	19,5	82,3

TABELA 3 Continuação

Amostras		70	72	73A	74B	75A	75A1	75B	76A	76A1	78B	78E	78F	79A	79B	80A	80B2
Minerais																	
Não Opacos	ZIRCÃO	3	4	24	11	5	3	2	5	13	1	1	10	3	6	2	7
	TURMALINA	8	1	27		10	15	5	6	9	5	18	14	2	6	3	5
	RUTILO	3	1	6		1	1	1	1	1	1	1	4	1	2	1	1
	GRANADA																1
	APATITA																
	ESTAUROLITA	4				2	3	1	1	5		4	2				
	MONAZITA									T							T
	MUSCOVITA		T			4	5	2	2	T		1	10			1	T
	CIANITA																
	EPIDOTO																
	BIOTITA		2						2			T					
	SILLIMANITA																
Opacos	MAGNETITA E ILMENITA	60	31	16	12	35	16	47	34	30	59	36	4	70	65	81	75
	LEUCOXENIO	22	61	27	74	43	57	42	49	42	34	37	56	24	21	12	11
	LIMONITA				3							2					
ÍNDICE ZTR (%)		77,7	100	100	100	88,8	86,3	88,8	92,3	82,1	100	83,3	93,3	100	100	100	92,8

TABELA 3 Continuação

Amostras		80D	80E	80E2	81E1	82A	82B	83A	85	103	107	114A	114B	119	121	128	132
Minerais																	
Opacos	ZIRCÃO	3	8	7	7	5	7	5	5	11	5	12	15	14	36	28	38
	TURMALINA	3	4	9	15	5	5	16	21	7	5	15	20	12	12	11	16
	RUTILO	T	1		1	1	1	1	1	1	4	5	5	3	3	6	17
	GRANADA	25															
	APATITA								1								
	ESTAUROLITA							2	1			1		1		1	
	MONAZITA		T		R					R		T	1	T	T	R	1
	MUSCOVITA	T	T	3	1	1		1	T	R	R	T	T	R	T		T
	CIANITA													1			
	EPIDOTO																
	BIOTITA				1	1								T			
	SILLIMANITA																
Opacos	MAGNETITA E ILMENITA	62	11	73	38	77	72	22	46	72	80	20	2	49	12	50	4
	LEUCOXÊNIO	7	76	8	37	7	13	53	25	7	6	45	57	20	35	5	24
	LIMONITA					3	2			2		3		1			
ÍNDICE ZTR (%)		19,3	99,0	100	99,0	100	100	91,6	93,1	99,0	100	96,9	97,5	93,5	99,0	97,8	98,6

		TABELA 3 Continuação														TABELA 3 Continuação						
Minerais	Amostras	138	140	141	149	150	154	155	156	158	172	173	207	211	212	215B	215D	217	218	220	230	232
Opacos	ZIRCÃO	10	34	24	3	6	9	25	70	20	7	22	10	20	18	16	20	21	28	9	20	4
	TURMALINA	6	8	32	2	4	10	35	2	7	18	20	6	40	17	21	10	6	5	8	8	23
	RUTILO	3	4	6	1	2	3	3	10	2	1	14	1	5	6	6	5	8	14	3	8	1
	GRANADA							T	1						R							
	APATITA																					
	ESTAUFOLITA		1	3			1			1				1	2	1	1	1			1	1
	MONAZITA					1		1	2	R		1	T				2	1	2		1	T
	MUSCOVITA	T			T	1	T						T	T	R		T	T			T	
	CLANITA										T											
	EPIDOTO						R															
	BIOTITA										T	T	T			T						
	SILLIMANITA						T															
Opacos	MAGNETITA E ILMENITA	73	33	22	82	74	13	2	7	8	42	14	56	7	6	17	19	5	38	65	10	12
	LEUCOXÊNIO	8	21	13	10	12	65	34	8	64	32	29	27	27	49	40	43	19	13	13	51	60
	LIMONITA				2	T	T													2	1	
ÍNDICE ZTR (%)		100	97,8	95,3	100	92,3	95,6	98,4	98,8	96,6	99,0	98,2	99,0	98,4	95,3	97,7	92,1	94,5	95,9	100	94,7	96,5

NOTAS: R = raro; T = traço.

TABELA 4 Arredondamento e hábito cristalino dos minerais pesados do Sub-grupo Itararé

	7B	7C	8B	10B	12	13	15	16A
Zircão	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sar-bar (sa-a) sh-ah (sh-eh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (sh-ah)	sa-sar (ar-bar) ah-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	a-sar (ar-bar) ah-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)
Turmalina	sa-sar (ar) sh-eh (ah)	sa-sar (ar) ah-eh (ah-sh)	sa-sar (ar) sh-eh (ah)	sa-sar (ar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh (ah-sh)
Rutilo	sa-sar (ar-bar) eh (ah-sh)	sa-sar (ar) ah-eh (ah-sh)	sa-ar sh-eh	sa-sar (ar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-ah	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-ah	sa-sar (ar-bar) ah-ah
Granada								sa-sar (a) ah
Apatita								
Estaurolita								
Monazita			sa-ar ah	ar-bar (sa-sar) ah				ar-bar ah
Muscovita		sa-ar ah	sa-ar ah	a-sa ah		sa-sar ah	sa-sar ah	ar-bar ah
Cianita								
Epidoto				a-sa (ar-bar) ah		sa-sar ah		
Biotita							sa-sar ah	
Sillimanita								
Magnetita e Ilmenita	a-sar (ar) ah-sh	sa-sar (ar) ah	sa-ar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-sar ah-sh	sar-ar ah-sh	sar-ar ah-sh
Leucoxênio	sa-bar ah	sa-ar ah	sa-bar ah	sa-ar ah	sa-sar ah	a-bar ah	sa-ar ah	sar-bar ah
Limonita	sa-bar ah		sa-sar ah	sa-ar ah		a-sa ah		a-sa ah

TABELA 4 Continuação

	16B	22	26	29B	30	31	33B	34	35B	35D
Zircão	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	sar-bar (a-sa) ah-sh (ah-eh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (sh-ah)	sa-sar (ar-bar) sh-eh (sh-ah)	sa-sar (ar-bar) ah-oh (ah-sh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)
Turmalina	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-eh	sa-sar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh
Rutilo	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-sh		sa-sar (ar-bar) ah-sh	sar-ar ah-sh	sa-ar (bar) ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-bar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-sh
Granada				a-sa ah	sa-sar ah		a-sa ah	a-sa ah		sa-ar ah
Apatita	sa-sar ah						sar sh			
Estaurolita			a-sa				a ah	a ah		
Monazita	ar-bar (sa-sar) ah (ah-sh)	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-ar ah	sar-ar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	ar-bar ah-sh	sa-ar ah-sh	ar-bar ah		ar-bar ah
Muscovita	a-sa ah	ar ah			sar-ar ah	a-sar ah	sa-ar ah	ar-bar ah		sa-sar ah
Cianita	sa-sar ah-sh									
Epidoto					sa-sar ah					
Biotita				sa-ar ah-sh	a ah		sa-sar ah			a-sa ah
Sillimanita	sa-sar sh						sa-sar ah			
Magnetita e Ilmenita	sa-sar ah-eh	sa-ar ah-sh	a-sar (bar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-sh	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah)	sa-sar (ar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah-sh)
Leucóxênio	sa-ar ah	sa-ar ah	sa-ar ah	sa-ar ah	a-sar (ar-bar) ah	sa-ar ah	sa-ar ah	sa-ar ah	a-bar ah	sa-bar ah
Limonita	sa-sar ah		a-sa ah			a-sa ah	a-sa ah	a-sa ah	a-sa ah	a-sa ah

TABELA 4 Continuação

	36	37	38	39B	39C	39D	40A	40B	40C	41A
Zircão	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (sh-eh)
Turmalina	sa-ar sh-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-eh
Rutilo	sa-sar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-sh
Granada										
Apatita										
Estaurolita			a ah	a ah	a ah	a ah				
Monazita		ar-bar (sa-sar) ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	ar-bar ah-sh	ar-bar ah-sh	sa-sar ah	sa-sar ah-sh	sa-sar ah	sa-sar ah-sh	ar-bar ah-sh
Muscovita	sa-sar ah	sa-sar ah-sh	sa-sar ah	sa-bar ah	sa-sar ah	sa-sar ah	sa-sar ah	sa-sar ah	sa-sar ah	sa-sar ah
Cianita										
Epidoto	ar ah		sa-ar ah		sa-sar ah	a-sa ah				sa-ar ah
Niotita										
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	a-sa (ar-bar) ah-sh	sa-sar (bar) ah-sh	sa-ar (bar) ah-eh	a-sa (sar-bar) ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (bar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) sh-eh (ah)
Leucoxênio	sa-ar ah	sa-bar ah	sa-ar ah	a-ar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-ar ah	sa-ar ah	sa-ar ah
Limonita	a-sa ah	a-sa ah		a-sa ah	a-sa ah		a-sa ah	a-sa ah		sa-sar ah

TABELA 4 Continuação

	41B	50A	51B	52	53	55	56	58	59	60
Zircão	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sa-sar (ar-bar) ah-eh (ah-sh)	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sar-bar ah-eh
Turmalina	sa-sar (ar-bar) ah-eh (ah)	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-eh	sa-ar ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-ar ah-eh
Rutilo	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-ar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh (ah)	ar-bar (sa-sar) ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-sar (ar) ah-sh	sa-sar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	sa-bar ah-sh
Granada										
Apatita										
Estaurolita		a-sa ah	a-sa ah	a ah	a ah				a-sa ah	
Monazita				ar-bar ah-sh	ar-bar ah		ar-bar ah-sh			ar-bar ah-sh
Muscovita	sa-sar ah	sa ah	sar-bar (sa) ah	sa-sar ah	a-sar ah			ar-bar ah		sar-bar (sa) ah
Cianita										
Epidoto		a-sa ah								
Biotita			sa-sar ah							
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	sa-ar (lar) ah-eh (ah)	a-sa (sar-ar) ah-sh (ah)	a-sar (ar-bar) ah-eh (ah)	sa-sar (ar-bar) ah-sh (ah)	a-sa (sar-bar) ah-sh (ah)	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-ar (ar-bar) ah-eh	sa-ar (ar-bar) ah-eh	a-sar (ar-bar) ah-eh	a-sar (ar-bar) ah-eh
Leucoxênio	sa-bar ah	a-bar ah	sa-bar ah	a-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah
Limonita	a-sa ah	a-sa ah	a ah	a-sa ah	a-sa ah			sa-ar ah		a-sa ah

	63A	63C	64	65A	65B	66A	66D1	67B	67C	68B
Zircão	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sa-bar	sa-bar	a-bar	ar-bar (sa-sar)		ar-bar (sa-sar)	ar-bar
Turmalina	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar ah	sa-bar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sar-bar ah-sh
Rutilo	sa-ar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-ar ah	sa-ar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-ar (bar) ah-sh	sa-ar ah-sh	ar-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	ar-bar ah-sh
Granada			sa-sar ah							
Apatita										
Estaurolita								a ah	a-sa ah	a-sa ah-sh
Monazita			sar-bar ah-sh			sa-bar ah	sa-bar ah			
Muscovita	a-bar ah	sa-ar ah		sa-ar ah	sa-ar ah	sa-sar ah	sa-ar ah	sa-sar ah		a ah
Cianita										
Epidoto	a-sa ah									
Biotita	a-sa ah				sa-ar ah			a ah		
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	a-sa (ar-bar) ah-sh	sa-sar (ar) ah-eh	a-sar (ar-bar) ah-eh (ah)	sa-ar ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar ah-sh	a-sar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-ar ah
Leucoxênio	a-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-ar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	a-ar (bar) ah	a-ar ah	sa-bar ah	a-bar ah
Limonita	sa-ar ah	a-sa ah		sa-sar ah	a ah		sa-sar ah	a-sa ah		a ah

TABELA 4 Continuação

	68 C	68D	68E	69A	70	72	73A	74B	75A	75A1
Zircão	sa-ar ah	sa-bar ah-eh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-eh	ar-bar (sar) ah-sh	ar-bar ah-sh	sa-bar ah-eh	ar-bar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh
Turmalina	sar-bar ah	sa-bar ah-eh	sa-bar ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar ah-sh	sa ah-sh	sa-ar ah-eh		sa-ar ah-eh	sa-ar ah-sh
Rutilo	ar-bar ah	sa-ar ah-sh			ar-bar ah-sh	sa ah-sh	sa-bar ah-sh		sa-ar ah-sh	sa-ar ah-sh
Granada		a-sa ah	a-sa ah							
Apatita			sar-ar ah-sh							
Estaurolita	a ah	a-sa ah	a-sa ah	a ah	a-sa ah-sh				a-sa ah	a-sa ah
Monazita		sa ah		ar sh						
Muscovita	a ah			a-bar ah		a ah			sa-ar ah	sar-bar ah
Cianita										
Epidoto			sa-sar ah							
Biotita		sa-ar ah				a ah				
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	sa-ar ah	a-ar ah	sa-ar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-bar ah-eh	a-sa ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa-ar ah-eh	sa-bar ah-sh
Leucóxênio	a-bar ah	a-bar ah	sa-ar ah	a-bar ah	sa-bar ah	a-bar ah	a-ar ah	a-ar ah	a-bar ah	a-bar ah
Limonita	a ah	a ah	a ah	a ah				a ah		

	75B	76A	76A1	78B	78E	78F	79A	79B	80A	80B2
Zircão	ar-bar ah-sh	ar-bar (sa-bar) ah-eh	sa-bar ah-eh	sa sh	sa-ar (bar) ah-sh	sa-ar ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh
Turmalina	ar-bar (sa) ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	sa-ar (bar) ah-eh	sa-bar ah	sa-ar ah-sh	sa-bar ah-eh	sa-sar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-sh
Rutilo	sa-sar ah-eh	sa-sar ah-sh	sa-ar ah-sh	sa ah	sa-sar ah-sh	sa ah	sa-sar ah	sa-sar ah-sh	sa-sar ah-sh	sa-sar ah-sh
Granada										a-sa ah
Apatita										
Estaurolita	a ah	a ah	a-sa ah-sh		a-sa ah	a-sa ah				
Monazita			ar-bar ah							ar-bar ah
Muscovita	sa-ar ah	sa-ar ah	a ah		sa ah	sa-sar ah			a-sa ah	a-sa ah
Cianita										
Epidoto										
Biotita		sa-bar ah			sa ah					
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	a-sa (sar-ar) ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-ar ah-sh	a-sa ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-sar ah	sa-bar ah-eh	a-bar ah-sh	a-bar ah-eh	sa-bar ah-eh
Leucoxênio	a-bar ah	a-bar ah	a-bar ah	a-bar ah	a-bar ah	a-bar ah	sa-bar ah	a-bar ah	a-bar ah	sa-bar ah
Limonita					a ah					

TABELA 4 Continuação

	80D	80E	80E2	81E1	82A	82B	83A	85	103	107
Zircão	sa-bar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar ah-eh	sa-sar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-eh
Turmalina	a-bar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh
Rutilo	sar ah	sa-ar ah-sh		sa-ar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-sar ah-sh	sar-bar ah-sh	sa-sar (bar) ah-sh	sa-sar ah-sh
Granada	a-ar ah									
Apatita								sa-bar ah-sh		
Estaurolita							a-sa ah	a ah		
Monazita		sar-bar ah-sh		sa-sar ah-sh					sar-bar ah	
Muscovita	a ah	a-sa ah	sa-sar ah	sa ah	a-sar ah		ar-bar ah	sar-bar ah	sa-ar ah	sar-bar ah
Cianita										
Epidoto										
Biotita				sa ah	sa-sar ah					
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	sa-bar ah-sh	a-ar ah-sh	sa-sar ah	sa-sar ah	sa-bar ah-eh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	a-ar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-eh
Leucoxênio	sa-bar ah	a-bar ah	a-ar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	a-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah
Limonita					a-sa ah	a ah			sa-ar ah	

TABELA 4 Continuação

	114A	114B	119	121	128	132	138	140	141	149
Zircão	sa-sar (ar-bar) ah-eh (ah-sh)	sa-bar ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sar-bar (sa) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh
Turmalina	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sa-bar ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	ar-bar (sa-sar) ah-sh (ah-eh)	sa-bar ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-sar ah-eh
Rutilo	sa-ar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-ar (bar) ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-ar ah-sh	sar-bar ah-sh	sar-ar ah-sh
Granada										
Apatita										
Estaurolita	a-sa ah		a-sa ah		a-sa ah			a-sa ah-sh	a ah	
Monazita	ar-bar ah	sar-bar ah-sh	sar-bar ah-sh	ar-bar ah-sh	sar-bar ah-sh	sar-bar ah-sh				
Muscovita	sa-sar ah	sa-ar ah	sa ah	sa-ar ah		ar-bar ah	sa-bar ah			sa ah
Cianita			sa-sar ah-sh							
Epidoto										
Biotita			a-sa ah							
Sillimanita										
Magnetita e Ilmenita	sa-ar ah-sh	sa-bar ah	a-sa (sar-ar) sh-eh (ah-sh)	sa-sar ah-sh	sa-ar (bar) ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-ar ah-eh	a-sar (ar-bar) ah-eh	sa-bar ah-eh	sa-sar ah-sh
Leucoxênio	a-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sar-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah
Limonita	a-sa ah		a ah							a-sa ah

TABELA 4 Continuação

	215B	215D	217	218	220	230	232
Zircão	ar-bar (sa-sar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-sh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sar-bar ah-sh
Turmalina	sa-bar ah-eh	sar-bar ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	a-sar (ar) ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	ar-bar (sa-sar) ah-eh	sar-bar (sa-a) ah-sh
Rutilo	sa ah	sa-bar ah-sh	sa-bar ah-sh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar) ah-sh	sa-sar ah-eh	sar-ar ah-sh
Granada							
Apatita							
Entauroлита	a ah	a-sa ah	a ah			a-sa ah	ua ah
Monazita	ar-bar ah-sh	ar-bar ah-sh	ar-bar ah-sh	ar-bar (sar) ah-sh		sar-bar ah-sh	sa-sar ah
Muscovita		sa ah	sar-ar ah				
Cianita							
Epidoto							
Biotita	sar-ar ah						
Sillimanita							
Magnetita e Ilmenita	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-sh	sa-bar ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	sa-sar (ar-bar) ah-eh	a-sa (sar-bar) ah-eh	sa-sar ah
Leucóxênio	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	sa-bar ah	a-bar ah
Limonita					sa-ar ah	a-sa ah	ah

Notas: a= angular; sa= subangular; sar=suharredondado; ar= arredondado; bar=bem arredondado; ah= anédrico; sh= subédrico; eh= euédrico; (....)= pouco.

TABELA 5 Variações mineralógicas e texturais dos arenitos do Subgrupo Itararé

	Amostras	Tamanhos dos grãos	Seleção	Arredondamento	Maturidade Textural	Composição		Mineralógica		Maturidade mineralógica	Nome das rochas
						Quartzo	Feldspato	FR	Matriz		
Superior	37,59,67C,69A,75A,119,215D	mg-mf (gr)	mã	a-sa(sar-ar)	sm(im)	96-100	0-4	0-1	arg.st	96-100	quartzarenito
	51B1,72,74B,75A1,85,230	mf-f(m,st)	b(r)	a-sa(sar)	mt(sm)	96-100	0-4	0	arg.st	96-100	quartzarenito
	33,39B,39C,53,67B,68D,68E,76A,78B,78E,138,141,154,156,158,162,212,217,232	mg-mf (gr)	mã(r)	a-sa(sar-ar)	im-sm	85-95	3-14	0-5	arg.st	85-95	subarcoseo
	36,52,68B,68C,70,73A,83A,121,132,155,211,215B	mf-m	b	sa-sar(ar)	mt	88-95	5-10	0-2	arg.(st)	88-95	subarcoseo
	75B	mg-f	mã	a-ar	im	91	4	5	arg.st	91	sublitarenito
Inferior	10B,16A,22,29B,58,60,65B,114A,218	mg-mf (gr)	mã	a-sa(sar-ar)	im(sm)	95-100	0-3	0-2	arg.st	95-100	quartzarenito
	7B,12,13,16B,40A,64,65A,80E2	mf-f(m,st)	b(r)	a-sa(sar)	mt(sm)	97-100	0-3	0-2	arg.st	97-100	quartzarenito
	150										
	26,30,31,33B,34,35D4,40B,40C,41A,55,56,66D,80B2,80D,103,128,207	mg-mf	mã	a-sa(sar-ar)	im(sm)	80-95	5-16	0-6	arg.st	80-95	subarcoseo
	8B,15,41B,66A,81E1,82B,114B,220	mf-m	b(r)	a-sa(ar)	mt(sm)	88-94	6-10	0-2	arg.(st)	88-94	subarcoseo
	35B,63A,63C,80E,82A,149,172	mg-mf (gr)	mã	a-sa(sar-ar)	im	79-92	2-8	5-16	arg.st	79-92	sublitarenito
	79B	f-m	b	sa-ar	mt	94	2	4	arg.st	94	sublitarenito

Notas: st = silte; mf = muito fino; f = fino; m = médio; g = grosso; mg = muito grosso; gr = granulo; b = boa; r = regular; a = angular; sa = subangular; sar = subarredondado; ar = arredondado; bar = bem arredondado; im = imaturo; sm = submaturo; mt = maturo; spm = supermaturo; FR = fragmentos de rochas; 0 = zero; arg = argila; (....) = pouco.

TABELA 6

Assembléias de minerais leves (incluindo fragmentos de rochas) e suas rochas-matrizes*

Sedimentos retrabalhados	Glauconita, quartzo arredondado (recrescimento com abrasão), fragmentos de rochas sedimentares.
Metamórfica de baixo grau	Quartzo (tamanho de silte e areia fina), Feldspatos geralmente ausente, fragmentos de ardósios, filitos e metaquartzitos.
Metamórfica de alto grau	Quartzo (variedade metamórfica), feldspato (plagioclásio alcalino), fragmentos de xistos.
Ígnea siálica	Quartzo (variedade ígnea), microclínio, ortoclásio, fragmentos de rochas siálicas.
Ígnea máfica	Plagioclásio (intermediário a cálcico), fragmentos de rochas ígneas máficas.
Pegmatitos	Quartzo de veio, albita, microclínio.
Vulcânica	Quartzo euédrico (variedade vulcânica), plagioclásio, sanidina, fragmentos de rochas vulcânicas, vidro vulcânico.
Autigênico	Quartzo, feldspato.

* Modificado de Pettijohn, 1957, Folk, 1968 e Blatt et al., 1972.

TABELA 7

Assembléias de minerais pesados e suas rochas-matrizes*

Sedimentos retrabalhados	Barita, leucoxênio, rutilo (arredondado), turmalina (arredondado), zircão (arredondado)
Metamórfica de baixo grau	Biotita, muscovita, clorita (se clástico), turmalina (pequeno, marrom, euédrico), leucoxênio.
Metamórfica de alto grau	Actinolita, andalusita, apatita, granada, biotita, diopsídio, epidoto, hornblenda, ilmenita, cianita, magnetita, sillimanita, titanita, es-tauroлита, zircão.
Ígnea siálica	Apatita, biotita, hornblenda, ilmenita, monazita, muscovita, rutilo, titanita, zircão (euédrico), magnetita, turmalina (pequeno, rosa).
Ígnea máfica	Anatásio, augita, brookita, hiperstênio, hornblenda, ilmenita, magnetita, cromita, leucoxênio, olivina, rutilo, serpentina.
Pegmatitos	Apatita, biotita, cassiterita, granada, fluorita, monazita, muscovita, topázio, rutilo, turmalina (azul, indicolita).
Vulcânica	Os cristais euédricos de apatita, augita, biotita, hornblenda e zircão.
Autigênico	Hematita, leucoxênio, limonita, turmalina, zircão, anatásio, brookita, pirita, rutilo, titanita.

* Modificado de Pettijohn, 1957, Hubert, 1971 e Blatt et al., 1972.

TABELA 8 Composição percentual, arredondamento e hábito cristalino dos minerais pesados nos seixos de rochas cristalinas do subgrupo Itararé

Amostras Nome das rochas		10C Quartzito	10C Granito	10C Xisto	40D Metabasito	40D Granito	41C Quartzito	69B Gaisse	69B Quartzito	79C Quartzito	79C Gnaisse
Minerais		Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito	Arred. e hábito
Não Opacos	Zircão	t bar ah	1 a-sa eh-sh	7 ar-bar (sa-sar) ah-ch		11 a-sa eh-sh	1 ar-bar ah-sh	t ar ah	2 ar-bar ah	5 sa-ar ah-sh	1 a-sa ah-eh
	Turmalina			2 sa-ar ah-sh					2 ar-bar ah		
	Rutilo		t sa sh	1 sa-bar ah-sh							
	Muscovita		10 sa-ar ah	3 a-sa ah-sh			1 bar ah	62 sa-ar ah-sh			
	Epidoto								1 a-sa ah		
	Biotita		20 a-sar ah	4 a-sa ah				15 sa-ar ah-sh			
Opacos	Magnetita e Ilmenita	80 a-sa eh-sh	63 a-sa eh-sh	56 a-sar ah-eh	80 a eh-ah	76 a-sa sh-eh	90 sa-bar ah-eh	t sa-sar ah	15 sa-ar ah-sh	80 a-ar eh-sh	10 a-sa ah-eh
	Leucóxênio	a-ar ah	6 a-ar ah	25 a-bar ah	20 a ah	13 a-ar ah	8 a-ar ah	3 a-ar ah	80 sa-ar ah	15 a-ar ah	89 a-sar ah

Notas: t = traço; a = angular; sa = subangular; sar = subarredondado; ar = arredondado; bar = bem arredondado;

ah = anédrico; sh = subédrico; eh = euédrico; (....) = pouco; Arred. = arredondamento.

Tabela 9 - Tipos principais de proveniência e as composições de areias resultante *

Tipo de proveniência	Ambiente tectônico	Composição de areia resultante
Cráton estável	Interior continental ou plataforma pas-siva	Areias quartzosas (Qt - rico), com altas razões Qm/Qp e K/P.
Soerguimento de embasamento	Cinturão de "rift" ou ruptura de transformação	Areias quartzo-feldspáticas (Qm - F), com conteúdo baixo em Lt e razões Qm/F e K/P semelhante às da rocha-mãe
Arco magmático	Arco de ilha ou arco continental	Areias feldspatolíticas (F - L) e vulcanoclásticas com altas razões P/K e Lv/Ls, passando a areias quartzo-feldspáticas (Qm - F) derivadas de batólitos
Reciclagem orogênica	Complexo de subducção ou cinturão de dobramento-empurrão	Areias quartzolíticas (Qt - Lt), com conteúdo baixos em F e Lv e razões variáveis de Qm/Qp e Qp/Ls

* Modificado de Dickinson, 1985.

Foto 1 - Arenito lamítico a lamito arenoso ligeiramente conglomerático (diamictito): Grãos de quartzo maiores, anguloso a subarredondados, dispersos em matriz argilosa-micácea e siltosa. Am. 58. N. //. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 2 - Arenito lamítico ligeiramente conglomerático (diamictito): Grãos maiores, angulosos a arredondados são predominantemente quartzo, dispersos em matriz argilosa. Am. 34. N //. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 3 - Quartzo-arenito grosso imaturo: Grãos angulosos a subarredondados de quartzo monocristalino e policristalino. Am. 10B. NX. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 4 - Quartzo-arenito fino maturo: Grãos de quartzo subangulosos são corróidos, dissolvidos parcialmente e substituídos por sílica criptocristalina e hidróxidos de ferro formando película; concreção de leucóxênio (preto) no canto superior direito pode ser formada por alteração de ilmenita férrica. Am.74B. N //. Altura da foto=0.5mm

Foto 5 - Subarcóseo grosso submaturo: Grãos, subangulosos a arredondados de quartzo e feldspato; os feldspatos alveolados estão parcialmente dissolvidos formando poros intragranulares (centro) e poros bastantes aumentados (superior), e alterados para caulinita (centro-direita). Am. 232. N //. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 6 - Subarcóseo fino maturo: Grãos subanguloso a subarredondados, corridos, de quartzo e feldspato. No canto superior esquerdo, os feldspatos alterados e vacuolizados formando microporos secundários; logo abaixo poro móldico deixado pela dissolução parcial de feldspato situado a cima do quartzo policristalino. Am. 83A. NX. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 7 - Sublitharenito grosso imaturo: Grãos angulosos a arredondados de quartzo e de feldspato e fragmentos de rochas alteradas; os fragmentos de rochas são de arenito muito fino, siltito, filito e ardósea. Am. 80E. NX. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 8 - Sublitharenito grosso submaturo: Grãos angulosos a subarredondados de quartzo, microclínio alveolado e alterado e fragmentos de rochas alteradas. Am. 82A. NX. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 9 - Grão de feldspato substituído por caulinita e ilita sem mudança de forma e volume (esquerda); Grão de feldspato substituído por caulinita com mudança de forma e volume (direita). Am. 66D. NX. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 10 - Fragmento de gnaiss alterado, constituído por quartzo, feldspato e biotita; feldspato alterados e parcialmente transformado para ilita e caulinita. Am. 76A. NX. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 11 - Fragmento de xisto composto por quartzo e muscovita.
Am. 172. NX. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 12 - Fragmento de filito composto por quartzo e muscovita.
Am. 172. NX. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 13 - Fragmento de litarenito muito fino composto por quartzo e vários fragmentos de rochas. Am. 172. N //. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 14 - Fragmento de ardósia caracterizado por minerais micáceos orientados. Am. 80B2. NX. Altura da foto = 2.25 mm.

Foto 15 - Fragmento de folhelho caracterizado por disposição caótica de minerais. Am. 172.N //. Altura da foto = 0,56mm

Foto 16 - Grão de sílex caracterizado por quartzo microcristalino. Am. 154. NX. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 17 - Grão de metabasito constituído por plagioclásio e minerais ferro-magnesianos e transformados em caulinita e hidróxido de ferro. Am. 82A.N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 18 - Fragmento de xisto alterado e compactado formando pseudomatrix. Am. 232. NX. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 19 - Zircão prismático quebrado anguloso e arredondado com marca de corrosão. Am. 10B. N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 20 - Zircão equidimensional arredondado e prismático quebrado anguloso com zoneamento. Am. 156.N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 21 - Turmalina azul a azul-pálida angulosa e bem arredondada com marca de corrosão. Am. 114. N //. Altura da fot = 0.56 mm.

Foto 22 - Turmalina eequidimensional castanha e azul-pálida bem arredondada. Am. 55. N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 23 - Rutilo prismático e equidimensional subangular a subarredondado. Am. 12. N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 24 - Apatita alongada subangular com inclusões e marca de corrosão. Am. 68E. N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 25 - Granada subangular a subarredondada com marca de corrosão. Am. 80D. N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 26 - Granada com "chattermark trail" e marca de corrosão. Am. 68E. N //. Altura da foto = 0.22 mm.

Foto 27 - Estaurolita angulosa com inclusões e bordas serrilhadas
Am. 67C. N //. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 28 - Monazita arredondada com bordas corroídas. Am. 218.N//.
Altura da foto = 0.22 mm.

Foto 29 - Muscovita angulosa com bordas corroídas. Am. 63A. N//
Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 30 - Cianita alongada e subarredondada com inclusões e marca de corrosão. Am. 16B. N // . Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 31 - Epidoto subangular com marca de corrosão. Am. 63A.N //. Altura de foto = 0.22 mm.

Foto 32 - Biotita subarredondada com inclusões e bordas corroídas. Am. 76A. N //. Altura da foto = 0.22 mm.

Foto 33 - Leucóxênio anguloso e arredondado. Am. 13.N //. em luz refletida. Altura da foto = 0.56 mm.

Foto 34 - Anatásio com forma euédrica. Am 64.N //. Altura da foto = 0.22 mm.

Foto 35 - Almofadas de arenitos em sedimentos finos da facies F1 (Afloramento 8)

Foto 36 - Sedimentos deformados da facies F5 (Afloramento 7)

Foto 37 - Diamictitos da facies F6 (Afloramento 32)

Foto 38 - Laminitos da facies F6 (Afloramento 33)

Foto 39 - Arenitos finos da facies F7, mostrando estratificação plano-paralela cortados por arenitos finos a médios com laminações cruzadas. Observar granodecrescência ascendente (Afloramento 132)

Foto 40 - Diamictitos da facies F8, exibindo lente de siltitos (Afloramento 39)

Foto 41 - Siltitos injetados em arenitos finos da facies F9 (Afloramento 78)

Foto 42 - Arenitos muito finos da facies F 11 (Afloramento 68)