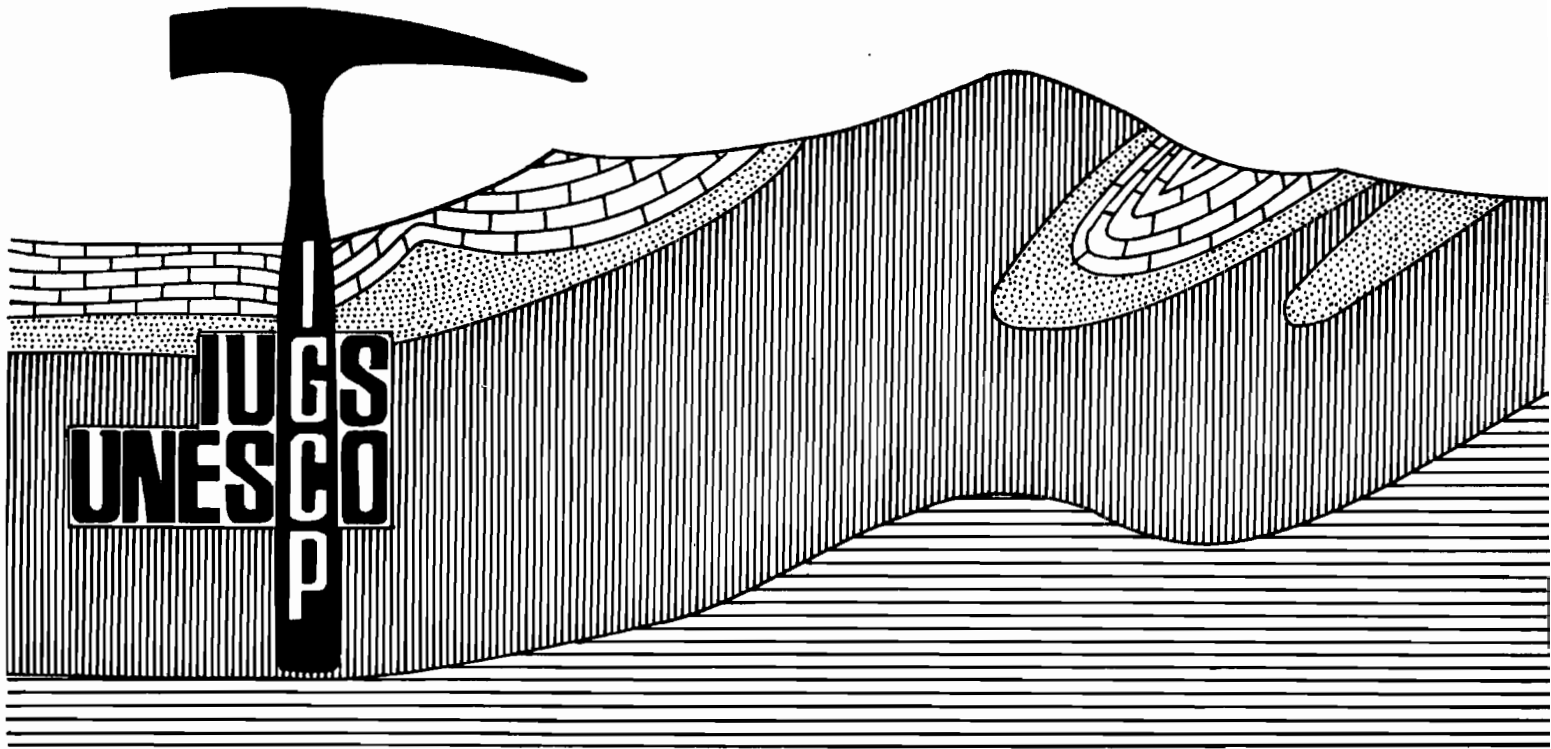


1978 INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL
EVOLUTION IN THE QUATERNARY

SEPTEMBER 11 - 18, 1978



SPECIAL PUBLICATION N.º 1

FORMAÇÕES QUATERNÁRIAS MARINHAS DO LITORAL PAULISTA E SUL FLUMINENSE
QUATERNARY MARINE FORMATIONS OF THE STATE OF SÃO PAULO AND
SOUTHERN RIO DE JANEIRO

The Brazilian National Working Group for the IGCP-Project 61

Instituto de Geociências, USP

Sociedade Brasileira de Geologia - SBG

São Paulo - Brasil

- 1978 -

THE BRAZILIAN NATIONAL WORKING GROUP FOR THE IGCP - PROJECT 61
IN COOPERATION WITH

Holocene Commission of INQUA
Shoreline Commission of INQUA
Neotectonic Commission of INQUA
Quaternary Commission of the Sociedade Brasileira de Geologia
Instituto de Geociências, USP

NATIONAL ORGANIZING COMMITTEE :

Dr. Kenitiro Suguio - Instituto de Geociências, USP
Dr. Louis Martin - ORSTOM (France) - UFBA (Brasil)
Dr. Thomas R. Fairchild - Instituto de Geociências, USP

ÍNDICE

1 - INTRODUÇÃO	1
2 - AGRADECIMENTOS	3
3 - ESQUEMA ESTRUTURAL DA MARGEM CONTINENTAL	4
4 - VARIAÇÕES DO NÍVEL MARINHO DURANTE O QUATERNÁRIO	8
4.1 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA O TRECHO DO LITORAL COMPREENDIDO ENTRE CANANÉIA E IGUAPE	9
4.2 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA A PARTE DO LITORAL COMPREENDIDA ENTRE PRAIA GRANDE (SANTOS) E BERTIOGA	10
4.3 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA A PARTE DO LITORAL COMPREENDIDA ENTRE CARAGUATATUBA E UBATUBA	12
4.4 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA A PARTE DO LITORAL COMPREENDIDA ENTRE PARATI E MAMBUCABA	12
5 - FORMAÇÕES SEDIMENTARES PÓS-PRECAMBRIANAS DA REGIÃO LITORANEA	12
5.1 - PLANÍCIE CANANÉIA-IGUAPE	14
5.1.1 - Características gerais	14
5.1.2 - Formações quaternárias de origem marinha ou lagunar	15
5.1.3 - Mecanismo de formação da planície de Cananéia-Iguape	20
5.1.4 - Esquema de formação da Ilha Comprida	24
5.2 - PLANÍCIES DE ITANHAÉM E SANTOS	26
5.2.1 - Planície costeira de Itanhaém	26
5.2.2 - Planície costeira de Santos	30
5.3 - PARTE DO LITORAL ENTRE BERTIOGA E ILHA DE SÃO SEBASTIÃO	34
5.3.1 - Planície costeira de Bertioiga	36
5.4 - TRECHO DO LITORAL ENTRE BARRA DO UNA E ILHA DE SÃO SEBASTIÃO	38
5.4.1 - Planície tipo Juqueí	39
5.4.2 - Planície tipo Boloçucanga	39
5.5 - LITORAL ENTRE ILHA DE SÃO SEBASTIÃO E SERRA DO PARATI	39
5.5.1 - Planície de Caraguatatuba	41
5.6 - PLANÍCIES LITORÂNEAS DE EXTENSÃO RESTRITA	45
5.6.1 - Planícies de Massaguaçu, Mococa, Tabatinga, Maranduba e Lagoonha	45
5.6.2 - Planícies de Fortaleza, Flamengo, Toninhas, Praia Grande e de Ubatuba	45
5.6.3 - Planície de Praia Vermelha do Norte	45
5.6.4 - Planícies de Itamambuca, Puruba, Ubatumirim e Picinguaba	46
5.6.5 - Região de Baía da Ilha Grande	46
6 - CONCLUSÕES GERAIS	46
BIBLIOGRAFIA CITADA NO TEXTO	49
BIBLIOGRAFIA ADICIONAL	49
ANEXO	52

CONTENTS

1 - INTRODUCTION	1
2 - ACKNOWLEDGEMENTS	3
3 - STRUCTURAL SCHEME FOR THE CONTINENTAL MARGIN	4
4 - SEA-LEVEL FLUCTUATIONS DURING THE QUATERNARY	8
4.1 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN CANANÉIA AND IGUAPE	9
4.2 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN PRAIA GRANDE(SANTOS) AND BERTIOGA	10
4.3 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN CARAGUATATUBA AND UBATUBA	12
4.4 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN PARATI AND MAMBUCABA	12
5 - POST-PRECAMBRIAN SEDIMENTARY DEPOSITS OF THE COASTAL PLAIN	12
5.1 - CANANÉIA-IGUAPE PLAIN	14
5.1.1 - General characteristics	14
5.1.2 - Quaternary formations of marine and lagoonal origin	15
5.1.3 - Mechanism of formation of the Cananéia-Iguape coastal plain	20
5.1.4 - Scheme of formation of Comprida island	24
5.2 - ITANHAÉM AND SANTOS COASTAL PLAINS	26
5.2.1 - Itanhaém coastal plain	26
5.2.2 - Santos coastal plain	30
5.3 - PART OF THE COASTAL REGION BETWEEN BERTIOGA AND SÃO SEBASTIÃO ISLAND	34
5.3.1 - Bertioiga coastal plain	36
5.4 - PART OF THE COASTAL REGION BETWEEN THE UNA OUTLET AND SÃO SEBASTIÃO ISLAND	38
5.4.1 - Juquef-type coastal plain	39
5.4.2 - Boioçucanga-type coastal plain	39
5.5 - COASTAL REGION BETWEEN SÃO SEBASTIÃO ISLAND AND THE PARATI MOUNTAINS	39
5.5.1 - Caraguatatuba coastal plain	41
5.6 - COASTAL PLAINS OF RESTRICTED EXTENSION	45
5.6.1 - Massagueçu, Mococa, Tabatinga, Maranduba and Lagoinha coastal plains	45
5.6.2 - Fortaleza, Flamengo, Toninhas, Praia Grande and Ubatuba coastal plains	45
5.6.3 - Praia Vermelha do Norte coastal plain	45
5.6.4 - Itamambuca, Puruba, Ubatumirim and Picinguaba coastal plains	46
5.6.5 - Ilha Grande bay region	46
6 - GENERAL CONCLUSIONS	46
BIBLIOGRAPHY CITED IN TEXT	49
ADDITIONAL BIBLIOGRAPHY	49
APPENDIX	52

FORMAÇÕES QUATERNÁRIAS MARINHAS DO LITORAL PAULISTA E SUL FLUMINENSE

QUATERNARY MARINE FORMATIONS OF THE STATE OF SÃO PAULO AND SOUTHERN RIO DE JANEIRO

KENITIRO SUGUIO (*)
LOUIS MARTIN (**)

1 - INTRODUÇÃO

A região aqui estudada cobre todo o litoral do Estado de São Paulo e o extremo sul do litoral do Estado do Rio de Janeiro, que perfaz uma extensão de aproximadamente 550 km do litoral brasileiro (Figura 1).

Sob o ponto de vista morfológico esta região pode ser dividida em duas partes apresentando características inteiramente diferentes. Ao norte, o Embasamento Precambriano atinge o mar em quase toda a extensão, excetuando-se pequenas planícies formadas na sua parte externa por depósitos marinhos e na sua parte interna por depósitos continentais. Ao sul, desenvolvem-se grandes planícies essencialmente formadas por depósitos marinhos ou flúvio-lagunares. Essas planícies são separadas entre si por pontões do Embasamento Precambriano em contato com o mar. Admitindo-se esses pontões do Embasamento Precambriano como limites naturais, podemos definir cinco unidades que são do sul para o norte: Unidade de Cananêia-Iguape, Unidade de Itanhaém-Santos, Unidade de Bertioga-Ilha de São Sebastião, Unidade de Ilha de São Sebastião-Serra do Parati e Unidade de Baía da Ilha Grande.

A primeira dessas unidades é praticamente preenchida por sedimentos quaternários. Deslocando-se para norte, constata-se que as outras planícies tornam-se cada vez menos preenchidas. Na última unidade (Baía de Ilha Grande), os depósitos quaternários são muito pouco desenvolvidos. Deste modo, abstraindo-se os depósitos quaternários das planícies do sul, o conjunto do litoral apresenta características morfológicas bastante uniformes. Os morros de rochas precambrianas

1 - INTRODUCTION

The portion of the Brazilian coastline here studied covers the entire extent of the State of São Paulo's coastline as well as the southern portion of the coast of the State of Rio de Janeiro. The length of this region is about 550 km (Fig. 1).

From a morphological viewpoint, we can distinguish two parts, each characterized by different features. In fact, in the north, the crystalline basement reaches the sea almost continuously, except along small plains made up of continental deposits inland and marine sediments seaward. In the south are found very extensive sedimentary plains, mostly representing Quaternary marine and fluvial-lagoonal deposits, separated from each other by narrow headlands of crystalline Precambrian rocks. Taking into consideration the boundaries of the Precambrian basement, we can recognize five morphological units, which are, from south to north: Cananêia-Iguape unit, Itanhaém-Santos unit, Bertioga-São Sebastião island unit, São Sebastião-Parati mountain unit, and Ilha Grande bay unit.

The first of these is completely filled by Quaternary deposits. Northward, these plains are less and less filled, until finally, in the Ilha Grande bay area, only a few Quaternary deposits occur. Thus, with the exception of the Quaternary deposits filling the southernmost coastal plain, the entire coastline is rather uniform in its morphological characteristics. For example, the hills of Precambrian rocks within the southern coastal plains can be easily correlated with the islands along the northern coastline.

(*) Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, Brasil

(**) O.R.S.T.O.M. (Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer), França.

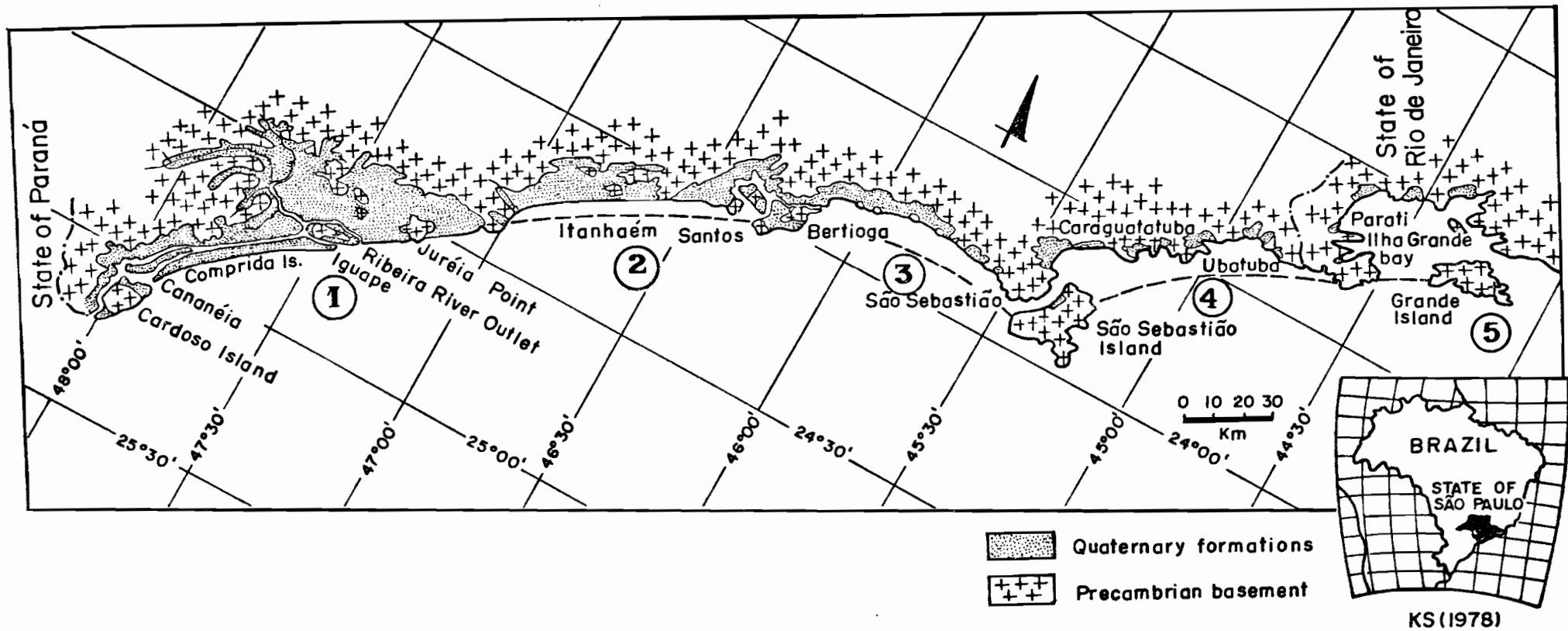


Fig. 1 – Quaternary formations in the coastal plains of States of São Paulo/southern Rio de Janeiro.

que se encontram no meio de sedimentos quaternários ao sul, corresponderiam às ilhas do litoral norte.

A diferença morfológica constatada atualmente entre o norte e o sul pode ser explicada seja por diferenças na dinâmica de sedimentação, seja por influência da tectônica. De fato, pode-se considerar um aporte de sedimentos mais importante ao sul do que ao norte, mas também pode-se admitir um levantamento da metade sul e um rebaixamento da parte norte da zona litorânea. Porém, como a maior parte dos cursos de água dessa região, com exceção do Rio Ribeira de Iguape, começa na Serra do Mar e flui para o interior do continente, a primeira hipótese é pouco real e não parece explicar por si só a diferença morfológica aqui constatada. A segunda hipótese implica em sobrelevação ao sul e rebaixamento ao norte, ou levantamentos ou rebaixamentos diferenciais entre o sul e o norte. Esta diferenciação entre uma província sul e uma província norte é igualmente mostrada pela largura da plataforma continental e em consequência pelo seu declive. Em frente à Serra do Parati (norte) a isóbata de 50 m situa-se a 8 km da costa atual, enquanto que na região de Santos situa-se a 30 km e a 50 km na região de Cananéia (sul). Constata-se, do mesmo modo, que as altitudes máximas encontram-se muito mais próximas da costa ao norte do que ao sul.

É interessante assinalar que a passagem de uma província à outra não é brusca mas progressiva. Isto parece descartar a hipótese de uma diferenciação morfológica por acidentes perpendiculares à linha de costa. Parece ser mais lógico procurar o mecanismo desta diferenciação em um fenômeno de flexura continental diferencial.

2 - AGRADECIMENTOS

Os autores desejam expressar os seus agradecimentos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo auxílio financeiro para os trabalhos de campo (Processo 08-geologia 74/284); ao Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo pela utilização de barcos e outras facilidades da base de Cananéia; ao Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) pela utilização de barcos das bases de Iguape e Itanhaém e ao Doutor Thomas R. Fairchild pela cuidadosa revisão do texto em inglês.

The morphological differentiation that is observable can be explained either by differences in the dynamics of sedimentation or by tectonic influences. In fact, we could postulate that sediment transport could have been more important in the southern part, although it is also possible to imagine that the southern half of the coastline has risen while the northern half has sunk. As majority of the rivers begin in the Serra do Mar (Coastal Ranges) and flows into the interior of the continent, with the exception of the Ribeira de Iguape river, the former hypothesis does not seem likely. If the second hypothesis is true, the coastline would show a tendency for submergence in the north and for emergence in the south. This differentiation between northern and southern provinces is also evident in the width and slope of the continental shelf. In front of the Parati mountain region (north) the 50 m isobath is situated 8 km from the coastline; in the Santos region, it is located at 30 km and in the Cananéia region (south) at 50 km. Similarly, the highest altitudes are found much nearer the strandline in the north than in the south.

It is interesting to note that the transition between the emergent and submergent zones is not abrupt but rather a gradual transition. This seemingly eliminates the possibility of morphological differentiation by tectonic interaction between blocks that are separated by discontinuities normal to the coastline. Thus, it is necessary to look to a differential continental inflection mechanism to explain these differences.

2 - ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to express their thanks to the Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) for financial support for field surveys (Processo 08-geologia 74/284); the Instituto Oceanográfico (Universidade de São Paulo) for the utilization of boats and other facilities at its Cananéia base; the Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) for the utilization of boats from its Iguape and Itanhaém bases and Dr. Thomas R. Fairchild for careful revision of the English text.

3 - ESQUEMA ESTRUTURAL DA MARGEM CONTINENTAL

A margem continental ao longo desta parte do litoral brasileiro é caracterizada por:

a) Presença da bacia sedimentar de Santos que é uma depressão tectônica meso-cenozóica preenchida por depósitos sedimentares e derrames basálticos. No lado do continente a bacia é limitada pela falha de Santos que apresenta um rejeito de 3 000 m na região de Santos e que passa gradualmente rumo sudoeste para uma grande flexura falhada (Figura 2). A espessura máxima de sedimentos acumulados parece ser de cerca de 8 000 m.

b) Existência do planalto atlântico brasileiro sudeste que é uma escarpa de 900 a 2 000 m de altura estendendo-se por cerca de 1 200 km formando a Serra do Mar. Estudos sísmicos mostram que o Embasamento Precambriano estende-se sobre a plataforma continental com uma inclinação em direção à falha de Santos. Aproximando-se da falha verificou-se que o mergulho acentuava-se rapidamente. Em toda esta região ocorrem numerosas ilhas de rochas precambrianas ou de rochas intrusivas alcalinas senonianas. A superfície das rochas cristalinas deve representar provavelmente a superfície de erosão da primitiva Serra do Mar, após a sua origem na margem da falha de Santos até a sua posição atual.

A margem continental brasileira sul atlântica sofreu algumas reativações após a separação da África e da América. Estas reativações foram traduzidas sobre o continente por numerosos eventos, tais como o levantamento da Serra do Mar e a formação das fossas tectônicas de Paraíba do Sul e da Guanabara e a subsidência da bacia de Santos (Figura 3; ALMEIDA, 1975). Parece que esses mecanismos prosseguiram até o Quaternário, como foi verificado por SUGUIO (1969) na bacia de Taubaté, onde falhas cortam inclusive os sedimentos quaternários. Além disso, a sismicidade do sistema tectônico da Serra do Mar, embora fraca, não é negligenciável (FULFARO & PONÇANO, 1976).

Então, durante o Cenozóico, parece ter existido uma zona positiva sobre o continente e uma zona negativa no mar. Deste modo, parece lógico admitir a presença de uma linha de inflexão entre estas duas zonas. Pode-se então considerar mecanismos de flexura continental (BOURCART, 1949), distintos ao norte e ao sul, que poderiam ter originado as diferenças morfológicas observadas. Admitindo-se esta hipótese podem ser reconhecidos vários casos (Figura 4):

3- STRUCTURAL SCHEME FOR THE CONTINENTAL MARGIN

Along this part of the Brazilian coastline, the continental margin is characterized by:

a) The presence of the Santos submarine sedimentary basin, which is a Mesozoic-Cenozoic tectonic depression filled by sedimentary deposits and basaltic flows. This basin is limited landward by the Santos fault zone whose displacement is more than 3,000 m in the north (Santos area) but which passes gradually into a great faulted inflection to the SW (Fig. 2). The maximum thickness of the accumulated sediments seems to be about 8,000 m.

b) The occurrence of the Brazilian Atlantic Plateau (Planalto Atlântico), which ends in an escarpment 900 to 2,000 m high and continues over 1,200 km thus forming the Serra do Mar. Seismic studies have shown that the Precambrian basement continues on the continental shelf and is inclined toward the Santos fault zone. It shows a rapid accentuation of slope toward the Santos fault. The area under consideration has numerous islands of Precambrian rocks and Senonian alkaline intrusives. This crystalline rock surface is supposedly a result of erosional retreat of the ancestral Serra do Mar from its origin at the Santos fault margin westward toward its present position.

The South Atlantic Brazilian continental margin was subjected to reactivation after separation from Africa. This reactivation was reflected on the continent by several events such as the formation of the Paraíba and Guanabara grabens; meanwhile, the Santos basin was continuously subsiding (Fig. 3; ALMEIDA, 1975). It appears that these mechanisms have continued into the Quaternary as sediments of the Paraíba graben are cut by marginal faults (SUGUIO, 1969). Moreover, a low seismic activity of the Serra do Mar tectonic system seems to indicate that it is not entirely inactive (FULFARO and PONÇANO, 1974 and ALMEIDA, 1975: 24).

During the Cenozoic, a positive zone on the continent and a negative area seaward remained active. Consequently, a hypothetical line of inflection is traceable between the two areas. It is possible to visualize a continental inflection mechanism (BOURCART, 1949), which could have given rise to the observed morphological difference. Assuming this hypothesis to be true, we can consider the following possibilities (Fig. 4):

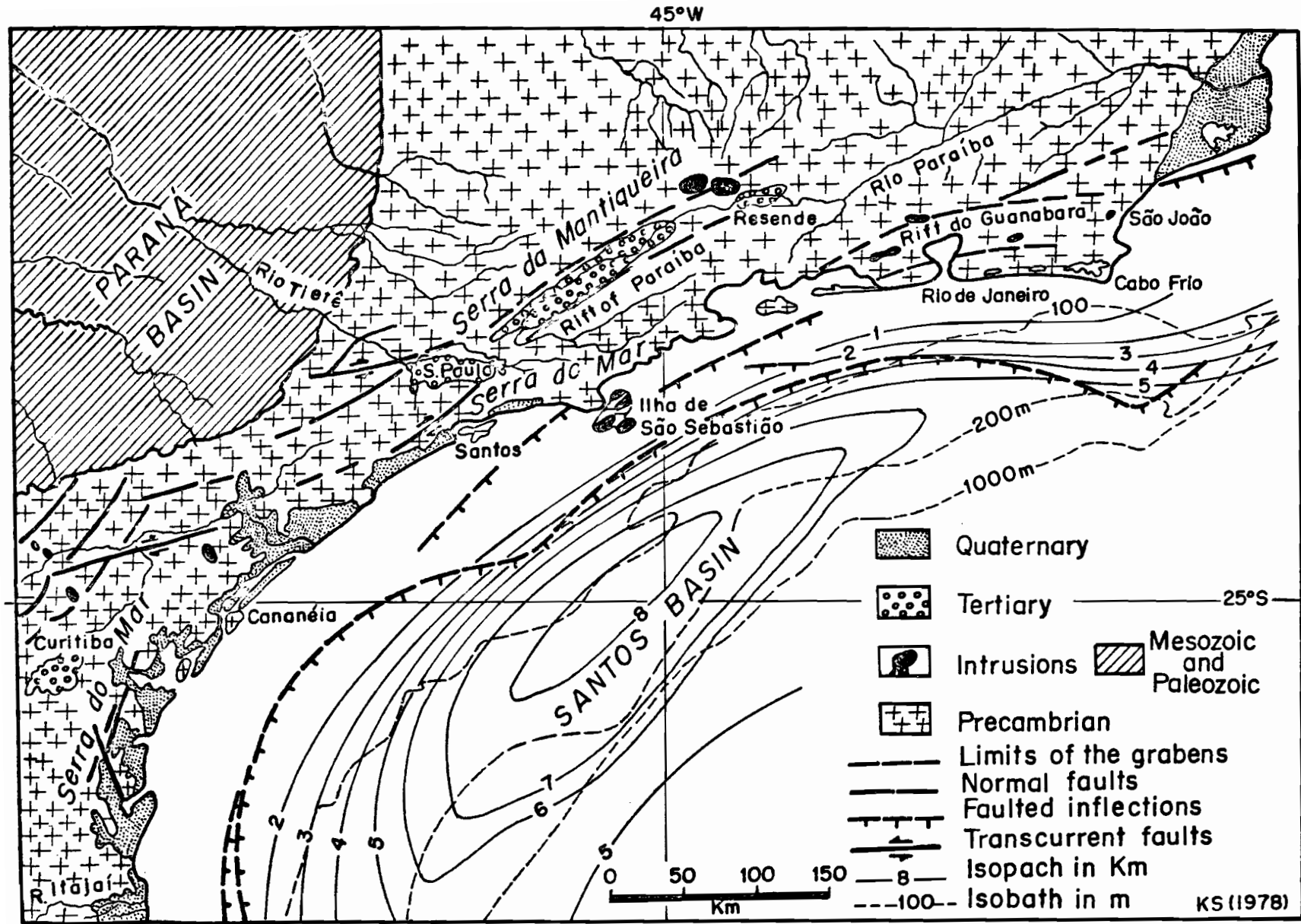


Fig. 2— Structural framework at southeastern Brazil (from ALMEIDA,1975).

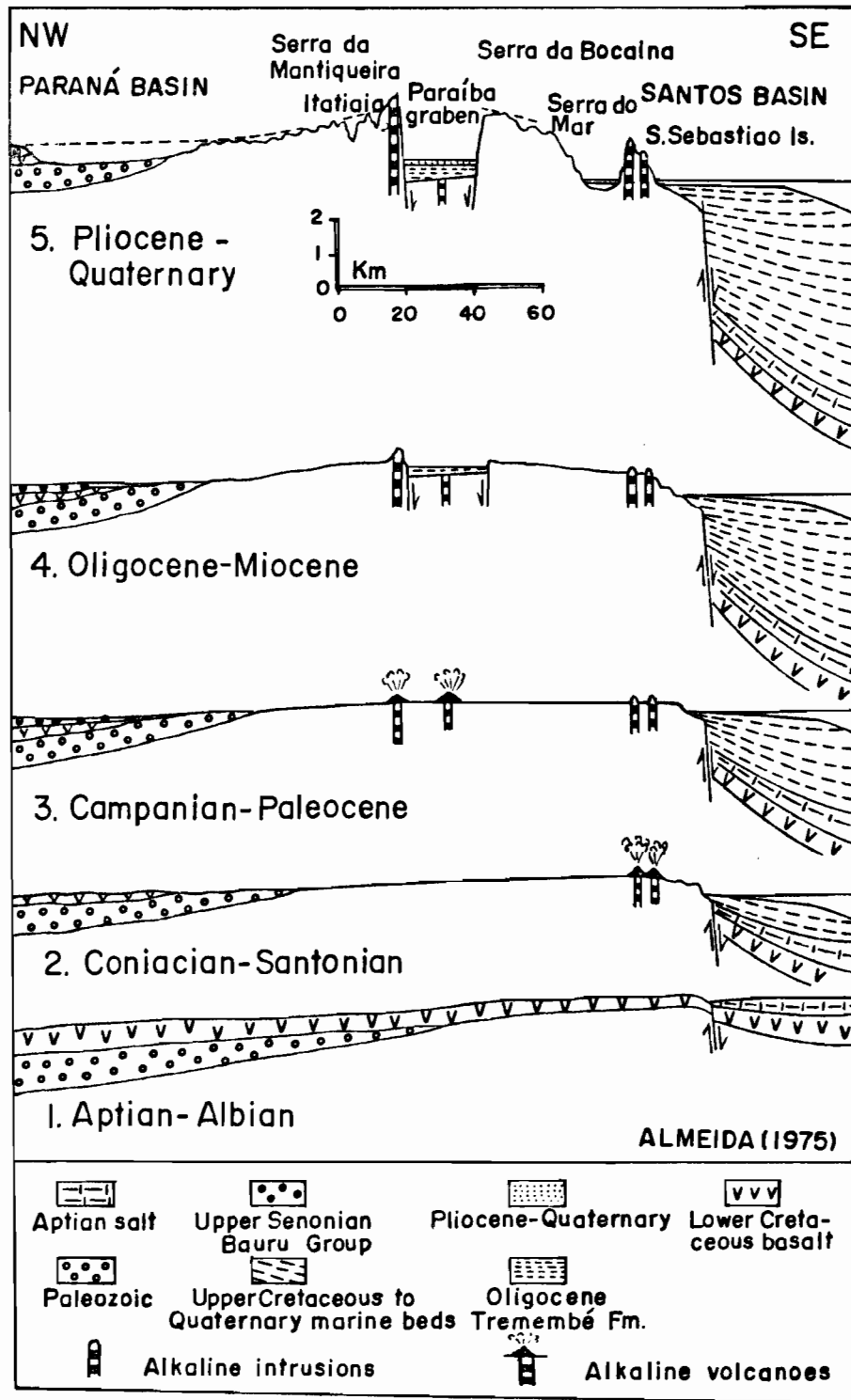


Fig. 3 – Possible tectono-magmatic evolution of the continental border of the Santos basin, Brazil.

KS (1978)

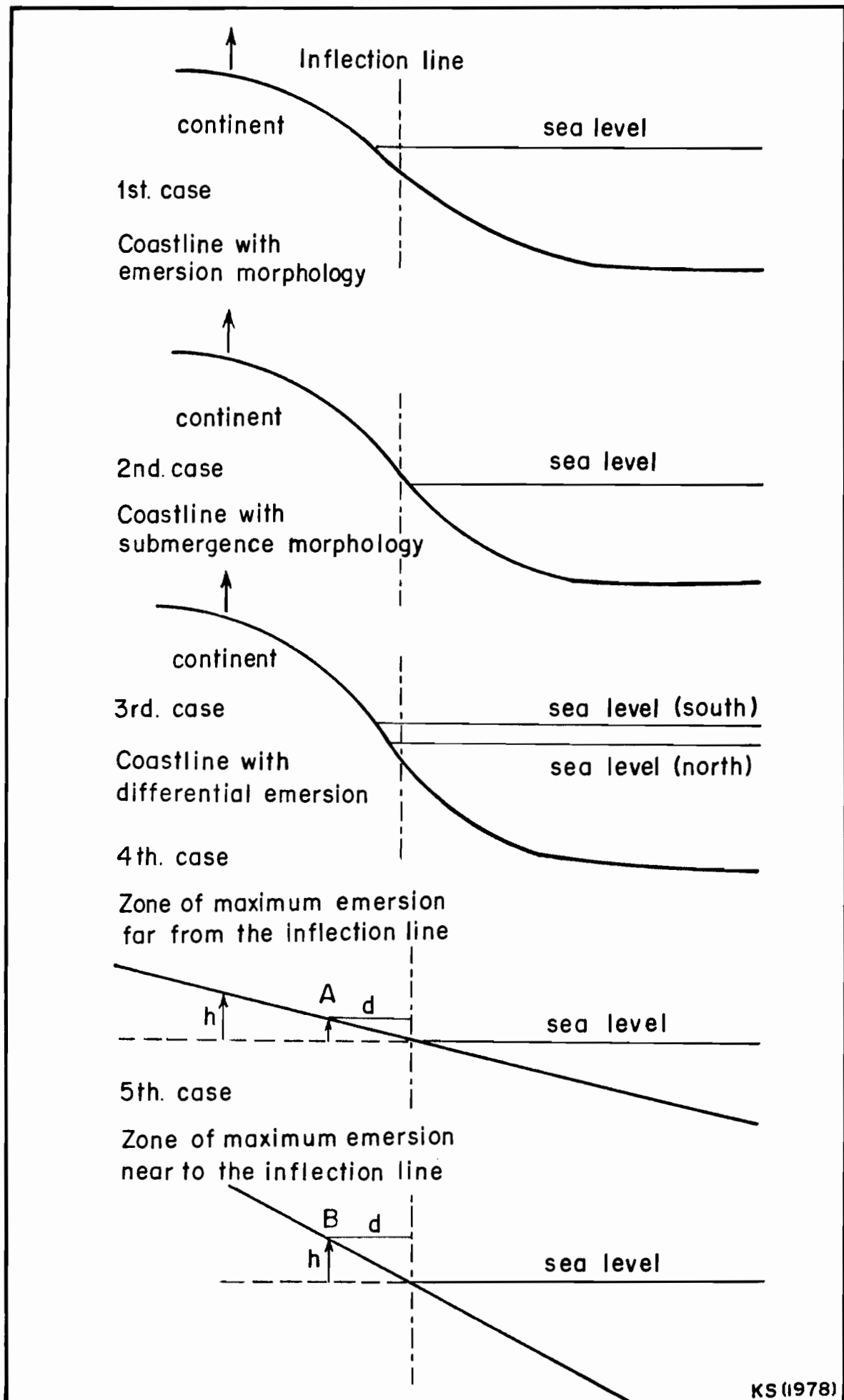


Fig.4 – Scheme of differentiation into emergent and submergent coast by continental inflection mechanism.

a) A linha da costa está situada à esquerda da linha de inflexão, isto é na zona de levantamento. Então, a costa apresentaria uma morfologia de emersão.

b) A linha de costa situa-se à direita da linha de inflexão, isto é, sobre a zona em afundamento. Neste caso, a costa apresentaria uma morfologia de submersão.

c) A linha de costa está localizada, tanto ao norte como ao sul, do mesmo lado da linha de inflexão, porém a distâncias diferentes. Nesta situação, a costa apresentaria características de emersão ou submersão diferenciais.

Além disso, podem ser admitidos dois outros casos em função da distância existente entre a zona de máximo levantamento e a linha de inflexão.

d) A zona de máximo levantamento localiza-se longe da linha de inflexão.

e) A zona de máximo levantamento situa-se próxima à linha de inflexão.

Considerando-se uma altura h de levantamento, igual nos dois casos, a superfície afetada por este mecanismo será maior no caso (d) do que no caso (e). Do mesmo modo, considerando-se dois pontos A e B , situados a uma mesma distância d da linha de inflexão, a altura do levantamento será maior no caso (e) do que no caso (d).

Na realidade, constata-se que o máximo de levantamento está situado mais próximo à linha de costa ao norte do que ao sul. Isto pode explicar porque superfícies mais importantes afetadas pelo levantamento são encontradas ao sul e porque eventuais testemunhos de antigos níveis marinhos possam ser encontrados a altitudes mais elevadas ao norte.

4 - VARIAÇÕES DO NÍVEL MARINHO DURANTE O QUATERNÁRIO

O Período Quaternário tem sido caracterizado no mundo inteiro pela existência de várias fases transgressivas e regressivas. Estes diversos episódios deixaram testemunhos em certas regiões, que em situações favoráveis permitem ser definidos no espaço e no tempo.

Deste modo, para esta parte do litoral brasileiro, foi possível evidenciar testemunhos de pelo menos duas fases transgressivas. Datações absolutas pelo método do radiocarbono, efetuadas sobre amostras pertencentes ao episódio mais an-

a) If the strandline is situated left of the inflection line, that is, in the zone of uplift, the strandline will exhibit an emergent morphology.

b) If the strandline is right of the inflection line, that is in the subsiding zone, the coastal area will be characterized by a submergent morphology.

c) If the strandline is on the same side of the inflection line, in both the north and the south, but at relatively different distances from it, then the strandline will present differential emergent or submergent characteristics.

These three possibilities can be complemented by two other situations that take into account the distance between the maximum uplift and the inflection line:

d) The maximum uplift zone is far from the inflection line.

e) The maximum uplift zone is near the inflection line.

When we assume an uplift height h , equal in both cases, the surface affected by the phenomenon will be more extensive in the case (d) than in case (e). Thus, if we consider two points A and B , separated by a distance d from the inflection line, the uplift height will be greater in the fifth case than in the fourth.

In reality, the maximum uplift zone is observed nearer the strandline in the north than in the south. This may explain why more extensive zones are subjected to uplift in the south and why possibly higher ancient sea-levels may be recorded in the north.

4-SEA-LEVEL FLUCTUATIONS DURING THE QUATERNARY

Several important transgressive and regressive phases have been recorded in different parts of the world during the Quaternary. In certain regions, these different episodes left records that can be dated and whose positions in space and time can be measured.

For this part of the Brazilian coastline it was possible to observe uncontested geological records indicative of at least two transgressive phases. Radiocarbon dating of samples belonging to the older episode indicated an age greater than 35,000 years B.P. (almost the effective

tigo, forneceram idades superiores a 35 000 anos B.P. (limite aproximado de datação pelo radiocarbono). As formações atribuíveis a esta fase não encerram restos de corais, que permitiriam obter datações de idades muito mais antigas pelo método do urânio-tório. Portanto, a idade precisa deste evento não pode ser estabelecida, mas por confronto com outras regiões do mundo, pode-se admitir uma idade de 100 a 120 000 anos B.P. Este período de nível marinho mais alto é aqui chamado transgressão Cananéia. Por outro lado, a parte final da última transgressão pode ser estudada em detalhe graças a mais de 100 datações ao radiocarbono. Numerosos testemunhos de antigos níveis marinhos puderam ser definidos, permitindo construir curvas de variação do nível marinho durante os últimos 8 000 anos. Este período de nível marinho mais alto é aqui chamado transgressão Santos. É evidente que se tratam de curvas relativas que integram todas as causas de variações. De fato, as variações do nível relativo do mar são resultantes de fenômenos gerais (glacio-eustáticos) e de fenômenos locais (isostáticos, tectônicos ou relacionados com deformações da superfície do geóide). Esses últimos poderão subtrair-se ou somar-se aos primeiros, de modo que as curvas de variação relativa do nível marinho poderão apresentar diferenças conforme as regiões do globo terrestre consideradas.

Para se obter uma curva homogênea, isto é, uma curva na qual as componentes locais que afetaram cada ponto considerado sejam praticamente as mesmas, o ideal seria de poder utilizar amostras coletadas em um trecho muito reduzido do litoral. De fato, se a parte considerada do litoral não ultrapassa a alguns quilômetros de extensão, pode-se admitir que os fenômenos tectônicos serão os mesmos para todo o setor e as eventuais deformações da superfície não serão conseqüentes.

4.1 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA O TRECHO DO LITORAL COMPREENDIDO ENTRE CANANÉIA E IGUAPE

Um certo número de datações de amostras (conchas e madeira carbonizada) coletadas de depósitos sedimentares marinhos ou lagunares, associadas a um estudo do ambiente de deposição desses sedimentos, nos permitiram reconstruir a posição do nível do mar em diferentes épocas. Para melhor precisar esses dados foram também utilizadas idades de sambaquis construídos pelos antigos índios. Evidentemente, as conchas de samba-

limit of radiocarbon dating method). The formation attributable to this phase have no coral remains which would permit older ages to be obtained by the uranium-thorium method. Therefore, the precise age of this event can not be established, but by comparison with other parts of the world, it is possible to suggest an age of 100,000 to 120,000 years B.P. This period of higher sea-level is here called Cananéia transgression. On the other hand, the final part of the last transgression has been studied in detail by more than 100 radiocarbon datings. Evidence of ancient sea-levels has been recorded which allows us to outline sea-level fluctuation curves for the last 8,000 years. This period of higher sea-level is here called Santos transgression. Obviously, these curves are relative and resulted from the integration of all possible causes of sea-level fluctuations. In fact, relative sea-level fluctuations are produced by a general phenomenon (glacio-eustasy) and several local phenomena (isostasy, tectonic or geoid surface deformations). The local phenomena will be subtracted or added to the general phenomenon, and, consequently, the sea-level fluctuation curves will be different according to the area considered.

In order to obtain a homogeneous curve, that is, a curve equally affected by the local phenomena, it is best to use samples collected along a restricted part of the coastline. In fact, if the area under consideration of the coastline is not more than several kilometers long, it is possible to assume that the tectonic phenomena have been the same over this entire area and that geoid surface deformations will be irrelevant.

4.1 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN CANANÉIA AND IGUAPE

Radiocarbon dating of several samples of fossil wood and shell debris from marine and lagoonal deposits, associated with study of depositional environments of these sediments, permitted the recognition of the position and the trend of variance of mean sea-level in different phases (Fig. 5). In order to better define these data, ages of materials from shell-middens left by ancient indians were also used.

quis não constituem o material ideal para datação de antigas linhas de costa. De fato, freqüentemente não se conhece a relação que existiu entre a base do sambaqui e o nível médio do mar no momento de sua construção. Todavia, sabe-se com certeza que naquela época o nível de maré alta não poderia ser superior à altitude da base do sambaqui. Nós podemos também postular, do mesmo modo, que os antigos índios não transportavam de muito longe do lugar de coleta os moluscos cujas conchas serviram para a construção dos sambaquis. Segundo esta hipótese pode-se admitir que os sambaquis situados muito no interior do continente, sobre formação pleistocênica, nas margens de zonas baixas, tenham sido construídos durante períodos de extensão lagunar correspondente à níveis marinhos mais elevados do que o atual. Da mesma maneira, os sambaquis cujas bases estejam situadas próximas ou abaixo do nível de maré alta atual não teriam sido construídos não em épocas de nível marinho próximo ou inferior ao nível atual. Com base nesses dados, bem como nas características morfológicas da área, pudemos esboçar a curva de variações do nível marinho (Figura 5).

Esta curva mostra os seguintes fatos:

a) Em torno de 5 100 anos B.P. o nível relativo do mar passou por um máximo que estaria situado ao redor de + 3,5 m.

b) Há cerca de 3 800 anos B.P. o nível relativo do mar deve ter passado por um mínimo provavelmente um pouco inferior ao nível atual.

c) Ao redor de 3 500 anos B.P. o nível relativo do mar passou por um segundo máximo situado em torno de + 3,0 m.

d) Em seguida, o nível relativo do mar parece ter evoluído progressivamente para o nível atual e em torno de 1 800 anos B.P. ele não poderia ter sido superior a + 0,5 m.

4.2 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA A PARTE DO LITORAL COMPREENDIDA ENTRE PRAIA GRANDE (SANTOS) E BERTIOGA

Numerosas datações de conchas e fragmentos de madeira carbonizada, provenientes de formações lagunares sobre-elevadas, permitiram esboçar a curva de variação do nível marinho para esta região (Figura 6).

Pode-se constatar que esta curva apresenta as mesmas oscilações que a curva precedente

Obviously, the mollusk shells from shell-middens are not the best materials for dating ancient strandlines. In fact, the relationship between the shell-midden substrate and the mean sea-level in the beginning of its construction is frequently unknown. However, the fact that high-tide level was not above shell-middens' substrate during its construction is obvious. We must also assume, as a postulate, that the mollusks whose shells make up the shell-middens were not transported from very great distances by the Indians. From this hypothesis, it follows that the shell-middens on Pleistocene formations at great distances inland along the margins of lowlands could only be constructed during periods of extensive lagoons related to a sea-level higher than the present level. Furthermore, the shell-middens whose bases are near or even below the present high-tide level must be correlated to episodes when the sea-level was near or even below the present relative mean sea-level.

Based on these data, as well as on morphological characteristics of the area, we have outlined the relative sea-level change curve (Fig. 5). This curve shows the following:

a) About 5,100 years B.P. the relative mean sea-level would have been at a maximum at 3.5 m higher than present.

b) About 3,800 years B.P. the relative sea-level may have been equal to or slightly lower than present level.

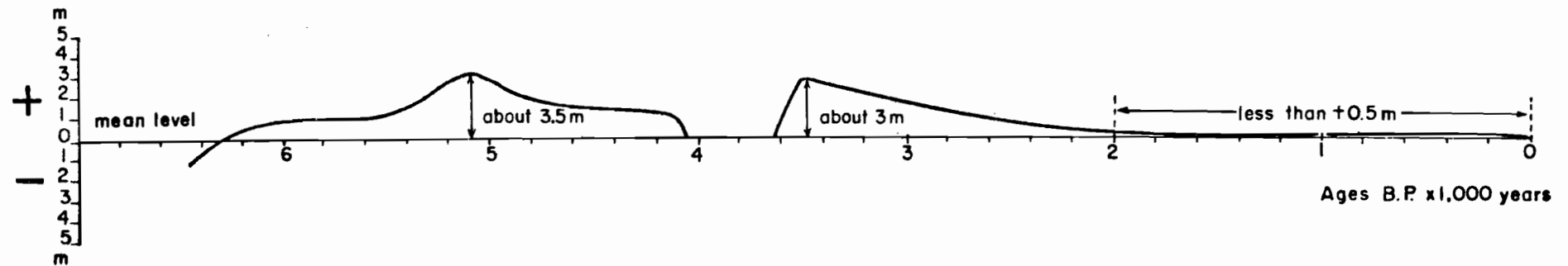
c) About 3,500 years B.P. the relative sea-level would have been in a second maximum situated 3.0 m above present level.

d) Since then, the relative sea-level seems to have progressively evolved toward the present level and about 1,800 years B.P. the mean sea-level could not have been greater than + 0.5 m.

4.2 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN PRAIA GRANDE (SANTOS) AND BERTIOGA

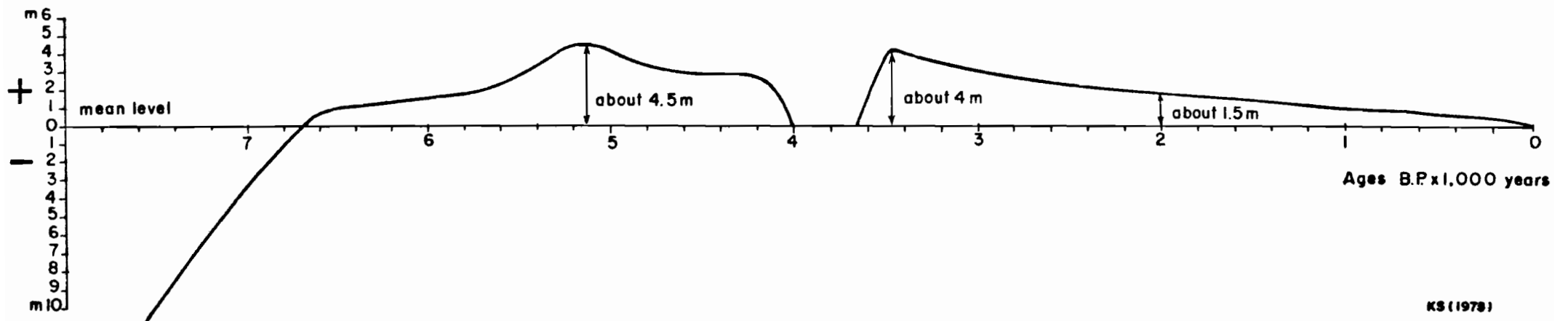
Several datings carried out on shells and wood fragments from uplifted lagoonal formations allow us to outline the sea-level changes for this area (Fig. 6).

It is possible to see the same fluctuations in this curve as in the previous curve (Fig. 5), although their amplitudes are different. Thus,



KS (1978)

Fig. 5 — Relative sea-level change curve for the Cananéia-Iguape coastal plain (State of São Paulo).



KS (1978)

Fig. 6 — Relative sea-level change curve for the portion Praia Grande to Bertioga (State of São Paulo).

(Figura 5), porém de amplitudes diferentes. Desse modo, o nível máximo de 5 100 anos parece estar situado a + 4,6 m e o de 3 500 anos B.P. a + 4,0 m. Há cerca de 2 000 anos B.P. o nível deveria estar situado entre 1,5 e 2 m.

4.3 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA A PARTE DO LITORAL COMPREENDIDA ENTRE CARAGUATATUBA E UBATUBA

A falta de dados não nos permitiu esboçar a curva inteira. Entretanto, a parte terminal da curva (após o segundo máximo) acha-se bem definida e parece-se com a da área de Santos. Nós dispomos também de duas datações de amostras correspondentes a níveis marinhos antigos situados a - 12 e - 16 m, e duas outras relacionadas a um nível próximo do nível atual (Figura 7).

4.4 - CURVA DE VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR PARA A PARTE DO LITORAL COMPREENDIDA ENTRE PARATI E MAMBUCABA

Como no caso anterior, também neste trecho, nós pudemos construir somente a parte final da curva, que apresenta as mesmas características das duas curvas precedentes. Um pouco mais a leste uma amostra de ostras coletadas de um matacão rochoso datado de 5 200 anos B.P. por CURRAY (comunicação verbal) indica um nível marinho antigo situado a + 4,8 m (Figura 8).

5 - FORMAÇÕES SEDIMENTARES PÓS-PRECAMBRIANAS DA REGIÃO LITORÂNEA

Na parte sul do litoral paulista, em contato direto com rochas precambrianas, encontram-se depósitos sedimentares argilo-arenosos a conglomeráticos, de idade provável plio-pleistocênica, que recebeu o nome de Formação Pariquera Açú (BIGARELLA e MOUSINHO, 1965). Esses sedimentos afloram no sopé da Serra do Mar e por sondagens foram encontrados sob os sedimentos das planícies sedimentares do litoral sul do Estado de São Paulo.

Acima da Formação Pariquera Açú encontram-se sedimentos argilosos a argilo-arenosos e sedimentos arenosos, de origem incontestavelmente

the maximum level of 5,100 years B.P. seems to have been situated at + 4.6 m and that of 3,500 years B.P. at + 4.0 m. About 2,000 years B.P. the level may have been between 1.5 and 2.0 m above present.

4.3 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN CARAGUATATUBA AND UBATUBA

The entire curve has not been delineated because of insufficient data. However, the final position of the curve (after the second maximum) is well defined and looks like the curve of the Santos area. Two samples related to ancient sea-levels, situated at - 12.0 and - 16.0 m and two others related to a level near the present level were also dated (Fig. 7).

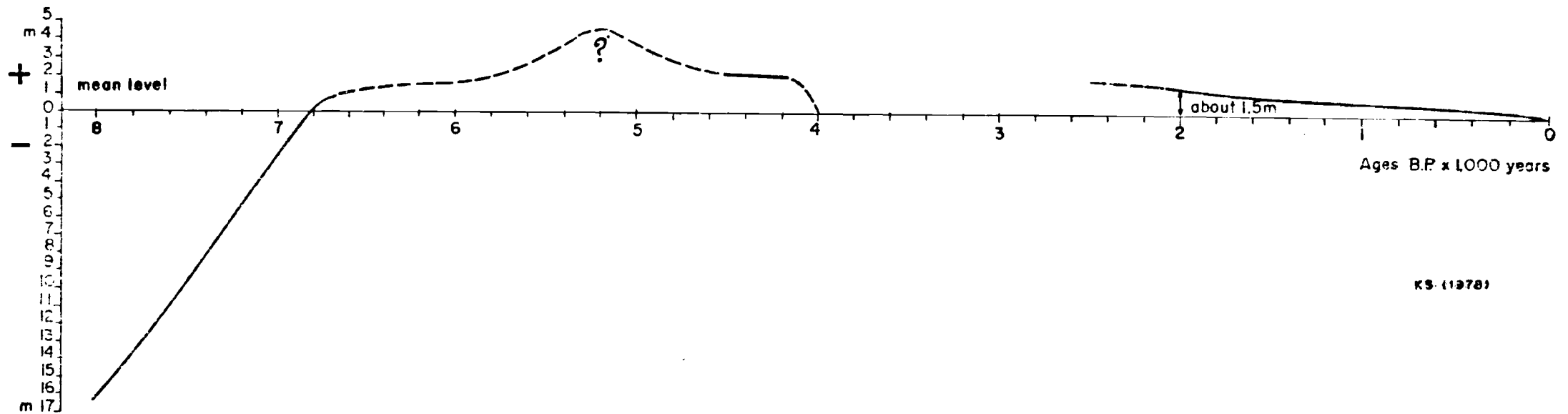
4.4 - RELATIVE SEA-LEVEL CHANGE CURVE FOR THE COASTLINE BETWEEN PARATI AND MAMBUCABA

As in the previous case, only the final part of the curve has been outlined, and this shows characteristics similar to the previous two curves. A sample of oysters collected from a rocky boulder from a little to east was dated as 5,200 years B.P. (oral communication from J.R. Curray), indicating an ancient sea-level situated at + 4.8 m (Fig. 8).

5 - POST-PRECAMBRIAN SEDIMENTARY DEPOSITS OF THE COASTAL PLAIN

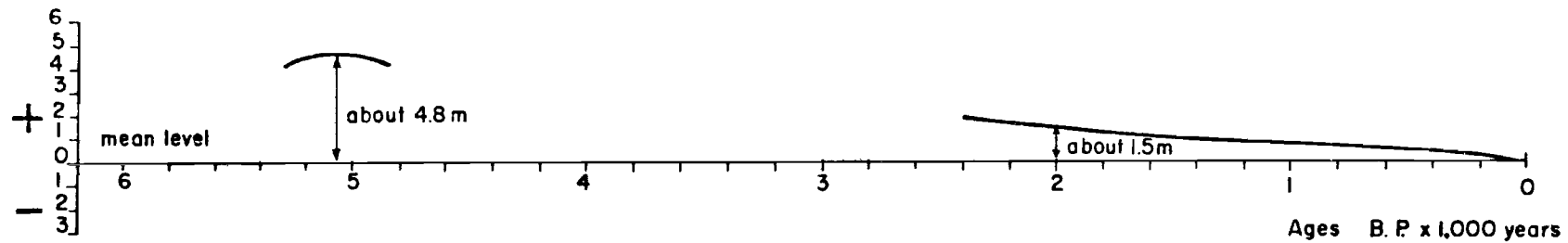
In contact with the Precambrian crystalline rocks, there occur rudaceous sediments of a continental formation that can be roughly correlated with the Pariquera-Açú Formation of BIGARELLA and MOUSINHO (1965), probably Plio-Pleistocene in age. These sediments crop out at the foot of the Serra do Mar and by drilling have been found beneath the coastal plain deposits of the southern State of São Paulo.

Above the Pariquera Açú Formation, we find argillaceous clayey-sandy and sandy sediments of uncontestable marine origin. From their relations to the Pariquera Açú Formation, the coastal plain



KS (1978)

Fig. 7—Outline of relative sea-level change curve for the Caraguatatuba-Ubatuba region (State of São Paulo).



KS (1978)

Fig. 8 — Outline of relative sea-level change curve for the Ilha Grande bay area (State of Rio de Janeiro)

marinha. Pela sua posição em relação à Formação Pariquera Açu pode-se admitir somente uma idade quaternária para os sedimentos da planície do litoral paulista.

Examinemos a distribuição desses diferentes depósitos quaternários nas cinco unidades morfológicas definidas no início deste trabalho.

5.1 - PLANÍCIE CANANÉIA-IGUAPE

5.1.1 - Características gerais

A planície sedimentar litorânea de Cananéia-Iguape forma um vasto crescente de quase 130 x 40 km, cobrindo uma superfície de aproximadamente 2.500 km². Ela é limitada a SW e NE por pontões do Embasamento Cristalino que alcançam o oceano. Sua parte externa é drenada por uma rede de canais lagunares e rios que sofrem a influência da maré. Os diversos braços de lagunas separam quatro grandes ilhas:

Ilha do Cardoso - Constituída essencialmente de rochas precambrianas com depósitos quaternários na periferia. Ela está separada do continente por um canal natural (Canal de Ararapira).

Ilha Comprida - Excetuando-se um pequeno morro, denominado Morrete, de rochas intrusivas alcalinas, ao sul, a ilha é essencialmente arenosa. Esta ilha-barreira possui largura variável entre 3 a 5 km e comprimento de 70 km. Ela é separada do continente por uma laguna, denominada Mar Pequeno, com largura variável entre 400 a 1.200 m. Rumo ao sul a laguna é dividida em duas (mar de Cubatão e mar de Cananéia) pela Ilha de Cananéia.

Ilha de Cananéia - Esta é também uma ilha essencialmente arenosa, excetuando-se um morro de rocha intrusiva de dimensão bem maior que o Morrete, denominado Morro do São João, situado próximo à cidade de Cananéia.

Ilha de Iguape - A Ilha de Iguape, situada na parte central da planície quaternária, é artificial tendo sido originada pela abertura, durante o século passado, do Valo Grande que é um canal que liga o Mar Pequeno ao Rio Ribeira de Iguape. Ela é constituída em grande parte por colinas de rochas precambrianas circundadas por depósitos quaternários.

sediments of São Paulo can only have a Quaternary age.

Let us look at the distribution of the different Quaternary deposits within the five morphological units established at the beginning of this paper.

5.1 - CANANÉIA-IGUAPE PLAIN

5.1.1 - General characteristics

The Cananéia-Iguape Quaternary sedimentary plain forms an extensive crescent almost 130 x 40 km, covering about 2,500 km². It is limited in the SW and NE by headlands of crystalline basement that reach the sea. Lagoonal channel systems affected by tidal fluctuations drain its seaward side. Four islands are separated by several lagoonal branches (known as "mar" = sea):

Cardoso island - Essentially formed by Precambrian rocks with Quaternary deposits only along its periphery. It is separated from the continent by a natural channel (Ararapira channel).

Comprida island - Excluding the small hill called Morrete hill in the south of the island formed by alkaline intrusive rocks, this barrier-island is essentially sandy, and is 3 to 5 km wide and 70 km long. It is separated from the continent by the Mar Pequeno lagoonal channel with a width varying between 400 and 1,200 m. This channel divides southward into two branches around Cananéia island thus giving origin to the Mar de Cubatão and Mar de Cananéia.

Cananéia island - This is also an essentially sandy island, excluding São João hill near Cananéia, formed by alkaline intrusive rocks and much larger than Morrete.

Iguape island - Iguape island, located in the central part of the Quaternary plain, is artificial, having originated during the past century by the opening of a channel connecting the Mar Pequeno to the Ribeira de Iguape river. This hilly island is predominantly formed by Precambrian rocks surrounded by Quaternary deposits.

The central portion of the Cananéia-Iguape plain is drained by the Ribeira de Iguape river, which is the most voluminous river of this part of the coastal plain. Several small interconnected

A parte central da planície Cananéia-Iguape é drenada pelo Rio Ribeira de Iguape, que é o único rio mais caudaloso de todo o trecho do litoral estudado neste trabalho, possuindo parte importante fora da planície sedimentar. Alguns pequenos rios (Peroupava, Una de Aldeia, Pedras e Comprido) drenam essencialmente a planície sedimentar, sendo na sua maioria interligados. Desse modo, os rios Peroupava e Una de Aldeia são ligados pelo Rio Pequeno e os Rios Una de Aldeia e Comprido pelo Rio das Pedras.

As lagunas e os rios da região comunicam-se ao oceano pelas barras que são denominadas, de sul para norte: barras de Ararapira, Cananéia, Icapara, Ribeira e Una.

Uma outra característica desta região é a presença de numerosos sambaquis. Em 1893, LÖFGREN já havia encontrado 96 desses sambaquis.

5.1.2 - Formações quaternárias de origem marinha ou lagunar

a) Depósitos formados durante a transgressão Cananéia - Sobre a Formação Pariquera Açú ocorre um depósito argilo-arenoso na base e arenoso no topo que recebeu o nome de Formação Cananéia (SUGUIO e PETRI, 1973). Suas altitudes variam de 5 a 6 m nas zonas externas (próximo ao mar) até 9 a 10 m nas zonas internas (próximo à serra). Estudos de microfauna mostraram que a formação argilosa da base era do tipo transicional, passando de um meio continental na parte inferior para um meio marinho na parte superior (PETRI e SUGUIO, 1973), fato que caracteriza uma fase transgressiva. Na formação arenosa são encontrados numerosos tubos fósseis de *Callianassa*. Estes são animais artrópodes marinhos que vivem, até hoje, na zona baixa das praias. A presença de seus tubos fósseis testemunha um depósito formado na zona litorânea (SUGUIO e MARTIN, 1976a). Rumo ao topo da formação arenosa podem ser encontradas intercalações argilosas de alguns centímetros de espessura, algumas das quais exibem gretas de dessecação fossilizadas. Esta feição é também característica de um depósito de zona litorânea. Sobre as fotos aéreas podem ser vistas, em certas regiões, estruturas muito nítidas representando antigos cordões litorâneos que atestam o início da fase regressiva. A parte inferior da Formação Cananéia apresenta então características transgressivas e a parte superior características regressivas.

Primeira datação ao radiocarbono, efetuada sobre um fragmento de madeira carbonizada, co-

rivers (Peroupava, Una de Aldeia, Pedras and Comprido) originate in the plain and are essentially responsible for its drainage. Thus, the Peroupava and Una de Aldeia rivers are connected by the Pequeno river and the Una de Aldeia and Comprido rivers by the Pedras river.

The lagoons and the rivers in this region are connected to the sea by several outlets that are from south to north: Ararapira, Cananéia, Icapara, Ribeira and Una outlets.

Another characteristic of this region is the abundance of shell-middens. Already by 1893, LÖFGREN had found 96 of these shell-middens.

5.1.2 - Quaternary formations of marine and lagoonal origin:

a) Sedimentary deposits related to the Cananéia transgression - Above the Pariquera-Açú Formation we find a formation that is argillaceous in its basal part and sandy at its top, called the Cananéia Formation (SUGUIO and PETRI, 1973). Its altitude ranges from 5 to 6 m seaward and 9 to 10 m near the crystalline basement. Studying the micro-fossils, PETRI and SUGUIO (1973) showed that the basal argillaceous unit was deposited in a brackish water environment transitional between an earlier continental environment and a later salt water environment, and thus helps characterize a transgressive episode. In the sandy sequence, it is possible to find fossil *Callianassa* burrows. These animals at present still inhabit the lower part of the intertidal beach. The occurrence of these fossil burrows is indicative of a sedimentary deposit formed in the littoral zone (SUGUIO and MARTIN, 1976a). Above the top of the sandy formation, several centimeters of argillaceous beds with mudcracks are found, a feature also characteristic of sedimentary deposits of the littoral zone. In certain regions, we can see very clear structures of old beach-ridges on aerial photos that testify to the beginning of the regressive phase. The lower part of the Cananéia Formation has transgressive characteristics whereas the upper part has regressive characteristics.

The first radiocarbon dating taken from a fossil wood fragment contained in the top of the

letado no topo da zona argilosa (transicional) forneceu uma idade superior a 30 000 anos (Ba.222). Uma segunda datação efetuada sobre madeira fossilizada coletada de uma lente argilosa intercalada nas areias marinhas litorâneas forneceu uma idade superior a 35 000 anos (Gif.3844). Estas duas datações mostram que a Formação Cananéia não foi depositada durante o último episódio transgressivo, mas sim durante uma transgressão mais antiga.

b) Exemplos de seções da Formação Cananéia em diferentes pontos da planície litorânea - Examinando-se diversas seções expostas da Formação Cananéia (Figuras 9a, 9b, 10, 11, 12 e 13) pode-se constatar que a formação argilosa que se acha aflorando ao pé do Embasamento Cristalino na região do Rio Iriríria-Açu, ocorre a profundidades cada vez maiores a medida que se dirige para o mar. Naturalmente, a espessura das areias litorâneas aumenta também no mesmo sentido, isto é, a medida que se afasta do continente. Da mesma maneira, pode-se constatar que o horizonte de tubos de *Callianassa*, que na Ilha Comprida localiza-se ao nível atual da laguna, eleva-se rumo ao interior do continente. Isto indica que, estes animais que possuem uma zona de vida muito restrita, deslocaram-se rumo ao continente com elevação do nível do mar, a fim de conservar-se sempre na mesma zona de vida.

c) Depósitos formados durante a transgressão Santos - Na parte externa dos depósitos arenosos da Formação Cananéia encontram-se sedimentos arenosos cuja altitude não ultrapassa 3 m (Figura 14). Esses depósitos, com estruturas de cordões de regressão em sua superfície, são muito visíveis e apresentam uma grande extensão. Eles formam uma faixa praticamente contínua entre o oceano e os depósitos arenosos mais antigos.

Mais para o interior, nas zonas erodidas da Formação Cananéia foram depositados sedimentos argilo-arenosos de origem flúvio-lagunar (Figura 15).

Foram também encontradas areias lagunares que podem recobrir antigas formações argilosas de mangue ou de fundo de baía. Do mesmo modo, ocorrem bancos de conchas de moluscos com 20 a 30 cm de espessura intercalados nas areias lagunares.

d) Sedimentos de mangues atuais - Nas margens de lagunas e no curso inferior de rios que drenam a planície sedimentar desenvolvem-se depósitos de mangue mais ou menos conspícuos.

argillaceous transitional formation gave an age of more than 30,000 years B.P. (Ba.222). Another dating carried out on fossil wood taken from lenticular argillaceous bed intercalated within littoral marine sands furnished an age superior to 35,000 years B.P. (Gif.3844). These two datings, showed that the Cananéia Formation was not deposited during the last Santos transgression.

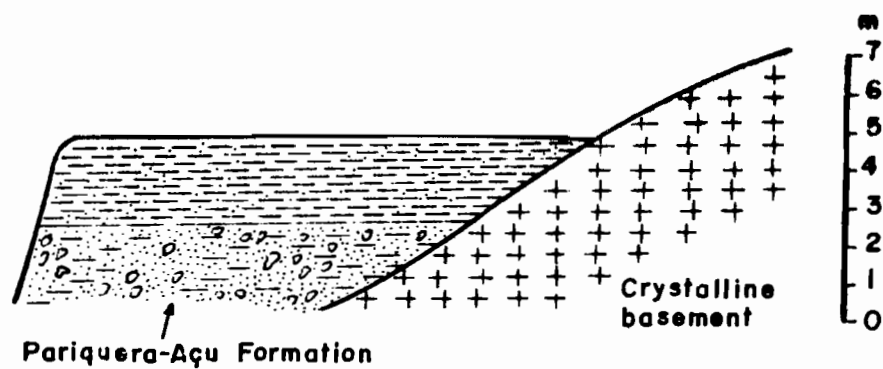
b) Examples of Cananéia Formation outcrops from several parts of the coastal plain - From observations of the outcropping Cananéia Formation sequences (Figs. 9a, 9b, 10, 11 12 and 13), we can see that the argillaceous formation cropping out at the foot of the crystalline basement in the Iriríria Açú river region occurs at greater depth seaward. Obviously, the thickness of the marine sands increases in the same way, that is, away from the continent. We can see that in the same way the *Callianassa* burrows, which are at the present sea-level on Comprida island, are situated at increasingly higher levels toward the continent. As these animals live in a very restricted life zone, sea-level must have been rising, and consequently, in order to maintain the same life zone the zone of burrows migrated toward the continent during the transgressive phase.

c) Sedimentary deposits formed during the Santos transgression - On the outer side of the Cananéia Formation's sandy deposits, we can find sandy deposits whose altitude is less than 3 m (Fig. 14). These deposits are very extensive and show very distinct beach-ridge structures. They form an almost continuous band between the ocean and the Pleistocene sandy deposits.

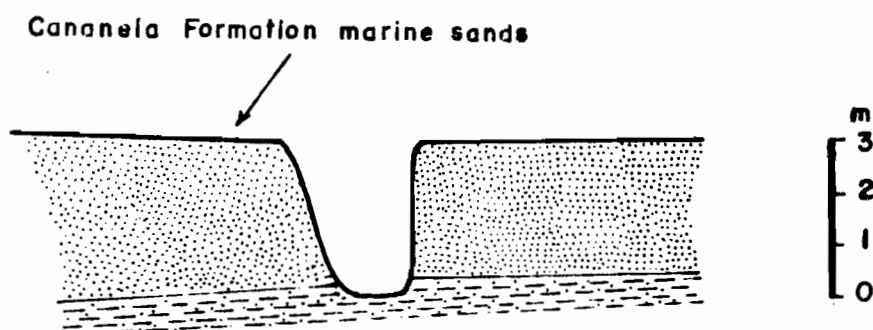
More inland, fluvial-lagoonal clayey-sandy sediments were deposited where the Cananéia Formation had been eroded (Fig. 15).

Lagoonal sands covering old argillaceous mangrove or bay bottom deposits are also found. Mollusk shell beds 20 to 30 cm thick are intercalated within lagoonal sands.

d) Mangrove deposits - At lagoonal margins and in the lower courses of the rivers that drain this sedimentary coastal plain, well developed mangrove deposits are found.



A - Transitional clayey-sandy sediments in contact with Pliocene Pariquera-Açu Formation (Km 23).



B - Cananeia Formation: marine sands overlying clayey-sandy transitional sediments (Km 21).

KS(1978)

Fig. 9 - Cananéia Formation outcrops along the Pariquera-Açu - Cananéia road.

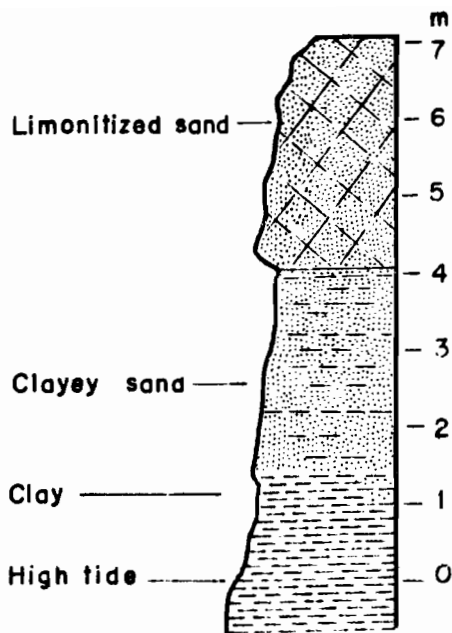


Fig.10 - Iririaia-Açu river

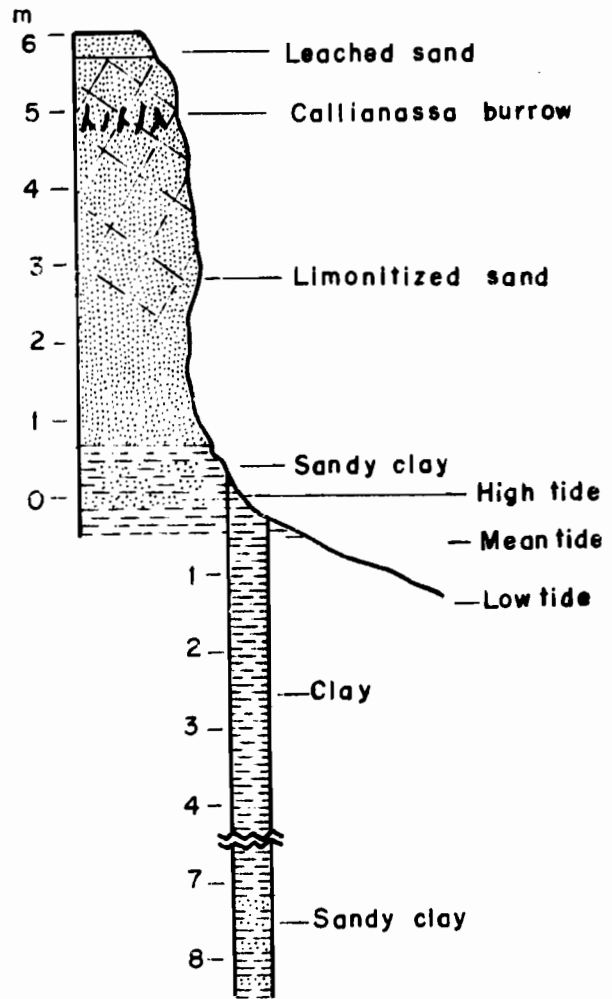


Fig.11 - Cubatão village

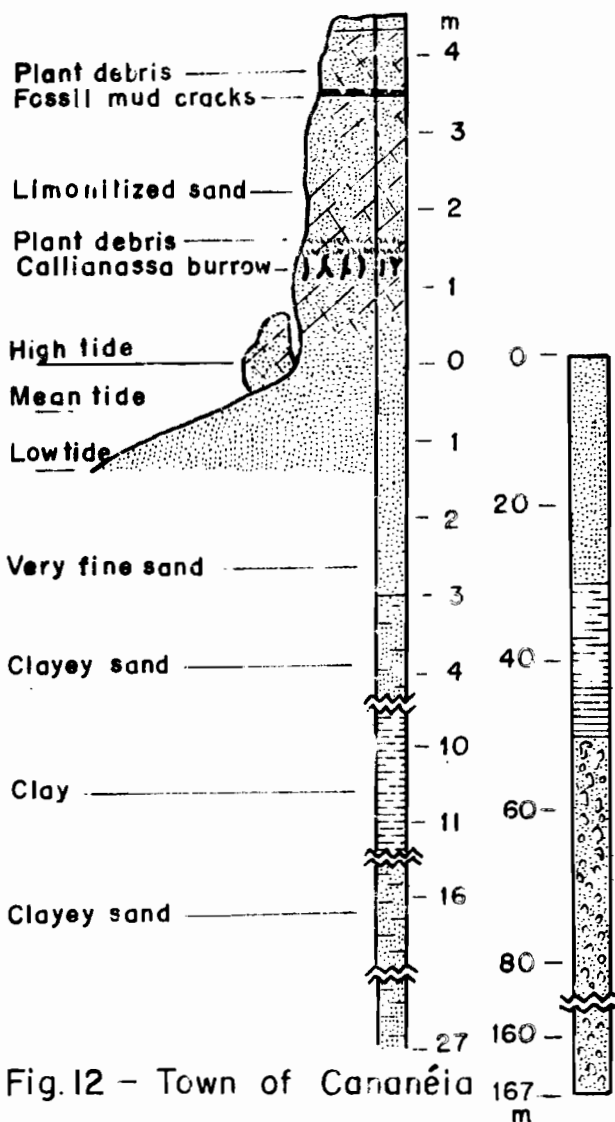


Fig.12 - Town of Cananéia

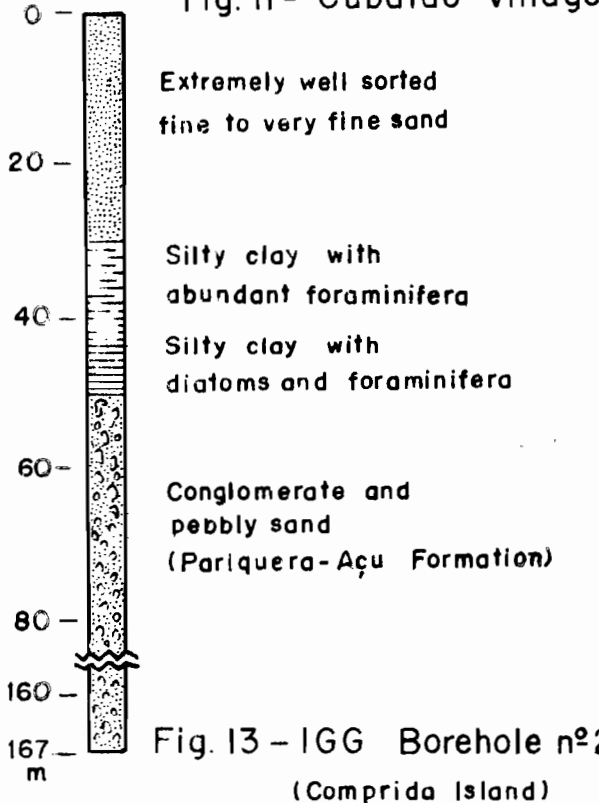


Fig.13 - IGG Borehole nº2 (Comprida Island)

The Cananéia Formation in the Cananéia-Iguape coastal plain (State of São Paulo)

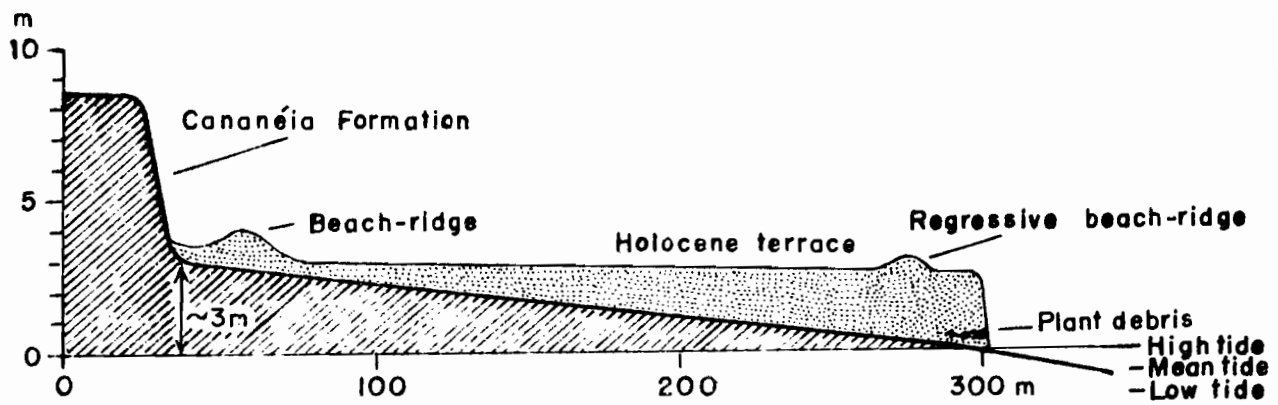


Fig.14 - Holocene wave-built terrace (Icapara outlet, Iguape)

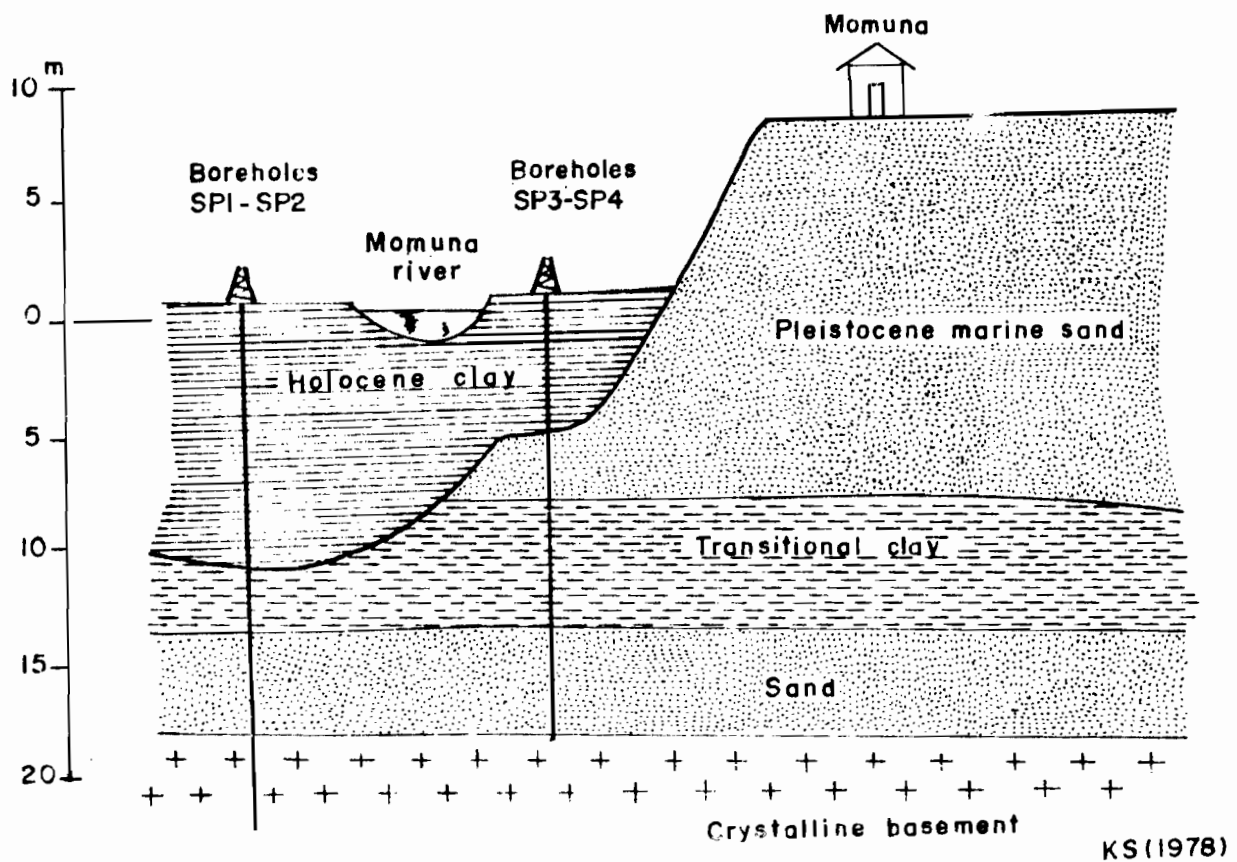


Fig.15 - Lagoonal Holocene clay in eroded portion of the Cananéia Formation (near Momuna village).

5.1.3 - Mecanismo de formação da planície de Cananéia-Iguape (Figs. 16 e 17)

a) Esquema válido para o trecho compreendido entre a Ilha do Cardoso e o Morro da Juréia - O desenvolvimento da planície quaternária paulista, neste trecho, pode ser melhor compreendido através de um esquema que mostra os estádios sucessivos de sua evolução (Figura 18):

Primeiro estágio - Por ocasião do máximo da transgressão Cananéia o mar atingiu o pé da Serra do Mar. Foi nessa fase que sedimentos argilo-arenosos transicionais e areias litorâneas transgressivas recobriram a Formação Pariquera Açu.

Segundo estágio - Com o início da regressão, passaram a ser depositados cordões litorâneos no topo de depósitos arenosos.

Terceiro estágio - Durante todo o transcorrer desta fase, o nível do mar foi inferior ao nível atual (ao redor de 17 000 anos B.P. o nível do mar situava-se em torno de - 110 m), quando a drenagem erodiu mais ou menos profundamente os sedimentos depositados durante a transgressão Cananéia, formando-se vales bastante parecidos com os encontrados na Formação Barreiras no norte e sul do Estado da Bahia.

Quarto estágio - Durante o último grande período transgressivo, o mar penetrou inicialmente nas zonas baixas, estabelecendo-se então um extenso sistema de lagunas, onde foram depositados sedimentos argilo-arenosos comumente ricos em matéria orgânica. Ao mesmo tempo, o mar erodiu as partes mais altas da Formação Cananéia. As areias resultantes desta erosão foram ressedimentadas para formar os depósitos marinhos holocênicos.

Quinto estágio - Durante o retorno do mar rumo ao seu nível atual, foram formados cordões litorâneos de regressão. As oscilações do nível marinho durante a parte final da última transgressão puderam originar várias gerações de cordões litorâneos. Deste modo, na Ilha Comprida parecem existir duas gerações de cordões separadas por uma zona baixa mais ou menos pantanosa que pode ser seguida por cerca de 50 km.

b) Esquema válido para a região compreendida entre o Morro da Juréia e a Barra do Una - Os três primeiros episódios desenvolveram-se do mesmo modo do trecho precedente, sendo somente as duas últimas fases diferentes:

5.1.3 - Mechanism of formation of the Cananéia-Iguape coastal plain (Figs. 16 and 17)

a) Scheme valid for the coastline between Cardoso island and Juréia mountain - In this region, the development of the Quaternary coastal plain, may be better understood through a scheme showing its evolutionary sequence (Fig. 18):

First stage - During the maximum of the Cananéia transgression the sea reached the foot of the Serra do Mar. In this period, transitional clayey-sandy sediments and transgressive marine sands covered the Pariquera Açu Formation.

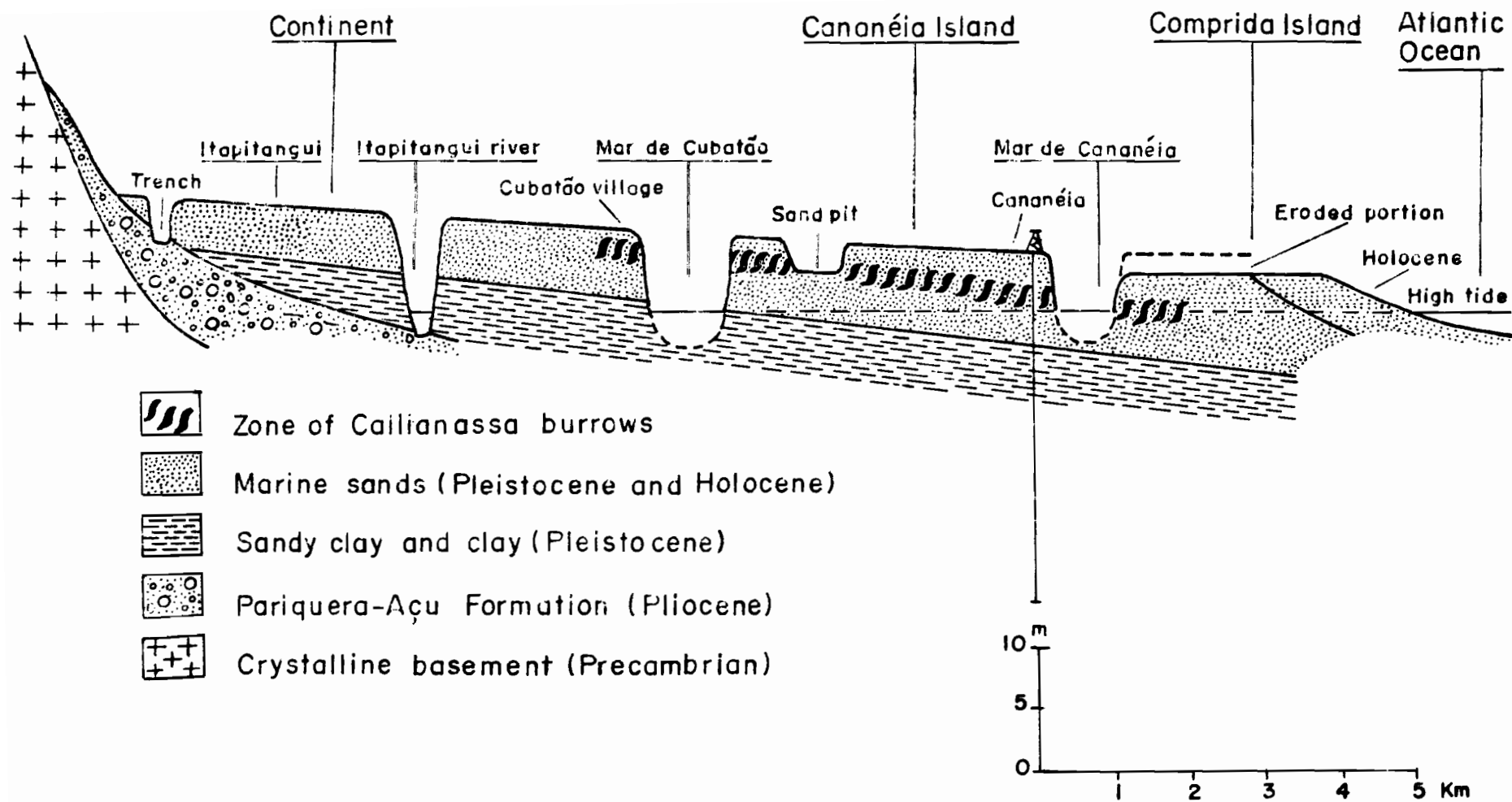
Second stage - With the regressive phase, beach-ridges began to be deposited on the top of sandy sediments.

Third stage - During this phase the sea-level was always lower than the present (about 17,000 years B.P. the sea-level was about -110 m below present level), and the rivers deeply eroded the sedimentary deposits of the Cananéia transgression. Valleys similar to those in the Barreiras Formation, observed along the coastline of the State of Bahia, were formed.

Fourth stage - During the last transgressive period the sea encroached upon lower zones at the beginning forming an extensive lagoonal system where clayey-sandy deposits, frequently very rich in organic matter, were deposited. In the meantime, the sea eroded the higher-lying parts of the Cananéia Formation and redeposited the eroded sands to form the Holocene sandy marine deposits.

Fifth stage - During the return of the sea-level toward the present level, regressive beach-ridges were formed. The fluctuations of the sea-level during the final part of the Santos transgression produced several generations of beach-ridges. Thus, on Comprida island we can see at least two generations of beach-ridges separated by a more or less swampy, low-lying zone that can be followed about 50 km.

b) Scheme valid for the coastline between Juréia mountain and Una outlet - The first three stages developed in the same way as in the previous part, but the two last stages were different:



KS (1978)

Fig. 16 - Interpretative profile across sedimentary deposits of the Cananéia area.

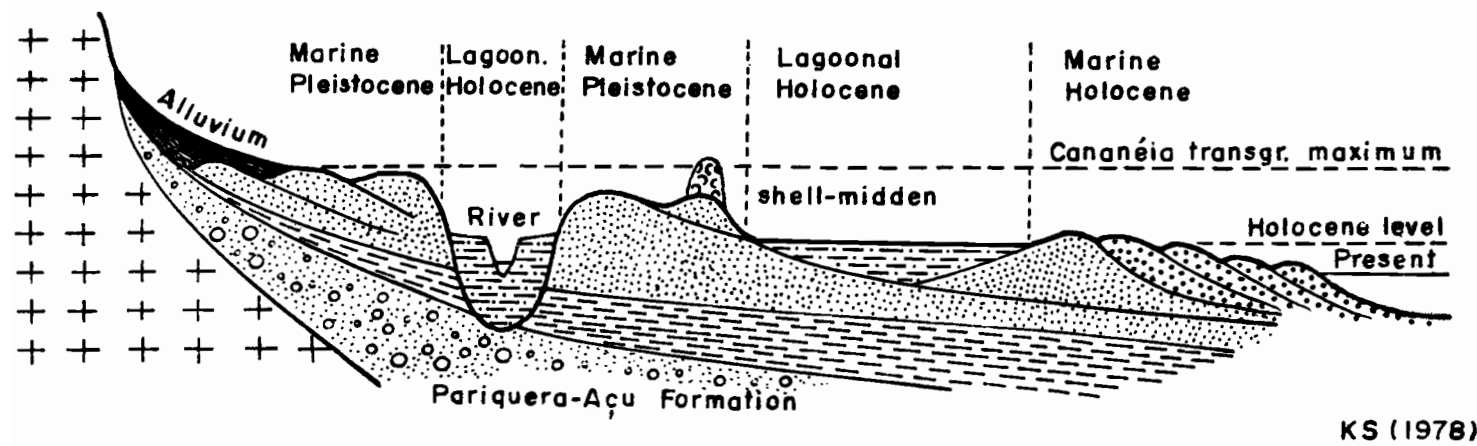
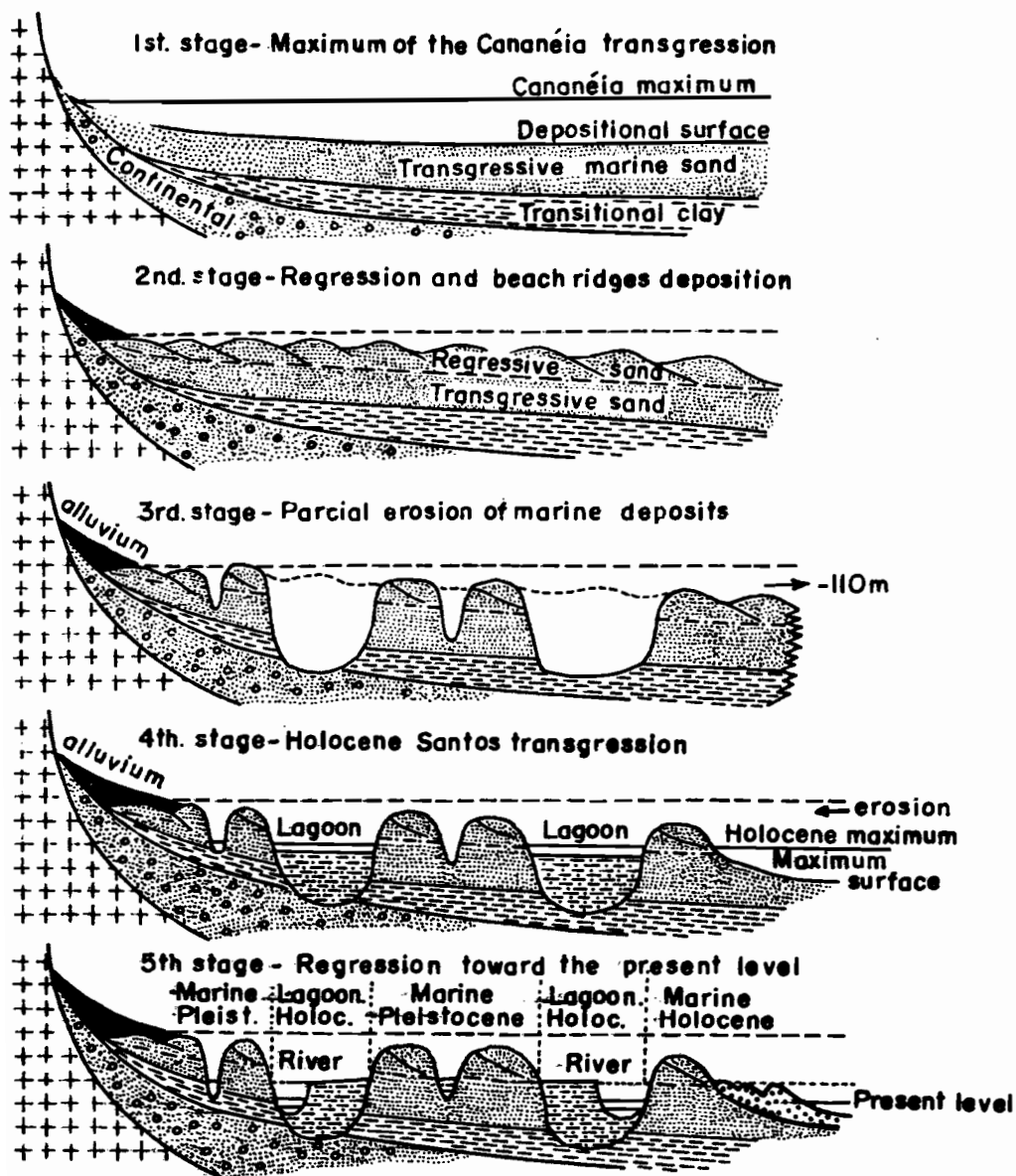
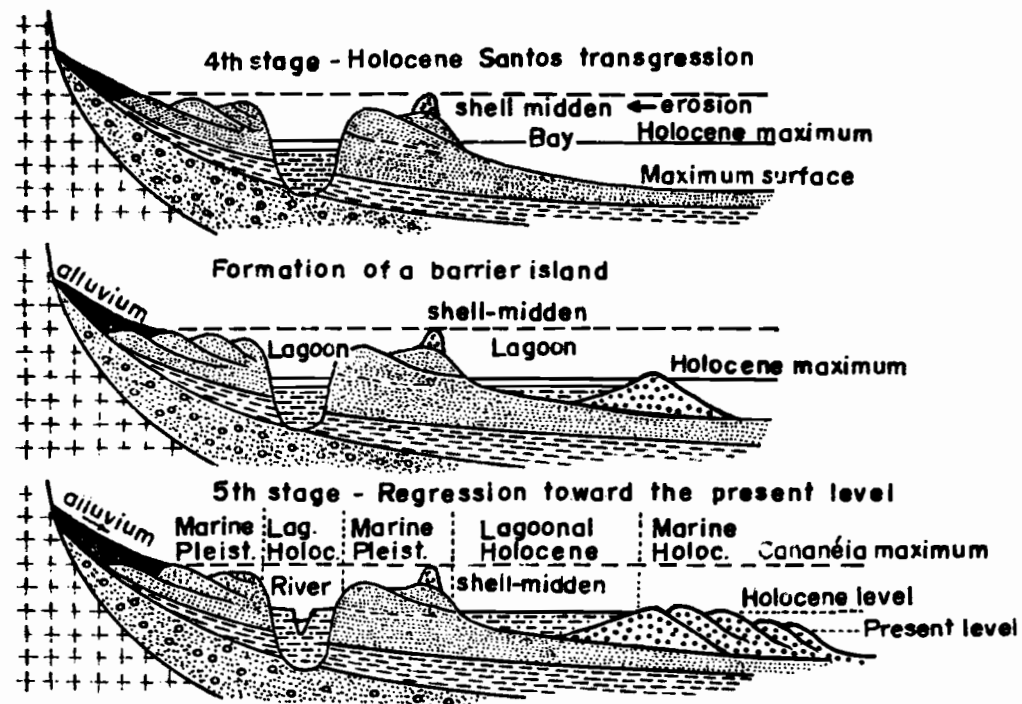


Fig. 17- Interpretative profile for the Cananéia-Iguape coastal plain between Juréia mountain and Una outlet



Model valid between Cananéia and Juréia mountain



Model valid for the portion Juréia mountain - Una outlet

Fig.18 - Evolutive stages proposed to explain the origin of the Cananéia - Iguape coastal plain.

Estádio 4 bis - Durante a transgressão holocênica o mar penetrou profundamente na zona compreendida entre o Morro da Jurêia e a Barra do Una, formando então uma grande baía. Este fato é atestado pela presença de sambaquis formados por berbigões (*Anomalocardia brasiliana*), cujo habitat normal corresponde ao fundo de baías e lagunas de águas salgadas.

Estádio 5 bis - No transcurso da pequena regressão que seguiu um dos períodos de nível marinho alto, uma ilha-barreira foi formada entre o Morro da Jurêia e o Morro da Barra do Una. Esta restinga fechou a baía, acima referida, que foi transformada em laguna. Em seguida, cordões de regressão foram acrescentados a esta restinga original. A idade do sambaqui S-41 (Folha de Iguape: Rio das Pedras) forneceu uma idade de $3\,790 \pm 110$ anos B.P. (Gif.3642) e $3\,840 \pm 60$ anos B.P. (Ba.306) e mostra que esta baía permaneceu aberta até no mínimo 3 800 anos passados. Tudo indica que o fechamento da baía por cordões arenosos existentes entre o Morro da Jurêia e a Barra do Una deu-se após o segundo nível marinho mais alto (3 400 anos B.P.).

5.1.4 - Esquema de formação da Ilha Comprida

O extremo sul da Ilha Comprida, na margem da laguna, é formado por areias limonitizadas da Formação Cananéia. Por época do máximo da transgressão holocênica a extremidade sul da ilha primitiva deveria estar submersa (Figura 19).

Após o primeiro máximo (5 100 anos B.P.) a ilha "cresceu" rumo ao norte, em direção à Iguape. Os cordões litorâneos encurvados, bem visíveis nas fotografias aéreas, confirmam este mecanismo de formação. Ao mesmo tempo que a ilha se alongava rumo a nordeste, ela sofria um processo de alargamento pela acreção de cordões paralelos à linha de costa atual. No decorrer da pequena fase transgressiva que precedeu o segundo máximo (3 500 anos B.P.), uma parte desses cordões foi erodida. De fato, o limite atingido pelo mar durante o segundo máximo é marcado pela zona baixa de cerca de 100 m de largura, encontrada em grande parte da ilha. Rumo sul, na altura do Rio Boguaçu, encontra-se um sambaqui (S20 - Folha de Cananéia) sobre o primeiro cordão situado entre a zona baixa e o mar. Este sam

Fourth stage - During the Holocene transgression the sea greatly encroached upon the area between Jurêia mountain and Una outlet, thus forming a great bay. This situation is attested to by the presence of shell-middens made up of *Anomalocardia brasiliana*, whose habitat is commonly related to salt water bay and lagoonal bottoms.

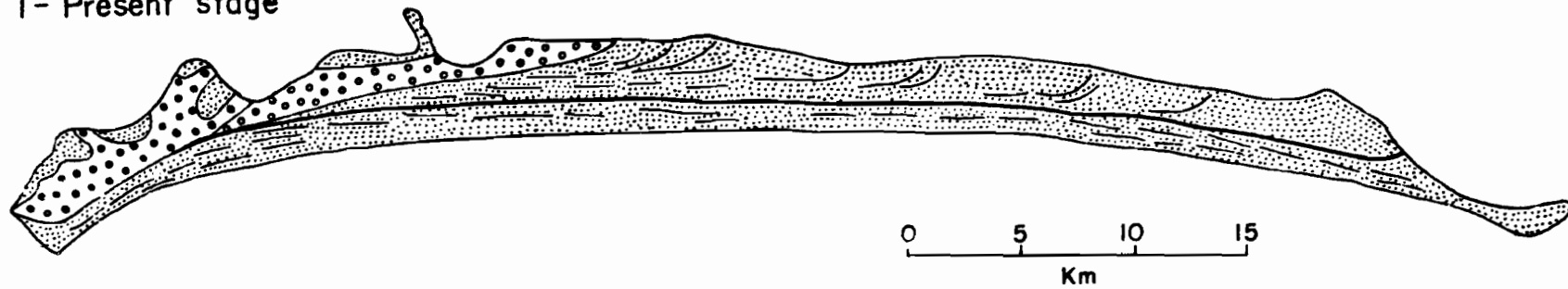
Fifth stage - During the small regression that followed one of the high sea-level periods a barrier-island was formed between Jurêia mountain and Barra do Una mountain. This sand bar closed the bay and thereby transformed it into a lagoon. Later, regressive beach-ridges were added to the original bar. The shell-midden S-41 (Iguape sheet: Pedras river) was dated as $3,790 \pm 110$ years B.P. (Gif.3642) and $3,840 \pm 60$ years B.P. (Ba.306), indicating that this bay remained opened at least until 3,800 years B.P. All of this suggests that the bay was closed by the beach-ridges presently found between Jurêia mountain and the Una outlet after the second highest sea-level (about 3,400 years B.P.).

5.1.4 - Scheme of formation of Comprida island

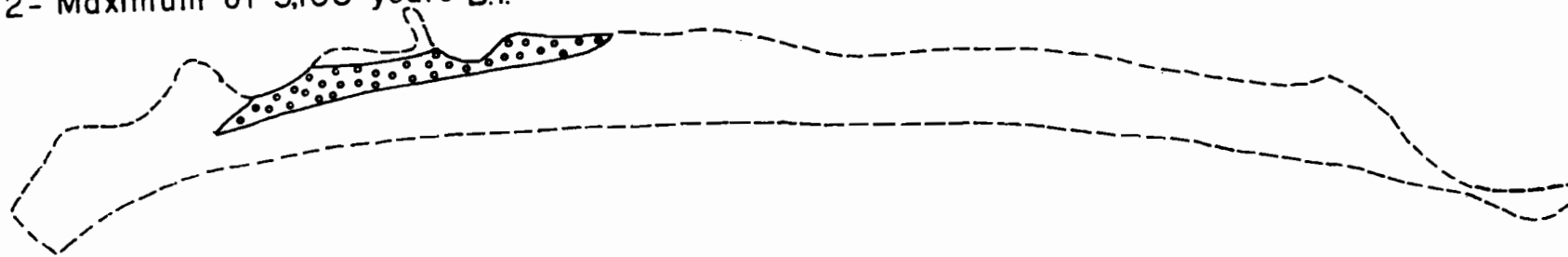
The southernmost part of Comprida island, on the lagoonal side, is made up of limonitized sands of the Cananéia Formation. During the maximum Holocene transgression, the southern extremity of the island was submerged (Fig. 19).

After the first maximum (5,100 years B.P.), the island "grew" northward in the direction of Iguape. The curved beach-ridges, easily visible on aerial photos, confirm this mode of formation. As the island "grew" longer northeastwardly, it was being enlarged by the addition of beach-ridges parallel to the present strandline. During the small transgression that took place prior to the second maximum (3,500 years B.P.), these beach-ridges were partially eroded. Really, the boundary of the sea during the second maximum is marked by a low-lying terrain about 100 m wide, found over the greater part of the island. Southward, near Boguaçu river, there is a shell-midden (S-20: Cananéia sheet) on the first ridge between the low-lying terrain and the sea. This shell-midden has been dated at $3,220 \pm 90$ years B.P. (Ba-307)

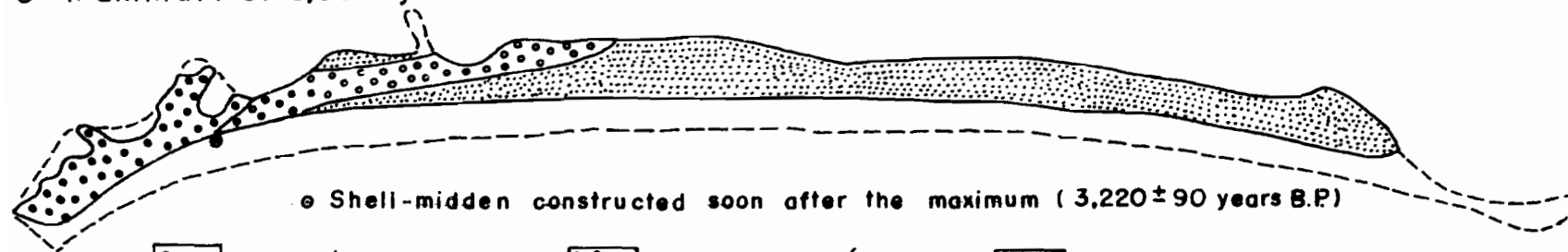
1 - Present stage



2 - Maximum of 5,100 years B.P.



3 - Maximum of 3,500 years B.P.



o Shell-midden constructed soon after the maximum (3,220 ± 90 years B.P)



Cananéia Formation



Eroded Cananéia Fm.



Holocene deposits

KS (1978)

Fig.19 - Evolutive scheme of Comprida Island during the Holocene.

baqui foi datado em $3\,220 \pm 90$ anos B.P. (Ba.307) e $3\,090 \pm 110$ anos B.P. (Gif.3645). Abundantes ossos de baleia encontrados neste sambaqui mostram que ele foi construído próximo ao oceano, isto é, no início da construção dos cordões externos. Isto confirma bem que toda a parte da ilha situada entre a zona baixa e o oceano foi formada após o segundo máximo (3 500 anos B.P.).

5.2 - PLANÍCIES DE ITANHAÉM E SANTOS

No meio de pontões de rochas precambrianas que separam as unidades de Cananéia-Iguape de Itanhaém situa-se a pequena planície quaternária de Guaraú. Ela é formada predominantemente por depósitos arenosos litorâneos sedimentados durante o último episódio transgressivo. Esta planície é drenada pelo Rio Guaraú, em cujas bordas desenvolvem-se formações de mangues atuais. Aqui foi constatada a existência de um pequeno sambaqui construído sobre um afloramento de rochas precambrianas.

5.2.1 - Planície costeira de Itanhaém

a) Características gerais - Esta planície se estende de Peruíbe a Mongaguá, alongando-se por cerca de 40 km e com largura máxima de cerca de 15 km. A região de Peruíbe é drenada pelos Rios Branco e Preto. As regiões centrais são drenadas pelo Rio Itanhaém e seus afluentes, os Rios Preto, Branco e Aguapeú. Existem vários sambaquis nas proximidades desses rios. Eles se acham localizados bem no interior, mostrando que a construção dos mesmos só teria sido possível em uma época de extensão lagunar correspondente a um nível marinho mais alto que o atual.

b) Formações quaternárias marinhas ou lagunares

Depósitos relacionados à transgressão Cananéia - Entre Peruíbe e Itanhaém encontra-se uma vasta zona de areias (provavelmente recobertas de dunas) que não chegam a atingir o pé da Serra do Mar. Ela é separada por uma zona mais ou menos pantanosa drenada pelo Rio Preto (Rio Itanhaém). A ausência de afloramentos naturais não nos permitiu definir adequadamente esta formação. Entretanto, a deposição dessas areias durante a transgressão Cananéia parece ser confirmada pela idade de $5\,275 \pm 125$ anos B.P. (Ba.349), de um fragmento de madeira coletado de uma forma

and $3,090 \pm 110$ years B.P. (Gif-3645). Abundant whale bones found in this shell-midden are suggestive of its construction near the ocean, that is, at the beginning of construction of the external beach-ridges. This low-lying terrain very nicely proves that the part of the island between the low-lying terrain and the ocean was entirely formed after the second maximum (3,500 years B.P.).

5.2 - ITANHAÉM AND SANTOS COASTAL PLAINS

Between the rocky Precambrian headlands that separate the Cananéia-Iguape unit from the Itanhaém unit is the small Quaternary plain of Guaraú. It is predominantly formed by sandy marine sediments deposited during the last transgressive period. This plain is drained by the Guaraú river, on whose margins mangrove deposits are developed. A small shell-midden built on Precambrian rock has been observed.

5.2.1 - Itanhaém coastal plain

a) General characteristics - This coastal plain extends from Peruíbe to Mongaguá, being about 40 km long and about 15 km in its widest place. The Peruíbe region is drained by the Branco and Preto rivers. The central part is drained by the Itanhaém river and its tributaries, the Preto, Branco and Aguapeú rivers. There are several shell-middens near these rivers, located very far from the present strandline, suggesting that their construction would have been possible only on lagoonal margins when the sea-level was higher than at present.

b) Quaternary formations of marine and lagoonal origins:

Sedimentary deposits related to the Cananéia transgression - Between Peruíbe and Itanhaém, there is an extensive sandy region (probably covered by eolian dunes) that does not reach the foot of "Serra do Mar". It is separated from the "Serra do Mar" by a more or less marshy zone drained by the Preto river (Itanhaém river). As natural outcrops are lacking, it was not possible to characterize adequately this formation. However, the deposition of these sands during the Cananéia transgression seems to be confirmed by the age of $5,275 \pm 125$ years B.P. (Ba-349) obtained for

ção argilo-orgânica lagunar. Os estudos de terreno mostram que esta foi depositada durante um período transgressivo em zona baixa daquela formação arenosa. As areias que formam esses depósitos arenosos, então, somente poderiam ter sido depositados durante um episódio transgressivo mais antigo que o último. A altitude atingida por esses depósitos é também incompatível com sedimentação associada à última transgressão. A sua origem marinha é comprovada pela presença de estruturas de cordões litorâneos, bem visíveis sobre as fotografias aéreas.

Na parte nordeste da planície encontra-se uma outra ocorrência dessas areias localizada entre colinas de rochas precambrianas. Os alinhamentos típicos de cordões litorâneos, em fotografias aéreas, atestam igualmente a sua origem marinha litorânea. Morfologicamente elas são diferenciadas muito claramente de uma formação litorânea mais recente.

Depósitos ligados à transgressão Santos- Estendendo-se entre o oceano e os depósitos marinhos pleistocênicos, são encontrados sedimentos arenosos de altitudes menores, que podem ser associados ao Holoceno. Esses depósitos mostram também alinhamentos nítidos de cordões litorâneos, quando observados sobre fotografias aéreas.

Nas zonas baixas, hoje drenadas pelos Rios Preto e Branco em Peruíbe, Preto, Branco e Aguapeú em Itanhaém, encontram-se formações argilo-arenosas de origem lagunar. Este tipo de depósito não encontra grande desenvolvimento na região de Peruíbe. Por outro lado, nas partes centrais e a nordeste da planície elas constituem a maior parte dos depósitos quaternários. A existência dessa antiga zona lagunar é confirmada pela presença de sambaquis situados sobre os Morros de Araraú (S-45), Mundo Novo (S-46) e sobre depósitos pleistocênicos (S-47). Esses sambaquis são formados de conchas de ostras, berbigões, amêijoas e *Azara priscoa*. A presença de berbigões (*Anomalocardia brasiliana*) e de amêijoas (*Lucina jamaicensis*) confirma a existência de uma antiga laguna salgada que não poderia ter existido senão por ocasião de nível marinho superior ao atual. Na cabeceira do vale do Rio Branco, sobre um pequeno morro de rochas precambrianas, encontra-se um sambaqui (S-48) formado de 90% de ostras e 10% de berbigões. LÖFGREN (1893) descreveu um outro sambaqui, com a mesma composição, que se situava 20 km a montante. A presença de berbigões e de amêijoas confirma igualmente a existência de uma laguna salgada. Da mesma maneira, LÖFGREN descreveu um sambaqui situado a

fossil wood from a lagoonal clayey-sandy deposit. Field surveys showed that this deposit was laid down in low-lying places eroded in the marine sands during a transgressive period. Thus, the marine sands could only have been deposited during a transgression older than the most recent one. Their altitudes are inconsistent with sedimentation associated with the last Santos transgression. The marine origin of these sands is confirmed by the presence of beach-ridge structures clearly visible on aerial photos.

In the northeastern part of this coastal plain these sands occur between hills of Precambrian rocks. The typical lineations of beach-ridges observed on aerial photos are also indicative of their shallow marine origin. By their morphology, they are clearly distinguishable from more recent littoral deposits.

Sedimentary deposits of the Santos transgression - Sandy deposits lower than the ones mentioned above occur between the ocean and the Pleistocene marine deposits and are probably Holocene in age. When observed on aerial photos, beach-ridge lineations are also very clear.

In lower zones presently drained by the Preto and Branco rivers in Peruíbe and by the Preto, Branco and Aguapeú rivers in Itanhaém, there are lagoonal clayey-sandy deposits. This type of sedimentary deposit is not very well developed in the Peruíbe area. On the other hand, in the central and northeastern parts of this coastal plain, they form the great majority of the Quaternary sedimentary deposits. The occurrence of this ancient lagoonal zone is suggested by the shell-middens on Araraú hill (S-45), at Mundo Novo (S-46), and on Pleistocene sands (S-47). These shell-middens are formed by oyster shells, *Anomalocardia brasiliana*, *Lucina jamaicensis*, and *Azara priscoa*. The presence of *Anomalocardia brasiliana* and *Lucina jamaicensis* is related to the ancient salt water lagoon of a period of sea-level higher than the present level. In the headwaters of the Branco river, on small hill of Precambrian rocks, there is a shell-midden (S-48) 90% comprised by oysters and 10% by *Anomalocardia brasiliana*. LÖFGREN (*op. cit.*) described another shell-midden with the same composition, situated 20 km toward the headwaters. As above, *Anomalocardia brasiliana* and *Lucina jamaicensis* indicate the presence of a salt water lagoon. LÖFGREN also described a shell-midden located 18 km from the Itanhaém river mouth, on the left margin of the

18 km da desembocadura do Rio Itanhaém, na margem esquerda do Rio Aguapeú. O sambaqui se situa a cerca de 800 m do rio sobre uma pequena elevação de terreno circundada por uma zona pantanosa. Ele é formado de 80% de ostras e o resto de berbigões e amêijoas.

Do mesmo modo, LÖFGREN descreveu um sambaqui situado praticamente no sopé da Serra do Mar na margem esquerda do Rio Preto, um pouco acima do Porto de Coatinga. Ele se acha situado sobre uma colina rodeada de pântano. Este sambaqui é também formado por ostras, berbigões, amêijoas e *Azara prisco*.

Na região de Peruíbe, o mesmo autor acima, descreveu um pequeno sambaqui situado a 5 km da desembocadura do Rio Branco. O sambaqui está situado na margem esquerda do rio sobre uma formação arenosa alta (Pleistoceno), sendo constituído inteiramente por berbigões.

A presença desses diversos sambaquis situados sobre morros de rochas precambrianas ou sobre formações marinhas pleistocênicas confirma a existência de uma antiga laguna de água salgada, que se estendia desde o pé da Serra do Mar até os afloramentos de areias pleistocênicas.

Mangues atuais - Esta região não apresenta lagunas e os mangues atuais são pouco desenvolvidos, sendo a sua extensão limitada à parte inferior dos rios da região de Peruíbe e Itanhaém.

c) Mecanismo de formação da planície de Itanhaém - O esquema de formação desta planície é bastante similar ao da planície Cananéia-Iguape (Figura 20).

Por ocasião da transgressão Cananéia o mar atingiu o sopé da Serra do Mar. Durante esta transgressão foram depositados sedimentos constituídos inicialmente por argilas transicionais e depois areias transgressivas por sobre uma formação continental do tipo Pariquera Açu. Cordões litorâneos sobre as areias transgressivas foram formados durante a regressão. Esses cordões parecem ter se desenvolvido a partir de uma restinga que se apoiava nos morros de rochas precambrianas encontrados defronte à serra. É provável que nesta época já existisse uma laguna ao pé da serra. Durante o período de nível marinho mais baixo que o atual, os depósitos precedentes foram mais ou menos profundamente erodidos. Na última transgressão o mar penetrou nas zonas baixas de modo relativamente rápido. Deste modo, o sambaqui do Rio Branco (S-48) foi datado de $5\,970 \pm 140$ anos B.P. (Ba.297). As datações dos sambaquis do Morro do Araraú (S-45) de $4\,630 \pm 140$ anos B.P. (Ba.296), Mundo Novo (S-46) de

Aguapeú river. The shell-midden is situated about 800 m from the river on a small elevation surrounded by a marshy zone. It is 80% oysters, the rest being *Anomalocardia brasiliiana* and *Lucina jamaicensis*. LÖFGREN further described a shell-midden situated practically at the foot of the "Serra do Mar", on the left margin of the Preto river, a little above the Coatinga port. It is situated on a hill surrounded by marsh and is also formed by oysters, *Anomalocardia brasiliiana*, *Lucina jamaicensis* and *Azara prisco*. In the Peruíbe region, he described a small shell-midden formed entirely of *Anomalocardia brasiliiana* 5 km from the Branco river mouth on a high Pleistocene sandy area on the left margin of the river.

The presence of these shell-middens on hills of Precambrian rocks or above Pleistocene marine formations confirm the existence of an ancient salt water lagoon that extended from the foot of the "Serra do Mar" as far as the outcrops of the Pleistocene sands.

Modern mangroves - There is no lagoons in this area, and the mangroves are little developed, being limited to the lower courses of the rivers from Peruíbe and Itanhaém.

c) Mechanism of formation of the Itanhaém coastal plain

The scheme of formation of this coastal plain is very similar to that for the Cananéia-Iguape coastal plain (Fig. 20).

During the Cananéia transgression, the sea came up to the foot of the "Serra do Mar" and the Pariquera Açu - type continental formation was covered initially by transitional clayey-sandy deposits, followed by transgressive sands. Beach-ridges on transgressive sands were formed during the regression. It seems that these beach-ridges were developed from a sand bar formed between hills of Precambrian rocks located in front of the "Serra do Mar". Probably at this time there was a lagoon at the foot of the "Serra do Mar". When the sea-level was lower than at present, the older deposits were more or less deeply eroded. During the last transgression the sea encroached more or less rapidly into the low-lying eroded zones. While the sea was entering low-lying zones, the higher portions were being eroded, and the sands from this erosion were forming the Holocene sedimentary deposits.

A shell-midden on the Branco river (S-48) was dated as $5,970 \pm 140$ years old (Ba-297); the

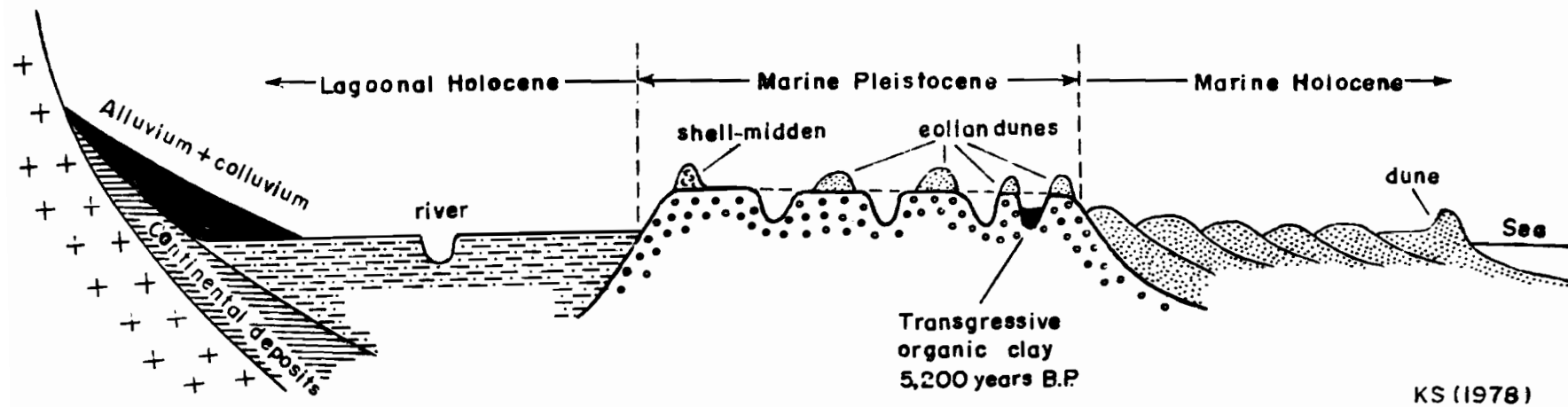


Fig.20 – Interpretative scheme of the Itanhaém coastal plain.

4 575 \pm 110 anos B.P. (Ba.446) e Rio Preto (S-47) de 4 640 \pm 100 anos B.P. (Ba.331) mostram a permanência desta laguna pelo menos até esta época.

Enquanto o mar penetrava nas partes mais baixas, erodia as partes mais altas, sendo as areias provenientes dessa erosão aproveitadas para a formação de depósitos arenosos holocênicos.

Nesta região não foi possível reconhecer a existência de diversas gerações de cordões holocênicos.

5.2.2 - Planície costeira de Santos

a) Características gerais - A planície de Santos forma um crescente de 40 km de extensão por 15 km de largura máxima, sendo limitada nas suas extremidades pela Serra de Mongaguá ao sul e pela parte rochosa da Ilha de Santo Amaro ao norte. Nas partes central e nordeste a planície é drenada por uma rede de lagunas e canais de maré que delimitam as Ilhas de São Vicente e Santo Amaro.

LÖFGREN (*op. cit.*) assinala a presença de 30 sambaquis nesta área, 6 dos quais encontram-se datados ao radiocarbono.

b) Formações quaternárias marinhas ou lagunares

Depósitos ligados à transgressão Cananéia - Na região sudoeste da planície, entre os Rios Piaçabuçu e Branco (região de Samaritã) existem afloramentos importantes de areias marinhas litorâneas, caracterizadas pela presença de tubos de *Callianassa* e pelos cordões regressivos. Comumente esses depósitos foram retrabalhados superficialmente por processos eólicos, apresentando dunas na sua parte superior. Ao longo do Rio Mariana o topo dos depósitos litorâneos situa-se em torno de 7 m acima do nível atual de maré alta. Um fragmento de madeira carbonizada, coletado de uma intercalação argilosa, próxima ao topo, datado de mais de 35 000 anos B.P., confirma a idade pleistocênica desses depósitos. Encontrase um outro testemunho desta formação na parte oeste da Ilha de São Vicente. Por outro lado, nenhum testemunho foi encontrado na parte nordeste da planície.

Depósitos relacionados à transgressão Santos - Depósitos arenosos litorâneos, caracterizados por tubos de *Callianassa* e cordões regressivos, formam uma faixa contínua que se estende do

dating of shell-middens from the Araraú mountain (S-45) indicated an age of 4,630 \pm 140 years B.P. (Ba-296), Mundo Novo (S-46) 4,575 \pm 110 years B.P. (Ba-446) and Preto river (S-47) 4,640 \pm 100 years B.P. (Ba-331), showing that this lagoon was maintained at least until this period.

It was not possible to recognize the existence of multiple generations of Holocene beach-ridges in this region.

5.2.2 - Santos coastal plain

a) General characteristics - The Santos coastal plain forms a crescent 40 km long and up to about 15 km wide that is limited by the Mongaguá mountains to the south and the rocky portion of the Santo Amaro island to the north. In the central and northeastern parts, the coastal plain is drained by lagoonal and tidal channel systems that isolate São Vicente and Santo Amaro islands.

LÖFGREN (*op. cit.*) noted the presence of 30 shell-middens on this coastal plain, 6 of which have been dated by the radiocarbon method.

b) Marine or lagoonal Quaternary formations: Sedimentary deposits related to the Cananéia transgression

- In the southwestern part of the coastal plain between the Piaçabuçu and Branco rivers (Samaritã region), there are important outcrops of littoral marine sands characterized by the presence of *Callianassa* burrows and regressive beach-ridges. Frequently, these sedimentary deposits have been superficially reworked by eolian processes and thus exhibit sand dunes on their tops. Along the Mariana river the upper part of the littoral sands is about 7 m above present high-tide level. Fossil wood from an argillaceous intercalation near the top of these sands, dated at more than 35,000 years B.P., confirms the Pleistocene age of these deposits. Another record of this formation is present in the western part of São Vicente island. On the other hand, it is not observed in the northeastern part of this coastal plain.

Sedimentary deposits related to the Santos transgression - Sandy littoral marine deposits characterized by *Callianassa* burrows and regressive beach-ridges comprise a continuous band between

Morro de Mongaguã ao Morro de Itaipu. Troncos de árvores em posição de vida, recobertos por essas areias marinhas, foram datados de $6\,250 \pm 130$ anos B.P. (Gif-3845) e $6\,480 \pm 75$ anos B.P. (Ba-327). Estas datações confirmam bem a época de formação desses depósitos, ocorrida durante a última transgressão. O topo desses depósitos marinhos arenosos situa-se 4,5 a 4,7 m acima do nível de maré alta atual.

Um certo número de sondagens efetuadas na cidade de Santos mostram que esta se acha instalada sobre estas areias holocênicas, que por sua vez repousam sobre sedimentos argilo-arenosos de origem lagunar. Da mesma maneira, a fachada marítima da Ilha de Santo Amaro é formada por estas areias litorâneas que se apoiam na parte rochosa da ilha. A sua idade holocênica é confirmada pela datação de conchas *in situ* ($4\,210 \pm 145$ anos B.P.: Ba-353) coletadas no Loteamento do Jardim Acapulco, situado por detrás da Praia de Pernambuco.

O resto da planície é formado essencialmente por depósitos argilo-arenosos de origem flúvio-lagunar.

Mangues atuais - Nas margens das lagunas e de canais de maré desenvolvem-se importantes formações de mangue.

c) Mecanismo de formação da planície de Santos - Neste caso também, por ocasião do máximo da transgressão Cananéia o mar atingia o sopé da Serra do Mar. Baseado nos perfis de sondagens que pudemos estudar, parece lícito admitir que uma formação argilosa do tipo transicional foi depositada sobre sedimentos continentais, provavelmente equivalentes à Formação Pariquera Açu. Sobre os sedimentos argilosos foram depositadas as areias transgressivas. Quando ocorreu a regressão, foram formados cordões litorâneos e dunas eólicas (Figuras 21 e 22).

É possível que essas areias regressivas tenham coberto só parte da planície atual. Durante a última grande fase regressiva, quando o nível do mar se achava - 110 m em relação ao nível atual, uma parte dos depósitos precedentes foi erodida, talvez mesmo até o seu Embasamento Cristalino (- 50 m). Por ocasião da última transgressão o mar penetrou nessas zonas baixas, criando uma rede de lagunas onde se depositaram sedimentos argilosos contendo restos de conchas e fragmentos vegetais. Numerosas sondagens mostram que, em certas partes da planície esses depósitos lagunares podem atingir até cerca de 50 m de espessura. Na mesma época o mar erodia as partes altas dos depósitos marinhos pleistocê-

Mongaguã and the Itaipu hills. Tree trunks in life positions, covered by these marine sands, have been dated at $6,250 \pm 130$ years B.P. (Gif-3845) and $6,480 \pm 75$ years B.P. (Ba-327). The ages indicate very well that these deposits were formed during the last transgression. The summits of these marine sandy deposits are about 4.5 to 4.7 m above present high-tide level.

Several drillings have shown that the city of Santos is situated on Holocene sands which in turn lie upon lagoonal clayey-sandy sediments. In the same way, the sea-front of Santo Amaro island is made up by Holocene marine sands abutting against the rocky portion of the island. Their Holocene age is confirmed by dating of *in situ* mollusk shells ($4,210 \pm 145$ years B.P.: Ba-353) from a trench opened in the "Acapulco" allotment behind Pernambuco beach.

The rest of the coastal plain is essentially made up of clayey-sandy, fluvial-lagoonal sedimentary deposits.

Recent mangroves - At the lagoonal edges and in the tidal channels, there are very important developments of mangrove swamps.

c) Mechanism of formation of the Santos coastal plain

At the maximum of the Cananéia transgression, as elsewhere, the sea also reached the foot of the Serra do Mar in this case. Based on drilling profiles which we have studied, it is possible that transitional clayey-sandy sediments were laid down on continental deposits probably equivalent to Pariquera Açu Formation. Transgressive sands were deposited on the argillaceous sediments, and during regression, beach-ridges and eolian dunes were formed (Figs. 21 and 22).

Probably only part of the present coastal plain was covered by these regressive sands. During the last great regression, when the sea-level was - 110 m in relation to the present level, the older deposits were partially eroded, and in places even the crystalline basement was eroded down to - 50 m. When the Santos transgression occurred, the sea entered these low-lying zones and established lagoonal systems in which argillaceous sediments with shell debris and plant fragments were actively deposited. Several drillings have shown that these lagoonal deposits may be about 50 m thick in certain areas of the coastal plain. At the same time, higher parts of the Pleistocene marine deposits were eroded, thereby providing materials for deposition as transgressive Holocene sands. Behind these deposits an extensive lagoon formed which was filled in by sediments and

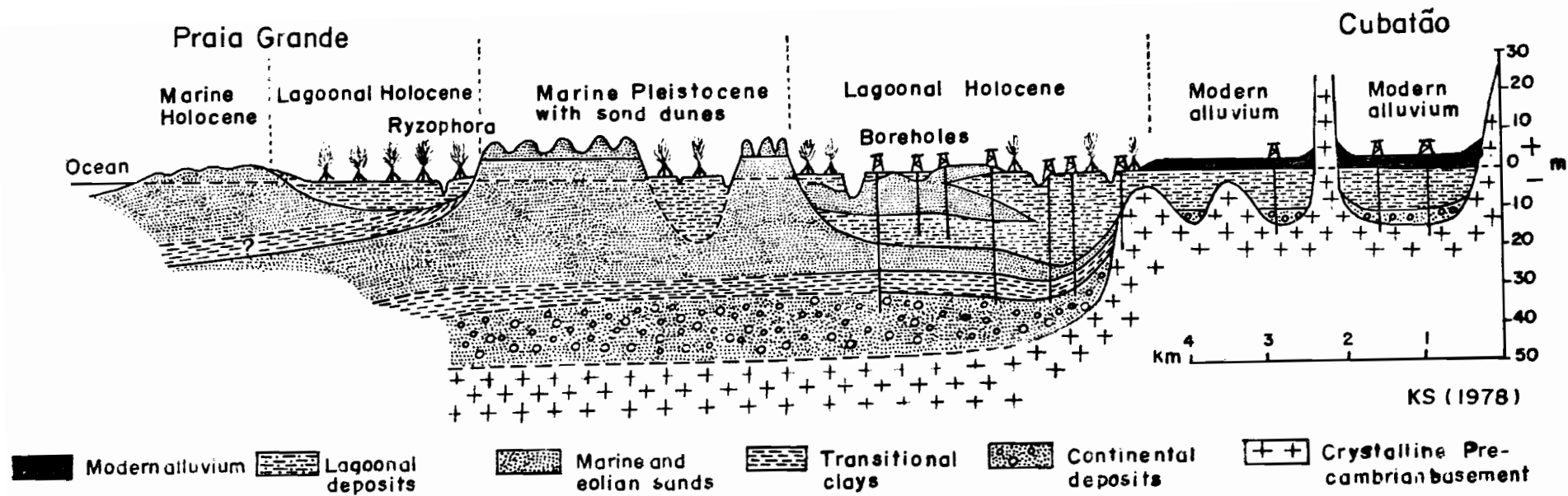


Fig.21-Interpretative profile of sedimentary deposits in Santos coastal plain.

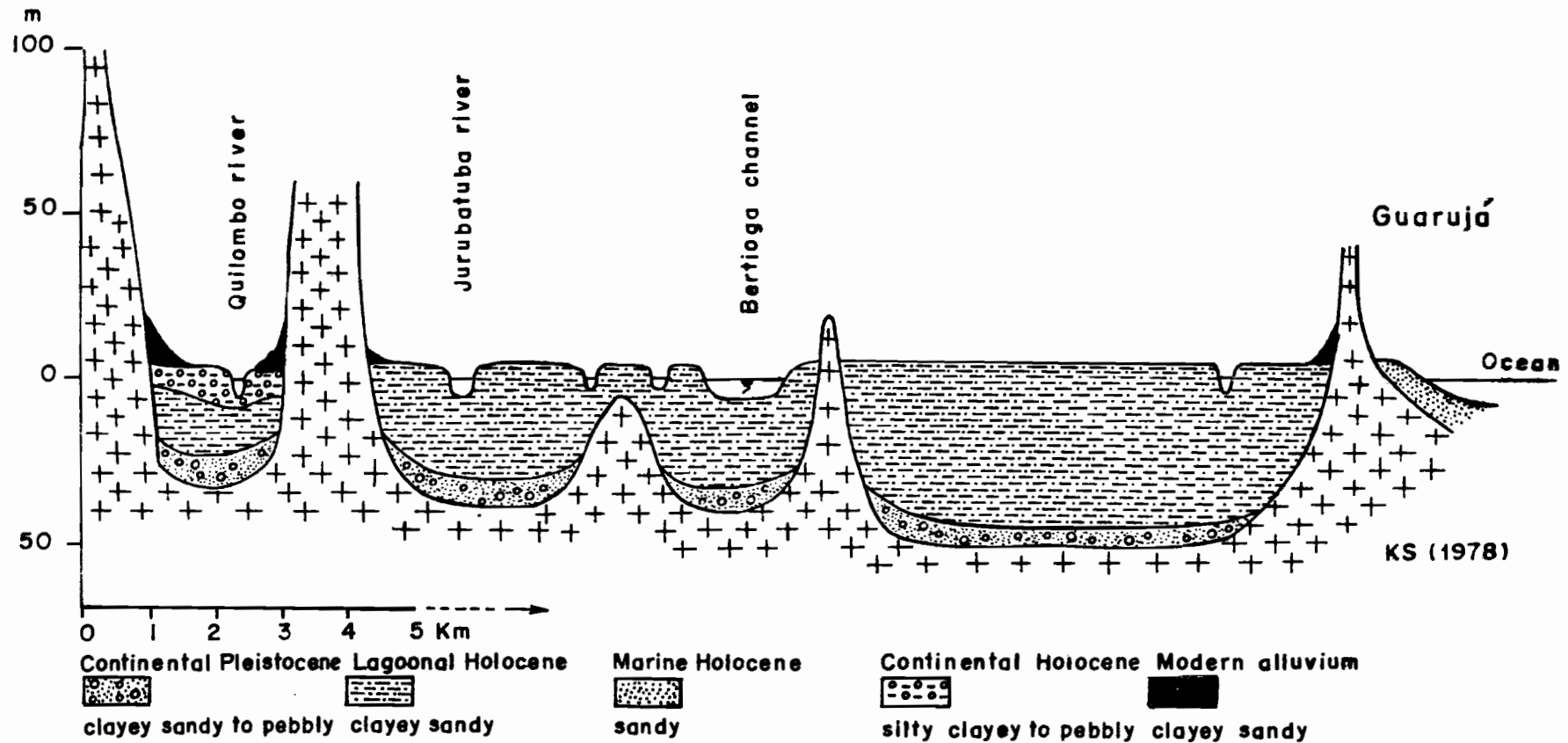


Fig. 22 - Interpretative profile of the southwestern Santos coastal plain between Serra do Mar and Guarujá (State of São Paulo).

nicos que forneciam areias para os depósitos holocênicos transgressivos. Por detrás desses depósitos foi formada uma vasta laguna que foi parcialmente colmatada e colonizada pela vegetação de mangue a medida que o nível do mar retornava a sua posição atual. Até agora não foi possível reconhecer a existência de várias gerações de cordões holocênicos. Entretanto, o mínimo de 3 800 anos B.P. parece ser confirmado pela datação de conchas do sambaquí de Maratuã (S-54) de $3\ 865 \pm 95$ anos B.P. (I-9185), conforme GARCIA (1977) e $3\ 934 \pm 140$ anos B.P. (Ba.382). De fato, a base do sambaquí situa-se abaixo do nível de maré alta atual (EMPERAIRE e LAMING, 1956). Mesmo que tenha ocorrido um afundamento da base do sambaquí, este não deve ter atingido cifras significativas. Então, é lógico admitir que por volta de 3 800 anos B.P. o nível do mar encontrava-se próximo ao nível atual ou mesmo inferior. Amostras de vermetídeos datados de $3\ 625 \pm 100$ anos B.P. (Ba.352) indicam um antigo nível marinho de + 2,5 m. Este dado parece corroborar a existência de um segundo máximo de 3 500 anos B.P.

A formação da parte da ilha de Santo Amaro, situada entre as praias da Enseada, Pernambuco e Perequê, merece uma atenção especial (Figura 23). Por ocasião do primeiro máximo da transgressão holocênica o mar atingiu o sopé da parte rochosa da ilha de Santo Amaro. Um pouco depois deste máximo, um tombolo apoiado na parte rochosa da ilha de Santo Amaro e sobre o Morro do Clube Tortuga foi formado. Em seguida, sedimentos arenosos apoiados sobre os morros de rochas precambrianas delimitaram a Praia de Pernambuco formando, em consequência, uma baía profunda aberta para o atual sítio da Praia de Perequê. O sambaquí do Mar Casado (S-55), datado por DUARTE (in: UCHÔA, 1973) em $4\ 400 \pm 130$ anos B.P. (Gif.1194), foi localizado sobre estas areias, mostrando que esta baía foi formada antes dessa época. Amostras de conchas foram coletadas no local da antigabaía, tendo sido datadas de $4\ 210 \pm 145$ anos B.P. (Ba.353) mostrando que nesta época a baía ainda existia. Com o paulatino retorno do nível marinho ao nível atual a baía foi desaparecendo e este recuo do mar era acompanhado pela formação de cordões litorâneos, cuja orientação confirma o esquema.

5.3 - PARTE DO LITORAL ENTRE BERTIOGA E ILHA DE SÃO SEBASTIÃO

Com base nos critérios morfológicos é

invadido por mangrove vegetation during the return of the sea to its present position. Till now, it has not been possible to recognize the occurrence of multiple generations of Holocene beach-ridges. However, the sea-level minimum at 3,800 years B.P. seems to be confirmed by the shells of the Maratuã shell-midden (S-54) dated at $3,865 \pm 95$ years B.P. (I-9185), according to GARCIA (1977), and $3,934 \pm 140$ years B.P. (Ba-382). In fact, the shell-midden substrate is below the present high-tide level (EMPERAIRE and LAMING, 1956). Even if the shell-midden substrate has been subjected to some sinking, it must have been negligible. Thus, it is reasonable to admit that about 3,800 years B.P. sea-level was near or even below the present level. *Vermetid* samples dated as $3,625 \pm 100$ years old (Ba-352) indicate an ancient sea-level of + 2.5 m. This date seems to corroborate the occurrence of a second maximum at 3,500 years B.P.

The area of Santo Amaro island between Enseada, Pernambuco and Perequê beaches deserves special consideration (Fig. 23). During the first maximum of the Holocene Santos transgression, the sea reached the foot of the rocky portion of Santo Amaro island. A little after this maximum, a "tombolo" formed that linked Santo Amaro island to Tortuga Club hill. Later, sandy deposits abutting against rocky Precambrian hills established the limits of Pernambuco beach, and as consequence a deep bay was formed open toward the present Perequê beach. The Mar Casado shell-midden (S-55), dated by DUARTE (in UCHÔA, 1973) at $4,400 \pm 130$ years B.P. (Gif.1194) was found on these sands, suggesting that this bay formed before this date. A shell sample collected from the area of the ancient bay was still there at this time. With the gradual retreat of the sea, beach-ridges formed, whose arrangement confirms this scheme.

5.3 - PART OF THE COASTAL REGION BETWEEN BERTIOGA AND SÃO SEBASTIÃO ISLAND

Based on morphology, this part of the coastal

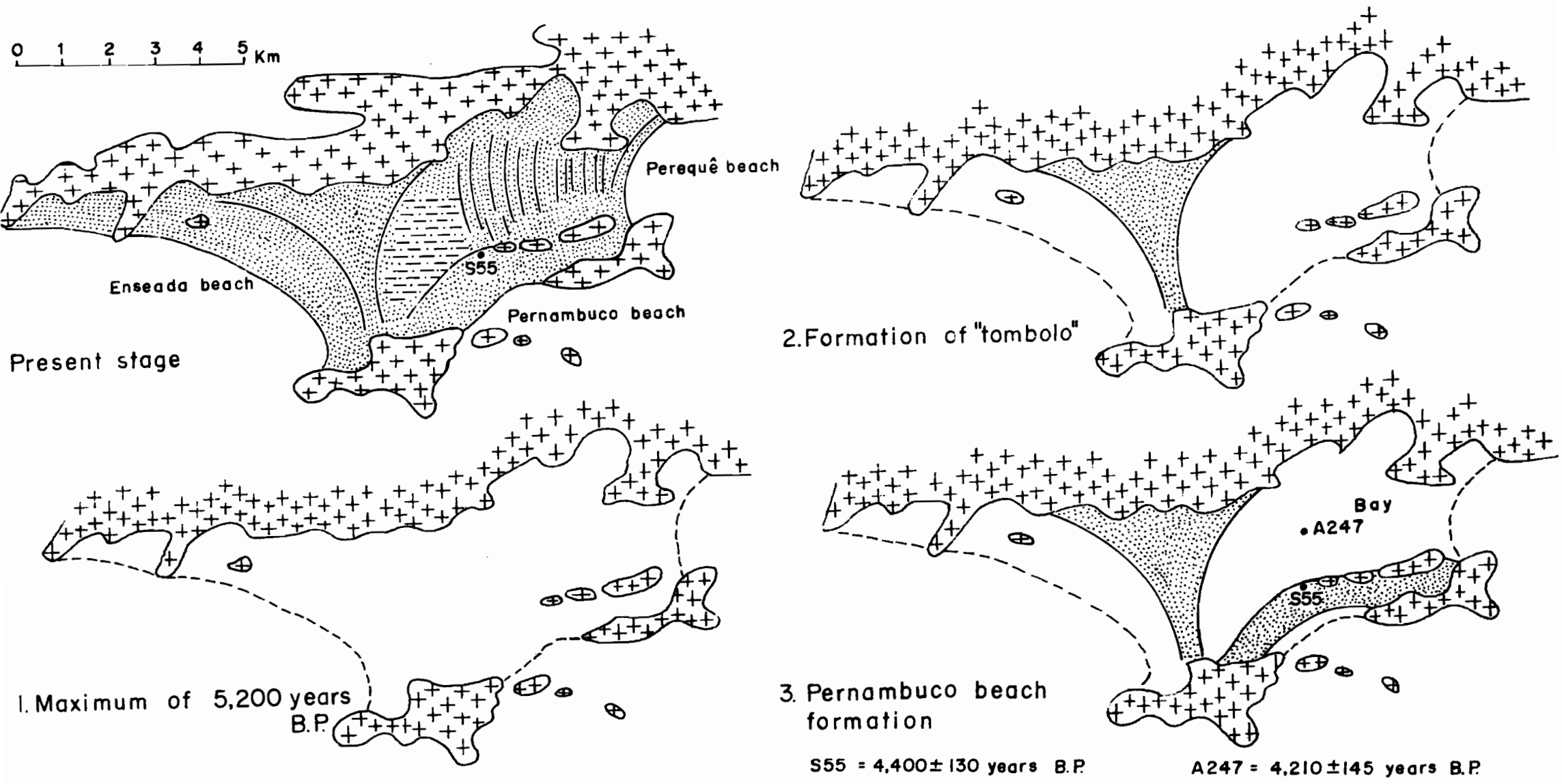


Fig. 23- Evolutive scheme of the coastal plain among Enseada, Pernambuco and Perequê beaches.

possível subdividir este trecho do litoral em duas partes distintas, que apresentam características muito diferentes: região de Bertioga e a região entre a Barra do Una e a Ilha de São Sebastião.

5.3.1 - Planície costeira de Bertioga

a) Características gerais - A planície sedimentar de Bertioga, situada a nordeste da planície de Santos da qual se acha separada pelo Canal de Bertioga, estende-se por uma distância de quase 45 km, com largura máxima de 7 a 8 km. A região não apresenta lagunas, porém três rios (Itapanhaú, Itaguare e Guaratuba) drenam zonas baixas que antigamente deviam formar lagunas, quando o nível marinho era superior ao atual. Na planície são encontrados certo número de morros de rochas cristalinas que foram unidos recentemente ao continente, por meio de tómbolos.

Os sambaquis são ausentes ou raros nesta região, fato que pode ser explicado pelo desenvolvimento limitado de regiões lagunares.

b) Formações quaternárias marinhas ou lagunares

Depósitos ligados à transgressão Cananéia - Entre a cidade de Bertioga e o Rio Itapanhaú encontra-se uma formação arenosa limonitizada, que se distingue morfologicamente dos outros depósitos da planície. Sua parte superior situa-se no mínimo 5,5 m acima do nível da maré alta atual. A idade de $6\ 020 \pm 130$ anos B.P. (Gif-3850), fornecida por um pedaço de madeira carbonizada coletada de uma formação argilosa, recoberta por areias marinhas que se apoiam nesta formação, mostra que ela é mais antiga que 6 000 anos B.P. e então, que muito provavelmente foi depositada durante a transgressão Cananéia.

Pode-se percorrer a planície desde a altura do Morro da Enseada até Barra do Itaguare e região de Una, sem encontrar qualquer outro vestígio de formação marinha pleistocênica. Todavia, é possível que ocorra a nordeste do Morro de Itaguare, entretanto, a ausência de quaisquer cortes não nos permitem afirmar com segurança, e podem-se tratar somente de dunas formadas sobre o topo de areias holocênicas marinhas.

Depósitos relacionados à transgressão Santos - A maior parte da planície é formada por depósitos arenosos originados durante a última fase transgressiva. A idade de $6\ 020 \pm 130$ anos

region may be divided into two distinct portions, with very different characteristics: the Bertioga area and the part between the Una outlet and São Sebastião island.

5.3.1 - Bertioga coastal plain

a) General characteristics

The Bertioga sedimentary plain, northeast of the Santos coastal plain, from which it is separated by the Bertioga channel, is about 45 km long and 7 to 8 km wide. There are no lagoons in this region, but three rivers (Itapanhaú, Itaguare and Guaratuba) drain lowlands of ancient lagoonal deposits which formed when the sea-level was higher than present. On the coastal plain are several hills of crystalline rocks, recently connected to the continent by "tombolos".

Shell-middens have not been found in this region, which may be explained by the very restricted development of lagoonal areas.

b) Marine and lagoonal Quaternary formations:

Sedimentary deposits related to the Cananéia transgression - Between the town of Bertioga and the Itapanhaú river, a limonitized sandy formation is found that is morphologically distinct from other deposits of the coastal plain. Its top is situated at least 5.5 m above high-tide level.

The age of $6,020 \pm 130$ years B.P. (Gif-3850), given by a fossil wood fragment collected from an argillaceous sediment covered by marine sands, suggests that the limonitized sandy deposits are older than 6,000 years B.P. and probably was deposited during the Cananéia transgression.

One can cross the coastal plain from Enseada hill as far as the Itaguare and Una outlets without finding any trace of the Pleistocene marine formation. Nevertheless, it is possible that it may be represented northeast of Itaguare hill.

Sedimentary deposits related to the Santos transgression - The majority of the coastal plain is formed by sandy deposits that originated during the last transgressive phase. The above-

B.P., supracitada, nos mostra que uma parte das areias tenha sido depositada no transcorrer da primeira oscilação positiva do nível marinho. Outra datação, efetuada sobre um fragmento de madeira, também coletado das argilas recobertas por areia, forneceu uma idade de $3\,520 \pm 130$ anos B.P. (Ba.498). Essas argilas e areias estão apoiadas contra a formação precedente, originada durante a primeira oscilação e, então, elas devem ter sido sedimentadas no transcurso da segunda oscilação positiva do nível do mar (Figuras 24 e 25). Rumo ao sopê da Serra do Mar os depósitos arenosos de origem marinha são recobertos por sedimentos continentais (alúvio-colúviais) mais ou menos recentes.

Formação de mangue - Como as lagoas são praticamente inexistentes na região as formações de mangue são também muito pouco desenvolvidas, limitando-se aos cursos inferiores dos rios.

c) Mecanismo de formação da planície costeira de Bertioga - Em traços gerais, o esquema de formação desta planície permanece praticamente o mesmo das planícies precedentes. Por ocasião do máximo da transgressão Cananéia o mar atingia o sopê da Serra do Mar, quando foram depositadas areias transgressivas. Na regressão essas areias foram recobertas por cordões litorâneos. Na fase de nível marinho inferior ao atual essas areias foram mais ou menos erodidas. O mar parece ter praticamente destruído os depósitos arenosos restantes, durante a última fase transgressiva. O testemunho de areia pleistocênica encontrado próximo à Bertioga foi preservado da ação erosiva das vagas pela extremidade norte da Ilha de Santo Amaro.

Durante o primeiro máximo holocênico o mar atingiu novamente o sopê da Serra do Mar, depositando então sedimentos arenosos litorâneos. Quando ocorreu uma pequena regressão, aqueles depósitos foram recobertos por cordões litorâneos. No decurso do segundo episódio transgressivo holocênico, o mar penetrou nas zonas baixas depositando argilas ricas em restos orgânicos, destruindo, ao mesmo tempo, uma parte dos depósitos precedentes. Os cordões litorâneos tão nitidamente vistos, hoje em dia, sobre as fotografias aéreas, principalmente na parte externa da planície, devem ter sido formados durante o retorno do nível marinho para o nível atual. Os Morros da Enseada, São Lourenço, Itaquã e Jurêia devem ter sido unidos ao continente durante esta última fase regressiva.

-mentioned age of $6,020 \pm 130$ years B.P. shows that these sands were partially deposited during the first positive fluctuation of the sea-level. Another dating, made on a wood fragment also collected from argillaceous sediments covered by sand, gave an age of $3,250 \pm 130$ years (Ba-498). These clays and sands abut against the older formation originated during the first fluctuation and thus would have been deposited during the second positive sea-level fluctuation (Figs. 24 and 25). Toward the foot of the Serra do Mar, the sandy marine deposits are covered by more or less recent continental deposits (alluvium + colluvium).

Recent mangroves - As lagoas are almost absent in the area, mangroves are also little developed and restricted to the lower courses of the rivers.

c) Mechanism of formation of the Bertioga coastal plain

In general features, the scheme of formation of this plain is almost the same as those for the previous coastal plains. During the maximum of the Cananéia transgression, the sea reached the foot of the Serra do Mar, and transgressive sands were deposited. During regression these sands were covered by beach-ridges. When the sea-level was lower than the present level, these sands were more or less eroded. The rest of the sandy deposits were practically destroyed during the last transgressive phase. Pleistocene sands found near Bertioga have been protected from erosive wave action by the extremity of Santo Amaro island.

During the first Holocene maximum, the sea twice reached the foot of Serra do Mar, with deposition of littoral marine sands each time. When a minor regression occurred, these deposits were covered by beach-ridges. With the second Holocene transgressive episode, the sea encroached upon low-lying zones, depositing clays rich in organic remains and simultaneously destroying part of the previous deposits. The beach-ridges so clearly seen on aerial photos, mostly along the external part of the coastal plain, must have formed during the retreat of the sea towards its present level. The Enseada, São Lourenço, Itaquã and Jurêia hills may have been connected to the continent during the last transgression.

5.4 - TRECHO DO LITORAL ENTRE BARRA DO UNA E ILHA DE SÃO SEBASTIÃO

Nesta parte do litoral acham-se desenvolvidas apenas pequenas planícies sedimentares, que são denominadas de oeste para leste: Planície de Jaqueí, Planície do Saí, Planície da Baleia, Planície do Camburi, Planície de Boioçucanga, Planície de Maresia, Planície do Paúba, Planície do Toque-Toque Pequeno, Planície do Toque-Toque, Planície do Guacã.

Essas planícies são formadas, praticamente sem exceção, por sedimentos continentais na sua parte interna e sedimentos marinhos na parte externa. Não foram constatados depósitos ligados à penúltima fase transgressiva. As observações de terreno permitiram reconhecer dois tipos de planícies, representadas pelas planícies de Jaqueí e de Boioçucanga.

5.4 - PART OF THE COASTAL REGION BETWEEN THE UNA OUTLET AND SÃO SEBASTIÃO ISLAND

In this part of the coastal area, only small sedimentary plains are developed, named, from W to E: Jaqueí, Saí, Baleia, Camburi, Boioçucanga, Maresia, Paúba, Toque-Toque Pequeno, Toque-Toque and Guacã plains.

Practically without exception, these plains consist of continental sediments in their inland portion and marine sediments in their seaward portion. Sedimentary deposits related to the Cananéia transgressive phase have not been observed. Field observations permit the recognition of two types of coastal plains, best represented by the Jaqueí and Boioçucanga plains.

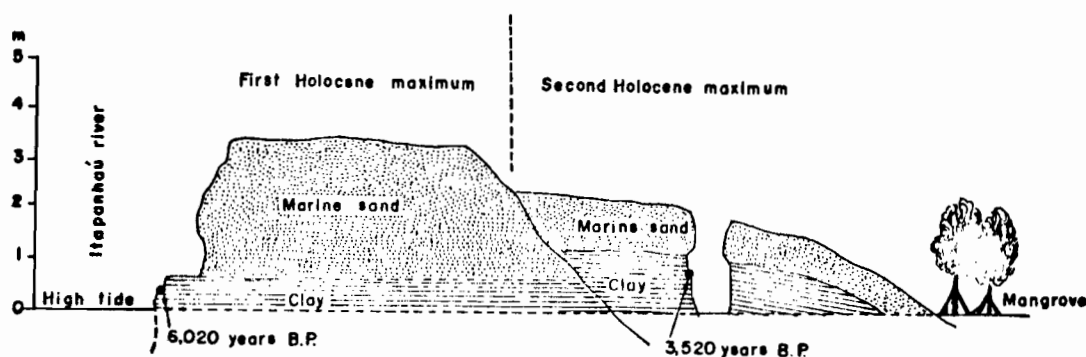


Fig 24 - Holocene deposits and their relationship with the Santos transgression (Itapanhaú river margin - Bertiooga coastal plain).

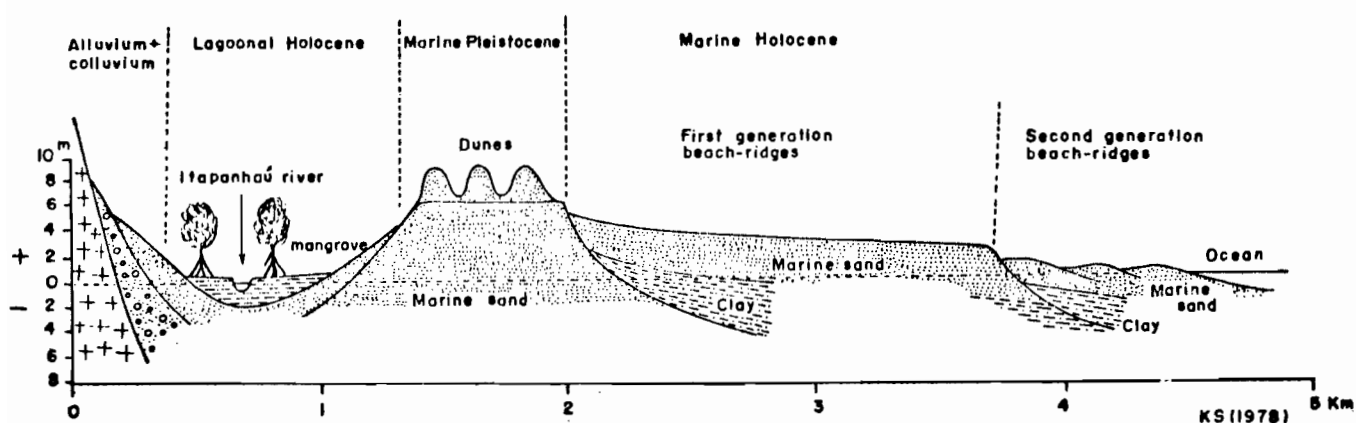


Fig 25 - Interpretative profile for the Bertiooga coastal plain (State of São Paulo).

5.4.1 - Planície tipo Juquef

A maior parte da planície é formada por uma zona baixa constituída de sedimentos argilo-arenosos que são separados do mar por uma faixa de areias marinhas nitidamente mais elevadas (Figura 26).

A origem deste tipo de planície pode ser entendida da seguinte maneira. Após uma fase de nível marinho alto, foi formada uma restinga apoiada em dois pontões do Precambriano, fechando uma antiga baía que existia no local da atual planície. Atrás da restinga formou-se então uma laguna, onde foram depositados sedimentos argilo-arenosos. Por ocasião do retorno do mar para o nível atual a restinga original sofreu um alargamento por acreção lateral de cordões litorâneos. Simultaneamente a laguna apresentava tendência cada vez mais acentuada para colmatção e ressecção. Após o desaparecimento da laguna os depósitos lagunares foram parcialmente recobertos por sedimentos continentais. Algumas das planícies formadas por este mecanismo são as de Baleia e Camburi.

5.4.2 - Planície tipo Boioçucanga

Neste caso os sedimentos marinhos entram diretamente em contato com os sedimentos continentais do sopé da serra (Figura 27). O fato por que este tipo não está ligado a uma restinga isolando uma laguna provavelmente pode ser explicado por diferenças de energia e de morfologia da aquele trecho do litoral. As planícies formadas segundo este esquema são as de Maresia, Paúba, Toque-Toque, Guaecã e Baraqueçaba.

5.5 - LITORAL ENTRE ILHA DE SÃO SEBASTIÃO E SERRA DO PARATI

Este trecho do litoral abrange as folhas de Caraguatatuba, Ubatuba e Parati. Esta parte, que apresenta cerca de 100 km de comprimento (em linha reta) é caracterizada por pequenas extensões de depósitos sedimentares marinhos. Somente a Planície de Caraguatatuba apresenta um desenvolvimento mais importante.

5.4.1 - Juquef-type coastal plain

In this type, the majority of the plain consists of a lower zone of clayey-sandy sediments that are separated from the sea by a clearly more elevated, sandy marine belt (Fig. 26).

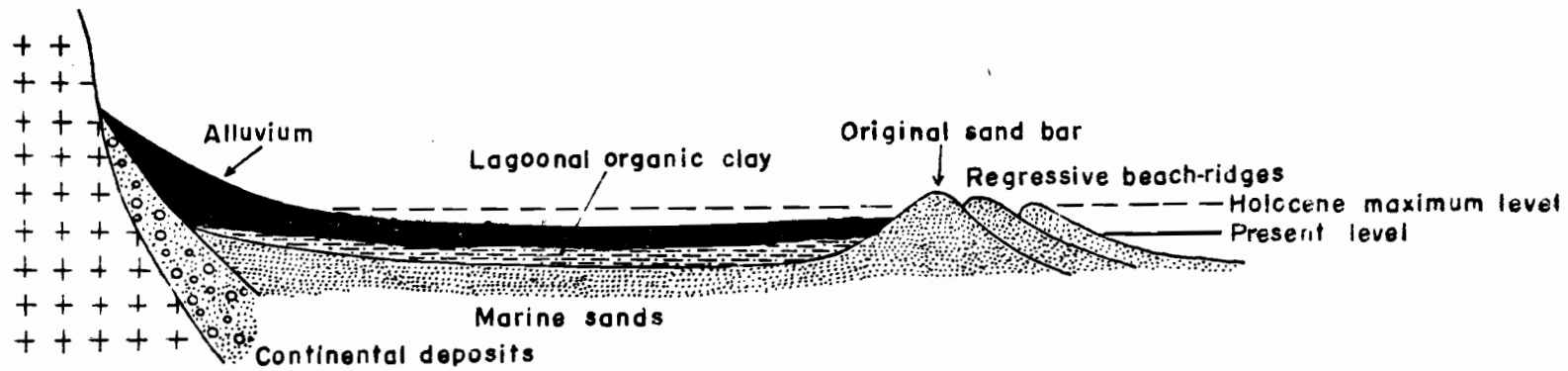
The origin of this type of coastal plain can be understood in the following way. After a higher sea-level period, a sand bar, abutted against two Precambrian headlands, was formed, closing an ancient bay in the position of the present coastal plain. Behind the sand-bar a lagoon formed where clayey-sandy sediments were deposited. When the sea-level returned to its present position, the original sand-bar was subjected to enlargement by the lateral addition of beach-ridges. Simultaneously, the lagoon showed a greater and greater tendency for filling and drying up. After the disappearance of the lagoon, the lagoonal sediments were partially covered by continental deposits. Some of the coastal plains that formed in this way are those of Baleia and Camburi.

5.4.2 - Boioçucanga-type coastal plain

In this type, the marine sediments are directly in contact with continental sediments at the foot of the Serra do Mar (Fig. 27). The reason why the formation of this type of coastal plain is not related to a sand-bar separating a lagoon can probably be explained by differences of wave and current energy and morphology of that part of the coastal region. The coastal plains of this type are those of Maresia, Paúba, Toque-Toque, Guaecã and Baraqueçaba.

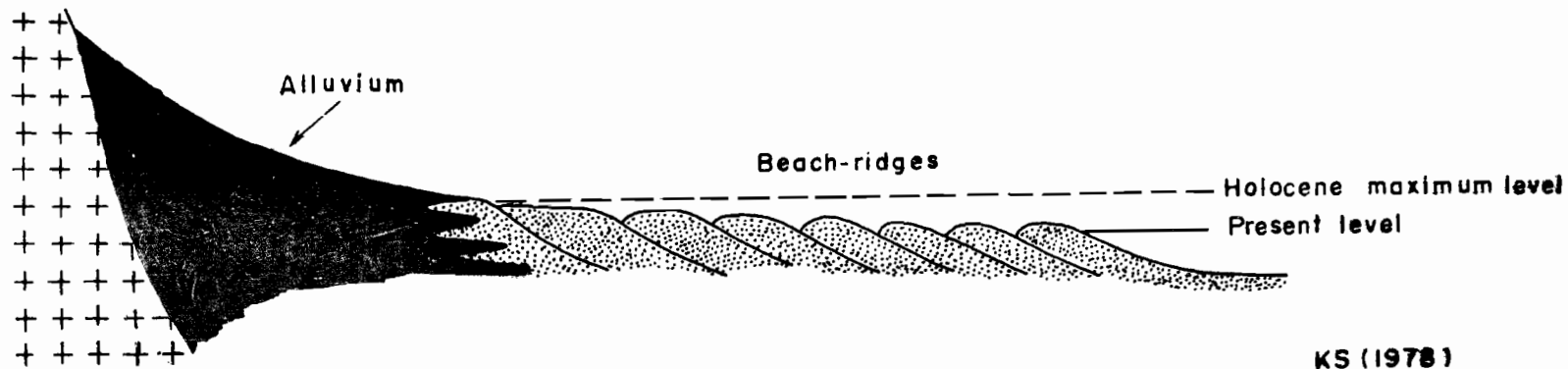
5.5 - COASTAL REGION BETWEEN SÃO SEBASTIÃO ISLAND AND THE PARATI MOUNTAINS

This part of the coastal region embraces the Caraguatatuba, Ubatuba and Parati sheets. It is about 100 km long in a straight line and characterized by very restricted marine sedimentary deposits. Only the Caraguatatuba coastal plain has significant sedimentary deposits.



KS (1978)

Fig.26 - Interpretative profile for the Juqueí coastal plain.



KS (1978)

Fig.27 - Interpretative profile for the Boioçucanga coastal plain.

5.5.1 - Planície de Caraguatatuba

a) Características gerais - A planície sedimentar de Caraguatatuba possui um comprimento de aproximadamente 12 km e largura máxima de 7 km. Os aspectos geomorfológicos foram recentemente estudados por CRUZ (1974).

b) Formações quaternárias marinhas ou lagunares

Depósitos ligados à transgressão Cananéia - Restos de terraços marinhos com 7 a 8 m de altitude, muito dissecados pela erosão, encontram-se sobretudo na parte norte da planície (entre os Morros de Indaiaquara e Empresa). Do mesmo modo, alguns testemunhos mais reduzidos são encontrados no centro e na parte sul. A idade pleistocênica desses depósitos é atestada por datações de fragmentos de madeira coletados de formações argilo-arenosas depositadas nas partes erodidas dessas areias que forneceram idades superiores a 6 000 anos B.P. Uma série de sondagens executadas pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT/SA) permitiu elaborar um perfil que mostra bem as relações entre essas formações (Figura 28).

Depósitos relacionados à transgressão Santos - Com base em estudos geomorfológicos, CRUZ (*op. cit.*) admite duas gerações de cordões holocênicos. Amostras de conchas coletadas na zona de segunda geração (mais recentes), próximo ao contato com os cordões da primeira geração, foram datadas em $2\,750 \pm 130$ anos B.P. (Ba.452). Esta idade situa esses depósitos na fase bem depois do segundo máximo holocênico. Portanto, parece lógico pensar que os cordões litorâneos mais internos tenham sido formados logo após o primeiro máximo holocênico.

Por detrás dos cordões mais antigos, encontra-se uma extensa zona baixa formada por sedimentos argilosos. Conchas e fragmentos de madeira coletados das argilas a 15 m abaixo do nível marinho atual indicaram idades variando entre $8\,030 \pm 150$ anos B.P. (Gif.3434) a $4\,400 \pm 110$ anos B.P. (próximo a superfície). Portanto, esses depósitos argilosos estão relacionados com a última transgressão. Os depósitos mais antigos, que são também os mais profundos, foram depositados em zonas baixas formadas por erosão durante a regressão precedente.

5.5.1 - Caraguatatuba coastal plain

a) General characteristics

The Caraguatatuba sedimentary plain is about 12 km long with a maximum width of 7 km. The geomorphological features were recently studied by CRUZ (1974).

b) Marine and lagoonal Quaternary formations:

Sedimentary deposits related to the Cananéia transgression - Remains of marine terraces 7 to 8 m high, very dissected by erosion, are found especially in the northern part of the coastal plain (between Indaiaquara and Empresa hills). Some lesser evidence records is found in the central and southern part. The Pleistocene age of these deposits is suggested by fossil wood fragments more than 6,000 years old from clayey-sandy formations deposited in eroded portions of the older sands. A series of drillings by the "Instituto de Pesquisas Tecnológicas S/A" permitted the elaboration of a profile that shows the relationship between these formations (Fig. 28).

Sedimentary deposits related to the Santos transgression - Based on geomorphological studies, CRUZ (*op. cit.*) admitted two generations of Holocene beach-ridges. Shell samples collected in the zone of the second generation (more recent) ridges near the contact with the first generation beach-ridges were dated at $2,750 \pm 130$ years B.P. (Ba-452). This age places these deposits in a period much more recent than the second Holocene maximum. Therefore, it seems logical that the more inland beach-ridges would have been formed soon after the first Holocene maximum.

Behind the older beach-ridges, there is an extensive low-lying zone consisting of clayey deposits. Shells and wood fragments collected from the clays 15 m below the present sea-level indicated ages ranging from $8,030 \pm 150$ years B.P. (Gif-3434) to $4,400 \pm 110$ years B.P. (near the surface). Thus, these clay deposits are related to the last transgression. Still older deposits, which are also deeper, were deposited in still lower areas formed by erosion during the previous regression.

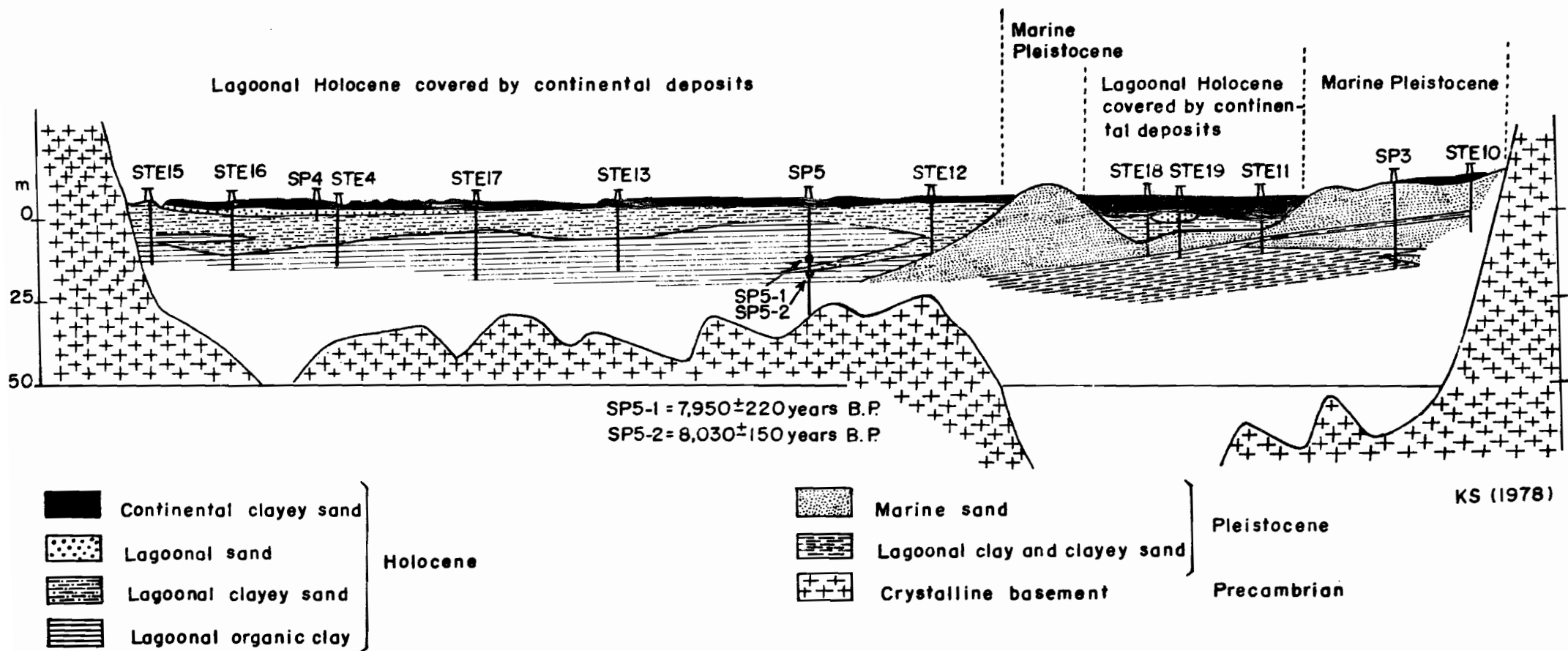


Fig. 28 — Profile along the Caxeta line, Caraguatatuba coastal plain (Modif. from FULFARO et al., 1976).

c) Mecanismo de formação da Planície de Caraguatatuba - Podem ser reconhecidos os seguintes estádios associados à formação desta planície (Figura 29):

Primeiro estágio - Por ocasião do máximo da transgressão Cananéia o mar penetrou em toda a zona hoje ocupada pela planície, depositando então areias marinhas transgressivas. De fato, na base da seqüência encontra-se uma formação argilosa de transição (Veja Figura 28).

Segundo estágio - No instante do máximo da transgressão ou pouco tempo depois, uma ilha-barreira fechou o fundo da baía isolando duas zonas lagunares, separadas pelo Morro de Camburu. Em seguida, sedimentos argilo-arenosos foram depositados nessas lagoas.

Terceiro estágio - Durante o período regressivo, cordões litorâneos foram acrescentados à restinga original, houve ressecção das lagoas e a superfície desses depósitos foi recoberta por sedimentos continentais. Na fase de nível marinho inferior ao atual as formações marinhas arenosas e as lagunares argilo-arenosas foram profundamente erodidas. A drenagem instalou-se preferencialmente nas zonas intercordões.

Quarto estágio - Durante a última transgressão o mar penetrou novamente na planície de Caraguatatuba. Inicialmente, este avanço ocorreu preferencialmente pelas zonas baixas, formando-se uma rede de lagoas. Dois pedaços de madeira coletados de antigas formações de mangue e que testemunham níveis marinhos antigos de valor $-12,5 \pm 1$ m e -16 ± 1 m deram, respectivamente, $7\,950 \pm 220$ anos B.P. (Gif.3433) e $8\,030 \pm 150$ anos B.P. (Gif.3434). Durante esta transgressão o mar erodiu parcial ou totalmente os afloramentos mais altos da formação pleistocênica marinha.

Quinto estágio - Após o máximo de 5 000 anos B.P. foi formada uma nova ilha-barreira que isolou uma nova zona lagunar. Conchas coletadas das argilas, quase na superfície, foram datadas de $4\,400 \pm 110$ anos B.P. (Ba.454).

Sexto estágio - Durante a pequena regressão que seguiu ao máximo de 5 000 anos B.P., cordões litorâneos foram adicionados à ilha-barreira, formando a primeira geração de cordões holocênicos.

Sétimo estágio - No decorrer da pequena fase transgressiva de 3 500 anos B.P. o mar penetrou novamente nas zonas baixas e erodiu uma parte dos cordões litorâneos formados anteriormente.

Oitavo estágio - Quando ocorreu o retorno do nível marinho para o nível atual foi formada a segunda geração de cordões litorâneos holocênicos.

c) Mechanism of formation of the Caraguatatuba plain

The stages that can be associated with the formation of this coastal plain are as follows (Fig. 29):

First stage - During the maximum of the Cananéia transgression, the sea encroached over the entire area presently occupied by the coastal plain and deposited transgressive marine sands. The base of the sequence is formed by transitional argillaceous deposits (See Fig. 28).

Second stage - When the maximum transgression occurred, or a little after, a barrier-island closed the interior of the bay, and isolated two lagoonal zones that are separated by the Camburu hill. Later, clayey-sandy sediments were deposited in these lagoons.

Third stage - During the regressive period, beach-ridges were added to the original sand-bar, the lagoons dried up, and the surface of part of these deposits were covered by continental deposits. When the sea-level was lower than at present, the sandy marine formations and the clayey-sandy lagoonal deposits were deeply eroded. The drainage was preferentially established in zones between beach-ridges.

Fourth stage - During the last transgression the sea invaded the Caraguatatuba coastal plain twice. In the beginning the invasion occurred preferentially across low-lying zones, and lagoonal systems were established. Two wood fragments collected from old mangrove deposits that attest to ancient sea-levels at -12.5 ± 1 m and -16 ± 1 m were dated as $7,950 \pm 220$ years B.P. (Gif-3433) and $8,030 \pm 140$ years B.P. (Gif-3434), respectively. During this transgression the sea partially to almost totally eroded the higher outcrops of the marine Pleistocene formations.

Fifth stage - After the maximum at 5,000 years B.P. a new barrier-island formed and a new lagoonal zone was established. Shells collected from clays near the surface were dated as $4,400 \pm 110$ years old (Ba-454).

Sixth stage - First generation Holocene beach-ridges were added to the barrier-island, during the minor regression that followed the maximum at 5,000 years B.P.

Seventh stage - During the minor transgressive phase of 3,500 years ago, the sea twice invaded the low-lying zones and part of the first generation beach-ridges was eroded.

Eighth stage - During the return of the sea-level to the present level, the second generation of Holocene beach-ridges formed.

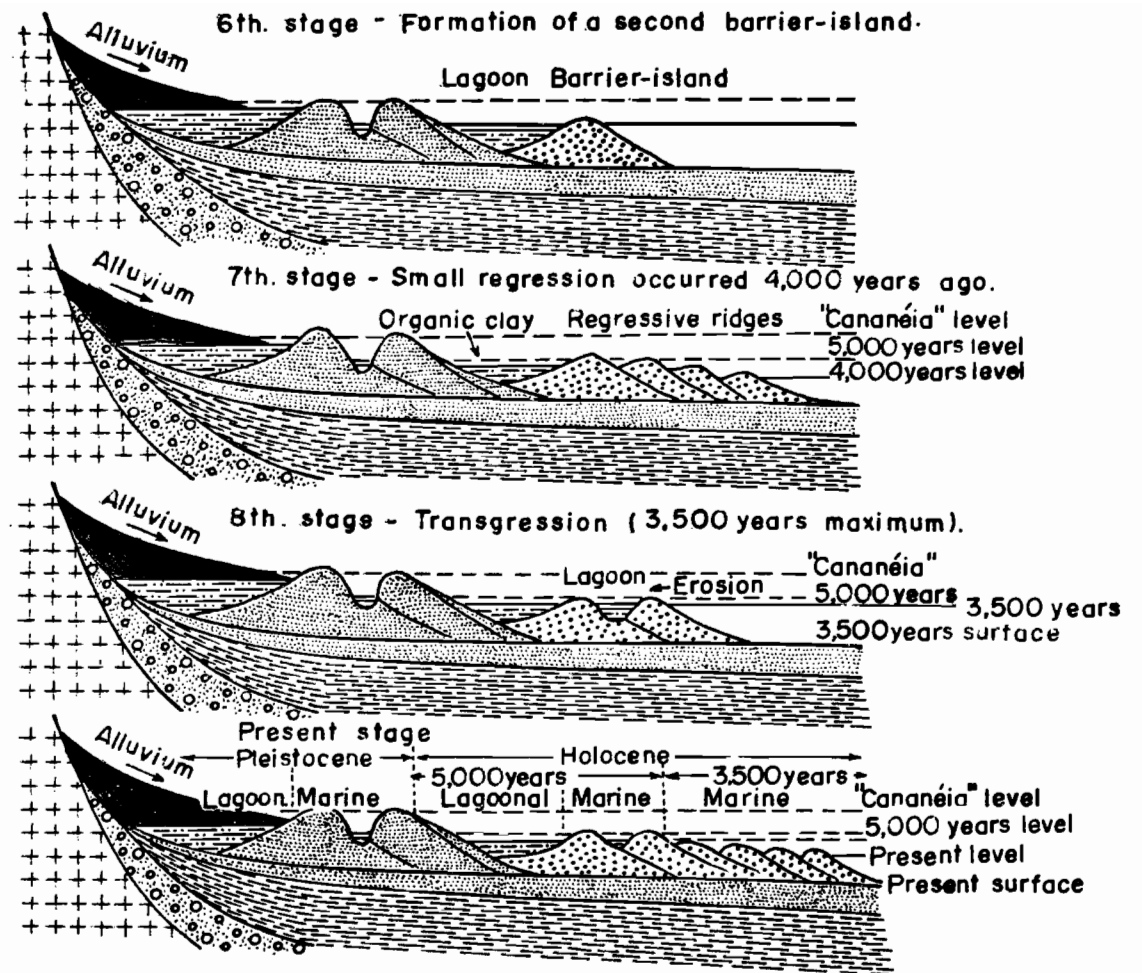
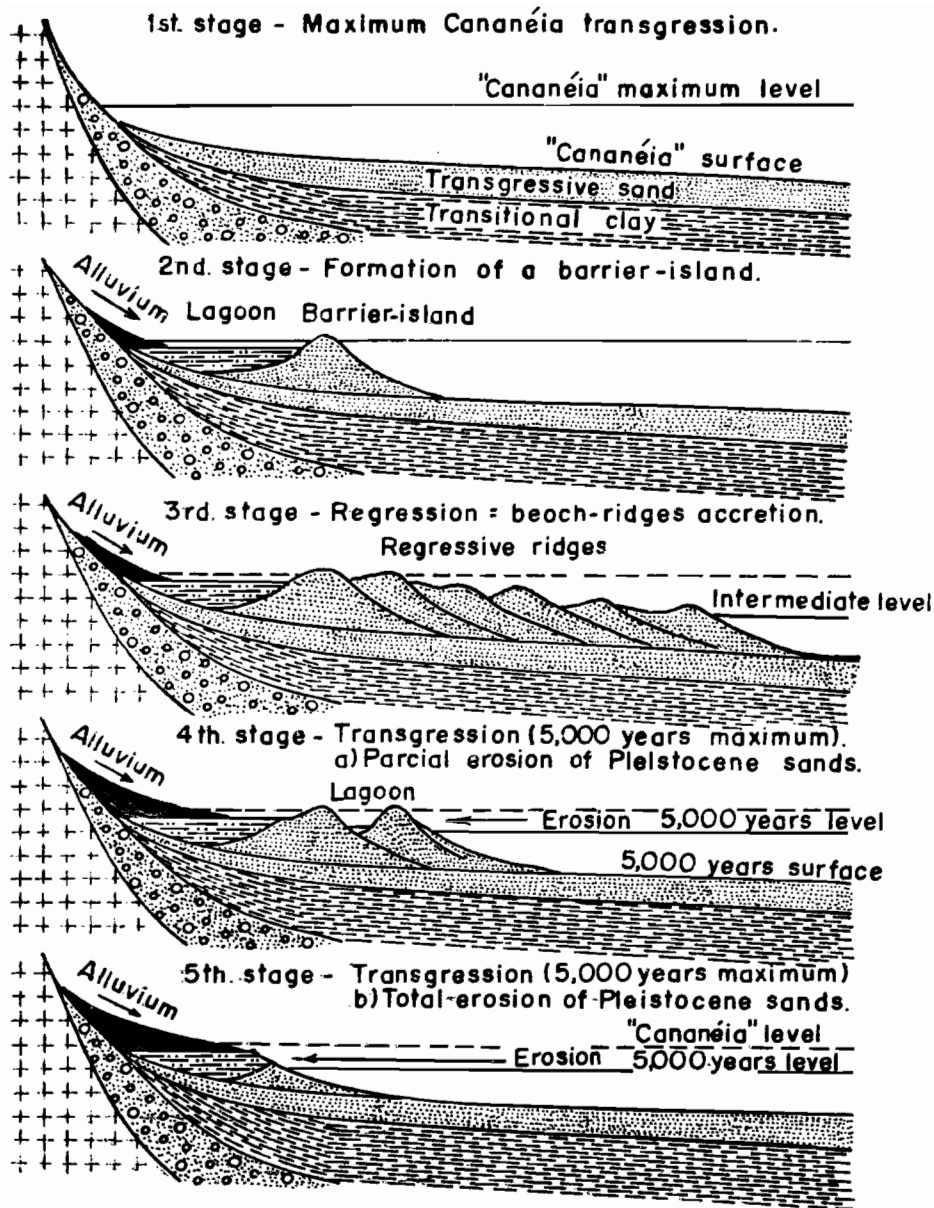


Fig. 29 - Evolutive stages proposed to explain the origin of the Caraguatatuba coastal plain.

KS (1978)

5.6 - PLANÍCIES LITORÂNEAS DE EXTENSÃO RESTRITA

5.6.1 - Planícies de Massaguaçu, Mococa, Tabatinga, Maranduba e Lagoinha

Essas planícies têm a mesma origem da Planície de Juqueí. Cordões arenosos fecharam pequenas baías, formando pequenas lagunas, que foram colmatadas por sedimentos argilosos, orgânicos. Após a ressecação dessas lagunas, sedimentos continentais acabaram recobrando parcialmente os depósitos lagunares.

Deve-se notar que as areias nessas planícies são muito mais grosseiras que no litoral sul, de modo que fortes tempestades podem empilhar estas areias até grandes alturas (5 a 6 m acima do nível médio do mar).

Nessas planícies não foram encontrados testemunhos que pudessem ser atribuídos à transgressão Cananéia.

5.6.2 - Planícies de Fortaleza, Flamengo, Toninhas, Praia Grande e de Ubatuba

Essas planícies são do tipo Boioçucanga, isto é, os sedimentos marinhos entram em contato direto com sedimentos continentais. Aqui, os cordões litorâneos são bem desenvolvidos.

5.6.3 - Planície de Praia Vermelha do Norte

Ao norte de Ubatuba, encontra-se uma pequena planície fechada por um cordão bastante elevado. Graças a uma trincheira de drenagem aberta nós pudemos verificar que este cordão era relativamente limonitizado e mais ou menos antigo. O seu topo situa-se a cerca de 4 m acima do nível superior da praia atual. Pode-se verificar a presença de nítidas estratificações mergulhando para o mar e para o continente. Isto mostra que se trata de um cordão que era submerso pelas vagas e que devia separar o mar de uma zona mais ou menos lagunar.

Neste local não foi possível encontrar qualquer material que permitisse efetuar datação absoluta. É possível que se trate de um

5.6 - COASTAL PLAINS OF RESTRICTED EXTENSION

5.6.1 - Massaguaçu, Mococa, Tabatinga, Maranduba and Lagoinha coastal plains

These plains were formed in same way as the Juqueí coastal plain. Sandy ridges closed small bays with the subsequent formation of lagoons, which were filled by organic and argillaceous sediments. After these lagoons dried up, continental sediments partially covered their deposits.

It must be noted that the sands in these coastal plains are coarser than in the south and that they can be piled to higher altitudes (5 to 6 m above sea-level) during strong storms.

Records that can be correlated to the Cananéia transgression have not been found in these coastal plains.

5.6.2 - Fortaleza, Flamengo, Toninhas, Praia Grande and Ubatuba coastal plains

These plains are of the Boioçucanga type; that is, marine sediments are in direct contact with continental deposits. Here the beach-ridges are well developed.

5.6.3 - Praia Vermelha do Norte coastal plain

In northern part of Ubatuba, there is a small coastal plain that was closed by a high beach-ridge. Due to a drainage trench opened there, we could observe that this ridge is limonitized and more or less ancient. Its top is situated about 4 m above the upper limit of the present beach. Very clear bedding planes dipping toward the continent as well as seaward can be observed. This shows that the ridge was shallowly submerged but still separated the open-sea from a more or less lagoonal zone.

In this area, no material which could be dated was found. It is possible that this ridge is evidence of the Cananéia transgression, but

testemunho da penúltima transgressão mas pode ser também um testemunho do primeiro máximo holocênico. A ausência de conchas poderia ser um argumento a favor de uma idade pleistocênica. De fato, nas formações arenosas pleistocênicas já mais foram encontradas conchas porque elas foram eliminadas por dissolução, enquanto que nas formações holocênicas têm sido freqüentemente bastante abundantes.

5.6.4 - Planícies de Itamambuca, Puruba, Ubatumirim e Picinguaba

Estas são do tipo Boioçucanga, com os cordões litorâneos muito claramente visíveis sobre as fotografias aéreas. Na planície de Puruba distinguem-se, sobre as fotografias aéreas, duas variedades de cordões litorâneos, que parecem pertencer a duas gerações diferentes, mas não foi possível verificar estas diferenças no campo.

5.6.5 - Região de Baía da Ilha Grande

Somente a parte oeste desta unidade (entre Parati e Mambucaba) foi cartografada.

Esta região apresenta uma morfologia típica de submersão, com numerosas "rias" (Sacos de Mamanguá e Parati Mirim). Existem numerosas ilhas de rochas precambrianas e a costa é muito recortada. Nas partes côncavas encontram-se depósitos de sedimentos freqüentemente argilosos, que são característicos de fundos de baías. As pequenas praias atuais não passam de estreitas faixas arenosas, e somente a Planície de Mambucaba atinge um certo desenvolvimento com depósitos marinhos arenosos de 2 a 3 km.

6 - CONCLUSÕES GERAIS

Praticamente em toda a extensão desta parte do litoral brasileiro encontram-se testemunhos indiscutíveis de antigos níveis marinhos superiores ao nível atual. Uma cartografia de detalhe e datações absolutas nos permitiram relacionar estes testemunhos a dois grandes episódios transgressivos diferentes. Os testemunhos deixados pela transgressão Cananéia são particularmente bem desenvolvidos na parte sul do lito

it also could be evidence of the first Holocene maximum. The absence of shells may be an argument in behalf of a Pleistocene age. In fact, in Pleistocene sandy formations, shells have never been found because they have been dissolved, whereas they have been frequently observed in great abundance in Holocene formations.

5.6.4 - Itamambuca, Puruba, Ubatumirim and Picinguaba coastal plains

These coastal plains are of the Boioçucanga type with beach-ridges clearly visible on aerial photos. In the Puruba costal plain two varieties of beach-ridges may be observed on aerial photos but this difference could not be verified in the field.

5.6.5 - Ilha Grande bay region

Only the western part of this unit (between Parati and Mambucaba) has been mapped by us.

This region is characterized by a typical submersion morphology with several "rias" (Saco de Mamanguá and Saco de Parati-Mirim). There are several islands of Precambrian rocks and the coastline is very indented. In concave portions there are frequently argillaceous sedimentary deposits which are typical of bay bottoms. Present small beaches are no more than narrow sandy belts, and only the Mambucaba coastal plain has development of sandy marine deposits extending for 2 or 3 km along the coast.

6 - GENERAL CONCLUSIONS

Practically in all the extension of this part of the Brazilian coastline there are uncontestable records of ancient sea-levels higher than the present. Detailed mapping and absolute dating permitted us to correlate these records to two different transgressive episodes. The records produced by the Cananéia transgression are particularly well developed along the southern part of the State of São Paulo's coastline and

ral paulista e praticamente ausentes ao norte. Entretanto, foi sobre o último episódio transgressivo que nós pudemos reunir maior número de dados. Estes dados nos permitiram construir curvas de variação do nível relativo do mar no decorrer dos últimos 8 000 anos.

Por ocasião da transgressão Cananéia o mar entrou em contato com rochas cristalinas precambrianas ao longo de todo o litoral. Nesta época, todo o litoral apresentava uma morfologia semelhante a mostrada atualmente pela Baía da Ilha Grande. Areias marinhas litorâneas foram depositadas nas grandes baías que se encontravam nos sítios das atuais planícies de Cananéia-Iguape, Itanhaém, Santos, Bertioga e Caraguatatuba. No transcurso da regressão que se seguiu, instalou-se uma rede hidrográfica sobre estes depósitos, escavando profundos vales. Durante a última fase transgressiva o mar penetrou inicialmente nessas zonas baixas, dando origem a um sistema de lagunas. Ao mesmo tempo, as partes altas foram erodidas pelo mar em transgressão. O produto dessa erosão constituía o material dos depósitos marinhos holocênicos. Frequentemente, a formação dos depósitos arenosos começava pela construção de uma ilha-barreira durante a época do máximo transgressivo. Estas ilhas-barreiras isolavam zonas lagunares, onde se depositaram sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica. Nos períodos regressivos subsequentes ocorria acreção de cordões litorâneos às ilhas-barreiras, formando faixas de vários quilômetros de largura.

As curvas de variações relativas do nível marinho mostraram diferenças de amplitudes que são superiores aos limites de erros de medidas e que são muito constantes para serem fortuitas. Desta maneira, o máximo de 5 100 anos B.P. situa-se em torno de + 3,5 m na região de Cananéia-Iguape, + 4,6 m na região de Praia Grande/Bertioga e + 4,8 m na região da Baía da Ilha Grande. O segundo máximo se situa a + 3,0 m ao sul e + 4,0 m na região de Bertioga. A linha zero foi cortada em torno de 6 300 anos B.P. ao sul e a 6 700 anos B.P. na região de Santos. Ao sul, entre 2 000 e 1 000 anos B.P. o nível do mar não poderia ter estado acima de 0,5 m do nível atual, pois nas outras regiões ele se situava entre 1,5 e 1,0 m acima do nível atual.

Um mecanismo de flexura continental, tal como foi descrito anteriormente, poderia facilmente explicar as diferenças de altitudes nos quais nós encontramos os testemunhos do máximo de 5 100 anos B.P. Ele poderia explicar também porque nós encontramos testemunhos situados em altitudes mais elevadas ao norte do que ao sul.

practically absent along the northern coast. Nevertheless, the majority of our informations has been obtained from the last transgressive period. These data allowed us to outline the relative sea-level change curves for the last 8,000 years.

During the Cananéia transgression the sea reached as far as the foot of the Precambrian crystalline rocks along the entire coastline studied here. In this period, the coastline was characterized by a morphology similar to that presently observed in the Ilha Grande bay area. Shallow marine sands were deposited within extensive bays located at the present sites of the Cananéia-Iguape, Itanhaém, Santos, Bertioga and Caraguatatuba coastal plains. During the following regression, hydrographic systems established on these deposits eroded deep valleys. When the last transgressive phase occurred, the sea initially penetrated into these lower-lying zones thereby creating lagoonal systems. Simultaneously, the higher portions were eroded by the transgressive sea. The products of this erosion contributed to the Holocene marine deposits. Frequently, the sandy deposits originated when barrier-islands were constructed at the peak of the transgressive phase. These barrier-islands isolated lagoonal zones, where argillaceous sediments rich in organic matter were deposited. Subsequently, during the regressive period several beach-ridges were added to the barrier-islands, thus forming sandy plains several kilometers wide.

The relative sea-level change curves show differences of amplitudes which appear to be greater than the errors of measurement and which are too constant to be fortuitous. Thus, the maximum of 5,100 years B.P. was about + 3.5 m in the Cananéia-Iguape region, + 4.6 m in the Praia Grande - Bertioga regions and + 4.8 m in the Ilha Grande bay area. The second maximum reached + 3.0 m in the south and + 4.0 m in the Bertioga region. The zero line was crossed at about 6,300 years B.P. in the south and at 6,700 years B.P. in the Santos region. As the sea-level was situated between 1.5 and 1.0 m above present level in northern part between 2,000 and 1,000 years B.P., the sea-level in the southern part could not have been more than 0.5 m above the present level at this time.

A continental inflection mechanism, as previously described, could easily explain the differences in altitude of the records belonging to the maximum of 5,100 years B.P. Similarly, this mechanism could explain why these records are situated at higher altitudes in the north than

Entretanto, as diferenças de altitude da mesma ordem que as constatadas há cerca de 2 000 anos B.P. são mais difíceis de serem explicadas por este tipo de mecanismo. Porém se o fenômeno que ocasionou essas diferenças de amplitude fosse um mecanismo de flexura continental, os depósitos pleistocênicos deveriam ter sofrido um deslocamento proporcional e deveria ser constatada uma diferença de altitude de pelo menos 20 m entre os topos dos depósitos pleistocênicos entre Cananéia e Santos. Mas, na realidade não se verifica qualquer diferença significativa entre os depósitos pleistocênicos dessas duas regiões. Então, é necessário imaginar um outro mecanismo para explicar as diferenças de amplitude que se observam entre as curvas de variação do nível relativo do mar nos últimos 6 500 anos.

As medidas de geodésia da superfície real dos oceanos (superfície equipotencial do campo de gravidade) efetuadas por satélite durante os últimos anos têm mostrado irregularidades não negligenciáveis. Desta maneira, a carta do geóide (Smithsonian Standard Earth III, GUPOSCHKIN 1973) indica variações da ordem de 180 m em uma distância de 2 000 km. Com certeza, variações de massa do interior da Terra têm, com o tempo, ocasionado mudanças na superfície do geóide. Podem ser verificadas variações horizontais e verticais. Segundo MÖRNER (1976), movimentos deste tipo podem ser produzidos durante o Holoceno e provocar efeitos transgressivos ou regressivos por deslocamento relativo do nível do mar.

Nós também imaginamos que, no estado atual de conhecimentos, modificações da superfície do geóide possam explicar as diferenças de altitude que constatamos entre os testemunhos de antigos níveis marinhos situados a diferentes altitudes. Por outro lado, é fato que a diferença de morfologia constatada entre o norte e o sul do litoral paulista pode ser explicada por um fenômeno de flexura continental diferencial.

in the south. However, the dislocation since 2,000 years B.P. till today is hardly explainable by this type of mechanism. But if continental inflection was the cause of the older differences in amplitude, the Pleistocene records should show proportional dislocations along the coast, and a dislocation of at least 20 m between the tops of the Pleistocene between Cananéia and Santos should be evident. In reality, however, significant differences in altitude of the Pleistocene deposits in these two areas are not observed. Thus, it is necessary to look for another mechanism to explain the observed differences in amplitude in the relative sea-level change curves during the last 6,500 years.

Geodetical measurements of the real ocean surface (equipotential surface of the gravity field) by satellites over the last few years have revealed irregularities that are not negligible. Thus, the map of the geoid (Smithsonian Standard Earth III, GUPOSCHKIN, 1973) indicates variations of about 180 m over a distance of 2,000 km. Certainly, mass changes in the interior of the Earth have occurred through time, causing changes in the geoid surface. Horizontal (relief dislocation) and vertical (increasing or diminishing hump and depression amplitudes) changes can be observed. According to MÖRNER (1976), this kind of movement has occurred during the Holocene causing transgression or regressions by relative dislocations of the sea-level.

Thus, we believe that, in the present stage of our knowledge, movements of the geoid surface provide the best explanation for the vertical dislocation observed for the records of ancient sea-levels. On the other hand, the differences in morphology observed between the northern and southern parts of São Paulo's coastline can be explained by a differential inflection mechanism.

- ALMEIDA, F.F.M. (1975) *The systems of rifts bordering the Santos basin* - Intern. Symposium on Continental Margins of Atlantic Type (Oct.1975), An.Acad.Bras.Ciën. vol.48(Supl.):15-26, Rio de Janeiro.
- BIGARELLA, J.J. e M.R.MOUSINHO (1965) *Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu, Estado de São Paulo* - Bol. Paran.de Geografia, nº 16/17: 17-41, Curitiba.
- BOURGART, J. (1949) *La théorie de la flexure continentale* - C.R. du XVI Congr. Intern. de Géographie, Lisbonne: 167-190.
- CRUZ, O. (1974) *A Serra do Mar e o litoral na área de Caraguatatuba* - Inst. de Geografia, USP, Série Teses e Monografias nº 11: 181 p., São Paulo.
- EMPERAIRE, J. e A.LAMING (1956) *Les sambaquis de la côte méridionale brésilienne; Campagne des fauilles (1954-56)* - Journal de la Société des Américanistes, nº special 45: 5-103, Musée de l'Homme, Paris.
- FULFARO, V.J. e W.L.PONÇANO (1974) *Recent tectonic features in the Serra do Mar region, State of São Paulo, Brazil and their importance to engineering geology* - 2nd. Congress of the Intern. Assoc. of Engin. Geol. Proceedings, vol. 1: II7.1-II7.7, São Paulo.
- GARCIA, C. del R. (1977) *Nova datação do sambaqui de Maratua e considerações sobre as flutuações eustáticas propostas por Fairbridge* - Sociedade Bras. Progr. da Ciência, XXIX Reunião Anual Seção B: 159, São Paulo (Abstract).
- GUPOSCHKIN, E.M. (1973) *Satellite dynamics* - in: GUPOSCHKIN, E.M.(Ed.) *Smithsonian Standard Earth III* - Smithsonian Astron. Observ. Special Rep. 353: 85-102.
- LÖFGREN, A. (1893) *Os sambaquis de São Paulo* - Bol. Comissão Geogr. e Geol. do Estado de São Paulo, nº 9, São Paulo.
- MÖRNER, N.A. (1976) *Eustasy and geoid changes* - Journal of Geology, 84(2): 123-151.
- PETRI, S. e K. SUGUIO (1973) *Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo, Brazil* - Part II: *Heavy mineral studies, micro-organisms inventories and stratigraphical interpretations* - Bol. IG, Inst.de Geociências, USP, vol.4: 71-85, São Paulo.
- SUGUIO, K. (1969) *Contribuição à geologia da Bacia de Taubaté, Vale do Paraíba, Estado de São Paulo* - Bol. Nº Especial, Fac.Fil.Ciën. Letras, USP: 106 p., São Paulo.
- SUGUIO, K. e L.MARTIN (1976b) *Presença de tubos fósseis de Callianassa nas formações quaternárias do Litoral Paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental* - Bol. IG, Inst. de Geociências, USP, vol. 7: 17-26, São Paulo.
- SUGUIO, K. e S. PETRI (1973) *Stratigraphy of the Iguape-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo, Brazil* - Part I: *Field observations and grain size analysis* - Bol. IG, Inst. de Geociências, USP, vol. 4: 1-20, São Paulo.
- UCHOA, D.P. (1973) *Arqueologia de Piaçaguera e Tenório: Análise de dois tipos de sítios pré-cerâmicos do litoral paulista* - Tese de Doutorado, Setor de Antropologia, Arqueologia e Etnologia, Fac.Fil. Ciênc. e Letras de Rio Claro, 204 p., Rio Claro, SP.

BIBLIOGRAFIA ADICIONAL

- AB'SABER, A.N. (1955) *Contribuição à geomorfologia do Litoral Paulista* - Rev. Bras. Geogr., Ano XVII, nº 1: 3-48, Rio de Janeiro.
- AB'SABER, A.N. (1962) *A Serra do Mar e o Litoral de Santos* - Notícias Geomorfológicas, Ano V, nºs 9/10: 70-77, Campinas.
- AB'SABER, A.N. (1965) *A evolução geomorfológica*, in: *Baixada Santista, aspectos geográficos* - Vol. I, cap. 2: 49-66, Editora da USP, São Paulo.
- BACCAR, M.A. (1970) *Evidências geofísicas no pacote sedimentar no Plateau de São Paulo* - XXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Anais: 201-210, Brasília.
- BESNARD, W. (1950) *Considerações gerais em torno da região lagunar Cananéia-Iguape* - Bol. Paulista de Oceanografia, Tomo I, fasc. 1: 3-28, São Paulo.
- BESNARD, W. e A.N.AB'SABER (1953) *Sambaquis da região lagunar Cananéia, São Paulo* - Bol. do Instituto Oceanográfico da Univ.de São Paulo, Tomo IV, fasc. 1-2: 215-238, São Paulo.
- BIGARELLA, J.J. (1954) *Nota sobre os depósitos arenosos recentes do litoral sul brasileiro* - Bol.do Instituto Oceanográfico da Univ.de São Paulo, Tomo V, fasc. 1-2: 233-238, São Paulo.
- BIGARELLA, J.J.; P.L.MARQUES; R.SALAMUNI e R.VIANA (1966) *Contribuição ao estudo dos sedimentos praias recentes. III: Caracteres texturais das praias e terraços da região litorânea paulista* - Bol. da Univ. Fed. do Paraná, Geografia Física nº 7: 167-190, Curitiba.
- DELIBRIAS, G. e J.LABOREL (1969) *Recent variations of the sea-level along the Brazilian coast* - VIII Congrès Intern. INQUA, Paris; Quaternaria (Les niveaux marins holocènes) XIV: 45-49 (1971).

- FRANZINELLI, E. (1970) *Estudo sedimentológico da Formação Pariquera-Açu (São Paulo) -Dissertação de Mestrado (Inédita)*, Instituto de Geociências da Univ.de São Paulo.
- FREITAS, R.O. (1951a) *Areias recentes de Praia Grande (SP)-Anais Acad.Bras.Ciênc.* 23(2): 163-175, Rio de Janeiro.
- FREITAS, R.O. (1951b) *Areias recentes de Guarujá (SP) - Anais Acad. Bras.Ciênc.*23(2): 177-186, Rio de Janeiro.
- FREITAS, R.O. (1951c) *Composição e granulometria da Praia de Bertioga (SP) - Ed.J.Magalhães Ltda., 12 p., São Paulo.*
- FREITAS, R.O. (1951d) *Composição e granulometria da Praia de São Sebastião (SP) - Ed.J. Magalhães Ltda., 11 p., São Paulo.*
- FREITAS, R.O. (1960) *Mineralogia e geologia das areias das praias de Caraguatatuba e Ubatuba (SP) - Publ. nº 30 (Geol.nº 11), Escola de Engenharia de São Carlos, USP: 84 p., São Paulo.*
- FULFARO, V.J. e A.M.COIMBRA (1972) *As praias do litoral paulista - Resumo de Comunicações Bol.nº 1, XXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Belém: 253-255.*
- FULFARO, V.J. e A.M.COIMBRA (1973) *Os minerais pesados das areias de praia do litoral paulista-- Re- sumo de Comunicações Bol. nº 1, XXVII Congresso Brasileiro de Geologia,Aracaju: 134-135.*
- FULFARO, V.J.; K.SUGUIO e W.L.PONÇANO (1974) *A gênese das planícies costeiras paulistas - XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais vol.3: 37-42, Porto Alegre.*
- FULFARO, V.J.; W.L.PONÇANO; C.A.BISTRICH e D.P.STEIN (1976) *Escorregamentos de Caraguatatuba: Ex- pressão atual e registro na coluna sedimentar da planície costeira adjacente - I Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, Anais vol.2: 341-350, Rio de Janeiro.*
- FULFARO, V.J. e K.SUGUIO (1977) *Vertical movements in continental southern Brazil during Cenozoic - Intern. Symposium on Earth Rheology and Late Cenozoic Isostatic Movements, Preprint 10 p., Stockholm.*
- GEOBRAS S/A (1965) *Complexo Vale Grande, Mar Pequeno e Ribeira de Iguape - Geobras S/A, Relatório 2 vol., Serviço do Vale do Ribeira (DAEE), São Paulo.*
- KRÖNE, R. (1914) *Informações ethnográficas do Vale do Rio Ribeira de Iguape - Comissão Geogr. e Geol. do Estado de São Paulo.*
- LABOREL, J. (1967) *Les peuplements de madréporaires des côtes tropicales du Brésil - Thèse de Doct. d'État, Marseille, 313 p.*
- MARTIN, L. e K.SUGUIO (1975) *The State of São Paulo coastal marine Quaternary geology -The ancient strandlines - Intern. Symposium on the Quaternary, Bol.Paran. Geociências nº 33: 18, Curitiba.*
- MARTIN, L. e K.SUGUIO (1976a) *Étude préliminaire du Quaternaire marin - Comparaison du littoral de São Paulo et de Salvador de Bahia (Brésil) - Cahier ORSTOM, Série Géologie, vol. VIII (1): 33-47, Paris.*
- MARTIN, L. e K.SUGUIO (1976c) *O Quaternário Marinho do Estado de São Paulo - XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Resumo dos Trabalhos: 135, Belo Horizonte.*
- MODENESI, M.C. (1969) *Memória explicativa da carta geomorfológica da Ilha de Santo Amaro (SP) - Pri- meiros estudos - Aerofotogeografia, Inst. de Geografia, Univ.de São Paulo: 15 p.,São Paulo.*
- PETRI, S. e V.J.FULFARO (1970) *Nota sobre a geologia e terraços marinhos da Ilha do Cardoso, SP - Not. Geomorfol. vol. 10(20): 21-31, Campinas.*
- PETRI, S. e K.SUGUIO (1971a) *Some aspects of the Neocenoic sedimentation in the Cananéia-Iguape La- goonal region, São Paulo, Brazil - Estudos Sedimentológicos, vol.1(1): 25-33, Natal.*
- PETRI, S. e K.SUGUIO (1971b) *Un exemple de l'action de la mer sur le littoral sud du Brésil - Photo- interpretation, Editions Technip. Paris.*
- RODRIGUES, S.A. (1971) *Mud shrimps of the genus Callianassa leach from the Brazilian coast - Arq. Zool., Inst.de Biociências da Univ.de São Paulo, 20(3): 191-223.*
- SADOWSKY, V. (1954) *Novas contribuições ao estudo da entrada da Barra de Cananéia - Bol.do Inst. Oceanográfico da Univ.de São Paulo, vol.5(1/2): 151-176, São Paulo.*
- SILVEIRA, J.D. (1952) *Baixadas litorâneas quentes e úmidas - Bol.Fac.Fil.Ciênc.Letras,USP nº 152: 224 p., São Paulo.*
- SUGUIO, K. e L.MARTIN (1975a) *Brazilian coastline Quaternary formations - The State of São Paulo and Bahia littoral zone evolutive schemes - Intern. Symposium on Continental Margins of Atlan- tic Type (Oct. 1975, São Paulo), Anais Acad. Bras. Ciênc., vol.48 (Suplemento): 325-334, Rio de Janeiro.*
- SUGUIO, K. e L.MARTIN (1975b) *Cuaternário marino de la mitad sur del Estado de São Paulo, Brasil. Utilización de sambaquis (kjokkenmodings) en la determinación de antiguas líneas de costa - I Simpósio del Cuaternario del Uruguay, Melo (1975).*

- SUGUIO, K. e L.MARTIN (1976) *Mecanismo de gênese das planícies quaternárias do litoral do Estado de São Paulo* - XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Resumo dos Trabalhos: Belo Horizonte.
- SUGUIO, K.; L.MARTIN e J.M.FLEXOR (1976) *Les variations relatives du niveau de la mer au Quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape (SP)* - Bol. IG, Inst. de Geociências, USP, vol. 7: 113-129, São Paulo.
- SUGUIO, K.; L.MARTIN e J.M.FLEXOR (1977) *Sea-level fluctuations during the past 6,000 years along the coast of the State of São Paulo* - X Intern. Congress of INQUA, Birmingham, Preprint: 26 p.
- SUGUIO, K. e M.B.KUTNER (1974) *Sedimentação na área de Itanhaém, São Paulo* - XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, Anais vol. 3: 95-106, Porto Alegre.

ANEXO

DATAÇÕES AO RADIOCARBONO

1. Planície de Cananéia-Iguape

1.1 - Amostras geológicas

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A93	Madeira	- 0,8 m (± 0,4)	6.450 ± 170	Ba-230	24°59,7'S 47°53,7'W
A55	Madeira	+ 1,2 m (± 0,4)	6.000 ± 160	Ba-226	25°12,7'S 48°01,7'W
A89	Concha	+ 1,5 m (± 0,4)	5.410 ± 120	Gif-3444	25°00,0'S 47°53,8'W
A90	Madeira	+ 1,5 m (± 0,4)	5.290 ± 110	Ba-229	25°00,0'S 47°53,8'W
A28	Madeira	+ 1,5 m (± 0,4)	4.400 ± 110	Gif-3439	25°09,2'S 47°02,1'W
A131	Detrito vegetal	+ 0,5 m (± 0,3)	3.710 ± 140	Ba-445	24°51,3'S 47°28,5'W
A37	Detrito vegetal	+ 0,5 m (± 0,3)	3.370 ± 100	Gif-3430	24°51,3'S 47°28,5'W
A23	Madeira	0,0 m	680 ± 90	Gif-3438	25°01,9'S 47°55,0'W

1.2 - Amostras de sambaquis

NÚMERO	NÚMERO SOBRE OS MAPAS	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
IPH.7*	-	Superior ao nível atual	5.245 ± 125	Ba-365	24°53,0'S 47°53,0'W
A137	S-34	Próximo a um nível máximo	5.240 ± 150	Ba-346	24°38,0'S 47°42,8'W
IPH.1*	-	Superior ao nível atual	5.110 ± 100	Ba-370	24°55,0'S 47°52,0'W
IPH.4*	-	?	5.080 ± 60	Ba-366	24°52,9'S 47°53,8'W
A140	S-35	Próximo a um nível máximo	5.035 ± 140	Ba-295	24°37,6'S 47°43,5'W
IPH.10*	S-24	?	4.970 ± 110	Ba-361	24°56,0'S 47°50,0'W
A30	S-12	Superior ao nível atual	4.920 ± 100	I.9186	25°02,7'S 47°58,2'W
A123	S-40	Próximo a um nível máximo	4.860 ± 100	Ba-343	24°28,1'S 47°23,1'W
A121	S-39	Próximo a um nível máximo	4.750 ± 110 4.710 ± 145	Gif-3641 Ba-300	24°30,0'S 47°28,0'W
IPH.9*	S-24	Inferior a +3 m	4.680 ± 115	Ba-359	24°56,0'S 47°50,0'W
IPH.8*	-	Inferior a +3 m	4.680 ± 110	Ba-362	24°53,0'S 47°53,6'W
A175	S-42	Próximo a um nível máximo	4.560 ± 110	Gif-3646	24°27,8'S 47°13,4'W
E91	S-16	Inferior a +3 m	4.380 ± 160	SPC-21	25°00,0'S 47°55,5'W
A3	S-15	Superior ao nível atual	4.340 ± 110 4.301 ± 140	Gif-3435 Ba-302	25°01,5'S 48°03,5'W
IPH.11*	S-24	Inferior a +3 m	4.305 ± 140	Ba-360	24°56,0'S 47°50,0'W
P.A.	S-36	Superior ao nível atual	4.290 ± 140	Tk-90	24°36,8'S 47°46,7'W
IPH.6*	-	?	4.215 ± 140	Ba-364	24°52,0'S 47°53,0'W
A50	S-2	Inferior a +0,7 m	4.175 ± 100	Ba-290	25°01,5'S 48°03,5'W
A16	S-19	Inferior a +1,5 m	4.160 ± 95 4.120 ± 110	Ba-303 Gif-3436	24°59,0'S 47°53,0'W
IPH.5*	-	?	4.100 ± 110	Ba-365	24°12,0'S 47°59,0'W
A58	S-1	Inferior a +1,5 m	4.010 ± 110	Ba-291	25°12,0'S 47°59,0'W
A115	S-27	Inferior a +2,0 m	3.870 ± 100	Ba-294	24°51,5'S 47°45,3'W
A29	S-3	Igual ou inferior	3.790 ± 110	Gif-3437	25°08,2'S 48°02,1'W

1.2 - Amostras de sambaquis (continuação)

NÚMERO	NÚMERO SOBRE OS MAPAS	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
IPH.3*	S-6	Indiferente	3.690 ± 80	Ba-367	25 ⁰⁰ 3,0'S 48 ⁰⁰ 3,0'W
A47	S-9	Superior ao nível atual	3.350 ± 135	Ba-340	25 ⁰⁰ 1,5'S 48 ⁰⁰ 3,5'W
A25	S-14	Após um nível máximo	3.330 ± 125	Ba-286	25 ⁰⁰ 05,0'S 48 ⁰⁰ 01,0'W
A149	S-20	Após um nível máximo	3.220 ± 90 3.090 ± 110	Ba-307 Gif-3645	24 ⁰⁰ 58,4'S 47 ⁰⁰ 51,7'W
A11	S-18	Inferior a +2,5 m	3.080 ± 55	Ba-285	24 ⁰⁰ 58,6'S 47 ⁰⁰ 53,4'W
A154	S-38	Superior ao atual	3.090 ± 120	Ba-348	24 ⁰⁰ 39,0'S 47 ⁰⁰ 29,0'W
IPH.2*	-	Inferior a +1 m	2.285 ± 45	Ba-368	25 ⁰⁰ 03,0'S 48 ⁰⁰ 01,0'W
A81	S-8	Inferior a +0,5 m	1.850 ± 100	Gif-3643	25 ⁰⁰ 01,5'S 48 ⁰⁰ 02,2'W
A144	S-30	Inferior a +4 m	1.840 ± 150	Ba-347	24 ⁰⁰ 47,0'S 47 ⁰⁰ 40,0'W
A65	S-5	Inferior a +0,5 m	1.500 ± 120	Ba-292	25 ⁰⁰ 04,0'S 48 ⁰⁰ 02,0'W
A69	S-11	Inferior a +1,5 m	1.490 ± 120	Ba-293	25 ⁰⁰ 00,7'S 48 ⁰⁰ 00,0'W

NOTA: (*) Amostras coletadas por CAIO DEL RIO GARCIA e DORATH PINTO UCHOA do Instituto de Pré-História da Universidade de São Paulo.

2. Planície de Itanhaem

2.1 - Amostras geológicas

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A205	Vermetídeo	+ 1,3 m (± 0,4)	6.280 ± 135	Ba-350	24 ⁰⁰ 12,0'S 46 ⁰⁰ 48,6'W
A186	Madeira	Superior ao nível atual	5.275 ± 125	Ba-349	24 ⁰⁰ 12,5'S 46 ⁰⁰ 26,2'W
A203	Vermetídeo	+ 1,6 m (± 0,4)	1.105 ± 115	Ba-325	24 ⁰⁰ 12,0'S 46 ⁰⁰ 48,6'W

2.2 - Amostras de sambaquis

NÚMERO	NÚMERO SOBRE OS MAPAS	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A170	S-48	Superior ao nível atual	5.970 ± 140	Ba-297	24 ⁰⁰ 04,3'S 46 ⁰⁰ 48,0'W
A196	S-47	Superior ao nível atual	4.635 ± 100	Ba-331	24 ⁰⁰ 08,9'S 46 ⁰⁰ 54,0'W
A169	S-45	Superior ao nível atual	4.630 ± 140	Ba-296	24 ⁰⁰ 08,3'S 46 ⁰⁰ 55,8'W
A269	S-46	Superior ao nível atual	4.575 ± 110	Ba-446	24 ⁰⁰ 08,1'S 46 ⁰⁰ 57,1'W

3. Planície de Santos

3.1 - Amostras geológicas

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A988	Madeira	- 11 m (± 1)	7.550 ± 170	Ba-233	23 ⁰⁰ 52,7'S 46 ⁰⁰ 26,1'W
A272	Madeira	+ 1 m (± 0,4)	6.565 ± 115	Ba-449	24 ⁰⁰ 00,8'S 46 ⁰⁰ 23,3'W
A234	Madeira	Inferior a +2 m	6.480 ± 75 6.250 ± 130	Ba-327 Gif-3845	24 ⁰⁰ 00,8'S 46 ⁰⁰ 23,3'W
A238	Madeira	+ 0,8 m (± 0,4)	6.280 ± 130	Gif-3846	23 ⁰⁰ 57,2'S 46 ⁰⁰ 26,3'W
A271	Madeira	+ 1,2 m (± 0,4)	6.220 ± 125	Ba-448	24 ⁰⁰ 00,8'S 46 ⁰⁰ 23,3'W
A237	Concha	+ 1,3 m (± 0,4)	6.200 ± 165	Ba-329	24 ⁰⁰ 00,8'S 46 ⁰⁰ 23,3'W
A273	Madeira	+ 1,7 m (± 0,4)	5.795 ± 125	Ba-450	24 ⁰⁰ 00,8'S 46 ⁰⁰ 23,3'W
A232	Madeira	+ 2,4 m (± 0,4)	5.455 ± 170	Ba-326	24 ⁰⁰ 00,1'S 46 ⁰⁰ 26,3'W

3.1 - Amostras geológicas (continuação)

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A254	Vermetídeo + alga	+ 3,4 m (± 0,4)	5.010 ± 120	Ba-354	23 ⁰ 52,3'S 46 ⁰ 50,8'W
Lab.I*	Vermetídeo	+ 3,0 m (± 0,4)	4.480 ± 180	Gif-2147	23 ⁰ 55,0'S 46 ⁰ 14,0'W
A247	Concha	+ 2,5 m (± 0,5)	4.210 ± 145	Ba-353	23 ⁰ 57,8'S 46 ⁰ 12,3'W
A239	Madeira	+ 2,8 m (± 0,4)	4.100 ± 110	Gif-3847	23 ⁰ 57,2'S 46 ⁰ 26,4'W
A244	Vermetídeo	+ 2,6 m (± 0,4)	3.625 ± 100	Ba-352	24 ⁰ 00,9'S 46 ⁰ 17,7'W
A249	Vermetídeo	+ 1,4 m (± 0,4)	790 ± 90	Gif-3848	23 ⁰ 58,4'S 46 ⁰ 11,3'W

NOTA: (*) Amostra coletada por J.LABOREL de Station Marine d'Endoume, Marselha (França)

3.2 - Amostras de sambaquis

NÚMERO	NÚMERO SOBRE OS MAPAS	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
P.1	S-52	Superior ao nível atual	4.930 ± 110	I.4481	23 ⁰ 51,8'S 46 ⁰ 22,1'W
MC.1	S-55	Inferior a + 3 m	4.400 ± 130	Gif-1194	23 ⁰ 57,9'S 46 ⁰ 11,5'W
A229	S-51	Inferior a + 3,5 m	4.520 ± 150	Ba-328	24 ⁰ 00,1'S 46 ⁰ 26,2'W
C.1	S-49	Indiferente	4.300 ± 180	SPC-15	23 ⁰ 53,0'S 46 ⁰ 23,0'W
M.1	S-54	Inferior ao nível atual	3.935 ± 145 3.865 ± 95	Ba-382 I.9185	23 ⁰ 57,0'S 46 ⁰ 15,0'W
A219	S-50	Inferior a + 1 m	545 ± 90	Ba-330	23 ⁰ 55,8'S 46 ⁰ 24,8'W

NOTA: P.1 - Amostra coletada por CAIO DEL RIO GARCIA e DORATH PINTO UCHOA

MC.1 - Amostra coletada por PAULO DUARTE

C.1 - Amostra coletada por A.PROWS POIRIER

M.1 - Amostra coletada por J.EMPERAIRE e redatada por CAIO DEL RIO GARCIA

4. Planície de Bertioğa

4.1 - Amostras geológicas

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A256	Madeira	+ 1 m (± 0,5)	6.020 ± 130	Gif-3850	23 ⁰ 50,5'S 46 ⁰ 08,6'W
A274	Madeira	+ 2,5 m (± 0,5)	3.520 ± 130	Ba-498	23 ⁰ 49,8'S 46 ⁰ 08,1'W
A263	Arenito praial	+ 4 m (± 0,5)	3.480 ± 70	Ba-355	23 ⁰ 49,1'S 46 ⁰ 02,2'W
A266	Vermetídeo	+ 1,6 m (± 0,4)	2.240 ± 90	Ba-357	23 ⁰ 47,8'S 45 ⁰ 59,7'W
A267	Vermetídeo	+ 1,5 m (± 0,4)	1.985 ± 120	Ba-358	23 ⁰ 45,9'S 45 ⁰ 48,1'W
A264	Vermetídeo	+ 1,0 m (± 0,4)	1.270 ± 130	Ba-356	23 ⁰ 49,2'S 46 ⁰ 02,2'W

5. Planície São Sebastião - Caraguatatuba

5.1 - Amostras geológicas

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
SP05-2	Madeira	- 16,5 m (± 1)	8.030 ± 150	Gif-3434	23 ⁰ 39,3'S 45 ⁰ 29,0'W
SP05-1	Madeira	- 12,5 m (± 1)	7.950 ± 220	Gif-3433	23 ⁰ 39,3'S 45 ⁰ 29,0'W
A300	Concha	Próximo ao nível atual	6.905 ± 185	Ba-455	23 ⁰ 40,6'S 45 ⁰ 28,6'W
A302	Concha	Próximo ao nível atual	6.890 ± 175	Ba-456	23 ⁰ 41,3'S 45 ⁰ 28,8'W
A282	Ostra in situ	Superior a + 1,6 m	4.605 ± 150	Ba-462	23 ⁰ 44,9'S 45 ⁰ 20,8'W
A281	Vermetídeo	+ 1,9 m (± 0,4)	4.455 ± 145	Ba-461	23 ⁰ 44,9'S 45 ⁰ 20,8'W
A293	Concha	Superior ao nível atual	4.405 ± 110	Ba-454	23 ⁰ 38,8'S 45 ⁰ 27,2'W
A290	Concha	Após segundo máximo	2.750 ± 130	Ba-452	23 ⁰ 38,5'S 45 ⁰ 26,1'W
A280	Vermetídeo	+ 0,8 m (± 0,4)	2.665 ± 130	Ba-460	23 ⁰ 44,9'S 45 ⁰ 20,8'W
A291	Concha	Superior ao nível atual	886 ± 115	Ba-453	23 ⁰ 38,5'S 45 ⁰ 26,1'W
A305	Vermetídeo	+ 1 m (± 0,4)	865 ± 90	Ba-463	23 ⁰ 37,9'S 45 ⁰ 23,4'W

6. Litoral norte a partir de Caraguatatuba

6.1 - Amostras geológicas

NÚMERO	NATUREZA	POSIÇÃO DO NÍVEL MARINHO ANTIGO	IDADE EM ANOS B.P.	REFERÊNCIA DE LABORATÓRIO	COORDENADAS
A309	Vermetídeo	+ 1,8 m (± 0,4)	2.530 ± 130	Ba-469	23 ⁰ 29,6'S 45 ⁰ 05,9'W
A178	Concha	Superior ao nível atual	2.390 ± 100	Gif-3647	23 ⁰ 08,2'S 44 ⁰ 42,3'W
A316	Vermetídeo	+ 1,4 m (± 0,4)	2.300 ± 85	Ba-470	23 ⁰ 09,2'S 43 ⁰ 41,8'W
A315	Ostra in situ	Igual ou maior que + 1,7 m	2.295 ± 95	Ba-464	23 ⁰ 14,0'S 44 ⁰ 42,0'W
A307	Concha	+ 1,5 m (± 0,4)	2.085 ± 140	Ba-457	23 ⁰ 34,4'S 45 ⁰ 17,5'W
A308	Vermetídeo	+ 1,2 m (± 0,4)	1.840 ± 120	Ba-468	23 ⁰ 30,0'S 45 ⁰ 08,5'W
A320	Vermetídeo	+ 1,5 m (± 0,4)	1.840 ± 90	Ba-471	23 ⁰ 02,2'S 44 ⁰ 33,2'W
A314	Ostra in situ	Igual ou maior que + 0,9 m	960 ± 110	Ba-467	23 ⁰ 14,4'S 44 ⁰ 37,9'W

Abreviações utilizadas para referência de laboratório:

Ba - Laboratório de Física Nuclear Aplicada - Universidade Federal da Bahia - Salvador

Gif - Laboratoire du Radiocarbone - Centre de Faibles Radioactivités Gif-sur-Yvette (França)

I. - Isotopes (Estados Unidos)

SPC - Laboratório de Radiocarbono - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo - São Paulo

Tk - Radiocarbon Laboratory - Department of Anthropology - Faculty of Sciences - University of Tokyo-Japão



CANANÉIA

LEGENDA

LITOLOGIA

- Sedimentos continentais (areias e argilas)
- Sedimentos de mangue e de pântano (areias e argilas)
- Sedimentos flúvio-lagunares e de baías (areias e argilas)
- Areias marinhas litorâneas retrabalhadas em superfície pelo vento
- Areias marinhas litorâneas

ESTRATIGRAFIA

- Quaternário continental indiferenciado (pode recobrir formações marinhas e flúvio-lagunares)
- Holoceno marinho e lagunar
- Pleistoceno marinho (Formação Cananéia)
- Precambriano (localmente recoberto pela Formação Pariqueira-Açu; Plioceno) + Cretáceo

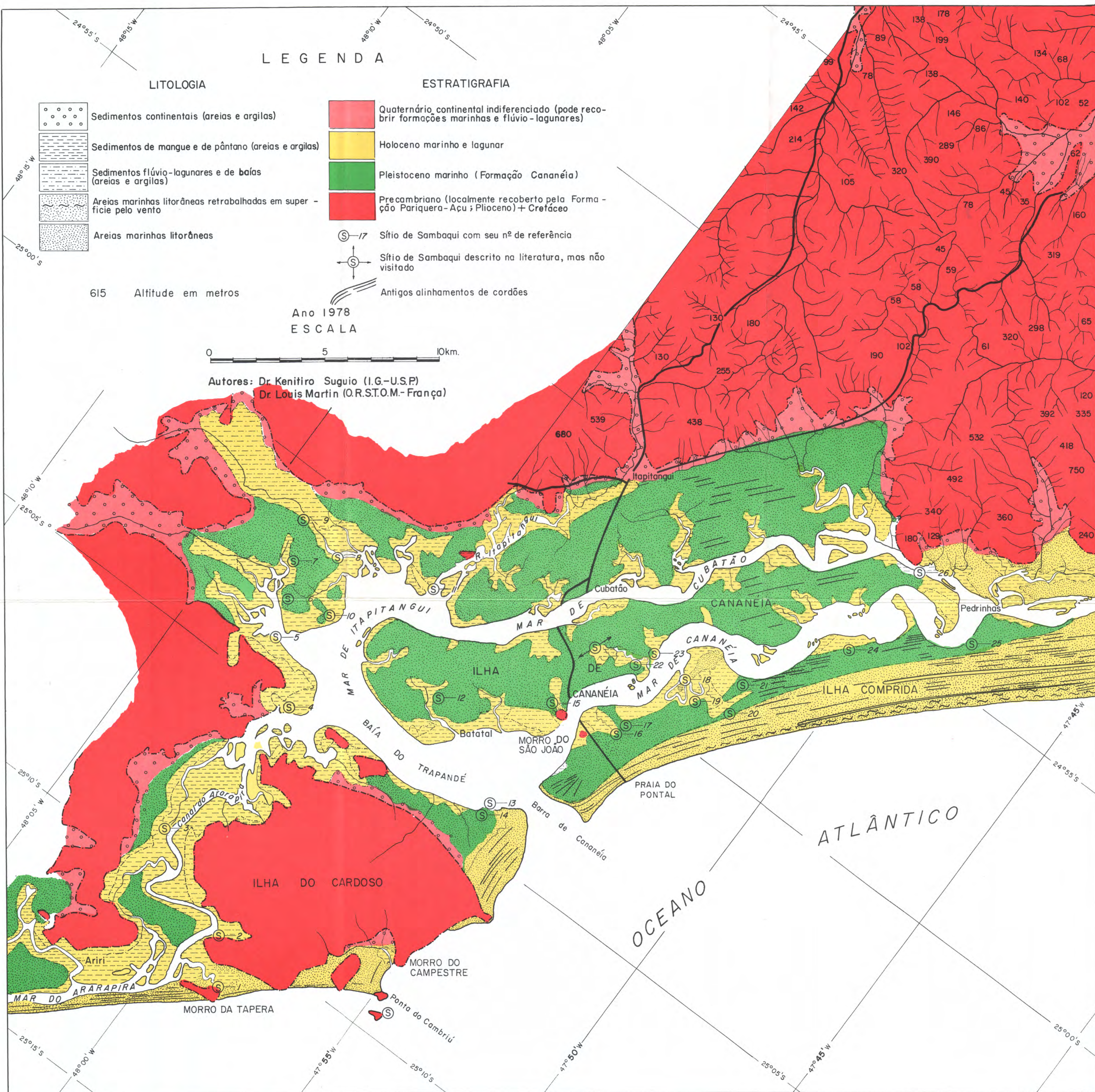
- Sítio de Sambaqui com seu nº de referência
- Sítio de Sambaqui descrito na literatura, mas não visitado
- Antigos alinhamentos de cordões

615 Altitude em metros

Ano 1978
ESCALA

0 5 10km.

Autores: Dr. Kenitiro Suguio (I.G.-U.S.P.)
Dr. Louis Martin (O.R.S.T.O.M.- França)



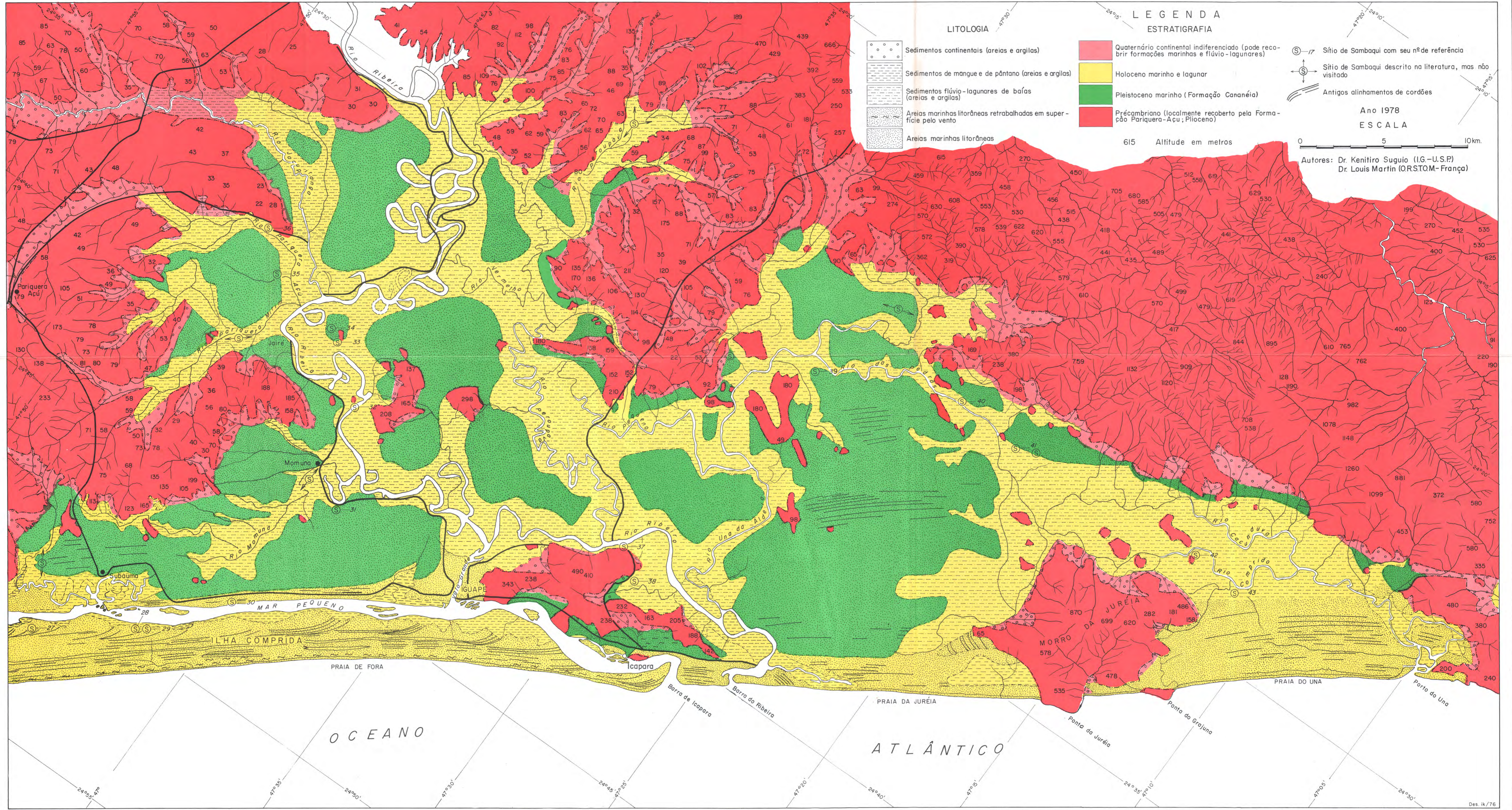
Auxílio financeiro parcial - FAPESP (Proc. 08-Geol. 74/284)

Cananéia	Iguape	Itanhaém	Santos	Bertioga	Caraguatatuba	Ubatuba	Parati
----------	--------	----------	--------	----------	---------------	---------	--------



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

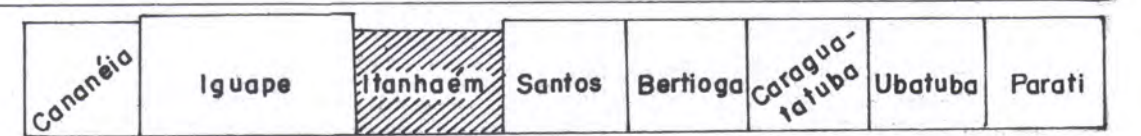
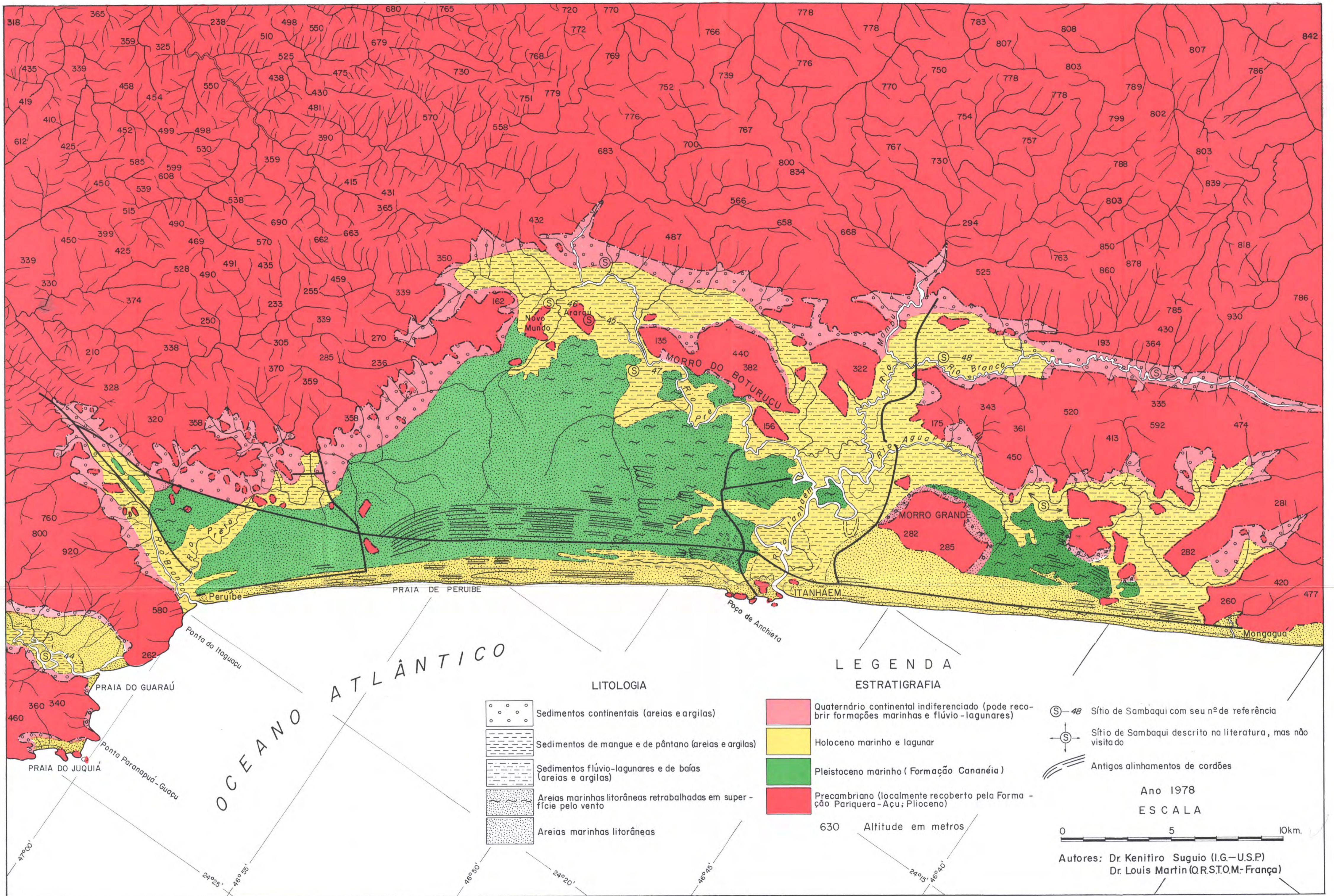
IGUAPE



Auxílio financeiro parcial - FAPESP (Proc 08-Geol. 74/284)

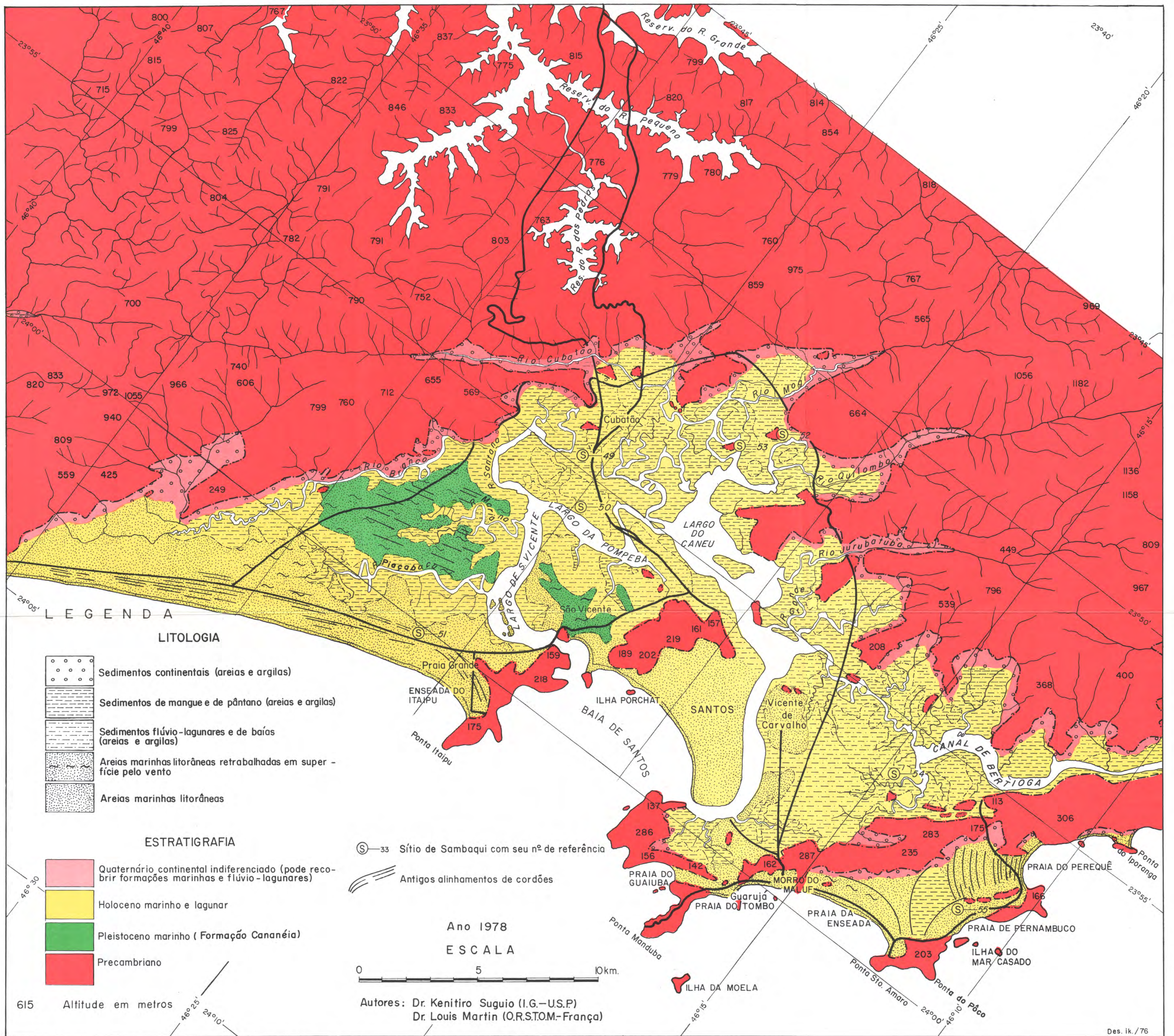


ITANHAÉM



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

SANTOS



Auxílio financeiro parcial - FAPESP (Proc.08-Geol.74/284)

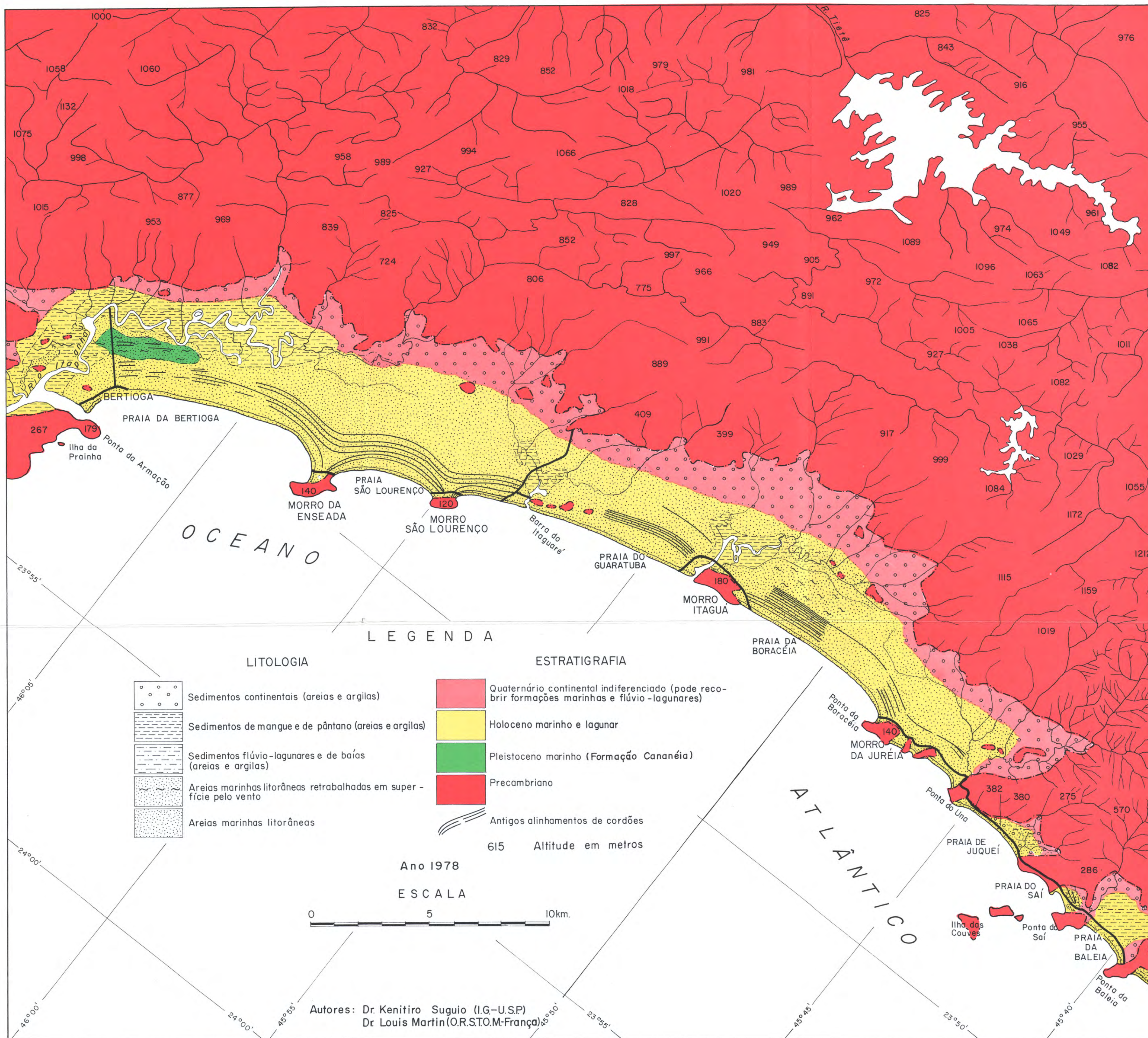
Cananéia	Iguape	Itanhaém	Santos	Bertioga	Caraguatatuba	Ubatuba	Parati
----------	--------	----------	---------------	----------	---------------	---------	--------



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

Des. ik. / 76

BERTIOGA

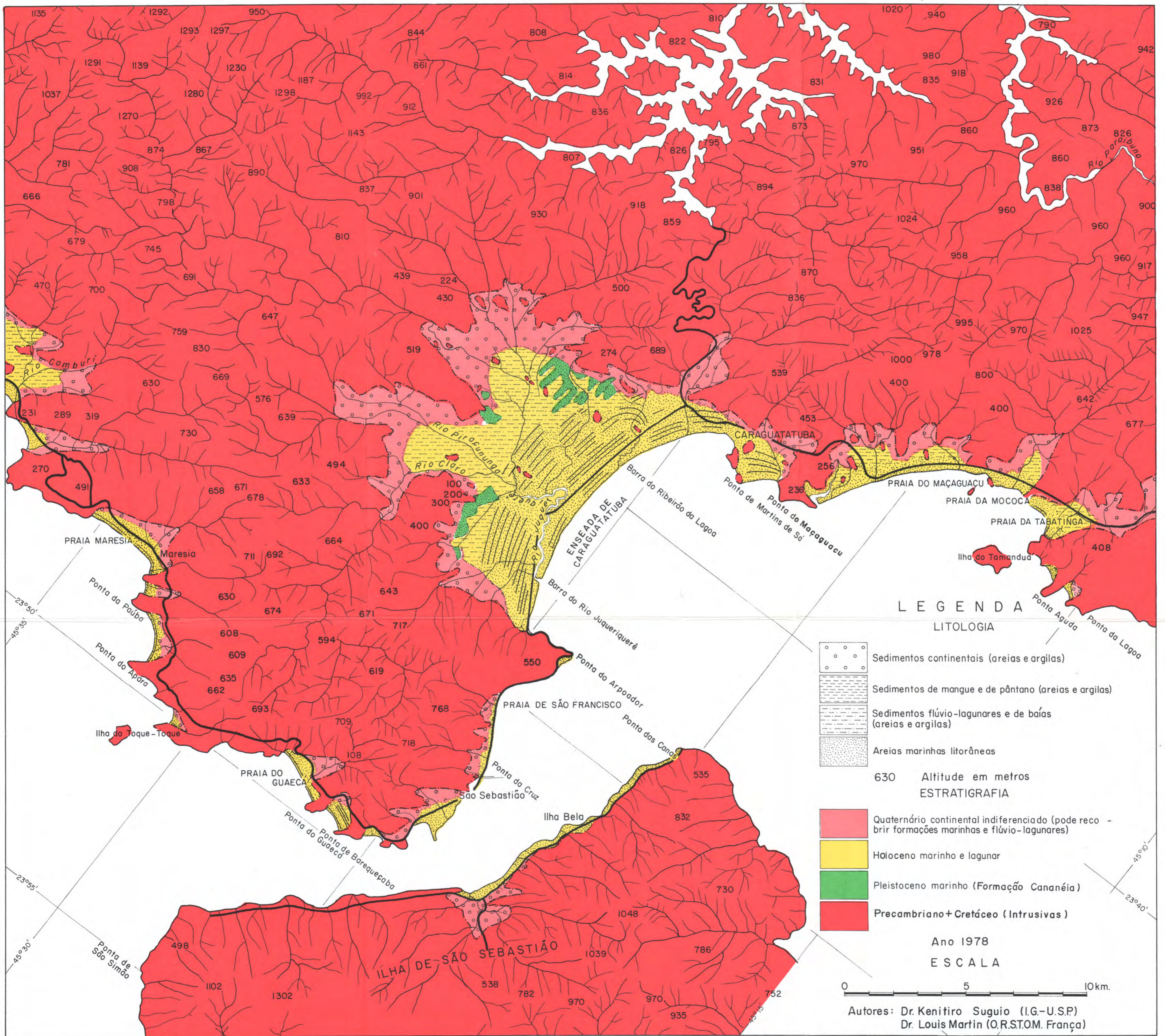


Auxílio financeiro parcial - FA.PE.S.P.(Proc 08-Geol. 74/284).



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

CARAGUATATUBA



LEGENDA

LITOLOGIA

- Sedimentos continentais (areias e argilas)
- Sedimentos de mangue e de pântano (areias e argilas)
- Sedimentos flúvio-lagunares e de baías (areias e argilas)
- Areias marinhas litorâneas

630 Altitude em metros
ESTRATIGRAFIA

- Quaternário continental indiferenciado (pode recobrir formações marinhas e flúvio-lagunares)
- Holoceno marinho e lagunar
- Pleistoceno marinho (Formação Cananéia)
- Precambriano + Cretáceo (Intrusivas)

Ano 1978

ESCALA

0 5 10km.

Autores: Dr. Kenitiro Suguio (I.G.-U.S.P.)
Dr. Louis Martin (O.R.ST.O.M. França)

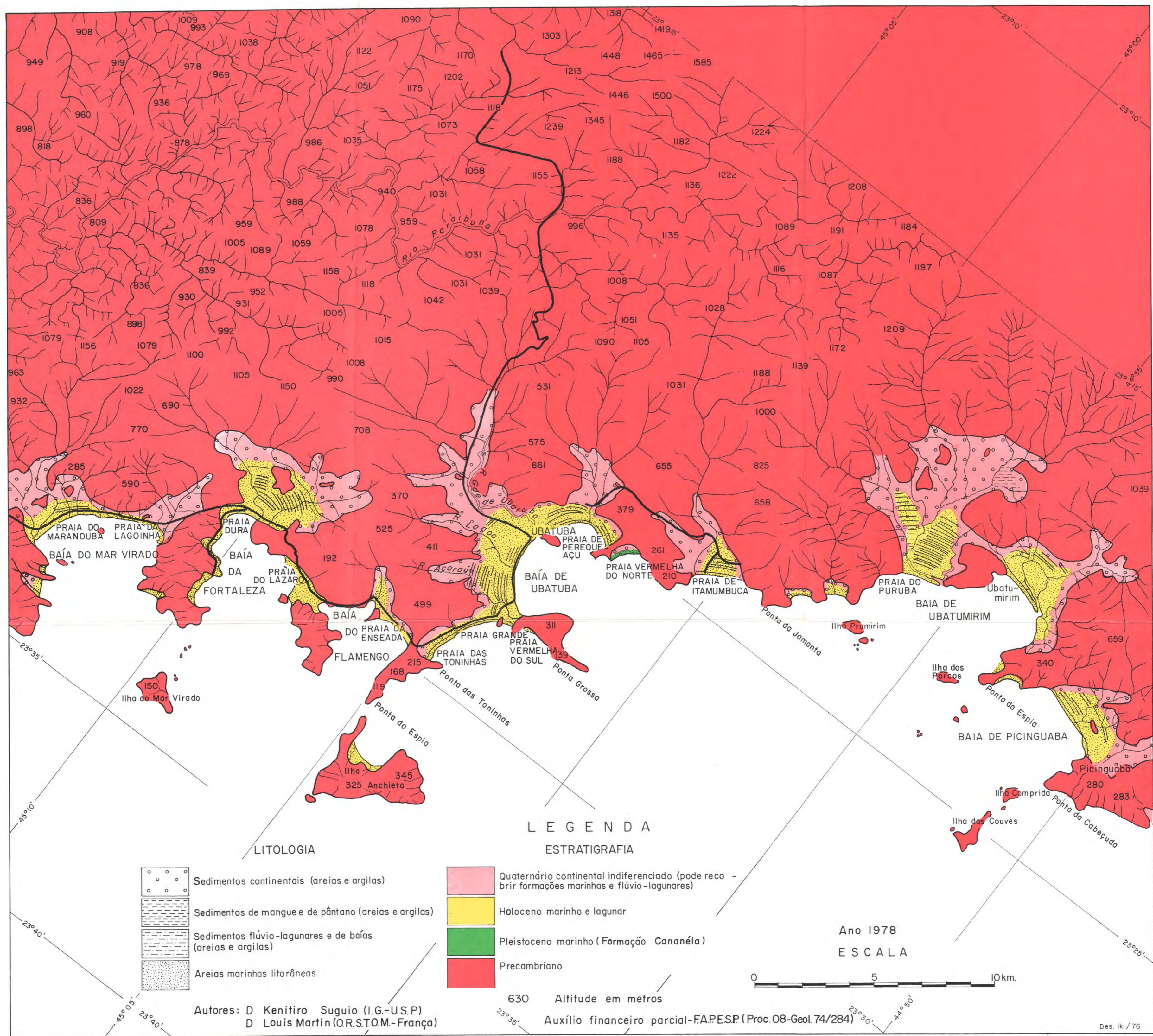
Auxílio financeiro parcial- FA.PE.SP.(Proc.08-Geol. 74/284)



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

Cananéia	Iguape	Itanhaém	Santos	Bertioga	Caraguatatuba	Ubatuba	Parati
----------	--------	----------	--------	----------	---------------	---------	--------

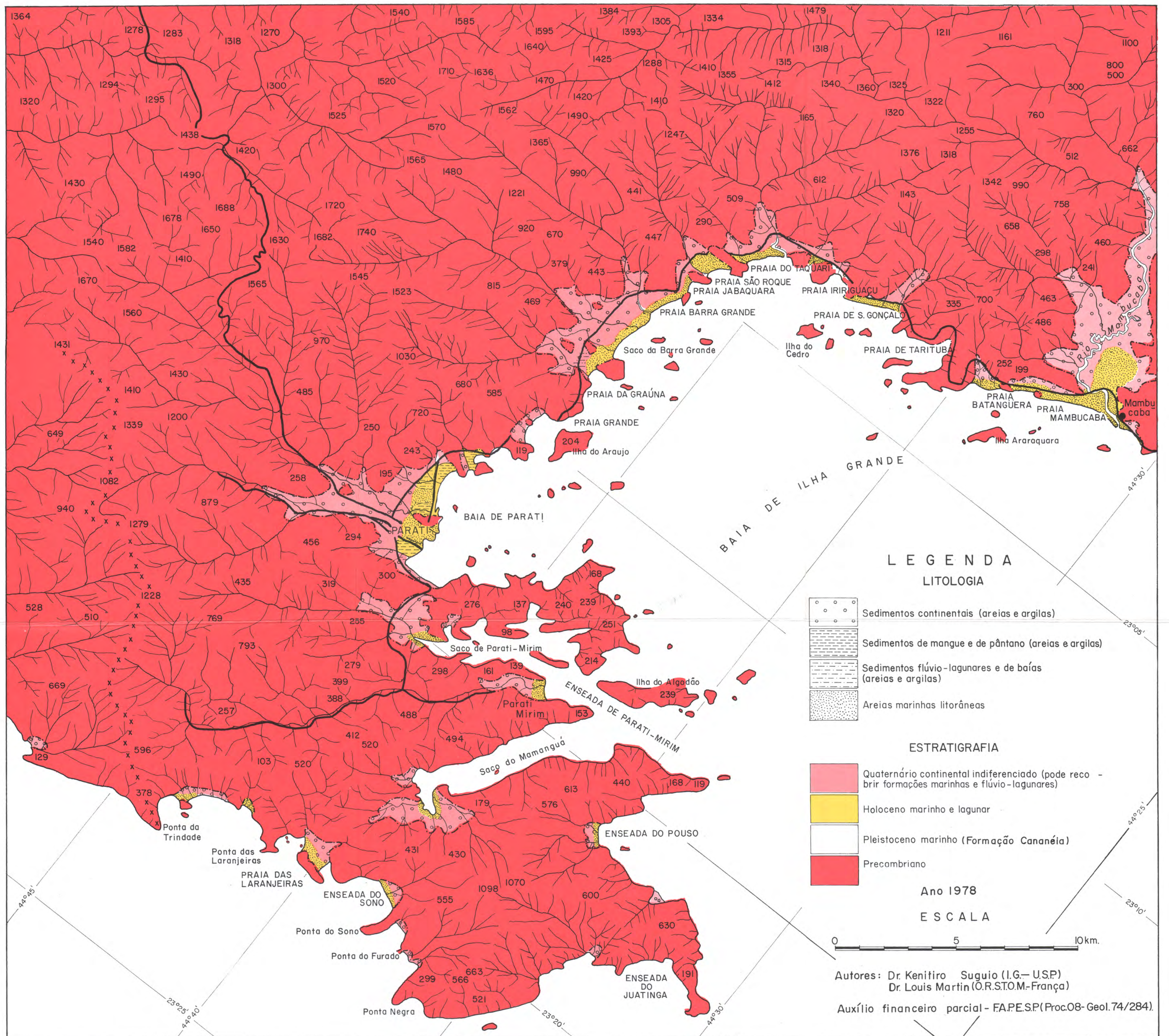
UBATUBA



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

Cananéia	Iguape	Itanhaém	Santos	Bertioga	Caraguatatuba	Ubatuba	Parati
----------	--------	----------	--------	----------	---------------	----------------	--------

PARATI



Governo do Estado de São Paulo.
Secretaria de Obras e do Meio Ambiente.
Departamento de Águas e Energia Elétrica.

Cananéia	Iguape	Itanhaém	Santos	Bertioga	Caraguatatuba	Ubatuba	Parati
----------	--------	----------	--------	----------	---------------	---------	--------