

ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO PARA UN ÁREA AL SURESTE DE BRASIL

(Morphotectonic analysis for an area to the south-east of Brazil)

Beatriz Elena Serrano-Suárez*, Andre Luiz Ferrari**

*bserranos@yahoo.com, **Universidade Federal Fluminense, Laboratorio de Geologia Marinha (Lagemar), andre@igeo.uff.br

(Recibido Mayo 15 de 2007 y aceptado Septiembre 28 de 2007)

Resumen:

El área de estudio se localiza en la ciudad de Niterói (cerca de Río de Janeiro), región compuesta principalmente por rocas precámbricas (~560M.a.). La evolución geomorfológica de esta área se caracteriza por la existencia de por lo menos dos eventos tectónicos principales, los cuales han sido estudiados a partir de análisis morfométrico y de fracturas. Los datos indican la existencia de un régimen inicial de esfuerzos normales con componente lateral sinestral durante el Cretáceo Inferior, seguido de un régimen de esfuerzos lateral sinestral durante el Paleógeno. Finalmente, se infiere la existencia de un régimen de esfuerzos lateral dextral más joven que puede corresponder a un evento tectónico del Pleistoceno reportado en otras áreas. Se sugiere que este tipo de metodología puede aplicarse también en áreas similares en Colombia, específicamente donde aflora basamento ígneo y metamórfico.

Palabras clave: Morfometría, Análisis de fracturas, Morfotectónica, Graben de Guanabara.

Abstract:

The area of study is located near Rio de Janeiro city at Niterói, a region mainly composed by precambrian rocks (~560M.a.). The geomorphologic evolution of this area is characterized by the existence of at least two main tectonic events, which has been studied from morphometric and fracture analysis. The data indicate the existence of an initially normal left-lateral stress regime during Lower Cretaceous, followed by a left-lateral stress regime during Paleogene. Finally it is inferred the existence of a younger right-lateral stress regime that might correspond to a Pleistocene tectonic event reported in other areas. It is suggested that this methodology can also be applied to similar areas in Colombia, specifically where there are outcrops of igneous or metamorphic basement.

Key words: Morphometry, Fracture Analysis, Morphotectonic, Guanabara Graben.

1. INTRODUCCIÓN

Niterói es un municipio que tiene 140 mil habitantes y un área de 130 km² perteneciente al área metropolitana de Río de Janeiro (ver figura 1). Fisiográficamente se caracteriza por la presencia de un macizo costero cuya altitud promedio es de 300 m.s.n.m. y algunas planicies aluviales y costeras que lo bordean, dentro de las cuales se destaca la presencia de las lagunas de Piratininga e Itaipu. Esta morfología se presenta en claro contraste con la que se observa al occidente de la ciudad de Río de Janeiro, en donde el mismo macizo litoráneo alcanza alturas del orden de los 1000 m.s.n.m. Así mismo es posible observar hacia el norte la llamada “Sierra do Mar” o Sierra del Mar; una imponente sierra con alturas del orden de los 2000 m.s.n.m. separada de los macizos litoráneos por un extenso valle de dirección ESE-WNW.

Este relieve está relacionado con un levantamiento por fallamiento, producido como consecuencia de un evento de reactivación tectónica distensiva ocurrido durante el Paleoceno (Almeida, 1976; Melo et al., 1985; Ferrari, 2001). Este evento

dió como resultado la formación de una serie de cuencas sedimentarias interpretadas como grábenes, más o menos alineadas en dirección ENE aproximadamente a 1000 Km., entre los estados de Paraná, Sao Paulo y Río de Janeiro. Estos grábenes fueron inicialmente denominados “Sistemas de Rifts de la Sierra del Mar” por Almeida (1976) y posteriormente como “Rift Continental del Sureste de Brasil (RCSB)” por Riccomini (1989). En el área de estudio, el correspondiente graben recibe el nombre de Graben de Guanabara, siendo los macizos litoráneos del área de Niterói, parte de su límite meridional.

Ya en 1944 Ruellan, indico la importancia de los fallamientos en la evolución del relieve de esta región y destacó que la Sierra del Mar y los macizos litoráneos eran bloques fallados y basculados para el norte de Río de Janeiro. Posteriormente Lamego (1945; 1964) acepta la importancia de la tectónica de bloques para el relieve de Niterói pero considera que el factor modelador más importante del relieve de la ciudad de Rio de Janeiro es la erosión diferencial actuante sobre los plegamientos de las rocas precámbricas.

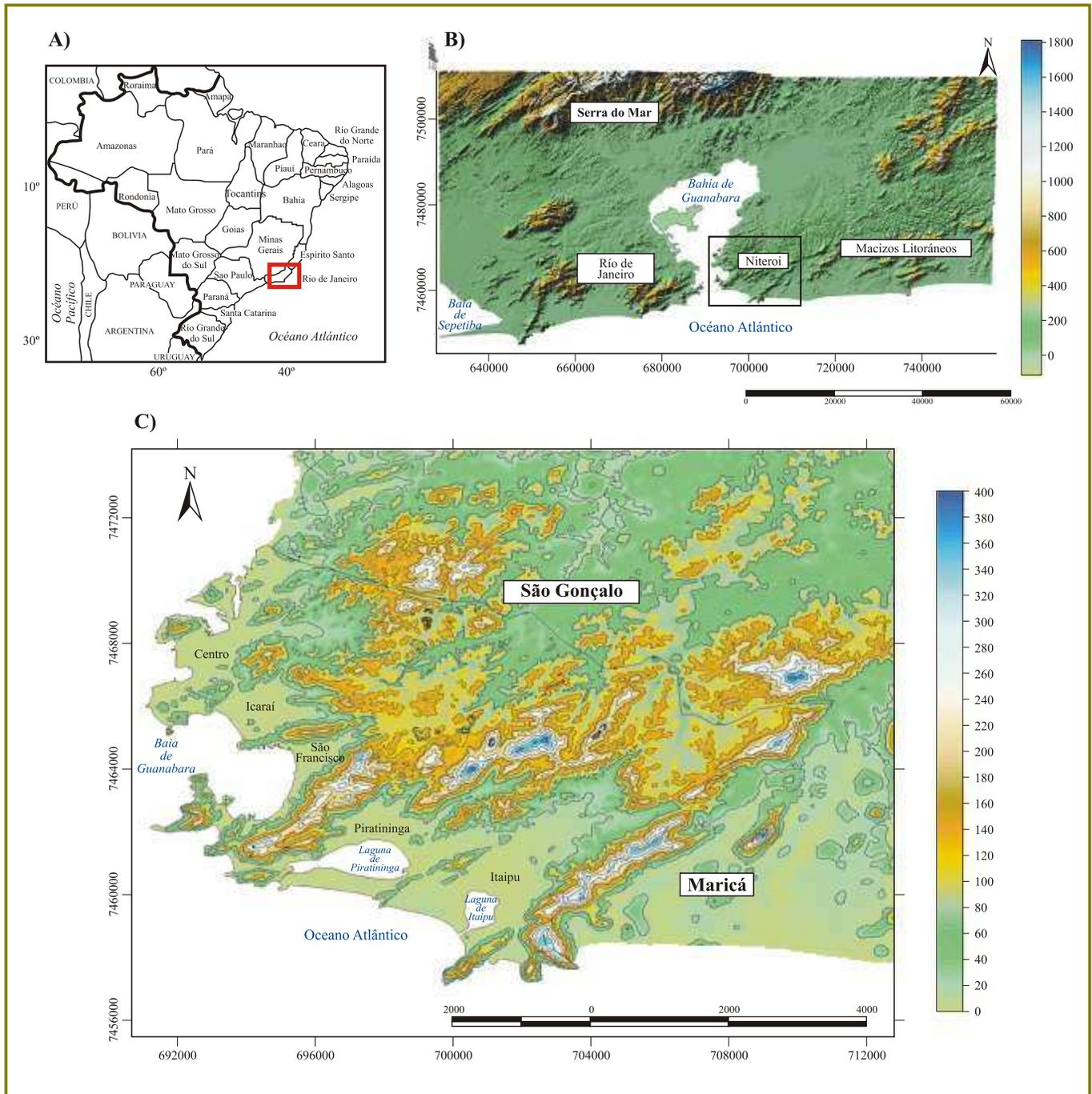


Figura 1. Localización del área de estudio. El mapa inferior (C) muestra el municipio de Niteroi (B) en la región sureste de Brasil, estado de Río de Janeiro (A). Serrano-Suárez (2005).

El objetivo de este estudio es proponer un modelo de la evolución morfotectónica y establecer, en términos cualitativos, los factores más importantes en el modelamiento del relieve en el área de estudio. Las aplicaciones de este estudio se enfocan principalmente hacia los planes de manejo ambiental, de uso y de ocupación del espacio.

2. ASPECTOS GEOLÓGICOS Y GEOMORFOLÓGICOS DEL ÁREA DE ESTUDIO

El macizo litoráneo de Niterói está compuesto principalmente por rocas precámbricas pertenecientes al denominado Cinturón Ribeira (Trouw et al., 2000; Heilbron et al., 2004). Este cinturón se extiende por 1400 km aproximadamente, siguiendo

una dirección NE-SW a lo largo de la costa sureste de Brasil y es el resultado de la amalgamación de una serie de cinturones, durante la formación del supercontinente Gondwana (Brito Neves, 2004), en lo que se conoce como el evento Brasiliano - Panafricano, como se observa en las edades radiométricas U-Pb SHRIMP en rocas del cerro Pan de Azúcar en la ciudad de Rio, que son del mismo tipo de las encontradas en Niterói, mostrando edades de 559 ± 4 M.a. (Silva & Silva, 2001), es decir, del Neoproterozoico.

El Cinturón Ribeira está constituido por rocas metamórficas cuyo grado de metamorfismo se incrementa a lo largo de su rumbo, de bajo a medio al sureste hasta facies granulita hacia el centro y noreste. El Cinturón Ribeira está constituido también por abundantes intrusiones graníticas y zonas de cizallamiento sub-verticales dextrales (Trouw et al., 2000; Heilbron et al.,

2004). Una de estas zonas de cizallamiento se localiza en el área de estudio y se define como la Zona de Cizallamiento Dúctil de Niterói, e incluye una serie de rocas miloníticas que se extienden por casi 10 km siguiendo un rumbo de N70E (Hippertt, 1990). Estas rocas han sido divididas en cinco unidades litoestratigráficas (Penha et al, 2004) (ver figura 2): Ilha da Conceição, Ingá, Morro da Penha, Gnaiss Facoidal y Granito Itacoatiara. La Unidad Ilha da Conceição, comprende un gneiss de grano medio a fino, de coloración gris a gris oscuro, con cristales alargados, centimétricos de feldespato potásico con orientación milonítica y foliación gneissica bien marcada.

La Unidad Ingá es la única en el área formada por rocas parametamórficas y comprende un gneiss biotítico con niveles de cuarzo y granate. Está completamente alterada y su contacto con la Unidad Gnaiss Facoidal es fallado.

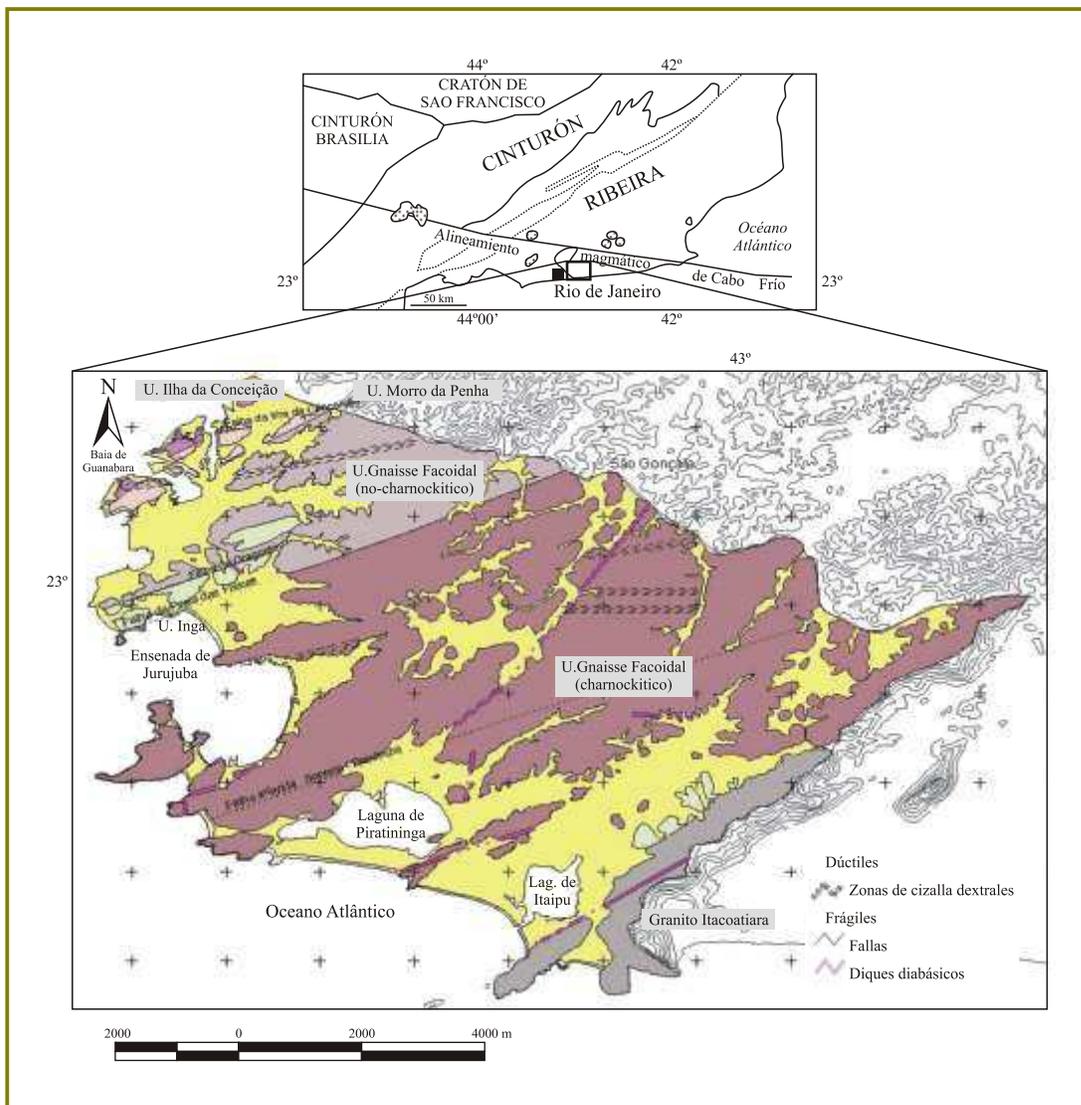


Figura 2. Localización del área de estudio. En la parte superior se muestra al Cinturón Ribeira y en achurado las intrusiones alcalinas que forman el alineamiento magmático de Cabo Frio. El mapa inferior muestra al municipio de Niterói (Mapa elaborado por Penha, Ferrari, Ludka y Serrano en Serrano-Suárez, 2005).

La Unidad Morro da Penha es un gneiss granítico con cristales de feldespato centimétricos y ovoides, algunas veces orientados por deformación milonítica o flujo magmático.

La Unidad Gnaiss Facoidal es la más importante del área de estudio, ya que constituye casi el 80% del área. Comprende dos variedades: una charnockítica y otra no charnockítica (El charnokito es un granito en el cual está presente una variedad de ortopiroxeno denominado hipersteno. En la zona de estudio la variedad charnockítica presenta hipersteno en tanto que la otra no), ambas con textura milonítica y cristales de feldespato de centimétricos a decimétricos, altamente deformados.

Finalmente, la Unidad Granito Itacoatiara se compone de un granito porfírico con flujo magmático y cristales de feldespato decimétricos, euedrales e inmersos en una matriz cuarzobiotítica.

Los contactos entre las unidades mencionadas se suponen gradacionales a excepción del contacto fallado observado entre las Unidades Gnaiss Facoidal e Ingá.

Estudiando estas rocas precámbricas, se encuentran diques diabásicos con orientación preferencial NE-SE. Según Ferrari (2001), en el Graben de Guanabara los diques diabásicos se concentran principalmente en el borde sur, en los macizos litoráneos, donde ocurren en enjambres de dirección NE, separados uno de otro por cerca de 15 km, en promedio, y con anchos que varían de pocos metros hasta inclusive decenas de metros. Existen también diques subordinados de dirección ENE y algunos de dirección NW, E-W, y N-S. Estos diques diabásicos son la expresión magmática continental de la separación del protocontinente suramericano del protocontinente africano en lo que se denomina evento Sur-Atlántico (Schobbenhaus et al., 1984).

Este evento, durante una primera fase (Pérmico-Triásico) se caracterizó por un magmatismo básico toleítico restringido a la región amazónica.

Una segunda fase (Jurásico-Cretácico), muestra el proceso de Rift propiamente dicho, y se manifiesta de forma generalizada en Brasil. Este magmatismo de carácter básico y alcalino alcanzó su clímax en el Cretáceo Inferior.

Finalmente se encuentra la ocurrencia de una tercera fase, del Neocretácico al Eoceno, de carácter predominantemente alcalino y básico/alcalino (Renne et al., 1992; Renne et al., 1996; Mizusaki et al., 2004). Esta tercera fase de magmatismo coincide con la formación de cuencas tafrogénicas intracontinentales que conforman el RCSB (Riccomini, 1989).

En el Gráben de Guanabara el magmatismo alcalino se manifiesta por la ocurrencia de macizos alcalinos compuestos por sienitas, nefelina sienitas y sus equivalentes hipoabisales. Estos cuerpos se encuentran alineados en dirección WNW-ESE, constituyendo el denominado Alineamiento Magma de Cabo Frio. El magmatismo alcalino también está representado por diques de lamprófiras, fonolitas y traquitas, datadas del Cretáceo Superior al Eoceno Inferior (80-52 Ma)

(Ferrari & Riccomini, 2001). Este magmatismo alcalino se manifestó desde el Neocomiano hasta el Eo-Cretácico (Melo et al., 1985).

El cuadro de la figura 3, muestra los principales eventos Mesozoicos y Cenozoicos referidos.

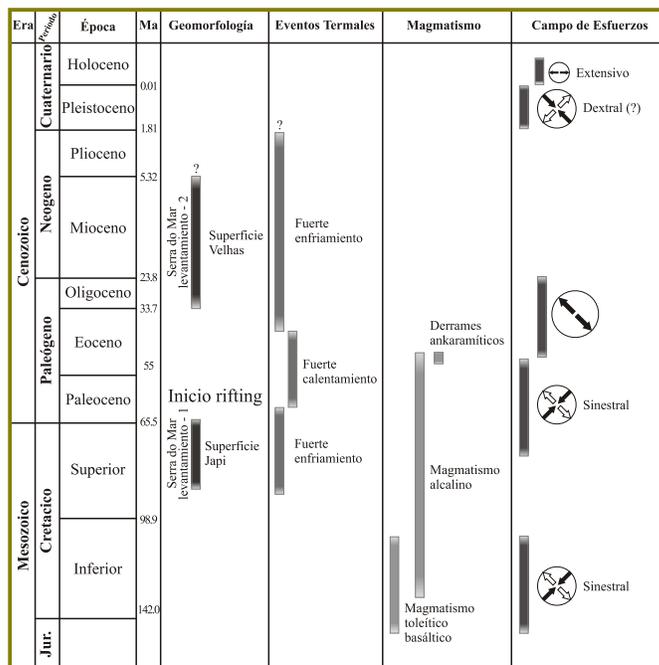


Figura 3. Principales eventos Mesozoicos – Cenozoicos para el área de estudio. Según información de Melo et al., (1985); Riccomini (1992); Almeida et al., (1998); Ferrari (2001); Ferrari et al., (2001); Ribeiro et al. (2003); Tello et al., 2003; Hackspacher et al. (2003); Mizusaki et al., (2004).

3. METODOLOGÍA

El análisis morfotectónico de Niterói se llevó a cabo a partir de dos clases de estudios: morfométrico del relieve y de fracturas.

El análisis de fracturas se realizó en paralelo con labores de cartografía geológica a escala 1:20.000. Parte de esta cartografía se hizo durante la ejecución de un proyecto de evaluación de la susceptibilidad de movimientos de remoción en masa para el occidente de Niterói (Penha et al., 2004) y la parte restante del mapa se realizó como parte de una tesis de maestría (Serrano-Suárez, 2005). El análisis de fracturas consistió en la identificación de familias de fracturas, medición de su orientación (rumbo y buzamiento) y de su relleno (ver figura 4). Se distinguió entre diaclasas y microfallas, según la presencia de fibras de minerales. El tratamiento de los datos se hizo usando el programa StereoWin (Allmendinger, 2003) y el programa Tensor (Delvaux, 1999) para la interpretación de las direcciones de esfuerzos. Se tuvieron en cuenta los criterios de Angelier (1994); Bergeat et al. (1992); Dune & Hancock (1994); Hancock (1985); Hatcher (1990); Price & Cosgrove (1990) y Ramsay & Huber (1987).

El análisis morfotectónico se realizó con base en cartografía a escala 1:10.000 (EMUSA, 2000). A partir de esta base topográfica fue generado un Modelo Digital de Terreno (MDT) con ayuda del programa Surfer (GoldenSoftware, 2002), utilizando el método de interpolación de mínima curvatura, con el cual se generó una grilla de 4000x4000 pixels, siendo cada píxel equivalente a 5m².

El método de interpolación de mínima curvatura es análogo a sobreponer una sábana fina y elástica en una superficie con pines de diferentes alturas. El método produce una grilla aplicando repetidamente una ecuación sobre ella hasta suavizarla tanto cuanto sea posible. Cada paso es considerado como una interacción. Los valores de la grilla no son recalculados hasta que los cambios en los valores sean menores que el valor máximo residual, o un máximo número de interacciones impuestas por el intérprete haya sido alcanzado. Este método genera la superficie más suave posible en cuanto intenta seguir fielmente los datos originales. El único problema se presenta en áreas con poca densidad de datos (generalmente áreas topográficamente bajas), en donde se crean artificios. Este problema puede solucionarse creando grillas de menor densidad para estas áreas o adicionando valores de altitud por interpolación manual.

A partir del MDT se elaboró un mapa de lineamientos y un mapa de pendientes. Los lineamientos se interpretaron sobre mapas de sombras en tres composiciones de luz diferentes para evitar sesgos debidos a la orientación de la luz. El análisis

morfométrico realizado toma en cuenta los criterios señalados por Burbank & Anderson (2001); Eyles et al. (1997); Gelabert et al. (2005) y Hooper et al. (2003).

4. ANÁLISIS DE FRACTURAS

Las familias de fracturas identificadas en diferentes estaciones en Niterói se muestran en el mapa de la figura 4 y en la tabla 1 en la cual se describen sus principales características.

A partir de los puntos observados se pueden hacer las siguientes consideraciones: Las fracturas con orientaciones para NW (F2) y ENE (F4) son las más frecuentes en el área de estudio (ver figura 5), siendo menos representativas las fracturas orientadas para NNE (F1), NE (F3) y N-S (F5). Los lineamientos interpretados sugieren también la predominancia de fracturas para ENE y secundariamente para NE, siendo muy escasos los lineamientos encontrados en las demás orientaciones de las fracturas (ver figura 6).

Se destaca la presencia de algunas estructuras, tales como los diques y brechas tectónicas silicificadas, que por su carácter constituyen indicadores cinemáticos importantes para la interpretación de la dirección de los campos de esfuerzos actuantes en la zona. Además se tienen indicios de las edades de estas estructuras por lo que es posible inferir la cronología de los campos de esfuerzos que representan: para los diques diabásicos, por ejemplo, las dataciones radiométricas indican una edad cretácea inferior para los diques del Estado de Rio de

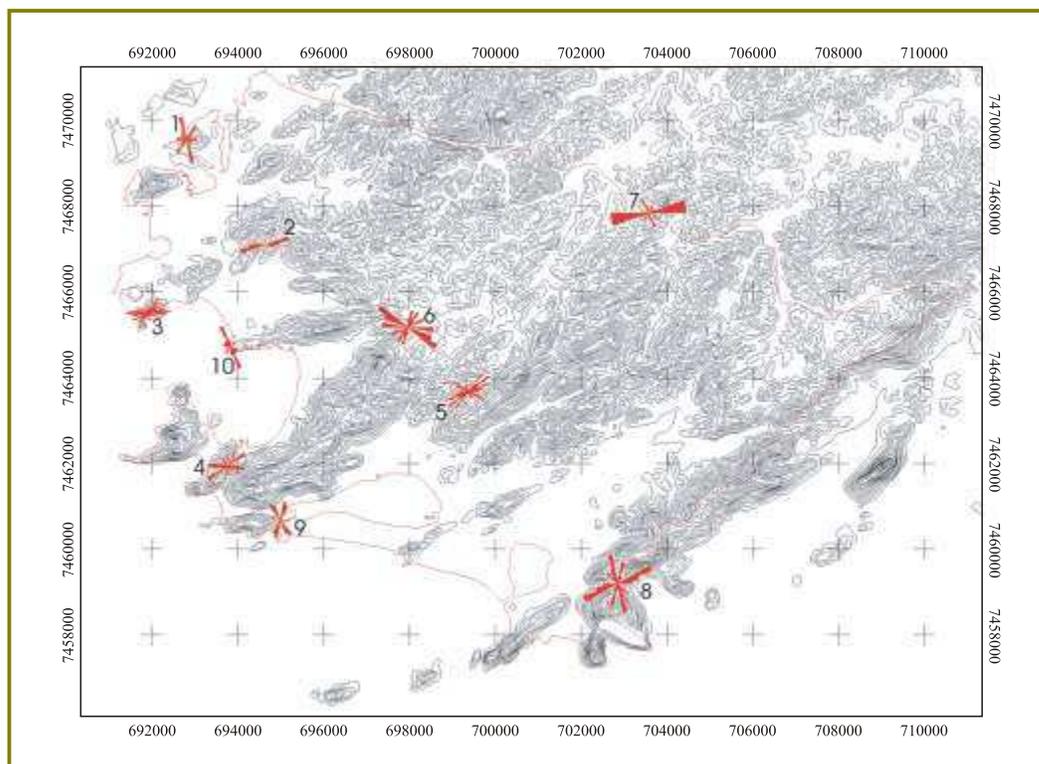


Figura 4. Mapa de diagramas rosa de las estaciones donde se hizo el análisis de fracturas. Serrano-Suárez (2005)

Tabla 1. Características de las principales familias de fracturas identificadas en Niterói.

| Diaclasas paralelas y subparalelas a la foliación | |
|---|--|
| ENE-WSW (F. 4) | Orientación: N70E a N85W. Ángulos de buzamiento entre 70° - 90°. Espaciamiento: 50 cm - 1m Se encuentran algunas microfallas con esta orientación. |
| NE-SW (F. 1 e 3) | Orientación: N40E con ángulos de buzamiento verticales. Subfamilia con orientación entre N30-60E con ángulos de buzamiento entre 50 - 70°. Espaciamiento: 50 cm - 1m Se encuentran algunas microfallas con esta orientación, además de diques diabásicos y brechas tectónicas silicificadas. |
| Diaclasas con orientación diferente | |
| NW-SE (F. 2) | Orientación: Generalmente entre N30-50W con altos ángulos de buzamiento. Espaciamiento: 50 cm - 1m Se encuentran algunas brechas tectónicas silicificadas con esta orientación. |
| N-S (F. 5) | Orientación: N28W/74NE; N03E/79E Espaciamiento: 1m Se encuentran algunos diques diabásicos, de poco espesor, con esta dirección. |

Janeiro (Pimentel-Misusaki et al., 1998). En cuanto a las brechas tectónicas silicificadas, se tiene para el Gráben de Guanabara una única datación que indicó una edad de 50.7±1.2 Ma (Riccomini, 1992), situando en el Eoceno la ocurrencia de estas estructuras que se encuentran asociadas a la ocurrencia de magmatismo alcalino en la zona (Ferrari, 2001).

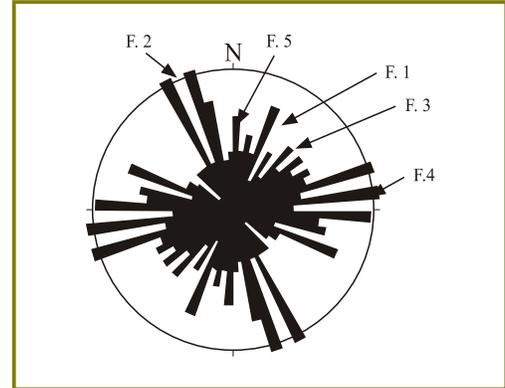


Figura 5. Diagrama rosa general de todas las fracturas medidas en la zona. Número de datos: 217. F: Familia.

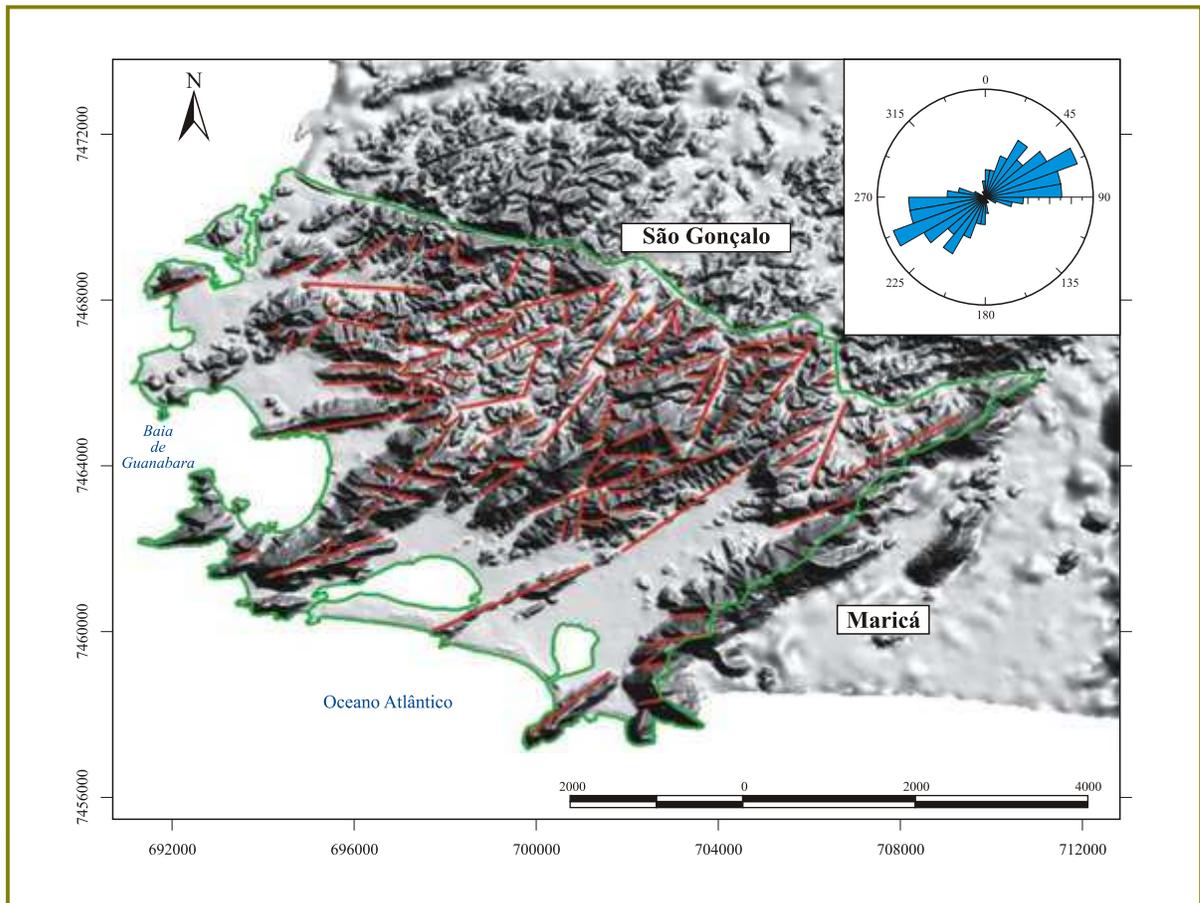


Figura 6. Mapa de lineamientos interpretados sobre MDT con efecto de sombras para Niterói. En la parte superior derecha se muestra el diagrama rosa para estos lineamientos.

La inversión de los planos de diques diabásicos (ver figura 7) indica la existencia de un campo de esfuerzos distensivo con extensión para NNW para el Cretáceo Inferior y la inversión de los planos de brechas silicificadas también indican la existencia de un campo de esfuerzos distensivo, pero con una componente direccional sinistral para el Eoceno.

Las fracturas encontradas no fueron utilizadas para la inversión de los campos de esfuerzos ya que se consideró que los diques diabásicos y las brechas tectónicas silicificadas son los indicadores más confiables para ello. Sin embargo, según los campos de esfuerzos indicados por las estructuras mencionadas es posible asociar algunas de las familias identificadas al campo de esfuerzos distensivo sinistral interpretado para el Eoceno, siguiendo el modelo Riedel (ver figura 8).

La importancia de estas estructuras tan recientes se evidencia también en la presencia de estructuras mayores. Hippertt (1990) definió el conjunto de rocas precámbricas de Niterói como la Zona de Cizallamiento Dúctil de Niterói (ZCDN), la cual está compuesta por una faja de rocas miloníticas precámbricas con más de 10 km de ancho, dispuesta en la dirección N70E. Hippertt (op. cit) definió en esta zona de cizallamiento siete zonas principales de fallamiento dúctil-frágil, a saber: la de Gragoatá, la de la Praia das Flexas, la de Cavalão, la de Santo Inácio, la de Sapezal - Pendotiba, la de Piratininga y la de Itaipu (ver figura 9). En este estudio, se encontraron indicios de reactivación frágil de estas zonas precámbricas de fallamiento frágil-dúctil, como la falla de la Figura 10 y numerosas microfallas. Estas zonas se correlacionan con algunos lineamientos más pronunciados de dirección ENE y creemos que pueden corresponder a estructuras tipo "Y" del modelo de Riedel, que serían por tanto del Eoceno y que habrían reactivado discontinuidades ya existentes como las fallas dúctiles - rúptiles del precámbrico.

5. COMPARTIMENTACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE NITERÓI

En Niterói, 20% del área corresponde a zonas con menos de 50 m de altitud. Del 80% restante, 2% corresponde a colinas con más de 300 m de altitud, 28% a colinas entre los 100 y 300 m de altitud y 70% a colinas entre los 50 y 100 m de altitud (ver tabla 2). En cuanto a las pendientes, se tiene que 66% del área de estudio corresponde a zonas con pendientes entre 0 y 20° de inclinación (ver tabla 3). Estas zonas corresponden no solamente a áreas de planicies sino también a superficies aplanadas en el tope de los morros. Otro 30% del área de estudio corresponde a áreas en los morros con pendientes entre los 20 y 40° de inclinación y un 4% restante corresponde a pendientes con más de 40° de inclinación.

Esta distribución de altitudes y pendientes permite definir cuatro dominios geomorfológicos para Niterói: Dominio I: llanuras aluviales y costeras; Dominio II: cadenas montañosas; Dominio III: Colinas y Dominio IV: Colinas disecadas (ver figura 11). Estos dominios están siempre limitados por la intersección de lineamientos de dirección NE-SW y NW-SE, sugiriendo un fuerte control tectónico.

6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Para determinar la importancia relativa entre la litología y las estructuras en la configuración geomorfológica de Niterói resulta útil comparar el mapa geológico con el de dominios geomorfológicos (ver figura 12). Se observa que la mayoría del área de estudio está dominada por casi la misma litología, el augen neiss feldespático de la Unidad Gnaiss Facoidal. Por lo tanto no se encuentra una correlación entre las diferencias

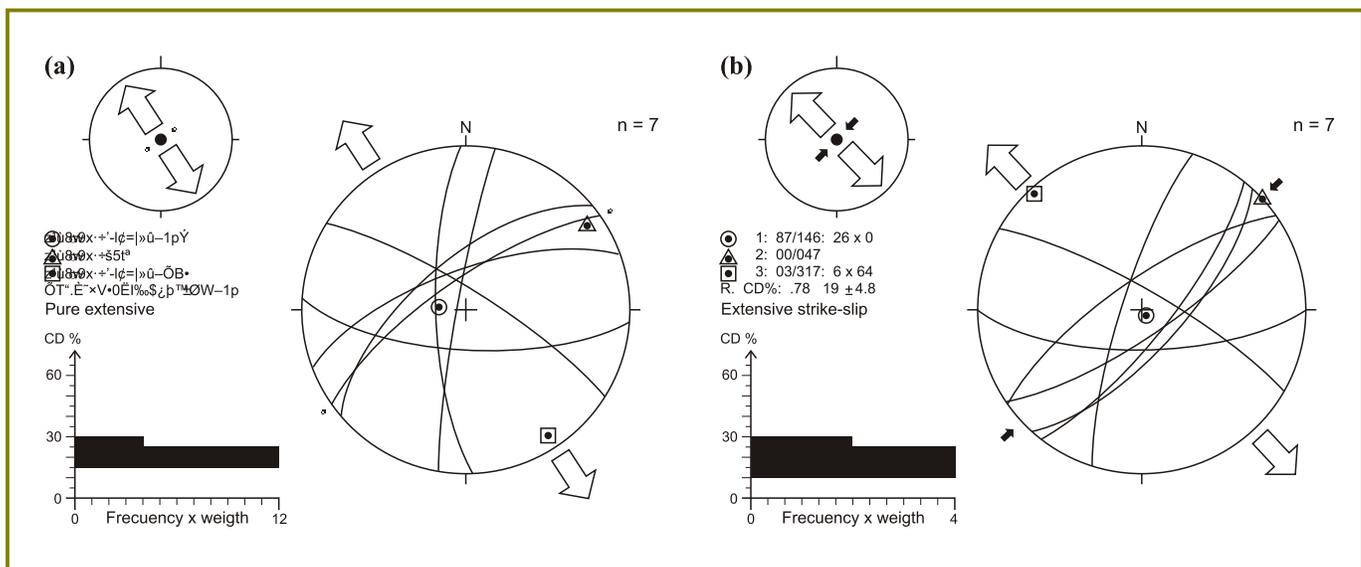


Figura 7. a) Inversión de planos de diques diabásicos. Régimen distensivo con extensión para NNW-NNE. b) Inversión de planos de brechas tectónicas silicificadas. Régimen distensivo con componente lateral sinistral con extensión hacia NW-SE.

geomorfológicas observadas y los diferentes tipos de litologías encontrados, a excepción de las zonas en donde afloran las rocas de la Unidad Ingá lugar en el cual siempre se encuentran áreas altamente erosionadas.

Considerando la parte estructural, se tienen en la zona de estudio dos tipos principales de estructuras: dúctiles y frágiles,

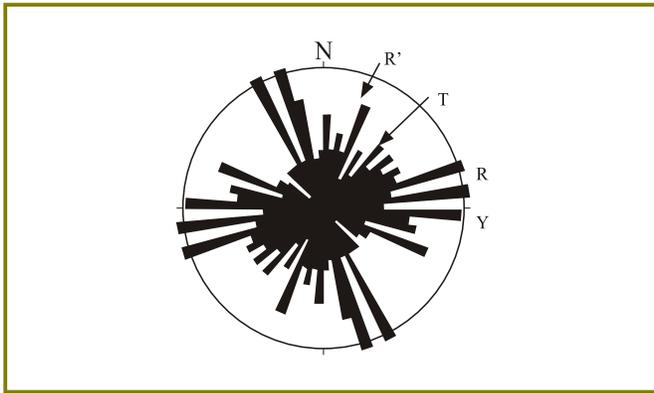


Figura 8. a) Inversión de planos de diques diabásicos. Régimen distensivo con extensión para NNW-NNE. b) Inversión de planos de brechas tectónicas silicificadas. Régimen distensivo con componente lateral sinistral con extensión hacia NW-SE.

siendo las primeras precámbricas y las segundas, estructuras con edades probables entre el Cretáceo Inferior y el Holoceno. La foliación es la estructura dúctil más importante de la zona, en tanto que entre las estructuras frágiles se cuentan diques diabásicos, brechas tectónicas silicificadas, microfallas y diaclasas. Secundariamente se tienen estructuras dúctiles-frágiles, como las zonas de cizallamiento, también de edad precámbrica.

En la ciudad de Río de Janeiro el papel de la foliación en la configuración geomorfológico, ha sido suficientemente sustentado por Lamego (1964), quien correlacionó diferencias en orientación y ángulos de buzamiento con la forma de los morros observados. Sin embargo, a pesar de la cercanía entre la ciudad de Río y Niterói, se observa que la influencia de la foliación no es relevante en el caso de Niterói, pues ésta es prácticamente homogénea (N70E/80-90); en tanto que las formas del paisaje no. Razón por la cual se considera que la foliación no es un factor tan relevante en la formación del relieve de Niterói.

Por tanto, se puede tener en cuenta la importancia relativa de las otras estructuras. Los diques diabásicos y el fracturamiento asociado a estos, por ejemplo, se orientan principalmente para N45E y es claro que los principales valles aluviales de la zona poseen también esta orientación. Por ende es más prepon-

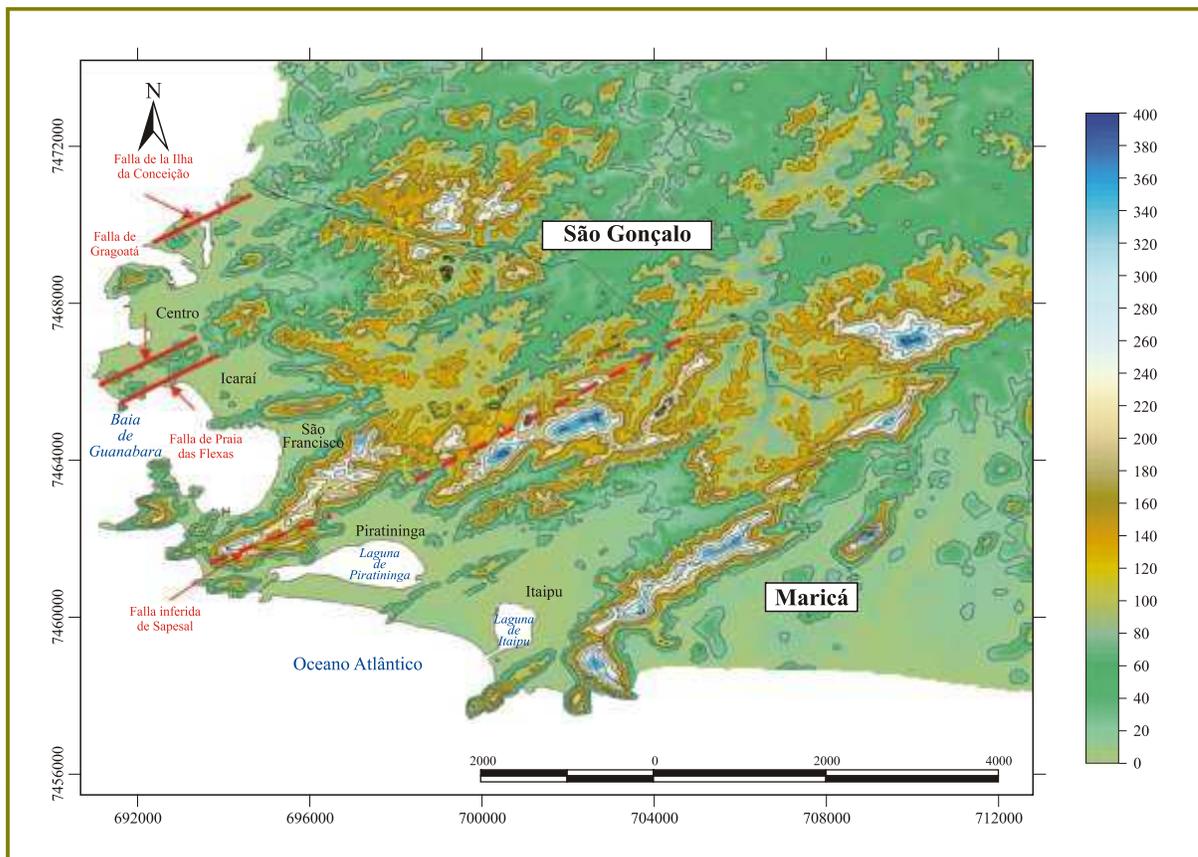


Figura 9. Mapa de fallas identificadas para Niterói. Estas corresponderían a estructuras reactivadas de zonas de fallamiento precámbricas.

derante la configuración del relieve que la foliación. De hecho en todo el Graben de Guanabara se observa este tipo de control estructural (Ruellan, 1944; Ferrari, 2001).

Considérese, posteriormente, el papel de las brechas tectónicas silicificadas y algunas fallas estriadas con microfibras de calcita que pueden estar asociadas a estas brechas (Ferrari, 2001). Estas estructuras se correlacionan con lineamientos de dirección ENE y podría pensarse que aprovechan las



Figura 10. Afloramiento en donde se muestra el contacto fallado entre las Unidades Gnaiss Facoidal (parte inferior) e Ingá (parte superior). El pliegue puede ser un indicio del fallamiento frágil dúctil precámbrico pero la presencia de abundantes microfallas en esta zona y en otras localidades permite inferir la reactivación cenozoica de las estructuras precámbricas.

Tabla 2. Estadísticas para valores de altitud en Niterói

| | |
|-------------------------------|---------|
| Altura máxima | 412 m |
| 1 ^{er} cuartil (25%) | 55 m |
| 2 ^o cuartil (50%) | 100 m |
| 3 ^{er} cuartil (75%) | 145 m |
| Promedio | 108,8 m |
| Desviación estándar | 69,65 |

Tabla 3. Estadísticas para las pendientes en Niterói

| | |
|-------------------------------|-----|
| Pendiente máxima | 88° |
| 1 ^{er} cuartil (25%) | 2° |
| 2 ^o cuartil (50%) | 14° |
| 3 ^{er} cuartil (75%) | 25° |
| Promedio | 15° |
| Desviación estándar | 13° |

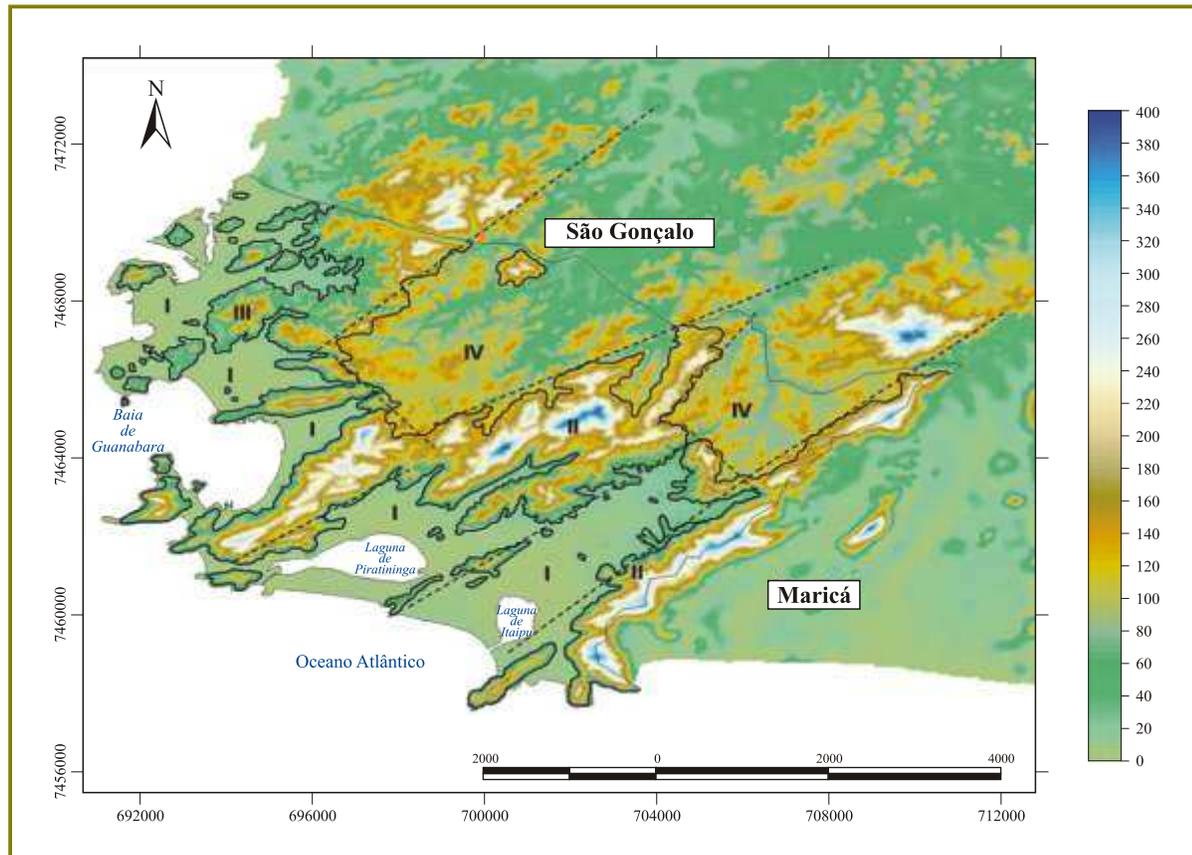


Figura 11. Dominios geomorfológicos definidos para Niterói: Dominio I: llanuras aluviales y costeras; Dominio II: cadenas montañosas; Dominio III: Colinas y Dominio IV: Colinas disecadas. Las líneas punteadas indican los lineamientos que limitan los dominios geomorfológicos delimitados.

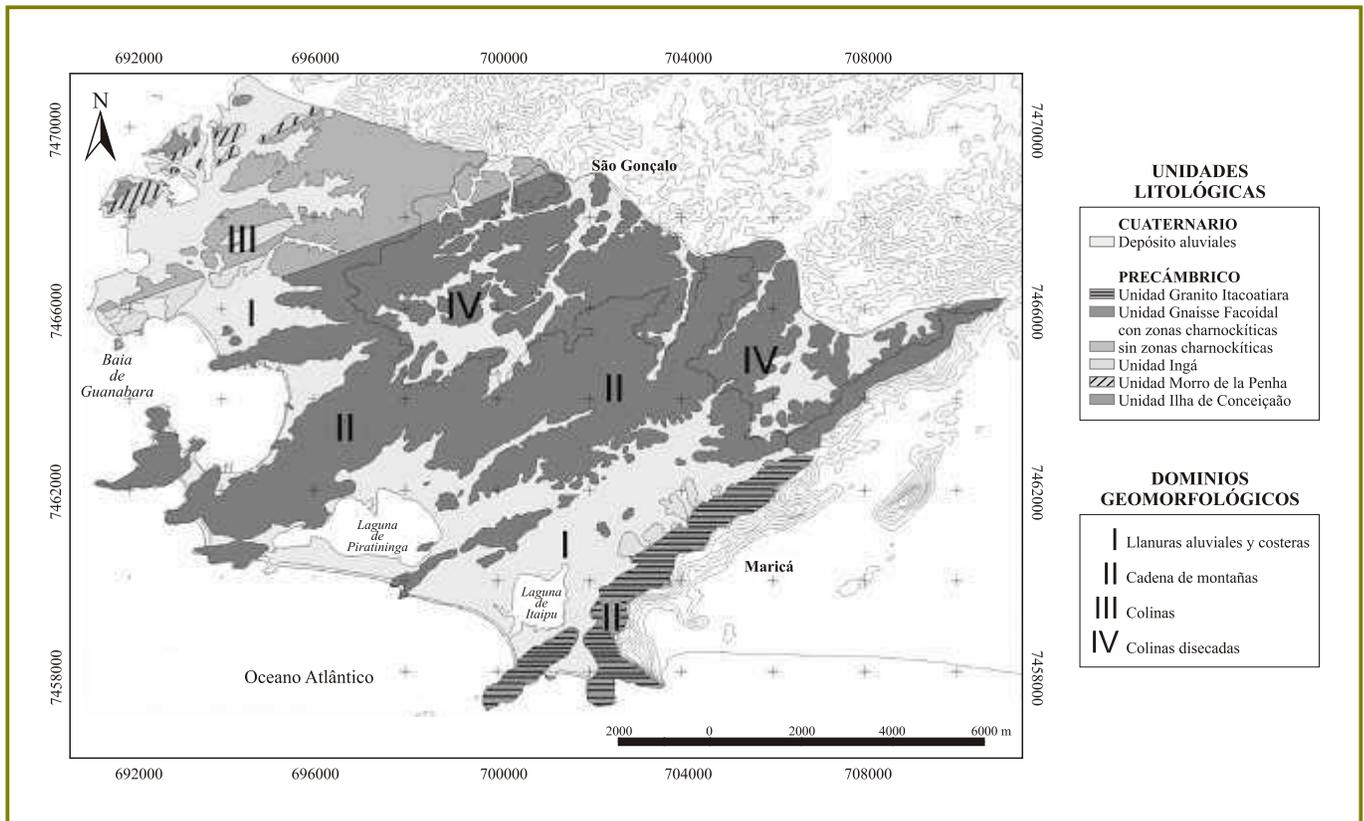


Figura 12. Mapa geológico y de dominios geomorfológicos para Niterói.

discontinuidades ya existentes como la presencia de zonas precámbricas de cizallamiento dúctil. Siendo así, estas estructuras se habrían reactivado como fallas normales pero con importantes componentes de rumbos sinestrales y se correlacionarían con la formación del Gráben de Guanabara en el Paleoceno y serían por tanto las estructuras más importantes en la configuración del relieve de Niterói e incluso de todo el Gráben de Guanabara.

7. CONCLUSIONES

El análisis morfométrico y de fracturas de Niterói permitió la identificación de dos eventos tectónicos principales, que se correlacionan bien con aquellos reportados en la literatura: uno extensivo con componente lateral sinistral que ocurrió durante el Cretáceo Tardío, responsable de la intrusión de diques diabásicos, otro esencialmente de igual carácter (normal con componente sinistral,) ocurrido durante el Paleoceno y responsable del emplazamiento de brechas tectónicas silicificadas y de fallamiento. La expresión geomorfológica del primer evento se refleja en valles aluviales controlados por la orientación de los diques diabásicos. La expresión geomorfológica del segundo evento, se considera como la más importante en el área y se refleja por fallas de orientación ENE-WSW que habrían causado incluso un basculamiento del terreno hacia el norte durante la formación del Gráben de Guanabara.

8. AGRADECIMIENTOS

Agradecimientos al Instituto de Geociencias LAGEMAR, a la CAPES por la beca otorgada, a los Drs. André Ferrari, Helio Penha, Isabel Ludka y Adalberto da Silva por sus sugerencias y su valiosa ayuda.

9. REFERENCIAS

- Allmendinger, R. (2003). StereoWin.
- Almeida, F. F. M. d. (1976). The System of continental Rift Bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48(Suplemento), pp. 15-26.
- Angelier, J. (1994). Fault Slip Analysis and Palaeostress Reconstruction. *Continental Deformation*. P. L. Hancock. New York, Pergamon Press, pp. 53-100.
- Bergeat, F., Bouroz-Weil, C. Angelier, J. (1992). Palaeostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western U.S.A. *Tectonophysics* (206), pp. 219-243.
- Brito Neves, B. B. d. (2004). A História dos Continentes. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. Ré Carneiro and B. B. d. Brito Neves. São Paulo, Beca, pp. 123-149.
- Burbank, D. W. Anderson, R. (2001). *Tectonic Geomorphology*, Blackwell Science.

- Delvaux, D. (1999). Tensor. Bruxelas, Department of Geology - Mineralogy. Royal Museum for Central Africa.
- Dune, W. M. Hancock, P. L. (1994). Palaeostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures. Continental Deformation. P. L. Hancock. New York, Pergamon Press, pp. 101-120.
- EMUSA (2000). Planta planialtimétrica do Município de Niterói, 13fls.
- Eyles, N., Arnaud, E., Scheidegger, A. E. Eyles, C. H. (1997). Bedrock jointing and geomorphology in southwestern Ontario, Canada: an example of tectonic predesign. *Geomorphology* 19 (1-2), pp. 17-34.
- Ferrari, A. L. (2001). Evolução Tectônica do Graben da Guanabara. Instituto de Geociências. São Paulo, Universidade de São Paulo, pp. 439.
- Ferrari, A.L., Riccomini, C., (2001), Controle tectônico dos eventos de magmatismo Mesozóico e Cenozóico da área emersa adjacente às Bacias de Campos e Santos, 7o. Simpósio de Geologia do Sudeste: Rio de Janeiro, SBG, pp. 67.
- Gelabert, B., Fornos, J. J., Pardo, J. E., Rossello, V. M. & Segura, F. (2005). Structurally controlled drainage basin development in the south of Menorca (Western Mediterranean, Spain). *Geomorphology* 65 (1-2), pp. 139-155.
- GoldenSoftware, I. (2002). Surfer.
- Hancock, P. L. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7 (3-4), pp. 437-457.
- Hatcher, R. D. J. (1990). Structural Geology. Principles, concepts and problems. New York, Macmillan, pp. 142-160.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A. C., Campos-Neto, M. d. C., Silva, L. C. d. Trow, R. A. J. (2004). Província Mantiqueira. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro and B. B. d. B. Neves. São Paulo, Beca, pp. 203-234.
- Hippert, J. F. M. (1990). Contribuição à geologia e petrologia dos "Augen" - Gnaisses de Niterói, RJ. Instituto de Geociências. São Paulo, Universidade de São Paulo, 202 p.
- Hooper, D. M., Bursik, M. I. & Webb, F. H. (2003). Application of high-resolution, interferometric DEMs to geomorphic studies of fault scarps, Fish Lake Valley, Nevada-California, USA. *Remote Sensing of Environment* 84(2), pp. 255-267.
- Lamego, A. R., (1945), A Geologia de Niterói na Tectônica da Guanabara: Rio de Janeiro, 39 p.
- Lamego, A. R., (1964), O Homem e a Guanabara: Rio de Janeiro, Biblioteca geográfica Brasileira, pp. 408.
- Melo, M. S. d., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida, F. F. M. d. Coimbra, A. M. (1985). Geologia e Evolução do Sistema de Bacias Tafrogências Continentais do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 15(3), pp. 193-201.
- Penha, H. M., Ludka, I., Ferrari, A. L. Serrano-Suárez B. E. (2004). Geologia da área. Projeto avaliação das encostas de Niterói com vistas aos fenômenos de deslizamentos - Setor I (zonas centro, norte e sul). A. L. Ferrai and A. d. Silva (eds). Niterói - RJ, Universidade Federal Fluminense, Secretaria Municipal de Meio Ambiente e Recursos Hídricos, pp. 23-89.
- Pimentel-Mizusaki, A. M., Thomaz-Filho, A. De Cesero, P. (1998). Ages of the Magmatism and the Opening of the South Atlantic Ocean. *Pesquisas* 25(2), pp. 47-57.
- Price, N. J. Cosgrove, J. W. (1990). Minor fractures - their nomenclature and age relationships. *Analysis of Geological Structures*, Cambridge University Press, pp. 42-59.
- Ramsay, J. G. Huber, M. I. (1987). The Techniques of Modern Structural Geology. New York, Academic Press.
- Renne, P. R., Deckart, K., Ernesto, M., Feraud, G. & Piccirillo, E. M. (1996). Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 144(1-2), pp. 199-211.
- Renne, P. R., Ernesto, M., Pacca, I. G., Coe, R. S., Glen, J. M., Prévot M., Perrin M. (1992). The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary. *Science* 258, pp. 975-979.
- Riccomini, C. (1989). O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Instituto de Geociências. São Paulo, Universidade de São Paulo, pp. 256.
- Riccomini, C. (1992). Idade K-Ar do derrame de ankaramito da Bacia de itaboraí, RJ, Brasil: Implicações tectônicas. 37o. Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo.
- Ruellan, F. (1944). A evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geociências* (4), pp. 445-508.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.d.A., Derze, G.R., Asmus, H.E., (1984), Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo depósitos minerais. Esc. 1:2 500 000: Brasília, pp. 501.
- Serrano-Suárez, B.E. (2005). Análise Morfotectônica e morfométrica do Município de Niterói – RJ. Dissertação de mestrado, Universidade Federal Fluminense, Lagamar, Niterói – RJ, Brasil, 130 p.
- Silva, L. C. d. Silva, H. C. d., Eds. (2001). Geologia do Estado do Rio de Janeiro. Brasília, CPRM.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M. Andreis, R. R. (2000). The Central Segment of the Ribeira Belt. Tectonic Evolution of South America. U. G. Cordani, E. J. Milani, A. T. Filho and D. A. Campos. Rio de Janeiro, pp. 287-310.