



PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL

MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DE SÃO PAULO

Escala 1:750.000

BREVE DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS AFLOANTES NO ESTADO DE SÃO PAULO

**Siglas dos autores responsáveis
pelas descrições:**

AM: André Marconato

BBT: Bruno Boito Turra

EDS: Elizete Domingues Salvador

LAC: Luiz Antonio Chierigati

LZD: Liz Zanchetta D'Agostino

MMP: Mônica Mazzini Perrotta

RCL: Ricardo da Cunha Lopes

Índice por ordem cronológica aproximada das unidades litoestratigráficas

A34atg - Complexo Amparo	1
A4sn - Complexo Serra Negra.....	2
A4scm - Complexo Granulítico Santa Catarina, unidade migmatítica	3
A4PPr - Complexo Rio Capivari	4
PPc - Unidade Cachoeira	5
PP2atgo - Complexo Atuba, unidade de augen gnaisses	6
PP2atgb - Complexo Atuba, unidade de gnaisses bandados	7
PP2ati - Complexo Atuba, Gnaiss Itapeúna	8
PP2atg - Complexo Atuba, unidade gnáissica	9
PP2q – Suíte Quirino.....	10
PP2ita - Complexo Itatins	11
PPsn – Ortognaisse Serra Negra	12
PPsg - Complexo São Gonçalo do Sapucaí.....	13
PPssg - Suíte Serra de São Gonçalo	14
PPamm - Complexo Apiaí Mirim, unidade migmatítica	15
PPamag - Complexo Apiaí Mirim, unidade de augen gnaisses.....	16
PPamμ - Complexo Apiaí Mirim, unidade metaultramáfica	17
PPams - Complexo Apiaí Mirim, unidade metassedimentar	18
MP1acq - Formação Água Clara, unidade quartzítica – Supergrupo Açungui	19
MP1acx - Formação Água Clara, unidade de xistos – Supergrupo Açungui.....	20
MP1acc - Formação Água Clara, unidade carbonática – Supergrupo Açungui	21
MP1pe - Formação Ribeirão das Pedras – Grupo Votuverava – Supergrupo Açungui	22
MP1nh - Formação Nhunguara – Grupo Votuverava – Supergrupo Açungui	23
MP1vox - Grupo Votuverava, unidade de xistos – Supergrupo Açungui.....	24
MP1voq - Grupo Votuverava, unidade quartzítica – Supergrupo Açungui	25
MP1vovs - Grupo Votuverava, unidade metavulcanossedimentar – Supergrupo Açungui	26
MP1vot - Grupo Votuverava, unidade terrígena – Supergrupo Açungui	27
MPsac - Unidade Serra das Andorinhas, unidade carbonática – Supergrupo Açungui	28
MPsapc - Unidade Serra das Andorinhas, unidade metapelítica com contribuição carbonática – Supergrupo Açungui.....	29
MPsap - Unidade Serra das Andorinhas, unidade metapelítica – Supergrupo Açungui	30
MPsγ1lt - Complexo Granito-Gnáissico Taguar.....	31
MP2si - Grupo Serra do Itaberaba.....	32
MPpi - Formação Piririca – Supergrupo Açungui	34
MPcm - Formação Córrego dos Marques – Supergrupo Açungui.....	35
MPb - Formação Betari - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui	36
MPflt - Formação Furnas-Lajeado , unidade terrígena - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui	37
MPflc - Formação Furnas-Lajeado, unidade carbonática - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui.....	38
MPma - Mármore de Apiaí - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui	39
MPbv - Formação Serra da Boa Vista - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui.....	40
MPpv - Formação Passa Vinte - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui.....	41
MPg - Formação Gorotuba - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui.....	42
MPci – Canastra indiviso	43
NPps – Complexo Paraíba do Sul, unidade terrígena com intercalações carbonáticas	44
NPeog - Complexo Embu, unidade ortognáissica	45
NPexm - Complexo Embu, unidade de xistos, localmente migmatíticos.....	46
NPegb - Complexo Embu, unidade de gnaisses bandados	47

NPepg - Complexo Embu, unidade paragnáissica	48
NPeq - Complexo Embu, unidade quartzítica.....	49
NPesx - Complexo Embu, unidade de sericita xistos	50
NPem - Complexo Embu, unidade milonítica	51
NPtcm - Complexo Turvo-Cajati, unidade carbonática.....	52
NPtcq - Complexo Turvo-Cajati, unidade quartzítica.....	53
NPtcp - Complexo Turvo-Cajati, unidade paragnáissica	54
NPtcx - Complexo Turvo-Cajati, unidade de xistos	55
NPrC - Formação Rio das Cobras.....	56
NP2r ₁ l _{rn} – Complexo Rio Negro	57
NPax - Grupo Andrelândia, unidade de xistos.....	58
NPadp - Grupo Andrelândia, gnaissse duas pontes	59
NPagv - Grupo Andrelândia, unidade de metagrauvacas	60
NPaq - Grupo Andrelândia, unidade quartzítica	61
NPvg - Complexo Varginha-Guaxupé, unidade granulítica basal	62
NPvog - Complexo Varginha-Guaxupé, unidade ortognáissica migmatítica intermediária	63
NPvm - Complexo Varginha-Guaxupé, unidade paragnáissica migmatítica superior	64
NP3srpv – Formação Pirapora do Bom Jesus – unidade metavulcânica - Grupo São Roque	65
NP3srpc – Formação Pirapora do Bom Jesus – unidade carbonática - Grupo São Roque	67
NP3srpi – Formação Piragibu – Grupo São Roque.....	68
NP3srer – Formação Estrada dos Romeiros – Grupo São Roque	69
NP3srbt – Formação Boturuna – Grupo São Roque	71
NP3ab - Formação Abapã – Grupo Itaiacoca.....	73
NP3it - Grupo Itaiacoca, unidade terrígena	74
NP3ic - Grupo Itaiacoca, unidade carbonática	75
NPccgb - Complexo Costeiro, unidade de gnaisses bandados.....	76
NPccgm - Complexo Costeiro, unidade granito gnáissica migmatítica	77
NPccgp - Complexo Costeiro, unidade de gnaisses peraluminosos	78
NPccog - Complexo Costeiro, unidade ortognáissica	79
NPccq - Complexo Costeiro, unidade quartzítica	80
NP3pe ₁ l _{gm} – Batólito Paranaguá, unidade de gnaisses e migmatitos	81
NP3pe ₂ l - Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas	82
NP3pe ₂ s - Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas	83
NP3pe ₃ a - Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Pelotas	84
NP3p _γ – Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Paranapiacaba.....	85
NP3s _γ - Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Socorro-Guaxupé	86
NP3p _γ 1 - Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba	87
NP3p _γ 1l - Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	88
NP3p _γ 1s - Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	89
NP3p _δ a - Gabro de Apiaí.....	90
NP3e _γ – Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Terreno Embu	91

NP3s _γ 1 – Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	92
NP3s _γ 1C – Charnokitóides sinorogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé	93
NP3s _γ 1I – Granitóides tipo I, sinorogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	94
NP3s _γ 1S – Granitóides tipo S, sinorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé	95
NP3e _γ 1 - Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	96
NP3e _γ 1I - Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Terreno Embu	97
NP3e _γ 1S - Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	98
NP3p _γ 2 - Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba	100
NP3p _γ 2I - Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba	101
NP3p _γ 2S - Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba	102
NP3s _γ 2 – Granitóides quimicamente indiferenciados, sin a tardiorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	103
NP3s _γ 2C – Granitos charnockitóides, sin a tardiorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé	104
NP3s _γ 2I – Granitóides tipo I, sin a tardiorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	105
NP3e _γ 2 - Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu	106
NP3e _γ 2I - Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	107
NP3e _γ 2S - Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	108
NP3ipb - Formação Iporanga, unidade metabásica	109
NP3ipp - Formação Iporanga, unidade metapelítica	110
NP3ipcg - Formação Iporanga, unidade metaconglomerática	111
NP3ml - Rochas miloníticas.....	112
NP3e _γ 3A - Granitóides peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Terreno Embu	113
NP3s _γ 3A – Granitóides tipo A, pós-orogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	114
NP3p _γ 3 - Granitóides quimicamente indiferenciados , pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	115
NP3p _γ 3A - Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba ...	116
NP3a _γ 1 – Granitos quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	118
NP3a _γ 1I – Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce	119
NP3a _γ 1S – Granitos foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	120
NP3a _γ 2C – Granitos charnockitóides, tipo C, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce	121
NP3a _γ 2I – Granitos calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	122
NP3a _γ 2S – Granitos peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	123

NP3aγ3S – Granitos peraluminosos, tipo S, tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce	124
NP3E1q - Formação Quatis	125
NP3E1s - Formação Samambaia	126
NP3E1e - Formação Eleutério.....	127
NP3E1i - Formação Pico do Itapeva	128
Caγ4 - Granitos quimicamente indiferenciados, tardiorogênicos - Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	129
E1aγ4I - Granitos tipo I, tardiorogênicos - Orógeno Araçuaí-Rio Doce	130
Caγ4S - Granitos peraluminosos, tipo S, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce	131
Caδ4 - Suíte máfica tardiorogênica - Orógeno Araçuaí-Rio Doce	132
D1f - Formação Furnas, Grupo Paraná	133
C2P1a - Formação Aquidauana	134
C2P1i - Grupo Itararé indiviso	135
P1rb - Formação Rio Bonito – Grupo Guatá	136
P1p - Formação Palermo – Grupo Guatá.....	137
P1tt - Formação Tatuí – Grupo Guatá	138
P2i - Formação Irati – Grupo Passa Dois	139
P23sa - Formação Serra Alta - Subgrupo Estrada Nova – Grupo Passa Dois	140
P3t - Formação Teresina - Subgrupo Estrada Nova – Grupo Passa Dois	141
P3T1rr - Formação Rio do Rasto – Grupo Passa Dois	142
P3T1c - Formação Corumbataí – Grupo Passa Dois	143
P3T1p - Formação Pirambóia.....	144
J3K1bt - Formação Botucatu - Grupo São Bento	145
K1βsg - Formação Serra Geral - Grupo São Bento.....	146
K1δsg - Formação Serra Geral, intrusivas básicas - Grupo São Bento	147
K1λja - Complexo plutônico ultramáfico-alcálico de Jacupiranga	148
K1λju - Maciço plutônico alcálico de Juquiá.....	149
K2λi- Maciço alcálico de Ipanema	150
K2λpc – Complexo plutônico alcálico de Poços de Caldas.....	151
K2λpo – Complexo plutônico alcálico básico-ultrabásico de Ponte Nova	152
K2λpq – Complexo plutônico alcálico de Passa Quatro.....	153
K2λse - Complexo plutônico alcálico da Ilha de São Sebastião	154
K2ar - Formação Araçatuba – Grupo Bauru.....	155
K2vp - Formação Vale do Rio do Peixe – Grupo Bauru	156
K2m - Formação Marília – Grupo Bauru.....	157
K2rp - Formação São José do Rio Preto – Grupo Bauru	158
K2pp - Formação Presidente Prudente – Grupo Bauru.....	159
K2pa - Formação Rio Paraná – Grupo Caiuá.....	160
K2sa - Formação Santo Anastácio – Grupo Caiuá.....	161
K2Eit - Formação Itaqueri.....	162
Et - Formação Tremembé - Grupo Taubaté	163
Esp - Formação São Paulo - Grupo Taubaté	164
Er - Formação Resende - Grupo Taubaté	165
ENrc - Formação Rio Claro	166
N1pq - Formação Pariquera-Açu.....	167
Np - Formação Pindamonhangaba.....	168
Qce – Depósitos colúvio-eluvionares	169
Qdi - Depósitos detríticos indiferenciados	170

Qli – Depósitos litorâneos indiferenciados.....	171
Q1cn - Formação Cananéia	172
Q2a - Depósitos aluvionares	173

Índice por ordem alfabética das siglas das unidades litoestratigráficas

A34atg	Amparo, Complexo.....	1
A4PPr	Rio Capivari, Complexo.....	4
A4scm	Santa Catarina, Complexo Granulítico - unidade migmatítica.....	3
A4sn	Serra Negra, Complexo.....	2
C2P1a	Aquidauana, Formação.....	134
C2P1i	Itararé indiviso, Grupo.....	135
Є1aγ4I	Granitos tipo I, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	130
Є1aγ4Igt	Getulândia, granito; Suíte Getulândia.....	130
Є1aγ4Ipt	Parati, granito; Suíte Getulândia.....	130
Є1aγ4Ilsb	Serra da Bocaina, granito.....	130
Єaδ4	Suíte máfica tardiorogênica, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	132
Єaδ4bm	Bairro do Marisco, intrusiva máfica.....	132
Єaγ4	Granitos quimicamente indiferenciados, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	129
Єaγ4gs	Guarujá-Santos, granito.....	129
Єaγ4S	Granitos peraluminosos, tipo S, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	131
Єaγ4Smo	Morrão, granito.....	131
Єaγ4Sna	Natividade da Serra-tipo S, granito.....	131
Єaγ4Spm	Pai Matias, granito.....	131
Єaγ4Sta	Taiapuê, granito.....	131
D1f	Furnas, Formação; Grupo Paraná.....	133
ENrc	Rio Claro, Formação.....	166
Er	Resende, Formação; Grupo Taubaté.....	165
Esp	São Paulo, Formação; Grupo Taubaté.....	164
Et	Tremembé, Formação; Grupo Taubaté.....	163
J3K1bt	Botucatu, Formação; Grupo São Bento.....	145
K1βsg	Serra Geral, Formação; Grupo São Bento.....	146
K1δsg	Serra Geral, Formação - intrusivas básicas; Grupo São Bento.....	147
K1λja	Jacupiranga, Complexo plutônicoultramáfico-alcálico.....	148
K1λju	Juquiá, Maciço plutônico alcálico.....	149
K2ar	Araçatuba, Formação; Grupo Bauru.....	155
K2Eit	Itaqueri, Formação.....	162
K2m	Marília, Formação; Grupo Bauru.....	157
K2pa	Rio Paraná, Formação; Grupo Caiuá.....	160
K2pp	Presidente Prudente, Formação; Grupo Bauru.....	159
K2rp	São José do Rio Preto, Formação; Grupo Bauru.....	158
K2sa	Santo Anastácio, Formação; Grupo Caiuá.....	161
K2vp	Vale do Rio Peixe, Formação; Grupo Bauru.....	156
K2λi	Ipanema, Maciço alcálico.....	150
K2λpc	Poços de Caldas, Complexo plutônicoalcálico.....	151
K2λpo	Ponte Nova, Complexo plutônico alcálico básico-ultrabásico.....	152
K2λpq	Passa Quatro, Complexo plutônico alcálico.....	153
K2λse	Ilha de São Sebastião, Complexo plutônico alcálico.....	154
MP1acc	Água Clara, Formação - unidade carbonática; Supergrupo Açungui.....	21
MP1acq	Água Clara, Formação - unidade quartzítica; Supergrupo Açungui.....	19
MP1acx	Água Clara, Formação - unidade de xistos; Supergrupo Açungui.....	20

MP1nh	Nhunguara, Formação; Grupo Votuverava; Supergrupo Açungui.....	23
MP1pe	Ribeirão das Pedras, Formação; Grupo Votuverava; Supergrupo Açungui.....	22
MP1voq	Votuverava, Grupo - unidade quartzítica; Supergrupo Açungui.....	25
MP1vot	Votuverava, Grupo -unidade terrígena; Supergrupo Açungui.....	27
MP1vovs	Votuverava, Grupo - unidade metavulcanossedimentar; Supergrupo Açungui.....	26
MP1vox	Votuverava, Grupo - unidade terrígena; Supergrupo Açungui.....	24
MP2si	Serra do Itaberaba, Grupo.....	32
MPb	Betari, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	36
MPbv	Serra da Boa Vista, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	40
MPci	Canastra indiviso, Grupo.....	43
MPcm	Córrego dos Marques, Formação; Supergrupo Açungui.....	35
MPflc	Furnas-Lageado, Formação - unidade carbonática; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	38
MPflt	Furnas-Lageado, Formação - unidade terrígena; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	37
MPg	Gorotuba, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	42
MPma	Mármore de Apiaí; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	39
MPpi	Piririca, Formação; Supergrupo Açungui.....	34
MPpv	Passa Vinte, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	41
MPsac	Serra das Andorinhas, Unidade -unidade carbonática; Supergrupo Açungui.....	28
MPsap	Serra das Andorinhas, Unidade - unidade metapelítica; Supergrupo Açungui.....	30
MPsapc	Serra das Andorinhas, Unidade - unidade metapelítica com contribuição carbonática; Supergrupo Açungui.....	29
MPsγ1lt	Taguar, Complexo granítico gnáissico.....	31
N1pq	Pariquera-Açu, Formação.....	167
Np	Pindamonhangaba, Formação.....	168
NP2γ1lrm	Rio Negro, Complexo.....	57
NP3ab	Abapã, Formação; Grupo Itaiacoca.....	73
NP3aγ1	Granitos quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	118
NP3aγ1st	São Sebastião, granito.....	118
NP3aγ1l	Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	119
NP3aγ1lca	Caçandoca, granito.....	119
NP3aγ1lia	Ilha Anchieta, granito.....	119
NP3aγ1lpn	Ponte Nova-Paraibuna, granito.....	119
NP3aγ1lpp	Pico do Papagaio, Complexo granítico.....	119
NP3aγ1S	Granitos foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	120
NP3aγ1Sar	Areado, granito.....	120
NP3aγ1Sro	Ribeirão do Óleo, granito.....	120
NP3aγ2C	Granitos charnockitóides, tipo C, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	121
NP3aγ2Cub	Ubatuba, charnockito.....	121
NP3aγ2l	Granitos calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno	

	Araçuaí-Rio Doce.....	122
NP3aγ2lca	Cruz do Alto, granito.....	122
NP3aγ2lnas	Natividade da Serra-tipo I, granito.....	122
NP3aγ2S	Granitos peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	123
NP3aγ2Srt	Rio Turvo, granito.....	123
NP3aγ3S	Granitos peraluminosos, tipo S, tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	124
NP3aγ3Spm	Parati-Mirim, granito, Suíte Serra das Araras.....	124
NP3eγ1	Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	96
NP3eγ1pi	Pinheirinho, granito.....	96
NP3eγ1l	Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	97
NP3eγ1lps	Pedra Selada, granito.....	97
NP3eγ1lsp	Serra do Palmital, granito.....	97
NP3eγ1S	Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	98
NP3eγ1Scr	Córrego da Roseira, granito.....	98
NP3eγ1Sfs	Fazenda Santa Terezinha, granito.....	98
NP3eγ1Sfu	Fumaça ou Represa do França, granito.....	98
NP3eγ1Sgs	Rio Grande da Serra, granito.....	98
NP3eγ1Sgu	Guacuri, granito.....	98
NP3eγ1Sib	Itatuba, granito.....	98
NP3eγ1Sip	Iupeba, granito.....	98
NP3eγ1Siq	Itaquera, granito.....	98
NP3eγ1Sis	Itapecerica da Serra, granito.....	98
NP3eγ1Slg	Lagoinha, granito.....	98
NP3eγ1Sml	Malacacheta, granito.....	98
NP3eγ1Smp	Morro da Piedade, granito.....	98
NP3eγ1Spa	Serra do Pati, granito.....	98
NP3eγ1Sqc	Quebra Cangalha, granito.....	98
NP3eγ1Sro	Roncador, granito.....	98
NP3eγ1Srs	Redenção da Serra, granito.....	98
NP3eγ1Ssb	Santa Branca, granito.....	98
NP3eγ1Ssc	Santa Catarina, granito.....	98
NP3eγ1Sse	Sete Barras, granito.....	98
NP3eγ1Ssj	Serra do Jambeiro, granito.....	98
NP3eγ1Ssl	Salto, granito.....	98
NP3eγ1Ssr	Serra da Redenção, granito.....	98
NP3eγ1Ssu	Sabaúna, granito.....	98
NP3eγ1Stb	Três Barras, granito.....	98
NP3eγ1Stl	Três Lagos, granito.....	98
NP3eγ1Stq	Taquaral, granito.....	98
NP3eγ1Str	Serra do Trabiju, granito.....	98
NP3eγ1Stu	Tubarão, granito.....	98
NP3eγ2	Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	106

NP3eγ2ap	Aparecida, granito.....	106
NP3eγ2ca	Caucaia, granito.....	106
NP3eγ2it	Itapeti, granito.....	106
NP3eγ2la	Laranjeiras, granito.....	106
NP3eγ2l	Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	107
NP3eγ2lsi	Santa Isabel, granito.....	107
NP3eγ2S	Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	108
NP3eγ2Sju	Juquiá, granito.....	108
NP3eγ2Sma	Mauá, granito.....	108
NP3eγ2Smc	Mogi das Cruzes, granito.....	108
NP3eγ3A	Granitóides peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Terreno Embu	113
NP3eγ3Aab	Aboboral, granito.....	113
NP3eγ	Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Terreno Embu.....	91
NP3eγ bc	Bairro Cafezal, granito.....	91
NP3eγ bv	Serra da Boa Vista, granito.....	91
NP3eγ fa	Faú, granito.....	91
NP3eγ fc	Fazenda Carioca, granito.....	91
NP3eγ rp	Rio das Pedras, granito.....	91
NP3ic	Itaiacoca, Grupo - unidade carbonática.....	75
NP3ipb	Iporanga, Formação – unidade metabásica.....	109
NP3ipcg	Iporanga, Formação – unidade metaconglomerática.....	111
NP3ipp	Iporanga, Formação – unidade metapelítica.....	110
NP3it	Itaiacoca, Grupo – unidade terrígena.....	74
NP3ml	Rochas miloníticas.....	112
NP3pδa	Gabro de Apiaí.....	90
NP3pγ1	Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	87
NP3pγ1iv	Itapevi, granito.....	87
NP3pγ1tp	Tapiraí, granito.....	87
NP3pγ1l	Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	88
NP3pγ1lag	Agudos Grandes-tipo I, granito.....	88
NP3pγ1lar	Arrieiros, granito.....	88
NP3pγ1lbc	Barra do Chapéu, granito; Complexo Três Córregos.....	88
NP3pγ1lib	Ibiúna, granito.....	88
NP3pγ1ljr	Jurupará, granito.....	88
NP3pγ1lrp	Rio Piên, Suíte.....	88
NP3pγ1lt	Três Córregos, Complexo.....	88
NP3pγ1S	Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sin-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	89
NP3pγ1Stu	Turvo, granito.....	89
NP3pγ2	Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	100
NP3pγ2ap	Apiaí, granito.....	100
NP3pγ2bv	Serra da Boa Vista, granito.....	100
NP3pγ2gu	Gussoroça, granito.....	100

NP3pγ2ju	Jundiuvira, granito.....	100
NP3pγ2mc	Morro Claro/Imbiruçu, granito.....	100
NP3pγ2mi	Morro Azul/Igaratá, granito.....	100
NP3pγ2pa	Pau Pedra, granito.....	100
NP3pγ2l	Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	101
NP3pγ2lbr	Barreiro, granito.....	101
NP3pγ2lca	Capuavinha, granito; Complexo Três Córregos.....	101
NP3pγ2lcb	Córrego do Butiá, monzogranito; Complexo Três Córregos.....	101
NP3pγ2lcp	Córrego das Pacas, granito.....	101
NP3pγ2lct	Capote, granito; Complexo Três Córregos.....	101
NP3pγ2lcu	Capuava, granito.....	101
NP3pγ2lii	Itaóca, suíte; Granito Itaóca.....	101
NP3pγ2lpd	Piedade-tipo I, granito.....	101
NP3pγ2lpe	Pedra Branca, granito.....	101
NP3pγ2lsa	Saival, granito; Complexo Três Córregos.....	101
NP3pγ2lt	Três Córregos, Complexo (corpos sem denominação).....	101
NP3pγ2S	Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	102
NP3pγ2Sap	Serra do Alto da Pedra, granito.....	102
NP3pγ2Spd	Piedade-tipo S, granito.....	102
NP3pγ2Sps	Pilar do Sul, granito.....	102
NP3pγ2Ssi	Serra dos Índios, granito.....	102
NP3pγ2Ssl	Serra dos Lopes, granito.....	102
NP3pγ2Stb	Terra Boa, granito.....	102
NP3pγ3	Granitóides quimicamente indiferenciados , pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	115
NP3pγ3ag	Agudos Grandes 2, granito.....	115
NP3pγ3bs	Bairro da Serrinha, granito.....	115
NP3pγ3es	Espírito Santo, granito.....	115
NP3pγ3la	Bairro Lajeado, granito.....	115
NP3pγ3vg	Vargem Grande, granito.....	115
NP3pγ3A	Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	116
NP3pγ3Abl	Santa Blandina, granito.....	116
NP3pγ3Abo	Capão Bonito, granito.....	116
NP3pγ3Aco	Bairro dos Correias, granito.....	116
NP3pγ3Acv	Campina do Veado, granito.....	116
NP3pγ3Afv	Freguesia Velha, granito.....	116
NP3pγ3Ais	Saltinho, suíte, Granito Itaóca.....	116
NP3pγ3Arp	Rio Pirituba, granito.....	116
NP3pγ3Asb	Serra da Batéia, granito.....	116
NP3pγ3Asg	Sguario, granito.....	116
NP3pγ3Asm	São Miguel Arcanjo, granito.....	116
NP3pγ3Asv	Serra Velha, granito.....	116
NP3pγ	Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Paranapiacaba.....	85
NP3pγ po	Porunduva, granito.....	85

NP3p _γ pp	Pica Pau, granito.....	85
NP3p _γ pr	Pirapora, granito.....	85
NP3p _γ te	Tevere, granito.....	85
NP3pe _γ 1l _{gm}	Paranaguá, Batólito – unidade de gnaisses e migmatitos.....	81
NP3pe _γ 2l	Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas.....	82
NP3pe _γ 2l _{mi}	Morro Inglês, granito.....	82
NP3pe _γ 2S	Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas.....	83
NP3pe _γ 2S _{ig}	Iguape, granito.....	83
NP3pe _γ 3A	Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Pelotas.....	84
NP3pe _γ 3A _{at}	Alto Turvo, granito.....	84
NP3pe _γ 3A _{bb}	Barra do Braço, granito.....	84
NP3pe _γ 3A _{ic}	Ilha do Cardoso, granito.....	84
NP3pe _γ 3A _{md}	Mandira, granito.....	84
NP3pe _γ 3A _{rg}	Rio Guaraú, granito.....	84
NP3pe _γ 3A _{sc}	Serra do Cordeiro, granito.....	84
NP3pe _γ 3A _{vo}	Votupoca, granito.....	84
NP3sr _{bt}	Boturuna, Formação; Grupo São Roque.....	71
NP3sr _{er}	Estrada dos Romeiros, Formação; Grupo São Roque.....	69
NP3sr _{pc}	Pirapora do Bom Jesus, Formação – unidade carbonática; Grupo São Roque.....	67
NP3sr _{pi}	Piragibu, Formação; Grupo São Roque.....	68
NP3sr _{pv}	Pirapora do Bom Jesus, Formação – unidade vulcânica; Grupo São Roque.....	65
NP3s _γ 1	Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	92
NP3s _γ 1 _{ja}	Jarinu, granito.....	92
NP3s _γ 1 _{po}	Portão, granito.....	92
NP3s _γ 1C	Charnockitóides sinorogênicos, do orógeno Socorro-Guaxupé.....	93
NP3s _γ 1C _{jd}	Divinolândia, charnockito; Suíte São José do Rio Pardo.....	93
NP3s _γ 1C _{pc}	São Pedro de Caldas, charnockito; Suíte São José do Rio Pardo.....	93
NP3s _γ 1C _{sm}	Suíte Mangerítica.....	93
NP3s _γ 1l	Granitóides tipo I, sinorogênicos, do orógeno Socorro-Guaxupé.....	94
NP3s _γ 1l _{bb}	Serra do Barro Branco, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{bp}	Bragança Paulista, suíte; Complexo Socorro.....	94
NP3s _γ 1l _{cj}	Campos do Jordão, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{cr}	Cantareira, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{ct}	Cantagalo, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{it}	Itaqui, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{jg}	Jaguariúna, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{ma}	Mairiporã, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{mp}	Morro do Pão, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{mt}	Mato Mole, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{pi}	Pinhal-Ipuiúna, batólito.....	94
NP3s _γ 1l _{sc}	Serra dos Coelhoos, granito.....	94
NP3s _γ 1l _{sm}	Salmão, suíte; Complexo Socorro.....	94
NP3s _γ 1l _{sp}	Serra Preta, granito.....	94

NP3s _y 1Isr	São Roque, granito.....	94
NP3s _y 1Ita	Taipas, granito.....	94
NP3s _y 1S	Granitóides tipo S, sinorogênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	95
NP3s _y 1Sgo	Gonçalves, granito.....	95
NP3s _y 1Snp	Nazaré Paulista, granito.....	95
NP3s _y 1Sqc	Quatro Cantos, granito.....	95
NP3s _y 1Stt	Tico-Tico, granito.....	95
NP3s _y 2	Granitóides quimicamente indiferenciados, sin a tardiorogênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	103
NP3s _y 2sl	Serra do Lopo, granito.....	103
NP3s _y 2C	Granitos charnockitóides, sin a tardi-orogênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	104
NP3s _y 2Cfx	São Francisco Xavier, suíte.....	104
NP3s _y 2I	Granitóides tipo I, sin a tardi-orogênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	105
NP3s _y 2Imo	Morungaba-tipo I, granito.....	105
NP3s _y 2Iso	Sorocaba, granito.....	105
NP3s _y 3A	Granitóides tipo A, pós-orogênicos, do orógeno Socorro-Guaxupé.....	114
NP3s _y 3Aat	Atibaia, granito.....	114
NP3s _y 3Aca	Cachoeira, granito.....	114
NP3s _y 3Ait	Itu, granito.....	114
NP3s _y 3Ama	Marins, granito.....	114
NP3s _y 3Amo	Morungaba-tipo A, granito.....	114
NP3s _y 3Apc	Piracaia, granito.....	114
NP3s _y 3Asf	São Francisco, granito.....	114
NP3s _y 3Atn	Terra Nova, granito.....	114
NP3s _y	Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	86
NP3s _y cc	Caconde, granito.....	86
NP3E1e	Eleutério, Formação.....	127
NP3E1i	Pico do Itapeva, Formação.....	128
NP3E1q	Quatis, Formação.....	125
NP3E1s	Samambaia, Formação.....	126
Npadp	Gnaissé duas Pontes; Grupo Andrelândia.....	59
NPagv	Andrelândia, Grupo – unidade de metagrauvacas.....	60
NPaq	Andrelândia, Grupo – unidade quartzítica.....	61
NPax	Andrelândia, Grupo – unidade de xistos.....	58
NPccgb	Costeiro, Complexo – unidade de gnaisses bandados.....	76
NPccgm	Costeiro, Complexo – unidade granito gnáissica migmatítica.....	77
NPccgp	Costeiro, Complexo – unidade de gnaisses peraluminosos.....	78
NPccog	Costeiro, Complexo – unidade ortognáissica.....	79
NPccq	Costeiro, Complexo – unidade quartzítica.....	80
NPegb	Embu, Complexo – unidade de gnaisses bandados.....	47
NPem	Embu, Complexo – unidade milonítica.....	51
NPeog	Embu, Complexo – unidade ortognáissica.....	45
NPepg	Embu, Complexo – unidade paragnáissica.....	48
NPeq	Embu, Complexo – unidade quartzítica.....	49
NPesx	Embu, Complexo – unidade de sericita xistos.....	50
NPexm	Embu, Complexo – unidade de xistos localmente migmatíticos.....	46
NPps	Paraíba do Sul, Complexo.....	44

NPrC	Rio das Cobras, Formação.....	56
NPtcm	Turvo-Cajati, Formação – unidade carbonática.....	52
NPtcp	Turvo-Cajati, Formação – unidade paragnáissica.....	54
NPtcq	Turvo-Cajati, Formação – unidade quartzítica.....	53
NPtcx	Turvo-Cajati, Formação – unidade de xistos.....	55
NPvg	Varginha-Guaxupé Complexo – unidade granulítica basal.....	62
NPvm	Varginha-Guaxupé Complexo – unidade paragnáissica migmatítica superior.....	64
NPvog	Varginha-Guaxupé Complexo – unidade ortognáissica migmatítica intermediária.....	63
P1p	Palermo, Formação; Grupo Guatá.....	137
P1rb	Rio Bonito, Formação; Grupo Guatá.....	136
P1tt	Tatuí, Formação; Grupo Guatá.....	138
P23sa	Serra Alta, Formação; Subgrupo Estrada Nova; Grupo Passa Dois.....	140
P2i	Irati, Formação; Grupo Passa Dois.....	139
P3t	Teresina, Formação; Subgrupo Estrada Nova; Grupo Passa Dois.....	141
P3T1c	Corumbataí, Formação; Grupo Passa Dois.....	143
P3T1p	Pirambóia, Formação.....	144
P3T1rr	Rio do Rasto, Formação; Grupo Passa Dois.....	142
PP2atg	Atuba, Complexo – unidade gnáissica.....	9
PP2atgb	Atuba, Complexo – unidade de gnaisses bandados.....	7
PP2atgo	Atuba, Complexo – unidade de augen gnaisses.....	6
PP2ati	Gnaiss Itapeúna; Complexo Atuba.....	8
PP2ita	Itatins, Complexo.....	11
PP2q	Quirino, Suíte.....	10
PPamag	Apiáí Mirim, Complexo – unidade de augen gnaisses.....	16
PPamm	Apiáí Mirim, Complexo – unidade migmatítica.....	15
PPams	Apiáí Mirim, Complexo – unidade metassedimentar.....	18
PPamµ	Apiáí Mirim, Complexo – unidade metaultramáfica.....	17
PPc	Cachoeira, Unidade.....	5
PPsg	São Gonçalo do Sapucaí, Complexo.....	13
PPsn	Serra Negra, Ortognaisse.....	12
PPssg	Serra de São Gonçalo, Suíte.....	14
Q1cn	Cananéia, Formação.....	172
Q2a	Depósitos aluvionares.....	173
Qce	Depósitos colúvio-eluvionares.....	169
Qdi	Coberturas detríticas indiferenciadas.....	170
Qli	Depósitos litorâneos indiferenciados.....	171

Índice por ordem alfabética dos nomes das unidades litoestratigráficas

Abapã, Formação; Grupo Itaiacoca.....	NP3ab	73
Aboboral, granito.....	NP3eγ3Aab	113
Água Clara, Formação - unidade carbonática; Supergrupo Açungui.....	MP1acc	21
Água Clara, Formação - unidade de xistos; Supergrupo Açungui.....	MP1acx	20
Água Clara, Formação - unidade quartzítica; Supergrupo Açungui.....	MP1acq	19
Agudos Grandes 2, granito.....	NP3pγ3ag	115
Agudos Grandes-tipo I, granito.....	NP3pγ1lag	88
Alto Turvo, granito.....	NP3peγ3Aat	84
Amparo, Complexo.....	A34atg	1
Andrelândia, Grupo – unidade de metagrauvas.....	NPagv	60
Andrelândia, Grupo – unidade de xistos.....	NPax	58
Andrelândia, Grupo – unidade quartzítica.....	NPaq	61
Aparecida, granito.....	NP3eγ2ap	106
Apiá Mirim, Complexo – unidade de augen gnaisses.....	PPamag	16
Apiá Mirim, Complexo – unidade metassedimentar.....	PPams	18
Apiá Mirim, Complexo – unidade metaultramáfica.....	PPamu	17
Apiá Mirim, Complexo – unidade migmatítica.....	PPamm	15
Apiá, granito.....	NP3pγ2ap	100
Aquidauana, Formação.....	C2P1a	134
Araçatuba, Formação; Grupo Bauru.....	K2ar	155
Areado, granito.....	NP3aγ1Sar	120
Arrieiros, granito.....	NP3pγ1lar	88
Atibaia, granito.....	NP3sγ3Aat	114
Atuba, Complexo – unidade de augen gnaisses.....	PP2atgo	6
Atuba, Complexo – unidade de gnaisses bandados.....	PP2atgb	7
Atuba, Complexo – unidade gnáissica.....	PP2atg	9
Bairro Cafezal, granito.....	NP3eγ bc	91
Bairro da Serrinha, granito.....	NP3pγ3bs	115
Bairro do Marisco, intrusiva máfica.....	Caδ4bm	132
Bairro dos Correias, granito.....	NP3pγ3Aco	116
Bairro Lajeado, granito.....	NP3pγ3la	115
Barra do Braço, granito.....	NP3peγ3Abb	84
Barra do Chapéu, granito; Complexo Três Córregos.....	NP3pγ1lbc	88
Barreiro, granito.....	NP3pγ2lbr	101
Betari, Formação; Subgrupo Lajeado; Supergrupo Açungui.....	MPb	36
Botucatu, Formação; Grupo São Bento.....	J3K1bt	145
Boturuna, Formação; Grupo São Roque.....	NP3srbt	71
Bragança Paulista, suíte; Complexo Socorro.....	NP3sγ1lbp	94
Caçandoca, granito.....	NP3aγ1lca	119
Cachoeira, granito.....	NP3sγ3Aca	114
Cachoeira, Unidade.....	PPc	5
Caconde, granito.....	NP3sγ cc	86
Campina do Veado, granito.....	NP3pγ3Acv	116
Campos do Jordão, granito.....	NP3sγ1lcj	94
Cananéia, Formação.....	Q1cn	172

Canastra indiviso, Grupo.....	MPci	43
Cantagalo, granito.....	NP3s γ 1lct	94
Cantareira, granito.....	NP3s γ 1lcr	94
Capão Bonito, granito.....	NP3p γ 3Abo	116
Capote, granito; Complexo Três Córregos.....	NP3p γ 2lct	101
Capuava, granito.....	NP3p γ 2lcu	101
Capuavinha, granito; Complexo Três Córregos.....	NP3p γ 2lca	101
Caucaia, granito.....	NP3e γ 2ca	106
Charnockitóides sinorogênicos, do orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 1C	93
Coberturas detríticas indiferenciadas.....	Qdi	170
Córrego da Roseira, granito.....	NP3e γ 1Scr	98
Córrego das Pacas, granito.....	NP3p γ 2lcp	101
Córrego do Butiá, monzogranito; Complexo Três Córregos.....	NP3p γ 2lcb	101
Córrego dos Marques, Formação; Supergrupo Açungui.....	MPcm	35
Corumbataí, Formação; Grupo Passa Dois.....	P3T1c	143
Costeiro, Complexo – unidade de gnaisses bandados.....	NPccgb	76
Costeiro, Complexo – unidade de gnaisses peraluminosos.....	NPccgp	78
Costeiro, Complexo – unidade granito gnáissica migmatítica.....	NPccgm	77
Costeiro, Complexo – unidade ortognáissica.....	NPccog	79
Costeiro, Complexo – unidade quartzítica.....	NPccq	80
Cruz do Alto, granito.....	NP3a γ 2lca	122
Depósitos aluvionares.....	Q2a	173
Depósitos colúvio-eluvionares.....	Qce	169
Depósitos litorâneos indiferenciados.....	Qli	171
Divinolândia, charnockito; Suíte São José do Rio Pardo.....	NP3s γ 1Cjd	93
Eleutério, Formação.....	NP3E1e	127
Embu, Complexo – unidade de gnaisses bandados.....	NPegb	47
Embu, Complexo – unidade de sericita xistos.....	NPesx	50
Embu, Complexo – unidade de xistos localmente migmatíticos.....	NPexm	46
Embu, Complexo – unidade milonítica.....	NPem	51
Embu, Complexo – unidade ortognáissica.....	NPeog	45
Embu, Complexo – unidade paragnáissica.....	NPepg	48
Embu, Complexo – unidade quartzítica.....	NPeq	49
Espírito Santo, granito.....	NP3p γ 3es	115
Estrada dos Romeiros, Formação; Grupo São Roque.....	NP3srer	69
Faú, granito.....	NP3e γ fa	91
Fazenda Carioca, granito.....	NP3e γ fc	91
Fazenda Santa Terezinha, granito.....	NP3e γ 1Sfs	98
Freguesia Velha, granito.....	NP3p γ 3Afv	116
Fumaça ou Represa do França, granito.....	NP3e γ 1Sfu	98
Furnas, Formação; Grupo Paraná.....	D1f	133
Furnas-Lageado, Formação - unidade carbonática; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	MPflc	38
Furnas-Lageado, Formação - unidade terrígena; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	MPflt	37
Gabro de Apiaí.....	NP3p δ a	90
Getulândia, granito; Suíte Getulândia.....	E1a γ 4lgt	130
Gnaiss de duas Pontes; Grupo Andrelândia.....	Npadp	59
Gnaiss Itapeúna; Complexo Atuba.....	PP2ati	8

Gonçalves, granito.....	NP3s γ 1Sgo	95
Gorotuba, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	MPg	42
Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 1I	97
Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 1I	88
Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 2I	107
Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sin-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 1S	89
Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 1S	98
Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 2S	108
Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardico- lisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 2	106
Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardico- lisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 2	100
Granitóides peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 3A	113
Granitóides quimicamente indiferenciados, pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 3	115
Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Terreno Embu.....	NP3e γ 1	96
Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 1	87
Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 1	92
Granitóides quimicamente indiferenciados, sin a tardiorogênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 2	103
Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ	85
Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ	86
Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Terreno Embu.....	NP3e γ	91
Granitóides tipo A, pós-origênicos, do orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 3A	114
Granitóides tipo I, sin a tardi-origênicos do orógeno Socorro- Guaxupé.....	NP3s γ 2I	105
Granitóides tipo I, sinorigênicos, do orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 1I	94
Granitóides tipo S, sinorigênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 1S	95
Granitos calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 2I	122
Granitos charnockitóides, sin a tardi-origênicos do orógeno Socorro-Guaxupé.....	NP3s γ 2C	104
Granitos charnockitóides, tipo C, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 2C	121
Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 1I	119
Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do		

Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 2I	101
Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas.....	NP3pe γ 2I	82
Granitos foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 1S	120
Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 2S	102
Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas.....	NP3pe γ 2S	83
Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba.....	NP3p γ 3A	116
Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Pelotas.....	NP3pe γ 3A	84
Granitos peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 2S	123
Granitos peraluminosos, tipo S, tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 3S	124
Granitos peraluminosos, tipo S, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	Ea γ 4S	131
Granitos quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	NP3a γ 1	118
Granitos quimicamente indiferenciados, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	Ea γ 4	129
Granitos tipo I, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	E1a γ 4I	130
Guacuri, granito.....	NP3e γ 1Sgu	98
Guarujá-Santos, granito.....	Ea γ 4gs	129
Gussoroca, granito.....	NP3p γ 2gu	100
Ibiúna, granito.....	NP3p γ 1lib	88
Iguape, granito.....	NP3pe γ 2Sig	83
Ilha Anchieta, granito.....	NP3a γ 1lia	119
Ilha de São Sebastião, Complexo plutônico alcalino.....	K2 λ se	154
Ilha do Cardoso, granito.....	NP3pe γ 3Aic	84
Ipanema, Maciço alcalino.....	K2 λ i	150
Iporanga, Formação – unidade metabásica.....	NP3ipb	109
Iporanga, Formação – unidade metaconglomerática.....	NP3ipcg	111
Iporanga, Formação – unidade metapelítica.....	NP3ipp	110
Irati, Formação; Grupo Passa Dois.....	P2i	139
Itaiacoca, Grupo - unidade carbonática.....	NP3ic	75
Itaiacoca, Grupo – unidade terrígena.....	NP3it	74
Itaóca, suíte; Granito Itaóca.....	NP3p γ 2lii	101
Itapeçerica da Serra, granito.....	NP3e γ 1Sis	98
Itapeti, granito.....	NP3e γ 2it	106
Itapeví, granito.....	NP3p γ 1iv	87
Itaquera, granito.....	NP3e γ 1Siq	98
Itaqueri, Formação.....	K2Eit	162
Itaqui, granito.....	NP3s γ 1lit	94
Itararé indiviso, Grupo.....	C2P1i	135
Itatins, Complexo.....	PP2ita	11
Itatuba, granito.....	NP3e γ 1Sib	98
Itu, granito.....	NP3s γ 3Ait	114

Lupeba, granito.....	NP3e γ 1Sip	98
Jacupiranga, Complexo plutônicoultramáfico-alcalino.....	K1 λ ja	148
Jaguariúna, granito.....	NP3s γ 1ljg	94
Jarinu, granito.....	NP3s γ 1ja	92
Jundiuvira, granito.....	NP3p γ 2ju	100
Juquiá, granito.....	NP3e γ 2Sju	108
Juquiá, Maciço plutônico alcalino.....	K1 λ ju	149
Jurupará, granito.....	NP3p γ 1ljr	88
Lagoinha, granito.....	NP3e γ 1Slg	98
Laranjeiras, granito.....	NP3e γ 2la	106
Mairiporã, granito.....	NP3s γ 1lma	94
Malacacheta, granito.....	NP3e γ 1Sml	98
Mandira, granito.....	NP3pe γ 3Amd	84
Marília, Formação; Grupo Bauru.....	K2m	157
Marins, granito.....	NP3s γ 3Ama	114
Mármore de Apiaí; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	MPma	39
Mato Mole, granito.....	NP3s γ 1lmt	94
Mauá, granito.....	NP3e γ 2Sma	108
Mogi das Cruzes, granito.....	NP3e γ 2Smc	108
Morrão, granito.....	E α γ 4Smo	131
Morro Azul/Igaratá, granito.....	NP3p γ 2mi	100
Morro Claro/Imbiruçu, granito.....	NP3p γ 2mc	100
Morro da Piedade, granito.....	NP3e γ 1Smp	98
Morro do Pão, granito.....	NP3s γ 1Imp	94
Morro Inglês, granito.....	NP3pe γ 2lmi	82
Morungaba-tipo A, granito.....	NP3s γ 3Amo	114
Morungaba-tipo I, granito.....	NP3s γ 2lmo	105
Natividade da Serra-tipo I, granito.....	NP3a γ 2lnas	122
Natividade da Serra-tipo S, granito.....	E α γ 4Sna	131
Nazaré Paulista, granito.....	NP3s γ 1Snp	95
Nhunguara, Formação; Grupo Votuverava; Supergrupo Açungui.....	MP1nh	23
Pai Matias, granito.....	E α γ 4Spm	131
Palermo, Formação; Grupo Guatá.....	P1p	137
Paraíba do Sul, Complexo.....	NPps	44
Paranaguá, Batólito – unidade de gnaisses e migmatitos.....	NP3pe γ 1lgm	81
Parati, granito; Suíte Getulândia.....	E1a γ 4lpt	130
Parati-Mirim, granito, Suíte Serra das Araras.....	NP3a γ 3Spm	124
Pariquera-Açu, Formação.....	N1pq	167
Passa Quatro, Complexo plutônico alcalino.....	K2 λ pq	153
Passa Vinte, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	MPpv	41
Pau Pedra, granito.....	NP3p γ 2pa	100
Pedra Branca, granito.....	NP3p γ 2lpe	101
Pedra Selada, granito.....	NP3e γ 1lps	97
Pica Pau, granito.....	NP3p γ pp	85
Pico do Itapeva, Formação.....	NP3E1i	128
Pico do Papagaio, Complexo granítico.....	NP3a γ 1lpp	119
Piedade-tipo I, granito.....	NP3p γ 2lpd	101
Piedade-tipo S, granito.....	NP3p γ 2Spd	102

Pilar do Sul, granito.....	NP3p γ 2Sps	102
Pindamonhangaba, Formação.....	Np	168
Pinhal-Ipuiúna, batólito.....	NP3s γ 1lpi	94
Pinheirinho, granito.....	NP3e γ 1pi	96
Piracaia, granito.....	NP3s γ 3Apc	114
Piragibu, Formação; Grupo São Roque.....	NP3srpi	68
Pirambóia, Formação.....	P3T1p	144
Pirapora do Bom Jesus, Formação – unidade carbonática; Grupo São Roque.....	NP3srpc	67
Pirapora do Bom Jesus, Formação – unidade vulcânica; Grupo São Roque.....	NP3srpv	65
Pirapora, granito.....	NP3p γ pr	85
Piririca, Formação; Supergrupo Açungui.....	MPpi	34
Poços de Caldas, Complexo plutônicoalcalino.....	K2 λ pc	151
Ponte Nova, Complexo plutônico alcalino básico-ultrabásico.....	K2 λ po	152
Ponte Nova-Paraibuna, granito.....	NP3a γ 1lpn	119
Portão, granito.....	NP3s γ 1po	92
Porunduva, granito.....	NP3p γ po	85
Presidente Prudente, Formação; Grupo Bauru.....	K2pp	159
Quatis, Formação.....	NP3E1q	125
Quatro Cantos, granito.....	NP3s γ 1Sqc	95
Quebra Cangalha, granito.....	NP3e γ 1Sqc	98
Quirino, Suíte.....	PP2q	10
Redenção da Serra, granito.....	NP3e γ 1Srs	98
Resende, Formação; Grupo Taubaté.....	Er	165
Ribeirão das Pedras, Formação; Grupo Votuverava; Supergrupo Açungui.....	MP1pe	22
Ribeirão do Óleo, granito.....	NP3a γ 1Sro	120
Rio Bonito, Formação; Grupo Guatá.....	P1rb	136
Rio Capivari, Complexo.....	A4PPr	4
Rio Claro, Formação.....	ENrc	166
Rio das Cobras, Formação.....	NPrC	56
Rio das Pedras, granito.....	NP3e γ rp	91
Rio do Rasto, Formação; Grupo Passa Dois.....	P3T1rr	142
Rio Grande da Serra, granito.....	NP3e γ 1Sgs	98
Rio Guaraú, granito.....	NP3pe γ 3Arg	84
Rio Negro, Complexo.....	NP2r γ 1lm	57
Rio Paraná, Formação; Grupo Caiuá.....	K2pa	160
Rio Piên, Suíte.....	NP3p γ 1lrp	88
Rio Pirituba, granito.....	NP3p γ 3Arp	116
Rio Turvo, granito.....	NP3a γ 2Srt	123
Rochas miloníticas.....	NP3ml	112
Roncador, granito.....	NP3e γ 1Sro	98
Sabaúna, granito.....	NP3e γ 1Ssu	98
Saival, granito; Complexo Três Córregos.....	NP3p γ 2Isa	101
Salmão, suíte; Complexo Socorro.....	NP3s γ 1lsm	94
Saltinho, suíte, Granito Itaóca.....	NP3p γ 3Ais	116
Salto, granito.....	NP3e γ 1Ssl	98
Samambaia, Formação.....	NP3E1s	126

Santa Blandina, granito.....	NP3p γ 3Abl	116
Santa Branca, granito.....	NP3e γ 1Ssb	98
Santa Catarina, Complexo Granulítico - unidade migmatítica.....	A4scm	3
Santa Catarina, granito.....	NP3e γ 1Ssc	98
Santa Isabel, granito.....	NP3e γ 2Isi	107
Santo Anastácio, Formação; Grupo Caiuá.....	K2sa	161
São Francisco Xavier, suíte.....	NP3s γ 2Cfx	104
São Francisco, granito.....	NP3s γ 3Asf	114
São Gonçalo do Sapucaí, Complexo.....	PPsg	13
São José do Rio Preto, Formação; Grupo Bauru.....	K2rp	158
São Miguel Arcanjo, granito.....	NP3p γ 3Asm	116
São Paulo, Formação; Grupo Taubaté.....	Esp	164
São Pedro de Caldas, charnockito; Suíte São José do Rio Pardo.....	NP3s γ 1Cpc	93
São Roque, granito.....	NP3s γ 1Isr	94
São Sebastião, granito.....	NP3a γ 1st	118
Serra Alta, Formação; Subgrupo Estrada Nova; Grupo Passa Dois.....	P23sa	140
Serra da Batéia, granito.....	NP3p γ 3Asb	116
Serra da Boa Vista, granito.....	NP3e γ bv	91
Serra da Boa Vista, granito.....	NP3p γ 2bv	100
Serra da Boa Vista, Formação; Subgrupo Lageado; Supergrupo Açungui.....	MPbv	40
Serra da Bocaina, granito.....	E1a γ 4Isb	130
Serra da Redenção, granito.....	NP3e γ 1Ssr	98
Serra das Andorinhas, Unidade - unidade metapelítica com contribuição carbonática; Supergrupo Açungui.....	MPsapc	29
Serra das Andorinhas, Unidade - unidade metapelítica; Supergrupo Açungui.....	MPsap	30
Serra das Andorinhas, Unidade -unidade carbonática; Supergrupo Açungui.....	MPsac	28
Serra de São Gonçalo, Suíte.....	PPssg	14
Serra do Alto da Pedra, granito.....	NP3p γ 2Sap	102
Serra do Barro Branco, granito.....	NP3s γ 1lbb	94
Serra do Cordeiro, granito.....	NP3pe γ 3Asc	84
Serra do Itaberaba, Grupo.....	MP2si	32
Serra do Jambeiro, granito.....	NP3e γ 1Ssj	98
Serra do Lopo, granito.....	NP3s γ 2sl	103
Serra do Palmital, granito.....	NP3e γ 1lsp	97
Serra do Pati, granito.....	NP3e γ 1Spa	98
Serra do Trabiju, granito.....	NP3e γ 1Str	98
Serra dos Coelhoos, granito.....	NP3s γ 1lsc	94
Serra dos Índios, granito.....	NP3p γ 2Ssi	102
Serra dos Lopes, granito.....	NP3p γ 2Ssl	102
Serra Geral, Formação - intrusivas básicas; Grupo São Bento.....	K1 δ sg	147
Serra Geral, Formação; Grupo São Bento.....	K1 β sg	146
Serra Negra, Complexo.....	A4sn	2
Serra Negra, Ortognaisse.....	PPsn	12
Serra Preta, granito.....	NP3s γ 1lsp	94
Serra Velha, granito.....	NP3p γ 3Asv	116
Sete Barras, granito.....	NP3e γ 1Sse	98

Sguario, granito.....	NP3p γ 3Asg	116
Sorocaba, granito.....	NP3s γ 2Iso	105
Suíte máfica tardiorogênica, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce.....	Ca δ 4	132
Suíte Mangerítica.....	NP3s γ 1Csm	93
Taguar, Complexo granítico gnáissico.....	MPs γ 1lt	31
Taiapuêba, granito.....	Ca γ 4Sta	131
Taipas, granito.....	NP3s γ 1lta	94
Tapiraí, granito.....	NP3p γ 1tp	87
Taquaral, granito.....	NP3e γ 1Stq	98
Tatuí, Formação; Grupo Guatá.....	P1tt	138
Teresina, Formação; Subgrupo Estrada Nova; Grupo Passa Dois.....	P3t	141
Terra Boa, granito.....	NP3p γ 2Stb	102
Terra Nova, granito.....	NP3s γ 3Atn	114
Tevere, granito.....	NP3p γ te	85
Tico-Tico, granito.....	NP3s γ 1Stt	95
Tremembé, Formação; Grupo Taubaté.....	Et	163
Três Barras, granito.....	NP3e γ 1Stb	98
Três Córregos, Complexo.....	NP3p γ 1lt	88
Três Córregos, Complexo (corpos sem denominação).....	NP3p γ 2lt	101
Três Lagos, granito.....	NP3e γ 1Stl	98
Tubarão, granito.....	NP3e γ 1Stu	98
Turvo, granito.....	NP3p γ 1Stu	89
Turvo-Cajati, Formação – unidade carbonática.....	NPtcm	52
Turvo-Cajati, Formação – unidade de xistos.....	NPtcx	55
Turvo-Cajati, Formação – unidade paragnáissica.....	NPtcp	54
Turvo-Cajati, Formação – unidade quartzítica.....	NPtcq	53
Ubatuba, charnockito.....	NP3a γ 2Cub	121
Vale do Rio Peixe, Formação; Grupo Bauru.....	K2vp	156
Vargem Grande, granito.....	NP3p γ 3vg	115
Varginha-Guaxupé Complexo – unidade granulítica basal.....	NPvg	62
Varginha-Guaxupé Complexo – unidade ortognáissica migmatítica intermediária.....	NPvog	63
Varginha-Guaxupé Complexo – unidade paragnáissica migmatítica superior.....	NPvm	64
Votupoca, granito.....	NP3pe γ 3Avo	84
Votuverava, Grupo - unidade metavulcanossedimentar; Supergrupo Açungui.....	MP1vovs	26
Votuverava, Grupo - unidade quartzítica; Supergrupo Açungui.....	MP1voq	25
Votuverava, Grupo - unidade terrígena; Supergrupo Açungui.....	MP1vox	24
Votuverava, Grupo -unidade terrígena; Supergrupo Açungui.....	MP1vot	27

A34atg - Complexo Amparo

MMP

O Complexo Amparo foi definido por Ebert (1967) para seqüências predominantemente parametamórficas de médio e alto grau, reconhecidas por Wernick (1965, 1967 a, b). Foi redefinido por Campos Neto e Basei (1983), Campos Neto *et al.* (1984 a, b) e Basei *et al.* (1986) como conjuntos de migmatitos estromáticos e flebíticos, ortoderivados, de composição tonalito-granodiorítica.

Apresenta contatos alóctones, através de um sistema de cavalgamentos, situando-o na base do [Complexo São Gonçalo do Sapucaí \(PPsg\)](#) e [Grupo Andrelândia](#). Contatos mais tardios por superfícies de deslocamento vertical com as mesmas unidades ocorrem nas Zonas de Cisalhamento Jacutinga e Natércia. É recoberto na região sul de afloramento pela pilha crustal da Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé. Enclaves dos migmatitos ocorrem no [Ortognaisse Serra Negra \(PPsn\)](#).

Ocorre como principal tipo litológico, migmatito ortoderivado a leucossomas e melanossomas bem desenvolvidos. São duas as principais estruturas migmatíticas, a estromática-flebítica e a nebulito-*schlieren*. Estas definem corpos extensos que se transicionam ou se justapõe tectonicamente.

Os leucossomas possuem composição trondhjemítica ou granítica, mais raramente granodiorítica, e constituem-se de oligoclásio, quartzo, microclínio e biotita. Os melanossomas constituem-se de biotita, hornblenda, plagioclásio e quartzo. Compreendem os mesossomas biotita e/ou hornblenda-biotita gnaiss de composição granodiorítica a tonalítica constituídos de oligoclásio, microclínio, quartzo, biotita e hornblenda. Corpos de anfibolito e xisto ultramáfico ocorrem como enclaves ou *boudins*.

Dados químicos indicam filiação calcialcalina para os migmatitos (Basei *et al.* 1986) e komatiítica para o xisto ultramáfico da região de Arcadas (SP) (Peloggia 1990).

Xenólitos de migmatitos Amparo dentro de ortognaises paleoproterozóicos evidenciam um evento orogênico no Arqueano associado à deformação e metamorfismo de grau alto (Campos Neto 1991). Anterior aos registros da Orogênese Brasileira reconhece-se ainda deformação acompanhada de metamorfismo no limite da anatexia que afetou contemporaneamente os [ortognaises Serra Negra \(PPsn\)](#), [Complexo São Gonçalo do Sapucaí \(PPsg\)](#) e [Suíte Serra de São Gonçalo \(PPssg\)](#). Durante o evento orogênico brasileiro desenvolveu-se, paralela ao plano-axial de nappes de dobramento e cavalgamento, uma foliação planar ou plano-linear que transpõe e recupera bandas anatéticas pretéritas.

Dados geocronológicos indicam idades arqueanas: 3414 ± 54 Ma (isócrona Pb-Pb - Basei 1984 *in*: Campos Neto 1991), $3024,1 \pm 9,1$ Ma e 2772 ± 26 Ma (U-Pb em zircão - Fetter *et al.* 2001); e idades paleoproterozóicas: 2470 Ma (U-Pb em zircão - Wernick e Oliveira 1986).

A4sn - Complexo Serra Negra

EDS

O Complexo Serra Negra, designado por Silva *et al.* (1981), ocorre como uma estreita faixa no extremo sul do estado de São Paulo, na divisa com o Paraná, sendo que diversos autores não o distinguem dos granulitos do *Complexo Granulítico de Santa Catarina (A4scg)* (eg. Siga Jr. 1995, Basei *et al.* 2000), não aflorantes no estado.

É representado por um conjunto de rochas ortoderivadas, metamorfas quase que exclusivamente na fácies granulito, raramente na fácies anfibolito e xisto verde (Kaul e Teixeira 1982).

Charnockitos, enderbitos, charnoenderbitos e opdalitos são as rochas que apresentam maior distribuição, podendo ocorrer dioritos, tonalitos e granodioritos gnáissicos. Também freqüentes são os gnaisses enderbíticos, sillimanita-biotita-muscovita gnaisses, granada-piroxênio gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e biotita-plagioclásio gnaisses. Migmatitos estromatíticos de paleossoma enderbítico, raros kinzigitos e metabasitos a metaultrabasitos ocorrem associados (Kaul e Teixeira 1982, Silva *et al.* 1981). Vasconcelos *et al.* (1999) descrevem na porção nordeste da área de afloramento do Complexo Serra Negra um franco predomínio de metagabros e metanortositos, incluindo hornblenda metagabros e anfibólitos xistos. Os metagabros possuem, como composição mineralógica, hornblenda, plagioclásio, epidoto, quartzo e opacos. Os metanortositos constituem litotipos subordinados aos metagabros, compostos por anortita, epidoto, quartzo, clorita, opacos e titanita.

Datações K-Ar realizadas em feldspatos das rochas charnockitoides do Complexo Serra Negra indicaram idades de 2530 ± 68 Ma e 2713 ± 130 Ma (Batolla Jr. *et al.* 1977).

A4scm - Complexo Granulítico Santa Catarina, unidade migmatítica

LZD

Referido inicialmente por Teixeira (1969) como Complexo Granítico Santa Catarina, foi redefinido como complexo granulítico por Hartmann *et al.* (1979). Aflora desde o norte do Cinturão Dom Feliciano (Basei 1985) próximo de Ibirama (SC) até Itatins (SP) passando por Tijucas do Sul e Morretes (PR).

Extensas exposições de biotita-(anfibólio) ortognaisses e migmatitos formam a chamada unidade migmatítica deste Complexo. São rochas que apresentam, em geral, composições granodiorítica, tonalítica, quartzo diorítica e diorítica e que por vezes, aparecem associadas a rochas granulíticas (Harara 2001), não aflorantes no estado de São Paulo.

Nas zonas de cisalhamento que cortam estas rochas, com padrões de direções WNW-ESE e NE-SW, são observados gnaisses cataclásticos e/ou miloníticos.

Na região entre Luís Alves e Barra Velha (SC), Figueiredo *et al.* (1997) em estudo geoquímico, sugerem que os granulitos básicos a intermediários fazem parte de uma seqüência calcialcalina co-magmática que teve como precursores magmáticos tholeiítos de alto-Al e granodioritos e tonalitos de alto-Al. Segundo Harara (2001), os ortognaisses granulíticos, ou não, máficos, intermediários e félsicos mostram afinidade com série calcialcalina-trondhjemítica; são metaluminosos e empobrecidos em U, Th, Rb.

Para a cristalização dos zircões nos protólitos magmáticos dos gnaisses granulíticos, Hartmann *et al.* (2000) obtiveram idade mínima de 2716 ± 17 Ma (U-Pb SHRIMP). Dois eventos metamórficos na fácies granulito (intercalados com um na fácies anfíbolito) foram datados por estes autores em 2,67 Ga e 2,17 Ga (U-Pb SHRIMP). O primeiro teria ocorrido sob $T \cong 800^{\circ}\text{C}$ e $P \cong 6$ kb e o último, sob $T = 800 \pm 50^{\circ}\text{C}$ e $P = 5-6$ kb (Fornari 1998).

Siga Jr. (1995) obteve, em zircões, idade U-Pb paleoproterozóica de 2247 ± 18 Ma possivelmente relacionada ao evento metamórfico na fácies anfíbolito. Harara (2001) obteve idade (U-Pb, zircões) de 2060 ± 6 Ma e Basei *et al.* (2000) obteve 2350 ± 30 Ma (U-Pb, zircões), ambos interpretando como épocas de atuação de metamorfismo granulítico.

Idades K-Ar em anfibólios e biotitas de granulitos apresentam duas concentrações, uma ao redor de 1800 Ma e outra entre 660 Ma e 620 Ma, indicando resfriamento e estabilidade tectônica desde o fim do Paleoproterozóico até o Neoproterozóico (Siga Jr. 1995, Harara 2001).

A4PPr - Complexo Rio Capivari

EDS

O Complexo Rio Capivari foi definido por Fernandes (1991) e individualizado entre as cidades de São José dos Campos e Paraibuna. Representa o embasamento do Complexo Embu, com o qual ocorre intercalado na forma de estreitas faixas concordantes com a estruturação.

O Complexo Rio Capivari é caracterizado por migmatitos com mesossoma de biotita-hornblenda gnaisses de composição quartzo diorítica-tonalítica, com duas gerações de neossomas, sendo o mais antigo trondhjemítico ou granodiorítico, cinza, e o mais jovem granítico, róseo. Anfibolitos e, mais raramente, rochas calcissilicáticas ocorrem em meio a estas rochas. Ortognaisses de aspecto mais homogêneo, localmente mais migmatíticos, e de composição granítica a tonalítica são abundantes e se associam aos migmatitos (Fernandes 1991).

Fernandes (1991) reconheceu estruturas referentes a quatro fases de deformação afetando as rochas do Complexo Rio Capivari. A terceira fase, principal neste conjunto, é a responsável pela geração de dobras apertadas a isoclinais, com espessamento nos ápices.

Babinski *et al.* (2001), analisando diferentes porções dos migmatitos do Complexo Rio Capivari, através do método U-Pb SHRIMP, obtiveram para o paleossoma uma idade de 2004 ± 13 Ma. Determinações Sm-Nd forneceram idades T_{DM} de aproximadamente 2,9 Ga, sugerindo uma idade arqueana para os protólitos destas rochas. Idades neoproterozóicas, embora imprecisas, indicam a presença de um evento metamórfico em ca. 600 Ma. Tanto o neossoma cinza como o róseo teriam se formado por fusão *in situ* do paleossoma durante o mesmo evento metamórfico, porém o róseo em fases tardias deste processo (Babinski *et al.* 2001).

PPc - Unidade Cachoeira

LZD

A Unidade Cachoeira, aflorante na divisa com o estado do Paraná, foi originalmente definida por Silva *et al.* (1981). Nela ocorrem sericita-tremolita e quartzo xistos, sericita-biotita-clorita xistos, filitos, quartzitos e *metacherts* (Silva *et al.* 1981). Vasconcelos *et al.* (1999) não excluíram a possibilidade da ocorrência de metaultramáficas (metaugititos, metapiroxenitos, melagabros e xistos magnesianos), máficas (anfíbolitos e metabasitos) e clorita xistos, interpretados por Silva (1981) como prováveis komatiítos pretéritos, embora não tenham sido descritas texturas típicas *spinifex* e *pillow* lava devido ao seu alto grau de alteração. A maioria dos xistos magnesianos deriva de komatiítos peridotíticos e os anfíbolitos originam-se de basaltos tholeiíticos.

Estudos geoquímicos indicaram presença de Cu, Pb, Zn, Cd e As, e de Co, Ni, Cr e Fe, em sedimento de corrente, ao lado de Au e cromita, em concentrados de batéia. Estas assinaturas indicam caráter metavulcanossedimentar, com possíveis protólitos vulcânicos máficos e ultramáficos (Vasconcelos *et al.* 1999).

A seqüência é condicionada por notável zona de cisalhamento transcorrente sinistral que atinge o corpo em toda sua porção oeste. O metamorfismo evidenciado é da fácies xisto verde, às vezes alcançando a fácies anfíbolito (Silva *et al.* 1981).

A natureza clástica e a presença de metaultramáficas sugerem sua gênese numa zona de instabilidade da infra-estrutura crustal arqueana, de natureza siálica, abaixo da qual o manto, fornecedor de magma komatiítico, estaria próximo da superfície (Silva *et al.* 1981).

Garimpos de ouro ocorrem nesta unidade.

PP2atgo - Complexo Atuba, unidade de augen gnaisses

LZD

As rochas gnáissico-migmatíticas, paleoproterozóicas, aflorantes porção central da Folha Curitiba, com direção geral NE-SW, foram englobadas sob a denominação Complexo Atuba por Siga Jr. *et al.* (1995). A presente unidade aflora como um pequeno corpo alongado na direção NE-SW, no núcleo do Antiforme do Setuva, em contato com rochas da [unidade de gnaisses bandados \(PP2atgb\)](#).

Trata-se de biotita gnaisses e biotita-hornblenda gnaisses de granulação grossa, cinza a avermelhados, com porfiroclastos de K-feldspato. A matriz apresenta granulação fina a média e as texturas variam de porfiroclásticas a finamente bandadas, com faixas que mostram variação, tanto na taxa de deformação, quanto na composição mineral. A foliação corresponde a uma superfície milonítica importante, que registra estiramento mineral e sombras de pressão nas bordas dos porfiroclastos (Silva *et al.* 1999).

As rochas do Complexo Atuba mostram, em nível mesoscópico, xistosidade e bandamento gnáissico e/ou foliação milonítica ou protomilonítica de orientação essencialmente NE, com características que sugerem deformação controlada, principalmente por cisalhamento dúctil, com transporte de NW para SE (Siga Jr. *et al.* 1996). Na região de Curitiba, predomina a orientação N70-80E da foliação, associada à lineação mineral de atitude média N70E/13° (Silva *et al.* 1999). Estão presentes dobras, provavelmente cilíndricas da foliação principal, orientadas segundo NE-SW.

PP2atgb - Complexo Atuba, unidade de gnaisses bandados

LZD

As rochas gnáissico-migmatíticas, paleoproterozóicas, aflorantes na porção central da Folha Curitiba, com direção geral NE-SW, foram englobadas sob a denominação Complexo Atuba por Siga Jr. *et al.* (1995). A unidade de gnaisses bandados é representada por dois conjuntos de corpos, um a NNE de Curitiba e outro, de maior área, a norte da cidade de Guaraqueçaba, PR.

Predominam, no corpo leste, biotita e biotita-hornblenda gnaisses bandados miloníticos (Vasconcelos *et al.* 1999). No corpo oeste, Silva *et al.*, (1999) descreveram gnaisses bandados, caracterizados pela alternância de biotita, gnaisses finos com bandas quartzo-feldspáticas, biotita gnaisses porfiroclásticos, gnaisses graníticos leucocráticos, anfibolitos de granulação fina e, subordinadamente, cianita-biotita-muscovita gnaisses de granulação média. Na mesma região, Kaulfuss (2001) identificou milonitos e protomilonitos de composições sienograníticas, monzograníticas e granodioríticas.

As rochas do Complexo Atuba mostram, em nível mesoscópico, xistosidade e bandamento gnáissico e/ou foliação milonítica/protomilonítica (predominante no corpo oeste), de orientação essencialmente NE, com características que sugerem deformação controlada, principalmente por cisalhamento dúctil, com transporte de NW para SE (Siga Jr. *et al.* 1996). Na região de Curitiba, predomina a orientação N70-80E da foliação, associada à lineação mineral de atitude média N70E/13° (Silva *et al.* 1999). Estão presentes dobras, provavelmente cilíndricas da foliação principal, orientadas segundo NE-SW. A norte do corpo oeste, ocorre importante zona de cisalhamento, de direção N70W/60NE (Kaulfuss 2001).

No corpo oeste, idades U-Pb em zircões de gnaisses miloníticos com intemperismo indicaram uma idade imprecisa de 3048 ± 170 Ma, para heranças arqueanas, e 569 ± 16 Ma, para sobrecrecimentos neoproterozóicos (Kaulfuss 2001).

PP2ati - Complexo Atuba, Gnaiss Itapeúna

LZD

As rochas gnáissico-migmatíticas, paleoproterozóicas, aflorantes porção central da Folha Curitiba, com direção geral NE-SW, foram englobadas sob a denominação Complexo Atuba por Siga Jr. *et al.* (1995). O Gnaiss Itapeúna ocorre como um extenso corpo alongado, de direção ENE-WSW, a sul das zonas de cisalhamento de Cubatão e Itariri, que promovem seu contato com rochas da [unidade milonítica \(NPem\)](#), [unidade quartzítica \(NPeg\)](#) e [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu.

Predominam rochas granito-gnáissicas, de composição granodiorítica a monzogranítica, com diques dioríticos, às vezes rompidos como enclaves. Onde as rochas estão mais misturadas, predomina material gnáissico bandado muito segregado, com intercalações centimétricas de faixas máficas e bandas decimétricas definidas pela intercalação de filmes máficos com faixas félsicas. As rochas encontram-se bastante deformadas e próximo da Zona de Cisalhamento Itariri, mostram-se mais foliadas, com enclaves mais deformados, até porções totalmente miloníticas, apresentando texturas protomiloníticas. A foliação milonítica tem orientação E-W/75N com estiramento mineral (feldspatos) N80W/25°. Nos locais onde a rocha está mais deformada, a foliação se caracteriza por um bandamento gnáissico de direção principal N40E/42NW. A foliação principal se mostra subvertical e as faixas miloníticas se apresentam sub-horizontais. As lineações minerais estão dispersas (Passarelli 2001).

As rochas graníticas indicam caráter metaluminoso e as gnáissicas, metaluminoso a peraluminoso. Com teores de 65 a 68% de SiO₂, as gnáissicas são mais enriquecidas em Ba, Rb, Sr e Zr em relação às graníticas.

Análises U-Pb em zircões de biotita monzogranito indicaram, como idade mínima de formação destas rochas, 2151 ± 62 Ma. A idade máxima, 2197 ± 41 Ma, foi resultado da análise U-Pb em zircões de biotita monzogranito mesocrático protomilonítico (Passarelli 2001). Vasconcelos *et al.* (1999) obtiveram a idade de 634 ± 26 Ma, pelo método U-Pb, em zircões, interpretada como idade de anatexia.

PP2atg - Complexo Atuba, unidade gnáissica

LZD

As rochas gnáissico-migmatíticas, paleoproterozóicas, aflorantes porção central da Folha Curitiba, com direção geral NE-SW, foram englobadas sob a denominação Complexo Atuba por Siga Jr. *et al.* (1995). A unidade gnáissica aflora com formato retangular alongado na direção NE-SW, sendo a maior das unidades deste complexo. A sua porção central constitui o embasamento da Bacia de Curitiba.

Predominam epidoto gnaisses tonalíticos finos, biotita-hornblenda gnaisses finos a médios, biotita gnaisses finos leuco a mesocráticos, hornblenda gnaisses, migmatitos paraderivados e estromáticos. Intercalam-se lentes de metabásicas e, menos freqüentes, de metaultrabásicas serpentinizadas (como bandas paralelas à foliação milonítica), além de pegmatitos hololeucocráticos miloníticos de granulação média (Silva *et al.* 1999).

As rochas do Complexo Atuba mostram, em nível mesoscópico, xistosidade e bandamento gnáissico e/ou foliação milonítica/protomilonítica, de orientação essencialmente NE, com características que sugerem deformação controlada, principalmente por cisalhamento dúctil, com transporte de NW para SE (Siga Jr. *et al.* 1996). Na região de Curitiba, predomina a orientação N70-80E da foliação, associada a lineação mineral de atitude média N70E/13° (Silva *et al.* 1999). Estão presentes dobras, provavelmente cilíndricas da foliação principal, orientadas segundo NE-SW.

A respeito das idades dos litotipos, os resultados da análise Sm-Nd (T_{DM}) indicaram 3068 ± 22 Ma para derivação dos protólitos crustais do manto superior. O método U-Pb convencional, realizado em zircões de mesossomas de biotita-anfibólio gnaisses, apontou 2179 ± 8 Ma (Kaulfuss 2001). Pelo mesmo método Siga Jr. (1995) obteve nesta unidade idade de 2138 ± 6 Ma. O método U-Pb SHRIMP resultou, para zircões dos mesmos mesossomas, idades de 2700 Ma, 2162 ± 20 Ma, 2164 ± 25 Ma e 556 ± 48 Ma. Percebe-se assim, um registro, em zircões, tanto da fase de derivação mantélica, como de formação das rochas e metamorfismo ocorridos no final do Neoproterozóico (Kaulfuss 2001).

PP2q – Suíte Quirino

BBT

Essa unidade foi definida originalmente por Machado (1984), no Estado do Rio de Janeiro na porção oriental da folha Volta Redonda (escala 1:250.000). Trabalhos posteriores são de Heilbron (1991, 1993), Machado *et al.* (1996), Valladares (1996), Valladares *et al.* (1997), Oliveira *et al.* (1999). No Estado de São Paulo as rochas dessa unidade afloram no extremo leste, numa pequena porção localizada na divisa com o Rio de Janeiro.

Hornblenda gnaisses, hornblenda biotita gnaisses e biotita granitóides homogêneos são os litotipos predominantes. Rochas anfíbolíticas ocorrem localmente. Heilbron (1993) reconheceu duas associações principais, uma de composição granodiorítica a tonalítica e outra de composição monzonítica a granodiorito-granítica. Valladares (1996) subdivide os ortognaisses em granodioríticos calcialcalinos, interpretados como pré-colisionais, e graníticos de alto potássio, enriquecidos em elementos LILE, também calcialcalinos, interpretados como pós-colisionais.

Os ortognaisses dessa unidade possuem estruturas internas variáveis, localmente caracterizadas por bandamento gnáissico espesso (centimétrico), ou foliação relativamente homogênea (Machado 1984). Essas estruturas têm atitude preferencialmente subhorizontal com mergulhos variáveis, exceto nas proximidades de zonas de cisalhamento onde a foliação e o bandamento tendem à vertical. Em termos regionais, o contato dos ortognaisses com as rochas supracrustais são invariavelmente tectônicos (Machado 1984, Heilbron 1993).

Dados isotópicos U-Pb em zircões indicaram idades de 2,17 e 2,18 Ga, interpretadas como idades de cristalização dos protólitos, e idades mais antigas em torno de 2,85-2,98 Ga relacionadas à herança crustal (Machado *et al.* 1996, Valladares 1996). Pela mesma metodologia, dois eventos posteriores de retrabalhamento são reconhecidos, um mais antigo, a cerca de 2 Ga (Schmitt *et al.* 1999, Zimbres *et al.* 1990, Valladares *et al.* 1996), e um mais recente atribuído ao ciclo Brasileiro, em torno de 0.6 a 0.5 Ga (Machado *et al.* 1996, Valladares *et al.* 1997).

PP2ita - Complexo Itatins

LZD

O Complexo Itatins foi assim denominado em Silva *et al.* (1977), ocorrendo como um corpo de formato irregular, no litoral sul de São Paulo, com a cidade de Peruíbe na sua porção leste.

Predominam no complexo granulitos enderbíticos a charnoenderbíticos de estrutura gnáissica e textura média a grossa, granoblástica, inequigranular. Contêm principalmente hiperstênio, plagioclásio, biotita titanífera, microclínio, quartzo e hornblenda. São rochas migmatíticas, caracterizadas por xenólitos e *boudins* de rochas básicas granulíticas. Ocorrem também kinzigitos e gnaisses kinzigíticos (sillimanita-biotita-granada gnaisses) com anfibólitos, metabasitos e rochas calcissilicáticas. Existem ainda migmatitos com paleossomas onde predominam biotita e biotita-hornblenda gnaisses, homogêneos e bandados, e neossomas graníticos, acinzentados, com granada, plagioclásio e biotita (Picanço *et al.* 1998). O *trend* estrutural geral tem direções N60-30W, variando para E-W (Picanço 1994).

Os granulitos indicaram idade imprecisa de 607 ± 136 Ma (Sm-Nd em plagioclásio, biotita e piroxênio), além de idade-modelo de 2520 Ma (Sm-Nd T_{DM}) (diferenciação mantélica). Também apontaram 2173 ± 18 Ma (U-Pb SHRIMP em zircões) como provável época do metamorfismo granulítico. Os gnaisses kinzigíticos indicaram idades de 601 ± 32 Ma e 582 ± 22 Ma (Rb-Sr em plagioclásio, biotita, granada e rocha total). Uma idade mista de 1470 Ma foi obtida em rocha total pelo método Sm-Nd (Picanço *et al.* 1997).

O Complexo Itatins possui uma história evolutiva policíclica, onde seu protólito crustal teria se diferenciado a 2520 Ma e o metamorfismo ocorrido a 2200 Ma (mínimo de 759°C). A idade de 656 Ma (K-Ar em anfibólitos), obtida por Picanço (1994) pode corresponder ao metamorfismo anfibolítico alto (600-650°C), descrito por Azevedo Sobrinho (1995). A estabilização tectônica ocorreria entre 580 e 590 Ma (K-Ar em biotitas) (Picanço 1994).

Exploração de rocha ornamental ocorre no Complexo Itatins.

PPsn – Ortognaisse Serra Negra

MMP

O ortognaisse Serra Negra ocorre como corpos alongados associados ao Complexo Amparo, no qual devem ser intrusivos, mas contatos tectônicos obliteram esta relação. Foram parcialmente mapeados por Artur (1980), Campanha *et al.* (1983 a, b), Sad e Barbosa (1983), Campos Neto *et al.* (1984 a), Basei *et al.* (1986), Zanardo (1987) e por Peloggia (1990).

Segundo Campos Neto (1991) são (hornblenda)-biotita leucogranitóides gnáissicos, parcialmente migmatíticos compreendidos em uma série calcialcalina relativamente expansiva, com composição que varia de quartzo-diorito a granito 3B, com predominância de termos tonalíticos. As rochas são homogêneas e/ou listradas, foliadas e equigranulares, de granulação média a médio-fina. Os termos tonalito-granodioríticos são cinzas a cinza rosados. A textura granoblástica guarda, com frequência, vestígios preservados de textura hipidiomórfica primária. No geral o plagioclásio é oligoclásio, subordinadamente andesina e o feldspato potássico é o microclínio, por vezes pertítico. Nos tonalitos o microclínio é intersticial enquanto que nos termos graníticos eles constituem cristais idiomórficos. Submetido a condições de anetexia, o ortognaisse Serra Negra apresenta, por vezes, estruturas migmatíticas estromáticas, mas subordinadas ao paleossoma ortognáissico. As bandas de leucossoma, lenticulares ou contínuas, têm composição ora trondhemítica, ora granítica e apresentam envelope máfico delgado enriquecido em biotita com ou sem hornblenda. A anetexia quando intensa, gera estruturas estromático-flebíticas, dictioníticas e mobilizados nebulíticos.

Análises isotópicas U-Pb em zircões posicionam esta unidade no intervalo entre 2136 ± 8 Ma (Fetter *et al.* 2001) e 2070 ± 84 Ma (Campos Neto 2002).

PPsg - Complexo São Gonçalo do Sapucaí

MMP

Ocorre na região de São Gonçalo do Sapucaí (MG), estendendo-se para oeste nas regiões de Congonhal, Ouro Fino e Itapira (SP), e para leste na região de Campanha (MG). Já foi descrito como correlato ao Grupo Barbacena (Ebert 1984), Complexo Amparo (Cavalcante *et al.* 1979) e Complexo Silvianópolis (Silva *et al.* 1988). Perrotta *et al.* (1989) e Perrotta (1991) individualizaram esta unidade reconhecendo duas associações litológicas distintas, os ortognaisses homogêneos e a seqüência bandada.

Observam-se contatos alóctones por cavalgamentos com conjuntos litológicos dos Grupos [Andrelândia](#) e Carrancas, [Complexo Amparo \(A34atq\)](#), e com a [Suíte Serra de São Gonçalo \(PPssg\)](#), sendo que com o último (mais jovem) apresentam, localmente, relações de contato intrusivo. Contatos por superfícies de deslocamento subvertical com o [Grupo Andrelândia](#) e [Suíte Serra de São Gonçalo \(PPssg\)](#) ocorrem na Zona de Cisalhamento Transcorrente de Três Corações.

Os ortognaisses homogêneos compreendem (hornblenda)-biotita gnaisses granodiorito-tonalíticos leucocráticos de granulação média. Ocorrem feições anatéticas conferidas por bandas estromáticas de leucossoma granodiorítico. Caracteriza a seqüência bandada uma alternância de bancos centimétricos a métricos de biotita e/ou hornblenda gnaisses diorito-tonalíticos de granulação fina. Associam-se subordinadamente bancos ou lentes de quartzito, turmalinito e xisto grafitoso. Sugerem associações clasto-químicas e vulcanogênicas (Perrotta 1991). Em ambos conjuntos litológicos associam-se bancos anfíbolíticos concordantes, ora biotita-quartzo anfíbolitos, ora granada-quartzo anfíbolitos.

A mineralogia dos gnaisses compreende oligoclásio e/ou andesina (raramente antipertíticos), quartzo, biotita, hornblenda e microclínio. Ocorrem como acessórios, zircão, titanita, apatita, allanita, opacos, clinozoizita, carbonatos e muscovita/sericita.

Quimicamente os litotipos definem *trends* calcioalcalinos de arco magmático maduro, mas parte dos anfíbolitos assemelha-se a séries tholeiíticas (Perrotta 1991).

Encontra-se deformado e submetido a metamorfismo de grau alto anteriormente ao evento orogênico brasileiro. Neste evento desenvolveu-se uma foliação planar ou plano-linear, correspondente ao bandamento metamórfico e à transposição de bandas anatéticas pretéritas. Esta foliação é paralela ao plano-axial de nappes de dobramento e cavalgamento responsáveis pela justaposição tectônica dos conjuntos ortognaissicos paleoproterozóicos e as seqüências supracrustais neoproterozóicas.

Fetter *et al.* (2001) encontraram idades Paleoproterozóicas ($2118,6 \pm 5,7$ Ma - U-Pb convencional em zircão) em ortognaisses da região de São Gonçalo do Sapucaí.

Depósitos auríferos, em filões e veios de quartzo *stockwork*, em camadas e filões, ou em disseminações nos gnaisses foram explorados na seqüência bandada.

PPsg - Suíte Serra de São Gonçalo

MMP

Definida no Estado de Minas Gerais em Perrotta (1991), a suíte Serra de São Gonçalo ocorre no Estado de São Paulo na região de Águas de Lindóia. Já foi descrita como correlata ao Grupo Barbacena (Ebert 1984), Complexo Amparo (Cavalcante *et al.* 1979, Perrotta 1991) e Complexo Silvanópolis (Silva *et al.* 1988).

Os contatos, sempre tectônicos com o Grupo Andrelândia, se fazem por cavalgamentos e degenerações de flancos inversos de nappes anticlinais, ou ainda por zonas de cisalhamento transcorrentes. Com os Complexos São Gonçalo do Sapucaí e Amparo os contatos podem ser tectônicos ou intrusivos.

Compreende (hornblenda)-biotita ortognaisse ocelar de composição granítica ou granodiorítica cinza ou rosado. Associam-se bancos de anfibolito locais. Feições anatéticas locais materializadas em migmatito estromático, dictionítico, *schlieren* e nebulítico podem evoluir para intensa fusão local com geração de corpos de granito gnáissico homogêneo.

O ortognaisse ocelar apresenta matriz de granulação média e composição tonalítica a granítica na qual dispõem-se megacristais de microclínio ou aglomerados policristalinos de microclínio e quartzo, estirados e recristalizados. Constam da composição mineralógica quartzo recristalizado, microclínio pertítico, oligoclásio, biotita, hornblenda e como acessórios, allanita, titanita, granada, apatita, clinozoizita, clorita, carbonatos, mica branca e opacos.

Encontra-se deformado e submetido a metamorfismo de grau alto anteriormente ao evento orogênico brasileiro. Neste evento desenvolveu-se uma foliação planar ou plano-linear, correspondente ao bandamento metamórfico e à transposição de bandas anatéticas pretéritas. Esta foliação é paralela ao plano-axial de nappes de dobramento e cavalgamento responsáveis pela justaposição tectônica dos conjuntos ortognáissicos paleoproterozóicos e as seqüências supracrustais neoproterozóicas.

Uma idade de $609,1 \pm 1,8$ Ma (U-Pb em monazita - Fetter *et al.* 2001) data o metamorfismo brasileiro.

PPamm - Complexo Apiaí Mirim, unidade migmatítica

LZD

O Complexo Apiaí Mirim, definido por Chiodi Filho *et al.* (1983), aflora a SSW do Estado de São Paulo, entre Capão Bonito e Ribeirão Branco, como janelas de embasamento em meio a rochas granitóides do Complexo Três Córregos, dispostas numa faixa orientada NE-SW.

A [unidade migmatítica \(PPamm\)](#) aflora em sua maior parte como blocos e matacões e é composta por (hornblenda)-biotita ortognaisses e migmatitos que, por vezes, apresentam estruturas migmatíticas mais evoluídas como *schlieren* e nebulítica. São rochas de granulação média a grossa, de coloração cinza claro, de composições quartzo monzodiorítica, quartzo monzonítica e granodiorítica onde se destacam megacristais de K-feldspato róseos em quantidades variáveis (Gimenez Filho 1993, Theodorovicz *et al.* 1986).

Gimenez Filho (1993) datou amostras dos enclaves na [unidade de augen gnaisses \(PPamaq\)](#), pelo método Rb-Sr, em rocha total, e obteve idades de 1801 ± 38 e 1790 ± 86 Ma. Nos *augen* gnaisses, através do método U-Pb em zircões, foi obtida uma idade imprecisa de 1,86 Ga.

PPamag - Complexo Apiaí Mirim, unidade de augen gnaisses

LZD

O Complexo Apiaí Mirim, definido por Chiodi Filho *et al.* (1983), aflora a SSW do Estado de São Paulo, entre Capão Bonito e Ribeirão Branco, como janelas de embasamento em meio a rochas granitóides do Complexo Três Córregos, dispostas numa faixa orientada NE-SW.

A unidade de augen gnaisses (PPamag) deste Complexo é formada por *augen* gnaisses que afloram como matacões e que apresentam enclaves gnáissicos e, mais raramente, veios graníticos róseos.

Os *augen* gnaisses são rochas de coloração cinza claro a médio, de composição quartzo diorítica a quartzo monzodiorítica; podem apresentar veios róseos sienograníticos e, mais raramente, pegmatíticos (Gimenez Filho 1993, Theodorovicz *et al.* 1986).

Os enclaves são compostas essencialmente por gnaisses de granulação fina a média, coloração cinza escuro a preta e de composição quartzo diorítica a quartzo monzodiorítica. Alguns termos litológicos parecem evidenciar uma mistura entre os enclaves e os *augen* gnaisses, apresentando aspecto bandado, com alternância irregular de bandas milimétricas a centimétricas, claras e escuras (Gimenez Filho 1993).

Gimenez Filho (1993) datou amostras dos enclaves desta unidade pelo método Rb-Sr, em rocha total, e obteve idades de 1801 ± 38 e 1790 ± 86 Ma. Nos *augen* gnaisses, através do método U-Pb, em zircões, foi obtida a idade imprecisa de 1,86 Ga.

PPam μ - Complexo Apiaí Mirim, unidade metaultramáfica

LZD

O Complexo Apiaí Mirim, definido por Chiodi Filho *et al.* (1983), aflora a SSW do Estado de São Paulo, entre Capão Bonito e Ribeirão Branco, como janelas de embasamento em meio a rochas granitóides do Complexo Três Córregos, dispostas numa faixa orientada NE-SW.

Nesta unidade ocorrem anfibolitos associados a anfibólio xistos e metaultramáficas. Normalmente os anfibolitos apresentam estrutura maciça a foliada, granulação fina a média, coloração preta esverdeada e porções onde se concentra plagioclásio cinza porfírico. As rochas metaultramáficas são essencialmente hornblenditos a clinopiroxênio e biotita (Theodorovicz *et al.* 1986, Campanha e Sadowski 1999).

Gimenez Filho (1993) datou amostras dos enclaves na [unidade de augen gnaisses \(PPamag\)](#), pelo método Rb-Sr, em rocha total, e obteve idades de 1801 ± 38 e 1790 ± 86 Ma. Nos *augen* gnaisses, através do método U-Pb em zircões, foi obtida a idade imprecisa de 1,86 Ga.

PPams - Complexo Apiaí Mirim, unidade metassedimentar

LZD

O Complexo Apiaí Mirim, definido por Chiodi Filho *et al.* (1983), aflora a SSW do Estado de São Paulo, entre Capão Bonito e Ribeirão Branco, como janelas de embasamento em meio a rochas granitóides do Complexo Três Córregos, dispostas numa faixa orientada NE-SW.

A [unidade metassedimentar \(PPams\)](#) é constituída por gnaisses intercalados com mármore, quartzitos, mica xistos, quartzo xistos, xistos gnaissóides, rochas calcissilicáticas e paranfibolitos que, por vezes, podem atingir dimensões mapeáveis.

Os quartzitos podem ser finos, puros a ferruginosos, ou médios a grossos feldspáticos, por vezes micáceos. Estes últimos são, em geral, associados a micaxistos e quartzo micaxistos e mostram intercalações de metapelitos. Os ferruginosos, por vezes, apresentam magnetita e outros óxidos de ferro, podendo ser considerados formações ferríferas e os mais puros, muitas vezes associados a rochas calcissilicáticas, são interpretados como possíveis metacherts. Os quartzitos, em geral, mostram textura granoblástica e foliação bem desenvolvida, além de bandamento lenticular e transposto. As calcissilicáticas e mármore, intensamente recristalizados, têm dolomita, diopsídio e flogopita em sua composição. Apresentam segregação metamórfica, com níveis com muscovitas, e bandamento evidenciado pela alternância de metassedimentos e material granítico. Paranfibolitos, relacionados às calcissilicáticas, são afetados pela intrusão do [granitóide Capote \(NP3p/2lct\)](#) que chega a imprimir feições migmatíticas localizadas; hornblenda e diopsídio são minerais principais (Theodorovicz *et al.* 1986, Gimenez Filho 1993).

Gimenez Filho (1993) datou amostras dos enclaves na [unidade de augen gnaisses \(PPamag\)](#), pelo método Rb-Sr, em rocha total, e obteve idades de 1801 ± 38 e 1790 ± 86 Ma. Nos *augen* gnaisses, através do método U-Pb em zircões, foi obtida, uma idade imprecisa de 1,86 Ga.

MP1acq - Formação Água Clara, unidade quartzítica – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Água Clara foi definida originalmente por Marini *et al.* (1967), inserida no Supergrupo Açungui. Aflora na região Sudoeste de São Paulo, como uma faixa alongada de direção NE-SW.

A unidade quartzítica da Formação Água Clara é formada por quartzitos finos a médios, pouco friáveis, selecionados, às vezes maciços, que ocorrem como lentes de até 1 metro de espessura. Apresentam poucos grãos estirados e raramente arredondados. Quando impuros, observa-se foliação (Kops 1994).

A Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico, raramente ácido (Fiori 1990, Kops 1994). As rochas desta formação teriam sofrido metamorfismo de grau médio, gradando de E para W, da zona da actinolita para a do diopsídio (Almeida *et al.* 1986, Almeida 1989). A primeira fase gerou foliação principal, xistosidade, e nos anfíbolitos, atingiu parte superior do grau fraco. A segunda fase, com realinhamento e recristalização de quartzo, muscovita e clorita, causou crenulação da foliação. A terceira, associada às zonas de cisalhamento de alto ângulo, gerou foliação variando de protomilonítica a clivagem ardosiana (Kops 1994). Metamorfismo de contato está representado por hornfels, foliados, com anfíbólio, epidoto e carbonato, próximos aos contatos com Complexo Três Córregos.

Geoquímica de anfíbolitos indicou fonte rica em elementos incompatíveis e terras raras leves, característica de manto tipo subcontinental (E-MORB) (Reis Neto 1994).

MP1acx - Formação Água Clara, unidade de xistos – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Água Clara foi definida originalmente por Marini *et al.* (1967), inserida no Supergrupo Açungui. Aflora na região Sudoeste de São Paulo, como uma faixa alongada de direção NE-SW.

A unidade de xistos da Formação Água Clara é constituída por mica xistos, quartzo-mica xistos, cálcio xistos e, subordinadamente, xistos grafitosos. Os quartzo-mica xistos são compostos por quartzo, muscovita, clorita e também biotitas porfiroblásticas mais raras; a granulação é média a grossa e a foliação é tipicamente xistosa. Os mica xistos são finos a médios e são compostos basicamente por muscovita e biotita. Os cálcio xistos mostram granulação média a grossa, muscovita e carbonato compondo a matriz de granulação média, sendo a muscovita a responsável pela foliação xistosa; os sulfetos aparecem em abundância, principalmente piritas. Por fim, os xistos grafitosos aparecem como lentes intercaladas nos mica xistos, são finos a médios e apresentam muscovita e grafita como minerais constituintes (Silva *et al.* 1999, Kops 1994).

Quartzitos selecionados e pouco friáveis aparecem intercalados na unidade de xistos (Silva *et al.* 1999) que, quando constituem corpos mapeáveis, foram englobados na [unidade quartzítica \(MP1acq\)](#).

A Formação Água Clara esta possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico, raramente ácido (Fiori 1990, Kops 1994). As rochas desta formação teriam sofrido metamorfismo de grau médio, gradando de E para W, da zona da actinolita para a do diopsídio (Almeida *et al.* 1986, Almeida 1989). A primeira fase gerou foliação principal, xistosidade, e nos anfibolitos, atingiu parte superior do grau fraco. A segunda fase, com realinhamento e recristalização de quartzo, muscovita e clorita, causou crenulação da foliação. A terceira, associada às zonas de cisalhamento de alto ângulo, gerou foliação variando de protomilonítica a clivagem ardosiana (Kops 1994). Metamorfismo de contato está representado por hornfels, foliados, com anfibólio, epidoto e carbonato, próximos aos contatos com Complexo Três Córregos.

Geoquímica de anfibolitos indicou fonte rica em elementos incompatíveis e terras raras leves, característica de manto tipo subcontinental (E-MORB) (Reis Neto 1994).

MP1acc - Formação Água Clara, unidade carbonática – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Água Clara foi definida originalmente por Marini *et al.* (1967), inserida no Supergrupo Açungui. Aflora na região Sudoeste de São Paulo, como uma faixa alongada de direção NE-SW.

A unidade carbonática da Formação Água Clara é formada por mármore calcíticos impuros e puros, por vezes bandados, que mostram acamamento reliquiar. Os impuros são os mais comuns, apresentam granulação média, localmente grossa e camadas sulfetadas. Os puros aparecem como lentes intercaladas nos mármore impuros, mostram granulação média a grossa e raramente são piritosos. A unidade apresenta intercalações de ortoanfibolitos, anfibólio xistos e carbonato anfibolitos. Além destes litotipos, ocorrem rochas calcissilicáticas, foliadas, com diopsídio, plagioclásio, quartzo, biotita e olivina (Kops 1994, Frascá *et al.* 1990, Fiori 1990).

A Formação Água Clara está possivelmente relacionada a um ambiente de sedimentação de águas normalmente rasas, associado a uma plataforma continental, com vulcanismo básico, raramente ácido (Fiori 1990, Kops 1994). As rochas desta formação teriam sofrido metamorfismo de grau médio, gradando de E para W, da zona da actinolita para a do diopsídio (Almeida *et al.* 1986, Almeida 1989). A primeira fase gerou foliação principal, xistosidade, e nos anfibolitos, atingiu parte superior do grau fraco. A segunda fase, com realinhamento e recristalização de quartzo, muscovita e clorita, causou crenulação da foliação. A terceira, associada às zonas de cisalhamento de alto ângulo, gerou foliação variando de protomilonítica a clivagem ardosiana (Kops 1994). Metamorfismo de contato está representado por hornfels, foliados, com anfibólio, epidoto e carbonato, próximos aos contatos com Complexo Três Córregos.

Geoquímica de anfibolitos indicou fonte rica em elementos incompatíveis e terras raras leves, característica de manto tipo subcontinental (E-MORB) (Reis Neto 1994).

MP1pe - Formação Ribeirão das Pedras – Grupo Votuverava – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Ribeirão das Pedras (Campos Neto 1983 a), basal no Grupo Votuverava, está localizada na região entre Barra do Turvo (SP) e Iporanga (SP), apresentando forma alongada na direção predominante NE-SW. Seus contatos se dão com rochas da [unidade metapelítica da Formação Iporanga \(NP3ipp\)](#), a norte, da [Formação Piririca \(MPpi\)](#), a sul, e do [Maciço Agudos Grandes \(NP3pγ1laq\)](#), a leste.

A Formação Ribeirão das Pedras se caracteriza por pacotes rítmicos de filitos brancos sericíticos, metacherts, metassiltitos e metarenitos finos ferruginosos ou manganésíferos, alternando-se em bancos centimétricos a decimétricos (Perrotta 1996).

Pelitos ferro-manganésíferos, bandados e laminados, alternados com leitões de metachert e exibindo lentes carbonáticas no topo indicam ambiente de deposição marinho profundo, que evoluiu para águas mais rasas em posição mais distal, protegida dos aportes terrígenos do continente (Perrotta 1996).

MP1nh - Formação Nhunguara – Grupo Votuverava – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Nhunguara, integrante do Grupo Votuverava, está localizada entre Iporanga (SP) e Eldorado Paulista (SP), apresentando forma lenticular com direção predominante E-W. Seus contatos se dão, a sul, com rochas da [unidade metapelítica da Seqüência Serra das Andorinhas \(MPsap\)](#), a oeste, com rochas da [Formação Piririca \(MPpi\)](#) e, a norte, com o [Maciço Agudos Grandes \(NP3py1lag\)](#).

A Formação Nhunguara é composta por (clorita)-sericita metapelitos, homogêneos a finamente laminados, com intercalações, milimétricas a centimétricas, de filitos carbonosos, sericita-clorita-carbonato filitos e raras metamargas e bancos de metarenitos maciços (Perrotta 1996). Ocorre ainda clorita-sericita filito com intercalações métricas de metabásica, metamargas bandadas e mármore calcíticos, que atingem, em grau de metamorfismo, a zona da biotita.

O ambiente característico desta formação é o arco insular vulcânico (Perrotta 1996); os depósitos terrígenos rítmicos, com leitos redutores e clásticos grossos, denotam domínios de deposição mais proximais à área fonte. O aparecimento de níveis carbonáticos superiores expressa gradação para águas mais rasas.

MP1vox - Grupo Votuverava, unidade de xistos – Supergrupo Açungui

LZD

O Grupo Votuverava, definido por Bigarella e Salamuni (1958), insere-se no Supergrupo Açungui e é limitado, a sul, pela Zona de Cisalhamento Lancinha e, a norte, pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo, Ribeira, Agudos Grandes e Figueira.

A unidade de xistos aflora a SSW do Estado de São Paulo. É formada por quartzo-biotita-muscovita xisto, granada-biotita-quartzo-turmalina xisto, quartzo-muscovita-turmalina xisto, biotita-quartzo xisto, biotita-muscovita-quartzo xisto e granada-biotita-muscovita-quartzo xisto, que ocorrem alternados ritmicamente com rochas calcissilicáticas (Campos Neto *et al.* 1990). Ocorrem ainda, intercalações de quartzitos que, quando afloram como corpos mapeáveis constituem a [unidade quartzítica \(MP1voq\)](#).

O metamorfismo regional no Grupo Votuverava gerou foliação principal (clivagem ardosiana) de condições pouco dúcteis e atingiu a porção inferior do grau fraco (400°C e 4 kb). Um segundo metamorfismo gerou realinhamento e recristalização dos cristais de quartzo, muscovita e clorita definindo outra foliação, de direção N30-50E/60-90NW. O terceiro está associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, ao longo das quais foi gerada uma terceira foliação, protomilonítica a clivagem ardosiana, de direção geral N40E/60-90NW-SE (Kops 1994).

Poucas datações foram realizadas para o Grupo Votuverava até o momento. Basei *et al.* (2004) analisaram, através do método U-Pb SHRIMP, frações de zircões extraídos de anfíbolitos coletados na [unidade metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) e obtiveram idade de 1479 ± 12 Ma, interpretada como a época de cristalização da rocha metabásica.

MP1voq - Grupo Votuverava, unidade quartzítica – Supergrupo Açungui

LZD

O Grupo Votuverava, definido por Bigarella e Salamuni (1958), insere-se no Supergrupo Açungui e é limitado, a sul, pela Zona de Cisalhamento Lancinha e, a norte, pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo, Ribeira, Agudos Grandes e Figueira.

A unidade quartzítica é formada essencialmente por lentes mapeáveis de quartzitos. Quando não mapeáveis, os quartzitos ocorrem intercalados nas unidades [terrígena \(MP1vot\)](#) e de [xistos \(MP1vox\)](#). São de coloração branca, às vezes creme ou avermelhada e, em geral, apresentam granulação fina a média. Sua estrutura é maciça, localmente foliada, e são pouco friáveis.

O metamorfismo regional no Grupo Votuverava gerou foliação principal (clivagem ardosiana) de condições pouco dúcteis e atingiu a porção inferior do grau fraco (400°C e 4 kb). Um segundo metamorfismo gerou realinhamento e recristalização dos cristais de quartzo, muscovita e clorita definindo outra foliação, de direção N30-50E/60-90NW. O terceiro está associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, ao longo das quais foi gerada uma foliação, protomilonítica a clivagem ardosiana, de direção geral N40E/60-90NW-SE (Kops 1994).

Poucas datações foram realizadas para o Grupo Votuverava até o momento. Basei *et al.* (2004) analisaram, através do método U-Pb SHRIMP, frações de zircões extraídos de anfíbolitos coletados na [unidade metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) e obtiveram idade de 1479 ± 12 Ma, interpretada como a época de cristalização da rocha metabásica.

MP1vovs - Grupo Votuverava, unidade metavulcanossedimentar – Supergrupo Açungui

LZD

O Grupo Votuverava, definido por Bigarella e Salamuni (1958), insere-se no Supergrupo Açungui, e é limitado, a sul, pela zona de cisalhamento Lancinha e, a norte, pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo, Ribeira, Agudos Grandes e Figueira. A unidade metavulcanossedimentar ocorre na forma de estreitas faixas alongadas na divisa com o estado do Paraná e na região NW do Estado de São Paulo.

Afloram na unidade metarritmitos, metavulcânicas, metavulcanoclásticas básicas, com intercalações de metabásicas, filitos e quartzitos. Silva *et al.* (1999) descreveram metarritmitos com termos carbonosos, metabasitos intercalados e metavulcânicas associadas aos metabasitos. Metacherts e filitos ricos em Fe e Mn são intercalados nos metarritmitos (metassiltitos e metargilitos) e apresentam-se bandados, com metarenitos finos e níveis centimétricos de limonita; filitos carbonosos são subordinados. O ambiente deposicional é de águas profundas, com processos sedimentares exalativos desenvolvidos nos períodos de quiescência das correntes de turbidez.

O metamorfismo regional no Grupo Votuverava gerou foliação principal (clivagem ardosiana) de condições pouco dúcteis e atingiu a parte inferior do grau fraco (400°C e 4 kb). Um segundo metamorfismo gerou realinhamento e recristalização dos cristais de quartzo, muscovita e clorita definindo outra foliação, de direção N30-50E/60-90NW. O terceiro metamorfismo está associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, ao longo das quais foi gerada uma terceira foliação, protomilonítica a clivagem ardosiana, de direção geral N40E/60-90NW-SE (Kops 1994).

Basei *et al.* (2004) analisaram, através do método U-Pb SHRIMP, frações de zircões extraídos de anfibolitos coletados nesta unidade e obtiveram idades de 1479 ± 12 Ma e de 1451 ± 39 Ma, interpretadas como a época de cristalização da rocha metabásica.

MP1vot - Grupo Votuverava, unidade terrígena – Supergrupo Açungui

LZD

O Grupo Votuverava, definido por Bigarella e Salamuni (1958), insere-se no Supergrupo Açungui e é limitado, a sul, pela Zona de Cisalhamento Lancinha e, a norte, pelas zonas de cisalhamento Morro Agudo, Ribeira, Agudos Grandes e Figueira.

A unidade terrígena, aflora na região SSW do Estado de São Paulo como encaixante dos maciços [Agudos Grandes \(NP3pγ1laq\)](#) e [Piedade \(NP3pγ2lpd, NP3pγ2Spd\)](#) e dos granitos [Tapirai \(NP3pγ2tp\)](#) e [Ibiúna \(NP3pγ1lib\)](#).

Predominam, na unidade terrígena, metassiltitos, maciços a muito foliados, que preservam acamamento, com estratificações plano-paralelas e cruzadas e granodecrescência ascendente. Alternam-se com metargilitos com clorita e mica branca (por vezes grafitosos), foliados; metarenitos lenticulares, geralmente maciços, com estruturas do tipo *climbing*; metaconglomerados polimíticos, com estruturas do tipo graduação de seixos. A associação de filitos homogêneos com os litotipos acima descritos indicam seqüências turbidíticas de águas profundas (talude ou fossa) (Silva *et al.* 1999). Segundo Kops (1994), os turbiditos, às vezes incompletos, apresentam da base para o topo, areia maciça a gradacional, areia e silte em laminação paralela, com estratificações convolutas e finamente laminadas. Esta sucessão, chegando a dimensões métricas, equivale aos níveis A, B, C e D de Bouma (1962). Os metaconglomerados polimíticos indicam ambiente de sedimentação em zonas de talude com material carregado em *canyons* submarinos. Ocorre ainda interdigitação de rochas vulcanossedimentares (metabasitos, rochas vulcanoclásticas e formações ferro-manganesíferas), indicando paleoambiente de águas profundas (Silva *et al.* 1999).

O metamorfismo regional no Grupo Votuverava gerou foliação principal (clivagem ardosiana) de condições pouco dúcteis e atingiu a porção inferior do grau fraco (400°C e 4 kb). Um segundo metamorfismo gerou realinhamento e recristalização dos cristais de quartzo, muscovita e clorita definindo outra foliação, de direção N30-50E/60-90NW. O terceiro está associado às zonas de cisalhamento de alto ângulo, ao longo das quais foi gerada uma terceira foliação, protomilonítica a clivagem ardosiana, de direção geral N40E/60-90NW-SE (Kops 1994).

Poucas datações foram realizadas para o Grupo Votuverava até o momento. Basei *et al.* (2004) analisaram, através do método U-Pb SHRIMP, frações de zircões extraídos de anfibolitos coletados na [unidade metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) e obtiveram idade de 1479 ± 12 Ma, interpretada como a época de cristalização da rocha metabásica.

MPsac - Unidade Serra das Andorinhas, unidade carbonática – Supergrupo Açungui

LZD

Também denominada Mármore da Tapagem (Campanha 1991), a unidade carbonática da Unidade Serra das Andorinhas está inserida no Supergrupo Açungui e aflora na região sul do Estado de São Paulo, próximo à cidade de Iporanga. Sustenta o planalto da Serra da Bandeira, com feições cársticas bem desenvolvidas, na forma de dolinas, cavernas, sumidouros, lagos, drenagens superficiais ralas e paredões verticais de mármore.

Esta unidade aflora no núcleo da sinforma da Serra da Bandeira, e apresenta contato brusco com os xistos finos e filitos da [unidade metapelítica \(MPsap\)](#), com exceção na porção norte, onde mostra contato interdigitado com xistos carbonáticos. Estes xistos e filitos formam um anel morfológico mais elevado ao seu redor e as relações de contato sugerem uma sinforma retorcida, com flanco normal na sua porção leste e flanco NW, invertido, na porção oeste (Campanha 1991).

Os mármore são finos, brancos, isotrópicos, homogêneos e dolomíticos. Localmente observam-se cores acinzentadas, bandamento e composição calcítica (Campanha 1991).

Apesar destas rochas não apresentarem estruturas sedimentares (Campanha *et al.* 1985), Campanha e Sadowski (1999) apontam como provável ambiente de sedimentação uma plataforma carbonática de águas rasas.

A associação mineral observada em metabasitos e xistos finos da [unidade metapelítica \(MPsap\)](#) sugere metamorfismo com condições necessárias para formar granada e hornblenda, ou seja, grau fraco, acima da isógrada almandina/hornblenda (Campanha *et al.* 1985).

MPsapc - Unidade Serra das Andorinhas, unidade metapelítica com contribuição carbonática – Supergrupo Açungui

LZD

Inserida no Supergrupo Açungui, a unidade metapelito-carbonática da Unidade Serra das Andorinhas aflora na região sul do Estado de São Paulo, a sudeste da cidade de Iporanga. Sustenta parte do planalto da Serra da Bandeira, fazendo contato a norte com a [unidade metapelítica \(MPsap\)](#) e a sul com a [unidade carbonática \(MPsac\)](#).

Predominam nesta unidade xistos carbonáticos, representados por filitos carbonáticos com bandas de mármore e quartzitos, sempre paralelas à xistosidade. Ocorrem ainda clorita xistos finos carbonáticos (Câmara e Perrotta 1997).

A associação mineral observada em metabasitos e xistos finos da [unidade metapelítica \(MPsap\)](#) sugere metamorfismo com condições necessárias para formar granada e hornblenda, ou seja, grau fraco, acima da isógrada almandina/hornblenda (Campanha *et al.* 1985).

O provável ambiente de sedimentação da unidade metapelito-carbonática seria de transição entre o ambiente de formação da unidade metapelítica e o da unidade carbonática, ou seja, transição entre águas mais profundas, com sedimentos pelíticos, vulcanogênicos e químicos (Campanha *et al.* 1985) e plataforma carbonática de águas rasas (Campanha e Sadowski 1999).

MPsap - Unidade Serra das Andorinhas, unidade metapelítica – Supergrupo Açungui

LZD

Inserida no Supergrupo Açungui, a unidade metapelítica da Unidade Serra das Andorinhas aflora na região sul do Estado de São Paulo, a sudeste da cidade de Iporanga. Faz contato, a sul, através da zona de cisalhamento Lancinha-Itariri, com a Formação Capiuru e com a [unidade de xistos \(NPtcx\)](#) do Complexo Turvo-Cajati. A norte, faz contato com a [unidade metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) do Grupo Votuverava através da zona de cisalhamento Ribeira.

Ocorrem nesta unidade metassedimentos clásticos, clastoquímicos e químicos. Os filitos e xistos finos, predominantes, mostram xistosidade bem desenvolvida (foliação principal), com brilho forte; como constituintes essenciais possui muscovita, biotita e quartzo, sendo a clorita menos freqüente. Localmente ocorrem bandas quartzosas e carbonáticas. Clorita xistos finos carbonáticos também aparecem, com intercalações, sempre paralelas à xistosidade, de mármore e quartzitos. Estes mármore são calcíticos, finos, brancos, homogêneos e localmente bandados e cinzas; os quartzitos são mais freqüentes, finos, impuros, xistosos, gradando para quartzo xistos e quartzo filitos. Localmente ocorrem anfibolitos, constituídos por hornblenda e plagioclásio, com clorita, opacos, epidoto, apatita e carbonato (Campanha 1991).

O grau metamórfico da unidade metapelítica é característico da zona da biotita e granada. Parte dos filitos são xistos finos a muscovita, clorita e/ou biotita e rara granada. A sul da zona de cisalhamento Ribeira, os metassedimentos são representados por xistos finos já adentrando a zona da granada (Perrotta 1996). Os metabasitos mostram associação de hornblenda-plagioclásio-epidoto-clorita e os xistos finos, além de biotita-clorita-quartzo, apresentam alguns porfiroblastos de granada. Estas associações sugerem metamorfismo de grau fraco, acima da isógrada almandina/hornblenda (Campanha *et al.* 1985).

O ambiente de sedimentação desta unidade seria de águas profundas, com sedimentos pelíticos, vulcanogênicos e químicos (Campanha *et al.* 1985).

MPS_γ1It - Complexo Granito-Gnáissico Taguar

MMP

Definido em Vasconcellos (1988) como Granito-Gnaiss Taguar, com boas exposições na localidade homônima, a norte de Ouro Fino (MG).

Ocorre como corpos tabulares pouco possantes tectonicamente encaixados no Grupo Carrancas, no [Complexo Amparo \(A34atq\)](#) e [Complexo São Gonçalo do Sapucaí \(PPsg\)í](#).

Trata-se de biotita-anfibólio granito 3B com magnetita, gnáissico, cinza ou rosado, de textura granoblástica equigranular fina a fina-média e estrutura maciça e foliada. Composições granito 3A e granodiorito ocorrem subordinadamente. Constituem-se de quartzo, oligoclásio-andesina, microclínio perfitico, biotita, ferrohastingsita, clinopiroxênio (pode estar ausente) e magnetita.

Vasconcellos (1988) pressupõe com base na composição mineralógica plutonismo de tendência alcalina, mas Campos Neto (1991) ressalta que a associação com fácies granodiorítica pode sugerir filiação álcali-cálcica de ambiente de arco magmático maduro.

As rochas do Complexo Granito-Gnáissico Taguar possuem uma foliação principal de caráter planar, plano axial de dobras recumbentes e nappes anticlinais, desenvolvida sob condições de médio grau metamórfico. Transpõe uma foliação anterior, responsável pelo bandamento gnáissico, reconhecida de forma reliquiar em charneiras das dobras que têm como plano-axial a foliação subsequente.

Vasconcellos (1988) obteve para os granito-gnáissicos a idade $1397 \pm 8,4$ Ma (isócrona Rb/Sr).

MP2si - Grupo Serra do Itaberaba

EDS

O Grupo Serra do Itaberaba, definido por Juliani *et al.* (1986), é uma seqüência metavulcanossedimentar de idade mesoproterozóica, composta pelas formações Morro da Pedra Preta, Nhanguçu e Pirucaia (Juliani 1993).

A Formação Morro da Pedra Preta, basal no grupo, caracterizaria um ambiente deposicional vulcanossedimentar marinho de águas profundas (Juliani e Beljavskis 1995). É composta predominantemente por rochas metamáficas intercaladas a metapelitos, com ocorrência subordinada de rochas calcissilicáticas e metavulcanoclásticas, metassedimentos grafitosos, formações ferríferas, metandesitos, metarriolitos, turmalinitos e metahidrotermalitos. As rochas metamáficas são representadas por plagioclásio-hornblenda xistos e hornblenda anfíbolitos, com estruturas do tipo *pillow lava* preservadas localmente. Os metapelitos podem ser genericamente classificados como biotita-muscovita xistos ou muscovita-biotita xistos bandados, com porfiroblastos de muscovita, biotita, granada, estauroлита, sillimanita, cordierita, andaluzita e cianita (Juliani 1993, Juliani *et al.* 2000).

A Formação Nhanguçu, associada a uma bacia de retro-arco, se sobrepõe à Formação Morro da Pedra Preta e mantém, com ela, contatos concordantes com aparentes discordâncias erosivas ou contatos tectônicos locais. Trata-se de uma seqüência sedimentar clasto-química composta, na base, por metapelitos ricos em óxidos-hidróxidos de ferro e manganês que gradam para metapelitos ricos em cálcio. Intercalam-se rochas calcissilicáticas, metatufos e metabasaltos. No topo ocorrem xistos rítmicos finos que alternam leitos quartzosos e outros de muscovita e clorita com porfiroblastos de andaluzita (Juliani 1993).

A Formação Pirucaia ocorre sobreposta à Formação Morro da Pedra Preta, com contatos gradacionais, e representa uma sedimentação em plataforma continental proximal, podendo corresponder às fácies marginais de uma bacia de retro-arco. Compreende quartzitos, xistos quartzosos e muscovita-biotita quartzitos, por vezes intercalados com biotita-muscovita-quartzo xistos, metapelitos, quartzitos feldspáticos e metarcóseos. Os xistos, além de quartzo, muscovita e biotita, podem conter granada, fibrolita ou estauroлита, raramente cianita, sillimanita e cordierita (Juliani 1993, Martin 2000).

As rochas do Grupo Serra do Itaberaba foram deformadas complexamente, podendo ser reconhecidos padrões de dobramentos superpostos produzidos por processos regionais, com deformações posteriores associadas às zonas de cisalhamento de Jundiuvira e do Rio Jaguari e suas sucessivas reativações (Juliani 1993).

O grupo tem registrado em suas rochas dois eventos metamórficos. O primeiro atinge fácies anfíbolito ou grau médio, com variações até fácies xisto verde e, localmente, anfíbolito superior, alcançando pressões máximas entre 5 e 6 kb e temperaturas entre 600 e 620°C. O metamorfismo superimposto ocorreu em condições de pressões mais amenas, inferiores a 5 kb, e temperaturas mais brandas, ainda dentro da fácies anfíbolito (Juliani 1993).

Datações geocronológicas realizadas por Juliani *et al.* (2000) em metandesitos da Formação Morro da Pedra Preta, pelo método U-Pb em zircões,

sugerem uma idade de cristalização de 1.395 ± 10 Ma. No mesmo trabalho, a datação de duas populações distintas de zircões de um metarriolito da Formação Nhangucu, resultou em duas idades, uma de 1449 ± 3 Ma interpretada como herança da encaixante e uma de 619 ± 3 Ma considerada como idade de cristalização da rocha, constatada como intrusiva na unidade. Oliveira *et al.* (2004) analisaram actinolitas extraídas de anfibolitos do Grupo Serra do Itaberaba, através do método Ar-Ar e obtiveram idade de 1.312 ± 6 Ma, considerada como idade mínima da unidade.

Associadas à Formação Morro da Pedra Preta, ocorrem mineralizações de ouro singenéticas, com remobilizações sem aportes de metais adicionais em zonas de cisalhamento e em veios de quartzo (Juliani 1993).

MPpi - Formação Piririca – Supergrupo Açungui

LZD

Definida por Perrotta (1996), a Formação Piririca insere-se no Supergrupo Açungui, sotoposta ao Grupo Votuverava. Aflora na região sul do Estado de São Paulo, próximo a cidade de Iporanga, como uma faixa estreita de direção NE-SW. É balizada a leste pela zona de cisalhamento Ivaporunduva e a oeste pela zona de cisalhamento Piririca.

Predominam na formação filitos carbonosos, de característica metavulcanossedimentar, microporfiroclásticos, com espessas intercalações de metabásicas e metaultrabásicas, quase sempre afetadas por alteração hidrotermal nas zonas de cloritização e carbonatação. Esta associação com metabásicas sugere origem sedimentar com forte contribuição vulcânica. Sericita-quartzo filitos são intercalações freqüentes ou, localmente, lentes espessas. Mais raros são os bancos de metamargas bandadas, no topo da seqüência, associados a calcifilitos. Os filitos apresentam, na foliação principal, sericita, clorita e mica branca que, com quartzo e localmente carbonato, definem fino bandamento ou clivagem de crenulação discreta, que evolui para transposição, e recristalização de sericita e hidróxidos de ferro (Perrotta 1996).

As rochas metabásicas desta unidade distribuem-se em dois conjuntos distintos, o primeiro a tipos mais ricos em FeO e TiO₂ (ainda inferiores aos típicos de rochas básicas) e o outro a tipos mais ricos em CaO e MgO; ambos têm afinidade tholeiítica (Nogueira 1990). Segundo Perrotta (1996), os teores médios de SiO₂ (43%) e MgO são compatíveis com ultrabásicas de médio a baixo conteúdo de olivina (basanita), e indicam ambiente de formação em arco insular vulcânico evoluído de magmatismo tholeiítico ultrabásico basanítico, com tendência alcalina em regime distensivo.

Em imagens aerogeofísicas gamaespectrométricas observa-se comportamento radiométrico baixo nos canais de tório, contagem total e, menos acentuadamente no de potássio. Observa-se nesta unidade, grau metamórfico fraco, zona da clorita, com presença de pirrotita na assembléia mineral, nas proximidades do [Maciço Agudos Grandes \(NP3py1lag\)](#), devido à elevação local da temperatura durante sua intrusão, contemporânea ao metamorfismo. Nogueira (1990), pelo método Pb-Pb, obteve idades de 1270 Ma e 1303 Ma para galenas que ocorrem nas mineralizações da Formação Piririca.

Esta formação destaca-se por hospedar depósitos epigenéticos de ouro (Borin Jr. *et al.* 1980, Morgental *et al.* 1981, Silva e Câmara 1990, Vasconcelos e Câmara 1995, Perrotta 1996).

MPcm - Formação Córrego dos Marques – Supergrupo Açungui

LZD

Definida por Bistrichi *et al.* (1985), a Formação Córrego dos Marques se insere no Supergrupo Açungui, aflorando no sul do Estado de São Paulo, próximo à cidade de Ribeirão Branco.

Trata-se de uma seqüência metassedimentar pelítica e química, com intercalações restritas de metapsamitos, onde se diferenciam dois pacotes litológicos: filitos e xistos finos e metacalcários dolomíticos. Ocorrem, ainda que restritos, metabasitos em pequenos corpos associados aos filitos e xistos.

Os filitos e xistos finos predominam, porém sempre alternados com rochas carbonáticas, normalmente calcixistos, calcifilitos, mármores impuros arenosos e mármores e dolomitos mais puros. Há também intercalações de grafita filitos, metarenitos feldspáticos finos e metarenitos silto-argilosos que gradam para metarenitos xistosos. O contato deste conjunto com os mármores dolomíticos é concordante e transicional. Estes últimos são impuros, arenosos e micáceos, com calcita, dolomita, quartzo e muscovita. Alternam bandas carbonáticas puras e impuras com xistos finos e metarenitos e apresentam pequenos corpos de metabasitos associados. O acamamento reliquiar, dobrado suavemente, mostra marcas de ondas preservadas (Almeida 1989).

Os metabasitos (diabásios e gabros) apresentam-se como lentes e *boudins*, mostram estrutura maciça e textura poiquiloblástica. Devido às suas relações com filitos, xistos e metacalcários e aos aspectos texturais, podem tratar-se de rochas intrusivas (Bistrichi *et al.* 1985).

Observaram-se dobras suaves, métricas e isópacas em cálcio xistos finos. Nos mármores as dobras são isópacas a pouco espessadas nos ápices e os flancos de macrodobras são retilíneos. Nos xistos finos e filitos as dobras menores mostram clivagem de crenulação plano-axial (Almeida 1989).

As rochas da Formação Córrego dos Marques são afetadas por dois eventos metamórficos regionais com variações entre o grau incipiente e fraco. Os metapelitos mostram paragêneses que indicam grau fraco de metamorfismo, que não originaram reações de descarbonatação, e os metabasitos indicam grau médio de metamorfismo, posteriormente submetidos a condições de retrometamorfismo (Bistrichi *et al.* 1985).

MPb - Formação Betari - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Betari, basal do Subgrupo Lajeado, tem contato transicional, no topo, com as unidades carbonática (MPflc) e terrígena (MPflt) da Formação Furnas-Lajeado

A Formação Betari é composta por metarenitos, metaconglomerados oligomíticos com intercalações de metassiltitos e filitos, que, gradam para o topo, como finos metarritmitos. Os metarenitos são mal selecionados e, assim como os metaconglomerados e metarritmitos, mostram gradação normal, estratificação plano-paralela, migração de ondas (*climbing*), marcas de sola (*cut and fill*) e estruturas de sobrecarga (*flame*).

As litologias e estruturas sedimentares da Formação Betari representam canais e fácies associadas de *inner* e *middle fan* com ambiente de sedimentação interpretado como uma seqüência transgressiva com deposição em águas profundas, onde os metarenitos e metaconglomerados correspondem a níveis turbidíticos A e B, e metassiltitos, filitos e metarritmitos aos níveis C, D e E (Campanha e Sadowski 1999, Souza 1990).

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistrichi *et al.* 1985).

MPflt - Formação Furnas-Lajeado , unidade terrígena - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Furnas-Lajeado, em posição intermediária no Subgrupo Lajeado, apresenta duas unidades, a carbonática e a terrígena. Seu contato basal ocorre de forma transicional com a [Formação Betari \(MPb\)](#), e o superior se dá com a [Formação Serra da Boa Vista \(MPbv\)](#).

A unidade terrígena é constituída por calcixistos, metassiltitos e filitos homogêneos que, em geral, apresentam-se como camadas finas e esparsas, por vezes intercaladas na [unidade carbonática \(MPflc\)](#).

A Formação Furnas-Lajeado, constituída por sistemas turbidíticos, apresenta caráter retrogradacional, porém associando-se a um episódio transgressivo (Pires 1990, 1991). As litologias da unidade terrígena são, na interpretação de Pires (1988), evidências de elevações periódicas do nível do mar num ambiente de deposição de plataforma carbonática rasa

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistrichi *et al.* 1985).

MPflc - Formação Furnas-Lajeado, unidade carbonática - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Furnas-Lajeado, em posição intermediária no Subgrupo Lajeado, apresenta duas unidades, a carbonática e a terrígena. Seu contato basal ocorre de forma transicional com a [Formação Betari \(MPb\)](#), e o superior se dá com a [Formação Serra da Boa Vista \(MPbv\)](#).

A unidade carbonática é constituída por calcarenitos, calcilutitos e metacalcários calcíticos. Os calcarenitos apresentam laminação cruzada e *climbing ripples* e os calcilutitos são impuros, geralmente bandados, predominantemente calcíticos e mostram intercalações de calcixistos, metassiltitos e filitos. Os metacalcários são calcíticos, de coloração cinza escura e mostram *hummockys* submétricas, estratificações acanaladas centimétricas a decimétricas, bandamento gradacional e brechas com intercalações de calcixistos, metassiltitos e filitos homogêneos (Bistrichi *et al.* 1985, Pires 1988, Campanha e Sadowski 1999).

A Formação Furnas-Lajeado, constituída por sistemas turbidíticos, apresenta caráter retrogradacional, porém associando-se a um episódio transgressivo. A presença de filitos e metassiltitos intercalados sugere a ocorrência de elevações periódicas do nível do mar com conseqüente deposição hemipelágica em ambiente de deposição de plataforma carbonática rasa (Pires 1988, 1990, 1991).

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistrichi *et al.* 1985).

MPma - Mármore de Apiaí - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

O Mármore de Apiaí, unidade constituinte do Subgrupo Lajeado, aflora sob a [Formação Serra da Boa Vista \(MPbv\)](#) (Campanha 1991).

Nesta unidade predominam mármore calcíticos cinzas, freqüentemente sulfetados, com raras estruturas sedimentares bem deformadas, como as estratificações cruzadas. Apresenta camadas de diferentes espessuras e competências mecânicas que mostram diversos aspectos de dobramento por *buckling*; as camadas mais incompetentes são amoldadas entre as camadas mais competentes, as quais controlam o desenvolvimento do dobramento, característica importante de identificação desta unidade (Campanha 1991).

Estes mármore são correlacionados à Formação Furnas-Lajeado pelas características litológicas e posição estratigráfica, embora não apresentem continuidade física com a mesma (Campanha 1991).

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistrichi *et al.* 1985).

MPbv - Formação Serra da Boa Vista - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Serra da Boa Vista, em posição intermediária no Subgrupo Lajeado, está em contato estratigráfico com a Formação Furnas-Lajeado (unidades carbonática - MPflc e terrígena - MPflt), na base, e com a Formação Passa Vinte (MPpv), no topo.

O topo e a base desta formação são constituídos por camadas métricas de metarenitos bandados, às vezes conglomeráticos. Apresentam gradação normal e intercalações de camadas centimétricas de filitos. A porção central da seqüência apresenta metarenitos, metassiltitos e filitos, com estratificações plano-paralelas e *ripple marks*, mostrando intercalações métricas de metarenitos médios a conglomeráticos. Estes metarritmitos, localmente, foram retrabalhados por ondas, fato evidenciado por ondas truncadas e *cross lamination* (Bistrichi *et al.* 1985, Pires 1988).

O ambiente interpretado para a deposição da Formação Serra da Boa Vista deposição é um leque submarino de águas relativamente rasas, onde os turbiditos foram retrabalhados por ondas (Pires 1988).

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistrichi *et al.* 1985).

MPpv - Formação Passa Vinte - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Passa Vinte, integrante do Subgrupo Lajeado, está em contato concordante e interdigitado com a [Formação Serra da Boa Vista \(MPbv\)](#), na base, sendo o contato de topo com as fácies de turbiditos distais da [Formação Gorotuba \(MPg\)](#).

Nesta formação ocorrem metacalcários bandados calcíticos e dolomíticos, por vezes impuros, localmente com tapete algáceo. Observam-se laminações cruzadas por migração de ondas e as feições sugestivas de esteiras algáceas indicam deposição em águas bastante rasas. Subordinadamente ocorrem cálcio xistos, metamargas, metarenitos e filitos (Campanha e Sadowski 1999, Frascá 1992).

A Formação Passa Vinte representa um evento transgressivo em ambiente plataformal de águas rasas com estruturas de planície de marés como *micro-hummocky*, *wavys* e *microsigmóides*. A deposição se deu em leque submarino de águas relativamente rasas, onde os turbiditos foram retrabalhados por ondas (Pires 1988).

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistrichi *et al.* 1985).

MPg - Formação Gorotuba - Subgrupo Lajeado – Supergrupo Açungui

LZD

A Formação Gorotuba, aflorante na porção superior do Subgrupo Lajeado, está em contato estratigráfico, na base, com a [Formação Passa Vinte \(MPpv\)](#).

Nesta formação predominam metarritmitos de estratos submilimétricos a centimétricos representados por metassiltitos, metarenitos, filitos, calcifilitos, mármores e rochas calcissilicáticas. Os filitos indicam aumento da profundidade da água do mar, em porções distais de leque submarino (Pires 1988). Os metarenitos mostram estratificações rítmicas e graduais típicas de turbiditos D e E, às vezes com *climbing* (Campanha 1991).

O Subgrupo Lajeado, em geral, sofreu duas fases de deformação: cisalhamento de baixo ângulo, com foliação subparalela ao acamamento reliquiar, boudinagem e raras dobras; e cisalhamento de alto ângulo com foliação, normalmente clivagem de crenulação, subvertical, plano axial a anticlinais e sinclinais abertas (Pires 1988). Indicadores cinemáticos mostram direção de transporte tectônico para SE (Campanha e Sadowski 1999).

Todo o subgrupo sofreu metamorfismo de grau fraco, zona da clorita, com ou sem cloritóide. A paragênese de rochas carbonáticas (calcita-quartzo-muscovita) é de grau fraco e a de rochas terrígenas (muscovita-quartzo-clorita-opacos) não é diagnóstica, pois apresenta largo espectro de estabilidade (Bistricchi *et al.* 1985). O Gabro de Apiaí causa fraco metamorfismo de contato em suas encaixantes (Campanha e Sadowski 1999).

MPci – Canastra indiviso

MMP

O Grupo Canastra foi definido por Barbosa (1955) e Barbosa *et al.* (1970). Sua litoestratigrafia foi estudada por Campos Neto (1984 c, d) Pereira *et al.* (1993) e Pereira (1994).

Representa uma associação de metassedimentos psamíticos e pelíticos freqüentemente contendo carbonatos que consistem essencialmente de filito e quartzito em fácies xisto verde (Dardenne 2000). Geralmente a base do Grupo Canastra não é observada, sendo obliterada por cavalgamentos que colocam este grupo em contato com os Grupos Vazante, Paranoá e Bambuí de grau metamórfico mais baixo. A relação entre os Grupos Canastra e Araxá não é clara devido ao imbricamento tectônico no seu contato, mas no geral são considerados como equivalentes laterais.

Dentro do contexto de uma bacia com abertura oceânica no Mesoproterozóico, o Grupo Canastra é considerado como correlato do Grupo Paranoá . Por outro lado, é comumente interpretado como sedimentos de margem passiva equivalentes à bacia Araxá, de águas mais profundas, cujos metassedimentos têm dados isotópicos Sm/Nd no Neoproterozóico, o que mudaria a posição estratigráfica do Grupo Canastra (Dardenne 2000).

NPps – Complexo Paraíba do Sul, unidade terrígena com intercalações carbonáticas

MMP

A primeira referência ao Complexo Paraíba (“gneiss Parahyba”) encontra-se em Moraes Rêgo (1933) para um conjunto de rochas contendo camadas lenticulares de calcários magnesianos. Rosier (1952) utilizou o termo Complexo do Paraíba para definir o gnaiss com plagioclásio observado no Vale do Rio Paraíba do Sul. Nessa mesma região Ebert (1955) definiu a Série Paraíba como sendo constituída de quartzito basal, sedimentos clásticos, grauvas, conglomerados, tilitos e calcários. No Mapa geológico do Estado de São Paulo, parte dos litotipos descritos por estes autores foram atribuídos ao Complexo Embu, com o qual o Complexo Paraíba do Sul faz contatos através de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais. Os metassedimentos aqui considerados no Complexo Paraíba do Sul ocorrem no extremo leste do Estado, no limite com o Estado do Rio de Janeiro e corresponde à unidade denominada informalmente de São Fidélis em Silva e Cunha (2001).

Segundo estes autores a unidade aqui denominada de unidade terrígena com intercalações carbonáticas é constituída essencialmente por metassedimentos detríticos, pelito-grauvaqueanos, os (sillimanita)-granada-biotita gnaisses quartzo-feldspáticos, com ocorrência generalizada de bolsões e veios de leucossomas graníticos derivados de fusão parcial in situ e injeções. O feldspato predominante é o plagioclásio. Variedades portadoras de cordierita e sillimanita (kinzigitos), comumente apresentando horizontes de xistos grafitosos, exibem contatos transicionais com os granada-biotita gnaisses. Localmente ocorrem intercalações lenticulares e descontínuas de quartzitos (com passagens gradacionais para mica-quartzo xisto ou gnaisses quartzosos – Grossi Sad e Dutra 1988), rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas, além de corpos de anfibolitos e concentrações manganíferas (gonditos?). Em domínios menos deformados podem ser percebidas localmente estruturas de ressedimentação, decorrentes de fluxos turbidíticos (metaturbiditos). As estruturas sedimentares comumente preservadas correspondem a bandamentos primários e refletem variações nas proporções relativas de areia, argila e carbonatos.

NPeog - Complexo Embu, unidade ortognáissica

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com o Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981). Rochas relacionadas à unidade ortognáissica ocorrem em dois núcleos, um na região de Santa Branca, entre o [Granito Santa Branca \(NP3eγ1Ssb\)](#) e a zona de cisalhamento de Taxaquara e outro, a sudoeste, ocorre a norte da zona de cisalhamento de Cubatão.

Esta unidade é constituída, predominantemente, por biotita gnaisses homogêneos, de composição granodiorítica a tonalítica. Os termos granodioríticos exibem estrutura fortemente orientada e feições protomiloníticas a blastomiloníticas. São compostos por plagioclásio, microclínio e biotita orientada. Os termos tonalíticos encontram-se, geralmente, recristalizados, sendo formados por biotita, quartzo e plagioclásio (Bistrichi *et al.* 1990).

O metamorfismo principal do Complexo Embu está situado no final do grau médio e início do forte (zona da sillimanita ± muscovita à zona da sillimanita ± feldspato potássico, com anatexia local). Atinge seu ápice com pressões entre 5 e 6 kb e temperaturas entre 605° e 772°C, compatíveis com a fácies anfíbolito (Vieira 1989, Fernandes 1991, Vieira 1996).

Fernandes (1991) descreve, na região a sul da área de ocorrência desta unidade, cinco fases de deformação no Complexo Embu, estando o evento metamórfico principal relacionado às duas primeiras fases.

Determinações geocronológicas foram realizadas por Cordani *et al.* (2002) em biotita gnaisses granodioríticos a tonalíticos, intercalados na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#), próximos a São Lourenço da Serra. Uma idade de 811 ± 13 Ma obtida pelo método U-Pb SHRIMP é relacionada à cristalização magmática do protólito granodiorítico-tonalítico. A partir de datações pelo método Th-U-Pb, em microsonda eletrônica, monazitas extraídas de granada-sillimanita-biotita gnaisses da [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#) e [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#), forneceram idades de 787 ± 18 Ma e 797 ± 17 Ma, respectivamente, que correspondem à idade do metamorfismo principal (Vlach 2001). Pelo mesmo método, o autor obteve idade de 594 ± 21 Ma na [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#), compatível com a colocação dos maciços graníticos tardios e com o metamorfismo principal do Terreno Serra do Mar de Campos Neto (2000). Idades aparentes de ca. 560 Ma, obtidas pelo método Rb-Sr, em pares feldspato e rocha total, por Cordani *et al.* (2002), são interpretadas como o final do metamorfismo regional e deformação dúctil.

NPexm - Complexo Embu, unidade de xistos, localmente migmatíticos

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com o Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981). A unidade de xistos migmatíticos é bastante expressiva, ocorrendo em toda a área de exposição do Complexo Embu, com amplo domínio em sua porção sul. Na região entre Cunha e Paraibuna rochas relacionadas a esta unidade foram informalmente designadas de Unidade Rio Una por Fernandes (1991).

É constituída por mica xistos e quartzo xistos alternados ritmicamente. Localmente, a este conjunto predominante, intercalam-se rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e rochas metaultramáficas. Os mica xistos são descritos como muscovita-biotita-quartzo xistos com cianita, estaurolita, granada, sillimanita e turmalina, com estrutura xistosa, finamente laminada. Os quartzo xistos são compostos por quartzo, muscovita, biotita, granada e plagioclásio. Este conjunto é cortado por pegmatitos constituídos por K-feldspato, muscovita, quartzo e turmalina, subordinadamente, biotita e zircão (Vieira 1989, Fernandes 1991).

Fernandes (1991) descreve nesta, e em outras unidades do complexo, cinco fases de deformação, estando o metamorfismo principal relacionado às duas primeiras fases. A segunda fase de deformação gerou a foliação principal e dobras regionais estão associadas à terceira, quarta e quinta fases de deformação.

O metamorfismo nesta unidade está situado no grau médio, nas zonas da granada, estaurolita e sillimanita. Atinge seu ápice com pressões entre 5 e 6 kb e temperaturas entre 605° e 772°C, compatíveis com a fácies anfíbolito. Foi também identificado um posterior evento metamórfico metassomático superimposto nestas rochas (Vieira 1989, Fernandes 1991, Vieira 1996).

Determinações geocronológicas foram realizadas por Cordani *et al.* (2002) em biotita gnaisses granodioríticos a tonalíticos, intercalados nesta unidade, próximos a São Lourenço da Serra. Uma idade de 811 ± 13 Ma obtida pelo método U-Pb SHRIMP é relacionada à cristalização magmática do protólito granodiorítico-tonalítico. A partir de datações pelo método Th-U-Pb, em microsonda eletrônica, monazitas extraídas de granada-sillimanita-biotita gnaisses da [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#) e desta unidade, forneceram idades de 787 ± 18 Ma e 797 ± 17 Ma, respectivamente, que correspondem à idade do metamorfismo principal (Vlach 2001). Pelo mesmo método, o autor obteve idade de 594 ± 21 Ma na [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#), compatível com a colocação dos maciços graníticos tardios e com o metamorfismo principal do Terreno Serra do Mar de Campos Neto (2000). Idades de ca. 560 Ma, obtidas pelo método Rb-Sr por Cordani *et al.* (2002), são interpretadas como o período final do metamorfismo regional e deformação dúctil.

NPegb - Complexo Embu, unidade de gnaisses bandados

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com o Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981).

A unidade de gnaisses bandados aflora a norte da Bacia de Taubaté, balizando os sedimentos do Grupo Taubaté. Os litotipos mais freqüentes são biotita gnaisses graníticos e granodioríticos, bandados, porfiroclásticos, por vezes granatíferos. Localmente ocorrem biotita gnaisses monzodioríticos blastomiloníticos, biotita-hornblenda gnaisses tonalíticos, hornblenda-granada gnaisses, biotita anfíbolitos, anfíbolitos e quartzitos. Rochas ortoderivadas são representadas por gnaisses graníticos 3B miloníticos. Ocorrem ainda metassedimentos aluminosos, na forma de granada-biotita-quartzo gnaisses e xistos com sillimanita, com freqüentes intercalações de calcissilicáticas boudinadas (Bistrichi *et al.* 1990).

O metamorfismo principal do Complexo Embu está situado entre o final do grau médio e início do forte (zona da sillimanita ± muscovita à zona da sillimanita ± feldspato potássico, com anatexia local). Atinge seu ápice com pressões entre 5 e 6 kb e temperaturas entre 605° e 772°C, compatíveis com a fácies anfíbolito (Vieira 1989, Fernandes 1991, Vieira 1996).

Fernandes (1991) descreve, na região a sul da área de ocorrência desta unidade, cinco fases de deformação no Complexo Embu, com o metamorfismo principal relacionado às duas primeiras fases.

Determinações geocronológicas realizadas pelo método U-Pb SHRIMP, por Cordani *et al.* (2002), em ortognaisses intercalados na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#), forneceram idade de cristalização do protólito dos gnaisses em 811 ± 13 Ma. A partir de datações pelo método Th-U-Pb, em microsonda eletrônica, em rochas da [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#) e [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#), forneceram idades de 787 ± 18 Ma e 797 ± 17 Ma, respectivamente, que correspondem à idade do metamorfismo principal (Vlach 2001). Pelo mesmo método o autor obteve idade de 594 ± 21 Ma na [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#), compatível com a colocação dos maciços graníticos tardios e com o metamorfismo principal do Terreno Serra do Mar de Campos Neto (2000). Idades de ca. 560 Ma, obtidas pelo método Rb-Sr por Cordani *et al.* (2002), são interpretadas como o período final do metamorfismo regional e deformação dúctil.

NPegg - Complexo Embu, unidade paragnáissica

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com o Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981). A unidade paragnáissica é bastante expressiva, dominando a porção nordeste da área de afloramento do complexo. Na região entre Cunha e Paraibuna rochas relacionadas a esta unidade foram informalmente designadas de Unidade Redenção da Serra por Fernandes (1991).

Predominam muscovita-granada-sillimanita-biotita gnaisses migmatíticos, com aspecto nebulítico ou *schlieren*, e biotita gnaisses de composição tonalítica a granodiorítica. Rochas calcissilicáticas ocorrem como bandas ou *boudins* intercalados nestes gnaisses associados a anfibolitos (Fernandes 1991). Ocorrem ainda sillimanita-muscovita-biotita gnaisses quartzosos, com texturas xistosas e estruturas migmatíticas, e bandamento dado pela alternância de sillimanita-biotita xistos, sillimanita-biotita xistos gnaissóides e biotita gnaisses quartzosos (Silva 1992).

Fernandes (1991) descreve nesta, e em outras unidades do complexo, cinco fases de deformação, estando o metamorfismo principal relacionado às duas primeiras fases. A segunda fase de deformação gerou a foliação principal e dobras regionais estão associadas à terceira, quarta e quinta fases de deformação.

O metamorfismo principal do Complexo Embu está situado entre o final do grau médio e início do forte (zona da sillimanita \pm muscovita à zona da sillimanita \pm feldspato potássico, com anatexia local). Atinge seu ápice com pressões entre 5 e 6 kb e temperaturas entre 605° e 772°C, compatíveis com a fácies anfibolito (Vieira 1989, Fernandes 1991, Vieira 1996).

Determinações geocronológicas U-Pb SHRIMP, realizadas por Cordani *et al.* (2002) em ortognaisses intercalados na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#), forneceram idade de cristalização do protólito dos gnaisses em 811 ± 13 Ma. A partir de datações pelo método Th-U-Pb (em microsonda eletrônica), monazitas extraídas de granada-sillimanita-biotita gnaisses desta unidade e da [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#), forneceram idades de 787 ± 18 Ma e 797 ± 17 Ma, respectivamente, que correspondem à idade do metamorfismo principal, na fácies anfibolito (Vlach 2001). Pelo mesmo método, o autor obteve idade de 594 ± 21 Ma compatível com a colocação dos maciços graníticos tardios e com o metamorfismo principal do Terreno Serra do Mar de Campos Neto (2000). Idades de ca. 560 Ma, obtidas pelo método Rb-Sr por Cordani *et al.* (2002), são interpretadas como o período final do metamorfismo regional e da deformação dúctil.

NPeq - Complexo Embu, unidade quartzítica

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com o Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981). A unidade quartzítica ocorre no extremo sudoeste da área de afloramento do Complexo Embu.

Associados a esta unidade predominam quartzitos, quartzo xistos e quartzo filitos. Os quartzitos possuem granulação fina, podendo estar associados a metaconglomerados com seixos de quartzo. Os quartzo xistos são compostos normalmente por quartzo, muscovita, biotita, clorita, sericita e opacos com porfiroblastos de granada (Vasconcelos *et al.* 1999).

Segundo Vasconcelos *et al.* (1999) estas rochas apresentam-se metamorfisadas na fácies xisto verde, zona da granada, com estrutura foliada e deformada.

NPesx - Complexo Embu, unidade de sericita xistos

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com o Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981). A unidade de sericita xistos, originalmente integrante do Complexo Pilar (Hasui 1975 b), ocorre restrita à região de Embu-Guaçu e Mauá.

Estas rochas correspondem a sericita xistos, sericita filitos e sericita-quartzo xistos, com alto grau de alteração. Os sericita filitos são predominantes e apresentam bandamento composicional dado pela alternância de sericita filitos, metarenitos micáceos finos e filitos carbonosos escuros, com pequenos *boudins* de rochas calcissilicáticas. São compostos por sericita, quartzo, opacos, mais raramente turmalina, biotita e granada (Vieira 1989, Silva 1992).

Vieira (1989) descreve para o Complexo Embu, na região onde aflora esta unidade, três eventos de deformação dúctil, expressos sob a forma de dobras e foliações, e um evento rúptil, indicado por texturas miloníticas e cataclásticas.

O metamorfismo regional ocorreria contemporaneamente ao primeiro evento, operando, especificamente nesta unidade, em condições da fácies xisto verde, na zona da biotita-granada (Vieira 1996).

NPem - Complexo Embu, unidade milonítica

EDS

O Complexo Embu, originalmente definido por Hasui (1975 a) e Hasui e Sadowski (1976), ocorre como uma faixa contínua de direção NE-SW, desde o Estado do Rio de Janeiro até a divisa de São Paulo com Paraná. É limitado, a sul, pela falha de Cubatão e, a norte, pelas falhas de Taxaquara, Jaguari e Monteiro Lobato (Hasui *et al.* 1981).

A unidade milonítica tem área de ocorrência restrita no Complexo Embu, limitando-se às proximidades de zonas de falhas. As rochas originais que deram origem a estes milonitos são, geralmente, granada-biotita-muscovita xistos, com freqüente presença de porfiroblastos de muscovita. Um bandamento é dado pela alternância de biotita quartzitos finos, biotita xistos com porfiroblastos de muscovita, biotita xistos a granada e, subordinadamente, sericita filitos, metarcóseos finos e pegmatitos a muscovita e turmalina (Silva 1992).

NPtcm - Complexo Turvo-Cajati, unidade carbonática

LZD

O Complexo Turvo-Cajati foi definido por Silva *et al.* (1981). A unidade carbonática ocorre como dois corpos de pequena extensão, alongados na direção preferencial NE-SW, sudoeste de SP.

Ocorrem nesta unidade mármore, mármore dolomítico, com porfiroblastos de piroxênio prismáticos orientados. Ocorrem intercalações de mica-quartzo xistos, com proporções variáveis de quartzo, bastante alterados, e cálcio-xistos bandados. A matriz do mármore dolomítico apresenta, ao microscópio, $\pm 80\%$ de carbonato e $\pm 10\%$ de diopsídio, sugerindo metamorfismo na fácies anfibolito. Em menor quantidade observa-se carbonato xistos, calcissilicáticas, filitos e clorita xistos. As paragêneses das rochas calcissilicáticas, com diopsídio, são indicativas de metamorfismo de grau elevado (Vasconcelos *et al.* 1999). Ocorrem também metagrauvas, metarcóseos e raros gonditos.

O ambiente de deposição, para todo o Complexo Turvo-Cajati, foi marinho plataformar de águas não muito profundas com importante contribuição carbonática. Os primeiros ciclos de sedimentação tiveram início com formação da plataforma carbonática de águas rasas com restritas faixas arenosas litorâneas. Este quadro, progressivamente, evoluiu para sedimentação terrígena pelítica, onde o ambiente tectônico é de difícil caracterização (Vasconcelos *et al.* 1999).

Sobre a idade destes litotipos, tem-se somente a época da fase final de resfriamento e do último evento metamórfico impresso nos mica xistos. Adota-se, assim, a idade de 587 ± 21 Ma, obtida por Campagnoli (1996) para a [unidade paragnáissica \(NPtcp\)](#), através do método K-Ar em flogopita de mica xistos.

NPtcq - Complexo Turvo-Cajati, unidade quartzítica

LZD

O Complexo Turvo-Cajati foi definido por Silva *et al.* (1981). A unidade quartzítica é representada por 2 corpos lenticulares, intercalados na [unidade paragnáissica \(NPtcp\)](#) do mesmo complexo, alongados na direção NE-SW, na região sudoeste do estado de São Paulo.

Constituem esta unidade ortoquartzitos, por vezes recristalizados, com coalescência dos grãos de quartzo (Vasconcelos *et al.*, 1999).

O ambiente de deposição, para todo o Complexo Turvo-Cajati, foi marinho plataformar de águas não muito profundas com importante contribuição carbonática. Os primeiros ciclos de sedimentação tiveram início com formação da plataforma carbonática de águas rasas com restritas faixas arenosas litorâneas. Este quadro, progressivamente, evoluiu para sedimentação terrígena pelítica, onde o ambiente tectônico é de difícil caracterização (Vasconcelos *et al.* 1999).

Sobre a idade destes litotipos, tem-se somente a época da fase final de resfriamento e do último evento metamórfico impresso nos mica xistos. Adota-se, assim, a idade de 587 ± 21 Ma, obtida por Campagnoli (1996) para a [unidade paragnáissica \(NPtcp\)](#), através do método K-Ar em flogopita de mica xistos.

NPtcp - Complexo Turvo-Cajati, unidade paragnáissica

LZD

O Complexo Turvo-Cajati foi definido por Silva *et al.* (1981). A unidade paragnáissica é representada por corpos com áreas de exposição tanto pequenas como grandes, alongados na direção NE-SW, sudoeste de SP.

Constituem esta unidade, paragnaisses a biotita, granada e sillimanita, migmatíticos, com intercalações de quartzitos, por vezes recristalizados, da [unidade quartzítica \(NPtcq\)](#). Os paragnaisses são esbranquiçados, recristalizados, e próximo aos domínios de quartzitos, tornam-se mais quartzosos, indicando transição de ambientes de deposição. Ocorrem quartzo e anfibólio xistos, quartzo-mica xistos, cálcio-xistos bandados e rochas calcissilicáticas, cujas paragêneses, com diopsídio, são indicativas de metamorfismo de grau elevado. Intercalações de metabásicas são raras (Vasconcelos *et al.* 1999).

O ambiente de deposição, para todo o Complexo Turvo-Cajati, foi marinho plataformar de águas não muito profundas, com importante contribuição carbonática. Os primeiros ciclos de sedimentação tiveram início com formação da plataforma carbonática de águas rasas ([unidade carbonática NPtcm](#)) com restritas faixas arenosas litorâneas. Este quadro, progressivamente, evoluiu para sedimentação terrígena pelítica, onde o ambiente tectônico é de difícil caracterização (Vasconcelos *et al.* 1999).

A estrutura planar mais evidente é a intensa foliação dada pelo rearranjo planar, estiramento, recristalização e neocristalização de minerais micáceos, anfibólios, quartzo e feldspato. O bandamento gnáissico e estruturas estromáticas são paralelos a esta foliação (Campos Neto 1983 b).

Campagnoli (1996) datou flogopitas de mica xistos, obtendo idade K-Ar de 587 ± 21 Ma, indicativa da fase final de resfriamento e do último evento metamórfico impresso nestas rochas.

NPTcx - Complexo Turvo-Cajati, unidade de xistos

LZD

O Complexo Turvo-Cajati foi definido por Silva *et al.* (1981). A unidade de xistos é representada por dois grandes corpos, alongados na direção NE-SW, na região sudoeste de SP. O menor é limitado a norte pela zona de cisalhamento Lancinha-Itariri (Basei *et al.* 2000) que traça seu contato com rochas da [unidade metapelítica \(MPsap\)](#) da Seqüência Serra das Andorinhas.

Afloram na unidade mica xistos, quartzo e anfibólio xistos, xistos finos e filitos, por vezes granatíferos e grafitosos e raras intercalações de metabasitos, gonditos e gnaisses. Dois conjuntos podem ser estabelecidos e estão em contato aparentemente normal. Em um primeiro conjunto ocorrem leitos metassedimentares imaturos basais, de metarritmitos com turmalina, alternando para metassiltitos arcoseanos, muscovita-biotita-quartzo xisto, quartzito fino e metagrauvasas quartzosas. Um segundo conjunto engloba leitos metassedimentares maduros superiores de ortoquartzitos alternados com anfibolitos e clorita xistos; no topo afloram filitos sedosos com níveis carbonosos e rítmicos sericita quartzosos. A estratificação primária sedimentar pode estar preservada e nos níveis rítmicos, observa-se alternância de leitos de quartzitos finos e/ou metassiltitos com metapelitos. A xistosidade, subparalela à estratificação, é a superfície planar mais evidente (Campos Neto 1983 b).

Nos xistos de grau baixo, com muscovita-biotita verde-clorita, a biotita verde passou a clorita por retrometamorfismo e pelo mesmo motivo, a granada, nos muscovita-quartzo xistos, passou a biotita e clorita (Campagnoli 1996).

A sedimentação, para todo o Complexo, ocorreu em ambiente marinho onde os primeiros ciclos de sedimentação tiveram início com a formação da plataforma carbonática de águas rasas ([unidade carbonática NPtcm](#)) com restritas faixas arenosas litorâneas. Este quadro, progressivamente, evoluiu para sedimentação terrígena pelítica, onde o ambiente tectônico é de difícil caracterização (Vasconcelos *et al.* 1999).

Sobre a idade destes litotipos, tem-se somente a época da fase final de resfriamento e do último evento metamórfico impresso nos mica xistos. Adotou-se, assim, a idade de 587 ± 21 Ma, obtida por Campagnoli (1996), para a [unidade paragnáissica \(NPtcp\)](#), através do método K-Ar, em flogopita de mica xistos.

NPrC - Formação Rio das Cobras

EDS

O Xisto Rio das Cobras foi originalmente definido como formação por Lopes e Lima (1985) para designar xistos diversos que ocorrem nas proximidades da baía de Paranaguá, no estado do Paraná. Metassedimentos descritos no sudoeste de São Paulo, foram relacionados a esta unidade (Weber 1998, Passarelli 2001).

Trata-se de uma associação de mica xistos representada, geralmente, por muscovita-biotita-quartzo xistos. Podem ocorrer, em quantidades diversas, granada, sillimanita (fibrolita), cianita, andaluzita, turmalina, plagioclásio, estauroлита, clorita e tremolita (Lopes e Lima 1985, Vasconcelos *et al.* 1999). São descritos localmente, intercalações de quartzitos, cálcio xistos, biotita gnaisses, por vezes granatíferos, e anfibólitos, que podem se apresentar migmatíticos em diferentes graus de anatexia (Siga Jr. 1995). De modo restrito, foram identificadas metagrauvas, por vezes calcíferas, intercalações de metarcóseos e, mais raramente, de gonditos (Vasconcelos *et al.* 1999). Na região sudoeste do Estado de São Paulo, ocorre como metassedimentos de baixo grau metamórfico, compreendendo metarritmitos caracterizados pela alternância de metarenitos finos e metassiltitos (Weber 1998, Passarelli 2001).

Lopes (1987) identifica nestas rochas paragênese mineral indicativa dos graus baixo, na zona da biotita, e médio, na zona da almandina-anfibólio.

NP2r_γ1Irn – Complexo Rio Negro

MMP

A designação Unidade Rio Negro foi estabelecida em Matos *et al.* (1980) para “migmatitos de tramas heterogêneas que gradam para tipos homogêneos ou granitóides (diatexitos)” na região de Cordeiro-Cantagalo (RJ). Para Pinto *et al.* (1980) esta unidade englobaria também biotita ortognaisse bandado, geralmente “paleossoma” dos migmatitos.

A redefinição do Complexo Rio Negro como é hoje entendido, vem de Tupinambá (1999) que o restringiu aos ortognaisses calcialcalinos em associação com plutons gabróides. Este conjunto constituiria o “Arco Rio Negro” de idade neoproterozóica. É constituído de gnaisses cinzas bandados ou homogêneos de textura porfírica e composição predominantemente tonalítica. Ocorrem lentes de metagabro, metaquartzo-diorito, anfibolito e, localmente, gnaisse enderbítico. Segundo Tupinambá (1999) representam uma suíte calcialcalina expandida de médio-K que inclui termos trondhjemíticos. Uma datação U-Pb em zircão resultou numa idade de 634 ± 10 M.a, interpretada por Tupinambá (1999) como idade de cristalização.

São cortados por granitóides e leucogranitos peraluminosos correlatos ao magmatismo associado ao desenvolvimento do Orógeno Araçuaí.

NPax - Grupo Andrelândia, unidade de xistos

MMP

O Grupo Andrelândia foi definido na região de Andrelândia (MG) em Ebert (1956), com hierarquia de série, para metassedimentos de grau médio em que se intercalam micaxistos e metagrauvas além de quartzitos, predominantes na base.

Foram incluídos na unidade de xistos diversos pacotes metapelíticos independentes que podem representar posições paleogeográficas e estratigráficas distintas. Predomina micaxisto com variações mineralógicas que refletem a composição original do sedimento ou o grau metamórfico. Ocorrem como minerais comuns biotita, muscovita, quartzo, aluminossilicato, granada, plagioclásio, estauroлита e rutilo. Intercalam-se níveis de (aluminossilicato)-(granada)-mica quartzito que ora atingem espessuras expressivas como corpos isolados ou chegam a participar de um bandamento rítmico com os xistos (região de São Gonçalo do Sapucaí - MG). Ocorrem ainda intercalações de granada-biotita-plagioclásio gnaiss, ortoquartzito, gnaiss calcissilicático, (granada) anfíbolito e raras lentes de metaultramáfica. Na região de Lima Duarte (MG) é também comum sillimanita-granada-biotita ou muscovita gnaiss a dois feldspatos (Pinto *et al.* 1991).

A unidade de xistos aflora na base da [unidade de metagrauvas \(NPagv\)](#) nas nappes metapelíticas de Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia e no topo da [unidade quartzítica \(NPaq\)](#) na Nappe Lima Duarte (Campos Neto e Caby 1999, Campos Neto 2002). Reconhece-se como primeira foliação sin-metamórfica uma estrutura planar a plano-linear desenvolvida progressivamente de um estágio coaxial (reliquiar em granadas porfiroblásticas) para um estágio não-coaxial com arranjos planares de minerais micáceos, também em arcos poligonais e em pares S-C. Uma segunda foliação é plano-axial de dobras recumbentes, isoclinais de primeira geração que, regionalmente, são reconhecidas como nappes de dobramento, responsáveis pela justaposição de distintos empilhamentos litoestratigráficos (Vasconcellos 1988, Peloggia 1990, Perrotta 1991, Campos Neto 1991, Campos Neto 2002). Três ou quatro fases regionais de dobramentos posteriores foram descritas por estes autores.

Campos Neto e Caby (1999) e Campos Neto (2002) determinaram condições metamórficas de reequilíbrio nas nappes metapelíticas, associadas a uma rápida exumação quase isotérmica desde a fácies eclogito até anfíbolito, sob temperaturas de 580-770°C e pressões de 8,2 a 14 kb.

NPadp - Grupo Andrelândia, gnaissse duas pontes

MMP

Os gnaisses Duas Pontes foram definidos sob esta denominação em Basei *et al.* (1986). São rochas calcissilicáticas homogêneas ou com bandamento centimétrico. O conteúdo litológico pode ser definido como clinopiroxênio gnaissse cinza esverdeado, a plagioclásio (andesina-labradorita), quartzo, diopsídio, hornblenda e subordinadamente microclínio como megacristais. Os minerais acessórios são escapolita, epidoto, tremolita-actinolita, titanita, apatita, opacos, allanita e zircão. Carbonatos, sericita, clorita e clinozoizita são minerais de alteração. Ocorrem intercalações de granada-hornblenda gnaissse, anfibolito, e quartzito micáceo e feldspático comum na base da unidade.

NPagv - Grupo Andrelândia, unidade de metagrauvas

MMP

O Grupo Andrelândia foi definido na região de Andrelândia (MG) em Ebert (1956), com hierarquia de série, para metassedimentos de grau médio em que se intercalam micaxistos e metagrauvas além de quartzitos, predominantes na base. A unidade das metagrauvas corresponde aos Xistos Santo Antônio de Trouw *et al.* (1983).

Constitui esta unidade granada-(muscovita)-biotita-plagioclásio gnaisse homogêneo, granoblástico. O plagioclásio é andesina (ou oligoclásio), a granada é poiquilítica (com inclusões de biotita, clorita, quartzo e rutilo) e cianita ou sillimanita aparecem em pequenas proporções. Ocorrem vênulas de quartzo (mm-cm) paralelas à foliação principal. O gnaisse homogêneo pode alternar-se com bancos decimétricos a métricos mais micáceos, de textura granolepdoblástica, granada-(aluminossilicato)-mica xisto feldspático e muscovita quartzito. Intercalam-se subordinadamente bancos lenticulares de anfibólito.

Com base em química de elementos maiores e menores Campos Neto *et al.* (1990), Perrotta (1991) e Peloggia (1990) sugerem para o plagioclásio gnaisse origem em grauvas vulcanoclásticas de composição ácida-intermediária e afinidade calcialcalina. Foram interpretadas por Janasi (1999) como de ambiente de margem ativa.

A unidade de metagrauvas aflora no topo da [unidade de xistos \(NPax\)](#) nas nappes metapelíticas de Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia (Campos Neto e Caby 1999, Campos Neto 2002). Reconhece-se como primeira foliação sin-metamórfica uma estrutura planar a plano-linear desenvolvida progressivamente de um estágio coaxial (reliquiar em granadas porfiroblásticas) para um estágio não-coaxial com arranjos planares de minerais micáceos, também em arcos poligonais e em pares S-C. Uma segunda foliação é plano-axial de dobras recumbentes, isoclinais de primeira geração que regionalmente são reconhecidas como nappes de dobramento, responsáveis pela justaposição de distintos empilhamentos litoestratigráficos (Vasconcellos 1988, Peloggia 1990, Perrotta 1991, Campos Neto 1991, Campos Neto 2002). Três ou quatro fases regionais de dobramentos posteriores foram descritas por estes autores. O metamorfismo principal nas nappes metapelíticas atingiu condições de média-alta temperatura e alta pressão.

Dados isotópicos Sm-Nd e Rb-Sr (Janasi 1999) indicaram componente juvenil nas grauvas, T_{DM} em 1,2 Ga e idade-modelo de 0,92 Ga, enquanto que os metapelitos que intercalam essa unidade apresentam T_{DM} entre 1,8 e 2,1Ga, sugerindo a contribuição de área-fonte continental e antiga. Campos Neto (2002), com base em análises U-Pb_{SHRIMP} em zircões detríticos, estimou a idade da área fonte no intervalo entre 960-670 Ma e idade mínima de cristalização há ca. 635 Ma, admitida como idade mínima da deposição (Campos Neto 2002).

NPaq - Grupo Andrelândia, unidade quartzítica

MMP

O Grupo Andrelândia foi definido na região de Andrelândia (MG) em Ebert (1956), com hierarquia de série, para metassedimentos de grau médio em que se intercalam micaxistos e metagrauvas além de quartzitos, predominantes na base.

Foram incluídos na unidade quartzítica diversos pacotes metapsamíticos que afloram por toda área de ocorrência do Grupo Andrelândia. Eles podem representar posições paleogeográficas e estratigráficas distintas.

Na região de Lima Duarte (MG), engajados em nappe de mesmo nome, ocorrem duas unidades essencialmente quartzíticas (Pinto *et al.* 1991). Na base quartzitos, no geral ortoquartzíticos, grossos e maciços com intercalações de muscovita quartzitos e muscovita-sillimanita-biotita-granada quartzitos associadas a restritos níveis ferríferos bandados. No topo predomina muscovita quartzito com intercalações de muscovita-quartzo xisto e muscovita xisto, que podem definir uma alternância rítmica composicional. Lentes de (granada)-muscovita-biotita-quartzo xisto ocorrem na base deste pacote.

Na nappe Aiuruoca-Andrelândia Campos Neto e Caby (1999) descrevem pacotes isolados de quartzitos. São, no geral, quartzitos impuros a mica branca e biotita, localmente com granada. Ocorrem níveis de espessuras até métricas de muscovita-magnetita quartzito, mica quartzito feldspático além de granada-aluminossilicato-biotita xisto.

Nas estruturas das Nappes Carmo da Cachoeira (de Campos Neto e Caby 1999) e Três Pontas-Varginha (de Campos Neto 2000) Garcia (2001) descreveu (muscovita) quartzito grosso com ou sem granada, com ou sem cianita, associado a (granada) anfíbolito.

Na região de Ouro Fino (MG) Vasconcellos (1988) descreveu um pacote espesso de (biotita) quartzito arcoseano placoso fino a médio que grada localmente a biotita metarcóseo e apresenta intercalações de muscovita-biotita-quartzo xisto, biotita plagioclásio gnaiss e anfíbolito.

Como na maioria das unidades descritas no Grupo Andrelândia os conjuntos quartzíticos apresentam como foliação principal uma xistosidade de segunda geração, plano-axial de dobras recumbentes, isoclinais de primeira geração que regionalmente são reconhecidas como nappes de dobramento, responsáveis pela justaposição de distintos empilhamentos litoestratigráficos (Vasconcellos 1988, Peloggia 1990, Perrotta 1991, Campos Neto 1991, Campos Neto 2002). Esta xistosidade transpõe uma primeira foliação sin-metamórfica desenvolvida progressivamente de um estágio coaxial para um estágio não-coaxial. Ambas, desenvolvidas progressivamente, associam-se a condições metamórficas variáveis sendo de fácies granulito-eclogito na Nappe Três Pontas-Varginha, média-alta temperatura/alta pressão nas Nappes Carmo da Cachoeira e Aiuruoca-Andrelândia e ultra-alta temperatura/média-alta pressão na Nappe Lima Duarte (Campos Neto e Caby 1999, Vilela 2000, Campos Neto 2000, Campos Neto 2002).

NPvg - Complexo Varginha-Guaxupé, unidade granulítica basal

MMP

O Complexo Varginha-Guaxupé foi utilizado aqui no sentido de Schobbenhaus Filho *et al.* (1981), estendendo-se a denominação para as unidades reconhecidas mais a sul por Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto (1985) como a ele correlatas, dentro do conceito da unidade tectonoestratigráfica denominada Nappe Socorro-Guaxupé. A presente unidade corresponde à unidade granulítica basal de Campos Neto e Caby (2000).

Predominam na unidade basal deste complexo granada-(ortopiroxênio) granulito bandado de composição modal enderbítica, mangerítica e sienítica (Oliveira *et al.* 1986). Feições anatéticas traduzem-se pela presença de bandas estromáticas de leucossomas anidros. Intercalam-se granada granulito máfico e diorito gnáissico, nas proximidades dos maciços mangeríticos Mococa e São José do Rio Pardo, e granulito básico que varia de olivina websterito a plagioclásio gabronorito, na região de Guaxupé (Choudhuri *et al.* 1998). Os últimos são considerados como intrusivas sin-metamórficas (Campos Neto e Caby 2000). Ocorrem também veios concordantes de granada mangerito e esparsas lentes de granada-biotita-espínélio-plagioclásio gnaiss de derivação pelítica.

Com base na química de elementos maiores e traços Campos Neto *et al.* (1996) sugerem que os granulitos enderbíticos derivam principalmente de protólitos ígneos de arco magmático. Janasi (1999) demonstra a afinidade calcialcalina destes termos intermediários e tholeiítica dos granulitos máficos.

Em direção ao topo os granulitos gradam para fácies anfíbolito com o domínio de hornblenda e/ou biotita gnaiss tonalítico a granodiorítico contendo lentes metabásicas e bandas estromáticas trondhjemíticas. Relações petrográficas mostram que as rochas na fácies anfíbolito não representam produtos de retrometamorfismo dos granulitos (Fernandes *et al.* 1987).

Segundo Campos Neto e Caby (2000) a Nappe Socorro-Guaxupé consiste de uma pilha de nappes deslocadas para ENE, separadas por rampas laterais reativadas como falhas transcorrentes posteriormente aos deslocamentos principais. Esta organização estrutural resulta em níveis crustais inferiores expostos nas nappes mais ocidentais. Nos granulitos basais reconhece-se como foliação principal estrutura plano-linear a lineações minerais e de estiramento com baixo ângulo de caimento para W-SW. Indicadores cinemáticos, contemporâneos a dobramentos isoclinais e em bainha sob condições metamórficas de alto grau, indicam direção de transporte para NE. Em direção ao topo dos granulitos basais ocorre cisalhamento sin-metamórfico normal com indicadores cinemáticos consistentes com topo a SW.

Os granulitos da unidade basal registram condições metamórficas de alta pressão-temperatura, atingindo $T = 850^{\circ}\text{C}$ e $P = 14 \text{ kb}$ (Campos Neto e Caby 2000). Basei *et al.* (1995) obtiveram em charnockito gnáissico cálcio-alcalino da região de Muzambinho, idades U-Pb em zircão de $643 \pm 12 \text{ Ma}$, interpretada como idade máxima para o metamorfismo de alto grau.

NPvog - Complexo Varginha-Guaxupé, unidade ortognáissica migmatítica intermediária

MMP

O Complexo Varginha-Guaxupé foi utilizado aqui no sentido de Schobbenhaus Filho *et al.* (1981), estendendo-se a denominação para as unidades reconhecidas mais a sul por Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto (1985) como a ele correlatas, dentro do conceito da unidade tectonoestratigráfica denominada Nappe Socorro-Guaxupé. A presente unidade corresponde à unidade diatexítica intermediária de Campos Neto e Caby (2000). Incluiu-se nela parte do Complexo Paraisópolis de Cavalcante *et al.* (1979) e Migmatitos Pinhal de Wernick e Penalva (1974).

Caracterizam a unidade migmatítica intermediária biotita-hornblenda nebulito de composições granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica em contatos transicionais com corpos batolíticos de granito gnáissico anatótico metaluminoso comumente porfirítico, gerado por fusão parcial *in situ* de estratos infracrustais. Englobam migmatito estromático a mesossoma gnáissico de composição diorito-tonalítica, leucossomas trondhjemíticos e melanossomas ferro-magnesianos. O granito gnáissico contém ainda enclaves de gnaiss Diorito-monzodiorítico, xenólitos de gnaiss calcissilicático e lentes de sillimanita-cordierita metapelito. Ocorrem também, subordinadamente, corpos de granitóides peraluminosos.

Segundo Campos Neto e Caby (2000) a Nappe Socorro-Guaxupé consiste de uma pilha de nappes deslocadas para ENE, separadas por rampas laterais reativadas como falhas transcorrentes posteriormente aos deslocamentos principais. Mas, lineações minerais e de estiramento com caimento para SE e indicação de bloco superior movimentado para SW foram mapeadas na unidade migmatítica intermediária (Campos Neto e Figueiredo 1985, Ebert *et al.* 1996). Estão associadas a um conjunto de falhas normais dúcteis sin-metamórficas cujos movimentos extensionais foram responsáveis pelo contato direto da [unidade migmatítica superior \(NPvm\)](#) sobre a [unidade granulítica basal \(NPvg\)](#). Cavalgamentos tardimetamórficos de direção NE controlam extensas exposições da unidade intermediária, estão associados a dobramentos da foliação principal, com vergência para NE, desenvolvidos sob condições metamórficas de fácies anfíbolito.

A anatexia na unidade intermediária desenvolveu-se sob condições de ultra-alta temperatura e de média-baixa pressão, associada à fusão por desidratação de biotita em níveis crustais intermediários, sob temperaturas de até 850°C (Campos Neto 2000).

Janasi (1999) obteve idades de $611 \pm 2,9$ (U-Pb em monazita) e 640 ± 15 (U-Pb em zircão) em ortognáisses desta unidade.

NPvm - Complexo Varginha-Guaxupé, unidade paragnáissica migmatítica superior

MMP

O Complexo Varginha-Guaxupé foi utilizado aqui no sentido de Schobbenhaus Filho *et al.* (1981), estendendo-se a denominação para as unidades reconhecidas mais a sul por Campos Neto e Basei (1983) e Campos Neto (1985) como a ele correlatas, dentro do conceito da unidade tectonoestratigráfica denominada Nappe Socorro-Guaxupé. A presente unidade corresponde à unidade migmatítica superior de Campos Neto e Caby (2000). Incluíram-se nela os Complexos Caconde (Campos Neto 1985) e Piracaia (no sentido de Campos Neto *et al.* 1983).

Consiste principalmente de metassedimentos migmatíticos com anatexia decrescente em direção ao topo. Trata-se de (cordierita)-granada-(sillimanita)-biotita gnaiss bandado com leucossomas a biotita e granada, que gradam, para o topo, a mica xisto com leucossoma a muscovita restrito. Reconhece-se ainda, sobrejacente à unidade metapelítico-aluminosa basal, seqüência metapsamítica com metacarbonato e gnaiss calcissilicático subordinados. Ocorrem intercalações de gnaiss básico-intermediário e metabásica. Nebulito gnáissico-granítico e ortognaisses intrusivos, pré a sin-anatexia, ocorrem com freqüência (Campos Neto 1991).

Os metassedimentos possuem uma foliação regional, de segunda geração, superimposta a uma foliação, ou bandamento gnáissico pretérito. Nos neossomas a foliação regional é primária e contemporânea ao metamorfismo principal na Nappe Socorro-Guaxupé (Campos Neto 1991).

A anatexia desenvolveu-se sob condições de $T = 800^{\circ}\text{C}$ e $P = 4,5 \text{ kb}$ (Vasconcellos *et al.* 1991) resultante de fusão por desidratação de muscovita. É contemporânea ao metamorfismo principal na Nappe Socorro-Guaxupé, estimado em $625 \pm 5 \text{ Ma}$ (Campos Neto 2000). Ebert *et al.* (1996) obtiveram em zircões de metassedimentos de alto-grau idades U-Pb de 1,9-2,1 Ga (intercepto inferior), interpretadas por Campos Neto e Caby (2000) como idade média de zircões herdados incorporados aos sedimentos. O padrão isotópico de Nd registra, para esta unidade crustal valores TDM, de 1,2 a 2,1 (Ragatky 1997, Janasi 1999), o que evidencia uma heterogeneidade das fontes dos sedimentos.

NP3srpv – Formação Pirapora do Bom Jesus – unidade metavulcânica - Grupo São Roque

EDS/MMP

A primeira referência às rochas relacionadas ao Grupo São Roque foi realizada por Campos (1889) sendo a denominação de Grupo introduzida por Lefevre *et al.* (1963). Coloca-se, através de contatos tectônicos, sobre as rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#) (Juliani e Beljavskis 1995).

Em revisão litoestratigráfica a respeito dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, Juliani e Beljavskis (1995) propõem para o último, a subdivisão nas formações Pirapora do Bom Jesus, Piragibu, Estrada dos Romeiros e Boturuna.

A [Formação Pirapora do Bom Jesus](#), inicialmente proposta como Formação Pirapora por Bergmann (1988), foi individualizada em uma [unidade metavulcânica \(NP3srpv\)](#) na base e uma [unidade carbonática \(NP3srpc\)](#), no topo.

Segundo Bergmann (1988), a unidade metavulcânica é constituída de uma pilha de rochas metavulcânicas a subvulcânicas de caráter básico tholeiítico, com rochas piroclásticas perfazendo uma porção representativa da coluna. Estes corpos têm disposição tabular, de extensão da ordem de dezenas de quilômetros. Constituem a pilha metavulcânica bancos intercalados de ortoanfibolitos de granulação média, grossa e fina, com relictos de textura ígnea preservada, associados a níveis métricos de cromititos encaixados em talco xistos e balizados por níveis de hematita compacta; *metacherts* também são descritos neste pacote. No topo desta pilha ocorrem bancos de ortoanfibolitos finos com textura amgdalóide e estruturas tipo *pillow lava*. Do ponto de vista do conteúdo mineralógico principal os ortoanfibolitos são constituídos por actinolita, plagioclásio, epidoto, biotita. Rochas psamíticas e pelíticas são de ocorrência restrita. São metarcóseos, metagrauvas e metapelitos que perfazem bancos métricos a decimétricos nos anfibolitos bandados.

O ambiente de deposição do Grupo São Roque corresponde a um mar raso, em uma bacia de retro-arco, onde estariam representadas desde fácies deltaicas proximais até turbiditos de águas mais profundas, com atividade vulcânica subaquosa restrita (Bergmann 1988). Todas as litologias são pouco deformadas, com dobras de vergência para noroeste, que se apresentam mais estiradas próximas às zonas de cisalhamento (Bergmann 1988).

O conjunto dos litotipos do Grupo São Roque sofreu metamorfismo na fácies xisto verde de baixa pressão, localmente alcançando grau metamórfico mais elevado devido à intrusão de diversos corpos graníticos no Neoproterozóico (Juliani e Beljavskis 1995).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando frações de monazitas de rochas metavulcânicas máficas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram uma idade de cristalização de 628 ± 9 Ma pelo método U-Pb. Pelo mesmo método, em zircões extraídos de um dique de riolito que corta a Formação Estrada dos Romeiros, foi obtida uma idade de 607 ± 28 Ma, interpretada como a idade mínima de deposição. Adicionalmente, Fetter *et al.* (2001) datou, pelo método U-Pb, clastos granodioríticos coletados em um conglomerado na base do Grupo São Roque, que forneceram idades de 2.231 ± 49 Ma. Estes clastos seriam

presumivelmente derivados do embasamento do grupo durante evento de rifteamento.

NP3srpc – Formação Pirapora do Bom Jesus – unidade carbonática - Grupo São Roque

EDS/MMP

A primeira referência às rochas relacionadas ao Grupo São Roque foi realizada por Campos (1889) sendo a denominação de Grupo introduzida por Lefevre *et al.* (1963). Coloca-se, através de contatos tectônicos, sobre as rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#) (Juliani e Beljavskis 1995).

Em revisão litoestratigráfica a respeito dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, Juliani e Beljavskis (1995) propõem para o último, a subdivisão nas formações Pirapora do Bom Jesus, Piragibu, Estrada dos Romeiros e Boturuna.

A [Formação Pirapora do Bom Jesus](#), inicialmente proposta como Formação Pirapora por Bergmann (1988), foi individualizada em uma [unidade metavulcânica \(NP3srpv\)](#) na base e uma [unidade carbonática \(NP3srpc\)](#), no topo.

Segundo Bergmann (1988) constituem a unidade carbonática, calcifilitos e mármore dolomíticos com estromatólitos. Os calcifilitos são constituídos de carbonato, quartzo, actinolita e opacos e encaixam lentes decimétricas a métricas de metadolomito e esparsamente quartzito laminado.

Os metadolomitos são rochas de granulação muito fina, localmente com bandamento pela intercalação de bancos de granulação fina, constituídos essencialmente por dolomita, com quartzo, tremolita e opacos como acessórios. Metadolomitos oolíticos também foram descritos nesta unidade (Bergmann 1988).

O ambiente de deposição do Grupo São Roque corresponde a um mar raso, em uma bacia de retro-arco, onde estariam representadas desde fácies deltaicas proximais até turbiditos de águas mais profundas, com atividade vulcânica subaquosa restrita (Bergmann 1988). Todas as litologias são pouco deformadas, com dobras de vergência para noroeste, que se apresentam mais estiradas próximas às zonas de cisalhamento (Bergmann 1988).

O conjunto dos litotipos do Grupo São Roque sofreu metamorfismo na fácies xisto verde de baixa pressão, localmente alcançando grau metamórfico mais elevado devido à intrusão de diversos corpos graníticos no Neoproterozóico (Juliani e Beljavskis 1995).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando frações de monazitas de rochas metavulcânicas máficas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram uma idade de cristalização de 628 ± 9 Ma pelo método U-Pb. Pelo mesmo método, em zircões extraídos de um dique de riolito que corta a Formação Estrada dos Romeiros, foi obtida uma idade de 607 ± 28 Ma, interpretada como a idade mínima de deposição. Adicionalmente, Fetter *et al.* (2001) datou, pelo método U-Pb, clastos granodioríticos coletados em um conglomerado na base do Grupo São Roque, que forneceram idades de 2.231 ± 49 Ma. Estes clastos seriam presumivelmente derivados do embasamento do grupo durante evento de rifteamento.

NP3srpi – Formação Piragibu – Grupo São Roque

EDS

A primeira referência às rochas relacionadas ao Grupo São Roque foi realizada por Campos (1889) sendo a denominação de Grupo introduzida por Lefevre *et al.* (1963). Coloca-se, através de contatos tectônicos, sobre as rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#) (Juliani e Beljavskis 1995).

Em revisão litoestratigráfica a respeito dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, Juliani e Beljavskis (1995) propõem para o último, a subdivisão nas formações Pirapora do Bom Jesus, Piragibu, Estrada dos Romeiros e Boturuna.

A [Formação Piragibu \(NP3srpi\)](#), definida por Hasui *et al.* (1976) e redefinida por Juliani e Beljavskis (1995), é constituída predominantemente por metarritmitos feldspáticos, com intercalações pouco espessas de filito, por vezes grafitoso, ardósia, metarenito, metarcóseo, raros metabasitos e rochas vulcanoclásticas, além de pequenas lentes de metaconglomerados e metabrechas na base. Esta unidade não foi descrita na região de Pirapora do Bom Jesus, mas pode corresponder lateralmente ao membro arenoso da Formação Estrada dos Romeiros.

O ambiente de deposição do Grupo São Roque corresponde a um mar raso, em uma bacia de retro-arco, onde estariam representadas desde fácies deltaicas proximais até turbiditos de águas mais profundas, com atividade vulcânica subaquosa restrita (Bergmann 1988). Todas as litologias são pouco deformadas, com dobras de vergência para noroeste, que se apresentam mais estiradas próximas às zonas de cisalhamento (Bergmann 1988).

O conjunto dos litotipos do Grupo São Roque sofreu metamorfismo na fácies xisto verde de baixa pressão, localmente alcançando grau metamórfico mais elevado devido à intrusão de diversos corpos graníticos no Neoproterozóico (Juliani e Beljavskis 1995).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando frações de monazitas de rochas metavulcânicas máficas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram uma idade de cristalização de 628 ± 9 Ma pelo método U-Pb. Pelo mesmo método, em zircões extraídos de um dique de riolito que corta a Formação Estrada dos Romeiros, foi obtida uma idade de 607 ± 28 Ma, interpretada como a idade mínima de deposição. Adicionalmente, Fetter *et al.* (2001) datou, pelo método U-Pb, clastos granodioríticos coletados em um conglomerado na base do Grupo São Roque, que forneceram idades de 2.231 ± 49 Ma. Estes clastos seriam presumivelmente derivados do embasamento do grupo durante evento de rifteamento.

NP3srer – Formação Estrada dos Romeiros – Grupo São Roque

MMP/EDS

A primeira referência às rochas relacionadas ao Grupo São Roque foi realizada por Campos (1889) sendo a denominação de Grupo introduzida por Lefevre *et al.* (1963). Coloca-se, através de contatos tectônicos, sobre as rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#) (Juliani e Beljavskis 1995).

Em revisão litoestratigráfica a respeito dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, Juliani e Beljavskis (1995) propõem para o último, a subdivisão nas formações Pirapora do Bom Jesus, Piragibu, Estrada dos Romeiros e Boturuna.

A [Formação Estrada dos Romeiros \(NP3srer\)](#), definida por Bergmann (1988), ocorre, na região de Pirapora do Bom Jesus, em contato transicional com a unidade carbonática da Formação Pirapora do Bom Jesus. Comporta na base um membro arenoso (que pode ser correlato da Formação Piragibu), com metarenitos, ritmitos gradados micro-conglomeráticos e intercalações subordinadas de metapelitos. O membro pelítico superior é constituído por metarritmitos síltico-argilosos com níveis de metarenitos quartzosos.

O membro arenoso tem na base um uma camada de quartzito fino brechado sobre a qual observa-se um pacote rítmico onde se intercalam lentes contínuas, de até 20 cm de espessura, de microconglomerados, que na base se assentam bruscamente sobre metarenitos finos e no topo passam gradacionalmente a lentes de metarenitos de granulação média de espessura equivalente ou menor. Os metarenitos podem ser classificados como quartzo arenitos e subarcóseos. Bancos pelíticos centimétricos são menos comuns no pacote rítmico, mas passam a bancos de ardósia bandada, mais espessos, no topo. Muito localmente são descritos bancos de metagrauvaca e metarenito laminado a hematita. Estruturas sedimentares preservadas neste pacote são dos tipos *linsen*, laminação *wavy*, laminação convoluta e *climbings*.

A passagem para o membro pelítico é gradacional com a predominância dos termos pelíticos no topo do membro arenoso. Na base do membro pelítico predominam ardósias e filitos laminados com intercalações de ritmitos gradados, microconglomeráticos e metarenitos médios a finos. Os últimos passam a predominar em direção ao topo da seqüência.

O ambiente de deposição do Grupo São Roque corresponde a um mar raso, em uma bacia de retro-arco, onde estariam representadas desde fácies deltaicas proximais até turbiditos de águas mais profundas, com atividade vulcânica subaquosa restrita (Bergmann 1988). Todas as litologias são pouco deformadas, com dobras de vergência para noroeste, que se apresentam mais estiradas próximas às zonas de cisalhamento (Bergmann 1988).

O conjunto dos litotipos do Grupo São Roque sofreu metamorfismo na fácies xisto verde de baixa pressão, localmente alcançando grau metamórfico mais elevado devido à intrusão de diversos corpos graníticos no Neoproterozóico (Juliani e Beljavskis 1995).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando frações de monazitas de rochas metavulcânicas máficas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram uma idade de cristalização de 628 ± 9 Ma pelo método U-Pb. Pelo mesmo método, em zircões extraídos de um dique de riolito que corta a Formação Estrada dos

Romeiros, foi obtida uma idade de 607 ± 28 Ma, interpretada como a idade mínima de deposição. Adicionalmente, Fetter *et al.* (2001) datou, pelo método U-Pb, clastos granodioríticos coletados em um conglomerado na base do Grupo São Roque, que forneceram idades de 2.231 ± 49 Ma. Estes clastos seriam presumivelmente derivados do embasamento do grupo durante evento de rifteamento.

NP3srbt – Formação Boturuna – Grupo São Roque

MMP/EDS

A primeira referência às rochas relacionadas ao Grupo São Roque foi realizada por Campos (1889) sendo a denominação de Grupo introduzida por Lefevre *et al.* (1963). Coloca-se, através de contatos tectônicos, sobre as rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#) (Juliani e Beljavskis 1995).

Em revisão litoestratigráfica a respeito dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque, Juliani e Beljavskis (1995) propõem para o último, a subdivisão nas formações Pirapora do Bom Jesus, Piragibu, Estrada dos Romeiros e Boturuna.

A [Formação Boturuna \(NP3srbt\)](#) foi originalmente definida por Hasui *et al.* (1976) e redefinida por Dantas *et al.* (1986) e Bergmann (1988).

Segundo Bergmann (1988) a Formação Boturuna apresenta contato brusco a transicional com a Formação Estrada dos Romeiros, e é constituída de dois membros vulcânicos e dois arenosos. Na base da unidade compreendem o primeiro membro vulcânico, nem sempre presente, corpos tabulares estratificados de lavas almofadadas e ortoanfíbolitos com níveis métricos de metatufos laminados. O primeiro membro arenoso, sotoposto, pode sobrepor-se diretamente e de forma gradacional sobre o membro pelítico da Formação Estrada dos Romeiros. É constituído de metarenitos arcoseanos bandados com bancos métricos de metapelitos. Intercalado no topo do primeiro membro arenoso o segundo membro vulcânico, de ocorrência restrita, aflora em bancos métricos de derrames básicos amigdalóides e vesiculares, com recorrência das camadas de metarcóseos e intercalações decimétricas de rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, amigdalóides. No topo da Formação Boturuna, em contato brusco, ocorre o membro ortoquartzítico, um pacote de metarenitos puros com bandamento dado pela alternância de bancos de granulação média, grossa e muito grossa.

O ambiente de deposição do Grupo São Roque corresponde a um mar raso, em uma bacia de retro-arco, onde estariam representadas desde fácies deltaicas proximais até turbiditos de águas mais profundas, com atividade vulcânica subaquosa restrita (Bergmann 1988). Todas as litologias são pouco deformadas, com dobras de vergência para noroeste, que se apresentam mais estiradas próximas às zonas de cisalhamento (Bergmann 1988).

O conjunto dos litotipos do Grupo São Roque sofreu metamorfismo na fácies xisto verde de baixa pressão, localmente alcançando grau metamórfico mais elevado devido à intrusão de diversos corpos graníticos no Neoproterozóico (Juliani e Beljavskis 1995).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando frações de monazitas de rochas metavulcânicas máficas da Formação Pirapora do Bom Jesus, obtiveram uma idade de cristalização de 628 ± 9 Ma pelo método U-Pb. Pelo mesmo método, em zircões extraídos de um dique de riolito que corta a Formação Estrada dos Romeiros, foi obtida uma idade de 607 ± 28 Ma, interpretada como a idade mínima de deposição. Adicionalmente, Fetter *et al.* (2001) datou, pelo método U-Pb, clastos granodioríticos coletados em um conglomerado na base do Grupo São Roque, que forneceram idades de 2.231 ± 49 Ma. Estes clastos seriam

presumivelmente derivados do embasamento do grupo durante evento de rifteamento.

NP3ab - Formação Abapã – Grupo Itaiacoca

EDS

O Grupo Itaiacoca, como denominado por Bistrichi *et al.* (1985), foi definido inicialmente como formação por Almeida (1956). Corresponde a uma seqüência metavulcanossedimentar que ocorre como uma faixa de direção NE-SW, entre o Complexo Cunhaporanga e o Complexo Três Córregos, no sudoeste do estado de São Paulo. Na concepção aqui adotada são englobadas no Grupo Itaiacoca, além da Formação Abapã, uma [unidade carbonática \(NP3ic\)](#) e uma [unidade terrígena \(NP3it\)](#).

A Formação Abapã, considerada basal no Grupo Itaiacoca (Souza 1990, Reis Neto 1994), corresponde à seqüência metavulcanossedimentar descrita por Trein *et al.* (1985) posteriormente definida como formação por Reis Neto (1994). É caracterizada pela intercalação de rochas metassedimentares com metavulcânicas e metavulcanoclásticas.

Os metassedimentos mais comuns são metarcóseos e metarenitos feldspáticos com ocorrências localizadas de metarenitos, metapelitos e metaconglomerados. Estas rochas apresentam bandamento gradacional e estratificações cruzadas (Theodorovicz *et al.* 1986, Reis Neto 1994, Prazeres Filho 2000).

As rochas metavulcânicas representam vários derrames, com espessuras variáveis, intercaladas aos metassedimentos. São identificadas como metatraquitos potássicos, compostos essencialmente por sanidina, opacos e material devitrificado. Apresentam vesículas e amígdalas, preenchidas por quartzo, clorita e calcita. Foram ainda descritos metabasaltos, metadiabásios, metagabros, metadacito-andesitos e metapiroxenitos, associados a clorita xistos, quartzo-tremolita xistos e quartzo-clorita xistos. Possuem estruturas predominantemente foliadas e, subordinadamente, maciças.

Rochas metavulcanoclásticas ocorrem representadas por níveis finos de filitos, originados a partir de cinzas vulcânicas, e de rochas metapiroclásticas (Theodorovicz *et al.* 1986, Reis Neto 1994, Siga Jr. *et al.* 2001).

A Formação Abapã tem origem relacionada a um provável ambiente de leques aluviais e/ou fanglomerados depositados em calhas profundas de um *rift* continental (Souza 1990, Reis Neto 1994).

Souza (1990) determinou quatro fases deformacionais como responsáveis pela estruturação do Grupo Itaiacoca.

A parâgenese mineral indica metamorfismo na fácies xisto verde, nas zonas da clorita à biotita (Reis Neto 1994). Dados geocronológicos inéditos obtidos pelo método K-Ar, em sericitas neoformadas, sugerem a ocorrência do evento metamórfico entre 628 e 610 Ma (Siga Jr. *et al.* 2001).

Análises geocronológicas U-Pb em zircões das rochas metavulcânicas, forneceram idades de cristalização de 628 ± 18 Ma (SHRIMP) e de 636 ± 30 Ma (convencional) (Siga Jr. *et al.* 2001).

NP3it - Grupo Itaiacoca, unidade terrígena

EDS

O Grupo Itaiacoca, como denominado por Bistrichi *et al.* (1985), foi definido inicialmente como formação por Almeida (1956). Corresponde a uma seqüência metavulcanossedimentar que ocorre numa faixa de direção NE-SW. Na concepção aqui adotada, são englobadas neste grupo, além da [Formação Abapã \(NP3ab\)](#), uma [unidade carbonática \(NP3ic\)](#) e a unidade terrígena.

A unidade terrígena é caracterizada pela ocorrência predominante de metassedimentos de natureza terrígena ocorrendo, localmente, intercalações de rochas metavulcânicas e rochas com associações carbonáticas.

Os metassedimentos mais comuns são metarcóseos, metarenitos feldspáticos, metarenitos e metapelitos com bandamento gradacional e estratificações cruzadas. Podem ocorrer intercalações de filitos, metadolomitos, metamargas e metassiltitos, apresentando bandamento rítmico, laminações e estratificações cruzadas de baixo ângulo, laminações acanaladas e *climbing*. Foram individualizados pacotes compostos essencialmente por metarenitos finos a médios, puros, apresentando laminações horizontais, acamamento gradacional normal e laminações cruzadas de baixo ângulo (Souza 1990, Reis Neto 1994, Siga Jr. *et al.* 2001).

Segundo Souza (1990) a sedimentação do Grupo Itaiacoca teria origem relacionada a um rift continental, com evolução para margem continental passiva, comportando sedimentação de ambiente pouco profundo (linha de costa a plataforma continental externa superior).

Souza (1990) determinou quatro fases deformacionais como responsáveis pela estruturação do Grupo Itaiacoca. A paragênese mineral indica metamorfismo na fácies xisto verde, nas zonas da clorita à biotita (Reis Neto 1994). Dados geocronológicos inéditos obtidos pelo método K-Ar em sercitas neoformadas, sugerem a ocorrência do evento metamórfico entre 628 e 610 Ma (Siga Jr. *et al.* 2001).

Análises geocronológicas U-Pb em zircões das rochas metavulcânicas da Formação Abapã, basal no Grupo Itaiacoca, forneceram idades de cristalização de 628 ± 18 Ma (SHRIMP) e de 636 ± 30 Ma (convencional) (Siga Jr. *et al.* 2001).

NP3ic - Grupo Itaiacoca, unidade carbonática

EDS

O Grupo Itaiacoca, como denominado por Bistrichi *et al.* (1985), foi definido inicialmente como formação por Almeida (1956). Corresponde a uma seqüência metavulcanossedimentar que ocorre numa faixa de direção NE-SW. Na concepção aqui adotada, são englobadas neste grupo, além da [Formação Abapã \(NP3ab\)](#), uma [unidade terrígena \(NP3it\)](#) e a unidade carbonática.

A unidade carbonática é correlacionável, em parte, à Formação Bairro dos Campos, definida por Souza (1990). Trata-se de uma seqüência metaclastoquímica, constituída essencialmente por rochas metacalcárias e, subordinadamente, por metapelitos e metapsamitos, intercalados por rochas metabásicas (Reis Neto 1994).

As rochas metacalcárias correspondem a metadolomitos e mármores intercalados a metamargas, estas últimas representadas por calcifilitos e filitos carbonáticos. Nestas rochas foram identificados acamamentos ondulado e lenticular (*wavy* e *linsen*), laminações *climbing*, microndulações (*ripples*) geradas por correntes e/ou ondas, oólitos e pisólitos, estratificações cruzadas, estruturas de dissecação e turbiditos. Bancos de estromatólitos colunares associados com esteiras algais também estão presentes (Souza 1990, Reis Neto 1994).

As rochas metapelíticas se apresentam como clorita-sericita filitos e sericita-clorita filitos, localmente, sericita filitos, clorita-talco filitos, sericita-talco filitos, talco filitos e filitos talcosos. As rochas metabásicas são representadas por metadoleritos, compostos por cristais de plagioclásio envolvidos por piroxênio e, raramente, hornblenda (Reis Neto 1994).

Segundo Souza (1990) a sedimentação do Grupo Itaiacoca teria origem relacionada a um rift continental, com evolução para margem continental passiva, comportando sedimentação de ambiente pouco profundo (linha de costa a plataforma continental externa superior).

Souza (1990) determinou quatro fases deformacionais como responsáveis pela estruturação do Grupo Itaiacoca. A paragênese mineral indica metamorfismo na fácies xisto verde, nas zonas da clorita à biotita (Reis Neto 1994). Dados geocronológicos inéditos obtidos pelo método K-Ar em sericitas neoformadas sugerem a ocorrência do evento metamórfico entre 628 e 610 Ma (Siga Jr. *et al.* 2001).

Análises geocronológicas U-Pb em zircões das rochas metavulcânicas da Formação Abapã, basal no Grupo Itaiacoca, forneceram idades de cristalização de 628 ± 18 Ma (SHRIMP) e de 636 ± 30 Ma (convencional) (Siga Jr. *et al.* 2001).

NPccgb - Complexo Costeiro, unidade de gnaisses bandados

EDS

O Complexo Costeiro, conforme proposto por Hasui *et al.* (1981), aflora no litoral do Estado de São Paulo. Seu limite norte se dá com as rochas do Complexo Embu, através de importante contato tectônico, marcado pela Falha de Cubatão. A sul é limitado pela linha de costa, aflorando também nas ilhas próximas. Rochas relacionadas à unidade de gnaisses bandados ocorrem nas proximidades da cidade de São Sebastião e de Santos até a região de Itanhaém.

Passarelli (2001) descreve na região de Mongaguá rochas gnáissico-migmatíticas de composição monzogranítica e textura gnáissica caracterizada por bandas irregulares félsicas, quartzo-feldspáticas, intercaladas com bandas máficas. Compreende sua mineralogia quartzo, microclínio, oligoclásio, hornblenda e biotita. Apresentam estruturas e relações texturais complexas, sugerindo a coexistência de magmas distintos, um granítico e um básico, que podem ter se cristalizado concomitantemente, permitindo a formação de rochas híbridas, que foram intensamente deformadas, gerando gnaisses bandados. Ocorrem enclaves máficos com formas ovaladas, arredondadas ou mesmo sigmoidais.

Paralelamente ao bandamento gnáissico sub-horizontal, desenvolve-se uma foliação milonítica, caracterizada pelo estiramento de porfiroclastos de feldspato potássico e orientação de biotitas. Indicadores cinemáticos sugerem transporte para SEE, em uma componente de cavalgamento (Passarelli 2001).

Frações de zircão analisadas pelo método U-Pb apresentaram idade de 612 ± 3 Ma que foi interpretada como a época provável para a formação das rochas gnáissico-migmatíticas. Através do método Sm-Nd, em rocha total, foram obtidas idades T_{DM} de 1.800 Ma, para porção máfica do gnaisse monzogranítico, e de 1.765 Ma, na porção diorítica. Estas idades poderiam indicar que os precursores dos materiais félsico e máfico teriam se diferenciado do manto no Paleoproterozóico, devendo, porém, ser interpretadas com ressalvas por se tratarem de rochas híbridas (Passarelli 2001).

Segundo Dias Neto *et al.* (2000) e Dias Neto (2001) o ápice do processo metamórfico teria ocorrido entre 580 e 560 Ma, como indicam determinações U-Pb (SHRIMP) realizadas em rochas da [unidade de gnaisses peraluminosos \(NPccgp\)](#).

NPccgm - Complexo Costeiro, unidade granito gnáissica migmatítica

EDS

O Complexo Costeiro, conforme proposto por Hasui *et al.* (1981), aflora no litoral do Estado de São Paulo. Seu limite norte se dá com as rochas do Complexo Embu, através de importante contato tectônico, marcado pela Falha de Cubatão. A sul é limitado pela linha de costa, aflorando também nas ilhas próximas.

A unidade granito gnáissica migmatítica tem ocorrência expressiva no Complexo Costeiro. Na Ilha de São Sebastião estas rochas foram descritas como (hornblenda)-biotita granitóide gnáissico porfirítico por Janasi e Ulbrich (1992). O conteúdo mineralógico compreende plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e hornblenda. Possuem uma orientação dada pelos cristais de feldspato e minerais micáceos (Dias Neto 2001).

O corpo a sul do [Complexo Pico do Papagaio \(NP3ay1lpp\)](#), descrito por Maffra (2000) como *augen* gnaiss Juqueí, corresponde a um álcali-feldspato granito. Rochas com as mesmas características, que ocorrem a norte desta suíte, segundo uma direção NE-SW até a região de Bertioga, são descritas por Janasi e Ulbrich (1992) como hornblenda-biotita gnaisses granitóides porfiróides. São rochas compostas principalmente por quartzo, microclínio, plagioclásio, biotita e hornblenda. Os minerais se apresentam orientados, com fenocristais de K-feldspato e fitas de quartzo gerando lineação de estiramento mineral. Localmente ocorrem intercalações de anfibolitos e núcleos de composição diorítica (Maffra 2000, Dias Neto 2001).

O corpo limitado pelas zonas de cisalhamento Itariri e Cubatão, no extremo oeste da área de afloramento da unidade, foi referido por Passarelli (2001) como granito tipo Itariri. Trata-se de biotita monzogranito, localmente tonalito, foliado, com megacristais de feldspato. O conteúdo mineralógico é composto por quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Localmente apresenta camadas quartzo-feldspáticas intercaladas com bandas máficas e feições migmatíticas. Quimicamente é peraluminoso, subalcalino, passando das séries potássicas para as de alto K.

Na região de São Sebastião, a principal estrutura regional é caracterizada como uma flor positiva, gerada por deformação dúctil em regime transpressivo (e.g. Campanha e Ens 1993).

Determinações U-Pb, em zircões de biotita monzogranitos foliados do tipo Itariri, forneceram idades de 578 ± 12 Ma e 647 ± 8 Ma, interpretadas como idades mínima e máxima para a formação destas rochas (Passarelli 2001), a última com ressalvas. A partir da idade T_{DM} de 2,2 Ga e $\epsilon Nd(0)$ de -16,21 obtida pelo método Sm-Nd, em rocha total, Passarelli (2001) sugere uma diferenciação paleoproterozóica, com longo período de residência crustal e forte contribuição de fontes crustais na geração dos litotipos graníticos Itariri.

Segundo Dias Neto *et al.* (2000) e Dias Neto (2001) o ápice do processo metamórfico teria ocorrido entre 580 e 560 Ma, como indicam determinações U-Pb (SHRIMP) realizadas em rochas da [unidade de gnaisses peraluminosos \(NPccgp\)](#).

NPccgp - Complexo Costeiro, unidade de gnaisses peraluminosos

EDS

O Complexo Costeiro, conforme proposto por Hasui *et al.* (1981), aflora no litoral do Estado de São Paulo. Seu limite norte se dá com as rochas do Complexo Embu, através de importante contato tectônico, marcado pela Falha de Cubatão. A sul é limitado pela linha de costa, aflorando também nas ilhas próximas.

Rochas referentes à unidade de gnaisses peraluminosos ocorrem nas proximidades de São Sebastião e entre Natividade da Serra e Mogi das Cruzes, em contato com a [unidade granito-gnáissica migmatítica \(NPccgm\)](#) e [unidade ortognáissica \(NPccog\)](#) do Complexo Costeiro.

Na região de São Sebastião as rochas desta unidade são descritas como paragnaisses heterogêneos, predominando os gnaisses kinzigíticos. Apresentam, comumente, estruturas migmatíticas com injeção de material neossomático quartzo feldspático. Ocorrem núcleos amendoados de litotipos mais antigos como restitos biotíticos, calcissilicáticas e rochas anfíbolíticas. Estas últimas são comuns e ocorrem como corpos tabulares, concordantes com a foliação gnáissica ou na forma de corpos irregulares (Dias Neto 2001).

A rocha gnáissica é constituída por plagioclásio, comumente sódico, quartzo, biotita, cordierita, sillimanita e porfiroblastos de granada. Os núcleos anfíbolíticos são compostos basicamente por hornblenda e plagioclásio, com alguns percentuais de quartzo e biotita (Dias Neto 2001).

A principal estrutura metamórfica é o bandamento gnáissico, fortemente penetrativo, evidenciado pela alternância dos níveis quartzo-feldspáticos e micáceos. Os núcleos mais antigos se apresentam dobrados isoclinalmente, com ápices espessados e flancos estirados e rompidos, evidenciando processo de transposição da foliação anterior com anatexia associada (Dias Neto 2001).

Na região de São Sebastião a principal estrutura regional é caracterizada como uma flor positiva, gerada por deformação dúctil em regime transpressivo (e.g. Campanha e Ens 1993).

Estudos termométricos e barométricos indicam que estas rochas foram geradas em condições de metamorfismo na fácies granulito, com $800 \pm 50^\circ\text{C}$ e $5,5 \pm 1,5$ kb no pico metamórfico e retrogradação para, aproximadamente 550°C e perto de 3 kb, acompanhando um padrão P-T-t horário (Dias Neto *et al.* 2000, Dias Neto 2001). Determinações U-Pb (SHRIMP) realizadas nos gnaisses kinzigíticos forneceram idade de 571 ± 10 Ma para este metamorfismo.

Datações realizadas nos núcleos anfíbolíticos, pelo método U-Pb SHRIMP em zircões, forneceram idades de 580 ± 26 Ma e 593 ± 10 Ma. Estes dados evidenciam um período quase sincrônico entre o metamorfismo de alto grau e o magmatismo máfico, sugerindo uma posição de bacia de retro-arco para a formação destas rochas (Dias Neto 2001).

NPccog - Complexo Costeiro, unidade ortognáissica

EDS

O Complexo Costeiro, conforme proposto por Hasui *et al.* (1981), aflora no litoral do Estado de São Paulo. Seu limite norte se dá com as rochas do Complexo Embu, através de importante contato tectônico, marcado pela Falha de Cubatão. A sul é limitado pela linha de costa, aflorando também nas ilhas próximas.

A unidade ortognáissica do Complexo Costeiro ocorre na região da Serra do Mar no Estado de São Paulo, desde a divisa com o Rio de Janeiro até as proximidades da cidade de Santos. Apresenta contato tectônico com as rochas do Complexo Embu, marcado pela Falha de Cubatão.

É composta essencialmente por ortognaisse migmatíticos de natureza provavelmente calcialcalina e estruturas diversas, notadamente nebulítica, *schlieren* e estromática (Silva 1992).

Na região a sul de Cunha e Paraibuna foram descritos biotita gnaisses granitóides microporfiróides, de composição granítica a monzogranítica, e (hornblenda)-biotita granitóides gnáissicos porfiróides. Ocorrem, de forma mais restrita, muscovita-biotita granito gnáissico, biotita granito, hornblenda-biotita gnaisse granítico porfirítico, biotita gnaisse, biotita gnaisse granítico e enclaves de biotita-hornblenda tonalito. Nas zonas de contato com o Complexo Embu, apresentam intensa foliação blastomilonítica (Fernandes 1991).

Na região a sul de Mogi das Cruzes foi descrito um franco predomínio de rochas *augen*-gnáissicas, com estrutura migmatítica predominante do tipo estromática. Apresentam freqüentes intercalações de bandas graníticas, lentes de anfibolito e, mais raramente, biotitito (Silva 1992).

Determinações U-Pb SHRIMP em rochas da [unidade de gnaisses bandados \(NPccgb\)](#), [unidade granito-gnáissica migmatítica \(NPccgm\)](#) e [unidade de gnaisses peraluminosos \(NPccgp\)](#) forneceram idades de formação entre 580 ± 26 Ma e 612 ± 3 Ma (Dias Neto 2001, Passarelli 2001).

Segundo Dias Neto *et al.* (2000) e Dias Neto (2001) o Complexo Costeiro reflete condições de metamorfismo na fácies granulito, com temperaturas da ordem de 800°C e pressões de aproximadamente 5,5 kb. O ápice do processo metamórfico teria ocorrido entre 580 e 560 Ma, como indicam determinações U-Pb (SHRIMP) realizadas em rochas da unidade de gnaisses peraluminosos.

NPccq - Complexo Costeiro, unidade quartzítica

EDS

O Complexo Costeiro, conforme proposto por Hasui *et al.* (1981), aflora no litoral do Estado de São Paulo. Seu limite norte se dá com as rochas do Complexo Embu, através de importante contato tectônico, marcado pela Falha de Cubatão. A sul é limitado pela linha de costa, aflorando também nas ilhas próximas.

A unidade quartzítica tem ocorrência restrita no Complexo Costeiro, se limitando à região de Cunha - Paraibuna. São representadas por quartzitos, em camadas métricas e persistentes, que se intercalam com rochas calcissilicáticas e gnaisses peraluminosos (Fernandes 1991).

Os quartzitos ocorrem com espessura decimétrica a métrica, com aspecto bandado e placoso devido à variação da quantidade e do tipo de minerais acessórios. As rochas calcissilicáticas são compostas por escapolita, diopsídio, actinolita/tremolita, plagioclásio, titanita e quartzo. As rochas peraluminosas ocorrem como granada-sillimanita-biotita-quartzo xistos ou gnaisses podendo estar intercalados com biotita gnaisses tonalito-granodioríticos, por vezes granatíferos (Fernandes 1991).

NP3peγ1Igm – Batólito Paranaguá, unidade de gnaisses e migmatitos

AM

Os corpos de granitos foliados calcioalcalinos, tipo I; peraluminosos, tipo S, e granitos peralcalinos, tipo A associados ao Orógeno Pelotas ocorrem encaixados no Batólito Paranaguá, onde, conforme Siga Jr. (1995), predominam rochas ortognáissicas com exposições pouco expressivas.

Segundo este autor, os ortognaisses são biotita gnaisses, anfibólio gnaisses ou biotita-anfibólio gnaisses, geralmente com feições migmatíticas. Ocorrem ainda, ao longo de toda a unidade, gnaisses granatíferos, quartzitos, anfibolitos, bem como biotita xistos aluminosos, muscovita xistos, quartzo xistos, calcioxistos, clorita xistos e xistos granatíferos, que , muito provavelmente representam restos de encaixantes preservadas em meio ao complexo ígneo.

NP3peγ2I - Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas

LZD

Os granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas, afloram desde São Paulo até o Rio Grande do Sul. No estado ocorre o granito [Morro Inglês \(NP3peγ2Imi\)](#), além de um corpo não denominado.

O granito Morro Inglês é intrusivo em rochas da [Formação Rio das Cobras \(NPrc\)](#) e do [Batólito Paranaquá, unidade de gnaisses e migmatitos \(NP3peγ1Igm\)](#), e parcialmente recoberto por [depósitos litorâneos indiferenciados \(Qli\)](#).

Predominam granitóides leucocráticos, cinza claros a rosados, de granulação fina a média, equi a inequigranulares, foliados. A matriz é granodiorítica a granítica, a textura é hipidiomórfica, granular e a mineralogia apresenta quartzo, K-feldspato, às vezes saussuritizado ou sericitizado, e plagioclásio. Podem ocorrer anfibólios e biotitas intersticiais, transformados quase que totalmente em tremolita-actinolita, clorita e epidoto. As rochas mostram afinidade calcialcalina, com caráter metaluminoso a peraluminoso, correspondendo a granitóides do tipo intra-placa. O granito Morro Inglês mostra anomalias negativas em Ba, Nb e Zr (Siga Jr. 1995).

A foliação apresenta atitude N45E/30SE e as lineações minerais mergulham de 5° a 30° SE (Siga Jr. 1995).

Datações U-Pb indicaram a idade 614 ± 9 Ma para a cristalização do granito Morro Inglês. Análises Sm-Nd (T_{DM}) indicaram a idade de 1909 Ma como época de diferenciação manto-crosta dos protólitos destas rochas (Siga Jr. 1995).

NP3peγ2S - Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas

LZD

Os granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Pelotas que afloram no sudeste do Estado de São Paulo, próximo a região de Iguape, são chamados [Granitos tipo Iguape \(NP3peγ2Sig\)](#).

Os granitos tipo Iguape, que sustentam o Morro do Espia e a Serra do Pocinho, são monzogranitos cinza, leucocráticos a mesocráticos, normalmente deformados, com foliação protomilonítica. Localmente ocorrem faixas miloníticas e lineação mineral bem desenvolvida, com estiramento dos feldspatos e quartzos e orientação de biotitas e muscovitas. Estas rochas protomiloníticas apresentam atitude NE/SE com lineações de caimento preferencial para NE e as miloníticas atitude N20W/SW com lineação de caimento para SW. A foliação milonítica de direção E-W, mergulha para N e S.

Os granitos possuem como mineralogia principal quartzo, microclínio, oligoclásio e biotita. Os acessórios são zircão, apatita, muscovita, granada e turmalina.

Datações U-Pb em zircões de biotita monzogranito indicaram idade de 599 ± 16 Ma como época de cristalização deste mineral. Em protomilonito granítico, idade U-Pb em zircões apontou 616 ± 19 Ma e em monazitas, 570-580 Ma indicando época de geração destes minerais. Datações K-Ar em biotitas de rochas miloníticas apresentaram 493 ± 9 Ma (Passarelli 2001).

NP3peγ3A - Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Pelotas

LZD

Os granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Pelotas, são representados por importantes intrusões graníticas que afloram desde o Estado de São Paulo até o Rio Grande do Sul. Em São Paulo, os granitos [Mandira \(NP3peγ3Amd\)](#) e [Ilha do Cardoso \(NP3peγ3Aic\)](#) estão inseridos no [Complexo Costeiro \(NPccgm\)](#). Os granitos [Alto Turvo \(NP3peγ3Aat\)](#), [Rio Guaraú \(NP3peγ3Arg\)](#), [Votupoca \(NP3peγ3Avo\)](#) e [Barra do Braço \(NP3peγ3Abb\)](#), pertencentes à Suíte Serra do Mar, estão inseridos no [Complexo \(Atuba PP2atg\)](#). O granito [Serra do Cordeiro \(NP3peγ3Asc\)](#), é intrusivo nos xistos da [Formação Rio das Cobras \(NPrC\)](#).

Neste conjunto de granitóides predominam rochas leucocráticas, cinza claras a rosadas, de granulação média a grossa, equigranulares a inequigranulares, pouco ou não deformados mostrando textura hipidiomórfica, granular, às vezes porfíricas. Tratam-se normalmente de sienitos, sienogranitos, monzonitos e monzogranitos compostos por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, biotita, hornblenda, anfibólios sódicos e piroxênios. Como acessórios ocorrem zircão, titanita, allanita, apatita, fluorita, opacos. Epidoto, clorita, sericita, muscovita e carbonato aparecem como minerais secundários. São rochas de caráter alcalino-peralcalino, de características metaluminosas a peraluminosas, do grupo dos granitos intra-placa (Siga Jr. 1995, Kaul 1997, Siga Jr. *et al.* 1997, Kaul e Cordani 2000, Weber *et al.* 2001, Harara 2001).

As idades U-Pb em zircões, K-Ar, em minerais (anfibólios e biotitas), e Rb-Sr, em rocha total, estão entre 550 e 600 Ma. Weber *et al.* (2001) obtiveram idade U-Pb de $617 \pm 6,7$ Ma para o granito Ilha do Cardoso, e Passarelli (2001), por meio de análises U-Pb, obteve idades de 581 ± 4 Ma para o granito Serra do Cordeiro e de 589 ± 9 Ma para o granito Votupoca. Já as idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) ficam entre 1850 e 2200 Ma. Estes dados sugerem formação, alojamento e resfriamento destes corpos durante o Neoproterozóico III e que sua geração ocorreu por retrabalhamento de protolitos paleoproterozóicos (Harara 2001).

Os granitos Alto Turvo e Rio Guaraú são explorados como rochas ornamentais.

NP3p γ – Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Paranapiacaba

LAC

Estão incluídos em granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Paranapiacaba quatro intrusões, com as seguintes denominações: [Granito Pica-Pau \(NP3p \$\gamma\$ pp\)](#), [Granitóide Pirapora \(NP3p \$\gamma\$ pr\)](#), [Granito Ponanduva \(NP3p \$\gamma\$ po\)](#) e [Granito Tevere \(NP3p \$\gamma\$ te\)](#). São corpos de pequenas dimensões com área em torno de uma dezena de quilômetros quadrados ou menos. Localizam-se a oeste e noroeste da cidade de São Paulo estando, as três primeiras, alojadas em rochas do Grupo São Roque. O granito Tevere está intrudido em metapelitos do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#).

Os tipos petrográficos descritos variam de monzogranitos a granodioritos, como no granito Pirapora (Godoy *et al.* 1996), até sienogranitos porfiróides, como no granito Tevere (Hackspacher *et al.* 1996). Apresentam textura equigranular a inequigranular, de granulação grossa a média, e cor cinza médio a cinza claro, até rosado. A estrutura é maciça ou foliada.

NP3s_γ - Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

Na unidade de granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Orógeno Socorro-Guaxupé foram englobadas as rochas do [granitóide Caconde \(NP3s_γcc\)](#), intrusivas na [unidade paragnáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#) do Complexo Varginha-Guaxupé. Apresentam-se na forma de corpos contínuos, alongados, por vezes boudinados e dobrados.

São representados por granitóides a hornblenda e clinopiroxênios, nebulíticos ou *schlieren*, classificados como monzodioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos e granitos álcali-feldspáticos. Apresentam composição calcialcalina (Campos Neto e Figueiredo 1985, Artur 1988).

NP3 γ 1 - Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba

EDS

Estão agrupados em granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba as intrusões de [Itapevi \(NP3 \$\gamma\$ 1iv\)](#) e [Tapiraí \(NP3 \$\gamma\$ 1tp\)](#). Localizadas a oeste e sudoeste da cidade São Paulo, encontram-se alojados na [unidade terrígena \(MP1vot\)](#) da Formação Votuverava.

O granito Itapevi é um biotita monzogranito equigranular, de granulação média a fina, cinza, foliado. Rico em allanita e titanita é facilmente reconhecível em mapas aerogamaespectrométricos por seu alto conteúdo de tório (Janasi *et al.* 2001, Ferreira *et al.* 1991).

O granito Tapiraí é uma rocha intermediária a félsica, metaluminosa, composta por hornblenda-biotita monzogranitos porfíricos, com megacristais de feldspato potássico (Janasi *et al.* 2001).

NP3pγ1I - Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC/EDS

Os granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba distribuem-se por três conjuntos distintos.

O primeiro estende-se desde a região oeste da cidade de São Paulo até a região de Iporanga, no rumo sudoeste, sendo formado pelos maciços de [Agudos Grandes - tipo I \(NP3pγ1Iag\)](#), [Ibiúna \(NP3pγ1lib\)](#) e [Jurupará \(NP3pγ1Ijr\)](#). Estão alojados em metassedimentos da [unidade terrígena \(MP1vot\)](#) da Formação Votuverava com os quais apresentam contatos irregulares. A porção sul-sudeste desses maciços faz contato com a [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu. Esses maciços são contíguos e formam uma dorsal granítica com mais de 200 km de extensão e cerca de 2100 km² de área aflorante, incluindo granitos indiferenciados na região entre Tapiraí e Piedade.

Os maciços de Ibiúna e Jurupará são constituídos por hornblenda-biotita quartzomonzonitos a monzogranitos porfiríticos e megaporfiríticos. São granitos relativamente máficos, com megacristais de feldspato potássico em matriz de grão médio a grosso com plagioclásio como o feldspato dominante (Janasi *et al.* 2001).

O segundo conjunto, situado mais à oeste, é constituído pelos granitos [Arrieiros \(NP3pγ1lar\)](#), [Barra do Chapéu \(\(NP3pγ1lbc\)](#) e grande parte do [Complexo Três Córregos \(NP3pγ1It\)](#). Da mesma forma que o primeiro conjunto, formam uma dorsal granítica com mais de 200 km de extensão e 2200 km² de área aflorante. Estão embutidos em rochas mesoproterozóicas das unidades [carbonática \(MP1acc\)](#) e [de xistos vulcânicos \(MP1acxv\)](#) da Formação Água Clara e [unidade metassedimentar Complexo Apiaí Mirim \(PPams\)](#), paleoproterozóica.

O granito Arrieiros é constituído por granitóides calcialcalinos de médio a alto K, metaluminosos de composição monzogranítica a granodiorítica (Prazeres Filho 2000). Hornblenda e biotita são os máficos presentes. Determinações isotópicas U-Pb em zircão, efetuadas pelo último autor indicam a idade de 633 ± 3 Ma para formação do Granito Arrieiros. Para a intrusão de Barra do Chapéu Gimenez Filho *et al.* (2000) encontraram idades U-Pb de 610 ± 3 em granitos leucocráticos foliados da borda do maciço.

Um corpo [granitóide da Suíte Granítica Rio Piên \(NP3pγ1lrp\)](#) também designada Suíte Granítica Piên-Mandirituba (Harara 2001), ocorre no extremo sul do estado de São Paulo, como a continuação de uma faixa segmentada de afloramentos de granitóides, alinhada segundo N40-60E, que se estende desde a região de Piên, em Santa Catarina até o nordeste de Mandirituba, no Paraná. Os granitóides são de natureza calcialcalina e estão encaixados em granulitos gnáissicos da [unidade gnáissica \(PP2atq\)](#) do Complexo Atuba. Ocorrem intercalados ainda anfíbolitos (Suíte Rio Piên, anfíbolitos - NP3pδ1p), não aflorantes em São Paulo. O conjunto é cortado por granitóides pós-tectônicos do Orógeno Pelotas. Os tipos petrográficos encontrados são monzogranitos, quartzomonzodioritos, granodioritos e leuco granodioritos. Datações diversas U-Pb, Rb-Sr e K-Ar efetuadas por Harara (1996 e 2001), estabeleceram idades entre 595 e 620 Ma para formação dessas rochas.

NP3pγ1S - Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC

Em granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Paranapiacaba está representado um único corpo localizado ao norte de Tapiraí, conhecido com o nome de [granito Turvo \(NP3pγ1Stu\)](#). Encontra-se encaixado em rochas da [unidade terrígena do Grupo Votuverava \(MP1vot\)](#), sendo que sua borda sul está parcialmente embutida no granito [Tapiraí \(NP3pγ2tp\)](#). É um corpo de pequenas dimensões, com área de afloramentos da ordem de 20 km².

Trata-se de um biotita-muscovita granito róseo, equigranular de grã média ou fina. Localmente apresenta fácies com granada e turmalina. O caráter peraluminoso desse granito (ASI = 1.05 a 1.15) sugere origem crustal (Janasi *et al.* 2001). Determinações U-Pb em monazita realizadas por esses autores permitiram estabelecer idade de 610 ± 1 Ma para esse granito.

NP3pδa - Gabro de Apiaí

LZD

Definido por Morgental *et al.* (1981), o Gabro de Apiaí ocorre intrusivo na porção superior do Subgrupo Lajeado, estando em contato com as [Formações Gorotuba \(MPg\)](#), [Serra da Boa Vista \(MPbv\)](#) e [Passa Vinte \(MPpv\)](#).

É composto por gabros, a clino e ortopiroxênios (augita e hiperstênio), e plagioclásios (andesina e labradorita). Apresenta poucos minerais opacos, apresentando leve alteração hidrotermal, com hornblenda, biotita nas bordas de augita e hiperstênio. Apresenta teores de 49 a 52% de SiO₂ e pode ser classificado como de filiação tholeiítica com base nos teores de FeO, MgO e (Na₂O ± K₂O). Os óxidos e elementos traços mostram características similares às dos basaltos de cadeias meso-oceânicas, embora se tratem de gabros (Frasca *et al.* 1997). Hackspacher *et al.* (2000) sugerem origem em basaltos oceânicos E-MORB.

O gabro de Apiaí provoca, nas rochas encaixantes, metamorfismo de contato de grau fraco.

Silva *et al.* (1981) obtiveram idade K-Ar, em plagioclásio, de 675 ± 41 Ma. Datação U-Pb, para frações de zircão e monazita, indicou idade de 617 ± 4 Ma (Hackspacher *et al.* 2000).

NP3ey – Granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Terreno Embu

LAC

Em granitóides tectônica e quimicamente indiferenciados do Terreno Embu são englobados os corpos denominados Bairro do Cafezal (NP3eybc), Faú (NP3eyfa), Fazenda Carioca (NP3eyfc) e Rio das Pedras (NP3eyrp), além do Granito Serra da Boa Vista (NP3eybv). Situam-se ao norte das localidades de Miracatu e Pedro Barros, no médio e alto curso do rio São Lourenço, constituindo grande parte da serra que, a partir da região de Juquitiba chega até aquelas localidades.

Com exceção do corpo Rio das Pedras, que apresenta forma quase circular, os demais corpos estão alongados segundo direção NE-SW, balizados por componentes secundários das grandes falhas regionais. O maior deles, o Granitóide Faú, apresenta dimensões máximas de 22 x 8 km e área pouco maior que 100 km². O mais setentrional, denominado Fazenda Carioca, ocorre à sudeste da localidade de Juquitiba, nas cabeceiras do rio Juquiá. Estes granitóides estão inseridos na unidade de xistos, localmente migmatíticos (NPexm) do Complexo Embu, com os quais apresentam contatos tectônicos ou intrusivos.

A composição dos granitóides é, em sua grande maioria, granítica a granodiorítica. Predominam as texturas equi a inequigranulares de grão médio a grosso, podendo ocorrer texturas porfíricas, com fenocristais de 7 cm na dimensão maior. Apresentam cor cinza médio predominante. O Granito Serra da Boa Vista, o mais meridional do conjunto, apresenta uma fácies de cor rosa (Silva *et al.* 1981).

NP3s_γ1 – Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

Os granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Socorro-Guaxupé são representados pelos granitos [Jarinu \(NP3s_γ1ja\)](#) e [Portão \(NP3s_γ1po\)](#), intrusivos nas unidades [ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e [paragnáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#) do Complexo Varginha-Guaxupé.

São constituídos por biotita granitos róseos, por vezes acinzentados, finos, equigranulares a inequigranulares. Podem apresentar foliação. Localmente ocorrem muscovita-biotita monzogranitos brancos, finos a médios (Janasi e Ulbrich 1992).

NP3s_γ1C – Charnokitóides sinorogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

A unidade de charnockitóides sinorogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé engloba diversos corpos de rochas mangerito-graníticas da suíte São José do Rio Pardo, como os charnockitos [Divinolândia \(NP3s_γ1Cjd\)](#) e [São Pedro de Caldas \(NP3s_γ1Cpc\)](#), além da [Suíte mangerítica \(NP3s_γ1Csm\)](#) e outros corpos charnockitóides diversos, intrusivos em rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade granulítica basal \(NPvg\)](#), [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e [unidade paragnáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#).

As rochas mais comumente descritas nesta unidade são mangeritos verdes, de granulação média a grossa, e quartzo mangeritos com aproximadamente 10% de minerais máficos. Localmente os mangeritos parecem gradar para hornblenda granitos rosados e, em algumas porções, granitos hololeucocráticos podem ser abundantes. Rochas sieníticas, charnockitos e enclaves de piroxênio dioritos ocorrem esporadicamente. Estas rochas apresentam-se intensamente deformadas, com foliação e lineação mineral normalmente bem definidas pelos agregados de minerais máficos (Campos Neto e Figueiredo 1985, Janasi 1997, Janasi 1999).

Na Suíte Divinolândia, predominam os mangeritos máficos, podendo ocorrer charnockitos finos e quartzo sienitos, raramente granitos. Na Suíte São Pedro de Caldas os mangeritos são mais félsicos, apresentando uma gradação composicional até granitos hololeucocráticos, predominando os mangeritos verdes (Janasi 1999).

Determinações geocronológicas foram realizadas, pelo método U-Pb em zircões, nas duas suítes, Divinolândia (Basei *et al.* 1995) e São Pedro de Caldas (Janasi 1999). As idades semelhantes de 625 ± 7 e $623,2 \pm 3,1$ Ma, das respectivas suítes, indicam a contemporaneidade entre elas (Janasi 1999).

Os magmas mangeríticos seriam formados em níveis profundos da crosta, pela fusão de granulitos residuais. A Suíte Divinolândia, com valores de $\epsilon_{Nd_{625}} = -10$ a -12 , teria sido gerada por fusão, a temperaturas de aproximadamente 975°C de granulitos intermediários a máficos, de longa residência crustal. Já a Suíte São Pedro de Caldas, com $\epsilon_{Nd_{625}} = -3$ a -6 , teria sido gerada a temperaturas $\leq 950^\circ$ C e pressões ≥ 10 kb pela anatexia de granulitos de mais curta residência crustal, pobres em Th, ETRL, U e Cs (Janasi 1999).

NP3sγ1I – Granitóides tipo I, sinorogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

Na unidade granitóides tipo I, sinorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé foram agrupados dezoito conjuntos graníticos que ocorrem encaixados em rochas metamórficas do Complexo Varginha-Guaxupé, unidade granulítica basal (NPvg), unidade ortognáissica migmatítica intermediária (NPvog) e unidade paragnáissica migmatítica superior (NPvm), das formações Estrada dos Romeiros (NP3srer), Boturuna (NP3srbt) e Piragibu (NP3srpi) e do Grupo Serra do Itaberaba (MP2si). São eles, os granitos Serra do Barro Branco (NP3sγ1Ibb), Campos do Jordão (NP3sγ1Icj), Cantareira (NP3sγ1Icr), Cantagalo (NP3sγ1Ict), Itaqui (NP3sγ1Iit), Jaguariúna (NP3sγ1Iig), Mairiporã (NP3sγ1Iima), Morro do Pão (NP3sγ1Imp), Mato Mole (NP3sγ1Imt), Serra dos Coelho (NP3sγ1Isc), Serra Preta (NP3sγ1Isp), São Roque (NP3sγ1Isr), Taipas (NP3sγ1Ita), Complexo Socorro: Suíte Bragança Paulista (NP3sγ1Ibp) e Suíte Salmão (NP3sγ1Ism) além do Batólito Pinhal-Ipuiúna (NP3sγ1Ipi).

Os granitóides desta unidade apresentam, na sua grande maioria, tendência calcialcalina potássica e caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. Predominam as composições monzogranítica, granodiorítica, monzodiorítica e diorítica com alguns termos monzoníticos, sieníticos e tonalíticos. Uma foliação bem desenvolvida é dada, principalmente, pela orientação planar de micas e/ou anfibólios (Artur 1988, Janasi e Ulbrich 1992, Andrade 1993, Haddad 1995, Ragatky 1997, Janasi 1999).

Estudos de maior detalhe foram realizados no Batólito Pinhal-Ipuiúna por Haddad (1995) e Janasi (1999); no Complexo Socorro, Suíte Bragança Paulista, por Artur *et al.* (1991) e Artur *et al.* (1993); nos granitos do Barro Branco, Mato Mole e Morro do Pão por Ragatky (1997); no granito São Roque por Andrade (1993); e nos granitos Cantareira, Mairiporã e Taipas por Dantas (1990).

As determinações geocronológicas de maior consistência foram aquelas obtidas por Janasi (1999), realizadas pelo método U-Pb em zircões de um biotita granito róseo do tipo Pinhal, do Batólito Pinhal-Ipuiúna. A idade obtida, de $624,6 \pm 3$ Ma, é idêntica, dentro do erro, a de outras rochas das diversas unidades que constituem este batólito (619-622 Ma). Outras determinações apresentam idade U-Pb de 629 ± 11 Ma no granito Serra do Barro Branco e de 623 ± 24 no granito Mato Mole (Ragatki 1998), idade U-Pb de 629 ± 3 Ma no Complexo Socorro, Suíte Bragança Paulista e de 624 ± 11 no granitóide Itaqui (Töpfung 1997).

Os granitos tipo Pinhal teriam sido gerados em níveis intermediários da crosta, a partir de protólitos quartzo feldspáticos, em pressões de ca. 7 kb e temperaturas de 750 a 850°C. Os valores de $\epsilon_{Nd_{625}}$ variam entre -5 e -13 e os de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre 0,707-0,716, evidenciando o caráter heterogêneo desses granitos (Janasi 1999).

Granitos das suítes Bragança Paulista e Salmão do Complexo Socorro são explorados como rocha ornamental.

NP3sγ1S – Granitóides tipo S, sinorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

Em granitóides tipo S, sinorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé foram englobados quatro corpos graníticos, interpretados como produto de anatexia regional (Janasi 1999). São eles, os granitos [Tico-Tico \(NP3sγ1Stt\)](#), [Nazaré Paulista \(NP3sγ1Snp\)](#), [Gonçalves \(NP3sγ1Sgo\)](#) e [Quatro Cantos \(NP3sγ1Sqc\)](#). O primeiro é intrusivo nas rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#), na Província Mantiqueira, e os demais nas rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e [unidade paraognáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#).

O Granito Nazaré Paulista ocorre intrusivo em granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses granodioríticos. Possui caráter levemente peraluminoso e composição monzogranítica. É composto, predominantemente, por granada-biotita granitos cinzentos, ricos em feições nebulíticas, brancas e rosadas, apresentando, comumente, veios de leucogranitos brancos com granadas. Bandamento ígneo conspícuo pode ser observado localmente e, menos freqüente, foliação secundária (Campos Neto *et al.* 1983, Ragatky 1997, Janasi 1999).

O Granito Quatro Cantos, intrusivo em biotita gnaisses granodioríticos, é representado por biotita granitos nebulíticos rosados ocorrendo, localmente, variedades de cor cinza. Exibe, freqüentemente, venulações análogas aos granitos tipo Nazaré Paulista (Janasi 1999).

O Granito Tico-Tico, intrusivo em mica xistos, é representado por muscovita-biotita granitos, de cor cinza a rósea (Janasi e Ulbrich 1992).

Determinações geocronológicas, realizadas pelo método U-Pb em monazitas de um granito cinza foliado do tipo Nazaré Paulista, forneceram idade de $623,6 \pm 1,9$ Ma (Janasi 1999).

Os granada-biotita granitos tipo Nazaré Paulista foram gerados em níveis rasos, a ca. 5 kb, pela fusão a ca. 750°C (por quebra de muscovita) de metagrauvas imaturas. Características químicas, como altos teores de Sr, Ba, ETRL e Th, e isotópicas ($\epsilon\text{Nd}_{625} = -13$ a -16 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,713-0,719$) desses granitos indicam fontes com características intermediárias entre granada-biotita gnaisses e biotita gnaisses granodioríticos encaixantes. Os granitos tipo Quatro Cantos possuem valores de temperaturas de saturação em zircão compatíveis com fusão por quebra de biotita (825-890°C) e características geoquímicas e isotópicas que indicam como fonte principal, ou única, os biotita gnaisses granodioríticos (Janasi 1999). No granito Nazaré Paulista foram obtidas idades U-Pb de $623,3 \pm 1,9$ Ma (Janasi 1999) e idade (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica de 614 ± 4 Ma (Vlach e Gualda 2000).

NP3eγ1 - Granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Terreno Embu

LAC

O conjunto granitóides quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Terreno Embu engloba dois corpos graníticos. O primeiro, sem designação específica, ocorre a sudoeste da capital paulista, na região de Taboão da Serra, alojado na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu, próximo à zona de falhamento de Caucaia. Corresponde a um biotita monzogranito inequigranular, foliado.

O segundo, ao sul de Redenção da Serra, na região do Vale do Paraíba, é conhecido sob a designação de [Granito Pinheirinho \(NP3eγ1pi\)](#), e está encaixado na [unidade paragnáissica \(NPepg\)](#) do Complexo Embu, situada nas proximidades da Falha de Taxaquara. Trata-se de um biotita granito cinza, porfírico, com fenocristais de até 5 cm, e porções equigranulares, nebulíticas, em áreas restritas (Hasui *et al.* 1981, Janasi e Ulbrich 1992).

NP3eγ1I - Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Terreno Embu

LAC

Os granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Terreno Embu compreendem os granitos [Pedra Selada \(NP3eγ1Ips\)](#) e [Serra do Palmital \(NP3eγ1Isp\)](#). Trata-se de corpos alongados na direção NE-SW, encaixados de forma concordante com a foliação principal, na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) e na [unidade de gnaisses bandados \(NPegb\)](#) do Complexo Embu. Apresentam bordas foliadas.

Heilbron (1993) descreveu o granito Pedra Selada, na extensão do corpo no Estado do Rio de Janeiro, como um granito porfiróide a megacristais subédricos de k-feldspato, com matriz rica em biotita. Apresenta enclaves máficos ricos em anfibólio e lentes quartzo dioríticas. Os contatos com *sills* ou bolsões de leucogranito gnáissico que ocorrem no seu interior são gradacionais ou bruscos. Dados geoquímicos obtidos por esta autora no granito Serra do Lagarto (RJ), da mesma suíte, indicam magmatismo metaluminoso, calcioalcalino de alto K, do tipo I.

NP3eγ1S - Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Terreno Embu

LAC/BBT

Os granitóides foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Terreno Embu compreendem quase três dezenas de corpos graníticos de conformação alongada, distribuídos pelo centro-sul e leste do Estado de São Paulo, até a divisa com o estado do Rio de Janeiro. Os granitóides agrupados nessa unidade encontram-se encaixados, quase sempre, na unidade paragnáissica (NPepg) e na unidade de xistos, localmente migmatíticos (NPexm) do Complexo Embu. As principais ocorrências situam-se ao longo das bordas norte-noroeste e sul-sudeste da bacia de Taubaté, e a maioria possui designação própria. São eles os granitos Córrego da Roseira (NP3eγ1Scr), Fazenda Santa Terezinha (NP3eγ1Sfs), Fumaça (NP3eγ1Sfu), Guacuri (NP3eγ1Squ), Itatuba (NP3eγ1Sib), Itapeçerica da Serra (NP3eγ1Sis), Itaquera (NP3eγ1Sig), Iupeba (NP3eγ1Sip), Lagoinha (NP3eγ1Slg), Malacacheta (NP3eγ1Sml), Morro da Piedade (NP3eγ1Smp), Quebra Cangalha (NP3eγ1Sqc), Rio Grande da Serra (NP3eγ1Sgs), Redenção da Serra (NP3eγ1Srs), Roncador (NP3eγ1Sro), Sabaúna (NP3eγ1Ssu), Salto (NP3eγ1Ssl), Santa Branca (NP3eγ1Ssb), Santa Catarina (NP3eγ1Ssc), Serra do Jambeiro (NP3eγ1Ssj), Serra do Pati (NP3eγ1Spa), Serra da Redenção (NP3eγ1Ssr), Serra do Trábiju (NP3eγ1Str), Sete Barras (NP3eγ1Sse), Taquaral (NP3eγ1Stq), Três Barras (NP3eγ1Stb), Três Lagos (NP3eγ1Stl) e Tubarão (NP3eγ1Stu).

A variação litológica abrange biotita granitos porfiríticos (mais máficos com IC até 10) e muscovita-biotita leucogranitos equigranulares. Leucogranitos a turmalina e granada, são os termos mais diferenciados, e formam diversos corpos aplíticos e pegmatíticos intrusivos nos xistos regionais ou nos muscovita-biotita leucogranitos. Todas essas variedades podem estar presentes, em proporções diferentes, nos maciços de maior porte.

O granito Santa Branca, com 140 km², é o maior corpo desse conjunto, e ocorre a sudoeste da região de Jacareí. É um muscovita-biotita granito cinza, equigranular de granulação fina a média, que grada, nas porções central e sudoeste do maciço, para termos de composição monzogranítica e granulação mais grossa (Alves 1975, Bistrichi *et al.* 1990). A sudoeste passa gradativamente para o granito Santa Catarina, de mesma composição, porém com granulação média a grossa, que inclui termos porfiríticos de cor cinza rosado no extremo sul do maciço. Alves (1975) menciona a presença de pegmatitos com mica e turmalina na borda sul desses granitos.

Outros corpos importantes são os granitos Sabaúna, Serra do Jambeiro, Redenção da Serra e Córrego da Roseira. São granitos a monzogranitos equigranulares ou inequigranulares a porfiríticos, de cor cinza predominante, quase sempre com estrutura orientada (foliação cataclástica).

Já nos arredores da cidade de São Paulo, rumo a sudoeste, destacam-se os granitos Itaquera, Guacuri, Três Lagos e Fumaça ou Represa do França, de natureza monzogranítica predominante. A mesma composição é também encontrada no Granito Sete Barras, no médio-baixo Vale do Ribeira, o mais meridional desse conjunto.

Do ponto de vista geoquímico, o magmatismo responsável pela geração dessas rochas possui caráter peraluminoso e calcioalcalino. Passarelli *et al.* (2003) obtiveram idade de 631 ± 23 Ma em monazitas do granito Sete Barras, analisadas através do método U-Pb. Alves *et al.* (1993) obtiveram, no granito Santa Branca, com o mesmo método, idade de aproximadamente 600 Ma. As idades mais antigas a sul da Faixa Ribeira, contrastam com as idades mais novas obtidas para os corpos correlatos de granitóides sincolisionias mais a norte, e no Estado do Rio de Janeiro, evidenciando a evolução diacrônica da faixa (Hackspacher *et al.* 2000).

NP3p_γ2 - Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC

O conjunto de granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba compreende oito corpos graníticos intrusivos em domínios tectônicos diversos.

As intrusões de [Morro Claro/Imbiruçu \(NP3p_γ2mc\)](#), [Morro Azul/Igaratá \(NP3p_γ2mi\)](#) e [Serra da Boa Vista \(NP3p_γ2bv\)](#) compõem um conjunto mais oriental no estado de São Paulo. São corpos de dimensões médias, com área de afloramento entre 30 e 50 km². Os dois primeiros estão alojados em rochas do Grupo São Roque, apresentam forma alongada segundo a estruturação regional NE-SW e bordas foliadas, refletindo influência das zonas de cisalhamento de Taxaquara e Monteiro Lobato. O granitóide Serra da Boa Vista está parcialmente embutido em metapelitos e xistos do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#). Janasi e Ulbrich (1992) descrevem como litologia principal destes corpos biotita granito-granodiorito porfírico, cinza, com matriz inequigranular média a grosseira, orientada. No caso do Granito Serra da Boa Vista predominam tipos inequigranulares sobre os porfíricos e análises modais resultaram em tonalito mesocrático a norte e muscovita-biotita granito 3B a sul (Campos Neto *et al.* 1983).

Também inseridas nas unidades dos pelitos desse conjunto, destacam-se as intrusões graníticas de [Gussoroca \(NP3p_γ2gu\)](#), [Jundiuvira \(NP3p_γ2ju\)](#) e [Pau-Pedra \(NP3p_γ2pa\)](#). São corpos de pequenas dimensões, com área aflorante entre 5 e 12 km², constituídos por granitos a monzogranitos calcialcalinos (Juliani 1993).

O granito [Apiaí \(NP3p_γ2ap\)](#), com cerca de 68 km², apresenta forma bastante irregular, e encontra-se encaixado na [unidade de xistos \(MP1acx\)](#) da Formação Água Clara. Predomina hornblenda-biotita granito maciço, porfírico, com megacristais anédricos de feldspato potássico, de matriz cinza (Bistrichi *et al.* 1985). Hackspacher *et al.* (2000) obteve idade U-Pb de 605 ± 3 Ma para a cristalização deste granito.

NP3p_γ2I - Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC/EDS

Os granitos foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba formam diversos conjuntos, em mais de uma dezena de corpos, presentes, sobretudo, no sul de São Paulo, além de pequenas intrusões isoladas, no centro e leste do estado.

O conjunto meridional é formado pelo [Complexo Três Córregos - NP3p_γ2It](#) (granitos [Capuavinha - NP3p_γ2Ica](#), [Capote - NP3p_γ2Ict](#), [Saival - NP3p_γ2Isa](#) e [monzogranito Córrego do Butiá - NP3p_γ2Icb](#)) e pelas intrusões dos granitos [Barreiro \(NP3p_γ2Ibr\)](#), [Córrego das Pacas \(NP3p_γ2Icp\)](#), [Capuava \(NP3p_γ2Icu\)](#) e do [Maciço Itaóca, Suíte Itaóca \(NP3p_γ2Iii\)](#). Os granitos [Capote \(NP3p_γ2Ict\)](#) (210 km²), e [Saival \(NP3p_γ2Isa\)](#) (36 km²), encontram-se intrudidos na [unidade metassedimentar do Complexo Apiaí Mirim \(PPams\)](#) e na [unidade carbonática da Formação Água Clara \(MP1acc\)](#).

O granito Itaoca (165 km²), ao sul de Apiaí, está alojado em rochas do Subgrupo Lajeado. É constituído por granitos, monzogranitos e quartzomonzonitos, cinzentos a róseos, inequigranulares a porfíricos (Mello 1995). Destaca-se nesse granito seu potencial metalogenético, sendo conhecidas mineralizações de W, Cu e Au em tactitos, além de wollastonita e fluorita em fraturas e cataclasitos (Melo e Silva 1984). Para o Granito Saival, Gimenez Filho *et al.* (2000) encontraram idades U-Pb de 605 ± 2 Ma.

A leste da cidade de São Paulo, encaixado na [unidade terrígena \(MP1vot\)](#) da Formação Votuverava, o granito [Piedade \(NP3p_γ2Ipd\)](#), tipo I, constitui a porção central de uma intrusão maior, complexamente zonada, que grada de granitos tipo S para os granitos aqui descritos. A denominação é devida a Hasui (1973), embora com maior abrangência geográfica e conotação genética mais ampla. É constituído por biotita monzogranitos inequigranulares, de coloração rósea. Datações U-Pb realizadas em cristais de zircão e monazita extraídos deste corpo, indicaram idade de 604 ± 8 Ma, para a cristalização da rocha (Janasi *et al.* 2001).

O [Maciço Pedra Branca \(NP3p_γ2Ipe\)](#), na porção leste do estado, é um corpo de dimensões médias, com área ao redor de 35 km², intrusivo em rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#). Trata-se de biotita granito a granodiorito (ou quartzomonzodiorito) porfírico a megacristais róseos em meio a matriz cinza de granulação média a grossa levemente orientada (Campos Neto *et al.* 1983). Töpfer (1996) em análises U-Pb obteve idade de 613 ± 3 Ma para o maciço.

NP3p_γ2S - Granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC/EDS

Em granitos foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Paranapiacaba estão enquadrados seis corpos granitóides, localizados a sudeste e nordeste da cidade de São Paulo, além de um pequeno corpo na divisa com o estado de Minas Gerais.

O conjunto principal, situado a sudeste da capital paulista, é composto pelos granitos [Piedade-tipo S \(NP3p_γ2Spd\)](#), [Pilar do Sul \(NP3p_γ2Sps\)](#) e [Serra dos Lopes \(NP3p_γ2Ssl\)](#). Encontra-se alojado em metassedimentos das unidades [terrígena \(MP1vot\)](#) e [de xistos \(Mp1vox\)](#) da Formação Votuverava. São corpos de dimensões pequenas a médias, com área aflorante de algumas dezenas de km².

As fácies tipo S do granito Piedade compõem as porções mais externas do maciço Piedade, e são normalmente compostas por biotita monzogranitos porfíricos a titanita e muscovita-biotita granodioritos a monzogranitos porfíricos. Apresenta caráter peraluminoso (Jordan Leite 1997) e idade U-Pb, em monazita, de 601 ± 2 Ma (Janasi *et al.* 2001).

O granito Pilar do Sul possui forma alongada e é fortemente controlado pela zona de falha que define sua borda norte. Apresenta zoneamento simples, com uma fácies de borda composta por muscovita-biotita granito róseo, inequigranular, de granulação média, truncada por granitos equigranulares finos.

O granito Serra dos Lopes, com 74 km² e forma quase hemisférica, é o maior desse conjunto. Apresenta um zoneamento complexo, sendo composto normalmente por muscovita-biotita monzogranitos, equigranulares a inequigranulares, que gradam para fácies porfíricas nas bordas NW e E.

O segundo conjunto localiza-se na região de Igaratá, a nordeste da capital paulista, sendo constituído pelas intrusões de [Terra Boa \(NP3p_γ2Stb\)](#) e [Serra dos Índios \(NP3p_γ2Ssi\)](#). Os dois corpos são contíguos e de pequena área aflorante (em torno de 28 km²), e estão alojados em rochas do [Grupo Serra do Itaberaba \(MP2si\)](#). Trata-se de biotita granito a granodiorito gnáissico, equigranular ou porfírico, com matriz de granulação média a grosseira (Janasi e Ulbrich 1992).

O [granito Serra do Alto da Pedra \(NP3p_γ2Sap\)](#), localizado na divisa com o Estado de Minas Gerais, apresenta forma alongada, associado a zonas de cisalhamento. Está alojado entre uma faixa da [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e da [unidade paragnáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#) do Complexo Varginha. Trata-se de um biotita granitóide orientado.

NP3s₂ – Granitóides quimicamente indiferenciados, sin a tardiorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

No domínio da Nappe Socorro-Guaxupé, na região limítrofe entre Minas Gerais e São Paulo, ocorre o granito [Serra do Lopo \(NP3s₂sl\)](#), alojado na [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) do Complexo Varginha. É um corpo de dimensões média, com área aflorante de aproximadamente 60 km² e caracteristicamente embutido em zona de cisalhamento de pequena a média expressão regional. O granito Serra do Lopo, ao norte de Piracaia (SP), possui textura porfirítica e apresenta composição monzogranítica. Ebert *et al.* (1996) obtiveram idade U-Pb de 595 ± 12 Ma para porções equigranulares desse granito.

O granito Serra do Lopo é explorado como rocha ornamental.

NP3s_γ2C – Granitos charnockitóides, sin a tardiorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé

MMP

Apenas um corpo no Estado de São Paulo está associado a este conjunto, trata-se da [Suíte São Francisco Xavier NP3s_γ2Cfx](#), assim definida por Sadowski e Carneiro (1974). Ocorre na porção leste do Estado, intrusiva na [unidade paragnáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#) do Complexo Varginha-Guaxupé e com passagens transicionais para granitóides porfiríticos que poderiam ser produto do seu retrabalhamento (Kaefer *et al.* 1979), assim boa parte da suíte São Francisco Xavier é mapeada como granitóide (Oliveira *et al.* 1983) e muitas vezes parte de suas rochas são referidas como ortognaisses.

Oliveira *et al.* (1983), Oliveira e Negri (1990) e Negri (1995), descrevem composição granítica, granodiorítica, quartzo monzonítica, tonalítica e mangerítica (com passagens para enderbito rico em biotita) para estas rochas foliadas, de granulação média a grossa com termos porfiróides. A mineralogia principal dos charnockitos consiste de feldspato potássico de coloração verde, plagioclásio (oligoclásio-andesina), quartzo, diopsídio, hiperstênio, hornblenda e biotita. Os megacristais de microclínio exibem deformação e dispõem-se paralelamente à foliação principal. Já os termos graníticos tem feldspato potássico rosa, oligoclásio, quartzo, biotita e hornblenda.

Análises isotópicas Pb/Pb em zircão realizadas por Negri e Oliveira (2001) resultaram em idades de 587 ± 5 Ma e 591 ± 8 Ma para quartzo-monzonito e charnockito e 585 ± 5 Ma para ortognaisse charnockítico porfiroblástico.

NP3s_γ2I – Granitóides tipo I, sin a tardiorogênicos do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

A unidade Granitóides tipo I, sin a tardiorogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé engloba os granitóides [Morungaba - tipo I \(NP3s_γ2Imo\)](#) e [Sorocaba \(NP3s_γ2Iso\)](#). O primeiro é intrusivo nas rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e [unidade paragnáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#), e o segundo, em rochas das formações [Estrada dos Romeiros \(NP3srer\)](#) e [Piraqibu \(NP3srpi\)](#), Grupo São Roque, da Província Mantiqueira.

Relacionados aos granitos tipo I Morungaba, predominam duas associações petrográficas. A primeira reúne (leuco) monzogranitos equigranulares, cinza a rosados, com paragêneses peraluminosas. Uma segunda associação engloba, predominantemente, monzogranitos, além de quartzo-monzonitos, monzodioritos, granodioritos e sienogranitos, marginalmente peraluminosos, com texturas microporfiríticas, porfiríticas ou porfiróides. Além destas associações principais, localmente ocorrem rochas monzograníticas, marginalmente peraluminosas, mas com texturas equigranulares e rochas dioríticas, com quartzo-dioritos e quartzo-monzodioritos metaluminosos. Os granitos Morungaba são, na maioria das vezes, álcali-cálcicos potássicos ricos em elementos LIL, com razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr médias entre 0,7070 e 0,7080. Apresentam padrões fracionados de ETR e anomalias negativas pequenas a moderadas de Eu (Vlach 1985 e 1993).

O Maciço Sorocaba é composto por monzogranitos leucocráticos e melanogranitóides cinzas e róseos, sienogranitos e quartzo-monzogranitos inequigranulares porfiróides e granodioritos equigranulares a porfiríticos. A composição é calcialcalina de médio a alto potássio (Godoy 1989). A grande maioria das rochas graníticas de Morungaba foram formadas sob pressões da ordem de 2,5 ± 0,5 kb, em temperaturas situadas entre 740° e 760°C (Vlach 1993).

Com base em análises Rb-Sr, Vlach (1993) sugere para as rochas do tipo I do granitóide Morungaba idades em torno de 620 a 610 Ma, compatíveis com dado (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica de Vlach e Gualda (2000), que aponta idade de 619 ± 24 Ma e dado U-Pb de Ebert *et al.* (1995), de 610 ± 10 Ma. No granito Sorocaba análise (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica (Vlach e Gualda 2000) aponta idade de 606 ± 16 Ma para o corpo.

O Granito Morungaba é explorado como rocha ornamental.

NP3eγ2 - Granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu

LAC

No conjunto de granitóides foliados, quimicamente indiferenciados, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu são englobados os corpos graníticos conhecidos sob as denominações de granitos [Aparecida \(NP3eγ2ap\)](#), [Itapeti \(NP3eγ2it\)](#), [Caucaia \(NP3eγ2ca\)](#) e [Laranjeiras \(NP3eγ2la\)](#). Os dois últimos constituem um corpo praticamente único, separados por uma faixa de xistos migmatíticos da [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu, principal unidade encaixante desses granitos. Outros litotipos encaixantes pertencem às unidades [ortognáissica \(NPeog\)](#) e [paragnáissica \(NPepg\)](#) desse mesmo complexo, presentes no limite nordeste do granito Aparecida.

Constituem corpos alongados, em parte balizados por extensas zonas de falha, o que explica a foliação cataclástica observada em alguns desses corpos. São inequigranulares a porfiríticos, apresentam cor cinza médio a cinza rosado e, mais raramente, cor cinza escura. Predominam as composições graníticas e quartzo monzoníticas. As relações de campo mostram tanto contatos bruscos, no caso das zonas de cisalhamento (limites norte-noroeste dos granitos Itapeti e Caucaia), como também passagens graduais, com anatexia progressiva dos xistos encaixantes (Silva *et al.* 1977).

O granito Itapeti, ao norte de Mogi das Cruzes, pertence à série calcialcalina de alto potássio, de caráter metaluminoso (Morais 1995). Essa autora identificou oito fácies texturais mais uma associação de fácies para esse corpo. Na porção sudoeste e central do corpo dominam as fácies porfiróides de cores cinza médio e cinza escuro (melagranito), com enclaves dos tipos róseo e cinza rosado, também porfiróides, além de uma associação de granito cinza, porfirítico e quartzo-monzonito inequigranular. No extremo nordeste desse corpo ocorrem duas fácies de granitos miloníticos, distintas entre si pela cor e conteúdo de máficos.

O granito Aparecida possui uma fácies equigranular de grã média a grossa, com muscovita, injetada em quartzo-monzonito porfirítico de cor cinza esverdeado (Janasi e Ulbrich 1992).

O Granito Itapeti é explorado como rocha ornamental.

NP3eγ2I - Granitóides foliados calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu

EDS

Como granitóide foliado calcialcalino, tipo I, sin a tardicolisional, do Terreno Embu ocorre o [granito Santa Isabel \(NP3eγ2I_{si}\)](#)

É constituído por hornblenda-biotita granitos a granodioritos porfíricos, miloníticos (Janasi e Ulbrich 1992). Muitas vezes constituem corpos de ortognaisses ocelares, aflorando em altos do embasamento da Bacia de São Paulo, e conhecidos localmente como gnaisses Butantã (Coutinho 1972). Janasi *et al.* (1990) incluem essas rochas nos “granitóides sinorogênicos brasileiros de associação calcialcalina” e consideram a idade U-Pb (zircão) de 660 ± 13 Ma obtida por Tassinari (1988), como representativa para esses granitos. Presentes em menor escala, incluem-se nesse conjunto os nebulitos de cor cinza-esbranquiçada da região de Arujá. Janasi *et al.* (2003) obtiveram idade U-Pb de 587 ± 5 Ma para o granitóide.

NP3eγ2S - Granitóides foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu

LAC

Os granitóides foliados peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Terreno Embu incluem os corpos graníticos de [Juquiá \(NP3eγ2Sju\)](#), [Mauá \(NP3eγ2Sma\)](#) e [Mogi das Cruzes \(NP3eγ2Smc\)](#) localizados, o primeiro, no sul do Estado de São Paulo, e os outros dois, a leste da capital paulista.

O granito Juquiá apresenta forma alongada e se estende por mais de 30 km, desde o sudoeste de Juquiá até a região de Miracatu, com largura máxima de 2,5 km na localidade de Oliveira Barros. Está encaixado na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu, com os quais apresenta contato tectônico, limitado por faixas miloníticas (Passarelli 2001). É um granito foliado de cor cinza médio, porfirítico, com fenocristais centimétricos de feldspato branco, em matriz protomilonítica. Localmente exhibe porções diferenciadas, com granulação mais grossa e cor de alteração rósea. Dantas *et al.* (1987) identificaram uma faixa de hornfels na borda sul desse granito, interpretada como resultado de metamorfismo termal nos xistos encaixantes. Passarelli (2001) classifica esse corpo como biotita-muscovita monzogranito com granada. Além da muscovita e da granada, a presença de turmalina e monazita é condizente com o caráter peraluminoso, verificado a partir de análises geoquímicas. Os teores de álcalis, chumbo e rubídio são condizentes com os valores médios observados em granitos do tipo S. Datações U-Pb em monazitas, efetuadas por essa autora, estabeleceram uma idade concordante em 598 ± 8 Ma, interpretada como época de cristalização dessa rocha.

O granito Mauá apresenta forma alongada na direção NE-SW e está encaixado entre as unidades [paragnáissica \(NPepg\)](#) e [de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu. Trata-se de biotita monzogranito porfirítico de cor cinza, com porções equigranulares mais claras, variando até muscovita leucogranito com turmalina, na extremidade sul do corpo. Filipov e Janasi (2001) identificaram um caráter levemente peraluminoso na fácies porfirítica desse granito. Datação U-Pb em monazita, efetuada por esses autores, forneceu idade de 588 ± 2 Ma. A fácies porfirítica desse granito possui características texturais e estruturais favoráveis ao seu aproveitamento como rocha ornamental, sendo intensamente explorado para essa finalidade.

O maciço Mogi das Cruzes apresenta forma arredondada e está encaixado em rochas da [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu. É constituído por biotita (muscovita) monzogranitos equigranulares a inequigranulares, moderadamente peraluminosos. Vlach (2002) obteve nestas rochas idades isocrônicas, através de análise de monazita e xenotima pelo método (U-Th)-Pb em microsonda eletrônica, de 588 ± 12 e 587 ± 12 Ma.

O Granito Mauá é explorado como rocha ornamental.

NP3ipb - Formação Iporanga, unidade metabásica

LZD/EDS

Definida por Leonardos (1934), a Formação Iporanga ocorre numa faixa estreita e alongada na porção SSW de São Paulo. O contato com o Subgrupo Lajeado, a NW, é balizado pelo Lineamento Figueira, e o contato com as [unidades terrígena \(MP1vot\)](#) e [metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) da Formação Votuverava é através da Zona de Cisalhamento Agudos Grandes.

A Formação Iporanga é constituída essencialmente por metarritmitos finos (metaturbiditos) com intercalações de metarenitos, metarcóseos ([unidade metapelítica - NP3ipp](#)), metavulcânicas (unidade metabásica), metaconglomerados e metabrechas polimíticas da ([unidade metaconglomerática - NP3ipcq](#)) (Campanha *et al.* 2004).

A unidade metabásica, segundo Campos Neto (2000), é formada por rochas características de fluxos basálticos que apresentam afinidade calcialcalina, tipicamente de regimes tectônicos compressivos. As rochas vulcânicas desta unidade, normalmente anfíbolitos, ocorrem intercaladas aos metarritmitos da [unidade metapelítica \(NP3ipp\)](#) (Campanha 1991, Campos Neto 1983 a). Estas rochas apresentam geoquímica indicativa da transição de um ambiente de arco de ilha tholeiítico para E-MORB de uma bacia oceânica juvenil ou restrita e a Formação Iporanga representaria uma associação de margem continental e oceânica (Hackspacher *et al.* 2000).

A estratificação (S_0) está preservada e a xistosidade de fluxo é cortada por clivagem de crenulação ou xistosidade de *strain-slip*. Apresenta metamorfismo de grau fraco, chegando a preservar K-feldspato e muscovita detríticos (Campanha *et al.* 1986, Perrotta 1996).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando zircões extraídos de rochas metavulcânicas máficas indicaram 614 ± 19 Ma como idade de cristalização da Formação Iporanga. O $\epsilon_{Nd(t=600)}$ positivo de 0.85 indica derivação da rocha de um manto astenosférico, com contribuição da litosfera posterior. Já Campanha *et al.* (2004) obtiveram idades de 573 ± 34 Ma, analisando zircões das rochas metavulcânicas, através do método U-Pb (SHRIMP). Outro cristal de zircão, extraído de um seixo de granito da brecha polimítica basal da [unidade metaconglomerática \(NP3ipcq\)](#), indicaria 593 ± 15 Ma, como idade máxima para sedimentação da formação.

NP3ipp - Formação Iporanga, unidade metapelítica

LZD/EDS

Definida por Leonardos (1934), a Formação Iporanga ocorre numa faixa estreita e alongada na porção SSW de São Paulo. O contato com o Subgrupo Lajeado, a NW, é balizado pelo Lineamento Figueira, e o contato com as [unidades terrígena \(MP1vot\)](#) e [metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) da Formação Votuverava é através da Zona de Cisalhamento Agudos Grandes.

A Formação Iporanga é constituída essencialmente por metarritmitos finos (metaturbiditos) com intercalações de metarenitos, metarcóseos ([unidade metapelítica - NP3ipp](#)), metavulcânicas ([unidade metabásica - NP3ipb](#)), metaconglomerados e metabrechas polimíticas ([unidade metaconglomerática - NP3ipcq](#)) (Campanha *et al.* 2004).

Na [unidade metapelítica \(NP3ipp\)](#) predominam metarritmitos, que englobam metassiltitos, filitos e ardósias, com clivagem ardosiana subparalela ao acamamento. Metarenitos intercalados, em geral arcoseanos, são sericitizados e cloritizados. Ocorrem ainda intercalações de anfíbolitos da [unidade metabásica \(NP3ipb\)](#) (Campanha 1991, Campos Neto 1983 a) e contribuição carbonática.

A Formação Iporanga representa associação de margem continental e oceânica, incluindo rochas vulcânicas máficas cuja geoquímica indica transição de ambiente de arco de ilha tholeiítico para E-MORB de uma bacia oceânica juvenil ou restrita (Hackspacher *et al.* 2000).

A estratificação (S_0) está preservada e a xistosidade de fluxo é cortada por clivagem de crenulação ou xistosidade de *strain-slip*. Apresenta metamorfismo de grau fraco, chegando a preservar K-feldspato e muscovita detríticos (Campanha *et al.* 1986, Perrotta 1996).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando zircões extraídos de rochas metavulcânicas máficas ([unidade metabásica - NP3ipb](#)), indicaram 614 ± 19 Ma como idade de cristalização da Formação Iporanga. O $\epsilon_{Nd(t=600)}$ positivo de 0.85 indica derivação da rocha de um manto astenosférico, com contribuição da litosfera posterior. Já Campanha *et al.* (2004) obtiveram idades de 573 ± 34 Ma, analisando zircões das rochas metavulcânicas, através do método U-Pb (SHRIMP). Outro cristal de zircão, extraído de um seixo de granito da brecha polimítica basal da [unidade metaconglomerática \(NP3ipcq\)](#), indicaria 593 ± 15 Ma, como idade máxima para sedimentação da formação.

NP3ipcg - Formação Iporanga, unidade metaconglomerática

LZD/EDS

Definida por Leonardos (1934), a Formação Iporanga ocorre numa faixa estreita e alongada na porção SSW de São Paulo. O contato com o Subgrupo Lajeado, a NW, é balizado pelo Lineamento Figueira, e o contato com as [unidades terrígena \(MP1vot\)](#) e [metavulcanossedimentar \(MP1vovs\)](#) da Formação Votuverava é através da Zona de Cisalhamento Agudos Grandes.

A Formação Iporanga é constituída essencialmente por metarritmitos finos (metaturbiditos) com intercalações de metarenitos, metarcóseos ([unidade metapelítica - NP3ipp](#)), metavulcânicas ([unidade metabásica - NP3ipb](#)), metaconglomerados e metabrechas polimíticas da (unidade metaconglomerática) (Campanha *et al.* 2004).

A unidade metaconglomerática corresponde a lentes e níveis de metabrechas e metaconglomerados polimíticos, de matriz pelito arenosa mal selecionada, cimento carbonático e clastos de tamanho e litologia diversos. Clastos angulosos e lamelares, normalmente de metassiltitos e metarenitos finos, assim como de metachert e quartzito, mostram recristalização metamórfica em grau mais alto que a matriz, disposta em foliação pretérita à deposição, parecendo representar retrabalhamento das unidades adjacentes (Perrotta 1996).

Os metaconglomerados desorganizados e os organizados indicam, respectivamente, deposição por *debris flow* e correntes de turbidez. Com os metarenitos, representam canais turbidíticos do *inner fan* (Pires 1988). Campanha *et al.* (1986) sugeriram depósitos *wildflysh* e Campanha e Sadowski (1999), produto de *debris flow* em depósitos distais de turbiditos de *fan*, incluindo sedimentos erodidos e retrabalhados de embasamento prévio.

A Formação Iporanga representa associação de margem continental e oceânica, incluindo rochas vulcânicas máficas cuja geoquímica indica transição de ambiente de arco de ilha tholeiítico para E-MORB de uma bacia oceânica juvenil ou restrita (Hackspacher *et al.* 2000).

A estratificação (S_0) está preservada e a xistosidade de fluxo é cortada por clivagem de crenulação ou xistosidade de *strain-slip*. Apresenta metamorfismo de grau fraco, chegando a preservar K-feldspato e muscovita detríticos (Campanha *et al.* 1986, Perrotta 1996).

Hackspacher *et al.* (2000), analisando zircões extraídos de rochas metavulcânicas máficas ([unidade metabásica - NP3ipb](#)), indicaram 614 ± 19 Ma como idade de cristalização da Formação Iporanga. O $\epsilon_{Nd(t=600)}$ positivo de 0.85 indica derivação da rocha de um manto astenosférico, com contribuição da litosfera posterior. Já Campanha *et al.* (2004) obtiveram idades de 573 ± 34 Ma, analisando zircões das rochas metavulcânicas, através do método U-Pb (SHRIMP). Outro cristal de zircão, extraído de um seixo de granito da brecha polimítica basal da unidade metaconglomerática, indicaria 593 ± 15 Ma, como idade máxima para sedimentação da formação.

NP3ml - Rochas miloníticas

EDS

Rochas miloníticas são descritas associadas às principais zonas de cisalhamento, destacando-se as de Cubatão, Itariri e Serrinha.

No sistema de cisalhamento Cubatão - Itariri predominam rochas granitóides, localmente metassedimentares, miloníticas e protomiloníticas, por vezes ultramiloníticas. Os protomilonitos de rochas granitóides apresentam porfiroclastos de feldspato em matriz fina rica em biotita. A lineação mineral é caracterizada pelo estiramento dos porfiroclastos e cristais de quartzo. Foram ainda descritos biotita gnaisses miloníticos, localmente ultramiloníticos, de composição granodiorítica a monzogranítica e biotita granitos porfiroclásticos (Passarelli 2001).

Foram identificadas duas fases de deformação principais no sistema de cisalhamento Cubatão - Itariri, seguidas por reativações tardias rúpteis. A primeira, dúctil, está relacionada a uma movimentação sinistral com uma componente de abatimento para NNW, com geração de *boudins* e dobras associadas ao cisalhamento. Representa a fase metamórfica principal da zona de cisalhamento Itariri, atingindo a fácies xisto verde alto, possivelmente anfibolito. A segunda fase de movimentação, dúctil/dúctil-rúptil, refere-se a uma compressão E-W, com movimentações dextrais e sinistrais associadas. Esta fase, possivelmente, não ultrapassou a fácies xisto verde (Passarelli 2001).

A zona de cisalhamento Serrinha, constituída por rochas miloníticas graníticas e metassedimentares, possui como característica marcante o imbricamento de rochas miloníticas graníticas com granada-mica xistos miloníticos. A foliação milonítica apresenta direção geral E-W, associada à movimentação predominante dextral, com importante componente de cisalhamento puro.

Análises U-Pb em zircões extraídos de gnaisses protomiloníticos do sistema de cisalhamento Cubatão-Itariri forneceram idade máxima de movimentação de 596 Ma. Na zona de cisalhamento Serrinha são sugeridas idades entre 570 e 580 Ma a partir de dados obtidos de datações U-Pb em monazitas de protomilonito granítico (Passarelli *et al.* 2004).

NP3e γ 3A - Granitóides peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Terreno Embu LAC

Em granitóides peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Terreno Embu estão representados dois *stocks* graníticos localizados ao norte e nordeste de Eldorado Paulista, no médio Vale do Ribeira, sul do estado de São Paulo. Ambos estão encaixadas na [unidade de xistos, localmente migmatíticos \(NPexm\)](#) do Complexo Embu.

O maior deles é o [granito Aboboral \(NP3e \$\gamma\$ 3Aab\)](#) com cerca de 27 km², tem forma elíptica orientada para noroeste, discordante dos xistos encaixantes, feição característica das intrusões pós-orogênicas. Essa conformação foi estabelecida por Perrotta (1996), através de análise e interpretação de dados radiométricos. É constituído por hornblenda granito e quartzo sienito inequigranulares, cinzentos a róseos (Silva *et al.* 1981).

NP3sγ3A – Granitóides tipo A, pós-orogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé

EDS

A unidade de granitóides tipo A, pós-orogênicos, do Orógeno Socorro-Guaxupé englobam vários conjuntos granitóides intrusivos em rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e [unidade paraognáissica migmatítica superior \(NPvm\)](#) e das formações [Piragibu \(NP3srpi\)](#) e [Pirapora do Bom Jesus \(NP3srpv\)](#), do Grupo São Roque, na Província Mantiqueira. São eles, os granitos [Atibaia \(NP3sγ3Aat\)](#), [Itu \(NP3sγ3Ait\)](#), [Marins \(NP3sγ3Ama\)](#), [Cachoeira \(NP3sγ3Aca\)](#), [Morungaba - tipo A \(NP3sγ3Ama\)](#), [Piracaia \(NP3sγ3Apc\)](#), [São Francisco \(NP3sγ3Asf\)](#) e [Terra Nova \(NP3sγ3Atn\)](#).

Nesta unidade predominam rochas alcalinas de alto potássio, ocorrendo alguns termos com tendência subalcalina ou peralcalina. Ocorre uma ampla variedade de rochas, abrangendo dioritos, quartzo-dioritos, monzodioritos, quartzo-monzodioritos, monzonitos, quartzo-monzonitos e monzogranitos ao lado de álcali sienitos, quartzo-álcali sienitos e álcali granitos. Em alguns corpos foram descritas textura rapakivi, como nos de São Francisco e Itu, e outros apresentam estruturas de fluxo laminar, principalmente nas bordas, como os sienitos Pedra Branca e Capituva.

Trabalhos de detalhe foram realizados no Granito Atibaia por Melhem (1995); no Granito Itu por Pascholati *et al.* (1987), Galembeck (1991) e Wernick *et al.* (1994); no Granito Morungaba por Vlach (1985 e 1993); no Granito Piracaia por Janasi (1986), Janasi e Ulbrich (1987), Wernick *et al.* (1997) e Janasi (1999); no Granito São Francisco por Godoy (1989), Wernick *et al.* (1994) e Dehler (2000) e nos sienitos Pedra Branca e Capituva por Artur (1988) e Janasi (1996). Estudos barométricos realizados a partir de análises químicas de anfibólios no granito São Francisco definem pressões entre 0,8 e 1,8 kb (Dehler 2000). No Granito Morungaba, Vlach (1993) sugere que a cristalização tenha ocorrido sob pressões litostáticas entre 2 e 3 kb.

Datações geocronológicas realizadas através do método U-Pb forneceram idades de 577 ± 2 Ma para o Maciço de Piracaia (Janasi 1999) e de 582 ± 6 Ma para o Maciço Itu (Töepfner 1996). Análises realizadas no Granito São Francisco, através do método Sm-Nd, por Dantas *et al.* (2000), forneceram idades T_{DM} de 1,89 a 2,2 Ga, com $\epsilon Nd_{600} = -11$ a -14 . No Granito Itu, os mesmos autores obtiveram idade T_{DM} de 1,68 Ga, com $\epsilon Nd_{600} = -10$. Estes dados indicam origem em crosta continental paleoproterozóica. Análises do tipo (Th/U)-Pb em microsonda eletrônica, por Vlach e Gualda (2000) forneceram idades de 615 ± 16 Ma no Granito São Francisco e 626 ± 18 Ma no granito Atibaia.

Os granitos Itu, Piracaia e Morungaba são explorados como rocha ornamental.

NP3pγ3 - Granitóides quimicamente indiferenciados , pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC

O conjunto formado pelos granitóides quimicamente indiferenciados , pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba inclui cinco corpos graníticos de dimensões variadas. Estes se encontram alojados em unidades meso e neoproterozóicas do médio e alto Vale do Ribeira ou constituem intrusões diferenciadas dentro de complexos granitóides maiores. Destacam-se, pelas dimensões, os granitos [Espírito Santo \(NP3pγ3es\)](#) e [Maciço Agudos Grandes 2 \(NP3pγ3ag\)](#).

O granito Espírito Santo, com 91 km², está intrudido em litotipos carbonáticos e terrígenos da [Formação Furnas-Lajeado \(MPflc e MPflt\)](#). Trata-se de um hornblenda-biotita granodiorito porfirítico com matriz cinza claro de grã média.

O maciço Agudos Grandes 2, com área aproximada de 68 km², é um maciço circular diferenciado que ocorre no extremo-sul do [Maciço Agudos Grandes \(NP3pγ1lag\)](#). Foi identificado e cartografado por Perrotta (1996) através da análise de dados gamaespectrométricos, como granitóide pós-orogênico. Não dispomos de análises químicas ou petrográficas desse maciço.

O [granito Vargem Grande \(NP3pγ3vg\)](#) é um pequeno corpo, de formato alongado, intrusivo em rochas das unidades [carbonática \(MPflc\)](#) e [terrígena \(MPflt\)](#) da Formação Furnas-Lajeado. Os granitos [Bairro do Lajeado \(NP3pγ3la\)](#) e [Bairro da Serrinha \(NP3pγ3bs\)](#) estão em parte ou totalmente inseridos em outros granitóides do Complexo Três Córregos.

NP3pγ3A - Granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba

LAC

Estão englobados em granitos peralcalinos, tipo A, pós-colisionais, do Orógeno Paranapiacaba uma dezena de corpos graníticos de dimensões variadas, em sua maioria localizados na região do alto e médio Vale do Ribeira. Constituem, normalmente, corpos de dimensões pequenas (<10 km²) a médias (dezenas de km²). É o mais importante conjunto de granitóides do domínio Mantiqueira, pelas possibilidades metalogenéticas a eles relacionadas.

Os granitos [Bairro dos Correas \(NP3pγ3Aco\)](#), [Capão Bonito \(NP3pγ3Abo\)](#), [Serra Velha \(NP3pγ3Asv\)](#), [Sguario \(NP3pγ3Asg\)](#), [Campina do Veado \(NP3pγ3Acv\)](#), [Freguesia Velha \(NP3pγ3Afv\)](#), [Rio Pirituba \(NP3pγ3Aarp\)](#) e [Santa Blandina \(NP3pγ3Abl\)](#) são diferenciados tardios do Complexo Três Córregos, sendo que os quatro primeiros estão alojados em unidades sincolisionais desse mesmo complexo. Os granitos Santa Blandina, Rio Pirituba e Campina do Veado são intrusivos na [unidade terrígena \(NP3it\)](#) ou [carbonática \(NP3ic\)](#) da Formação Itaiacoca, enquanto o granito Freguesia Velha se aloja entre a [unidade terrígena da Formação Furnas-Lajeado \(MPflt\)](#) e [unidade carbonática da Formação Água Clara \(MP1acc\)](#).

O granito Capão Bonito é um biotita monzogranito equigranular de grã grossa, cor vermelha e estruturalmente isótropo, características essas que favorecem o seu aproveitamento como granito ornamental. A intrusão satélite do granito Bairro dos Correas apresenta composição e estrutura bastante semelhante ao primeiro. Para o granito Capão Bonito foi obtida idade pelo método U-Pb de 564 ± 8 Ma (Leite 2003). O granito Sguário é um pluton de forma elíptica, zonado, com um núcleo de granito félsico de granulação fina e borda de biotita sienogranito inequigranular de grã grossa a porfírico (Gimenez Filho *et al.* 2000). A [Suíte Saltinho \(NP3pγ3Ais\)](#) do maciço Itaóca, é constituída por monzogranitos, granitos e quartzo-sienitos róseos (Mello *et al.* 1981).

Intrudidos nas unidades [terrígena \(MP1vot\)](#) e [de xistos \(MP1vox\)](#) do Grupo Votuverava, temos as intrusões graníticas [Serra da Bateia \(NP3pγ3Asb\)](#) e [São Miguel Arcanjo \(NP3pγ3Asm\)](#).

O granito Serra da Bateia é um maciço alongado, intrusivo na borda SW do granito [Piedade, tipo S \(NP3pγ2Spd\)](#). Predominam biotita sienogranitos porfíricos, com feldspato potássico tabular alinhado em foliação de fluxo magmático subvertical. Podem ocorrer fácies mais máficas, com hornblenda. Janasi *et al.* (2001) determinaram, para esse corpo, idade U-Pb de 564 ± 8 Ma, a partir de cristais de zircões.

A presença de mineralizações metálicas associadas a esses granitos é de conhecimento histórico, como os escarnitos com W, Cu e Au do granito Santa Blandina. Trabalhos de síntese metalogenética efetuados por Chiodi Filho (1989), Goraieb (1995) e Silva (1995) permitiram estabelecer a potencialidade metalogenética para diversos corpos graníticos desse conjunto, com destaque para estanho e wolfrâmio no granito Bairro dos Correas e anomalias de flúor no

granito Sguário. Os granitos Capão Bonito e Sguario são explorados como rochas ornamentais.

NP3a γ 1 – Granitos quimicamente indiferenciados, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Poucas são as referências na literatura sobre o [Granito São Sebastião NP3a \$\gamma\$ 1st](#), que aflora no litoral norte do Estado de São Paulo, nas proximidades do Canal de São Sebastião. Mapas que representam esta região (Ponçano *et al.* 1978 e Chierigati *et al.* 1982, Morais 1999) referem-se granito leuco a hololeucocrático, por vezes com granada.

NP3a γ 1I – Granitos foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Os granitos foliados calcialcalinos, tipo I, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce afloram no litoral norte do Estado de São Paulo, alojando-se no [Complexo Costeiro](#) nas suas [unidades ortognáissica \(NPccog\)](#) e [granito-gnáissica migmatítica \(NPccgm\)](#) através de zonas de cisalhamento, no geral dextrais, de orientação NE-SW, de forma concordante com a estruturação das encaixantes. Chiodi Filho *et al.* (1983) descrevem também contatos transicionais para augen gnaisses e migmatitos nebulíticos do Complexo Costeiro.

Pertencem a este grupo os granitos [Caçandoca \(NP3a \$\gamma\$ 1Ica\)](#), [Ponte Nova - Paraibuna \(NP3a \$\gamma\$ 1Ipn\)](#), [Ilha Anchieta \(NP3a \$\gamma\$ 1Iia\)](#) e o [Complexo Pico do Papagaio \(NP3a \$\gamma\$ 1Ipp\)](#).

O tipo litológico predominante é hornblenda-biotita granitóide gnáissico, cinza-rosado, inequigranular de granulação grossa ou mais comumente porfirítico a gromérulos de feldspato potássico róseo ou megacristais oclares. Localmente ocorrem termos isótopos e enclaves de enderbito foram descritos no Granito Ponte Nova-Paraibuna (Silva *et al.* 1977).

NP3aγ1S – Granitos foliados peraluminosos, tipo S, pré a sincolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Os granitos foliados peraluminosos pré a sincolisionais do Orógeno Araçuaí-Rio Doce afloram no litoral centro-sul do Estado de São Paulo entre os municípios de Itariri e Mongaguá. São atribuídos a este conjunto os Granitos [Areado \(NP3aγ1Sar\)](#) e [Ribeirão do Óleo \(NP3aγ1Sro\)](#), que ocorrem como corpos alongados, intrusivos na [unidade granito-gnáissica migmatítica \(NPccgm\)](#) do Complexo Costeiro, entre as Zonas de Cisalhamento Cubatão e Itariri.

Passarelli (2001) descreve este conjunto como composto predominantemente de biotita monzogranito foliado, de granulação fina-média, leucocrático a megacristais de feldspato potássico, que no caso do Granito Ribeirão do Óleo caracterizam porções porfíricas bem definidas. Nele ocorrem enclaves máficos de formas alongadas e irregulares na borda dos quais concentram-se fenocristais de feldspato potássico, euedrais, caracterizando verdadeiros cumulos que podem por sua vez apresentar-se como enclaves dentro dos enclaves máficos. O granito Areado apresenta variação composicional, gradualmente tornando-se mais tonalítico, de granulação mais fina e com maior porcentagem de máficos. Quimicamente são subalcalinos, peraluminosos passando das séries potássicas às de alto potássio.

NP3a γ 2C – Granitos charnockitóides, tipo C, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

BBT

Um conjunto de corpos charnockitóides aflorantes no litoral norte de São Paulo têm a denominação [Charnockito Ubatuba \(NP3a \$\gamma\$ 2Cub\)](#). São corpos alongados, concordantes com a estruturação ENE-WSW regional, que ocorrem em contato transicional com hornblenda-biotita granito aqui atribuído ao [Complexo Pico do Papagaio \(NP3a \$\gamma\$ 1lpp\)](#) (Neumann 1993).

Segundo este autor o conteúdo litológico é classificado como m-charnockito, ou mesopertita-charnockito, devido a presença desse tipo híbrido de feldspato no conteúdo mineral. Em termos de conteúdo de máficos é leuco a hololeucocrática, com texturas equigranular a porfirítica, e estruturação principal maciça e homogênea, as vezes pouco foliada. A mineralogia primária encontra-se modificada por processos posteriores de hidratação transformando os ortopiroxênios em hornblendas, gerando biotita e alterando a química dos feldspatos. A cristalização da rocha é considerada tardia em relação ao ciclo Brasileiro, devido a estrutura principalmente maciça do charnockito.

Gasparini e Mantovani (1979) dataram esses charnockitos pelo método Rb-Sr (rocha total) e obtiveram idades de 551 +- 5 Ma. O mesmo método aplicado em biotita atingiu resultado de 479 +- 2 Ma. interpretado como idade de resfriamento.

O charnockito Ubatuba é explorado como rocha ornamental.

NP3a_γ2I – Granitos calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Os granitos calcialcalinos, tipo I, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce afloram na porção leste do Estado de São Paulo, na região de Mogi das Cruzes ([Granito Cruz do Alto - NP3a_γ2Ica](#)) e Natividade da Serra ([Granito Natividade da Serra-tipo I - NP3a_γ2Inas](#)). Têm como encaixantes o Complexo Costeiro e também o Complexo Embu no caso do Granito Natividade da Serra-tipo I. No geral apresentam contatos tectônicos com estes complexos, mas contatos transicionais do Granito Cruz do Alto com ortognaisses e migmatitos do Complexo Costeiro foram observados em Silva *et al.* (1977) e Rideg (1974).

Predominam neste conjunto biotita-hornblenda granito ou granodiorito e biotita monzogranito foliados. São porfiríticos, cinzas (rosa a cinza rosado no Granito Cruz do Alto), leucocráticos, de matriz inequigranular média e megacristais idiomórficos de feldspato. Segundo Fernandes (1991) na fácies com hornblenda do Granito Natividade da Serra-tipo I, pirita e titanita ocorrem com acessórios e são comuns enclaves dioríticos com bordas enriquecidas em máficos e foliação interior discordante do granitóide que os engloba. Já no monzogranito os enclaves são de biotita quartzo-diorito mesocrático. Ocorrem veios pegmatíticos com turmalina de até 1 m de espessura e bandas aplíticas que desenham charneiras de dobras fechadas.

O Granito Cruz do Alto é explorado como rocha ornamental.

NP3aγ2S – Granitos peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Os granitos peraluminosos, tipo S, sin a tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce estão representados no Estado de São Paulo pelo [Granito Rio Turvo \(NP3aγ2Srt\)](#), um corpo alongado de 48 km de comprimento e largura média de 8 km que estende-se a nordeste para o Estado do Rio de Janeiro, intrusivo no Complexo Paraíba do Sul. Foram definidos como sintectônicos à fase deformacional principal por Machado *et al.* (1989) e posteriormente estudados por Almeida *et al.* (1993) abrangendo na Suíte Rio Turvo todos os granitóides foliados encaixados nos metassedimentos.

Segundo Valadares (1996) os corpos da suíte Rio Turvo apresentam contatos gradacionais com metassedimentos encaixantes, dos quais derivam através de fusão parcial. Já quando em contato com ortognaisses da [suíte Quirino \(PP2q\)](#) apresenta contatos bruscos. Segundo Heilbron (1993) os granitóides da Suíte Rio Turvo são intensamente deformados com forte foliação milonítica com arranjos em pares S-C, caracterizando-os como sintectônicos.

Predominam na unidade biotita-muscovita leucogranitos com granada e sillimanita porfiríticos. Uma idade U-Pb (monazita) em 579 ± 2 Ma obtida por Valadares (1996) foi interpretada como idade de cristalização.

NP3a_γ3S – Granitos peraluminosos, tipo S, tardicolisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

A definição original deste conjunto se deve a Machado *et al.* (1989). Estudos posteriores de Corrêa Neto *et al.* (1993, 1994), Heilbron *et al.* (1994), Machado e Demange (1994, 1998), Porcher (1997) e Silva e Cunha (2001) ampliaram sua definição e conhecimento. No estado de São Paulo os granitos peraluminosos, tipo S, pós-colisionais, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce estão representados pelo [Granito Parati-Mirim-suíte Serra das Araras \(NP3a_γ3Spm\)](#).

São granada-biotita granitos foliados, predominantemente leucocráticos de granulação média a grossa, eventualmente porfiríticos. Enclaves de paragnaisses são comuns, mas ocorrem também restos de calcissilicáticas e anfíbolitos.

De um modo geral no centro do batólito são comuns estruturas de fluxo ígneo, enquanto que nas bordas predominam estruturas deformacionais resultantes de cisalhamento transcorrente, de direção NE-SW (Machado *et al.* 1989).

NP3€1q - Formação Quatis

LZD

Definida por Campanha *et al.* (1985), a Formação Quatis está situada a 15 km a oeste da cidade de Cajati, SP, ocupando porções cimeiras da Serra da Boa Vista.

É composta por metaconglomerados polimíticos, metarenitos, metarcóseos, metassiltitos e metargilitos, normalmente imaturos e com metamorfismo de grau muito fraco. Ocorrem ainda brechas cataclásticas e milonitos sobre epimetamorfitos e xistos, ao longo da Falha do Braço Grande.

Os sedimentos da Formação Quatis apresentam estratificação plano-paralela e acamamento reliquiar bem definidos. O último, orientado segundo NE-SW, com camadas de mergulho entre 20-77°SE, na porção centro-oeste, e 65°NW na porção norte, é cortado por clivagem ardosiana oblíqua de atitude N60E/60NW (Campanha *et al.* 1985).

As características dos depósitos apontam para conjugação de ambientes de leques aluviais associados a áreas tectonicamente emersas, com outros subaquosos, provavelmente marinhos (Teixeira 2000).

Baseando-se em similaridades estratigráficas e sedimentares das outras bacias da transição Neoproterozóico-Cambriano, é possível sugerir as idades de 530 Ma e 606 Ma como idades mínima e máxima para a sedimentação da Formação Quatis (Teixeira 2000).

NP3C1s - Formação Samambaia

LZD

A Formação Samambaia encontra-se a cerca de 8 km a SE da cidade de Guapiara, SP. Está sobreposta às rochas metassedimentares da [unidade carbonática da Formação Água Clara \(MP1acc\)](#), e associada ao Lineamento Quarenta-Oitava, uma das ramificações setentrionais do Lineamento Ribeira.

Os principais litotipos são metaconglomerados polimíticos clasto-sustentados, com algumas intercalações arenosas, estratificação cruzada de baixo ângulo e fluxo para NW, além de metarenitos conglomeráticos e metarenitos arcoseanos a feldspáticos.

O acamamento reliquiar, de atitudes N84E/34NW e N54E/66NW é estruturalmente discordante do embasamento metassedimentar, com direções WNW e NNW. Assim, observa-se discordância angular e erosiva entre os depósitos e o embasamento.

Campanha *et al.* (1988) descreveram ciclos sedimentares onde as frações menores são de areia grossa, sempre situadas no topo da seqüência. Pelo pequeno transporte dos sedimentos e pelo baixo retrabalhamento durante a deposição, concluíram que seria uma bacia de natureza molássica. A gênese está associada ao sistema de cisalhamento transcorrente que se sobrepõe a dois eventos deformacionais anteriores. Nas cunhas formadas pela união de zonas transcorrentes desenvolveram-se tardi-tectonicamente, bacias de afastamento (*pull-apart*) em locais de transtração (Campanha 1991).

Baseando-se em correlações estratigráficas e sedimentares com outras bacias da transição Neoproterozóico-Cambriano, é possível sugerir as idades de 530 Ma e 606 Ma como idades mínima e máxima para a sedimentação da Formação Samambaia (Teixeira 2000).

NP3€1e - Formação Eleutério

LZD

Definida em Ebert (1971), a Formação Eleutério está exposta próximo de Itapira (SP) e Jacutinga (MG), orientada segundo N60E. A norte faz contato com a [unidade ortognáissica migmatítica intermediária do Complexo Varginha-Guaxupé \(NPvog\)](#) e a sul com quartzitos arcoseanos do Grupo Carrancas.

Consiste de metarenitos conglomeráticos arcoseanos, metarritmitos arenosilto-argilosos, metaconglomerados polimíticos sustentados por clasto e matriz e metarenitos grossos a médios arcoseanos. As estruturas sedimentares presentes são estratificações cruzadas acanaladas, planares e de baixo ângulo; laminações convolutas e plano-paralelas; ondulações plano-paralelas e cavalgantes; estruturas de sobrecarga (*flame*); imbricação de seixos; *slump* e gradação normal e inversa (Teixeira 2000).

Segundo Teixeira (2000) a imaturidade textural e mineralógica dos sedimentos determinam condições deposicionais de clima árido com chuvas torrenciais e tectônica sinsedimentar. Evidenciam-se três ciclos transgressivo-regressivos que, da base (SE) para o topo (NW), sugerem granocrescência geral até predominarem condições francamente regressivas. Ocorre progradação de metarenitos conglomeráticos arcoseanos de rios entrelaçados, sucedidos por conglomerados arenosos das porções medianas e distais de leques aluviais. O sistema de leques aluviais se instala depois do estabelecimento das áreas fontes a SE, provocado pelo início do encurtamento da bacia, originando clivagem ardosiana e basculamento das camadas para NW. O acamamento reliquiar, atitude média de 65NW, concorda com a orientação da Zona de Cisalhamento de Jacutinga e é cortado por clivagem ardosiana de mergulhos subverticais a verticais para sul e direções concordantes com o acamamento.

Estudos geoquímicos indicam áreas fontes com contribuição tanto ígnea intermediária e félsica como sedimentar quartzosa.

Afetada por grau metamórfico muito fraco, preservou registros de microfósseis da espécie *Cloudina riemkeae* (570 - 545 Ma, Ediacarano) que ocorrem nos metalaminitos. Datação U-Pb SHRIMP em zircão obtido a partir de seixo de riólito de metaconglomerado resultou em idade de 606 ± 13 Ma, interpretada como idade máxima para o início da sedimentação (Teixeira *et al.* 1999) A idade de 530 ± 14 Ma, obtida através do método K-Ar em rocha total, por Teixeira (1996) é interpretada como resfriamento pós-pico metamórfico relacionado ao encurtamento da bacia.

NP3€1i - Formação Pico do Itapeva

LZD

Definida por Cavalcante *et al.* (1979), a Formação Pico do Itapeva ocorre nos limites escarpados do Planalto de Campos de Jordão (SP), com formato lenticular e orientação NE-SW, com aproximadamente 14 km de comprimento e 1,7km de largura.

Da base, NW, para o topo, SE, são reconhecidos metaconglomerados, metarenitos e metarritmitos silto-argilosos; metarenitos e metaconglomerados polimíticos finos e grossos. As litologias podem apresentar estruturação maciça ou estratificações plano-paralela, cruzada de baixo ângulo, cruzada tipo *swaley* e cruzada planar. Ocorre gradação normal e inversa, escape de fluidos (*dish*), *slump*, imbricação de clastos e possíveis *hummockys* (Teixeira 2000).

Segundo Teixeira (2000) a base da seqüência representa o máximo transgressivo com depósitos de planície de maré/estuário. Entre a antepraia e praia, inicia-se regressão marinha acompanhada por pulsos transgressivos (tempestades) até se estabelecerem areias de praia. A progradação de termos conglomeráticos continua sobre os metarenitos praias que, para o topo, dão lugar aos metaconglomerados polimíticos finos, depositados nas porções distais da planície deltaica/leque aluvial progradante. Estes são sucedidos pelos metaconglomerados grossos das porções proximais do sistema aluvial, marcando o máximo regressivo.

O acamamento reliquiar, atitude média N58E/65SE, concorda com a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira que intercepta o embasamento. A clivagem ardosiana que corta o acamamento, mostra direção subparalela com mergulhos mais acentuados, 75-80°. Indicadores de paleocorrentes nos conglomerados sugerem áreas fontes a NE e nos pelitos os fluxos são para NE/NW, sugerindo desenvolvimento de plataforma marinha a SW/SE (Teixeira 2000).

Nos metarritmitos de planície de marés foram identificados microfósseis de *Cloudina riemkeae* e *Titanotheca coimbrae*, este ainda sem significado cronoestratigráfico. Baseando-se em similaridades estratigráficas e sedimentológicas com a [Formação Eleutério \(NP3€1e\)](#), a idade máxima de início de sedimentação seria 606 ± 13 Ma (U-Pb SHRIMP - zircão - Teixeira *et al.* 1999), e mínima de 545 Ma, idade dos microfósseis da espécie *Cloudina riemkeae*.

Єay4 - Granitos quimicamente indiferenciados, tardiorogênicos - Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Incluiu-se como granito quimicamente indiferenciado, tardiorogênico, do Orógeno Araçuaí o [granito Guarujá-Santos \(Єay4gs\)](#) (Sadowski 1974, Silva *et al.* 1977). Ocorre como corpos pequenos que afloram na região de Bertioga, Santos e Guarujá, em meio a depósitos litorâneos cenozóicos. Trata-se de biotita granito foliado, porfirítico, com matriz de granulação média-grossa cinza e enclaves quartzo dioríticos freqüentes (Silva *et al.* 1977). Em Santos, ocorre fácies tardia de granito equigranular, maciço, de granulação fina a média, cor bege ou rosa e textura hipidiomórfica cortada por veios aplíticos.

€1a74I - Granitos tipo I, tardiorogênicos - Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Os granitóides tipo I tardiorogênicos associados ao Orógeno Araçuaí-Rio Doce ocorrem no extremo leste do Estado de São Paulo como corpos alongados, freqüentemente relacionados a zonas de cisalhamento transcorrente de orientação NE-SW. Pertencem a este grupo os granitos [Getulândia \(€1a74Iqt\)](#), [Parati \(€1a74Ipt\)](#) e [Serra da Bocaina \(€1a74Isb\)](#).

Segundo Silva e Cunha (2001) apresentam comumente estruturas de fluxo ígneo na parte central dos corpos, passando para estruturas deformacionais nas bordas, onde mostram texturas miloníticas. Seus contatos com as encaixantes do [Complexos Paraíba do Sul \(NPps\)](#) e [Costeiro - unidade ortognáissica \(NPccog\)](#) são descritos geralmente como tectônicos, mas podem ser transicionais no maciço Parati (Machado 1997). Já o Granito Getulândia apresenta contatos intrusivos com a [suíte Quirino \(PP2q\)](#) (Valadares 1996).

Machado (1997) descreveu estes granitóides como biotita-anfibólio granitos e biotita granitos de granulação média a grossa, meso a leucocráticos de cor cinza ou rósea, inequigranulares a porfiríticos, e de composição monzogranítica a granodiorítica, com enclaves de microgranitóides máficos.

Valadares (1996) caracteriza duas fácies distintas no Granito Getulândia, um granito fino a médio, leucocrático e isótropo e um granito porfiróide, de matriz média a megacristais de microclínio (esta fácies é explorada como rocha ornamental). Biotita é o máfico comum de ambas as fácies, chegando ao índice de 15%.

Almeida *et al.* (1993) descrevem dois tipos petrográficos no granito Serra da Bocaina, que diferem principalmente no tipo de feldspato presente, sendo uma fácies com predomínio de plagioclásio, classificada como quartzo diorítica a granodiorítica e a outra, onde predomina o microclínio, classificada como quartzo monzonítica. Neste corpo, além dos enclaves de metamáficas ocorrem enclaves de rochas calcissilicáticas.

Dados geoquímicos obtidos no Granito Getulândia por Valadares (1996) e Valadares *et al.* (1995, 2000) caracterizam-no como um granito tipo I de tendência subalcalina monzonítica. Dados isotópicos U-Pb (em monazita) no mesmo granito forneceram idade de 535 ± 1 Ma (Valadares *et al.* 1995) e 527 ± 3 Ma (Machado *et al.* 1996).

Ca₁4S - Granitos peraluminosos, tipo S, tardiorogênicos, do Orógeno Araçuaí-Rio Doce

MMP

Constituem o conjunto dos granitos peraluminosos, tardiorogênicos do Orógeno Araçuaí-Rio Doce no estado de São Paulo os granitos, [Morrão \(Ca₁4Smo\)](#), [Natividade da Serra-tipo S \(Ca₁4Sna\)](#), [Pai Matias \(Ca₁4Spm\)](#) e [Taiapuêba \(Ca₁4Sta\)](#).

São corpos alongados, comumente bordejados por zonas de cisalhamento transcorrentes e foliação milonítica nos seus contatos com os Complexos Costeiro e Embu (Silva *et al.* 1977, Algarte *et al.* 1974, Fernandes 1991). São observados também contatos transicionais com granitos metaluminosos sinorogênicos (Chioldi Filho *et al.* 1983) e contatos intrusivos com gnaisses do Complexo Costeiro .

No geral são biotita-muscovita granitos (localmente granodioritos) leucocráticos, cinza claros, levemente foliados, de granulação fina a média e localmente grossa. Ocorrem também fácies porfíricas foliadas com matriz inequigranular média e megacristais idiomórficos ou ovalados de feldspato orientados, que predominam na borda das fácies equigranulares como por exemplo no Granito Natividade da Serra (Fernandes 1991). Esta autora observou também no contato com granito metaluminoso sinorogênico ([Granito Natividade da Serra-tipo I - NP3a₁2Inas](#)) a presença de granito hololeucocrático com biotita, turmalina, rara granada e nódulos de fibrolita. É inequigranular, de granulação média a grossa e apresenta enclaves de muscovita-bitota gnaisses bandado e mobilizados pegmatíticos com turmalina.

O Granito Natividade da Serra-tipo S é explorado localmente como rocha ornamental.

Caδ4 - Suíte máfica tardiorogênica - Orógeno Araçuaí-Rio Doce

BBT

A suíte máfica tardiorogênica associada ao Orógeno Araçuaí-Rio Doce ocorre no Estado de São Paulo como um conjunto de rochas metabásicas a ácidas que constituem um corpo de forma elipsóide e orientação E-W, com extensão superior a 7 km, denominado [Bairro do Marisco \(Caδ4bm\)](#). É intrusivo nas unidades [paragnáissica \(NPccgp\)](#) e [granito gnáissica migmatítica \(NPccgm\)](#) do Complexo Costeiro.

Possui uma ampla variação litológica composta por metagabros, metadioritos finos e grosseiros com inclusões de metahornblenditos, metadioritos quartzosos, anfibolitos, quartzo-diorito gnáissicos, enderbitos e migmatitos básicos de estruturas variadas. Tem idade de 553 ± 9 Ma obtida pelo método K-Ar em hornblendas de metagabros (Silva *et al.* 1977).

D1f - Formação Furnas, Grupo Paraná

RCL/EDS

Originalmente descrita por Oliveira (1912), a Formação Furnas possui área tipo no escarpamento Serrinha, estado do Paraná, aflorando somente em uma estreita faixa no extremo sudoeste do estado de São Paulo. Conforme Assine *et al.* (1994), sua maior espessura em subsuperfície é de 337 m (Poço 2-TL-1-MS).

A sedimentação da Bacia do Paraná se inicia no estado de São Paulo, com a seqüência devoniana do Grupo Paraná, representado pela sedimentação siliciclástica da Formação Furnas, englobada, segundo a concepção de Milani (1997), na Superseqüência Paraná.

Na porção inferior da Formação Furnas, junto à base, ocorrem conglomerados e arenitos conglomeráticos, raramente excedendo 1 m de espessura. Acima ocorrem arenitos brancos, médios a grossos, feldspáticos na base e quartzosos na porção superior, com abundante matriz caulínica e estratificações cruzadas. Em direção ao topo ocorrem camadas métricas de arenitos finos e siltitos argilosos (Bigarella *et al.* 1966, Milani 1997).

Os depósitos são interpretados como predominantemente continentais, gerados a partir de sistemas fluviais e de leques aluviais que, em seu topo, gradam para ambientes transicional e marinho costeiro (Assine *et al.* 1994, Zalan *et al.* 1990).

O registro fóssil mais abundante da Formação Furnas corresponde a icnofósseis. Na porção superior desta unidade foram descritos restos vegetais, caracterizados por Rodrigues *et al.* (1989) como *Psilophytales*, de distribuição desde o Siluriano Superior até o Devoniano Médio. A transição entre os depósitos litorâneos de topo da Formação Furnas, com os de plataforma rasa da Formação Ponta Grossa (Emsiano - Devoniano Inferior), não aflorantes em São Paulo, faz com que os autores confirmem à primeira uma idade eodevoniana.

A Formação Furnas tem sido referenciada como fonte de diamantes encontrados em depósitos aluviais provenientes de sua erosão (Gonzaga e Tompkins 1991). São comuns nesta unidade minas de dolomito e filito.

C2P1a - Formação Aquidauana

RCL/EDS

A primeira citação dos sedimentos relacionados à Formação Aquidauana deve-se a Lisboa (1909). Sua área tipo está descrita no vale do Rio Aquidauana, Estado do Mato Grosso do Sul. A espessura máxima registrada é de 799 m no poço 2-AG-1-MT.

Segundo a concepção de Milani (1997), a Formação Aquidauana, em conjunto com o [Grupo Itararé \(C2P1i\)](#), representa a porção basal transgressiva da Superseqüência Gondwana I, de idade carbonífera-eotriássica, com depósitos diretamente ligados à fase de degelo da grande glaciação gondwânica.

Schneider *et al.* (1974) propõe para a formação uma divisão em três intervalos, contemplando um intervalo inferior composto por arenitos vermelhos a róseos, granulação média a grossa, exibindo estratificação cruzada acanalada, e intercalando diamictitos, arenitos esbranquiçados e conglomerado basal. O intervalo médio é composto por siltitos, folhelhos e arenitos finos, vermelhos a róseos, laminados, com intercalações de diamictito e folhelho de cor cinza-esverdeado. A porção superior acha-se constituída predominantemente por arenitos vermelhos com estratificação cruzada.

A Formação Aquidauana representaria porções marginais ao Grupo Itararé, com sedimentação predominantemente continental, em sistemas de leques aluviais, também com influência glacial. Estas duas unidades seriam temporalmente equivalentes e indicariam a invasão de um mar epicontinental pelo sul, cobrindo, na época de sua sedimentação, a porção meridional da bacia (Zalán *et al.* 1990).

Daemon e Quadros (1970) estabelecem para a formação idade carbonífera superior (Stephaniano), com base em dados palinológicos. Esta unidade apresenta ocorrência de argilas para uso em cerâmicas vermelhas.

C2P1i - Grupo Itararé indiviso

RCL

A primeira descrição do Grupo Itararé deve-se a Oliveira (1916), com área tipo no Rio Itararé, estado do Paraná. Foi definida originalmente como Série, termo utilizado por diversos autores em diversas classes de hierarquia: formação, subgrupo e, atualmente, está consolidado como grupo.

Segundo a concepção de Milani (1997), o Grupo Itararé, em conjunto com a [Formação Aquidauana \(C2P1a\)](#), representa a porção basal transgressiva da Superseqüência Gondwana I, de idade carbonífera-eotriássica, com sedimentação glácio-marinha.

França e Potter (1988) subdividiram o Grupo Itararé nas formações Lagoa Azul, Campo Mourão e Taciba, que corresponderiam, cada uma, a fases de sedimentação cíclicas dentro de um regime glacial, relacionadas a subidas relativas do nível do mar.

A Formação Lagoa Azul é representada em uma unidade basal arenosa e outra superior, predominantemente argilosa. O registro fóssil restringe-se palinórfos e, os esporos presentes, são relacionados por Daemon e Quadros (1970) à microflora *Potonieisporites*, de ambiente continental, provavelmente de coníferas (Gimnospermas). Os depósitos são correlacionados a ambiente fluvial entrelaçado e de leques aluviais, na base, e depósitos de planície de lavagem (*outwash*) em ambiente glacial e lacustrino anóxico, no topo.

Na Formação Campo Mourão predominam arenitos de origem flúvio-deltaica ou turbiditos associados à frente deltaica. Podem ocorrer folhelhos, em direção ao topo da formação, sugerindo sedimentação em ambiente marinho. Dados palinológicos de Daemon e Quadros (1970) indicam para os sedimentos depositados nas porções centrais na bacia idades do Carbonífero Superior (Stephaniano Superior) e idades mais jovens em direção às bordas, do Permiano Inferior (Sakmariiano e Artinskiano).

A Formação Taciba engloba grande parte das rochas aflorantes no Grupo Itararé, sendo composta por lamitos com seixos, arenitos, folhelhos e siltitos. França e Potter (1988) atribuem a estes sedimentos origem relacionada a ambientes marinhos profundos e deltaicos. Estão também representados depósitos marinhos com influência de geleiras, depósitos gerados por processos de lavagem subaquosa, depósitos de fluxos de detritos, turbiditos e, provavelmente, *eskers*. O conteúdo fossilífero engloba esporos de flora continental (*Vitatina* e *Limitisporites*) e esporos marinhos (*Tasmanites sp.*). A idade sugerida é permiana, abrangendo o Artinskiano Superior e o Kunguriano (Daemon e Quadros 1970).

Aluviões de rios que drenam o Grupo Itararé são portadores de diamantes, e varvitos são explotados para beneficiamento, sob a forma de lajes regulares, com uso principalmente em calçamentos de baixa carga. Arenitos desta unidade são relacionados por Zalán *et al.* (1990), como reservatórios potenciais para gás.

P1rb - Formação Rio Bonito – Grupo Guatá

RCL/AM

Descrita originalmente em White (1906), a Formação Rio bonito tem sua área tipo ao longo do Rio Bonito, próximo de Lauro Müller, Estado de Santa Catarina.

Conforme Milani (1997), a Formação Rio Bonito se sobrepõe ao [Grupo Itararé \(C2P1i\)](#) por meio de contato discordante, e se situa devido ao conteúdo fossilífero de glossopterídeas, entre o Neosakmariano e o Neokunguriano.

A Formação Rio Bonito é usualmente dividida em três intervalos, sendo o inferior predominantemente arenoso (Membro Triunfo), o intermediário composto por argilitos, siltitos e arenitos interdigitados (Membro Paraguaçu), e o superior (Membro Siderópolis) formado por arenitos finos com intercalações de siltitos carbonosos e camadas de carvão (Schneider *et al.* 1974). Segundo Milani (1997), corresponderia a um domínio de sedimentação costeira, transicional, em contexto transgressivo, progressivamente “afogado”, com progradações arenosas do continente e que sob condições de restrição lagunar do litoral, desenvolveu turfeiras que originaram os depósitos de carvão encontrados.

A Formação Rio Bonito apresenta grande variedade de recursos minerais, sendo explorados o carvão, gás, argilas para cerâmica, argilas refratárias e, localmente, as camadas de arenito podem constituir-se em aquíferos, como nos Municípios de Bagé e São Gabriel no Rio Grande do Sul. As cinzas provenientes da queima do carvão em termoelétricas são utilizadas na indústria do cimento. Ocorre ainda urânio associado a arenitos e camadas de calcário. Em Santa Catarina, o pólo cerâmico da região de Criciúma está baseado nas camadas de argila desta unidade. No Paraná a Formação Rio Bonito produz gás armazenado nas camadas de arenitos.

P1p - Formação Palermo – Grupo Guatá

RCL/AM

Descrita em White (1906) a Formação Palermo tem sua localidade tipo em Palermo, Município de Lauro Muller, Estado de Santa Catarina.

Conforme Milani (1997), na porção intermediária da Formação Palermo ocorre a inundação máxima da Superseqüência Gondwana I, seguindo para águas progressivamente mais rasas para o topo.

É constituída, essencialmente, por sedimentos de granulação fina (siltitos e arenitos finos e muito finos), de cores acinzentadas a amareladas em afloramento. As camadas apresentam geometrias tabular ou lenticular muito estendida. Como regra, distribuem-se em ciclos granocrescentes (parasseqüências) que iniciam com pelitos maciços ou laminados, passando superiormente a siltitos com acamadamentos *wavy* e *linsen*, e eventualmente arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, acamadamentos *flaser* e *drape*, marcas de ondulação simétrica e assimétrica e laminações cruzadas cavalgantes. Estas litologias correspondem à deposição abaixo do nível de ação das ondas de bom tempo, porém em profundidades influenciadas por ondas de tempestade.

Existe uma tendência em considerar a Formação Palermo como representando um ambiente marinho raso, com baixa salinidade devido à quase total ausência de organismos estenohalinos.

P1tt - Formação Tatuí – Grupo Guatá

RCL/AM

Definida na Comissão Geographica e Geologica de São Paulo (1917), sua área tipo é na região de Tatuí, Estado de São Paulo.

Corresponde, no Estado de São Paulo, ao mesmo intervalo deposicional das formações Rio Bonito e Palermo mapeadas em Santa Catarina e no Paraná, com discreta variação regional de fácies.

Conforme Aboarrage e Lopes (1986), é formada por siltitos e siltitos arenosos, cor cinza, freqüente matriz carbonosa, ocasionais fragmentos e níveis de carvão, nódulos de pirita, laminação irregular ou maciço. Níveis de arenito cinza-esverdeado, médio a grosseiro, imaturo. Na porção superior é comum ocorrerem camadas de arenito fino, quartzoso, às vezes com estruturas lenticulares.

Conforme Almeida e Melo (1981), seu contato inferior com o Grupo Itararé é através de discordância, podendo ocorrer camada de conglomerado basal, e o contato superior com o Membro Taquaral da Formação Irati se faz através de superfície erosiva. O conteúdoossilífero se resume a moldes de conchas, fragmentos de dentes e ossos, espículas de esponjas e restos indeterminados de plantas. Sua correspondência lateral com as formações Rio Bonito e Palermo, a posiciona no limite Kunguriano/Kazaniano.

O principal recurso mineral associado a esta unidade é a argila.

P2i - Formação Irati – Grupo Passa Dois

RCL/AM

A Formação Irati foi descrita originalmente em WHITE (1908). Sua área tipo está situada no Município de Irati, Estado do Paraná.

O limite da Formação Irati com as unidades sotopostas no estado de São Paulo é marcado pela presença de conglomerados e arenitos conglomeráticos.

A unidade consiste em folhelhos e argilitos cinza escuros, folhelhos betuminosos e calcários associados, portadores de répteis mesossaurídeos (Schneider *et al.* 1974). Na base, predominam os folhelhos, argilitos e siltitos cinza escuros, não betuminosos, maciços ou com laminação plano-paralela, formando camadas tabulares (Membro Taquaral). Na parte superior ocorre uma característica associação de folhelhos, folhelhos betuminosos e calcários (Membro Assistência). Nos calcários podem ocorrer estratificações cruzadas *hummocky*, marcas onduladas simétricas e assimétricas e laminações cruzadas cavalgantes.

Os sedimentos finos indicam deposição por decantação em ambiente de águas calmas, abaixo do nível de ação das ondas (Schneider *et al.* 1974). Os folhelhos betuminosos sugerem a existência de períodos de estratificação da coluna de água. A presença de estratificação cruzada *hummocky* sugere a influência de tempestades durante a deposição da unidade (Lavina 1991).

A esta unidade associam-se ocorrências de folhelhos pirobetuminosos, relacionados por Zalán *et al.* (1990) como geradores de óleo e gás. Estas rochas são exploradas no Paraná para a extração de óleo e gás, tendo as cinzas do processo uso na fabricação de cerâmicas. Camadas de calcário e dolomitos, são utilizadas na indústria cimenteira e como corretivo de solos. Ocorrências de cobre são encontradas junto a diques e sills básicos da Formação Serra Geral que afetam a Formação Irati.

P23sa - Formação Serra Alta - Subgrupo Estrada Nova – Grupo Passa Dois

RCL/AM

Descrita em Gordon Jr. (1947), a área tipo da Formação Serra Alta situa-se na Estrada de Rio do Sul a Lages, Bordo Oeste da Serra Alta, Estado de Santa Catarina.

A Formação Serra Alta, junto com a [Formação Teresina \(P3t\)](#) e base da formação [Rio do Rasto \(P3T1rr\)](#), que compõem a porção basal do Grupo Passa Dois, foram atribuídas idade Kazaniana, e estão na fase regressiva da Superseqüência Gondwana I.

A Formação Serra Alta é constituída essencialmente por siltitos e argilitos cinza escuros, não betuminosos, em camadas tabulares maciças ou com laminação plano-paralela pouco desenvolvida, com camadas de calcário impuro e nódulos de sílex.

Corresponde a decantação de finos em profundidades abaixo do nível-base de ação das ondas.

Camadas de calcário podem assumir importância local como fonte de insumos minerais.

P3t - Formação Teresina - Subgrupo Estrada Nova – Grupo Passa Dois

RCL/AM

A Formação Teresina foi definida por Moraes Rêgo (1930). A localidade situa-se em Terezina, Estado do Paraná.

A Formação Teresina, junto com a [Formação Serra Alta \(P23sa\)](#) e base da formação [Rio do Rasto \(P3T1rr\)](#), que compõem a porção basal do Grupo Passa Dois, foram atribuídas idade Kazaniana, e estão na fase regressiva da Superseqüência Gondwana I.

É constituída por argilitos, siltitos e arenitos muito finos e finos, cinza escuros a esverdeados, com geometria tabular ou lenticular muito estendida. A sedimentação distribui-se em ciclos granocrescentes (parasseqüências) que iniciam com pelitos maciços ou laminados, passando, em sentido superior, para siltitos com acamadamento *wavy* e *linsen*. Na porção mais superior da unidade, as parasseqüências podem terminar ou serem inteiramente constituídas por arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, acamadamento *flaser* e *drape*, marcas onduladas simétricas e laminação cruzada cavalgante. Em alguns locais, especialmente no Rio Grande do Sul e Paraná, pode apresentar pacotes de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* amalgamados, com até 10 m de espessura, indicando deposição em ambiente influenciado por ondas de tempestade.

Na literatura, a natureza do corpo d'água é controversa, sendo propostos desde ambiente marinho influenciado por marés, até lacustre, devido a total ausência de fósseis claramente marinhos. A interpretação de ambiente influenciado por marés apóia-se, basicamente, na presença de acamadamentos *flaser*, *wavy*, *linsen* e *drape*, hoje relacionados à ação de ondas (Raaf *et al* 1977). Camadas de calcário e de argilas constituem o potencial mineral desta unidade.

P3T1rr - Formação Rio do Rasto – Grupo Passa Dois

RCL/AM

A Formação Rio do Rasto foi descrita em White (1906). A área tipo está localizada na Estrada do Rio Bonito, Oeste do Município de Orleans, Estado de Santa Catarina. A citação original do autor é: “O schema abaixo dar-nos-á uma idea de sucessão estratigráfica do Estado de Santa Catharina. Sistema de Santa Catharina.” Série de São Bento “- rochas eruptivas da Serra Geral, grés de Botucatu, grandes rochas de grés, vermelhas, pardas e amarellas. camadas vermelhas do rio rasto, onde se acharam os fosseis de ”Scaphonix“(réptil) e árvores fósseis. ”Série de Passa Dois“- rocha calcarea da Rocinha. Schistos da Estrada Nova, pardos e matizados, com concreções quartzosas e camadas arenosas. Schisto negro de Iraty, ”Mesosaurus“ e ”Stereosternum“. ”Série de Tubarão“- schistos de Palermo. Schistos e grés do Rio Bonito com extractos carboníferos e a flora ”Glossopteris“ (”Gamgamopteris“). Conglomerados de Orleans. Grés amarellos e schistos em solo de granito. (pag. 583)”.

A base da Formação Rio do Rasto foi atribuída idade Kazaniana, assim como para as formações [Teresina \(P3t\)](#) e [Serra Alta \(P23sa\)](#). Na porção superior, equivalente lateral a formação Sanga do Cabral, a Formação Rio do Rasto é limitada no Eotriássico (Scythiano), marcando com seus registros de sedimentação continental o fim da Superseqüência Gondwana I (Milani 1997).

Apresenta, na base, pelitos e arenitos com dominância de camadas tabulares ou com lenticularidade muito estendida (Membro Serrinha), as quais associam-se acamamentos *wavy* e *linsen* e arenitos com estratificação cruzada *hummocky*. Na parte média e superior, passam progressivamente a dominar as geometrias lenticulares (Membro Morro Pelado). Os siltitos tendem a ser avermelhados e tabulares, maciços ou laminados. Os arenitos são quase sempre finos, podendo ser tabulares ou lenticulares, e apresentam laminação plano-paralela, laminação cruzada cavalgante e estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a muito grande porte.

Em sua parte basal, a Formação Rio do Rasto constitui-se no prolongamento das condições ambientais da Formação Teresina, estando a principal diferença na total ausência de organismos marinhos, e em sentido ao topo, evolui para uma interdigitação de ambientes lacustre e deltaico. Na parte superior, campos de dunas eólicas associam-se a sedimentação lacustre/deltaica. Depósitos fluviais s.s. são relativamente pouco comuns na Formação Rio do Rasto.

Seu potencial mineral é constituído por camadas de argilas para a indústria de cerâmicas vermelhas e as camadas de arenitos que predominam no topo da unidade fazem parte do Aquífero Guarani.

P3T1c - Formação Corumbataí – Grupo Passa Dois

RCL

Uma das primeiras referências da Formação Corumbataí encontra-se em Andrada e Silva e Andrada (1827). Sua área-tipo situa-se no vale do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo.

Segundo Mezzalana *et al.* (1981) a Formação Corumbataí é composta na sua seção inferior, de um pacote de argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros e pretos, com fraturas conchoidais e concreções calcíferas, e ainda um conjunto de argilitos e folhelhos cinza-escuros, de aspecto rítmico, com ocasionais leitos de calcário silicificados, oolíticos em parte, além de níveis coquinóides. Na seção superior, ocorre uma seqüência de argilitos e arenitos finos, argilosos, regular a bem classificados, esverdeados, arroxeados e avermelhados.”

Sousa (1985), refere, em estudo comparativo entre a Formação Corumbataí e o Subgrupo Estrada Nova no estado de São Paulo, que estas unidades são equivalentes entre si, com a primeira predominando na porção nordeste deste Estado, enquanto que a segunda prevalece nas porções centro-sul e sudoeste, aonde pode ser individualizada nas formações Serra Alta e Teresina. Esta autora descreve para a Formação Corumbataí uma deposição sob regime regressivo, iniciando em sua base por depósitos marinhos de costa-afora (*offshore*), constituídos por siltitos argilosos, folhelhos sílticos e raros arenitos e calcários micríticos e microesparíticos, maciços ou laminados, sucedidos por depósitos de transição entre o costa-afora e de face de praia (*shoreface*), constituídos por arenitos, interlaminação entre arenitos, siltitos e argilitos, siltitos e siltitos arenosos, calcários micríticos e margas. A sucessão de camadas de topo está composta por depósitos de planície de maré, representados por siltitos, arenitos e calcários. A presença de estromatólitos nos calcários do topo da Formação Corumbataí, está registrada nas regiões de Anhembi e Rosa de Viterbo.

Calcários e camadas de argilas são os recursos minerais desta unidade, podendo assumir importância regional, como o pólo cerâmico de Rio Claro – Sta. Gertrudes – Cordeirópolis localizado no Estado de São Paulo.

P3T1p - Formação Pirambóia

RCL/AM

Definida em Pacheco (1927) a Formação Pirambóia tem sua área tipo situada nos arredores de Pirambóia, Estado de São Paulo.

O contato com as unidades inferiores seria discordante (Almeida e Melo 1981), porém é observada gradação entre as duas unidades.

A Formação Pirambóia é constituída, em essência, por arenitos médios e finos com cores esbranquiçadas, avermelhadas e alaranjadas, com geometria lenticular bem desenvolvida. Estratificações cruzadas acanaladas de porte grande e muito grande, e laminações cruzadas transladantes subcríticas são as estruturas primárias mais freqüentes. Aceita-se, hoje, que a unidade corresponda a evolução de um extenso campo de dunas eólicas. Sua idade é bastante discutida, sendo usualmente considerada como Neotriássica. Lavina *et al.* (1993), com base em correlação de poços e afloramentos, e na idade da Formação Sanga do Cabral, sobreposta, sugerem uma idade contida no intervalo Neopermiano (Tatariano) – Eotriássico (Schytiano), bem como sua ocorrência também no Rio Grande do Sul.

É fonte de areias quartzosas para uso industrial e suas camadas de arenitos são parte constituinte do Aquífero Guarani.

J3K1bt - Formação Botucatu - Grupo São Bento

RCL/EDS

A Formação Botucatu foi definida por Gonzaga de Campos (1889) e sua área tipo está localizada na rodovia entre São Paulo e Botucatu, ao longo da Serra de Botucatu. Constitui, em conjunto com a [Formação Serra Geral \(K1βsg\)](#), a denominada Bacia Serra Geral, correspondendo à Superseqüência Gondwana III, segundo a concepção de Milani (1997).

A Formação Botucatu tem seu contato basal com a [Formação Pirambóia \(P3T1p\)](#) através de uma discordância regional, apresentando uma mudança brusca de coloração e características dos arenitos, sobretudo com relação à dimensão dos estratos cruzados. O contato superior, com a [Formação Serra Geral \(K1βsg\)](#), é concordante e marcado pelo primeiro derrame vulcânico, com ocorrência de camadas do topo da Formação Botucatu interdigitadas nos basaltos da Formação Serra Geral (Zalán *et al.* 1987, Assine *et al.* 1994).

A Formação Botucatu é composta essencialmente por arenitos finos a grossos, de coloração avermelhada, foscos, bem arredondados e com alta esfericidade, dispostos em *sets* e/ou *closets* de estratificações cruzadas, planar ou acanaladas, de médio a grande porte. Os estratos cruzados são compostos na sua porção mais íngreme por lâminas alternadas de fluxo e queda livre de grãos que se interdigitam em direção a base com laminações transladantes cavalgantes. Apresentam alternância de lâminas de arenitos finos e médios, resultando numa bimodalidade textural característica (Scherer 1998, Assine *et al.* 1994). Têm sido interpretados como depósitos residuais de dunas eólicas crescentes e lineares acumuladas em extenso mar de areia (*sand sea*). A ausência de depósitos de interdunas úmidos permite interpretar a Formação Botucatu como um sistema eólico seco (Scherer 1998).

Esta unidade é fonte de areias quartzosas para uso industrial e é explorada para a obtenção de lajes, utilizadas como piso ou revestimento, e blocos de alicerce para a construção civil. Os arenitos da Formação Botucatu constituem-se em excelentes aquíferos, sendo explotados em diversos estados brasileiros, fazendo parte do denominado Aquífero Guarani.

K1βsg - Formação Serra Geral - Grupo São Bento

RCL/EDS

A Formação Serra Geral teve sua primeira referência em White (1906) e sua área tipo foi descrita na Serra Geral do Planalto Meridional Brasileiro, estrada entre Lauro Müller e São Joaquim, Estado de Santa Catarina.

Constitui, em conjunto com a [Formação Botucatu \(J3K1bt\)](#), a denominada Bacia Serra Geral, correspondendo à Superseqüência Gondwana III, segundo a concepção de Milani (1997). A Formação Serra Geral é resultado de intenso magmatismo fissural, representado na forma de uma espessa cobertura de lavas, com cerca de 1.500 metros de espessura junto ao depocentro da bacia, associado a uma extensa rede de diques e múltiplos níveis de soleiras ([Formação Serra Geral, intrusivas básicas - K1δsg](#)) intrudidos na pilha sedimentar.

Os derrames assentam-se sobre os arenitos eólicos da [Formação Botucatu \(J3K1bt\)](#), com inclinações subhorizontais de até 5° em direção ao centro da bacia. São constituídos principalmente por basaltos tholeiíticos e andesi-basaltos tholeiíticos, com augita e pigeonita, perfazendo aproximadamente 90% do volume total das rochas extrusivas. Subordinadamente ocorrem andesitos tholeiíticos, riocitos e riolitos (Piccirillo e Melfi 1988, Peate *et al.* 1992, Marques e Ernesto 2004).

As rochas basálticas são compostas por fenocristais de augita, plagioclásio, pigeonita, alguma titanomagnetita e rara olivina, em matriz composta por estes mesmos minerais. As rochas intermediárias contêm fenocristais de augita, plagioclásio, pigeonita e titanomagnetita em matriz de plagioclásio, augita, pigeonita, titanomagnetita, ilmenita e quartzo. As rochas ácidas apresentam fenocristais de plagioclásio, que podem perfazer até 30% do volume da rocha, além de outros de augita, pigeonita e titanomagnetita em matriz de quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio, piroxênios, titanomagnetita e ilmenita (Piccirillo e Melfi 1988). Dados geoquímicos indicam a proveniência de magma de dois tipos de reservatórios distintos, um de alto e outro de baixo TiO₂ (Peate *et al.* 1992).

Datações ⁴⁰Ar-³⁹Ar com idades entre 138,4 ± 1,3 e 126,8 ± 2 Ma indicam que o magmatismo durou cerca de 10 a 12 Ma, migrando de noroeste para sudeste (Turner *et al.* 1994, Stewart *et al.* 1996). Por outro lado, resultados geocronológicos obtidos em associação com dados paleomagnéticos indicam que a atividade magmática extrusiva ocorreu em cerca de 3 milhões de anos, concentrada por volta de 133 e 132 Ma. (e.g. Renne *et al.* 1992, Ernesto *et al.* 1999).

As rochas da Formação Serra Geral são portadoras de ocorrências de cobre e ouro, mas sua principal mineralização consiste em ágatas e ametistas. Lajes, brutas ou regulares (beneficiadas), são de amplo uso como piso de alta durabilidade e no revestimento de edificações, além de ser fonte primordial de brita para a construção civil. Diques e sills de rochas básicas geram metamorfismo de contato que tem como resultado o aumento do *rank* dos carvões em algumas áreas próximas à cidade de Criciúma (SC), bem como propiciam ocorrências localizadas de cobre nas formações Irati e Corumbataí.

K1δsg - Formação Serra Geral, intrusivas básicas - Grupo São Bento

EDS

A Formação Serra Geral é resultado de intenso magmatismo fissural, representado na forma de uma espessa cobertura de lavas ([K1βsg](#)), associado a uma extensa rede de diques e múltiplos níveis de soleiras intrudidos na pilha sedimentar, estes últimos representando a unidade aqui descrita. A Formação Serra Geral constitui, em conjunto com a [Formação Botucatu \(J3K1bt\)](#), a denominada Bacia Serra Geral, correspondendo à Superseqüência Gondwana III, segundo a concepção de Milani (1997).

As soleiras ocorrem intrudidas nos sedimentos paleozóicos, especialmente nas formações [Irati \(P2i\)](#) e [Itararé \(C2P1i\)](#), com espessuras que variam, normalmente, de 2 a 200 metros, tendo sido descritas seções de até 1.000 metros. Esta unidade é basicamente composta pelos equivalentes intrusivos das rochas vulcânicas, sendo representada geralmente por soleiras e diques de diabásio, podendo ocorrer, em algumas localidades, dioritos e microdioritos pórfiros, lamprófiros, andesitos, monzonitos pórfiros e traquiandesitos (Almeida 1986, Melfi *et al.* 1988, Marques e Ernesto 2004).

Datações ^{40}Ar - ^{39}Ar em rochas de diferentes localidades forneceram idades entre $127,7 \pm 4,6$ (Turner *et al.* 1994) e $131,9 \pm 0,4$ (Ernesto *et al.* 1999). Dados paleomagnéticos indicaram um intervalo de duração de atividade magmática na geração das soleiras menor que 2 Ma (Ernesto *et al.* 1999).

O metamorfismo de contato gerado pela intrusão dos *sills* de rochas básicas resulta, localmente, no aumento do rank de carvões como em algumas áreas próximas à cidade de Criciúma (SC), podendo também propiciar ocorrências localizadas de cobre nas formações Irati e Corumbataí.

K1λja - Complexo plutônico ultramáfico-alcálico de Jacupiranga

EDS

As primeiras descrições do Complexo plutônico ultramáfico-alcálico de Jacupiranga devem-se a Derby (1891). Possui forma elíptica alongada, com área aflorante de aproximadamente 65 km², entre as cidades de Jacupiranga e Cajati, em São Paulo. Trata-se de um complexo intrusivo em rochas da [unidade paragnáissica \(NPTcp\)](#) e da [unidade de xistos \(NPTcx\)](#) do Complexo Turvo-Cajati, sobre as quais imprime metamorfismo de contato.

Este complexo é composto por dois corpos principais. Na porção norte predominam dunitos e na porção sul, clinopiroxenitos. Estes últimos são intrudidos por corpos de ijolitos e carbonatitos. Os dunitos apresentam-se raramente associados a wehrlitos podendo estar fenitizados em graus variáveis. Os clinopiroxenitos são, normalmente, representados por magnetita clinopiroxenitos, tendo sido descritos flogopita clinopiroxenitos, nefelina clinopiroxenitos, nefelina-olivina clinopiroxenitos e andesina flogopita clinopiroxenitos. Nas bordas noroeste dos magnetita clinopiroxenitos ocorrem melteigitos, flogopita clinopiroxenitos e clinopiroxenitos com nefelina. Diversos tipos de rochas que contém plagioclásio ocorrem intrusivas nos corpos de dunitos e magnetita clinopiroxenitos. Estas variam de andesina-flogopita clinopiroxenitos e melagabros a quartzo-monzonitos e quartzo-sienitos. Nas bordas do complexo ocorrem também freqüente fenitização e grande profusão de veios de nefelina sienitos (Gaspar 1988, Vasconcelos *et al.* 1999).

Dados geocronológicos obtidos pelo método K-Ar indicaram idade do Cretáceo Inferior de 131 ± 3 Ma para o Complexo Plutônico de Jacupiranga (Amaral 1976).

A importância econômica do complexo está associada à ocorrência de corpos de carbonatito, atualmente em exploração. A apatita que ocorre associada é beneficiada para a fabricação de fertilizantes e a calcita e magnetita são utilizadas como subprodutos na fabricação de cimento (Vasconcelos *et al.* 1999).

K1λju - Maciço plutônico alcalino de Juquiá

EDS

O Maciço plutônico alcalino de Juquiá, descrito pela primeira vez por Leonardos (1943), é um corpo alcalino-carbonatítico, de forma circular irregular, intrusivo em rochas do [Gnaiss Itapeúna \(PP2ati\)](#).

Segundo Macciotta *et al.* (1988) predominam no maciço olivina clinopiroxenitos, clinopiroxenitos, nefelina sienitos e ijolitos, urtitos e melteigito. Subordinadamente, ocorrem carbonatitos, olivina álcali-gabros e sienodioritos. Os olivina clinopiroxenitos são petrograficamente constituídos por olivina, clinopiroxênio, magnetita, ilmenita, plagioclásio e flogopita. Os nefelina sienitos são compostos por nefelina, ortoclásio e piroxênio. Os ijolitos, urtitos e melteigitos são constituídos por nefelina e salita, magnetita, biotita, feldspato alcalino, esfero, apatita, calcita e perovskita. Os carbonatitos são essencialmente compostos por dolomita, apatita, calcita, magnetita e flogopita.

Amaral *et al.* (1967) indica para este maciço idade do Cretáceo Inferior de aproximadamente 127 Ma com base em dados geocronológicos obtidos pelo método K-Ar. Sonoki e Garda (1988), recalculando estes dados, chegaram a idades de 133 Ma.

Do ponto de vista econômico no maciço alcalino de Juquiá ocorre uma importante jazida de apatita, atualmente em exploração, associada ao manto de alteração dos carbonatitos.

K2λi- Maciço alcalino de Ipanema

RCL

Derby (1891) efetuou as primeiras descrições do maciço alcalino de Ipanema, que ocorre em uma área de aproximadamente 9 km², no município de Iperó, divisa com Araçoiaba da Serra, São Paulo. Situada na borda leste da Bacia do Paraná, é responsável pelo soerguimento do embasamento cristalino e dos sedimentos de idade carbonífera que constituem a Serra de Araçoiaba.

Leinz (1940) identificou no maciço ortoclásio-aegerinitos, ortoclásio-lusitanitos, umptekitos e nordmarkitos, além de shonkinitos pórfiro nos diques e *sills* associados. É composta por um núcleo de glimerito circundado por fenitos. Próximo à intrusão, os fenitos estão fraturados e penetrados por veios de carbonatito portador de magnetita e apatita. Essa estruturação foi definida a partir de sondagens e de trabalhos prospectivos, já que a alcalina praticamente não aflora.

Segundo Amaral *et al.* (1967) trata-se de uma intrusão do Cretáceo Inferior, com idades K-Ar de 123 Ma.

K2λpc – Complexo plutônico alcalino de Poços de Caldas

EDS

O complexo plutônico alcalino de Poços de Caldas, intrusivo em rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#), foi descrito originalmente por Derby (1887). Possui forma circular irregular, com aproximadamente 30 km de diâmetro, e se estende desde São João da Boa Vista, em São Paulo, a oeste, até São João da Mata, em Minas Gerais, a leste. O maciço se sobressai das rochas adjacentes por ter seus limites destacados por ressaltos topográficos, na forma de estruturas circulares que bordejam o corpo intrusivo.

Os principais tipos litológicos que compõem o complexo alcalino de Poços de Caldas são fonólitos, mais especificamente egirina fonólitos, fonólitos porfiríticos e pseudoleucita fonólitos, e nefelina sienitos, principalmente lujauritos, chibinitos, nefelina sienitos com eudialita e pseudoleucita-nefelina sienitos. Ocorrem ainda rochas piroclásticas na forma de tufitos, tufitos de lápili, brechas e aglomerados. Todos esses litotipos encontram-se alterados, em maior ou menor grau, por ação hidrotermal e são localmente cortados por diques de biotita lamprófiros (Ulbrich 1983, Garda 1990).

Datações pelo método Rb-Sr indicaram idades de cristalização no Cretáceo Superior de $86,3 \pm 6$ Ma e $89,8 \pm 2,8$ Ma para os nefelina sienitos, corroborando idades obtidas anteriormente pelo método K-Ar (Amaral *et al.* 1967, Kawashita *et al.* 1984).

Associadas à alteração hidrotermal ocorrem no maciço alcalino de Poços de Caldas mineralizações de zircônio, urânio, molibdênio, tório e terras raras.

K2λpo – Complexo plutônico alcalino básico-ultrabásico de Ponte Nova

EDS

O complexo plutônico alcalino básico-ultrabásico de Ponte Nova foi denominado por Cavalcante *et al.* (1979), ao se referirem a um corpo de rochas intrusivas máficas a ultramáficas, de área aflorante de cerca de 8 km², nas proximidades da cidade de Sapucaí Mirim, no Estado de São Paulo.

Tal complexo é intrusivo no Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade ortognáissica migmatítica intermediária \(NPvog\)](#) e no [Granito Serra Preta \(NP3sy1/sp\)](#), originando nestas rochas um sistema anelar e radial de fraturas, por vezes associadas a diques de lamprófiros, tinguaítos e fonólitos (Bistrichi *et al.* 1990).

No maciço de Ponte Nova foram reconhecidos olivina gabros, mela-olivina gabros, piroxenitos e olivina piroxenitos. São rochas constituídas essencialmente por titanaugita e plagioclásio cálcico, com teores variáveis de olivina, clinoanfíbólios, biotita, magnetita e espinélio (Bistrichi *et al.* 1990).

Dados geocronológicos obtidos pelo método K-Ar forneceram idade do Cretáceo Superior de 86 ± 10 Ma (Cavalcante *et al.* 1979).

K2λpq – Complexo plutônico alcalino de Passa Quatro

EDS

O complexo plutônico alcalino de Passa Quatro aflora a oeste do Maciço alcalino de Itatiaia, entre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Possui forma elíptica, com área de exposição de aproximadamente 148 km². Trata-se de um complexo intrusivo em rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, [unidade paragnáissica migmatítica \(NPvm\)](#).

Este complexo plutônico é composto predominantemente por nefelina sienitos (ricos em anfibólios, titanita e nefelina), sienitos, foiaítos, nefelina micro-sienitos, nefelina sienitos porfiróides e tinguaitos porfiróides. Localmente ocorrem diques fonolíticos (Ribeiro Filho 1964).

Determinações geocronológicas obtidas pelo método Rb-Sr, em rocha total, realizadas em nefelina sienitos do Maciço alcalino de Passa Quatro, indicam idade no Cretáceo Superior de $70,4 \pm 0,5$ Ma, corroborando idades de $66,7 \pm 3,3$ e $69,0 \pm 3,5$ Ma, anteriormente obtidas pelo método K-Ar (Ribeiro Filho e Cordani 1966, Montes-Lauar 1995).

K2λse - Complexo plutônico alcalino da Ilha de São Sebastião

EDS

As rochas do Complexo plutônico alcalino da Ilha de São Sebastião foram estudadas pela primeira vez por Freitas (1947). Ocorrem na forma de quatro *stocks* intrusivos na [unidade granito-gnáissica migmatítica \(NPccgm\)](#) do Complexo Costeiro. Os *stocks* da Serraria e das Canas, localizados ao norte da ilha, possuem formas aproximadamente circulares, com áreas aflorantes de 65 km² e 1 km², respectivamente. O *stock* de São Sebastião, a sudoeste, possui forma ligeiramente elíptica e área de 65 km². O *stock* do Mirante se localiza no extremo sudeste da ilha, com forma circular alongada e possui área aflorante de 38 km².

Os tipos litológicos englobam desde nordmarkitos, nas bordas dos *stocks*, até sienitos, sendo descritas ocorrências locais de sienitos nefelínicos. Os sienitos são compostos por fenocristais de feldspato potássico e piroxênios, contendo ainda, como minerais acessórios, biotita, anfibólio, opacos, titanita e apatita (Montes-Laur 1993).

Dados geocronológicos obtidos pelo método Rb-Sr, a partir de análises em rocha total e minerais nos sienitos da Ilha de São Sebastião, apontam uma idade do Cretáceo Superior de $80,8 \pm 3,1$ Ma (Montes-Laur 1993).

K2ar - Formação Araçatuba – Grupo Bauru

RCL/EDS

A designação Araçatuba foi originalmente empregada Suguio *et al.* (1977), para sedimentos que ocorrem na região de Araçatuba, nos valos dos rios Tietê e Aguapeí/Feio. A Formação Araçatuba tem sua área tipo situada no corte da rodovia SP 300, km 548,5, próximo à cidade de Araçatuba. Sua espessura máxima é da ordem de 70 m.

Em conjunto com as formações Uberaba (não aflorante no estado de São Paulo), [Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#), [São José do Rio Preto \(K2rp\)](#), [Presidente Prudente \(K2pp\)](#) e [Marília \(K2m\)](#), além de intercalações de rochas vulcânicas (Analcimitos Taiúva), compõe o Grupo Bauru, conforme a concepção de Fernandes e Coimbra (2000). Os grupos Bauru e Caiuá constituem a seqüência suprabasáltica neocretácea da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998). A Formação Araçatuba repousa diretamente sobre os basaltos da [Formação Serra Geral \(K1 \$\beta\$ sg\)](#) e interdigita-se lateralmente com os sedimentos da Formação [Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#).

Esta formação está constituída por siltitos e arenitos muito finos exibindo cor cinza esverdeado. Geralmente maciços, podem exibir estratificação planoparalela na porção superior das camadas e, freqüentemente apresentam cimento carbonático. As camadas apresentam predominantemente geometria tabular e, nos limites da área de ocorrência podem exibir-se com perfil sigmoidal (Fernandes 1998, Fernandes e Coimbra 2000).

O ambiente deposicional é interpretado como paludal, de águas salinas rasas e pouco agitadas. Teria se originado em uma região de caráter endorréico, baixa e alagadiça, situada no interior da planície arenosa relacionada aos depósitos da [Formação Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#). O conteúdo fossilífero restringe-se a conchostráceos e moldes de raízes (Fernandes e Coimbra 2000).

K2vp - Formação Vale do Rio do Peixe – Grupo Bauru

RCL/EDS

Foi definida por Fernandes (1998), com seção de referência no km 87 da rodovia SP 457, entre as localidades de Rancharia e Iacri, no vale do Rio do Peixe. Em conjunto com as formações Uberaba (não aflorante no estado de São Paulo), [Araçatuba \(K2ar\)](#), [São José do Rio Preto \(K2rp\)](#), [Presidente Prudente \(K2pp\)](#) e [Marília \(K2m\)](#), além de intercalações de rochas vulcânicas (Analcimitos Taiúva), compõe o Grupo Bauru, conforme a concepção de Fernandes e Coimbra (2000). Por sua vez, os grupos Bauru e Caiuá constituem a seqüência suprabasáltica neocretácea da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998).

A Formação Vale do Rio do Peixe é a unidade com maior área de afloramento do Grupo Bauru, constituindo sua unidade basal, repousando diretamente sobre os basaltos da [Formação Serra Geral \(K1βsg\)](#). A oeste e sudoeste transiciona gradualmente para sedimentos da [Formação Santo Anastácio \(K2sa\)](#), encobrendo-os. O contato com a [Araçatuba \(K2ar\)](#) é normalmente gradual, por vezes brusca, às vezes recorrente (Fernandes e Coimbra 2000).

Esta formação é constituída por camadas tabulares de arenitos muito finos a finos, com cor marrom, rosa e alaranjado, exibindo predominantemente seleção boa a moderada. Podem ser maciços ou exibir estratificação cruzada tabular e acanalada de pequeno a médio porte ou estratificação/laminação plano-paralela grosseira. Intercalados com siltitos ou lamitos arenosos. Intercalam-se camadas também tabulares de siltitos maciços do cor creme a marrom. Localmente podem ocorrer lentes de arenito conglomerático com estratificação cruzada de pequeno porte e contendo intraclastos argilosos ou carbonáticos por (Fernandes 1998, Fernandes e Coimbra 2000).

O ambiente deposicional é caracterizado por Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (2000), como essencialmente eólico, constituído por lençóis de areia e pequenas dunas eólicas, alternados com depósitos de *loess*. Localmente se depositariam os lamitos, relacionados a corpos aquosos rasos e efêmeros, criados em períodos de elevação do nível freático.

O conteúdo fossilífero é composto por fragmentos de ossos de répteis, moluscos e artrópodes. Ocorrem ainda moldes de raízes, oogônios de algas caráceas e, possivelmente, tubos de pequenos animais.

K2m - Formação Marília – Grupo Bauru

RCL/EDS

A Formação Marília teve sua primeira referência em Almeida e Barbosa (1953). Em conjunto com as formações Uberaba (não aflorante no estado de São Paulo), [Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#), [Araçatuba \(K2ar\)](#), [São José do Rio Preto \(K2rp\)](#) e [Presidente Prudente \(K2pp\)](#), além de intercalações de rochas vulcânicas (Analcimitos Taiúva), compõe o Grupo Bauru, conforme a concepção de Fernandes e Coimbra (2000). Os grupos Bauru e Caiuá constituem a seqüência suprabasáltica neocretácea da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998).

A Formação Marília é subdividida em três membros, sendo que os membros Serra da Galga e Ponte Alta não contam com exposições no estado de São Paulo. O Membro Echaporã ocorre na região de Marília, Echaporã e Monte Alto, correspondendo à definição original da formação. Este membro tem contatos graduais e interdigitados com a [Formação Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#), localmente faz contatos diretos com a [Formação Serra Geral \(K1βsg\)](#). É constituído por arenitos finos a médios, imaturos, com presença subordinada de frações de areia grossa a grânulos. Constituem estratos tabulares, normalmente maciços, de cor bege a rosa, característica, com cimentação e nódulos carbonáticos. Na base dos estratos é comum ocorrer discreta concentração de clastos. No topo são comuns intercalações de delgadas lentes de lamitos arenosos (Fernandes e Coimbra 2000).

O ambiente de deposição interpretado para a Formação Marília é de um sistema de leques aluviais, onde os membros Serra da Galga e Ponte Alta representariam porções medianas e distais deste leques, com depósitos de canais entrelaçados e de fluxos densos, e presença subordinada de dunas eólicas de pequeno porte. A deposição do Membro Echaporã ocorreria na forma de fluxos em lençol, em contexto de franja de leque aluvial, representando as porções distais dos depósitos dos outros dois membros. Seu contato gradual com litotipos da [Formação Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#), indica a transição do sistema de leques aluviais para a planície eólica (Fernandes 1998, Fernandes e Coimbra 2000).

K2rp - Formação São José do Rio Preto – Grupo Bauru

RCL

A designação São José do Rio Preto foi inicialmente empregada por Suguio *et al.* (1977), para uma litofácies da Formação Bauru. Elevada à categoria de formação por Fernandes (1998), tem área tipo na região do interflúvio entre os rios Turvo, Preto e Tietê, na região de São José do Rio Preto, em São Paulo e, sua seção tipo corresponde à proposta por Barcelos (1984) para o Membro São José do Rio Preto da Formação Adamantina.

A Formação São José do Rio Preto sobrepõe-se à [Formação Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#) com contato transicional, localmente erosivo. Estas, em conjunto com as formações Uberaba (não aflorante no estado de São Paulo), [Presidente Prudente \(K2pp\)](#), [Araçatuba \(K2ar\)](#) e [Marília \(K2m\)](#), além de intercalações de rochas vulcânicas (Analcimitos Taiúva), compõe o Grupo Bauru, conforme a concepção de Fernandes e Coimbra (2000). Os grupos Bauru e Caiuá constituem a seqüência suprabasáltica neocretácea da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998).

Com espessuras registradas da ordem de 60 m, a Formação São José do Rio Preto é constituída por arenitos finos a muito finos com cor marrom claro a bege, moderadamente a mal selecionados, pouco maduros e freqüentemente conglomeráticos, exibindo clastos de lamitos, argilitos, sílica e de nódulos carbonáticos ou fragmentos de ossos e carapaças transportados. Apresentam estratificação cruzada acanalada festonada e podem intercalar camadas tabulares de arenitos a siltitos com estratificação planoparalela ou de argilitos maciços (Fernandes e Coimbra 2000).

Os depósitos da Formação São José do Rio Preto são interpretados como de barras fluviais gerados em um sistema de canais entrelaçados, amplos e rasos (Fernandes e Coimbra 2000). O conteúdo fossilífero está representado por ossos, carapaças e dentes de dinossauros, crocodilos e quelônios, além de carapaças de invertebrados e restos de peixes.

K2pp - Formação Presidente Prudente – Grupo Bauru

RCL/EDS

A Formação Presidente Prudente, conforme descrita por Fernandes (1998), tem por área tipo as cabeceiras do Rio Santo Anastácio, nas cercanias da cidade de Presidente Prudente, e o interflúvio entre os rios Aguapeí e do Peixe, no oeste do Estado de São Paulo. A seção tipo aflora no km 442,4 da rodovia SP 425, ao sul da cidade de Presidente Prudente. Em conjunto com as formações Uberaba (não aflorante no estado de São Paulo), [Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#), [Araçatuba \(K2ar\)](#), [São José do Rio Preto \(K2rp\)](#) e [Marília \(K2m\)](#), além de intercalações de rochas vulcânicas (Analcimitos Taiúva), compõe o Grupo Bauru, conforme a concepção de Fernandes e Coimbra (2000). Os grupos Bauru e Caiuá constituem a seqüência suprabasáltica neocretácea da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998).

A Formação Presidente Prudente é composta predominantemente por arenitos muito finos a finos e por lamitos arenosos. Estas litologias encontram-se alternadas com arenitos na forma de lentes com estratificação cruzada acanalada (unidades de corte e preenchimento), arenitos tabulares com estratificação sigmoidal interna, arenitos a siltitos tabulares com estratificação plano-paralela e estruturas de fluxo aquoso e com lamitos argilosos maciços em estratos tabulares.

O ambiente deposicional interpretado por Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (2000), é de sistema fluvial meandrante com canais amplos e rasos e depósitos de arrombamento de diques marginais. As paleocorrentes indicam fluxo para sudoeste. O conteúdo fossilífero inclui restos de répteis, quelônios, invertebrados (bivalves, gastrópodes e crustáceos), restos transportados de dinossauros e de crocodilos, e feições tubulares em litofácies de planície de inundação indicando, provavelmente, moldes de raízes.

K2pa - Formação Rio Paraná – Grupo Caiuá

RCL/EDS

A Formação Rio Paraná foi originalmente definida por Fernandes (1992), tendo seção tipo descrita por Fernandes e Coimbra (1994) na eclusa da Usina hidroelétrica Engenheiro Sérgio Motta, na região do Pontal do Paranapanema, em São Paulo. Compõe, em conjunto com as formações Goio Erê (não aflorante no estado de São Paulo) e [Santo Anastácio \(K2sa\)](#), o Grupo Caiuá, este último integrante da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998).

A Formação Rio Paraná apresenta espessuras na ordem de 250 metros. Seu contato basal se dá por não-conformidade com a [Formação Serra Geral \(K1βsg\)](#), e o contato lateral é gradacional com a Formação Goio Erê.

Esta unidade é constituída por arenitos quartzosos marrom avermelhados, finos a muito finos, raramente médios a grossos. Mineralogicamente são supermaturos, com boa maturidade textural. A seleção interna das lâminas ou estratos é boa, com grãos bem arredondados nas frações mais grossas e pouca matriz silto-argilosa. Apresenta laminação ou estratificação cruzada formada pela alternância de bandas de espessura milimétrica a centimétrica, de boa seleção interna e caráter bimodal, geradas por queda de grãos. Exibem estratificação cruzada tabular e tangencial de médio a grande porte, com *sets* de geometria cuneiforme, limitados por superfícies de truncamento (Fernandes 1998, Fernandes e Coimbra 2000).

Os sedimentos da Formação Rio Paraná foram interpretados por Fernandes (1998) como representando depósitos amalgamados de dunas eólicas de grande porte (*draas*), componentes de um *sand sea* (mar de areia) em ambiente desértico.

K2sa - Formação Santo Anastácio – Grupo Caiuá

RCL/EDS

O termo Santo Anastácio foi originalmente empregado por Landim e Soares (1976). Tem seção tipo na Rodovia BR-158, entre Presidente Venceslau e Marabá Paulista, em São Paulo. Compõe, em conjunto com as formações Goio Erê (não aflorante no estado de São Paulo) e [Rio Paraná \(K2pa\)](#), o Grupo Caiuá, este último integrante da Bacia Bauru, assim designada por Fernandes (1998).

A Formação Santo Anastácio apresenta passagens graduais e recorrentes para as formações [Rio Paraná \(K2pa\)](#) e [Vale do Rio do Peixe \(K2vp\)](#) (Grupo Bauru), com espessuras máximas preservadas de 70 a 100 metros (Fernandes e Coimbra 2000).

Esta formação é constituída por arenitos quartzosos subarcoseanos, finos a muito finos, seleção pobre e pouca matriz síltico-argilosa. Normalmente maciços, podem localmente exibir incipiente estratificação planoparalela e cruzada de pequeno porte. Os grãos são subangulosos a subarredondados, foscos encobertos por película de óxido de ferro. Raramente ocorrem intercalações de lamitos e argilitos. (Fernandes 1998, Fernandes e Coimbra 2000).

O contexto deposicional é interpretado por Fernandes e Coimbra (2000) como de depósitos de lençóis de areia, essencialmente secos, acumulados em extensas planícies desérticas, situadas na borda dos grandes complexos de dunas dos *sand sea* (mares de areia) do Deserto Caiuá. Raramente ocorrem depósitos de enxurradas de chuvas torrenciais esporádicas (*wadis*).

K2Eit - Formação Itaqueri

RCL

A Formação Itaqueri foi definida em Almeida e Barbosa (1953) a partir dos estudos de Setzer (1943) sobre os solos da região noroeste do Estado, que distinguiu divisão dupla na série Bauru, caracterizada de cimento calcáreo, ausente na inferior. Almeida e Barbosa (1953) propõem a denominação Itaqueri para a inferior, e Marília para a superior. Sua área-tipo localiza-se nos planaltos de Garça e Marília, Estado de São Paulo. Constituem a formação Itaqueri membros alternados de arenitos com cimento argiloso, folhelhos e conglomerados.

Ponçano (1981), descreve esta unidade como constituída por intercalações de arenitos, folhelhos e conglomerados. Os arenitos, têm granulometria variável, de muito fina e siltítica até grossa, são eventualmente silicificados; podendo ser arcoseanos, com grande variedade mineralógica. A matriz é argilosa e em pequena quantidade, o cimento é calcedônia, incluindo ainda óxido de ferro. Os conglomerados, com espessuras de até 5 metros, compõem-se de clastos bem classificados, com até 30 centímetros de diâmetro; compostos principalmente por basalto, tendo ainda quartzo, calcedônia, granito, quartzito, argilito, filito, pegmatito, sílex e folhelhos. As estruturas sedimentares, eventualmente caracterizadas, são a estratificação plano-paralela ou cruzada nos arenitos; disposição caótica dos clastos nos conglomerados e estratificação de corrente nos mais finos. Conforme Ponçano (1981), o ambiente é fluvial, com a deposição realizada em meio de alta energia, sujeito a bruscas mudanças de velocidade de transporte, sugestivo de conglomerados.

Sem registro fóssil, os elementos cronológicos seguros para a seu posicionamento estratigráfico são a escavação da Depressão Periférica - e eventos sincrônicos como a escavação do Vale do Rio Grande – como limite superior, e as rochas basálticas como limite inferior, situando a Formação Itaqueri entre o Cretáceo e o Paleógeno. Argilas e argilas para refratários são os principais recursos encontrados, sendo ainda referenciada a ocorrência de diamantes em depósitos aluvionares de rios que drenam esta unidade.

Et - Formação Tremembé - Grupo Taubaté

EDS

Os sedimentos do Grupo Taubaté, denominação introduzida por Derby (1889), inseridos no contexto geológico do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, preenchem as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda e compreendem as formações Resende (Er), Tremembé e São Paulo (Esp), segundo a concepção de Riccomini (1989).

O sistema de leques aluviais da Formação Resende (Er) grada para um sistema lacustre, a Formação Tremembé, assim denominada por Almeida (1958). Esta formação tem área de ocorrência restrita à Bacia de Taubaté, sendo que a implantação do lago estaria relacionada ao incremento na subsidência da bacia.

Um pacote sedimentar principal representaria a deposição na porção interna do lago da Formação Tremembé, caracterizado pela sucessão de calcários dolomíticos, ritmitos e argilas verdes maciças. Os calcários dolomíticos ocorrem como intercalações tabulares e contínuas, de espessuras decimétricas, com textura microesparítica, nas argilas verdes. As argilas são frequentemente fossilíferas e podem conter, localmente, concreções calcíferas de dimensões até decimétricas. Os ritmitos são formados pela alternância de lâminas, ou camadas centimétricas, de folhelhos castanhos e margas. Os folhelhos são laminados, localmente papiráceos, fossilíferos e pirobetuminosos. As margas são ricas em ostracodes e gradam para calcários (Riccomini 1989).

A deposição correspondente às porções mais externas do lago seria representada, na Formação Tremembé, por arenitos grossos, arcoseanos, conglomeráticos, localmente conglomerados, com seixos de argilas na base. Estes pacotes apresentam gradação normal para arenitos finos, quartzosos, com *climbing ripples*, e, em direção ao topo, para siltitos bioturbados, siltitos e argilitos com gretas de contração. Apresentam base erosiva e se dispõem em camadas de geometria tabular com grande persistência lateral, espessuras decimétricas a métricas, intercalados com as argilas verdes maciças. Estes sedimentos representariam, segundo a concepção de Riccomini (1989), depósitos de *sheet flood*.

Lima *et al.* (1985 b) e Yamamoto (1995) analisaram o rico conteúdo fossilífero dos folhelhos pirobetuminosos e chegaram a idades oligocênicas para a Formação Tremembé.

Do ponto de vista tectônico os depósitos do Grupo Taubaté estão afetados por dobras, falhas, juntas e fraturas relacionadas à tectônica geradora e deformadora do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, compondo um quadro estrutural complexo. A origem da depressão original do *rift* estaria, segundo a concepção de Riccomini (1989), relacionada a um evento extencional, de direção NNW-SSE, de idade eocênica-oligocênica, com preenchimento sintectônico das formações do Grupo Taubaté. Estes depósitos seriam posteriormente afetados por quatro fases de movimentações cenozóicas, sendo três delas de caráter neotectônico (Riccomini 1989, Salvador e Riccomini 1995).

Esp - Formação São Paulo - Grupo Taubaté

EDS

Os sedimentos do Grupo Taubaté, denominação introduzida por Derby (1889), inseridos no contexto geológico do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, preenchem as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda e compreendem as formações [Resende \(Er\)](#), [Tremembé \(Et\)](#) e São Paulo, segundo a concepção de Riccomini (1989).

A Formação São Paulo, originalmente denominada em Moraes Rego (1933), foi individualizada nas Bacias de São Paulo, Taubaté e Resende, com origem relacionada a um sistema fluvial meandrante, sobreposto aos leques aluviais da [Formação Resende \(Er\)](#) e ao sistema lacustre da [Formação Tremembé \(Et\)](#). Ocorrem na formação arenitos grossos, conglomeráticos, localmente conglomerados, com granodecrescência ascendente para o topo até siltitos e argilitos. Apresentam estratificações cruzadas de portes variados, geometria plano-côncava e bases erosivas. Nas bases dos arenitos grossos se observam clastos argilosos de dimensões centimétricas. Frequentemente as camadas siltosas e os argilitos do topo são laminados, ocasionalmente fossilíferos. Este conjunto de sedimentos corresponderia a depósitos de canais meandrantés, tendo os depósitos finos laminados como testemunhos de lagoas oriundas da migração e abandono de canais (Riccomini 1989). Num outro conjunto, arenitos grossos que gradam para sedimentos mais finos, até siltitos e argilitos, e apresentam estruturas gradacionais normais, rítmicas, estratificações cruzadas plano-paralelas horizontais, com grande persistência lateral e estruturas tipo *climbing ripples* nas porções arenosas finas, corresponderiam a depósitos de rompimentos de diques marginais associados à planície de inundação deste sistema (Riccomini 1989).

O conteúdo palinológico de depósitos de linhitos foi estudado por Lima *et al.* (1985 a) e Yamamoto (1995), evidenciando idade do Neo-Oligoceno para a Formação São Paulo.

Do ponto de vista tectônico os depósitos do Grupo Taubaté estão afetados por dobras, falhas, juntas e fraturas relacionadas à tectônica geradora e deformadora do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, compondo um quadro estrutural complexo. A origem da depressão original do *rift* estaria, segundo a concepção de Riccomini (1989), relacionada a um evento extencional, de direção NNW-SSE, de idade eocênica-oligocênica, com preenchimento sintectônico das formações do Grupo Taubaté. Estes depósitos seriam posteriormente afetados por quatro fases de movimentações cenozóicas, sendo três delas de caráter neotectônico (Riccomini 1989, Salvador e Riccomini 1995).

Er - Formação Resende - Grupo Taubaté

EDS

Os sedimentos do Grupo Taubaté, denominação introduzida por Derby (1889), inseridos no contexto geológico do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, preenchem as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda e compreendem as formações Resende, [Tremembé \(Et\)](#) e [São Paulo \(Esp\)](#), segundo a concepção de Riccomini (1989). A Formação Resende ocupa as porções basais e laterais do *rift* e corresponde a um sistema de leques aluviais associado à planície fluvial de rios entrelaçados (*braided*).

A porção proximal do sistema de leques é caracterizada por depósitos de diamictitos e conglomerados, com seixos, matacões e blocos angulosos a subarredondados, normalmente polimíticos, em matriz lamítica e arenosa, arcoseana, e gradação normal ou inversa (Riccomini 1989).

Depósitos que correspondem à porção distal dos leques aluviais são representadas por lamitos predominantemente arenosos e arenitos. Os arenitos apresentam estratificação cruzada acanalada de médio porte e níveis conglomeráticos com seixos de quartzo, quartzito, feldspato e de rochas do embasamento, com gradação normal ou inversa. Estes sedimentos ocorrem interdigitados com os conglomerados e diamictitos das porções proximais dos leques aluviais. Associados ao lamitos ocorrem crostas calcíticas, sob a forma nodular, possivelmente correspondendo a horizontes pedogenéticos tipo caliche. No topo dos depósitos lamíticos ocorrem arenitos com características semelhantes aos acima descritos, sob a forma de extensos lençóis, com espessura superior a 1 m e estratificação cruzada acanalada, correspondendo a sedimentos originados nas planícies aluviais dos rios entrelaçados (Riccomini 1989).

Lima e Amador (1985) e Yamamoto (1995), através do estudo do seu conteúdo palinológico, indicaram para a Formação Resende idade entre o Neo-Eoceno e Oligoceno.

Do ponto de vista tectônico os depósitos do Grupo Taubaté estão afetados por dobras, falhas, juntas e fraturas relacionadas à tectônica geradora e deformadora do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, compondo um quadro estrutural complexo. A origem da depressão original do *rift* estaria, segundo a concepção de Riccomini (1989), relacionada a um evento extencional, de direção NNW-SSE, de idade eocênica-oligocênica, com preenchimento sintectônico da Formação Resende e demais formações do Grupo Taubaté. Estes depósitos seriam posteriormente afetados por quatro fases de movimentações cenozóicas, sendo três delas de caráter neotectônico (Riccomini 1989, Salvador e Riccomini 1995).

ENrc - Formação Rio Claro

AM

Originalmente descrita por Bjornberg e Landim (1966), a Formação Rio Claro tem área tipo situada na região da bacia do rio Piracicaba, em Rio Claro..

A unidade ocorre no Platô de Rio Claro e próximo do limite leste da depressão periférica (Melo 1995). Ainda segundo este autor, no platô de rio Claro aparece sempre sobre a [Formação Corumbataí \(P3T1c\)](#), enquanto que sobre o [Grupo Itararé \(C2P1i\)](#) e [Formação Aquidauana \(C2P1\)](#) na borda leste da Depressão Periférica e diretamente sobre o embasamento pré-Cambriano em Vargem Grande do Sul.

A Formação Rio Claro é constituída, conforme Ponçano (1981), por arenitos, arenitos conglomeráticos, arenitos argilosos e argilitos intercalados, que foram separados por Melo (1995), em quatro fácies, a saber: depósitos de lamitos com clastos centimétricos imaturos e laminação ausente ou incipiente; depósitos de cascalhos associados com areias com estratificação acanalada ou tabular; depósitos de areia com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada e com intercalações de argila e, finalmente, depósitos argilosos a silto-argilosos, com laminação distinta a indistinta e conteúdo fossilífero. Descreve também delgada lente de conglomerado basal sobre as unidades subjacentes, em discordância angular como apontado por Ponçano (1981).

As fácies encontradas na Formação Rio Claro foram interpretadas por Melo (1995) com representantes de sistema fluvial meandrante em clima úmido.

O conteúdo fossilífero é composto por restos de vegetais, sem datação precisa.

Os depósitos da Formação Rio Claro são explorados localmente para obtenção de cascalho e areia para construção civil, areia para moldes de fundição e argila para a indústria cerâmica.

N1pq - Formação Pariquera-Açu

EDS

O termo Formação Pariquera-Açu foi introduzido por Bigarella e Mousinho (1965). Os sedimentos relacionados a esta formação, como definidos por Melo (1990), ocorrem principalmente na área da cidade de Pariquera-Açu e, de forma descontínua, no vale do Rio Jacupiranga e nas proximidades de Registro.

A Formação Pariquera-Açu compreende depósitos fanglomeráticos de leques aluviais coalescentes que gradam lateralmente para depósitos de planície fluvial meandrante e de lagos.

Os leques aluviais são constituídos de paraconglomerados, lamitos e, subordinadamente, ortoconglomerados e arenitos com estratificações cruzadas tabulares. A planície de inundação do sistema fluvial meandrante, com barras de pontal, depósitos de rompimento de diques marginais e inunditos é caracterizada por depósitos em forma de bancos com granodecrescência ascendente, variando de ortoconglomerados a areias, areias e argilas laminadas e argilas sem estratificação. Os depósitos lacustres são constituídos por argilas e argilas siltosas com intercalações arenosas subordinadas (Melo 1990).

A geração dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, bem como sua preservação, estariam associadas à reativação de falhas normais relacionadas ao alinhamento de Guapiara, sugerindo atividade tectônica sinsedimentar de idade miocênica (Melo 1990).

Np - Formação Pindamonhangaba

EDS

A Formação Pindamonhangaba, como o Grupo Taubaté, está inserida no contexto geológico do Rift Continental do Sudeste do Brasil, segundo a concepção de Riccomini (1989), e tem área de ocorrência limitada à porção central da Bacia de Taubaté.

Esta formação corresponde, segundo Riccomini (1989), a um sistema fluvial meandrante, com idade neogênica a pleistocênica inferior, sendo que uma discordância basal bem marcada a separa dos outros sistemas deposicionais da bacia. Posteriormente, Mancini (1995) subdividiu a formação em dois membros lateralmente interdigitados, o Membro Rio Pararangaba, correspondente a depósitos de fácies de canais e barras de pontal, e o Membro Presidente Dutra, correspondente a fácies de planície de inundação.

A fase de instalação inicial do sistema fluvial meandrante da Formação Pindamonhangaba é marcada por um conglomerado basal, em matriz arenosa grossa, com granodecrescência ascendente. Em direção ao topo ocorrem os depósitos de canais fluviais representados por conglomerados que gradam para arenitos progressivamente mais finos, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. No topo ocorrem siltitos, ora maciços, ora estratificados, representando depósitos de abandono de canal. Depósitos de rompimento de diques marginais foram identificados na forma de megaestratificações sigmoidais em camadas de arenitos conglomeráticos que gradam para siltitos e argilitos. Associados a estes, ocorrem os depósitos de planície de inundação representados por arenitos grossos que, progressivamente, gradam para siltitos e argilitos e apresentam estruturas gradacionais normais, rítmicas, estratificações plano-paralelas e *climbing ripples* (Riccomini 1989, Mancini 1995).

Os depósitos da Formação Pindamonhangaba foram afetados por falhas, fraturas e juntas, geradas ou reativadas a partir de três regimes neotectônicos pós-deposicionais.

A importância econômica da Formação Pindamonhangaba está associada aos minerais industriais não metálicos, sendo atualmente explorados cascalhos, areias e argilas (Riccomini 1989).

Qce – Depósitos colúvio-eluvionares

AM

Os depósitos colúvio-eluviais, como descritos por Melo (1995), compreendem coberturas extensas e delgadas, com ocorrência na Depressão Periférica, Cuestas Basálticas e Planalto Ocidental.

Trata-se de coberturas areno-argilosas com no máximo 10 m de espessura, desenvolvidas sobre substrato predominantemente arenoso (unidades [Itararé \(C2P1i\)](#), [Aquidauana \(C2P1a\)](#), [Pirambóia \(P3T1p\)](#) e [Botucatu \(J3K1bt\)](#)), sem estruturas sedimentares presentes, embora contenha um nível basal de acumulação de clastos de quartzo. Apresentam fragmentos de carvão vegetal, nos quais foram obtidas idades holocênicas.

A ocorrência destes depósitos tanto em topos quanto em encostas, sugere que resultem da combinação de processos autóctones e alóctones.

Qdi - Depósitos detríticos indiferenciados

EDS

Corresponde a unidade cartografada por Lacerda Filho *et al.* (2000) sob a denominação de “Cobertura Arenosa Indiferenciada”, associada principalmente às formações Botucatu, Bauru e Cachoeirinha, caracterizando uma fase de retrabalhamento de sedimentos de natureza arenosa, durante o Pleistoceno.

Conforme estes autores, “Constitui-se de areias finas a grossas, localmente siltico-argilosas e mais raramente conglomeráticas, intimamente relacionadas a superfícies de aplainamento, formando terraços argilo-arenosos com cascalhos dispersos e níveis de material transportado e ferruginoso. Estes níveis são constituídos por uma matriz rica em óxido e hidróxido de ferro, sem, no entanto, mostrar perfis lateríticos maduros ou imaturos, tratando-se de material alóctone”.

Qli – Depósitos litorâneos indiferenciados

AM/MMP

Os depósitos litorâneos indiferenciados são constituídos por depósitos arenosos de cordões regressivos, sedimentos argilo-arenosos de origem flúvio-lagunar, aos quais podem estar associados sambaquis, e sedimentos de mangues, em margens de lagunas e no curso inferior de rios (Suguio e Martin 1978).

Tais depósitos estariam relacionados à transgressão Santos, de idade holocênica, e se assentam, no litoral sul e central do Estado, sobre a [Formação Cananéia \(Q1cn\)](#), que também é retrabalhada pelos depósitos holocênicos, e sobre o embasamento cristalino (Suguio e Martin 1978).

Segundo Chierigati *et al.* (1982), na região de Caraguatatuba, os sedimentos praias, depósitos arenosos atuais acumulados paralelamente à linha de costa, são compostos por areias impuras, de granulometria variável, dependendo do tipo de praia a que estão confinados. Nas praias de bolso, encaixadas entre pontões rochosos, comuns no litoral norte de São Paulo, a areia é de granulometria mais grosseira, com mineralogia que reflete o embasamento. É comum nestas areias a presença de grande quantidade de fragmentos de conchas. Nas praias mais extensas, bastante comuns no litoral sul e central do Estado, os sedimentos são de granulação mais fina e predominantemente quartzosos.

Ainda segundo estes autores, sedimentos de contribuição marinha ocorrem como faixas de cordões litorâneos, correspondendo a feixes de restingas recentes, ou como terraços de construção marinha. São constituídos por areias finas e brancas com lentes ferruginosas locais. Vestígios de cordões litorâneos que atestam antigas linhas de praia podem ser observados. São constituídos de areias finas com contribuição siltico-argilosa.

Sedimentos flúvio-marinhos estão amplamente distribuídos nas planícies litorâneas constituindo várzeas e bacias pantanosas. Os terraços são formados por sedimentos areno-sílticos argilosos, intercalados de sedimentos grosseiros. Bacias pantanosas ocorrem de forma esparsa mas sempre na retaguarda dos cordões marinhos. São áreas geralmente alagadas, formadas por areias finas com contribuição argilosa e húmica, ricas em solos orgânicos (Chierigati *et al.* 1982).

Q1cn - Formação Cananéia

EDS

A Formação Cananéia, assim denominada em Suguio e Petri (1973), e descrita por Martin e Suguio (1978), está presente em todo litoral sul do estado de São Paulo, ocorrendo de forma descontínua, sobrejacente a rochas mais antigas diversas, com depósitos associados a um evento transgressivo pleistocênico, denominado Transgressão Cananéia (Suguio e Tessler 1985).

A porção basal da Formação Cananéia é representada por sedimentos arenosos finos, com níveis de minerais pesados e intercalações argilosas com estratificações onduladas e cruzadas de baixo ângulo, intensa bioturbação e estruturas de sobrecarga.

Sua deposição estaria associada a um ambiente transicional, correspondente à face praial superior. No topo ocorrem sedimentos arenosos finos, com estratificações plano-paralelas e níveis de gretas de contração. Estes sedimentos estariam relacionados, segundo Suguio e Tessler (1985), a uma deposição marinha em ambiente de antepraia.

Datações em fragmentos de madeira carbonizada encontrados em sedimentos da Formação Cananéia, através do método ^{14}C , forneceram idades superiores a 35.000 anos (Suguio e Tessler 1992).

Q2a - Depósitos aluvionares

EDS

Constituem depósitos nas margens, fundos de canal e planícies de inundação de rios, as areias, cascalheiras, siltes, argilas e, localmente turfas, resultantes dos processos de erosão, transporte e deposição a partir de áreas-fonte diversas, desenvolvendo-se sobre a Província Paraná e estendendo-se para as províncias limítrofes.

Os depósitos arenosos e cascalheiras podem assumir importância devido a sua utilização na indústria da construção civil e, as áreas de planície de inundação podem fornecer material argiloso para a indústria cerâmica. Depósitos de areias quartzosas para uso industrial podem ser encontrados em áreas de drenagem das formações Furnas, Pirambóia ou Botucatu. Placeres contendo diamante são encontrados em rios que drenam rochas sedimentares das formações Vila Maria, Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana ou do Grupo Itararé, bem como são registradas ocorrências de ouro em rios que cortam as formações Ponta Grossa, Aquidauana e Serra Geral.