

SEÇÃO 1

FATORES DE FORMAÇÃO DO SOLO NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

MATERIAL E ORIGEM

Carlos Wagner Rodrigues do Nascimento

Geólogo, Mestre em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Marcos Gervasio Pereira

Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Eduardo Carvalho da Silva Neto

Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Carlos Roberto Pinheiro Junior

Engenheiro Agrônomo, Doutor em Agronomia – Ciência do Solo, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

Alexis Rosa Nummer

Geólogo, Doutor em Geociências, Professor Titular da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro

1.1 INTRODUÇÃO

Define-se como material de origem a matéria-prima para a formação de um solo. De maneira geral, tem-se como materiais de origem as rochas e os sedimentos (minerais e/ou orgânicos). Quanto a sua gênese, as rochas podem ser identificadas como ígneas, metamórficas ou sedimentares.

As rochas ígneas (Figura 1) podem ser classificadas como extrusivas ou intrusivas, em função do ambiente de resfriamento e cristalização do magma. Quando a cristalização ocorre abaixo da superfície da crosta terrestre, é denominada como intrusiva. Por outro lado, quando ocorre na superfície, o magma denomina-se lava e dá origem às rochas extrusivas. Para cada rocha extrusiva existe uma correspondente intrusiva. No estado do Rio de Janeiro, destaca-se como de maior ocorrência o granito, que é uma rocha ígnea ácida intrusiva.

Granito



Basalto



Sienito



Gabro

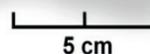


Figura 1. Rochas ígneas, formadas a partir do resfriamento e solidificação do magma. Granito, Gabro e Sienito: intrusivas e Basalto: extrusiva.

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

As rochas metamórficas (Figura 2) são formadas por um processo denominado metamorfismo, no qual uma rocha pré-existente (ígneas, sedimentar ou metamórfica) ou sedimentos são submetidos a condições de elevada temperatura e/ou pressão. Essa condição depende do ambiente onde essa rocha desenvolve a sua evolução. Pode ocorrer apenas um soterramento em ambiente deposicional, como, por exemplo, uma bacia sedimentar que atinge temperaturas moderadas, até ambientes de choque de placas que alcançam temperaturas elevadas. Durante esse processo metamórfico pode haver a formação de novos minerais e/ou mudança da orientação destes na rocha e/ou, ainda, formação de novas texturas minerais. No estado do Rio de Janeiro, as rochas metamórficas de maior expressão geográfica são aquelas que estão no grupo das rochas com estruturas gnáissicas, com cristalização avançada de seus componentes minerais.

Gnaisse



Mármore



Quartzito



Filito

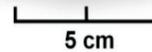


Figura 2. Rochas metamórficas, formadas a partir de rochas pré-existentes submetidas a condições de temperatura e pressão diferentes daquelas nas quais se formaram. Gnaisse a partir de granito (ígneas ácidas); mármore a partir de calcáreos (sedimentares); quartzito a partir de quartzo-arenitos (sedimentares) e filito (rochas pelíticas – sedimentares).

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

Na região do município de Italva, a noroeste do estado do Rio de Janeiro, ocorre uma das melhores representações de mármore (rochas metamórficas) no Rio de Janeiro, podendo ser verificada a ocorrência de solos formados a partir de materiais de natureza carbonática. Esses solos são caracterizados pelo maior conteúdo de nutrientes e maior participação de hematita em detrimento a goethita. Ainda, pode ser verificada a presença de minerais de argila de alta atividade (capacidade de troca catiônica maior ou igual a $27 \text{ cmol}_c \text{ kg argila}^{-1}$).

Quanto às rochas sedimentares (Figura 3), estas podem ser classificadas como clásticas, químicas ou biogênicas. As rochas sedimentares clásticas são formadas pelo processo de litificação de fragmentos de rochas e minerais pré-existent, o que envolve a ação de um agente cimentante, responsável pela união das partículas, em geral associado a maiores pressões que aquelas encontradas na superfície do planeta. As rochas sedimentares de origem química são formadas a partir da precipitação de sais quando as condições de solubilidade são atingidas, ou até mesmo da dissolução de minerais de

alta solubilidade. Por fim, as rochas sedimentares de origem orgânica (biogênicas) são decorrentes da deposição e diagênese de restos de organismos em rochas (depósitos de carvão e coquinas, e.g.). As rochas sedimentares no estado do Rio de Janeiro possuem pouca expressão geográfica na área continental, sendo restritas às bacias sedimentares. Essa ocorrência favorece em demasia a evolução de grandes bacias sedimentares, como é o caso específico da Bacia de Campos, que possui elevado teor de hidrocarbonetos.

Quando as rochas são submetidas ao processo de intemperismo, ocorre a produção de sedimentos de constituição mineral (clastos) ou fragmentos de rochas com granulação fina (litoclastos), que podem ser transportados pela erosão e pelo transporte por ação de gravidade e/ou da chuva e/ou vento, dentre outros agentes. Quando esses sedimentos são depositados ao longo da vertente ou no sopé de um morro, são denominados de sedimentos coluviais ou simplesmente colúvio. Por outro lado, quando os sedimentos são depositados por ações de rios, são chamados de sedimentos aluviais. Em alguns casos, os materiais de origem dos solos também podem ser sedimentos colúvio-aluvionares, como nas planícies colúvio-aluvionares da Baixada Litorânea do Rio de Janeiro (COELHO *et al.*, 2021).

Arenito



Siltito



Argilito



Dolomito



5 cm

Figura 3. Rochas sedimentares, formadas a partir da consolidação de sedimentos por um conjunto de processos, que representam um ciclo sedimentar (erosão, intemperismo, transporte, deposição e diagênese ou consolidação).

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

Os solos se formam e evoluem continuamente ao longo do tempo. A escala de tempo para a formação do solo é muito mais curta do que a escala de tempo geológica, e muito mais longa do que a escala de tempo humana. No entanto, a escala de tempo geológica é importante porque ela indica a idade dos materiais de origem do solo (Figura 4).

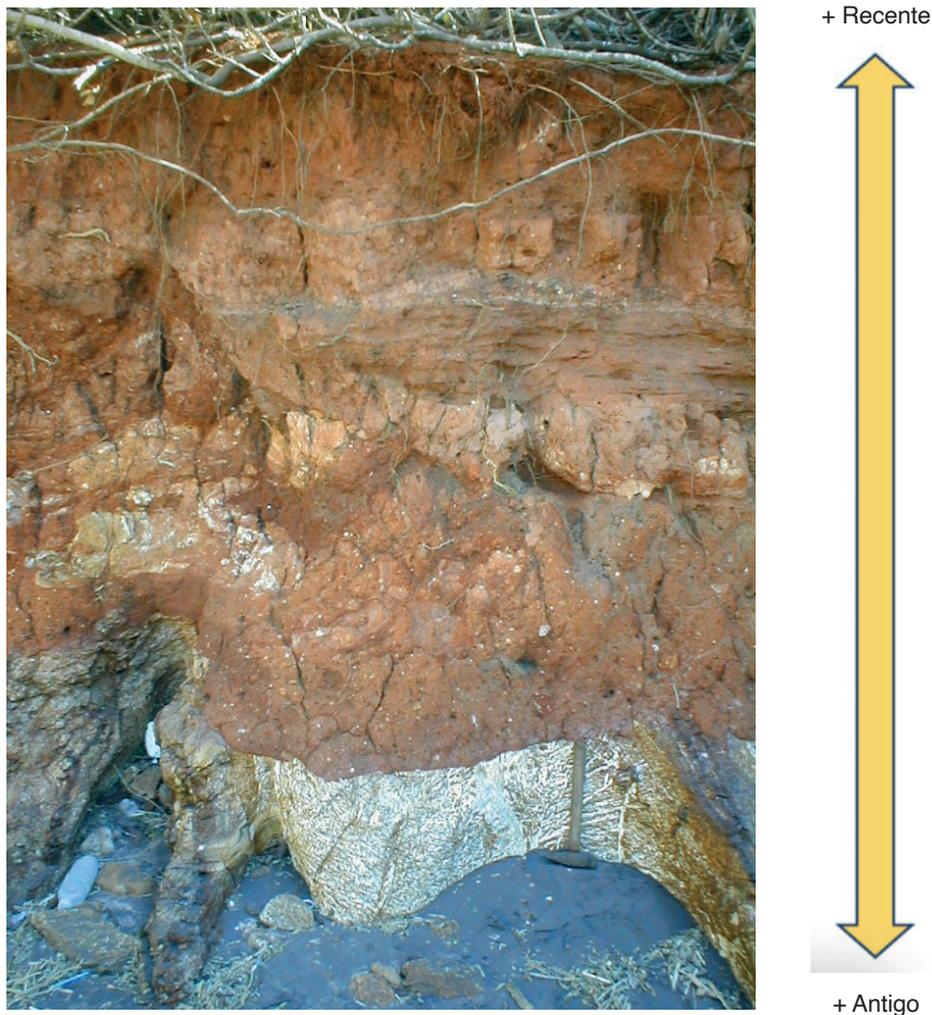


Figura 4. Transição entre a rocha original, regolito e solo residual. Esta variação ilustra, resumidamente, a evolução temporal da rocha gnáissica inalterada mais antiga (na base), regolito (porção intermediária) e solo residual (topo) atuação do processo de intemperismo. Escala: martelo a direita.

Foto: Alexis Rosa Nummer (Acervo Pessoal).

Outro tipo de sedimento que pode originar uma classe particular de solos, os Organossolos, são os materiais de constituição orgânica. No estado do Rio de Janeiro esses materiais podem ocorrer em duas condições distintas, a saber: a) condição de

drenagem impedida, na qual a matéria orgânica se acumula em função da baixa taxa de oxigenação, sendo esse material comumente denominado de “turfa” (SANTOS *et al.*, 2020; SOARES *et al.*, 2021); e b) em ambientes altomontanos, em condição de boa drenagem, nos quais as baixas temperaturas diminuem a atividade dos organismos favorecendo o acúmulo do material orgânico (SOARES *et al.*, 2016).

Quando os materiais orgânicos se acumulam em ambiente hidromórfico, ou seja, com influência do lençol freático na maior parte do tempo, desde o início de sua formação (em bacias ou vales, por exemplo), a turfeira é considerada mineralotrófica e o processo é chamado de *terrestrialização* (CHARMAN, 2002). Por outro lado, se os sedimentos orgânicos se acumulam por condições de clima frio e úmido, típicas de ambientes altomontanos, o processo de formação é chamado de *paludização/paludificação* (CHARMAN, 2002; KROETSCH *et al.*, 2011), e a turfeira é considerada *ombrotrófica*. Em alguns casos, as turfeiras que começaram a se formar como sistema mineralotrófico desenvolvem uma camada superficial *ombrotrófica*, devido ao intenso acúmulo de turfa e, portanto, conterá as camadas *ombrotróficas* e *mineralotróficas* (CHESWORTH *et al.*, 2006).

A formação de solos orgânicos ocorre porque a produção de biomassa das plantas excede a decomposição, devido às fortes condições limitantes da atividade de microrganismos. Isso inclui condições permanentes (ou quase permanentes) de saturação com água (baixa disponibilidade de oxigênio), baixas temperaturas, elevada precipitação pluviométrica e várias propriedades físico-químicas, como baixo teor de nutrientes ou pH baixo (PEREIRA *et al.*, 2005; SILVA NETO *et al.*, 2023). A vegetação das turfeiras é tipicamente composta de musgos e plantas altamente eficientes na captação e preservação de nutrientes. Os materiais de constituição orgânica contribuem para a formação de solos com maiores teores de carbono orgânico, capacidade de retenção de água e capacidade de troca catiônica.

Os sedimentos coluviais (Figura 5), produzidos a partir do intemperismo de rochas pré-existentes, podem ser depositados ao longo das encostas formando solos como os Neossolos Regolíticos ou até mesmo Cambissolos Háplicos e solos com maior grau de desenvolvimento em função do tempo de deposição do colúvio, como Latossolos e Argissolos (LUMBRERAS, 2008). Por vezes, esses sedimentos podem ser depositados no terço inferior de encosta ou no sopé em associação aos sedimentos aluviais, levando à formação de sedimento colúvio-aluvionares que podem ser material de origem para os Gleissolos.

a)



b)



Figura 5. Sedimentos coluviais (A) transportados por ação de gravidade e/ou da chuva; sedimentos aluviais (B) depositados por ações de rios.

Fotos: Eduardo Carvalho Silva Neto (Acervo Pessoal).

O material de origem pode influenciar em uma série de atributos do solo. De maneira geral, rochas de natureza mais básica (ex.: basalto) contribuem para a formação de solos com textura mais argilosa, maior capacidade de retenção de água e nutrientes em comparação aos solos formados por materiais de natureza mais ácida (ex.: granito). Adicionalmente, maiores teores de minerais ferro-magnesianos favorecem que o intemperismo ocorra de forma mais rápida, e, em climas menos úmidos e condições de boa drenagem, propiciam cores mais avermelhadas ao solo devido à formação preferencial do óxido de ferro - hematita. Por outro lado, materiais de natureza mais ácida, rochas ou sedimentos propiciam a formação de solos com características antagônicas às apresentadas anteriormente, ou seja, textura mais arenosa, menor capacidade de retenção de água e cores predominantemente vermelho-amareladas, devido à presença da goethita como óxido de ferro predominante.

1.2 DESCRIÇÃO GERAL DA LITOLOGIA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

A história geológica do estado do Rio de Janeiro é complexa e é resultado de mais de 2,7 bilhões de anos de evolução crustal. Essa diversidade geológica se expressa, de modo geral, em uma grande diversidade de solos e paisagens. As rochas observadas no estado foram formadas, principalmente, a partir de fusões e metamorfismos oriundos de diversas fases de formação e separação de supercontinentes ao longo dos milhares de milhões de anos, além da formação de rochas providas do metamorfismo das fases de deposição de sedimentos.

A seguir, serão apresentadas, de forma sumária, as principais fases de formação rochosa, identificadas com base no Mapa Geológico do estado do Rio de Janeiro (SILVA, 2001). Para cada domínio, são destacadas as localizações, tipos de rocha e as configurações mineralógicas que podem ter relação com a diversidade pedológica observada no estado do Rio de Janeiro.

1.1.2 Formações geológicas arqueanas

As primeiras fases de formação do embasamento rochoso do estado do Rio de Janeiro refletem a época do Arqueano (4,0 - 2,7 bilhões de anos atrás). Nessa fase, aconteceu a primeira orogênese na área do estado, em que foram formadas as rochas gnáissicas do Complexo da Mantiqueira. Essas rochas são representadas principalmente por ortognaisses na fácies anfibolito, hornblenda-biotita ortognaisses, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas máficas, adicionadas de intercalações de anfibolitos (CORDANI *et al.*, 1973). Elas ocorrem de forma restrita no extremo noroeste do estado, na região limítrofe entre as divisas de Minas Gerais e São Paulo. Além dessas rochas, é possível encontrar granitoides da Suíte Pedra Selada e sedimentos metamorfizados do Complexo Embu, a sul, e do Grupo Andrelândia, a norte.

1.2.2 Formações geológicas proterozoicas

A partir do Paleoproterozoico (entre 2,700 e 540 milhões de anos), formaram-se “pedaços” de terrenos rochosos no estado do Rio de Janeiro que representam rochas com origens e composições variadas. O Complexo Região dos Lagos, localizado na região centro-leste do estado, por exemplo, inclui ortognaisses pertencentes à série calcioalcalina (VIANA *et al.*, 2008). Esse complexo é descrito na literatura como constituído por ortognaisses bandados/migmatíticos, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, com predominância de composições graníticas, associados a corpos anfibolíticos variavelmente deformados (SCHMITT *et al.*, 2004).

Nas regiões próximas de Volta Redonda, por outro lado, encontram-se as melhores representações de rochas que compõem o Complexo Juiz de Fora. Essas rochas incluem ortogranulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbíticas,

enderbíticas e rochas gabroicas (CPRM, 2009). A textura varia de granoblástica, gnáissica a milonítica.

As rochas da Suíte Quirino, de idade aproximada à das demais formações geológicas, são encontradas ao entorno das cidades de Vassouras, Paracambi e Valença. Para essa formação, Heilbron (1993) reconheceu duas associações litológicas principais de: hornblenda-biotita gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, e biotita gnaisses de composição monzonítica a granodiorítica/granítica.

O Meso/Neoproterozoico tem a formação do Complexo Paraíba do Sul, composto por três unidades estratigráficas informais, estabelecidas com base nos respectivos conteúdos líticos. A primeira é a Unidade São Fidélis, que representa a maior parte da área de ocorrência do Complexo Paraíba do Sul, sendo constituída essencialmente por metassedimentos detríticos, pelito-grauváquicos: granada-biotitagnaisses (por vezes com grande quantidade de sillimanita) com quartzo e feldspatos. De ocorrência mais restrita, são observadas intercalações de quartzitos, rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas (SILVA, 2001).

O Grupo Italva, de idade Neoproterozoica (840-600 Ma.), constitui o domínio recorrente no município de Italva, na região extremo norte do estado do Rio de Janeiro (NOGUEIRA *et al.*, 2012). As rochas são representadas por mármore e anfibolitos, podendo ser subdivididas na área de Italva em cinco unidades menores: anfibólio-biotita gnaisse a (+-granada)-biotita gnaisse leucocrático com intercalações de anfibolitos, rochas calcissilicáticas e muscovita-sillimanita-(+-granada)-biotita gnaisses da Unidade Macuco; mármore calcítico a dolomínico com abundância em grafita, com intercalações de anfibolito e rochas metaultramáficas da Unidade São Joaquim; camadas de anfibolitos finos, localmente com clinopiroxênio; camada de metachert quartzoso; e hornblenda-biotita gnaisse, com intercalações de gnaisses cinzentos e leucognaisses de granulação fina da Unidade Serra da Prata.

Por fim, a Unidade Itaperuna é a terceira unidade do Complexo Paraíba do Sul. Está localizada na cidade homônima e é composta por granulitos associados às rochas calcissilicáticas, quartzitos e mármore. A sudeste do município de Itaperuna, também pode ser identificada uma extensa faixa de rochas quartzosas (SILVA, 2001).

O Complexo Búzios possui uma história geológica diferente das demais áreas do estado do Rio de Janeiro. Boa parte das rochas é oriunda de metamorfismo de sedimentos (rochas metassedimentares), com muitas fases minerais aluminosas. Esse conjunto de rochas difere-se drasticamente das demais litologias que representam o arcabouço geológico do estado do Rio de Janeiro. Essas rochas estão expostas no cabo Búzios, na Serra de Sapetiba (São Pedro d'Aldeia) e na região entre Maricá, Saquarema e Casimiro de Abreu. Rodrigues *et al.* (1997) e Schmitt *et al.* (2016) caracterizaram em detalhe as rochas de Búzios, que pertencem a três grupos principais: os Paragnaisses metapelíticos, contendo sillimanita-cianita-granada-biotita; calcissilicáticas; e rochas máficas (anfibolitos e piroxênios gnaisses). Quartzitos e metabasitos são pouco expressivos nessa região.

1.2.3 Formações geológicas fanerozoicas

O final do Neoproterozoico para o Cambriano (Éon Fanerozoico) marca uma importante fase de evolução na história geológica no Brasil. No estado do Rio de Janeiro ocorre abundante formação de granitoides de idade Neoproterozoica, em conjunto com deformação e metamorfismo dos sedimentos do Complexo Paraíba do Sul. Dentre as rochas que se formam neste período, as mais representativas encontram-se nos batólitos Serra dos Órgãos e Rio Negro (SILVA, 2001). O Complexo Rio Negro ocorre em parte do Batólito Serra dos Órgãos. Trata-se de um complexo plutônico de composição variada, gnaissificado, constituído de hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos de composição tonalítica a granítica e rochas dioríticas (CPRM, 2009).

A Suíte Serra dos Órgãos foi objeto de detalhamento estrutural, litogeoquímico e geocronológico por Tupinambá (1999), muito embora Cordani *et al.* (1973) já houvesse realizado as primeiras análises das rochas pertencentes a essa suíte. É o maior maciço granítico que está em evidência no estado do Rio de Janeiro e tem idade aproximada de 570 Ma (TUPINAMBÁ, 1999). Essa idade condiz com as análises previamente realizadas por Cordani *et al.* (1973) com idade analisada em 600 Ma, referindo-se à época do terceiro ciclo orogênico (há 620 M.a.) que formou o estado do Rio de Janeiro.

As rochas variam em composição de tonalítica a granítica, predominando rochas granodioríticas, caracterizadas pela granulação grossa, com aglomerados centimétricos de biotita +/- hornblenda, granada e quartzo visível. São muito difíceis de serem distinguidas dos gnaisses do Complexo Rio Negro, a não ser pelo fato de os plagioclásios dos gnaisses da Suíte Serra dos Órgãos terem composição de oligoclásio a labradorita, predominando andesina (TUPINAMBÁ, 2012). Limita-se a oeste e a sul pelos gnaisses de origem ígnea oriundos do Complexo Rio Negro, enquanto no norte do maciço a Suíte é contornada pelo Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer.

A Suíte Rio de Janeiro aflora nas cidades do Rio de Janeiro e Niterói, como, por exemplo, no Pão de Açúcar, Morro da Urca, Pedra do Arpoador e nos Morros do Corcovado e Dois Irmãos, na zona sul carioca (CPRM, 2016). É constituída por um ortognaisse porfirítico (Gnaisse Facoidal) com megacristais de microclina com formas amendoadas (3 a 7 cm) em matriz granítica rica em biotita e quartzo, por vezes contendo granada. A Suíte Ilha Grande, restrita ao litoral sudoeste do estado, é formada por granitoides de composições indistinguíveis da Suíte Bela Joana e por charnockitos, charnoenderbitos e jotunitos, além de apresentar enclaves de rochas dioríticas. Sua composição varia entre granítica e granodiorítica, sendo relacionada à série calcioalcalina e de caráter metaluminoso (CPRM, 2016).

A Suíte Angelim ocorre nas proximidades de São José do Ribeirão até no norte da serra de Santo Eduardo no Estado Rio de Janeiro, estendendo-se para mais ao norte e ultrapassando o limite com o estado do Espírito Santo (SILVA, 2001). É

constituída predominantemente por (granada)-hornblenda-biotita granito a tonalito foliado, variavelmente gnaissificado, intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis (CPRM, 2016). A Suíte Rio Turvo, localizada no limite nordeste do estado, na região do médio vale do rio Paraíba do Sul (Barra Mansa, Volta Redonda, Quatis, Barra do Piraí), é formada pelo Granito Rio Turvo (HEILBRON, 1993; VALLADARES, 1996). As rochas dessa suíte são compostas por leucogranitos peraluminosos do tipo-S, apresentando frequente ocorrência de enclaves de rochas refratárias (calcissilicáticas e gonditos do Complexo Paraíba do Sul e quartzitos e sillimanita-granada gnaisses do Grupo Andrelândia).

Por volta de 560 a 545 Ma, ocorreram no estado do Rio de Janeiro períodos de magmatismo decorrentes das fases da formação do Supercontinente Pangeia. Nessas fases, as rochas formadas são representadas pela Suíte Serra das Araras ao longo da região norte do estado, com representatividade, principal, desde seu ponto inicial em Itaperuna até a cidade de Angra dos Reis. Nessa suíte são encontrados dois grupos principais de rochas: o Granito Serra das Araras e o Granito Serra das Abóboras. Em geral, suas rochas são representadas por granada-biotita granitos foliados do tipo-S, predominantemente leucocráticos, além de fragmentos de possíveis corpos rochosos antigos de natureza anfibolítica (SILVA, 2001).

Também, a Suíte Pedra Selada (HEILBRON, 1993), nos arredores da região de Pedra Selada, a norte de Resende, compreende granitos porfíricos cuja matriz é rica em biotita, podendo conter menor proporção de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. A Suíte Varre-Sai é representada por quatro corpos situados na porção NE do estado, aflorantes nas proximidades das localidades de Varre-Sai, Porciúncula e norte de Miracema. A suíte foi originariamente designada como Granitoide Varre-Sai, é constituída por biotita-hornblenda granitos definidos por Barbosa *et al.* (1981) *apud* SILVA (2001). A Suíte Santo Antônio de Pádua, que ocorre no noroeste do estado, entre as localidades de Santo Antônio de Pádua e Baltazar, é composta por gnaisses e migmatitos, com intercalações de quartzitos e granulitos (CANINÉ, 1992). Apresenta composição monzonítica a quartzo monzonítica, contendo (quartzo), mesopertita, clinopiroxênio e anfibólio (SILVA, 2001).

Nessa mesma época, ocorre magmatismo toleítico máfico que forma um conjunto de intrusões denominado de Complexo Básico Gleba Ribeira. Originalmente definido como Pluton Gleba Ribeira pela GEOMITEC (1981), constitui-se em um conjunto de intrusões ígneas máficas que afloram em diversas áreas do município do Rio de Janeiro, em que se destacam o Maciço Gábrico de Amparo, composto por olivina gabro (MATOS *et al.*, 1980) e o Metagabro da Tijuca, podendo gradar para quartzo diorito nas regiões de borda da intrusão (HEILBRON *et al.*, 1993).

O Maciço Alcalino de Canaã, localizado nos arredores do município de Duque de Caxias, constitui-se em um conjunto de corpos lenticulares, métricos a decamétricos, de gnaisses alcalinos, com ou sem a presença de nefelina, concordantes com as estruturas regionais da Faixa Móvel Ribeira. As principais rochas alcalinas desse maciço são representadas por sienitos, soldalita sienitos e Litchfieldito (ULBRICH e GOMES, 1981).

1.2.4 Formações geológicas e meso-cenozoicas

De idade Meso-Cenozoica, o estado do Rio de Janeiro foi submetido à atuação de um magmatismo de natureza alcalina que ocorre na região litorânea centro-sudeste do estado, com destaque para a região de Rio Bonito. As rochas alcalinas ocorrem no estado do Rio de Janeiro pelos seguintes maciços (SILVA, 2001): Maciço Alcalino da Serra do Mendanha, Maciço Alcalino de Rio Bonito, Maciço Alcalino Soarinho, Maciço Alcalino do Morro São João; Intrusão Alcalina da Ilha de Cabo Frio, Maciço Alcalino de Itatiaia, Maciço Alcalino de Tanguá, Maciço Alcalino Passa Quatro e Suíte Alcalina de Tinguá, dentre outros. Em todos esses maciços, é possível identificar uma ampla variedade de rochas alcalinas. Destacam-se aqui as rochas que compõem os maciços de Passa Quatro e Itatiaia. Eles são representados, principalmente, por sienitos, nefelina-sienitos, foiaitos, nefelina-sienitos, nefelina-sienitos porfíroides e tinguaito porfíroide (RIBEIRO FILHO, 1967), além de granitos alcalinos (SILVA, 2001).

1.2.5 Formações geológicas cenozoicas

O início do Éon Cenozoico (no Terciário) é marcado no estado do Rio de Janeiro com o final da separação do Supercontinente Pangeia e formação do Oceano Atlântico. Nessa fase de evolução geológica do estado, ocorre a formação de grabens e semigrabens nas regiões interioranas do continente. A orientação estrutural dos eixos desses grabens acompanha a linha de costa, criando depressões no continente que atuam como ambientes para a deposição de sedimentos, formando as principais bacias sedimentares continentais do estado do Rio de Janeiro (RICCOMINI, 1989). Na literatura científica especializada, essas bacias são divididas em dois grupos geográficos no estado do Rio de Janeiro: as bacias orientais e ocidentais (SILVA, 2001). Dentre as bacias orientais, são incluídas a Bacia de São José do Itaboraí e a Bacia de Macacu, enquanto próximo do litoral forma-se o Grupo Barreiras. No lado ocidental, foram formadas as bacias de Taubaté, Resende e Volta Redonda.

A Bacia de São José do Itaboraí situa-se a aproximadamente 700 m a leste do povoado de São José, distrito de Cabuçu, no município de Itaboraí, estado do Rio de Janeiro (BRITO, 1989). Ela é preenchida por uma sucessão de depósitos, principalmente carbonáticos, que se sobrepõem de uma associação de rochas de idade pré-cambriana representadas por biotita gnaisses, granitoides facoidais, migmatitos, granitos e pegmatitos, com intercalações de mármore localizados na parte mais profunda da bacia. Dique de rocha ankaramítica corta algumas das sequências de carbonatos presentes na bacia (RICCOMINI e FRANCISCO, 1992).

Entre 65 e 40 Ma ocorreu a implantação do Graben da Guanabara (VALERIANO *et al.*, 2012), onde houve a deposição da Bacia do Rio Macacu. Seus sedimentos podem ser encontrados nos municípios de Itaboraí, Duque de Caxias e São Gonçalo, assim como na

Ilha do Governador. Essa bacia foi dividida por Meis e Amador (1977) em duas formações. A primeira, a Unidade Pré-Macacu, formada por sedimentos ricos em feldspatos, com intercalações de sedimentos finos, siltico-argilosos e materiais arenosos e areno-argilosos. Podem ocorrer lentes enriquecidas em cascalho fino e geralmente angulosas. Os sedimentos mais finos têm coloração cinza-esverdeada, apresentando raro mosqueado, enquanto as unidades de maior granulometria tendem a serem de cores esbranquiçadas. A Formação Macacu, originalmente com duas subdivisões, a primeira com uma sucessão de lentes e camadas pouco espessas de sedimentos predominantemente arenosos e pouco consolidados, e a segunda, de sedimentos finos de colorações amarelas, avermelhadas e arroxeadas, com frequente mosqueamento ferruginoso. Posteriormente, essas duas subdivisões foram unidas em uma única formação: a Formação Macacu (LIMA *et al.*, 1996).

Na região norte do estado do Rio de Janeiro, a Formação Barreiras (ou Grupo Barreiras) está inserida na porção emergente da Bacia de Campos, sendo incluída no Grupo Campos (LAMEGO, 1995; MOURA, 2014). O soerguimento do continente, ocorrido subsequentemente à queda do nível do mar, seguido da erosão e do retrabalhamento dos sedimentos, ocorridos nos períodos de mar baixo (Tortoniano e Pleistoceno), devem ter sido os principais fatores que moldaram a atual morfologia da plataforma continental emersa (ARAI, 2006), podendo formar falésias (MORAIS *et al.*, 2006). Aflora na região de Carapebus-Quiçamã e, mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé, sendo a área de maior expressão na região do delta do rio Paraíba do Sul.

A Formação Barreiras é composta por arenitos com intercalações conglomeráticas e lamitos. A cor dos seus depósitos é branca-acinzentada, com forte mosqueamento vermelho arroxeadado, com a presença de níveis limoníticos delimitando camadas e crostas ferruginosas bem desenvolvidas. Na região de Búzios (RJ), particularmente, foram descritos depósitos de conglomerados polimíticos com granulometria muito grossa, intercalados com arenitos de matriz lamosa e lamitos (MORAIS *et al.*, 2006).

Na região ocidental do estado, são descritos sedimentos de idade terciária continental. Duas pequenas bacias expostas a nordeste do estado são evidenciadas neste trabalho: Resende e Volta Redonda. A bacia de Volta Redonda é expressiva nas cidades de Volta Redonda, Barra Mansa, Porto Real, Pinheiral, Piraí e Barra do Piraí (NEGRÃO *et al.*, 2015). Rochas vulcânicas intercaladas com rochas sedimentares caracterizam a bacia de Volta Redonda, (RJ), associadas ao momento de formação do Rift Continental do Sudeste do Brasil (SANSON, 2006). Segundo o autor, a bacia é formada pelas seguintes rochas: conglomerados e brechas matriz-suportados e arenitos lamosos, arenitos maciços e estratificados, conglomerados estratificados e pelitos maciços esverdeados, vulcânicas relacionadas ao Basanito Casa de Pedra, arenitos e conglomerados estratificados, e pelitos laminados e maciços.

A Formação Resende, abrangendo os municípios de Barra Mansa (Distrito de Floriano), Quatis, Porto Real, Resende e Itatiaia, tem seus registros sedimentares

fortemente correlacionados com a estratigrafia da bacia de Volta Redonda (SANSON, 2006), com exceção das rochas vulcânicas, que são ausentes naquela (RAMOS *et al.*, 2006).

O Quaternário (Cenozoico) é marcado pelas últimas sedimentações que ocorreram no estado do Rio de Janeiro. Essa fase é marcada por sedimentos formados cascalhos, areias e lamas que são resultantes da ação de processos de fluxos gravitacionais e aluviais de transporte de sedimentos formados a partir do intemperismo de material primário das vertentes. Os depósitos Colúvio-Aluvionares são resultantes da oscilação e atuação dos fatores climáticos dos últimos 123 mil anos (SILVA, 2001), tendo provavelmente se iniciado no Terciário, e os processos que geraram esses sedimentos perduraram por todo Quaternário, podendo ser visualizados até os dias atuais.

1.2.6 Formações eólicas

A região costeira do Rio de Janeiro apresenta características que vão além do padrão geral de oscilação do nível do mar, envolvendo uma série de fatores que podem ser identificados, em parte, pela morfologia e arquitetura deposicional (FERNANDEZ *et al.*, 2015). No delta do Paraíba do Sul, a planície costeira é ancorada nos tabuleiros terciários do Grupo Barreiras e nos sedimentos fluvio-lagunares, cuja evolução esteve associada às oscilações do nível do mar no Quaternário e às fases de deltação do rio. A feição morfológica mais marcante nessa planície costeira são as cristas de praia, que são depósitos arenosos que podem sofrer posterior atuação de processos eólicos, podendo formar capeamento eólico ou dunas frontais sobre os depósitos de origem marinha (HESP *et al.*, 2005).

Em Cabo Frio, a presença de dunas frontais expressivas que chegam a ultrapassar a cota de 7,0 metros em relação ao nível médio do mar em alguns setores é relacionada a estruturas deposicionais paralelas à linha de costa formada no setor de pós-praia por ação eólica, podendo ser embrionárias ou estabilizadas (FERNANDEZ *et al.*, 2015). A zona submarina e a praia apresentam o papel de fonte de sedimentos que depois passam a ser remobilizados pelos ventos, criando depósitos estabilizados pela vegetação pioneira. O desenvolvimento dessas feições eólicas está associado às características climáticas e da morfodinâmica costeira da área. Em termos morfodinâmicos, essas regiões possuem características entre o estágio intermediário e dissipativo considerados ideais para o desenvolvimento de dunas frontais, devido à granulometria composta por areias finas, que funciona como uma pista para ação dos ventos e a retirada eficiente dos sedimentos mais finos (FERNANDEZ *et al.*, 2009).

Outra feição importante do ambiente costeiro do Rio de Janeiro é a restinga da Marambaia, que deve sua formação e manutenção à combinação de uma série de fatores dentre os quais se destacam o ambiente geológico, a disponibilidade de sedimentos, a ocorrência de mecanismos de transporte de sedimentos, o regime de ondas e marés e o

comportamento do nível relativo do mar (CARVALHO, 2014). Consiste em um depósito arenoso alongado e estreito, geralmente paralelo à linha de costa, com elevação pouco acima do nível de maré alta e separada do continente por uma laguna. Pereira (1998) descreve a presença de sedimentos arenosos relacionados à presença de dunas e a ventos de tempestade. Os depósitos transicionais se localizam na posição intermediária entre a entrada e o fundo da baía, estando associados ao aporte fluvial e baixa intensidade das correntes (OLIVEIRA *et al.*, 2008; VILLENA *et al.*, 2012).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Considerando toda a extensão do estado do Rio de Janeiro, observa-se uma grande diversidade geológica, que se reflete em compartimentações acentuadas do relevo, clima e vegetação, todas essas levando à formação das diferentes classes de solo observadas em todo o estado. Em suma, as principais litologias do estado do Rio de Janeiro são representadas, predominantemente, por rochas ácidas formadas durante e após a formação do Supercontinente Pangeia, constituídas pelos granitoides pós-tectônicos cambrianos. Também deve ser ressaltada a ocorrência de uma ampla variedade de rochas com composições variadas: sienogranítica, monzogranítica (adamelítica), granodiorítica, tonalítica e quartzo diorítica. Além disso, observa-se a maior representatividade brasileira e ampla variedade de rochas alcalinas presentes nos vários maciços alcalinos de idade Meso-Proterozoico.

Do ponto de vista de importância agrícola, a maior parte dos solos está nas bacias sedimentares. Isso deve ser destacado ao final, pois, apesar da importância das rochas, essas são as áreas de maior potencial agrícola no estado.

REFERÊNCIAS

ARAI, M. A Grande Elevação Eustática do Mioceno e Sua Influência na Origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP Série Científica**, São Paulo, v. 6, n. 2 (outubro), p. 1-6, 2006.

BARBOSA, A. L. M.; LIMA, E. C.; VON, S.; GROSSI SAD, J. H.; ALVES, M. R.; BALTAZAR, O. F.; ROCHA, R. L. S. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, 1:50.000, Folhas Varre-Sai, Eugênio, Itaperuna e Miracema**. DRM-RJ/GEOSOL, Relatório Final, (s. ed.), texto 262 p., il., mapas, 1981.

BRITO, I. M. Geologia e paleontologia da Bacia Calcária de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**. UFRJ, p. 56-64, 1989.

CANINÉ, J. M. M. Pedra Miracema – a rocha ornamental de Santo Antônio de Pádua, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, SBG, São Paulo. **Anais...** (Boletim de Resumos Expandidos, p. 266-267), São Paulo, 1992.

CARVALHO, B. C. **Aplicação de múltiplas ferramentas no estudo do transporte de sedimentos na margem interna da restinga da Marambaia (baía de Sepetiba, RJ)**, Dissertação de Mestrado – Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 140 p. 2014.

CHARMAN, D. **Peatlands and Environmental Change**. Chichester: John Wiley Sons, Ltd., 2002, p. 320.

CHESWORTH, W.; CORTIZAS, A. M.; GARCÍA-RODEJA, E. The redox–pH approach to the geochemistry of the Earth's land surface, with application to peatlands. **Developments in Earth surface processes**, v. 9, p. 175-195, 2006.

COELHO, M.; VASQUES, G. D. M.; RODRIGUES, H.; DART, R. D. O.; OLIVEIRA, R. P. Levantamento pedológico ultradetalhado (escala 1: 2.000) de área experimental situada no município de Seropédica, RJ. **Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento 279**, Rio de Janeiro: Embrapa, 101 p., 2021.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico da Folha Itaperuna (RJ) SF24-V-C-I. Escala 1:100.000**. Rio de Janeiro: CPRM Serviço Geológico do Brasil (UERJ), il. Mapa. 2009.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro**: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais. Belo Horizonte: CPRM Serviço Geológico do Brasil (MG). 182 p. 2016.

CORDANI, U. G.; DELHAL, L.; LEDENT, D. Orogêneses superposées dans le précambrien du Brésil sud-oriental. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 3 n. 1, p. 1-22, 1973.

FERNANDEZ, G. B.; ROCHA, T. B. Barreiras costeiras holocênicas: geomorfologia e arquitetura deposicional no litoral do Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 16, n. 2, p. 1-19, 2015.

FERNANDEZ, G. B.; PEREIRA, T. G.; ROCHA, T. B. Coastal Dunes Along Rio de Janeiro Coast: Evolution and Management. **Journal of Coastal Research**, v. 1, n. 56, p. 307-311, 2009.

GEOLOGIA E MINERAÇÃO TRABALHOS TÉCNICOS – GEOMITEC. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Bloco Campos - Folhas Morro do Coco, Barra Seca, Itabapoana, Travessão, São João da Barra, Campos, Muçurepe, Lagoa Feia, Farol de São Tomé. Escala 1:50.000**. Niterói: DRM-RJ/GEOMITEC, v. 1. s/n. Relatório Final. 1981.

HEILBRON, M. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas, MG, e Barra do Pirai, RJ, Setor Central da Faixa Ribeira**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. São Paulo. 268 p. 1993.

HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. S.; TOLDO-JR, E. E.; TABAJARA, L. L. C.; CLEROT, L. C. P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 77, n. 3, p. 493-508, 2005.

LAMEGO, A. R. Geologia das quadrículas de Campos. **Boletim nº 154**. Rio de Janeiro: Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Geologia e Mineralogia. 1955, 32 p.

LIMA, R. M.; JUNIOR, M. C.; STEFANI, F. L. Palinologia de sedimentos da Formação Macacu, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 4, p. 531-541, 1996.

LUMBRERAS, J. F. **Relações solo-paisagem no noroeste do Estado do Rio de Janeiro**: subsídios ao planejamento de uso sustentável em áreas de relevo acidentado do Bioma Mata Atlântica. Tese de Doutorado – Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 306 p. 2008.

MATOS, G. M. M.; BICALHO, F. D.; MALOUF, R. F.; LEITES, S. R. **Projeto Faixa Calcária Cordeiro/Cantagalo**: Relatório Final. Belo Horizonte: CPRM/DNPM, v. 1, s/n. 620 p. 1980.

- MEIS, M. R. M.; AMADOR, E. D. A. S. Contribuição ao estudo do Neocenozóico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 7, n. 2, p. 150-174, 1977.
- MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O.; SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP (Série Científica)**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 19-30, 2006.
- MOURA, M. M. Barreiras: série, grupo ou formação? **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 6, p. 1055-1061, 2014.
- NEGRÃO, A. P.; RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. Mapa geológico do cenozoico da região da bacia de Volta Redonda (RJ, segmento central do Rifte Continental do Sudeste do Brasil): identificação de novos grabens e ocorrências descontínuas, e caracterização de estágios tectonossedimentares. **Brazilian Journal of Geology**, v. 45, n. 2, p. 273-291, June, 2015.
- NOGUEIRA, J. R.; TUPINAMBÁ, M.; GONTIJO, A.; PALERMO, N.; MENESES, P. D. T.; HEILBRON, M.; SILVA, F. D. L. D. **Geologia e recursos minerais da folha São Fidélis SF. 24-VC-IV**: escala 1:100.000: estado do Rio de Janeiro. Belo Horizonte: CPRM (MG)/UERJ. 108 p. 2012.
- OLIVEIRA, F. S. C.; KAMPEL, M.; AMARAL, S. Multitemporal assessment of the geomorphologic evolution of the Restinga of Marambaia, Rio de Janeiro, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 29, n. 19 p. 5585-5594, 2008.
- PEREIRA, M. G.; ANJOS, L. H. C.; VALLADARES, G. S. Organossolos: Ocorrência, gênese, classificação, alterações pelo uso agrícola e manejo. In: VIDAL-TORRADO, P.; ALLEONI, L. R. F.; COOPER, M.; SILVA, A. P.; CARDOSO, E. J. (Eds). **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v. 4, p. 233-276, 2005.
- PEREIRA, S. D. **Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba - RJ**. Tese de Doutorado – Centro de Geologia Costeira e Oceânica – Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Rio Grande do Sul. 133 p. 1998.
- RAMOS, R. R. C.; MELLO, C. L.; SANSON, M. S. R. Revisão Estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, estado do Rio de Janeiro. São Paulo, UNESP, **Geociências**, v. 25, n. 1, p. 59-69, 2006.
- RIBEIRO FILHO, E. **Geologia e petrologia dos maciços alcalinos do Itatiaia e Passa-Quatro**. São Paulo: Boletim FFCLUPS, 91 p. 1967.
- RICCOMINI, C. O. **Rifte continental do sudeste do Brasil**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. São Paulo. 256 p. 1989.
- RICCOMINI, C.; FRANCISCO, B. H. R. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, SBG, São Paulo. **Anais...** São Paulo, p. 469-470. 1992.
- RODRIGUES, A. C. P.; SCHIMITT, R. S.; TROUW, R. A. J. Caracterização dos paragneisses pré-cambrianos na Armação dos Búzios, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, SBG, Núcleos SP/RJ/ES. Rio de Janeiro. **Anais...** (Atas), Rio de Janeiro, p. 109-111. 1997.
- SANSON, M. S. R. Sistemas deposicionais aluviais e tectônica cenozoica na região de Volta Redonda (RJ) – Rift Continental do Sudeste do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ** (ISSN 0101-9759), v. 29, n. 2, p. 268-291, 2006.

SANTOS, O. A. Q. D.; SILVA NETO, E. C. D.; GARCÍA, A. C.; FAGUNDES, H. D. S.; DINIZ, Y. V. D. F. G.; FERREIRA, R.; PEREIRA, M. G. Impact of land use on Histosols properties in urban agriculture ecosystems of Rio de Janeiro, Brazil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 44, 2020.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133, n. 1-2, p. 29-61, 2004.

SCHMITT, R.S.; TROUW, R.; VAN SCHMUS, W. R.; ARMSTRONG, R., STANTON, N.S.G. The tectonic significance of the Cabo Frio Tectonic Domain in the SE Brazilian margin: a Paleoproterozoic through Cretaceous saga of a reworked continental margin. **Brazilian Journal of Geology**, v. 46 (Suppl 1), p. 37-66, 2016.

SILVA, L. C. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**. 2ª edição revista. Brasília: CPRM-RJ. 88 p. 2001.

SILVA NETO, E. C.; COELHO-JUNIOR, M. G.; HORÁK-TERRA, I.; GONÇALVES, T. S.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G. Organic Soils: Formation, Classification and Environmental Changes Records in the Highlands of Southeastern Brazil. **Sustainability**, v. 15, n. 4 (3416), 15 p. 2023.

SOARES, P. F. C.; ANJOS, L. H. C.; PEREIRA, M. G.; PESSEDA, L. C. R. Histosols in an upper montane environment in the Itatiaia Plateau. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 40, 13 p. 2016.

SOARES, P. F. C.; SILVA, R. C.; SILVA NETO, E. C.; PEREIRA, M. G.; JUNIOR, C. R. P.; PESSEDA, L. C. R.; ANJOS, L. H. C. Histosol pedogenesis in floodplain coastal environments in the state of Rio de Janeiro, Brazil. **Catena**, v. 207, 2021.

TUPINAMBÁ, M. (Coord). **Nota Explicativa da Folha Nova Friburgo - Escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM-UERJ/PRONAGEO. CD-ROM. 2012.

TUPINAMBÁ, M. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro**. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo. São Paulo. 221 p. 1999.

ULBRICH, H. H. G. J.; GOMES, C. B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v. 17, n. 1-2, p. 135-154, 1981.

VALERIANO, C. M. et al. **Geologia e recursos minerais da folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM, 156p. 2012.

VIANA, S. M.; VALLADARES, C. S.; DUARTE, B. P. Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 38, n. 3 (setembro), p. 488-500, 2008.

VILLENA, H. H.; PEREIRA, S. D.; CHAVES, H. A. F.; DIAS, M. S.; GUERRA, J. V. Indícios da variação do nível do mar na baía de Sepetiba. In: RODRIGUES, M. A. C.; PEREIRA, S. D.; SANTOS, S. B. (Eds). **Baía de Sepetiba - Estado da Arte**. Rio de Janeiro: Corbã, p. 39-59. 2012.