

Universidad Nacional de Ingeniería

**Programa Académico de Ingeniería Geológica Minera
y Metalúrgica**



TESIS

**Presentada Para optar el Título de
INGENIERO GEOLOGO**

**GEOLOGIA DEL CUATERNARIO EN
LA COSTA DEL PERU CENTRAL
(Entre los Valles de Pativilca y Pisco)**

por

José Machare Ordóñez

SUSTENTADA EL 24 DE SETIEMBRE DE 1981

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA

Programa Académico de Ingeniería
Geológica, Minera y Metalúrgica

TESIS

Presentada para optar el título profesional de
Ingeniero Geólogo

**GEOLOGIA DEL CUATERNARIO
EN LA COSTA DEL PERU CENTRAL
(Entre los Valles de Pativilca y Pisco)**

por

JOSE MACHARE ORDOÑEZ

Sustentada el de Septiembre de 1981

DEDICO ESTE TRABAJO:

A la memoria de mi Madre ANGELICA; quien con mucho amor, siempre supo fomentar en mí los sentimientos de respeto, lealtad y trabajo así como los deseos de superación y la fuerza de decisión en la consecución de altos ideales.

A mis hermanos LUIS, MIGUEL y JORGE -- quienes me han servido de apoyo y ejemplo mostrándome cómo conjugar la capacidad y el valor en el logro de grandes metas, aún "cuando vayan mal las cosas como a veces suelen ir".

A mi adorada esposa GUILIANA; con todo el amor y respeto que le profesó a la persona que con la fuerza de su cariño es sustento espiritual desde los inicios de mi carrera profesional.

AGRADECIMIENTOS

Antes de iniciar la presentación de este trabajo debo manifestar mi más profundo agradecimiento al Dr. Michel SEBRIER del Centre National de la Recherche Scientifique quien me ha permitido formar parte de su equipo de investigaciones Neotectónicas. El me ha iniciado en el mundo de la Geología del Cuaternario, así como en los métodos de la Tectónica Reciente; y luego ha dirigido y supervisado directamente el desarrollo de este estudio tanto en el campo como en el gabinete.

Deseo también agradecer al INSTITUTO GEOFISICO DEL PERU, en la persona de sus directivos Ings. A. GIESECKE, M. CASAVARDE y Dr. D. HUACO. Esta entidad ha financiado estas investigaciones dentro de su Programa de Neotectónica en convenio con el Laboratoire de Geologie Dynamique Interne de Orsay (CNRS-PARIS) y ha autorizado la publicación de los principales resultados en la presente Tesis.

Los Drs. N. TEVES y A. MARTINEZ me han brindado muchos consejos durante la realización de este trabajo. A ellos y al Ing. F. WADSWORTH agradezco por aceptar formar parte del Jurado de la Tesis.

Deseo expresar mi gratitud al Instituto Francés de Estudios Andinos, en la persona de su Director Dr. F. MEGARD, por permitir durante largo tiempo el empleo de sus instalaciones principalmente de su biblioteca.

Los Ings. R. GARCIA y E. VARGAS del Proyecto Trasvase del Mantario me han dado las facilidades necesarias para consultar la información sobre el subsuelo de Lima. Lleguen a ellos los sentimientos de mi consideración.

Hago aquí presente la ayuda de instituciones como la Armada Peruana, que nos brindó la oportunidad de visitar la Isla San Lorenzo en una oportunidad y de la Oficina de Catastro Rural que nos cedió gentilmente su información cartográfica.

Quiero hacer ostensible mi amistad por los Ings. J. CABRERA y C. ANGELES con los cuales hemos librado muchas cordiales discusiones tanto en el campo como en el gabinete. El primero de ellos además ha colaborado con varios de los gráficos aquí presentados

Deseo dar las gracias a la Sra. Fiorella LAVINI DE BE-
CERRA, por el excelente mecanografiado del original y a mi --
hermano L. MACHARE por las facilidades prestadas para la im-
presión.

Finalmente mi eterna gratitud para mi esposa GUILIANA
por su colaboración directa en todas las etapas del trabajo y
por el ánimo que ha sabido darme hasta la conclusión de esta
Tesis.

J.M.

A D V E R T E N C I A S

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS

Todas las descripciones de las columnas estratigráficas en el texto, están ordenadas de abajo hacia arriba.

PROYECCIONES ESTEREOGRAFICAS

Las proyecciones utilizan el hemisferio inferior de las redes de Wulff o de Schmidt, según el caso.

PARAMETROS DE FALLAS

Los parámetros característicos de las fallas están colocados según el siguiente ordenamiento:

Código	Plano de falla		Pitch	Tipo	
Falla	Rumbo	Buzamiento	Estría	Falla	Desplazamiento

Los rumbos son siempre medidos desde el Norte hacia el Este, varían de 0° a 180° (N000°- N180°).

REFERENCIAS INTERNAS

Las llamadas internas llevan el número del Capítulo y del numeral (ej. Cap. III 2.1). En caso que no aparezca el número del Capítulo, se considerará que se trata del mismo en que se encuentra la llamada.

S U M A R I O

INTRODUCCION

PROPOSITO DEL ESTUDIO
CUADRO GEOLOGICO Y GEOFISICO
TRABAJOS ANTERIORES
METODOS EMPLEADOS

CAPITULO I PRESENTACION GEOGRAFICA

1. UBICACION Y EXTENSION
2. GEOMORFOLOGIA -
3. HIDROGRAFIA
4. CLIMA Y VEGETACION

CAPITULO II EL SUBESTRATO PRE-CUATERNARIO

1. ESTRATIGRAFIA
2. ROCAS INTRUSIVAS
3. TECTONICA
4. MODELADO MORFOLOGICO DEL SUBESTRATO

CAPITULO III ESTRATIGRAFIA DEL CUATERNARIO

1. TIPOS DE DEPOSITOS
2. ANALISIS ESTRATIGRAFICO
3. SINTESIS ESTRATIGRAFICA
4. PRECISIONES SOBRE ALGUNOS PROBLEMAS LOCALES

CAPITULO IV TECTONICA RECIENTE

1. TECTONICA COMPRESIVA Y TENSIONAL

2. MOVIMIENTOS VERTICALES
3. PRESENTACION DE LA TECTONICA ACTUAL
4. EVOLUCION GEODINAMICA DEL AREA DURANTE EL PLIOCENO
NO TERMINAL Y CUATERNARIO

CAPITULO V ASPECTOS CLIMATICOS

1. EL CLIMA ACTUAL
2. LOS PALEOCLIMAS

CONCLUSIONES GENERALES

BIBLIOGRAFIA

TABLA DE MATERIAS

INTRODUCCION

PROPOSITO DEL ESTUDIO

La Costa del Perú Central, perteneciendo al cinturón circumpacífico, es una zona de intensa actividad sísmica. En 1979 el Instituto Geofísico del Perú incluye en su Programa de Neotectónica, la realización de un estudio detallado de la Geología del Cuaternario de este sector. Esta memoria presenta los principales resultados de tales investigaciones, cuyas finalidades esenciales son:

- Proponer una estratigrafía de los depósitos Cuaternarios.
- Presentar y analizar la actividad tectónica reciente que deforma tales terrenos.

Adicionalmente, este trabajo hace algunos aportes en cuanto a la dinámica de los depósitos cuaternarios y al conocimiento sobre el paleoclima de nuestro desierto costero.

CUADRO GEOLOGICO Y GEOFISICO

En el Perú, la segmentación transversal de la cadena andina marcada por tres grandes deflexiones permite la individualización de tres sectores. La Zona Norte va desde la frontera con Ecuador (deflexión de Huancabamba) hasta la deflexión de Cajamarca (7°S), el Perú Central abarca desde ésta hasta la deflexión de Pisco-Abancay (14°S) y finalmente el Sur-Perú desde esta última hasta la frontera con Chile (codo de Arica-Santa Cruz).

A nivel del Perú Central, la Cordillera de los Andes tiene un rumbo general de NNW SSE y su ancho no excede los 250 Km. Es una cadena tipo liminar que resulta de la superposición de las cadenas herciniana (paleozoica) y andina (meso-cenozoica) construidas sobre un subestrato pre cambriano metamórfico, polifásicamente deformado (MEGARD, 1978).

La Costa Peruana, así como todo el borde oeste del continente sudamericano tiene las características de una margen continental activa, donde se produce la subducción de una placa oceánica, llamada placa de Nazca, bajo la placa continental Sudamericana (LE PICHON et. al. 1973). Esta disposición es lo que le da la alta sismicidad a la tectónica actual de la zona.

TRABAJOS ANTERIORES

Las primeras observaciones geológicas de las que se

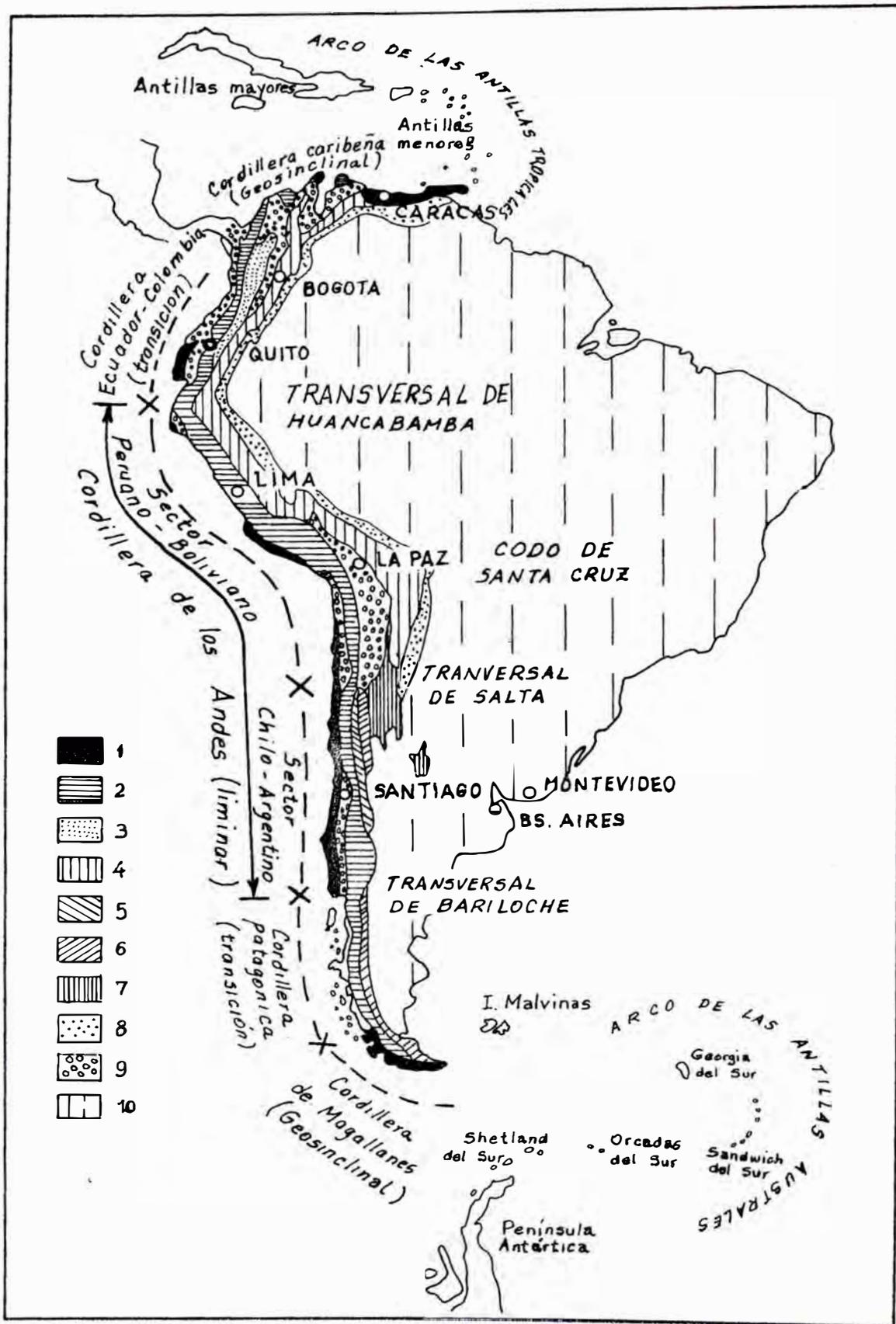


Fig. 1.- Esquema de ensamble de las cordilleras sudamericanas (tomada de AUBOIN, 1973) .

Unidades morfoestructurales mayores de la Cordillera Andina

- | | |
|---------------------------|--------------------------|
| 1. Cordillera de la Costa | 6. Pre-Cordillera |
| 2. Cordillera Occidental | 7. Sierras Pampeanas |
| 3. Cordillera Central | 8. Sierras Subandinas |
| 4. Cordillera Oriental | 9. Cuencas intramontañas |
| 5. Cordillera Frontal | 10. Dominio Cratónico |

tiene noticia, son realizadas por DARWIN (1876) paseando en el "Beagle" por las costas de América. Posteriormente, a inicios de siglo LISSON (1907) ubica bioestratigráficamente gran parte de la serie mesozoica de los alrededores de Lima, en el mismo año, el comandante francés P. Berthon a cargo del Servicio Topográfico del ejército realiza algunas observaciones geomorfológicas cerca de la ciudad.

Luego existe un cierto vacío hasta la década del 60 -- cuando los trabajos de DRESCH (1961), TRICART et. al. -- (1969) y especialmente DOLLFUS (1965) presentan analíticamente los grandes rasgos geomorfológicos con una visión -- dinámica de la Geología del Cuaternario. En este mismo -- tiempo se inicia una serie de relevamientos locales (hojas topográficas 1:20,000) que son presentados como tesis universitarias, es necesario mencionar que casi ninguna de ellas brinda aportes al conocimiento del Cuaternario.

TEVES (1973) hace una presentación de todo el Cuaternario de la Costa Peruana. En 1975, R. Rivera y colaboradores hacen una recopilación sobre la estratigrafía de la -- costa de este sector. Una misión Inglesa a cargo de W. Pitcher, realizó el estudio regional de las rocas ígneas del batolito cuyos resultados se muestran parcialmente en COBBING et. al. (1977, 1979). Una visión de conjunto de los Andes del Perú Central, que involucra nuestra zona es dada en MEGARD (1978, 1979).

METODOS EMPLEADOS

Para la realización de este estudio las actividades estuvieron divididas en varias partes.

En primer lugar se realizó un estudio completo de las aerofotografías de toda la zona, a escala aprox. 1:60,000. Este fue seguida por un reconocimiento general de campo.

Luego, varias campañas sobre el terreno permitieron -- trazar perfiles geológicos, tomar muestras y en fin realizar la cartografía geológica de las zonas de mayor interés. Se han invertido en total alrededor de 150 días de trabajo de campo.

[El análisis de las muestras fue efectuado, luego de cada salida al campo, para determinar parámetros petrográficos y sedimentológicos y eventualmente un estudio de la -- fauna de los niveles marinos.

La última parte consistió en la redacción del presente informe así como la puesta a punto de los anexos: mapas, -- diagramas, etc.

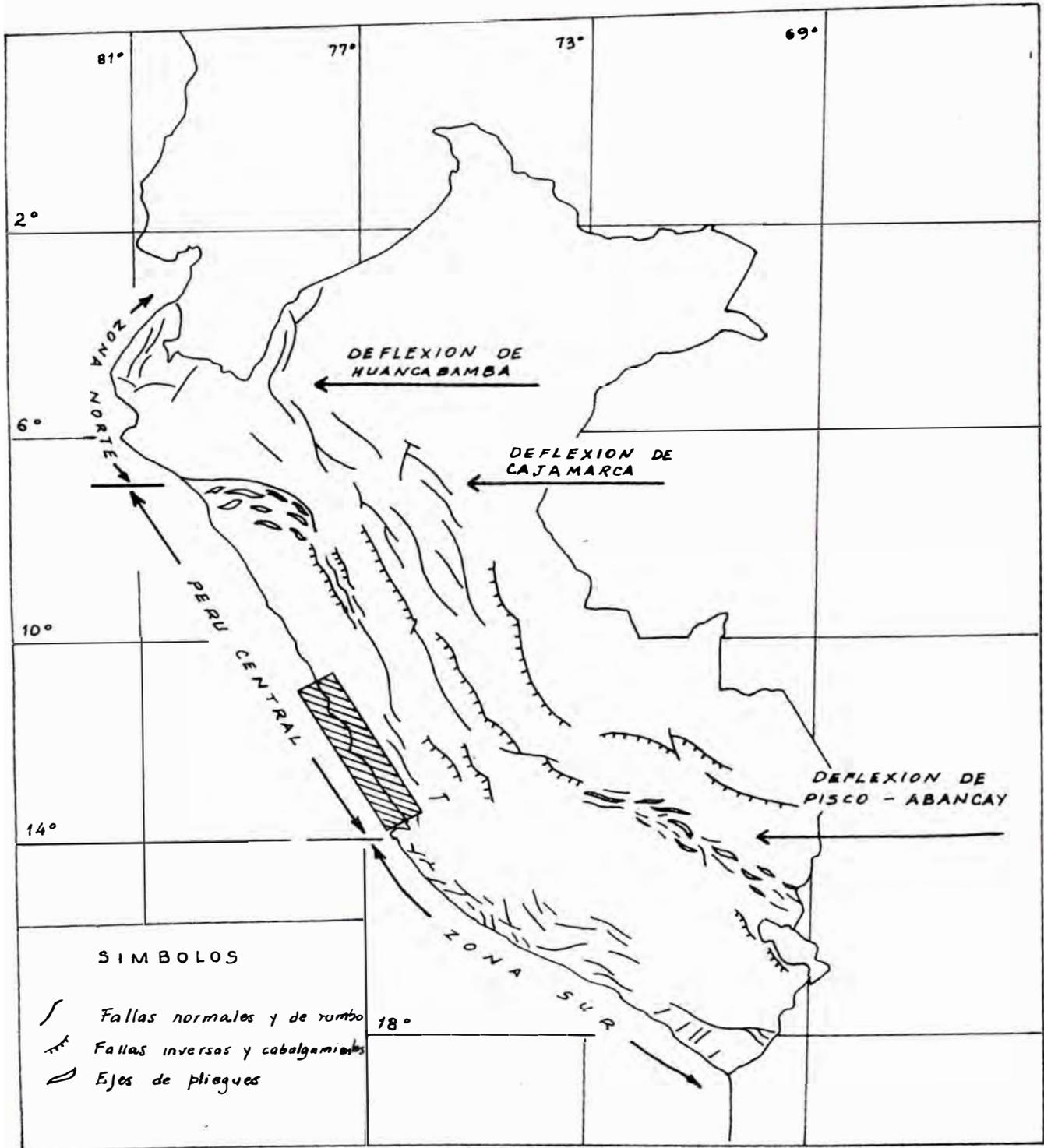


Fig. 2.- Segmentación transversal de los Andes Peruanos.
En recuadro: Líneas de estructuras mayores (según-
Mapa Tectónico del Perú, INGEMMET, 1970).
Rectángulo sombreado: Area estudiada.

capítulo 1

PRESENTACION

GEOGRAFICA

1. UBICACION Y EXTENSION

[El área, materia del presente estudio, es una faja alargada de 400 Km. de longitud y cuyo ancho varía entre 20 y 40 Km. Se ubica en el desierto costero del Perú, entre los valles de Pativilca ($10^{\circ} 40' S$) y Pisco ($14^{\circ} S$). (Ver Fig. 3)

[La región abarca parte de las siguientes provincias:

- Chancay
- Lima Departamento de Lima
- Cañete

- Chincha Departamento de Ica
- Pisco

[En medio de esta zona se sitúa la ciudad de Lima, - capital del Perú y área de mayor importancia socio-económica del país.

2. GEOMORFOLOGIA

[La Costa Pacífica es una de las grandes unidades morfo-estructurales, que se disponen en fajas paralelas a los Andes a nivel del Perú Central (Fig. 4). Constituye, por su posición al borde de la cordillera, una zona de piedemonte donde se depositan los materiales arrancados de la cordillera y transportados por los cursos de agua que bajan de ella.

[Las formas de acumulación son ampliamente distribuidas y dominantes en el paisaje.

[Gracias a los tipos de depósitos cuaternarios de la región (ver Cap. III.1), la Costa tiene un relieve plano. La pendiente entre el mar y los relieves andinos no supera el 5% siendo generalmente menor.

[Algunas colinas aisladas asoman por sobre las planicies de acumulación. Ellas atestiguan la existencia de una paleotopografía muy irregular la cual ha sufrido un ahogamiento parcial bajo sus propios detritos.

[La casi ausencia de erosión actual queda evidenciada por las potentes capas de detritos eluviales y coluviales que cubren las laderas (véase Cap. III 1.1).

[La acción del viento genera, por deflación, la formación de "regs y microregs" sobre las acumulaciones y eventualmente sobre las laderas. Tanto como agente de erosión, el viento es un agente de depósito, es frecuente hallar capas arenosas de aspersión eólica y más restringidamente aparatos dunares.

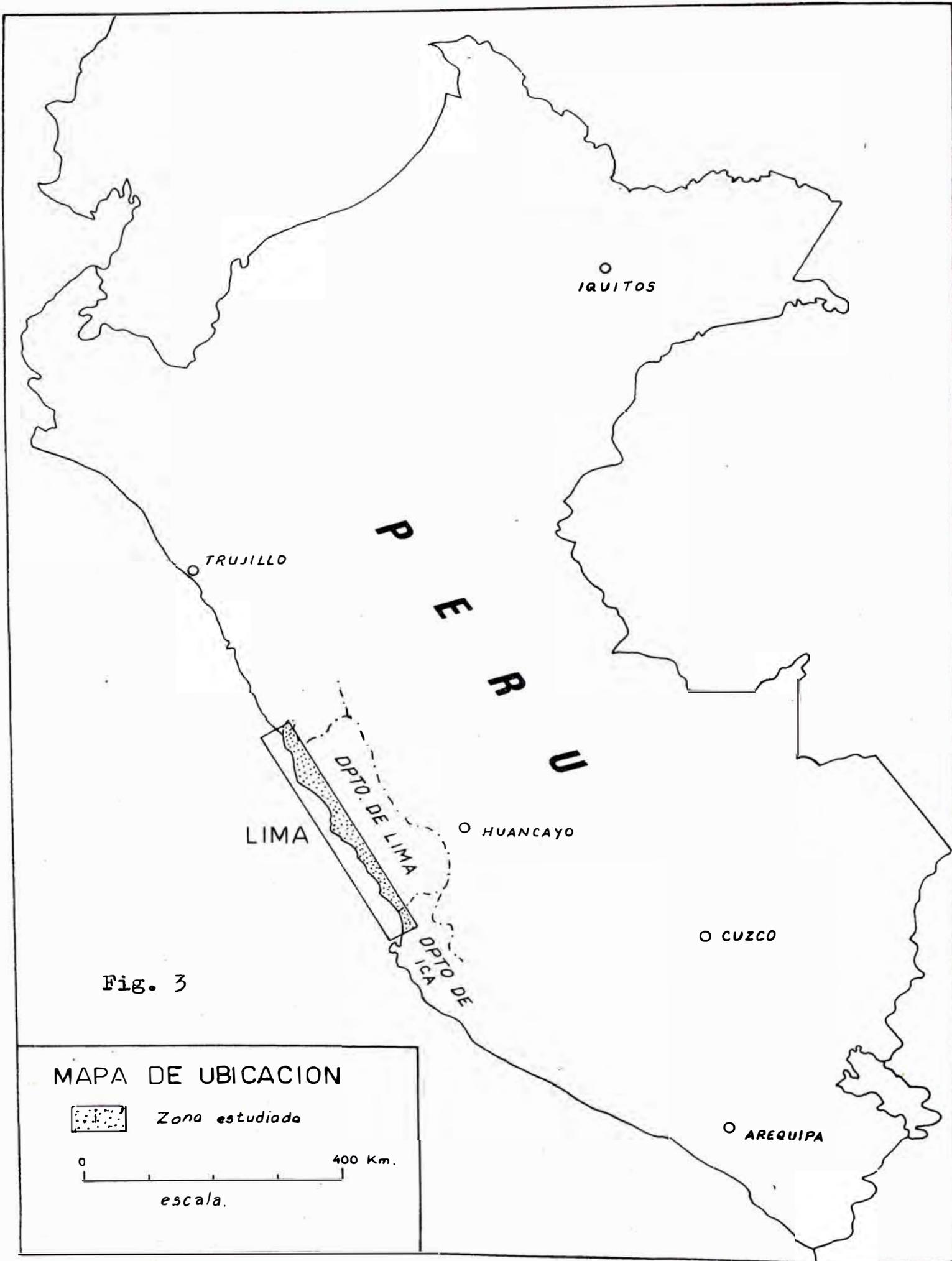


Fig. 3

MAPA DE UBICACION

 Zona estudiada

0 400 Km.

escala.

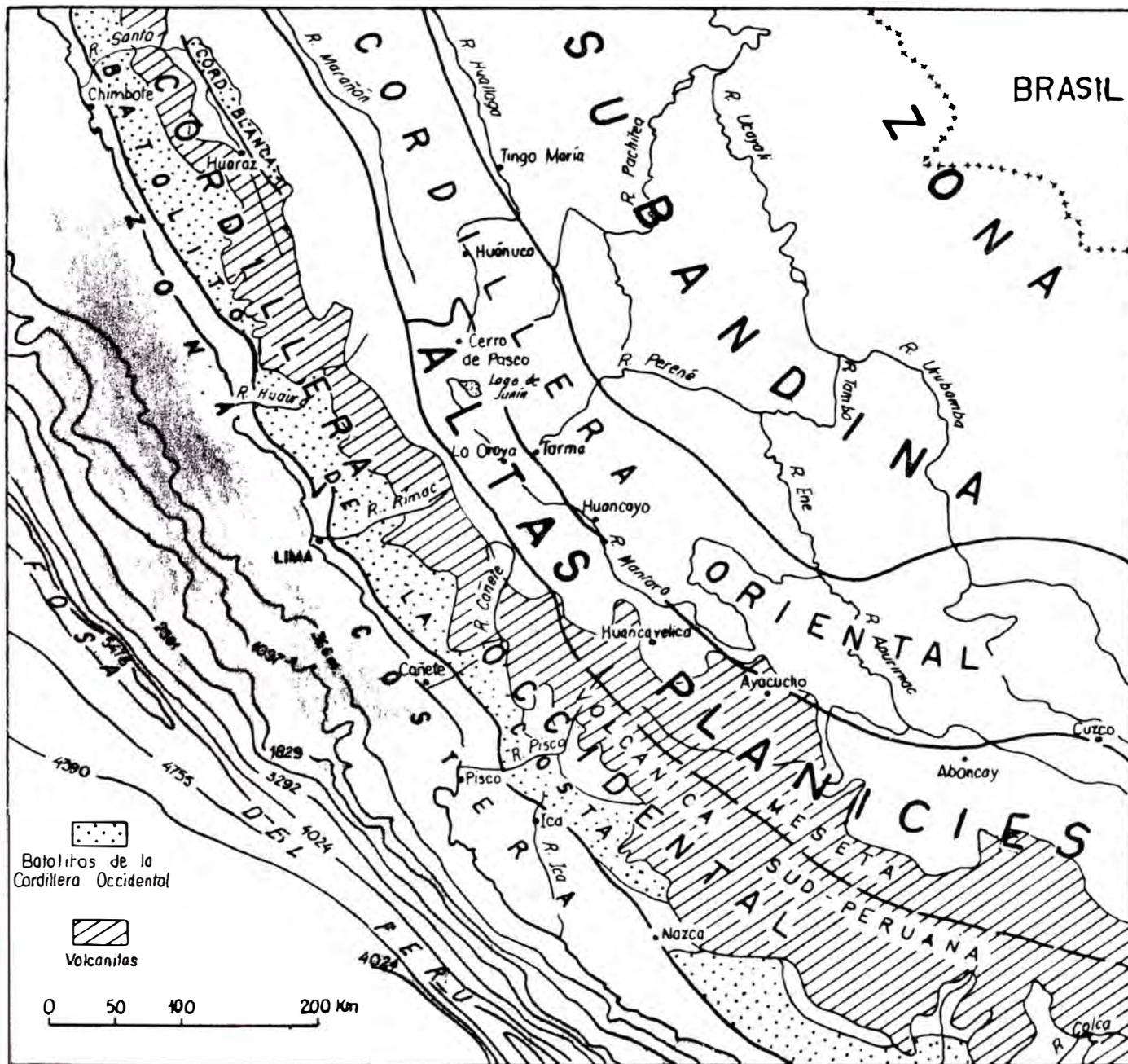


Fig. 4.- Zonación morfoestructural del Perú Central.
(según MEGARD, 1978)

modelado de la Costa por el mar es evidente. El oleaje ha entallado en acantilados de varias decenas de metros de altura, a las acumulaciones detríticas más altas y también a los relieves rocosos. El trazo de la costa en esta zona es controlado por los siguientes factores:

- Un guiamiento estructural de 1° orden, marcado por la dirección NNW - SSE de la cadena andina y de la fosa oceánica, a las cuales la línea de costa es paralela.
- Un probable guiamiento estructural de 2° orden, dado por estructuras locales que serían las responsables de la formación de puntas y salientes, dejando bahías al abrigo del oleaje.
- Los movimientos verticales relativos tierra-mar ocurridos en un pasado reciente. La tendencia al hundimiento no ha permitido la preservación de terrazas marinas escalonadas, a la vez que acentúa las formas litorales de ahogamiento, islas y acantilados abruptos.
- La dirección dominante y la fuerza del oleaje.

3. HIDROGRAFIA

Once ríos atraviesan transversalmente de NE a SW, la zona de estudio, ellos son: Pativilca, Supe, Huaura, Chancay, Chillón, Rímac, Lurín, Mala, Cañete, San Juan (que hacia la costa se bifurca en dos canales llamados Río Chico y Río Matagente), y Pisco (Fig. 5). Estos ríos nacen en las alturas de la ladera pacífica de la Cordillera Occidental y desembocan en el Pacífico. Sus valles forman oásis que recortan el desierto en porciones.

Las nacientes se hallan por sobre los 4,500 m. de altura. Aquí algunos ríos son alimentados por el deshielo de los glaciares y por las lagunas de alta montaña. Otros reciben solamente el agua de las precipitaciones pluviales que ocurren anualmente de Diciembre a Marzo en la Sierra.

La longitud de estos ríos varía entre 90 Km. (Lurín, Supe) hasta 220 Km. (Cañete). Su recorrido es bastante rectilíneo, bajando de la cordillera con una pendiente promedio de 3.5% la cual en ciertos sectores llega a un máximo de 14%.

Por su dinámica de río-torrentes, existe una gran diferencia de caudal a lo largo del año, tal como lo muestran los siguientes datos. En la época de descargas (Enero-Marzo) el río Pativilca alcanza un caudal de 490 m³/seg. Posteriormente este decrece hasta un mínimo de 9.12 m³/seg. en Agosto. Este río tiene una media a-

nual de $46 \text{ m}^3/\text{seg.}$ mientras que la del Mala es de 16.5 y la del Supe $1.52 \text{ m}^3/\text{seg.}$ Eso quiere decir que muchos de estos ríos son secos durante varios meses pero en verano descargan al océano varios millones de m^3 de agua cargada de sedimentos.

[En el desierto, existen otros cursos de agua menores que junto con los ríos mencionados conforman la red de avenamiento de la zona, ellos son los ueds.

El ued (oned, wad o wadi) es un curso de agua esporádico cuyo lecho se halla generalmente seco, es la corriente de agua característica del desierto (COQUE, 1977; DERRUAU, 1970). Su nivel de base puede ser el mar, una quebrada mayor o un glacís costero.

[En nuestra región de estudio, los ueds se instalan en quebradas o pequeños valles de longitud variable desde unos pocos kilómetros hasta más de 70 Km.. Sus nacientes rara vez sobrepasan los 3,500 m.. La pendiente promedio es mayor de 6%. No existen en realidad, límites precisos para las dimensiones de una quebrada de ued. Las más pequeñas coinciden con los conos desérticos alargados (Cap. III 1.3), mientras que las más largas se consideran como valles de ríos muy cortos (Ej. A sia, Chilca).

[La frecuencia y el volumen de las descargas de un ued dependen directamente de la intensidad de las lluvias producidas en su cuenca imbrífera, así también de las pérdidas por evaporación e infiltración. En este sentido, hemos considerado un límite arbitrario para distinguirlos de los ríos, en esta zona: El ued es un curso de agua que no alcanza el océano por lo menos todos los años. Otros criterios, básicamente sedimentológicos, son mostrados más adelante (Cap. III 1.4)

4. CLIMA Y VEGETACION

[La Costa del Perú goza de un clima cálido y la escasez de precipitaciones le dan un carácter desértico. Es además muy húmedo y con poca variación térmica, esto es por la cercanía del mar. Todas estas características hacen de él un clima bastante especial del cual DOLLFUS (1965) dice: "Es un bello ejemplo de clima oceánico, desértico y tropical". Los mecanismos y factores que lo dominan son detallados más adelante (Cap. V 1.1)

[La distribución de las precipitaciones, mayormente garúas, permite separar una zona al Norte de los 7° S con muy escasas garúas, cielo despejado casi todo el año y precipitaciones intensas en los años que se presenta el fenómeno "El Niño". La zona al Sur de dicha latitud, donde se encuentra nuestra área de trabajo, es un lugar sometido a un régimen permanente de neblinas. En

los meses de invierno, éstas toman mayor importancia y su condensación provoca las garúas frecuentes en este tiempo. Las neblinas van desapareciendo de la Costa en Noviembre lo cual hace que en los meses de verano exista muy raramente precipitación de garúa.

Las garúas son lloviznas muy finas que sólo llegan a humedecer las capas muy superiores del suelo. Bajo su influencia se desarrolla una vegetación adaptada llamada vegetación de las lomas. Lomas en si, son los lugares que por su configuración en el relieve del terreno, tal vegetación es más concentrada. Como dijimos, el mayor desarrollo de la vegetación está ligado al tiempo de garúas, que para este caso es llamado tiempo de las lomas. En la clasificación de Koppen estas zonas gozarían del clima Estepa con lluvias de invierno (BS_s) contrastando con el resto del área donde existiría sólo el clima de desierto (BW) (VALDIVIA, 1977).

Según RAUH (1979), se distinguen diferentes formaciones vegetales del desierto-garúa, dependiendo del predominio de cada uno de los distintos tipos vegetales.

La sociedad más importante es el desierto a Tillandsia. Las tillandsias son representantes de la familia de las bromeliáceas (plantas de piña) y cuentan con numerosas especies. El grupo que más nos interesa aquí, es el de las tillandsias atmosférica. En nuestra zona las tillandsias cubren áreas de varios kilómetros cuadrados de desierto arenoso. Las especies más comunes aquí son:

- Tillandsia latifolia
- Tillandsia purpúrea
- Tillandsia paleácea
- Tillandsia recurvata
- Tillandsia wandermanii

Ellas son las únicas plantas de neblina auténticas que se conocen hasta hoy en día y comportan una serie de particularidades en su construcción (RAUH, 1979).

Otra formación, de extensión menor, es la llamada lomas de monte, que aparecen distintivamente en Lachay (Chancay). Aquí existen grupos de árboles siempre verdes, o de follaje que se dehoja temporalmente y de arbustos deformados, éstos están envueltos en musgos acolchonados espesos. Eventualmente sirven de campos de pastoreo.

Cerca del litoral se observan frecuentemente unas planicies bajas con montículos cubiertos con grama salada. La especie predominante en estos gramadales es la gramínea Distichlis spicata, menos frecuentemente se hallan Sporobolus virginicus y algunos juncos (Scirpus sp.) (MALDONADO, 1943). La grama salada se levanta generalmente a 25 cm. sobre el suelo, tiene abundantes rizomas que penetran medio metro o más en el suelo. Es

tos rizomas se entrecruzan formando una turba. La descomposición de la materia orgánica produce las llamadas "Tierras negras".

[En estos gramadales se observan muchas veces eflorescencias salinas llamadas comunmente "salitre"; están constituídas por bicarbonato, carbonato, cloruro y sulfato de Sodio como se observa en la siguiente tabla:

ANALISIS QUIMICO		
DEL SALITRE		
Na ₂ CO ₃		41.5%
Na Cl		24.5%
Na ₂ SO ₄		2.2%
Agua y solubles		31.8%

(datos de MALDONADO, 1943)

[El origen de estas eflorescencias es el ascenso de sales pre-existentes que datan de cuando el mar ocupaba estas planicies (véase Cap. III 2.4.2). También contribuyen en estos salitrales las sales pulverizadas por la reventazón de las olas y que son transportadas por el viento.

* * * * *

capítulo 11

EL SUBSTRATO
PRE-CUATERNARIO

Un buen conocimiento sobre el basamento es necesario antes de emprender un estudio del Cuaternario, debido a que los sedimentos recientes se derivan de las rocas anteriores y que las estructuras y formas de yacimiento de las unidades cuaternarias están guiados por las características estructurales y petrográficas de estas rocas pre-existentes.

En esta zona se han realizado múltiples trabajos desde aquellos de reconocimiento por LISSON (1907) y CASTRO BASTOS (1958).

La estratigrafía de la parte central de esta zona ha sido estudiada en detalle por RIVERA et. al. (1975), la zona Norte por MYERS (1974) y el Sur principal por NEWELL (1975). Los datos sobre las rocas intrusivas provienen mayormente de COBBING et. al. (1977, 1979).

En resumen, el subestrato pre-cuaternario está constituido por terrenos de diversas edades que van desde el Cretáceo inferior hasta el Terciario. Estas series, que pasan los 10,000 m. de potencia están formadas por rocas volcánicas y sedimentarias de origen marino. Actualmente aparecen plegadas por varias fases de la tectónica andina e intruídas por el batolito de la Costa.

1. ESTRATIGRAFIA

1.1 EL CRETACEO INFERIOR

PISO BERRIASIANO

Las rocas más antiguas que afloran en el área son aquellas que pertenecen a las formaciones: Puente Piedra, Pachacamac y Pucusana. Ellas se caracterizan por estar constituidas por lavas, brechas, tufos y areniscas volcánicas de composición andesítica intercaladas con sedimentos finos principalmente lutitas y en menor cantidad calizas margosas. Las potencias mayores de estas formaciones superan los 2,000 m., no se observa su base, mientras que su tope pasa transicionalmente a la formación Salto del Frayle.

La edad ha sido determinada mediante fósiles característicos como las Berriasellas, Leptóseras, Subesteu-roseras, etc., que indican Cretáceo Inferior, Piso Berriasiano. (RIVERA et. al. 1975).

De la litología de estas formaciones, se deduce que su depósito se realizó en una cuenca marina profunda, alargada en dirección NNW - SSE, un arco volcánico activo situado al Oeste, sería el proveedor de dicho material. Asimismo que esta influencia volcánica se hacía más débil el Este, dando paso al depósito de materiales clásticos provenientes del Continente.

PISOS VALANGINIANO - APTIANO

En los alrededores de Lima como en el Morro Solar, Comas, Las Casuarinas, Isla San Lorenzo, etc. afloran rocas clásticas que hacia el tope se van tornando en carbonatadas y en conjunto alcanzan una potencia de 2,000 m. y están repartidas en las siguientes unidades:

- Formación Salto del Frayle.- Está compuesta por cuarcitas con estratificación cruzada. Fué definida por FERNANDEZ CONCHA (1958) en su estudio sobre Morro Solar.
- Formación Herradura.- Yace sin discordancia sobre la anterior, presenta lutitas en la base que pasan a areniscas al tope, se reconocen 2 miembros: La Virgen y la Herradura.
- Formación Marcavilca.- Es una potente secuencia monótona de arenisca que yace concordante sobre la Formación Herradura. En el Morro Solar ha sido dividida en 3 miembros: Morro Solar, Marcavilca y La Chira.

- Formación Pamplona.- Es concordante y transicional sobre Marcavilca aflora desde Pasamayo hasta Chilca y consta de una alternancia de lutitas, margas y calizas, al Sur de Lima fué estudiada por VALLEJO --- (1970) quien reconoció 3 miembros: Conchán, Cascajal y Casuarinas.

Por su posición estratigráfica, estas formaciones son más jóvenes que el Berriasiano y más antiguas que el Albiano por lo cual se considera que abarcan los clásicos pisos: Valanginiano, Hauteriviano, Barremiano y Aptiano. RIVERA et. al. (1975) reúnen estos pisos en uno solo llamándolo piso LIMA.

La sedimentación de estas formaciones se llevó a cabo en un ambiente marino nerítico y parcialmente cerrado. Los basculamientos del fondo de esta cuenca quedan puestos en evidencia por la variación vertical de las facies.

PISO ALBIANO

- Formación de Atocongo.- Reposas conforme y transicionalmente sobre Pamplona, está compuesta por bancos gruesos de caliza gris compacta.

A lo largo de la zona estudiada afloran rocas volcánicas y volcánico-sedimentarias atribuidas al rango del Albiano y que pueden llegar al Santoniano. Una serie minuciosamente estudiada por MYERS (1974) se halla al límite norte de nuestra región de estudio, aquí las rocas pertenecen al llamado Grupo Casma, de 6,000 m. de espesor, el cual es dividido en:

- Formación Punta Gramadal.- Consistente en pillow lavas intercaladas con tufos, grawacas tufáceas y calizas tufáceas y bituminosas.
- Formación La Zorra.- Es una secuencia de flujos de lava, ignimbritas, tufos, tufo - lapilli, aglomerados y flujos de piroclásticos submarinos.
- Formación Cerro Breas.- Esta unidad está compuesta por chert y sedimentos de grano fino con ausencia de volcánicos.
- Formación Cerro Lupín.- Consta de pillow lavas y brecha de pillow lavas con cantidades subordinadas de tufos.

Fósiles del Albiano Medio (Oxytropidoceras carbonarium) han sido hallados en las intercalaciones sedimentarias de las 2 primeras formaciones.

En la zona de Chancay aflora una faja más o menos continua de lavas submarinas interestratificadas con lutitas y areniscas llamada Formación Chancay. Asimismo -

al Sur de Lima entre la Quebrada Parca y el río Mala se halla una sección de 2,500 m. de volcánicos con intercalaciones irregulares de bancos de calizas de uno a tres metros de espesor denominada Formación Chilca. Ambas formaciones presentan en sus horizontes sedimentarios fósiles que indican el Albiano tales como: Oxitropidoceras, Lyelliceras, etc.

En el sector costero entre Chilca y Cañete los volcánicos del Cretáceo superior son denominados Formación Quilmaná, consiste en la base de lutitas, calizas y algunos bancos de arenisca y hacia el tope son derrames de lavas en almohadilla de naturaleza andesítica y dacítica. La potencia es 600 m. y su edad Albiano medio - Cretáceo superior. (J. Injoque, comunicación personal).

1.2 TERCIARIO INFERIOR

- Formación Paracas.- Fue estudiada por Newell en el departamento de Ica. En nuestra zona de trabajo aflora en forma muy limitada en el cerro Candela en Cañete. Litológicamente consiste en areniscas arcólicas finas a veces tufáceas y lutitas laminares color gris claro, su potencia va de 600 a 1,500 m. Su contenido faunístico en la zona, releva Pseudoliva pariñasensis Woods, Ampulina gabbi Woods, Turritella Woodsi Lisson, Turritella Sp. Ostrea Sp. La edad de la formación es considerada del Eoceno Superior con posibilidad de abarcar parte del Oligoceno.

1.3 TERCIARIO SUPERIOR

- Formaciones Pisco y Huamaní.- Estas formaciones afloran en la parte sur de la región de estudio, desde Tambo de Mora y se extiende por el Sur hasta la zona de Yauca.

Definida originalmente por ADAMS (1906), la formación Pisco consta de diatomita blanca y areniscas con algunas intercalaciones de calizas, su potencia es variable y llega a 640 m.

La llamada formación Huamaní fué definida por PETERSEN (1954) como areniscas arcillosas de grano fino y color anaranjado claro que alternan con arcillas plumizas, yacen concordantemente sobre la formación Pisco. Ella corresponde verosimilmente a un ambiente marino somero, por mostrar una fuerte influencia de aporte terrígeno cercano, ella indica un rápido levantamiento de la cuenca. A nuestro criterio, no se justifica el hecho de darle el rango de formación, ella es solamente una fa -

cies transicional entre las condiciones marinas y las continentales. Debe considerarse como el miembro superior de la Formación Pisco. Está sobreyacida en discordancia erosional por la Formación Cañete.

El estudio de algunos vertebrados de la Formación Pisco en la región de Sacaco conduce a situar esta formación en la parte terminal del Mioceno superior y en el Plioceno inferior. La edad radiométrica (3.9 M.A.) de un nivel volcánico existente en Sacaco, confirma su asignación al último piso de la Formación Pisco (en Pisco y al Sur de Ica) tienen una edad pliocena superior. (ver más adelante Cap. III 2.3.1). (Datos de: MUIZON et. BELLON, 1980).

2. ROCAS INTRUSIVAS

Un gran cuerpo intrusivo longitudinal, paralelo a la costa se halla a lo largo de toda la zona de trabajo, es el denominado Batolito de la Costa. En el Perú Central, éste forma un complejo de muchos plutones individuales emplazados a alto nivel dentro de la gruesa secuencia de volcánicos andesíticos y sedimentos cretácicos.

Según la segmentación del batolito (COBBING et. al. 1977) las rocas aflorantes en la parte Norte de nuestra área, hasta la Quebrada Tinajas, al Sur de Lurín, corresponden al segmento Lima y las de la región sur al segmento Arequipa (Fig. 7).

De acuerdo a la división litoestratigráfica establecida por los mismos autores, en la parte norte se han identificado siete super-unidades. En orden creciente de edad estas son:

Sayán - Pativilca.-	Monzogranito.
Puscao	.- Granodiorita, monzogranito.
La Mina	.- Granodiorita.
San Jerónimo	.- Monzogranito, sienogranito.
Santa Rosa	.- Cuarzodiorita, tonalita, granodiorita, monzogranito.
Paccho	.- Diorita, tonalita.
Patap	.- Gabro.

En este ensamble son ampliamente dominantes las super-unidades Santa Rosa y Paccho (58% del total) lo cual le da un carácter tonalítico a este segmento.

Hacia el Sur, a partir de la Quebrada Tinajas, exis

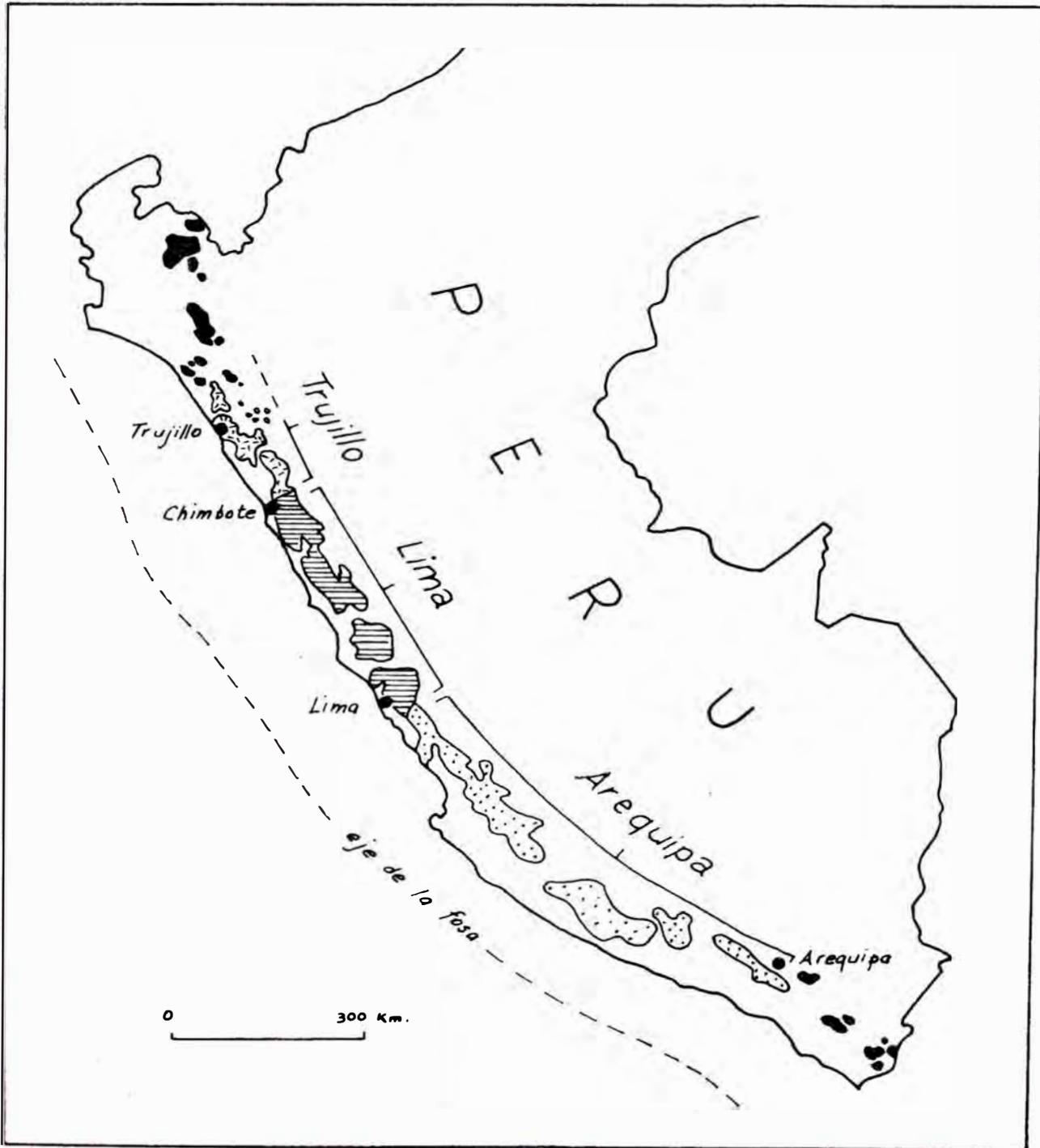


Fig. 7.- Segmentación del Batolito de la Costa (según COBBING and PITCHER, 1977) .

te un marcado cambio en el ensamble. La super - unidad Santa Rosa desaparece, siendo reemplazada por dos nuevas super - unidades las cuales serán predominantes en cuanto al volumen de afloramientos hasta Arequipa, estas son:

Tiabaya .- Tonalita, monzogranito.

Linga .- Monzogabro, cuarzomenzonita.

La variación composicional del batolito, así como sus diferencias en cuanto a estructura e inclusive mineralización, en el límite señalado, podría estar relacionado con diferencias en el ángulo y dinámica de subducción de la placa oceánica en el tiempo de intrusión.

Hay que señalar que los contactos de los intrusivos con las rocas encajonantes son nítidos y simples, con estrechas aureolas de metamorfismo de contacto de generalmente pocas decenas de metros.

A pesar que aún hacen falta bastantes datos radiométricos, el emplazamiento del batolito se ubica groseramente entre 105 y 30 m. a.

3. TECTONICA

Presentaremos aquí las deformaciones producidas entre fines del Cretáceo y fines del Terciario. Posteriormente se estudiarán más en detalle las deformaciones cuaternarias. (Cap IV Neotectónica). Los datos aquí presentados provienen básicamente de MEGARD (1979).

La Tectónica andina es polifásica a nivel de los Andes Centrales. Fases ocurridas en el Albiano, a fines del Cretáceo (F. Peruana), a fines del Eoceno y tres fases durante el Mioceno y parte del Plioceno son las responsables de la construcción de lo esencial del edificio andino. Sin embargo en la Costa está tectogénesis muestra haber sido poco intensa.

Las estructuras de plegamiento son bastante débiles. A lo largo de la zona se pueden apreciar los estratos cretáceos buzando regularmente hacia el Oeste con una inclinación de 5° a 20°. Estos afloramientos representan, frecuentemente, flancos de anticlinales o sinclinales muy abiertos, cilindricos e isópacos de dirección "andina".

En algunas zonas existe un plegamiento de mayor importancia como por ejemplo en la denominada "faja plegada en la zona no deformada" que se halla entre los ríos Pativilca y Supe (COBBING, 1973). Aquí los estratos de la formación Casma están afectados por una flexura que

los inclina hasta 70° y deja una zona intensamente plegada en su lado oriental.

Alrededor de los 10° S, rocas volcanosedimentarias con fósiles albianos y la super - unidad Patap que las intruye, se hallan deformadas por una fase albiana. Sin embargo sus efectos deben ser muy localizados, pues en muchas zonas la sedimentación mesozoica continúa sin interrupción aún hasta el Coniaciano.

La mayoría de las suaves estructuras parecen estar ligadas a la fase Peruana la cual se habría producido entre el Coniaciano y al final del Cretáceo.

La tectónica terciaria ha sido bien puesta en evidencia en toda la cordillera desde el trabajo de STEIN MANN (1929) y precisada luego por MEGARD (1978), SOULAS (1977), SEBRIER et. al. (1980) etc. Sin embargo en la Costa Central existen escasos afloramientos de rocas -- terciarias. Ellas están por lo general poco deformadas, inclusive hasta la región de Marcona. Por lo tanto es difícil evaluar la real incidencia de la tectónica terciaria en la zona.

Las deformaciones que afectan a las rocas recientes en las cercanías del puente Huamaní (Pisco) serán tratadas en el Capítulo IV.

4. MODELADO MORFOLOGICO DEL SUBESTRATO

La exposición subaérea de las rocas del subestrato permite el modelado de ellas por los agentes bioclimáticos, a lo largo del Cuaternario.

Las características físicas de las rocas, que conllevan macrofracturación, fisuración menor y eventualmente alteración hipógena, son los parámetros que determinan el modelado de las vertientes en que aflora el -- subestrato. Estas características varían en los diferentes tipos de rocas, lo cual origina varios tipos de vertientes.

La observación de los procesos actuales resulta en las siguientes precisiones:

- En toda la zona se observa una intensa fracturación de rocas. Los detritos resultantes abarcan un amplio - rango de granulometría, desde arena (por desagregación) hasta grandes bloques. Estando la zona en las cercanías del litoral, la amplitud térmica es bastante débil; esto es debido principalmente a la amortiguación del clima por efecto del mar; esto hace pensar que la termoclastia no es un proceso relevante en la fragmentación. Por otro lado se puede mostrar que muchas rocas presentan u

na segmentación en caras paralelas ocasionada básicamente por la haloclastia, esto es la fragmentación debida a los cambios de volumen por la cristalización de las sales contenidas en las aguas de infiltración.

- Las laderas se hallan, generalmente, cubiertas de una capa de detritos eluviales y coluviales, más o menos potente y de mantos arenosos de origen eólico. Esta deficiencia en la evacuación de materiales prueba la inexistencia de erosión actual, explicada por la extrema aridez del clima.

- El desarrollo prácticamente nulo de alteritas con minerales neoformados y coloraciones especiales, indica que la acción química no tiene mayor importancia en el modelado. Por otro lado esto es apoyado en la medida que la disolución es un fenómeno casi inexistente.

- Como sabemos, el área en estudio es una extensa faja desértica segmentada por los ríos que forman oásis en sus valles. En estos oásis se desarrolla la actividad agrícola gracias a la disponibilidad de agua. Mientras tanto, los interfluvios son completamente áridos y por lo tanto exentos de vegetación. Esta ausencia de vegetación hace que tampoco exista acción biológica sobre los sedimentos, es decir que no se forma el humus que es un elemento básico para el desarrollo de suelos. Es necesario aquí señalar una excepción. En las zonas de "lomas" existe una vegetación adaptada (véase Cap. II.4) la cual es capaz de generar una incipiente edafogénesis, p.e.j. zona de la variante de Pasamayo, unos 50 Km. al Norte de Lima.

Sin embargo estas condiciones bioclimáticas ha sido diferentes durante ciertos períodos del Cuaternario, cuando las precipitaciones pluviales esporádicas lavaron las vertientes, removiendo la cobertura de fragmentos y depositándola al pie (véase Cap. II.2 y Cap. V).

* * * * *

capítulo III

***ESTRATIGRAFIA DEL
CUATERNARIO***

Como se ha señalado en un capítulo precedente, las formas de acumulación son ampliamente dominantes en el paisaje, esto suministra abundante material para establecer una estratigrafía básica. Lamentablemente este trabajo se dificulta por los siguientes factores:

- Los depósitos continentales, que son la mayoría, no tienen un buen contenido fosilífero.
- Existen muy escasas alteraciones coloreadas, las cuales, en caso contrario, se utilizarían como elementos de datación relativa.
- La ausencia de niveles marinos eustáticos antiguos no permite establecer una relación entre las acumulaciones continentales con las variaciones del nivel del mar.
- La cobertura, a veces algo espesa de coluvios, suelos residuales o arena eólica impide tener buenos afloramientos. Por esta razón los estudios se realizan aprovechando los cortes naturales o artificiales del terreno.
- La tardía aparición del hombre en esta región (menos de 10,000 años B.P.*) hace que la utilidad de los estudios arqueológicos sea limitada como aporte a los estudios del Cuaternario.

En el presente capítulo se hace en primer lugar, una presentación detallada de los tipos de depósitos que afloran en la zona. Luego se efectúa un análisis de su disposición, llegando a la asignación de edades relativas. La sucesión de eventos, así hallada se correlaciona con las estratigrafías propuestas para otras regiones. La última parte está dedicada a hacer algunas remarcas a problemas locales, a fin de comprender mejor la evolución morfológica de tales áreas.

1. TIPOS DE DEPOSITOS

Los depósitos cuaternarios están clasificados según el agente principal que los origina. Todos los que vamos a ver son depósitos detríticos, de forma que el inicio es la destrucción de relieves rocosos y la consiguiente producción de fragmentos.

Cuando los detritos no sufren transporte, quedan cubriendo las laderas, denominándose entonces, eluviales.

Cuando el único agente de transporte es la gravedad, los fragmentos caen al pie de las vertientes produciéndose conos y taludes de escombros.

Las lluvias esporádicas que se han producido en el desierto, en épocas de mayor precipitación que la actual, han sido capaces de removilizar el material, las acumulaciones resultantes son características y reciben el nombre de aluviales desérticas.

Los ríos costeros (ver Cap. I.3) son los grandes vectores de transporte a la salida de sus valles estrechos en el flanco cordillerano, han instalado grandes abanicos. Allí el encajonamiento de formas determina la formación de terrazas fluviales. Como se verá, su estudio es de mucha utilidad para las conclusiones estratigráficas.

Finalmente el mar y el viento son otros agentes de depósito cuyas acumulaciones son bien características y son estudiadas aquí con más detalle.

1.1. LAS LADERAS O VERTIENTES DESERTICAS

Como ya se ha mencionado (Cap. II.4), las laderas desérticas se hallan cubiertas por una capa detrítica eluvial, coluvial y eólica. Salvo en la última, el origen de los fragmentos es la misma ladera. Por lo tanto, la naturaleza de la cobertura estará en función de los tipos de rocas sobre los que se desarrolla. Muchas de las observaciones presentadas provienen de DOLLFUS (1965).

Las denominadas "vertientes blancas" se desarrollan principalmente sobre rocas graníticas ricas en cuarzo. La pendiente es lisa y con 27° a 30° de inclinación. La microfisuración, a nivel del grano y de los cristales, guía una intensa desagregación en arenas. Sobre la roca sometida a este proceso se halla un horizonte coluvial blanquecino muy delgado, sobre este se encuentra una mezcla de arena mal clasificada y polvo oscuro los que se suponen depositados por la aspersion eólica y la neblina respectivamente. Cubriendo al anterior, se sitúa un microreg de pequeños fragmentos rocosos de algunos milímetros, cubiertos por líquenes o ligeramente o-

xidados por una pátina anaranjada.

Las vertientes que se desarrollan sobre rocas melanocráticas, como dioritas, ciertas metamorfitas y andesitas, muestran una fragmentación en bloques guiada por las macrodiacclasas. La pendiente general es rectilínea con 22° a 30° de inclinación. Está erizada de bloques que pueden medir más de 1 m., las zonas entre los bloques está cubierta por un limo amarillento. La permanencia de los bloques tanto en las laderas como en los talwegs de arroyada está garantizada por la pendiente suave y la rugosidad de la superficie. La alteración química es muy escasa, lo que muestra la aridez predominante del clima. Estas vertientes se empalman a su pie, con conos cubiertos por un caos de bloques cuyo movimiento es bastante perezoso aún en períodos pluviales.

Otro tipo de vertientes se forman sobre granodioritas de grano medio. Ellas son también planas. Los talwegs elementales están ocupados por coladas de bloques, los cuales son menos angulosos que los de las dioritas. También se halla una desagregación en arenas y en pequeñas hojuelas de descamación, ambos fenómenos son menos intensos que en los granitos. Muchas veces, estas granodioritas están atravesadas por enjambres de diques básicos, estos se lajan en una serie de plaquetas centimétricas, las cuales forman a veces un pavimento oscuro.

Cerca de la línea de costa predominan las rocas volcánicas y sedimentarias cretáceas. Estas presentan 2 tipos de vertientes. Aquellas sobre rocas volcánicas frágiles poco alteradas se hallan erizadas de bloques angulosos. Se observan plaquetas patinadas las cuales muchas veces están cubiertas por líquenes. Los talwegs, también rellenos de bloques pasan hacia abajo a conos donde una matriz areno-limosa envuelve una cantidad menor de bloques, todo esto con una pendiente cóncava en la base que se empalma con las acumulaciones de los valles. El segundo tipo se emplaza en rocas volcano-sedimentarias basales tal como las brechas y arenitas volcánicas de la Formación Pucusana, las cuales están bastante fracturadas y alteradas. Las vertientes son planas y están cubiertas hasta sus cimas por sus propios fragmentos, que constituyen una capa de desagregación de colores verde, amarillo o naranja, esto es debido a la fuerte actividad hidrotermal que afectó a tales rocas.

Siendo las formaciones marinas terciarias escasas en afloramiento, no se han observado muchas vertientes. En general, debido a su disposición horizontal brinda formas tabulares; éstas se ven nítidamente más al Sur, en el desierto de Ica, con flancos abruptos y exposición de amplios planos estructurales.

Es de recalcar que las vertientes curvas están casi ausentes en los afloramientos de la llanura costera del sector.

1.2 LOS DEPOSITOS DE ESCOMBROS

Las escombreras (canchales, derrubios, éboulis, debris) son depósitos cuyo agente formador es la gravedad. Se ubican siempre al pie de acantilados inestables. Los materiales que las constituyen, llamados escombros, pueden ser cantos, grava o arena. El tamaño de estas acumulaciones es variable y se presentan en dos formas principales:

- El cono de escombros, es el depósito elemental, su forma es semicónica con el ápice apuntando hacia un talweg sencillo. La generatriz hace un ángulo de 30 a 38° con la horizontal, dependiendo del tipo de material, este es el ángulo de reposo de los materiales secos y sueltos. El depósito es más o menos bien estratificado, mostrando sucesivas capas cónicas superpuestas.
- El talud de escombros se forma cuando los talwegs de alimentación se hallan muy cercanos. Es decir, el crecimiento de muchos conos adyacentes produce su unión en la base y el desarrollo de un talud; las capas de estratificación son planas e inclinadas igualmente de 30 a 38°.

Las escombreras son generadas por la caída sucesiva de elementos (cantos, grava, arena, etc.) desde acantilados inestables. Estos elementos caen de uno en uno, en trayectoria libre bajo el empuje de la gravedad y se depositan en la base. A este nivel se efectúa una cierta selección, avanzando los más grandes y pesados hacia la parte distal del depósito.

Las acumulaciones de escombros pueden ser observadas en muchos lugares de nuestra zona de trabajo, aquí algunos ejemplos:

- En Pasamayo, a 50 Km. al Norte de Lima, un acantilado de arenas aluviales y eólicas suministra material para la formación de grandes taludes arenosos.
- En el litoral de la ciudad de Lima, en la zona llamada Costa Verde, se pueden observar conos actuales alimentados por los acantilados conglomeráticos del abanico del Rímac. Los talwegs están guiados por la erosión en cárcavas o badlands. En esta misma zona se aprecian restos de antiguos conos en cortes hechos por la erosión marina o por el hombre para construir la carretera. En dichos conos se nota claramente la estratificación en bancos curvos. Estos depósitos se hallan ligeramente cementados por carbonatos depositados por las napas freáticas fluctuantes.

1.3 CONOS Y GLACIS DE ACUMULACION DESERTICA

Son acumulaciones locales, aluviales de régimen desértico es decir en las cuales el agente de transporte y depósito es el agua proveniente de las lluvias esporádicas que han caído sobre el desierto. Se trata pues de la removilización de los depósitos de laderas y de escombros recién vistos.

1.3.1 DESCRIPCION DE LOS CONOS

Un cono desértico es un depósito detrítico que como su nombre lo indica tiene la forma de un cono o abanico convexo. Se forma al pie de las vertientes desérticas de esta zona. Su parte proximal, correspondiente al ápice, apunta hacia el talweg de la vertiente en la cual se origina, y su parte distal se empalma hacia algún plano que le sirve de nivel de base. La superficie varía de cóncava a convexa con pendientes de alrededor de 5 a 20° según el material. Las dimensiones de los conos son también variables, los hay cuyos radios tienen pocas decenas de metros hasta aquellos con radios de 5 Km. y superficies de varios cientos de Km².

Los conos desérticos se pueden clasificar en tres tipos según las vertientes en las cuales se originan. (DOLLFUS, 1965). El primero de ellos corresponde a los conos arenosos, estos se forman al pie de las "vertientes blancas", la arena que los constituye casi totalmente es mal clasificada y angulosa y son ligeramente cóncavos hacia aguas arriba. El segundo tipo abarca las acumulaciones al pie de las rocas melanocráticas, están formados por grandes bloques angulosos que se pueden observar hasta en la superficie de tales conos. En corte, estos bloques se hallan envueltos en una matriz limosa. El depósito de estos bloques parece ligado al desarrollo de coladas lodosas que removilizan el material grosero preparado sobre las laderas. Estos conos tienen una pendiente más fuerte que los anteriores. El último tipo comprende aquellos que se desarrollan al pie de rocas volcánicas y sedimentarias cretáceas; la pendiente longitudinal es plana con ángulos de alrededor de 10 a 4°, sus materiales son gravas aplanadas (plaquetas) angulosas que se disponen en "estratos" de elementos de dimensiones similares sin matriz intersticial, estos se intercalan con "bancos de limo arcilloso más o menos potentes y capas de arena", eventualmente se hallan horizontes de yeso. En general todos los conos desérticos muestran una grosera estratificación más o menos horizontal de sus materiales.

1.3.2 DINAMICA DE FORMACION DE LOS CONOS

Las características sedimentarias anotadas anteriormente, implican el origen aluvial de estas acumulaciones. Una interpretación de la dinámica de formación de un cono desértico nos mostrará:

- a) Una fase de preparación de material sobre las laderas. - Las acciones mecánicas son las más importantes en la fragmentación de las rocas, entre éstas sobresale la haloclastia. Esta es debida a las presiones desarrolladas en los poros de las rocas cristalinas y en las pequeñas discontinuidades de las rocas estratificadas (planos de diaclasamiento y de estratificación) por el rápido desarrollo de cristales de sales cuando la evaporación ataca a las soluciones salinas infiltradas. Esto produce la desagregación en arenas de rocas cristalinas ácidas; fragmentación en plaquetas en las lutitas, pizarras y andesitas y la separación de grandes bloques en dioritas y otras rocas diaclasadas. La ausencia de huellas de alteraciones químicas y biológicas así como de cryoclastia, indican un ambiente desértico cálido. La cercanía del mar, que atenúa las variaciones térmicas día-noche hace que la termoclastia sea de menor importancia. La fase de preparación se completa con la acción del viento, que lleva los materiales finos desde el litoral hacia las vertientes de la fachada occidental andina.
- b) Remoción del material, ladera abajo en medio acuoso. - Una precipitación pluvial intensa y de corta duración provoca la arroyada o erosión areolar sobre las vertientes. Esto se traduce en la formación de una red difusa de pequeños cauces que lavan las laderas. Eventualmente esta arroyada se concentra en talwegs que la conducen hasta la base del relieve rocoso. Al llegar al pie se produce la interacción de los siguientes factores:
- El cambio brusco de pendiente provoca la disminución de la velocidad del flujo.
 - La salida del talweg hacia un terreno más amplio causa el desparrame de la colada.
 - El agua se infiltra rápidamente en el propio material permeable, dejando a esta fracción sólida sin medio de transporte.

Todo lo anterior resulta en que, luego de una corta trayectoria, los detritos son sedimentados como un "manto". Si continúa bajando agua con sedimentos por el talweg recolector, esta se abre en múltiples canales llamados rill-wash. Estos canales se colmatan rápidamente con sus propios detritos y migran o se subdi-

viden formando una red anastomosada. Así continúa la sedimentación hasta que cese el suministro de agua. Esta dinámica es llamada "alluvial-fan".

Cuando la relación sedimento fino/agua es muy alta, el flujo resultante es una colada lodosa (mud flow, coulée boueuse). Estas tienen alta viscosidad lo cual les da un movimiento más bien perezoso, pero también una alta capacidad de carga.

En todos los casos podemos concluir que la acumulación de mantos superpuestos, gracias a un flujo más o menos laminar, es lo que produce la estratificación observada en los depósitos.

Durante la siguiente fase de preparación, el viento puede por deflación, barrer los elementos más finos del manto y llevarlos ladera arriba. En la superficie del depósito restarán los elementos más gruesos esparcidos como un pavimento, esto se denomina un reg. En otros casos el viento puede depositar una capa arenosa. En ambos casos, tales materiales pueden quedar "fosilizados" bajo el manto producido durante la siguiente lluvia.

Muchas lluvias esporádicas son necesarias para construir los grandes conos observados. La sucesión de ciclos PREPARACION-REMOCION-DEPOSITO, se produce al final de ciertos períodos, en el Cuaternario, llamados "Crisis pluviales" (ver Cap. V 2.4). En los períodos que separan dos crisis, llamados "interpluviales", la aridez del clima es tan alta que la evolución morfológica del paisaje es casi nula.

1.3.3. LOS GLACIS DE ACUMULACION

Son acumulaciones detríticas desérticas con su superficie plana, cuya pendiente varía de 1 a 5%. Esta pendiente se hace cóncava hacia aguas arriba. Se forman por la coalescencia de conos elementales. En el caso de la Costa Central, se desarrollan en las áreas secas separadas por valles fluviales. En estos sectores, la unión y prolongación de conos que bordean el pie de los relieves del batolito y de las primeras estribaciones andinas forman estas llanuras. Ellas son angostas y alargadas en sentido de la Costa.

El material que conforma los glaciés varía de acuerdo a los conos que les dan origen y por lo tanto al tipo de vertiente. Los sedimentos son similares a aquellos de las zonas distales de los conos, esto indica que estos elementos son aún depositados por flujos laminares.

Este tipo de rellenos, donde la incisión es prácticamente nula, causa el gradual enterramiento de formas, tanto a nivel del frente cordillerano como en los relieves aislados que quedan en la llanura costera. En efecto, en el primer caso el frente montañoso retrocede a costa del crecimiento del glacís; en el segundo estas colinas van desapareciendo bajo sus propios fragmentos y bajo aquellos acarreados desde la naciente del glacís. Esto resulta en la denominada "morfología de a hogamiento". En el litoral, modelados probablemente durante la transgresión holocena (ver más adelante).

Los glacís de acumulación son también susceptibles al fenómeno de encajonamiento (ver 2.1). Esto es posible observarlo, por ejemplo entre Arica y Sta. María (Km. 35 - 52 Carretera Panamericana Sur). El estudio de los sistemas escalonados es una de las bases consideradas para proponer la Estratigrafía cuaternaria.

1.4 LOS DEPOSITOS DE UEDS

Como hemos podido apreciar en el Capítulo I, consideramos como ued a toda la gama de transiciones entre un cono desértico y un río. Igualmente las características morfológicas y sedimentológicas de sus depósitos se hallan entre las de estos dos extremos.

Las acumulaciones de los ueds caen dentro de la clasificación de aluviales (sensu lato). Ellas rellenan las quebradas que los contienen, dejando un fondo plano. La inclinación de este depende de la altitud de las nacientes, de la longitud de la quebrada y del volumen y tipo del material transportado; esta inclinación varía de 15 a 6°. Los ueds principales que llegan al océano, a la salida de sus valles angostos han instalado amplios abanicos aluviales.

Los abanicos, así como las acumulaciones del valle, son en algunos casos bastante potentes y no corresponden a la magnitud del escurrimiento actual. Por lo tanto se deduce que son formas heredadas, depositadas en períodos más lluviosos que el actual (pluviales). Las acumulaciones más antiguas no van siendo cubiertas sucesivamente por las más recientes, sino que quedan preservadas por el proceso de encajonamiento (ver 2.1) dando una morfología de terrazas encajonadas

El material que conforma los depósitos es detrítico de granulometría variada, hay desde bloques y grava hasta arena, limo y arcilla. Dependiendo de la longitud del ued, estos elementos están menor o mayormente desgastados, no alcanzando nunca el redondeamiento de los cantos fluviales. La litología depende de las rocas

que afloran a lo largo de su recorrido.

Como estructuras sedimentarias podemos mencionar la estratificación, o disposición en bancos de distinta -- granulometría, así se pueden hallar estratos de arenas gruesas, de gravas lavadas, de limos conteniendo bloques mayores (colada lodosa), etc.; esto indica que la sedimentación no es continua sino espasmódica y con flujo -- más o menos laminar. Se hallan también estratificaciones oblicuas (cross bedding), las que indican el sentido de la corriente. No son raros los bancos con estratificación gradada (graded bedding) normal e inversa. El contacto entre un banco de gravas y uno de limo in-- frayacente presenta muchos recortes o paleocanales; a -- veces estos permiten reconstruir una red de cauces anas tomosados, como los observados en los ueds actuales del Golfo Pérsico (GLENNIE, 1970). La imbricación de can-- tos, es decir la inclinación de sus caras aplanadas ha-- cia aguas arriba indica una corriente rápida (RUCHIN, 1958) sin embargo no es una característica observada en los ueds de esta zona.

1.5 LAS ACUMULACIONES FLUVIALES

Los ríos costeros son los grandes vectores de trans-- porte que drenan la vertiente occidental de los Andes. Su funcionamiento, así como los materiales que arrastran poseen influencias externas a la zona desértica estudia-- da.

Al igual que los ueds mayores, estos ríos han depó-- sitado a su salida del encañonamiento en la vertiente -- cordillerana, amplios abanicos de pñedemonte. Estos -- son a veces mal denominados "conos de deyección", esta apelación debe reservarse para la acumulación final de un torrente, el cual es local y generalmente lateral.

1.5.1 TAMAÑO, FORMAS, COMPOSICION Y ESTRUCTURAS

Los abanicos de los ríos de esta zona tienen, cada uno, alrededor de 100 Km² de superficie. El radio, es decir la distancia desde el ápice hasta las zonas -- distales, varía entre 15 y 25 Km., aquí se debe tener en cuenta que estas dimensiones fueron originalmente un poco mayores y que la erosión marina ha hecho retroceder las zonas distales hasta su posición actual. La pendien-- te es suave, de 1 a 2%. La potencia de los sedimentos poco consolidados que forman los abanicos alcanza, se-- gún la geofísica, los 700 m. en los lugares más profun--

dos (J. Arce, comunicación oral). Esta potencia, sin embargo, no tiene porque corresponder necesariamente a sedimentos cuaternarios, ya que su base puede ser más antigua.

El material que conforma la parte superior de estos abanicos es claramente observable en diversos cortes artificiales (canales, carreteras) como naturales (acantilados marinos, talud de las terrazas, etc). Los materiales varían desde arcilla y limo hasta arena y grava e inclusive bloques. Los fragmentos gruesos (de 80 a 160 mm.) son dominantes. Se trata de cantos bien redondeados, lo cual indica un largo transporte fluvial. Los espectros litológicos muestran un predominio de rocas andesíticas apareciendo en menor proporción los granitos, granodioritas y dioritas; esto es una indicación de la petrografía de la zona de aportes (Batolito y Cordillera Occidental). Una matriz arenosa muy escasa envuelve a los fragmentos mayores, eventualmente aparecen lentes de arena lavada (sin limo). Limo y en menor cantidad arcilla, se disponen en bancos más o menos bien estratificados que se intercalan con las facies gruesas hacia los bordes del abanico. Una capa de limo de espesores variable entre 20 cm. y 1.5 m. se halla frecuentemente en la superficie de las terrazas y es aprovechada para la agricultura, parcialmente puede ser interpretada como limo de inundación.

Como estructuras sedimentarias se observan: estratificación oblicua en las arenas, imbricación de los cantos aplanados, paleocanales en el contacto de un conglomerado sobre limos o arcillas, laminaciones y vacíos intergranulares; no son comunes aquí las grietas de desecación.

1.5.2 DINAMICA DE SEDIMENTACION

Como se sabe, el depósito de sedimentos se produce cuando el agente, en este caso el río, pierde su capacidad de transporte. Este es un proceso dominante en los abanicos durante las épocas de aluviación.

La estructura interna de un abanico refleja geometría de flujos individuales. Es decir, la sedimentación se efectúa mediante canales fluviales. Existiendo una sobrecarga sedimentaria, al poco tiempo que se forma un canal se colmata con sus propios detritos. Tales detritos se acumulan en barras al centro del canal, alrededor de las cuales se divierten dos nuevos canales. La repetición de formación de barras y ramificación de canales da como resultado una red de canales anastomosados sobre toda el área de depósito.

La distribución de los sedimentos finos hacia los bordes, indica las zonas de menor energía. La alta

velocidad de la corriente en las partes centrales está evidenciada por la imbricación de los cantos y por la presencia de facies "bien lavadas". La estratificación gradada puede indicar decrecimientos locales de tal velocidad. Los cambios de dirección de las corrientes se deducen a partir de la estratificación cruzada. Algunos bancos de limos arcillosos son interpretados como el tope de canales abandonados.

[El nivel de base de estos ríos es el nivel del mar, al entrar en él con la parte de su carga no depositada, esta se sedimenta subacuáticamente formando un pequeño delta submarino. La fuerza del oleaje y de las corrientes distribuyen rápidamente los sedimentos aportados por los ríos, no permitiendo la formación de deltas.

[Los ríos actuales discurren sobre estos abanicos, sin embargo, su caudal y capacidad de transporte son muy pequeños. Las grandes acumulaciones no corresponden a estos pequeños canales actuales. Ellas, por lo tanto, son formas heredadas de períodos en los cuales la aluviación fué muy intensa. La presencia de terrazas encajonadas indica que hubo varios períodos de depósito, verosimilmente con diferentes niveles de base (niveles de mar) (ver 2.1). El estudio de las terrazas es una de las bases principales para la estratigrafía relativa del Cuaternario.

1.6 LOS DEPOSITOS MARINOS

A lo largo de la Costa del Perú Central, los depósitos marinos son en general muy poco desarrollados. Aquí estudiaremos primero cuáles son las características de los procesos que se producen actualmente en la franja litoral. Esto será de utilidad para analizar luego ciertas formas no actuales datantes de un pasado reciente.

1.6.1 DINAMICA LITORAL ACTUAL

[En general, lo más importante de la erosión marina se lleva a cabo mediante dos agentes morfogénicos principales: las corrientes y las olas (COQUE, 1977).

[La gran corriente oceánica llamada "Corriente de Humboldt" discurre a una cierta distancia de la Costa no teniendo un efecto considerable en cuanto al modelado. La pequeña amplitud de las mareas, que varía de 0.6 a 0.9 m. (MINISTERIO DE PESQUERIA, 1976) hace que las corrientes de marea sean despreciables en ese aspec

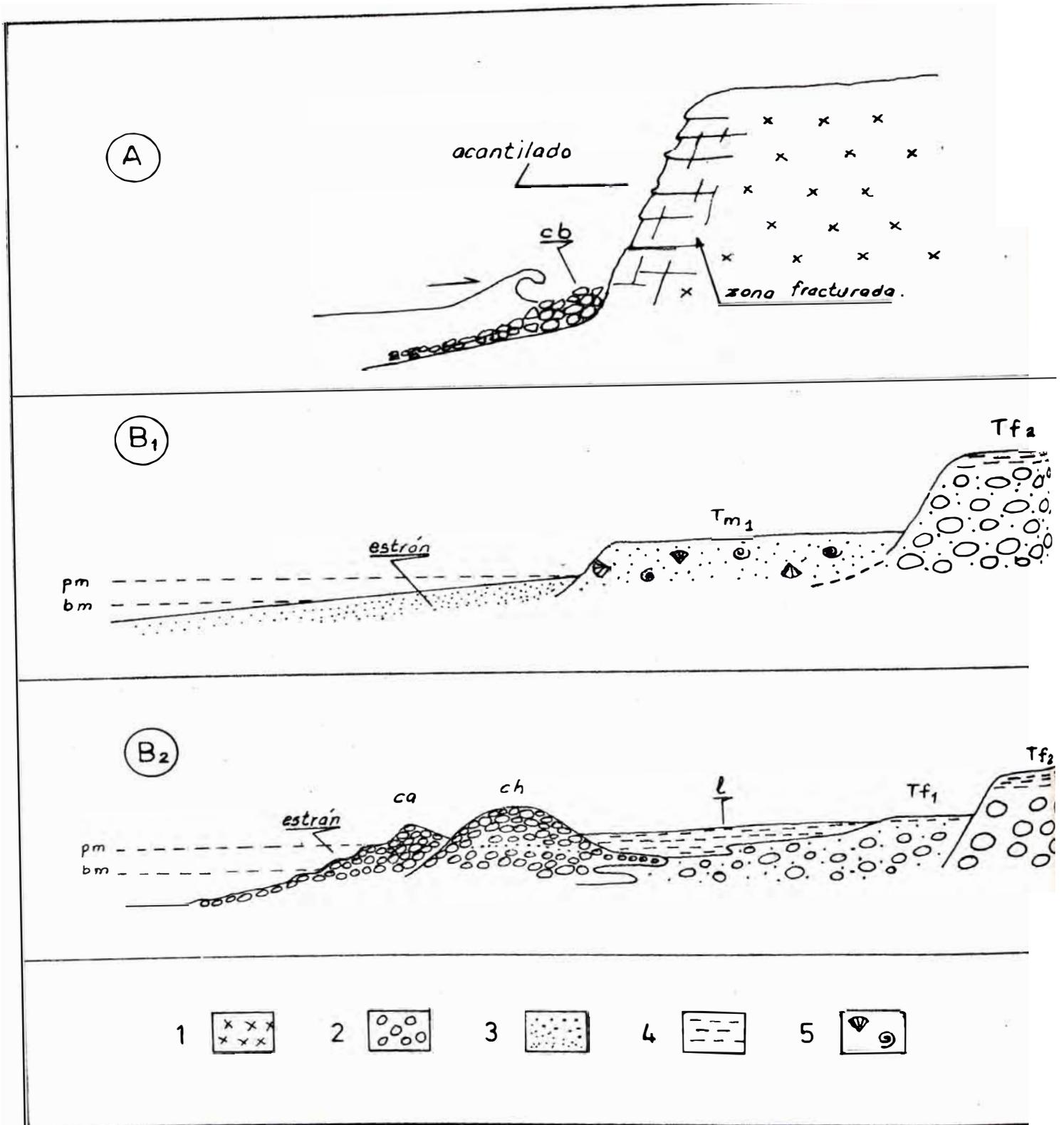


Fig. 8.- Tipos de costas.

- A) Costa de acantilados activos B) Costas de playas bajas
 B₁. Playas amplias arenosas B₂. Playas estrechas de cantos
- | | |
|---------------------------|---|
| 1. Relieve rocoso | cb. Cordón de bloques |
| 2. Cantos rodados y grava | Tm ₁ . Terraza marina |
| 3. Arena | Tf ₁ . Ultima terraza fluvial |
| 4. Limo y arcilla | Tf ₂ . Penultima terraza fluvial |
| 5. Conchas marinas | ca. Cordón actual |
| ch. Cordón holoceno | l. Sedimentos lagunares |

to. El oleaje, viniendo del Sur, incide oblicuamente con respecto a la orilla, esto genera la deriva litoral, que produce un transporte de sedimentos de Sur a Norte sobre las playas (TEVES Y GAGLIANO, 1970). En resumen, el efecto de las corrientes no es notable en la morfología.

Por otro lado el oleaje es bastante fuerte. Se constituye así, en el principal agente morfogénico marino. La energía del mar es suficiente para redistribuir los sedimentos aportados por los cursos de agua; por lo tanto no se hallan aquí ambientes mixtos como deltas, - estuarios, complejos islas barrera-lagoon, etc.

Dos tipos de costas caracterizan al litoral de nuestra zona de estudio:

- Costas de acantilados activos
- Costas de playas bajas

Las del primer grupo (ver Fig.8) son grandes acantilados tallados unas veces sobre rocas del substrato, otras veces sobre depósitos detríticos poco consolidados del Cuaternario (aluviales desérticos o fluviales). Estas costas, aparte de una estrecha cintura de cantos o bloques poco retrabajados por el mar, no comportan depósitos importantes. Además frecuentemente - se emplazan en formas heredadas del Cuaternario no actual. Evidencian el poder erosivo y regularizados de las olas.

Las costas de playas bajas se emplazan al borde de planicies aluviales o marinas holocenas (ver numeral siguiente). Estas playas pueden ser de cantos o de arenas dependiendo del material de alimentación. La alimentación de elementos detríticos proviene del aporte de los cursos de agua o del ataque de los acantilados señalados anteriormente. Estas playas presentan un estrán angosto que alcanza apenas algunos metros, esto es debido a la pequeña amplitud de las mareas ya señala da.

Las playas de arena muestran un material bien clasificado cuya mediana varía de 0.2 a 0.7 mm.. Los granos de cuarzo son abundantes, existiendo en menor cantidad fragmentos líticos, micas y fragmentos de conchas.

En las playas donde existe alimentación de cantos, el mar los deposita como un cordón litoral, que alcanza hasta 1.5 m. de altura. Esta construcción se hace durante los meses de Junio a Agosto, tiempo que corresponde al período de "bravezas". Este período coincide con el de menor descarga de los ríos, por eso se puede muchas veces observar la desembocadura de estos bloqueada por el cordón. El escaso caudal del río seinfiltra entonces descargándose a un nivel más bajo. Otras veces queda retenido en una laguna formada a la espalda del cordón. La disminución paulatina de la violencia -

de las olas de Agosto a Enero se materializa en la formación de una serie de bermas o terracitas en el flanco marino del cordón. En los meses de verano, el aumento de las descargas de los ríos, determina la destrucción de tal dique natural frente a la desembocadura.

A lo largo de las playas se pueden observar estructuras periódicas tales como medias lunas, ondulaciones de playa, etc.

1.6.2 LAS FORMAS HEREDADAS

En las proximidades del litoral existen muchas formas similares a las recién descritas, las cuales sin embargo, no son actualmente funcionales. Ellas son en primer lugar extensas y continuas líneas de acantilados muertos. Estos presentan todas las características de la erosión marina, tal como los acantilados actuales. Tales paleoacantilados dominan planicies que se hallan pocos metros sobre la línea de pleamar. Estas planicies están separadas de las playas actuales por un microacantilado y pueden ser de cantos rodados o de arena. Contienen gran cantidad de conchas marinas más o menos rotas. Son frecuentes las eflorescencias salinas (sali-tre). Las características sedimentológicas son similares a las de los estranes actuales. Todo esto indica que estas geoformas se produjeron cuando el nivel del mar era más alto con respecto a la costa que en la actualidad. La edad y las implicancias tectónicas y eustáticas de estas terrazas marinas son desarrolladas en 2.4.2 .

1.7 LAS ACUMULACIONES EOLICAS

La fracción fina, arena y limo luego de ser transportada por los ríos y retrabajada por el mar sobre las playas, es retomada por el viento. Este viento soplando del S y SW levanta estos materiales transportándolos tierra adentro. Luego de un corto recorrido son depositados, - debido, principalmente al vigor de los primeros relieves andinos.

Las formas predominantes en esta área son los mantos arenosos. Estos son depósitos poco potentes (menos de 1 m.) de arena media a gruesa depositada sobre los planos que forman los glacés o las terrazas fluviales no empleadas en la agricultura (pampas). La arena muchas veces remonta sobre las laderas tapizándolas (Foto) y eventualmente pasando sobre ellas. Se pueden apreciar estos mantos bastante extensos entre Huacho y Chancay, al pie del glacés Arica - Sta. María y en Sarapampa.

T A B L A N° 1

CARACTERISTICAS GRANULOMETRICAS DE SEDIMENTOS EOLICOS

Ubicación de Muestras.-

1. Duna actual en Punta Atahuanca (valle Huaura)
2. Manto arenoso superficial en Pampa Doña María (N.Chancay)
3. Depósito antiguo, supuesto eólico al S. de Huacho.

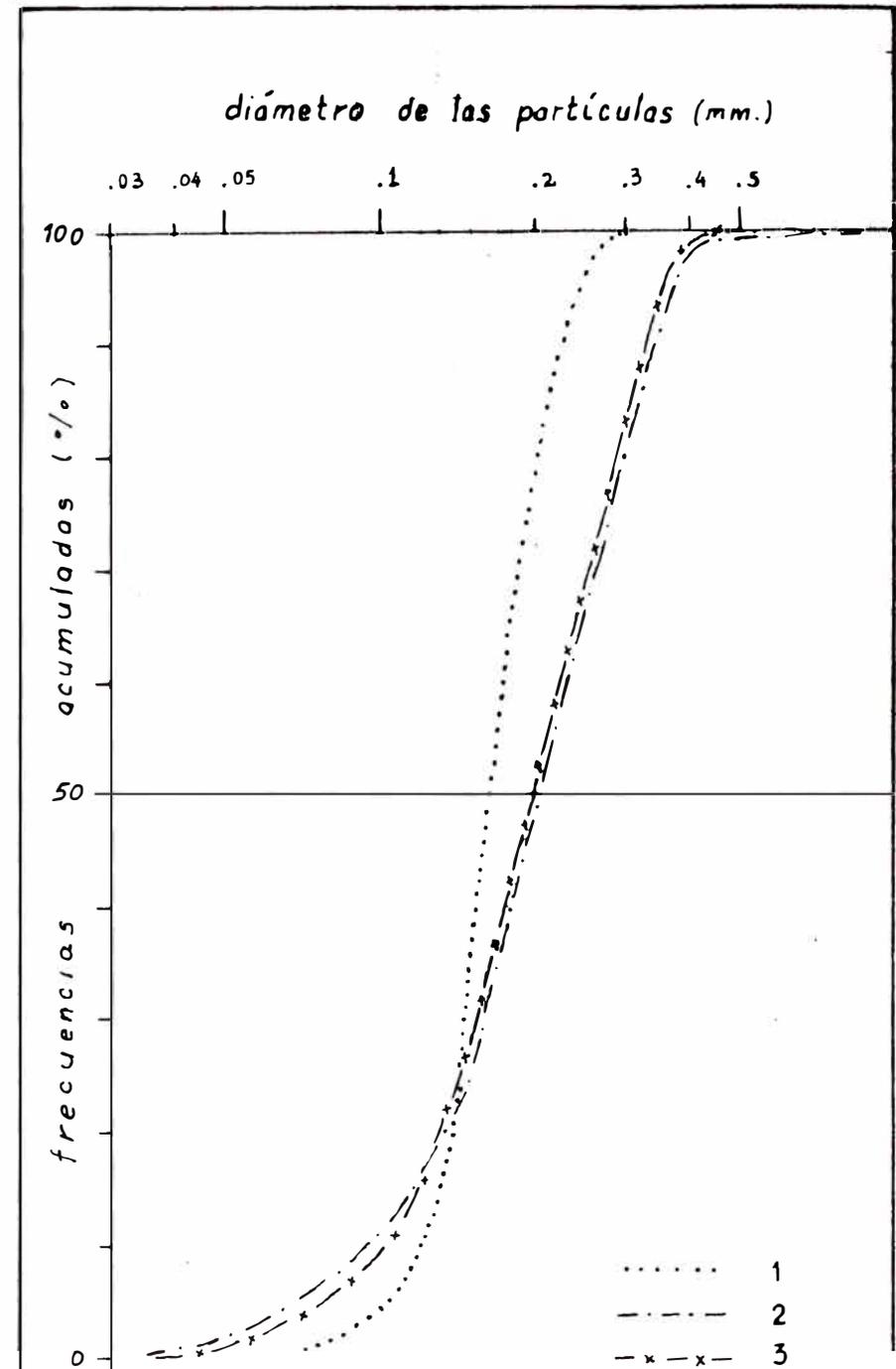
Clave de los Parámetros

- M. Mediana
 Q₁ Cuartil correspondiente al 25%
 Q₂ Cuartil correspondiente al 75%
 So. Índice de clasificación de Trask.

P A R A M E T R O S

N°	1	2	3
Q ₁	0.14	0.15	0.145
M	0.16	0.21	0.20
Q ₃	0.19	0.28	0.28
So	1.16	1.40	1.41

- Curvas granulométricas de frecuencias acumuladas



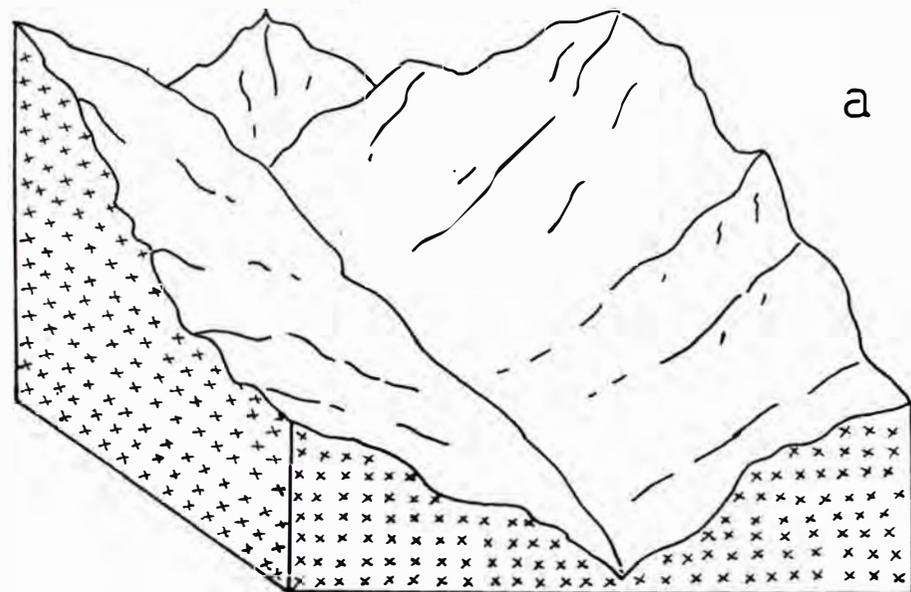
Otra forma que desarrollan los depósitos eólicos son las dunas. Aquí las dunas son muy restringidas en cuanto a su volúmen. No existen, en la zona de este trabajo, grandes campos de barcanes o ergs. En la pampa ubicada entre Huacho y el desvío a Paraiso, se ha observado un pequeño campo de dunas longitudinales y barcanes de 1 m. de altura. Al Sur de la Laguna Medio Mundo, 15 Km. al Sur de Supe una duna longitudinal bordea el acantilado (Foto V-3). En Pasamayo, en las zonas de "chiflones" (MARTINEZ, 1967) un fuerte viento sopla la arena ladera arriba, alimentando un pequeño campo de dunas móviles cerca de El Pozo (Foto V-4); en el mismo sector un gran dique de arena eólica ha tapado la boca de un antiguo valle ahora seco y enarenado, formando la depresión de El Pozo. El acantilado de Lomo de Corvina no es una gran duna, tal como se han referido algunos autores; la porción de arena eólica es una capa poco espesa que tapiza un acantilado marino holoceno tallado en material de un gran cono desértico arenoso. Otro lugar donde se encuentran algunas dunas de hasta 2 m. de altura se ubica al Sur de Sarapampa, a 110 Km. al Sur de Lima.

[La simplicidad de las formas eólicas es el resultado de un viento regular con la misma velocidad y dirección (DRESCH, 1961). La tabla N^o 1 y la Fig. ● muestran las características granulométricas de los sedimentos eólicos analizados en el área.

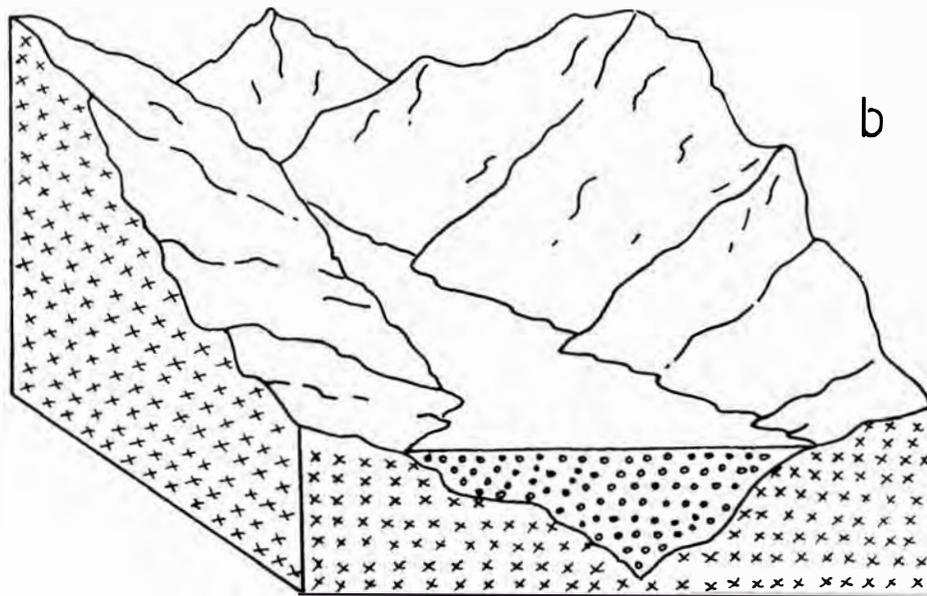
[En cuanto a los depósitos eólicos cuaternarios no actuales, se pueden reconocer algunos; principalmente por su facies que incluye granulometría y estructuras sedimentarias. Uno de ellos se puede observar pocos kilómetros al Sur de Huacho (Foto VI-1) otro en Pasamayo -- (Foto VI-2) y finalmente un pequeño afloramiento al Sur de Pucusana.

No sabemos a ciencia cierta si los depósitos eólicos se construyen mayormente en los periodos de crisis pluviales o si por el contrario ellos se instalan durante los interpluviales. Según DRESCH (1961) ellos deben corresponder a los períodos secos que separan a dos crisis climáticas. A criterio de DOLLFUS (1965), las acumulaciones eólicas se producen al fin de los grandes períodos pluviales, luego de depositadas las napas fluviales y cuando el mar estaba aún en regresión (?).

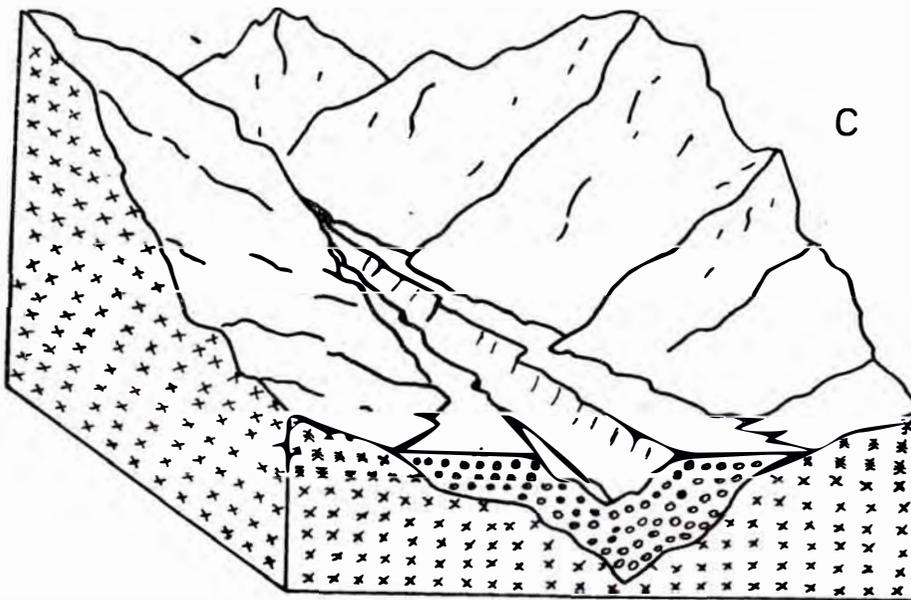
SOYER (1976) señala la existencia de un antiguo campo de dunas en el desierto de Ica, el cual está sepultado por el arenamiento actual, pero no indica su edad. SEBRIER Y MACHARE (1980) piensan en un debilitamiento de la célula anticiclónica del Pacífico Sur durante las crisis pluviales, por lo tanto sería lógico que el viento sea más activo durante los interpluviales. En los numerales 2.2.4 y 2.2.5 se muestran relaciones entre los depósitos aluviales. Sin embargo, faltando más datos y siendo escasos los depósitos eólicos antiguos no se puede asegurar sobre su dinámica: por lo tanto ellos no tienen a la actualidad, un valor estratigráfico.



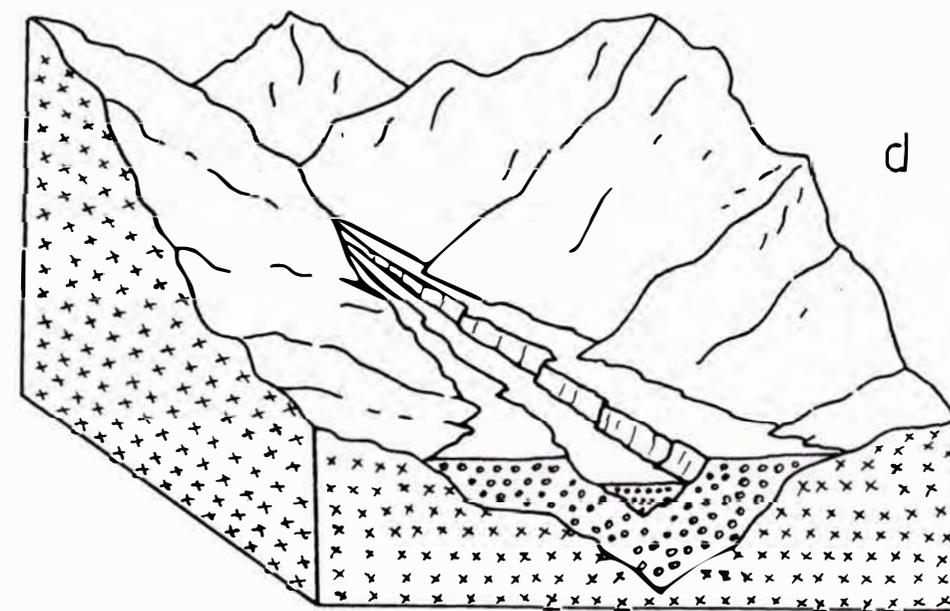
a



b



c



d

Fig. 9.- Secuencia morfogénica de encajonamiento de acumulaciones.

Las letras minúsculas se describen en el texto.

2. ANALISIS ESTRATIGRAFICO

En esta parte del estudio, se establecerá el desarrollo de las diversas acumulaciones a lo largo del tiempo. En primer lugar se expone la formación de los sistemas de terrazas encajonadas. Es decir, cómo un agente que ha estado depositando a un cierto nivel, lo abandona para empezar a depositar a otro nivel inferior, quedando el anterior como una superficie no funcional y de referencia. Luego presentaremos una serie de mapas y cortes transversales que permitirán mostrar el ensamble de los varios tipos de acumulaciones. Así se observa que estas se disponen mayormente en cuatro niveles que indican cuatro etapas principales de aluviación en el Cuaternario. También son analizadas las relaciones espacio-temporales lo cual permite sostener el sincronismo entre algunos de los tipos de depósitos y el diacronismo de otros. Los datos paleontológicos son presentados a continuación para limitar el rango de edad de las acumulaciones. Finalmente se discuten ciertos problemas estratigráficos locales de zonas especialmente estudiadas -- por su interés

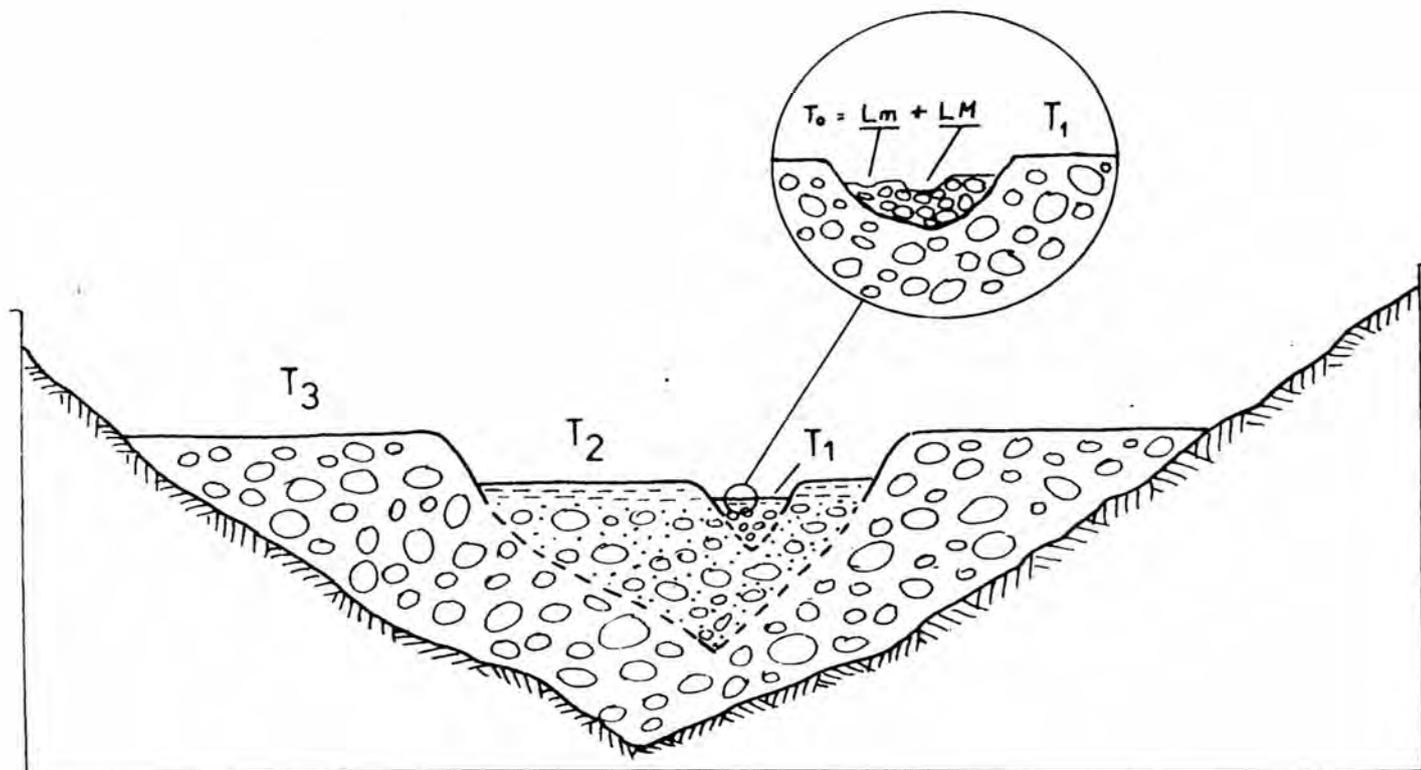
2.1 EL ENCAJONAMIENTO DE ACUMULACIONES

En la figura 9 se puede apreciar la secuencia morfológica o sucesión de eventos que generan la formación de terrazas encajonadas.

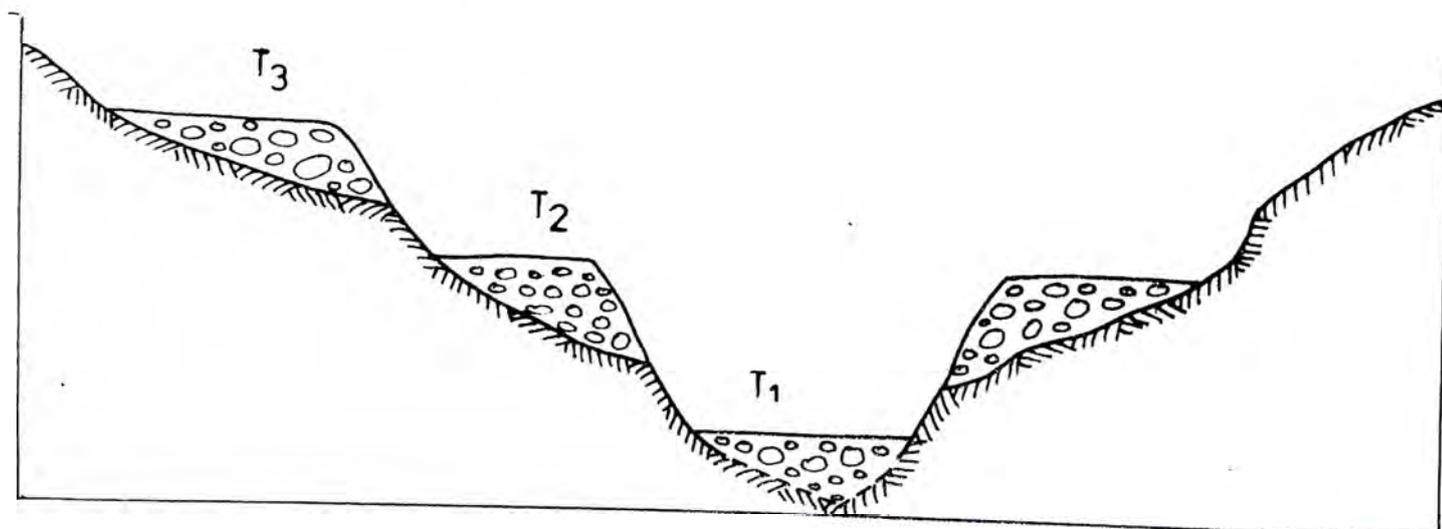
- a) Etapa de incisión inicial.- La erosión de las aguas corrientes tiende a destruir los relieves rocosos, surcándolos por profundas quebradas. El transporte de materiales es efectivo.
- b) Primera etapa de relleno.- Al perder su capacidad de transporte, el río deposita su carga. En los abanicos aluviales pedemontanos esto se efectúa mediante una serie de cauces que divergen de la corriente principal en sentido radial, tal como se ha expuesto en 1.5.2
- c) Segunda etapa de incisión.- El refuerzo del poder erosivo del río provoca su entalle en sus propias acumulaciones. Este cambio de dinámica en el agente puede tener tres orígenes principales:

Climático: Cuando ocurren precipitaciones más fuertes en las cabeceras, la corriente tiene más velocidad y por lo tanto mayor poder de transporte y de erosión.

Eustático: un descenso del nivel de base, en este caso del nivel del mar, rompe el perfil alcanzado



(A)



(B)

Fig. 10.- Sistemas de Terrazas Aluviales. A encajonado. B - escalonado. LM - Lecho mayor. Lm - Lecho menor.

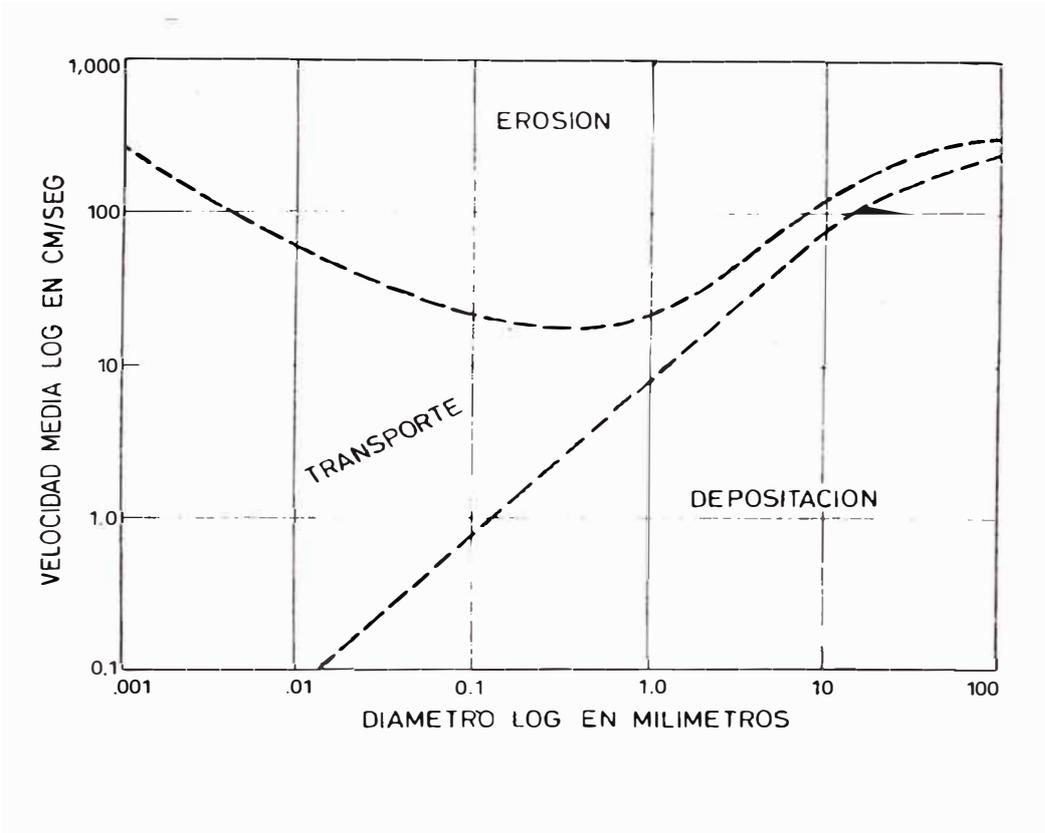


Fig. 11.- Diagrama de Hjulstrom de las relaciones entre la erosión, el transporte y el depósito de las partículas sedimentarias (tomado de Krumbein-Sloss, 1969)

por el río. Para buscar el nuevo perfil este se profundizará.

Tectónico: el ascenso o levantamiento de una porción de la corteza tiene un efecto similar al caso anterior, bajando relativamente el nivel de base. La respuesta del agente es la incisión. Cuando el levantamiento es significativo la erosión profundiza tanto que frecuentemente corta al subestrato. En ese caso estamos frente a un sistema de terrazas escalonadas (Fig. 10)

En la Costa Central los dos primeros factores son dominantes como se verá en las conclusiones.

- d) Segunda etapa de relleno.- Se produce según los procesos ya vistos. Cuando este depósito queda a un nivel inferior que la anterior acumulación se obtiene la morfología de terrazas de acumulación. Esta disposición encajonada es característica en los valles de la zona estudiada.

Mencionaremos aquí que la capacidad de transporte depende de varios factores, a saber:

- Relación entre los volúmenes de agua y sedimento grueso (para flujos acuosos).
- Viscosidad del fluido (para flujos lodosos).
- Relación entre la velocidad de la corriente y el tamaño de los elementos (ver Diagrama de Hjuls trom, Fig. 11)

2.2 DISPOSITIVOS ESTRATIGRAFICOS DE LOS DEPOSITOS

2.2.1 LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RIO CAÑETE

[El río Cañete es uno de los cursos de agua importantes que cruza el desierto costero del Perú. Nace en la Laguna Ticllacocha a 4,600 m. en el corazón de la cordillera del Llongote en el ramal occidental de los Andes.

[Luego de un recorrido de 220 Km., el río Cañete desemboca en el océano. A su salida al pie de los Andes, ha formado un gran abanico aluvial. Haciendo un perfil transversal a este al nivel de la Panamericana (Fig. 12) podemos observar cuatro niveles de terrazas encajonadas:

- Una terraza Tf_1 , que aflora en la margen derecha, está situada a 2 m. por sobre el lecho actual del río (llamado Tf_0). Esta terraza está formada por un material típicamente fluvial, es decir, cantos bien redondeados con una matriz arenosa de color gris. Está cubierta por una capa de arena limosa de 1 m. a 1.5

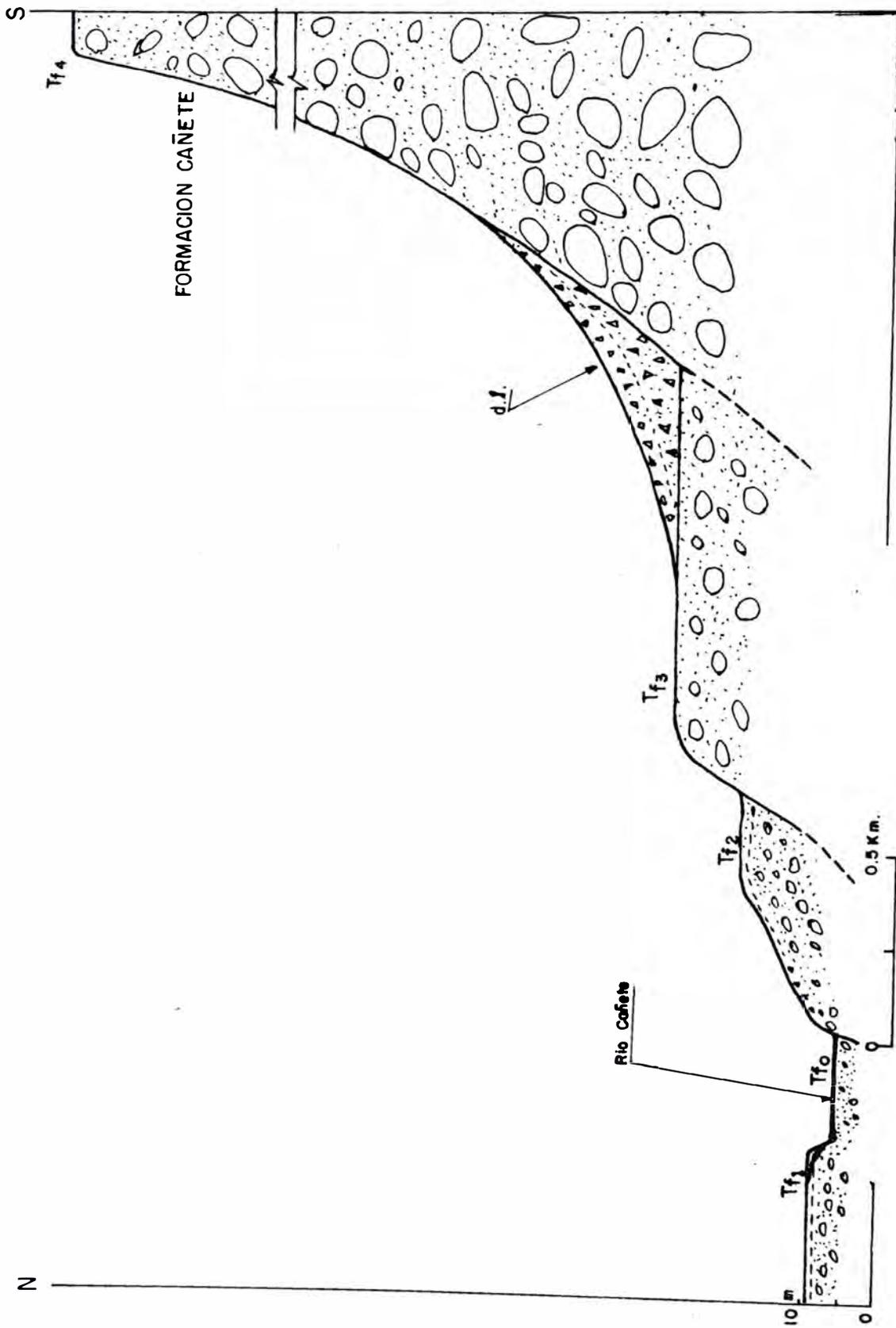


Fig. 12.- Corte transversal al río Cañete.

m. de potencia.

- Una terraza Tf₂, se halla a unos 19 m. sobre la anterior. Aflora en la margen izquierda del río, donde su borde está recortado por una superficie de erosión inclinada. El material que la conforma es también fluvial y similar al de Tf₁.
- Una terraza Tf₃, se ubica a unos 10 m. sobre la Tf₂. Hacia el Oeste forma las pampas de Herbay e Iguana. El material que constituye esta terraza es semejante a los de Tf₁ y Tf₂.
- Una terraza Tf₄, situada aproximadamente a 150 m. sobre la anterior. Se extiende notablemente hacia el Sur formando las pampas Clarita, Cañete, Negra, etc. Muestra una potencia visible de más de 170 m. y está conformada por un conglomerado de cantos bien redondeados con una matriz arenosa, se intercalan varios lentes de arena gris clara bien clasificada. Los cantos están un poco alterados y la matriz muestra un color amarillento y una cierta cementación. Esta acumulación es conocida como Formación Cañete (PETERSEN, 1954) y corresponde a importantes rellenos en posición de piedemonte sobre la planicie costera, realizados en el Cuaternario antiguo (véase 2.4.1). Existen pequeñas fallas afectando esta formación en la Playa Cóndor (IV.2).
Este dispositivo nos muestra que el río Cañete depositó su abanico en cuatro etapas sucesivas. Como sabemos que el funcionamiento de este río depende del volumen de precipitaciones que ocurren en la cordillera y del deshielo de los glaciares que lo alimentan. Esto es un indicio de la variación del clima en cuatro oportunidades y se puede relacionar con el avance y retroceso de los glaciares de alta montaña (ver 3.5).

2.2.2 LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL RIO HUAURA

[El río Huaura nace en las alturas de Oyón, Cordillera de la Viuda, a unos 4,500 m.s.n.m. y desemboca en el Pacífico luego de un recorrido de aproximadamente 150 Kms.

[El abanico que forma el Huaura se abre a partir de la Hda. Alcantarilla y muestra varias terrazas. Las tres más jóvenes forman un sistema encajonado. Un corte pasando por el E de Huaura, fundo ingenio y Hda. Rontoy se aprecia en la figura 13:

- La terraza Tf₁, en la cual se encajona el lecho actual en 1.0 a 1.5 m.. Una capa de limo utilizada para el cultivo cubre los cantos rodados con matriz arenosa que forman la terraza.

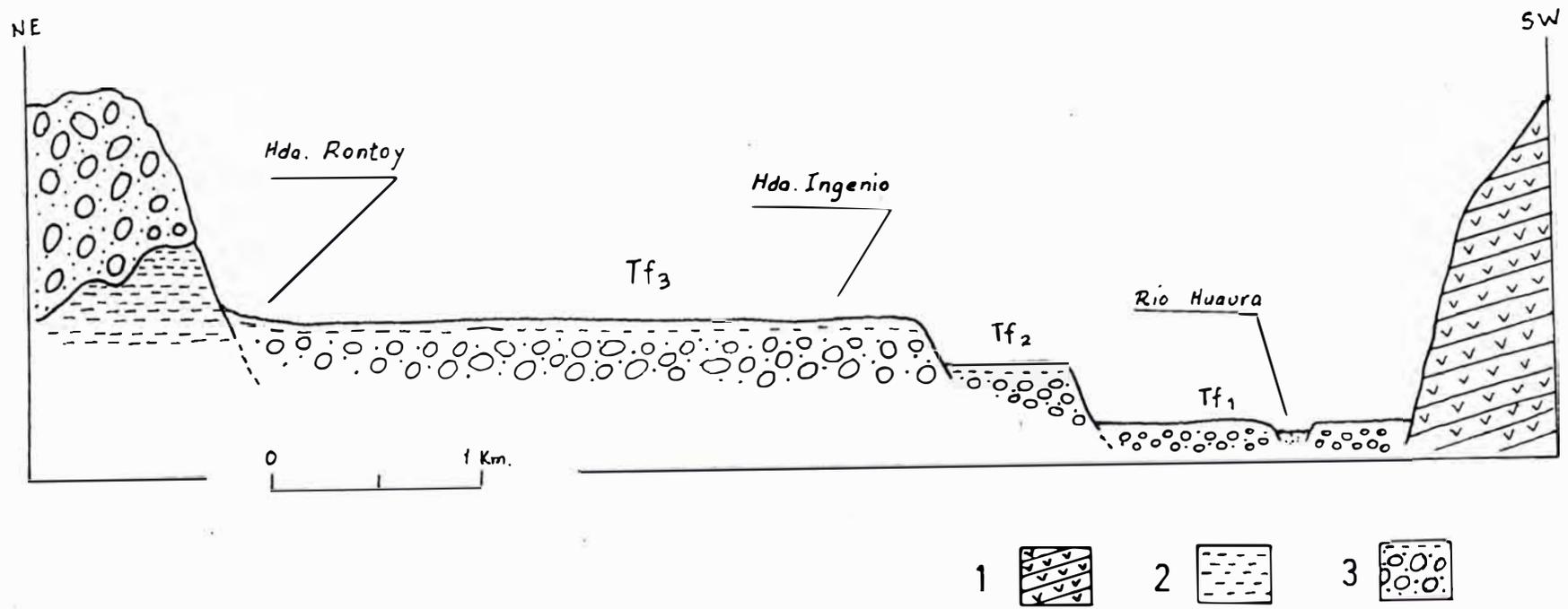


Fig. 13.- Corte compuesto transver
sal a los depósitos del río Huaura.

1. Volcánicos cretáceos.
2. Limos probablemente plioceno.
3. Conglomerados cuaternarios.

- La terraza Tf₂, de esta solo se hallan remanentes ya que ha sido erosionada en gran parte por el socavamiento anterior al emplazamiento de Tf₁. Esta segunda terraza fluvial se halla a unos 8 m. sobre la anterior y el material es similar.
- La terraza Tf₃, se encuentra aproximadamente a 6m. en cima de Tf₂ y es muy extendida, formando lo esencial de las zonas de cultivo del abanico.
- La "terrazza" Tf₄, no tiene realmente morfología de terraza sino más bien de colinas aisladas. Se halla en disposición escalonada respecto a Tf₃ con un desnivel variable de alrededor de 40 m. Está compuesta por un material fluvial más o menos alterado con grandes cantos rodados. Descansa sobre una formación limo-arcillosa (véase 2.4.1.2). Este depósito se sigue en forma discontinua hasta los Cerros Miramar, el íntegro de estos relieves está compuesto por esta formación. El se encuentra afectado por fallas normales al N de Punta Atahuanca (Cap. IV.1.2.1). Su facies, posición y tectónica nos hacen relacionarlo con las grandes acumulaciones fluviales de piedemonte tipo Formación Cañete.

2.2.3 LAS TERRAZAS ENCAJONADAS DEL GRAN UED DE ASIA

La quebrada Omas-Asia es recorrida por un ued de 70 Km. de longitud cuyas nacientes alcanzan alturas cercanas a 4,000 m. La época de descargas es de Enero a Marzo, cuando se producen lluvias estacionales en su cuenca imbrífera. El volumen de ellas no permite que el ued alcance el Pacífico todos los años.

Un perfil transversal en sus acumulaciones entre el pueblo de Asia y la zona de pesca llamada Pasamayito (Malpaso, según el mapa 1:100.000 IGM), permite observar un sistema encajonado de cuatro eventos de acumulación, los que son mostrados en la figura 14:

- La terraza Tw₁, ubicada a más o menos a un metro sobre el lecho actual del ued (Tw₀), está compuesta -- por gravas y cantos sub-angulosos y una matriz de arena y limo. El depósito presenta una cierta estratificación. La poca madurez de los sedimentos muestra un transporte no muy grande, la estratificación revela una dinámica espasmódica de sedimentación. Cerca de la desembocadura esta terraza se intercala con un nivel marino reciente (véase 2.3.3)
- La terraza Tw₂, se aprecia en ambas márgenes y está situada a poco más de 2 m. sobre Tw₁. El material de esta terraza es semejante al de la anterior aunque tiene un aspecto un poco mejor lavado, es decir

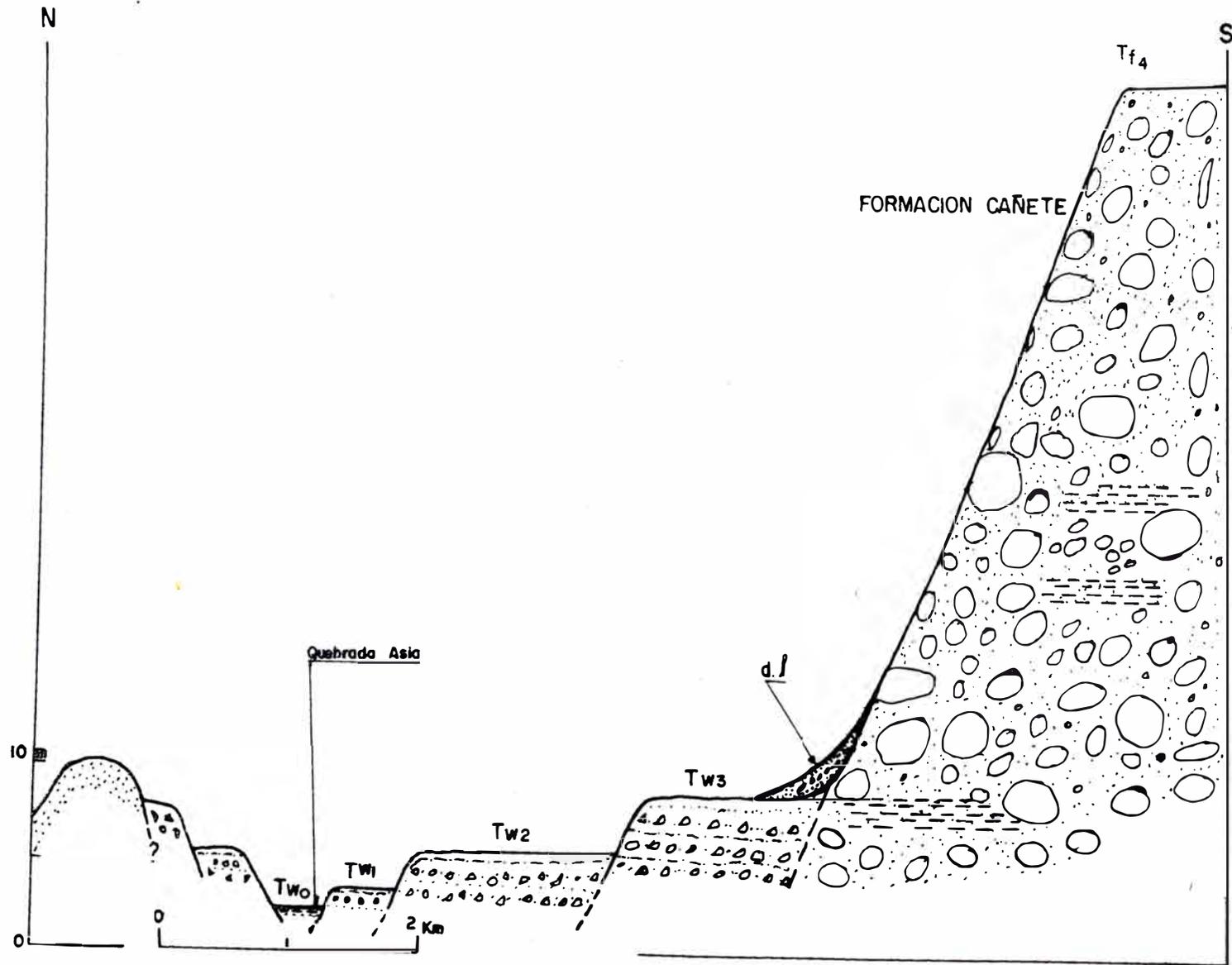


Fig. 14.- Corte transversal al ued Asia entre Asia y Pasamayito.

con menos limo intersticial.

- La terraza Tw₃, se encuentra a unos tres metros sobre la Tw₂. Este desnivel está a veces alterado por niveles intermedios que erosionan el tope de esta terraza a diferentes alturas. Está conformada por sedimentos parecidos a los de las terrazas anteriores, con un mayor contenido de arena. Frecuentemente, sobre ella se emplazan costras salinas y yesosas, lo que le da cierta cementación superficial.
- La terraza Tf₄, hallada en el borde Sur del valle. Domina a la Tw₃ desde un barranco de unos 40 m.. Esta "terrazza" queda sin relación con el valle cultivado, forma cerros áridos de cima plana cortados por gargantas de erosión. Los buenos cortes de Pasamayo to permiten la observación de sus elementos. Cantos rodeados de 10 hasta 50 cm. están englobados por una escasa matriz arenosa. Los elementos gruesos son muy alterados, especialmente los granitos-granodioritas que se desintegran al golpe del martillo. La matriz exhibe un color amarillento discontinuo, el cual es causado por la presencia de limonita y otros óxidos alrededor de los granos de arena, lo interpretamos como una alteración debida al estacionamiento de la napa freática. Todo el conjunto está bastante endurecido. Una serie de pequeñas fallas afecta esta formación (ver Cap. IV.1.2.1). Esta gran acumulación es también equivalente a la Formación Cañete, vista su litología, estructura y posición.

El ensamble de terrazas mostrado, nos indica que al igual que para los ríos de mayor longitud, hubo cuatro períodos cuando el clima provocó el funcionamiento de los ueds intermedios tal como el Asia ó el Chilca. La disposición encajonada está relacionada, como veremos luego, con las variaciones del nivel de base (nivel del mar).

2.2.4 LAS TERRAZAS DEL PEQUEÑO UED RIO SECO-LURIN

Río Seco es el nombre de una pequeña quebrada ubicada en la margen izquierda del valle de Lurín, cerca a Pachacamac. Su longitud es de unos 10 Km. y sus nacientes alcanzan apenas 1,000 m. de altura como máximo, estas se hallan a sólo 18 Km. de la costa, es decir, en pleno desierto.

El fondo de la quebrada está relleno por acumulaciones aluviales a varios niveles, que forman un sistema escajonado de terrazas de ued (Tw).

No se conoce la periodicidad de las lluvias esporádicas que caen en este lugar (Precipitación media a

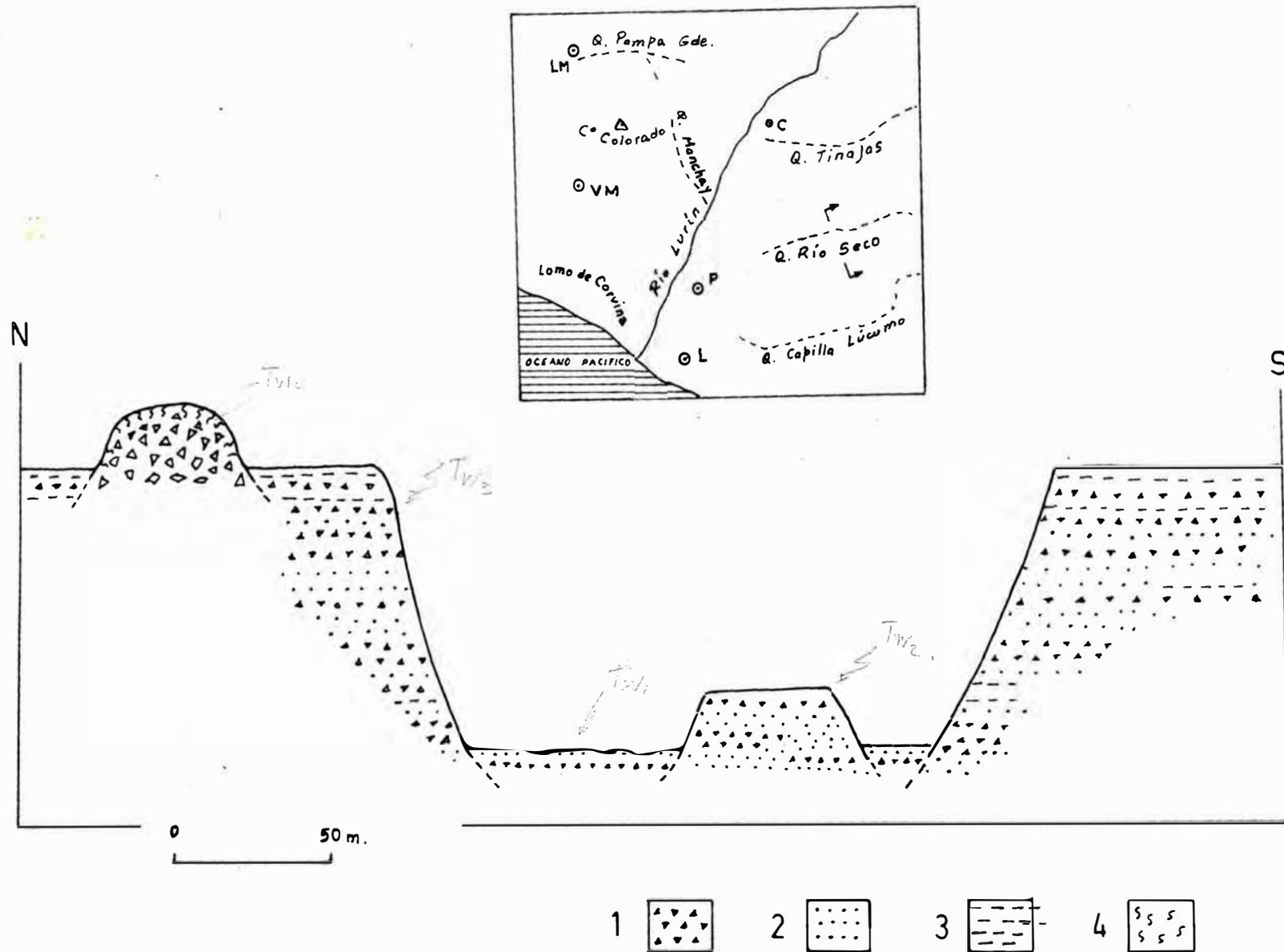


Fig. 15.- Corte transversal al pequeño ued Río Seco - Lurín .
 Corte: 1. Grava. 2. Arena. 3. Limo. 4. Encostramiento Salino

Croquis de ubicación: LM. La Molina. VM. Villa María. C. Cieneguilla. P. Pachacamac. L. Lurín.

nual 25 mm.) pero se puede suponer de varias decenas de años. Estas lluvias sin embargo, no logran dar al ued que alimentan energía suficiente para transportar gran cantidad de sedimentos; esto se deduce de la observación del lecho sub-actual. En este lecho algunos grandes bloques de más de 30 cm. y de origen local, quedan sin ser movidos por el escaso caudal y solamente arena y limo son transportados. Por lo tanto los potentes aparatos aluviales que se observan, indican una dinámica diferente, asociada con crisis pluviales.

La disposición de las terrazas se muestra en la figura 15. Los tres niveles de acumulaciones más recientes, es decir Tw_3 , Tw_2 y Tw_1 son bienes notorios, ellos están conformados por gravas angulosas cuyos bordes están ligeramente desgastados, las dimensiones son variables existiendo una frecuencia alrededor de 20 cm. Las intercalaciones de arenas gruesas son frecuentes. El nivel más antiguo Tw_4 se presenta como remenentes bastante erosionados y aislados. Todas estas terrazas nos indican cuatro eventos de aluviación, que estarían en relación con los cambios climáticos cuaternarios. Los encajonamientos pueden haber sido generados por cambios en el nivel del río Lurín (nivel de base) o también por el incremento de la energía del ued.

2.2.5 LOS NIVELES DEL UED RIO SECO - CHANCAY

A unos 20 Km. al Norte de Chancay se encuentra una quebrada de dirección NNE SSW que desciende hasta el nivel del mar, es llamada Río Seco. Su morfología actual es un poco complicada debido a una captura del drenaje. En efecto, el antiguo drenaje que se dirigía hacia el río Huaura, fue capturado luego del Cuaternario antiguo (DOLLFUS, 1965; p. 312). Sin embargo en el bajo valle, cerca del océano es posible distinguir varios niveles aluviales encajonados (Fig. 16):

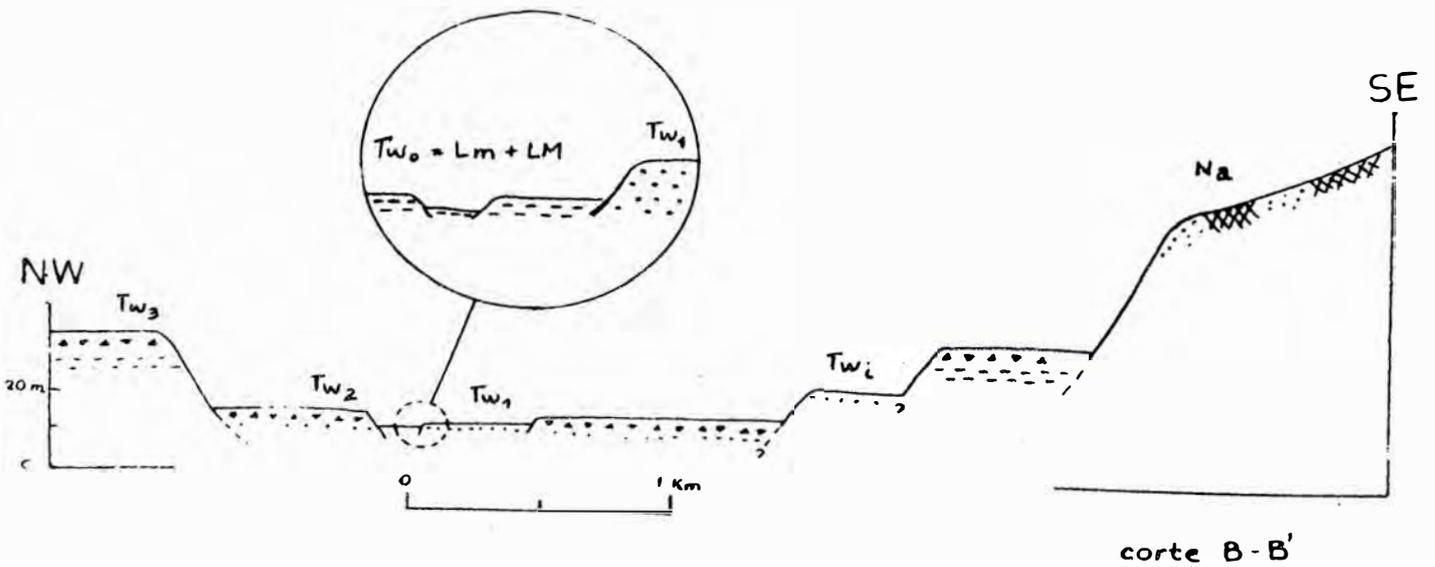
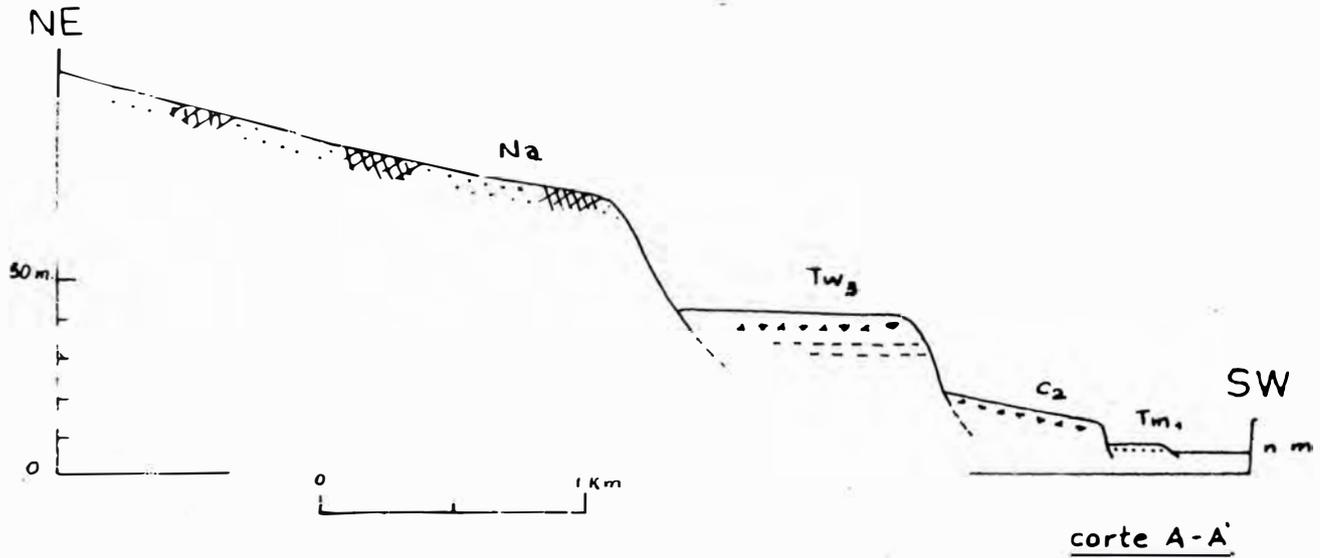
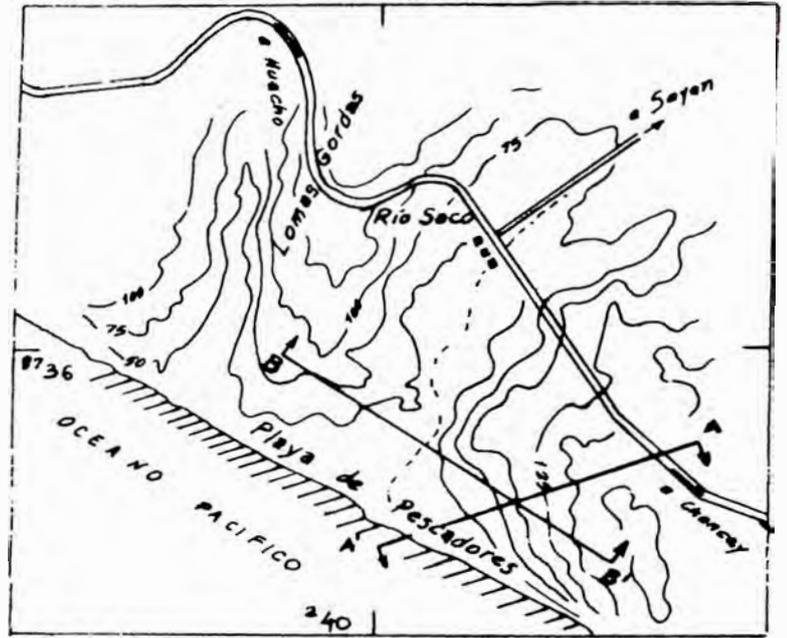
Un nivel Tw_0 , que corresponde a los lechos mayor y menor sub-actuales. Tiene algunos metros de ancho y muestra en su superficie un lodo reciente seco y duro con grietas de desecación (mud cracks).

Un nivel Tw_1 , se halla a un metro sobre Tw_0 , su material visible es arena media a gruesa, mal clasificada; cerca del litoral este nivel se empalma con un cordón litoral de cantos redondeados cubierto de arena. Este cordón alcanza una altura de unos 2 m. sobre el nivel de la playa actual. Esta atribuido al Holoceno.

Un nivel Tw_2 , es muy contínuo a ambos lados del lecho. Se encuentra aproximadamente a 2 m. sobre Tw_1 .

Fig. 16.- Cortes transversales cerca de la boca del río Seco - Chancay.

El detalle se da en el texto.



Los cortes artificiales hechos para extraer material de construcción permiten observar el material. Consiste en gravas angulosas dispuestas en horizontes, - intercaladas con arenas y en menor cantidad con limos (sedimentados por coladas lodosas). Cerca del litoral está cortado por un paleoacantilado, que lo limita con el nivel marino reciente atrás mencionado. En la margen derecha se relaciona con conos locales (Cd₂).

Un nivel Tw₁, se le puede observar solamente en la margen izquierda. Domina a la Tw₂ desde un desnivel de 8 m.. Lamentablemente no se hallan buenos cortes para observar su sedimentología. Este nivel puede indicar un evento de acumulación intermedio, pero su extensión reducida, da la idea que podría tratarse de una superficie labrada por la erosión del ued, durante un estadio de su profundización, lo que se denomina nivel de erosión (ver 4.3.1).

Un nivel Tw₃, este es muy desarrollado en toda la cuenca hasta la pampa de Luchihuasi. Se halla en ambos lados del valle estando en el litoral recortado por un acantilado fósil de 24 m. de altura. Su sedimentología se distingue por presentar predominantemente material muy fino como limos, hacia el tope se emplaza un banco de gravas sub-angulosas de 1 m. de espesor.

Un alto nivel Na, este se individualiza de Tw₃ según un barranco de 30 m.. Tiene una superficie bastante inclinada de unos 15°. Lamentablemente este es un lugar de fuerte arenamiento lo cual no ha permitido hallar cortes para estudiar el material. Por lo tanto su interpretación entra en el terreno de las hipótesis.

La superficie de este nivel se puede seguir hacia el Norte, donde forma las altas pampas enarenadas de Los Llanos y Salinas. Además su posición estratigráfica en la Qda. Río Seco equivale a un nivel T₄. Si se trata de una superficie de acumulación, sería equivalente a los antiguos depósitos de piedemonte tipo Formación Cañete. Sin embargo, podría también tratarse de un glacis de erosión enmascarado bajo la cobertura eólica. La superficie muy inclinada que se observa puede estar relacionada con el importante volumen de arena eólica depositado sobre ella y que estaría formando una rampa de empalme hacia los relieves andinos. En el futuro, pueden perforarse algunos pozos o realizar sondajes geofísicos (eléctricos o sísmicos) para obtener conclusiones más claras sobre esta estructura.

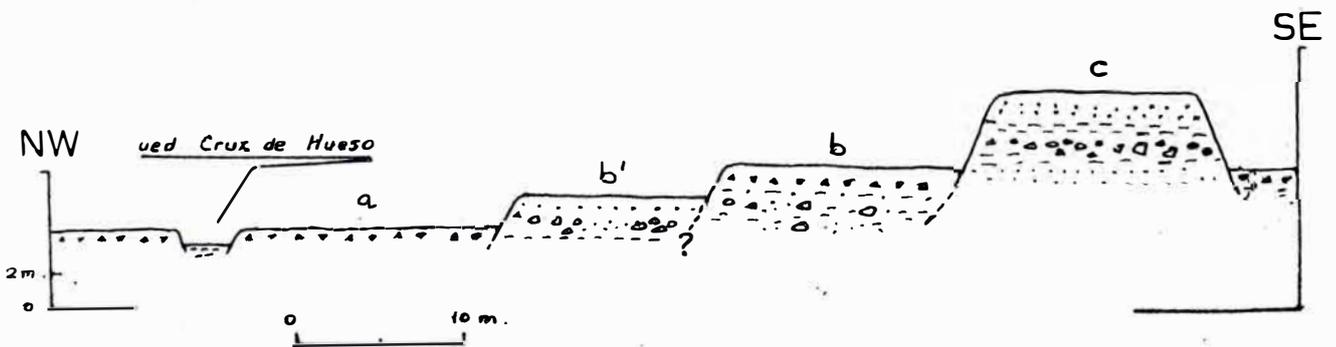
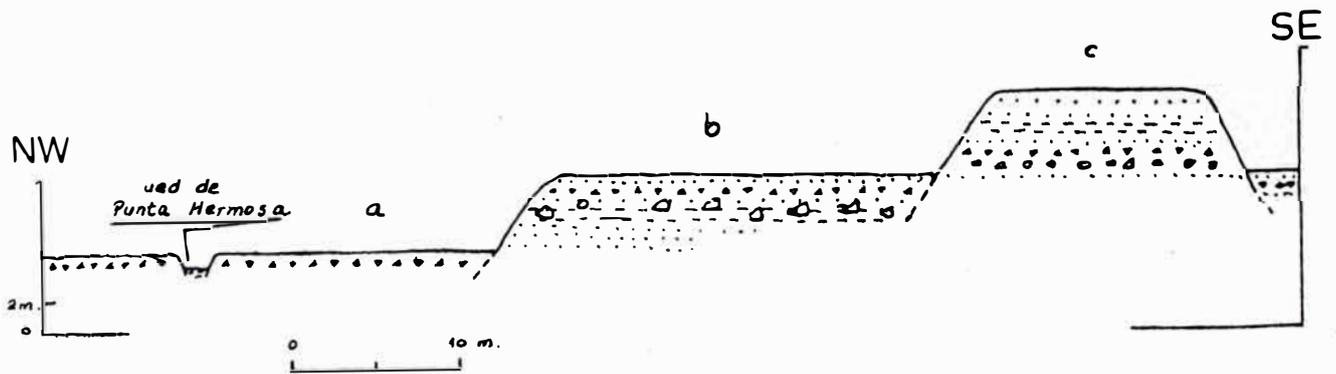
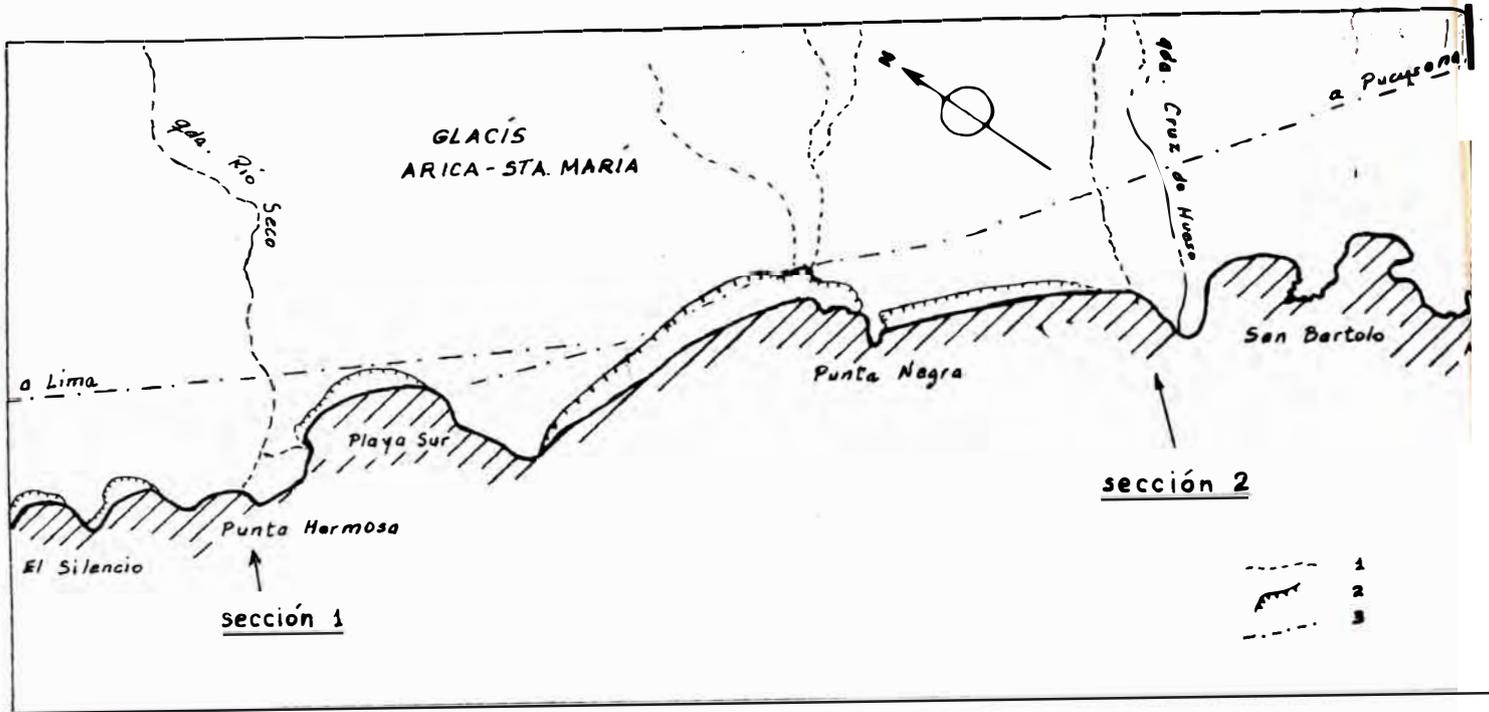


Fig. 17.- Cortes transversales a dos ueds del glacis Arica-Sta. Maria (Sur de Lurín).
 1. Ueds.
 2. Paleoacantilados holocenos.
 3. Antigua carretera Panamericana.

2.2.6 LOS NIVELES ENCAJONADOS DEL GLACIS

ARICA - STA. MARIA

El valle del río Lurín limita al Sur con un extenso glacis de 18 Km. de longitud. Este nace de la coalescencia de varios conos y pequeñas quebradas de ueds provenientes del Este, tales como Pucará, Lúcumo, Río Seco, Cruz de Hueso, etc. Hacia el Sur este glacis limita con el macizo cretáceo de Quipa, y hacia el Oeste el océano lo ha entallado en acantilados muertos que datan probablemente de la transgresión holocena. Es aquí donde se sitúan balnearios como Arica, Punta Hermosa, Punta Negra, San Bartolo y Santa María.

Este glacis presenta varios niveles encajonados. Debido a la existencia de varios afloramientos del substrato, los niveles no son continuos. Esto último hace que no se les pueda correlacionar fácilmente cuando aparecen en lugares aislados. En la figura 17 se dan dos perfiles tomados en Punta Hermosa y en San Bartolo respectivamente. Allí tenemos:

- Nivel a, corresponde a la última acumulación mayor efectuada por los ueds. Hacia el borde litoral se empalma con los niveles marinos recientes que se hallan a unos 4 m. sobre el nivel del mar. En él se ha inscrito un lecho sub-actual que encauza coladas lodosas en los años de lluvias más fuertes producidas en la vertiente andina.
- Nivel b, es muy extendido formando la principal superficie del glacis. En ambos cortes la carretera Panamericana se sitúa sobre este. Buenas exposiciones de él se aprecian en los paleoacantilados. El material predominante es areno-limoso en bancos de relativa continuidad lateral. Gravas y bloques más redondeados se intercalan o son contenidos en los estratos lodosos. Estratificación gradada y paleocanales son frecuentes. Algunos bancos de arenas homométricas con estratificación cruzada han sido interpretados como estratificación cruzada han sido interpretados como intercalaciones eólicas (ver MARTINEZ, 1968). El nivel b' aparece localmente y debido a los malos afloramientos no se observa si el está encajonado en b. Por su pequeño desnivel respecto a b y por aparecer solo localmente se puede tratar de un nivel de erosión.
- Nivel c, se halla como remanentes en los interfluvios que separan dos ueds adyacentes. Su material es también básicamente arenoso, bien estratificado y bastante suelto. Por su relación con el nivel marino holoceno, la superficie a es equivalente a las terrazas T₁ estudiadas. La posición estratigráfica del nivel b corres-

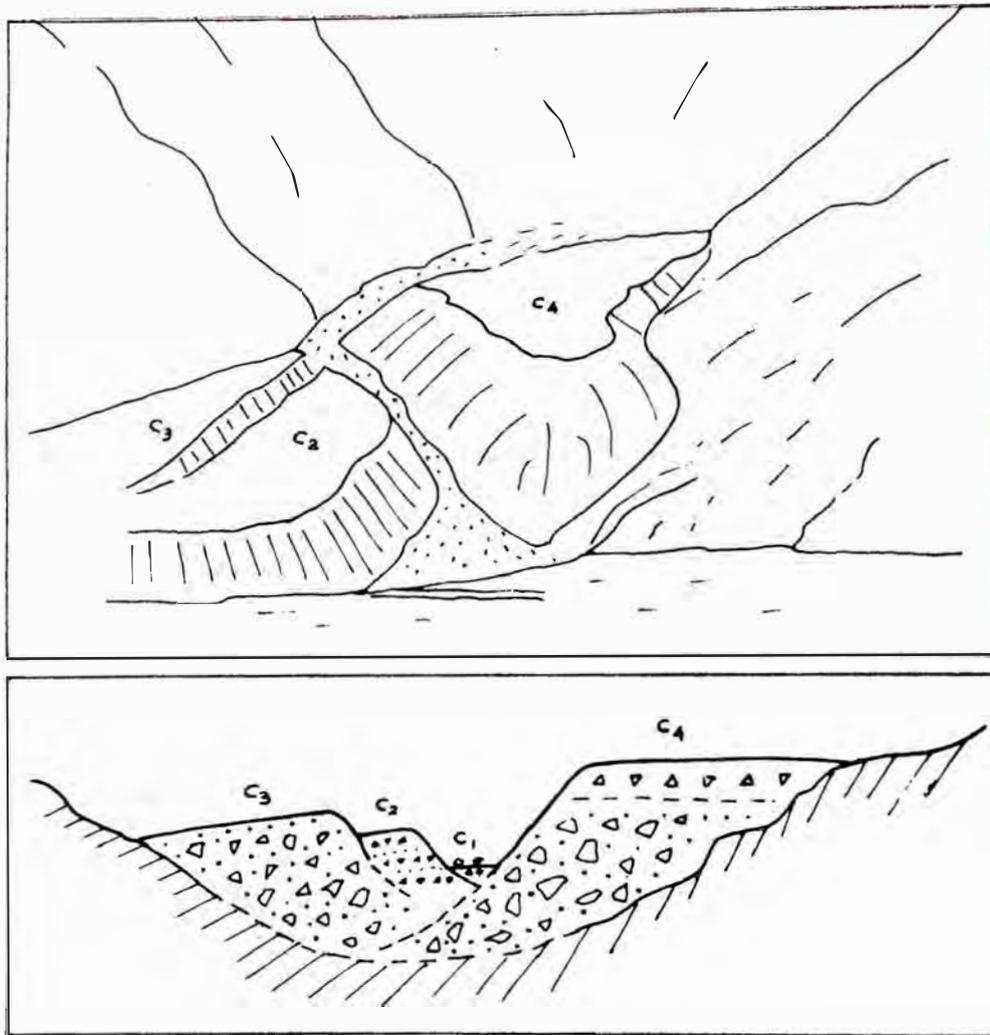


Fig. 18.- Conos encajonados en el C° Botija. Lurín .

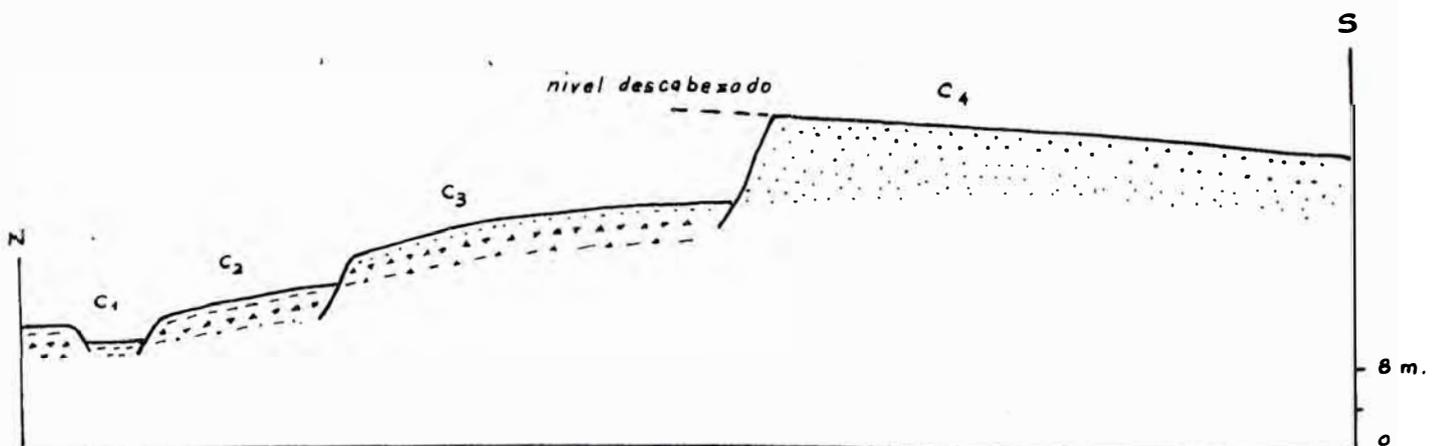


Fig. 19.- Niveles de los conos observados en la playa Naplo (hoja Lurín).

ponde a las T_2 . La poca altura de su superficie y sobre todo el estado fresco de los materiales del nivel c servirían para correlacionarlo con las terrazas T_3 . De forma que en este lugar no existen cuatro terrazas como podría parecer si se hace un análisis muy rápido observando, sólo el corte de San Bartolo. Lo principal del glacis fue formado entonces contemporáneo a T_3 . Pensamos que la litología y las facies deben tomarse muy en cuenta para correlacionar las acumulaciones más antiguas (ver 2.4.1)

2.2.7 LOS CONOS DESERTICOS DEL C° BOTIJA

El C° Botija forma parte de la vertiente derecha del ued Río Seco de Lurín a unos 6 Km. al E del pueblo de Pachacamac., frente a una portada que tiene la inscripción CISA Pucará N°1. El dista 15 Km. en línea recta del litoral. Aquí se puede observar un fenómeno poco usual, que es el encajonamiento sucesivo de acumulaciones muy locales. En un cono de pequeñas dimensiones se notan cuatro niveles (Fig. 18). El más reciente se empalma con la terraza Tw_1 del ued Río Seco y es empleado como talweg sub-actual y actual. Sobre el corren los escasos materiales removilizados secularmente. Los más altos, signados como Cd_2 , Cd_3 y Cd_4 pueden representar otras tantas etapas de aluviación. Sin embargo debe tenerse en cuenta que alguno de estos niveles podría también ser una superficie de erosión, frecuentes en los conos. Por lo cual la correlación entre Cd_2-Tw_2 , Cd_3-Tw_3 , etc. resulta cuestionable.

2.2.8 LOS CONOS DE LA BAHIA DE NAPLO

Naplo es un pequeño balneario ubicado a unos 60 Km. al Sur de Lima. El tramo final de acceso a la playa se hace sobre un cono de acumulación local de medianas dimensiones. Aquí se pueden distinguir tres niveles de cono (Fig. 19) llamados Cd_1 , Cd_2 y Cd_3 . Ellos se inclinan hacia el Norte, o sea hacia el nivel de base actual que es el mar. Todo el conjunto está inscrito en un nivel más alto que denominamos Cd_4 , este se inclina hacia el Sur, es decir, en sentido contrario al drenaje actual. Está constituido por un material predominantemente arenoso, que aparentemente indica removilización de sedimentos eólicos. Presenta un encostramiento salino, lo cual lo hace muy duro. Este alto nivel se individualiza morfológica y sedimentológicamente, tal como lo hemos visto, de las terrazas más recientes. Luego, podría ser relacionado, muy cautelosamente, con las

terrazas T_4 .

2.2.9 OTROS EJEMPLOS DE ENSAMBLES EN DEPOSITOS CONTINENTALES

En el abanico aluvial del río Chancay se pueden apreciar tres terrazas fluviales encajonadas, ellas conforman el bajo valle cultivado. En el C° Macatón, que forma parte de la ladera derecha (Norte) del valle, se observa una superficie plana inclinada unos 10° hacia el mismo valle. Tal nivel se halla a unos 30 m. sobre la Tf_3 . Se trata de un glacís de erosión tallado sobre los volcánicos cretáceos (Fig. 20). Su superficie está pavimentada por un reg a grandes bloques, tapizados de líquenes. Este glacís está relacionado con un antiguo nivel del valle, más alto que aquellos cuando se depositaron las terrazas más jóvenes (T_1 , T_2 y T_3). Es decir, corresponde a un nivel T_4 cuyos depósitos no se observan aquí.

En el estudio en detalle de la cuenca del río Chillón se muestra que en el Cuaternario sufrió un cambio de curso entre Puente Inga y la Pampa de los Perros. En este sector, se observan las evidencias de tres eventos de acumulación fluvial (Tf_1 , Tf_2 y Tf_3). Estas terrazas se intercalan con los depósitos locales de la quebrada Rinconada (Cd_1 , Cd_2 y Cd_3). Todo el conjunto se halla encajonado en un antiguo nivel desértico (Cd_4). La falta de buenos cortes no ha permitido apreciar si el material es alterado o endurecido, más por su posición se puede -a título de hipótesis- correlacionar con los antiguos depósitos (F. Cañete).

En el borde Norte del área de estudio, los depósitos fluviales del río Pativilca presentan también varias etapas de acumulación. Existe aquí un problema para la correlación de terrazas, es la multiplicación de niveles jóvenes, esto es tratado más adelante (2.4.3.1). Sin embargo, se observan por lo menos tres terrazas encajonadas entre si y dentro de una vieja terraza alterada, descrita en 2.4.1.2, que ocupa una posición T_4 o T_5 (ver mapa).

2.2.10 LAS TERRAZAS MARINAS DE LA ISLA SAN LORENZO

A diferencia de la situación en el sector continental, en la Isla San Lorenzo, frente a Lima, se ha hallado un sistema de terrazas marinas escalonadas. Estas fueron mencionadas por primera vez por DARWIN (1876);

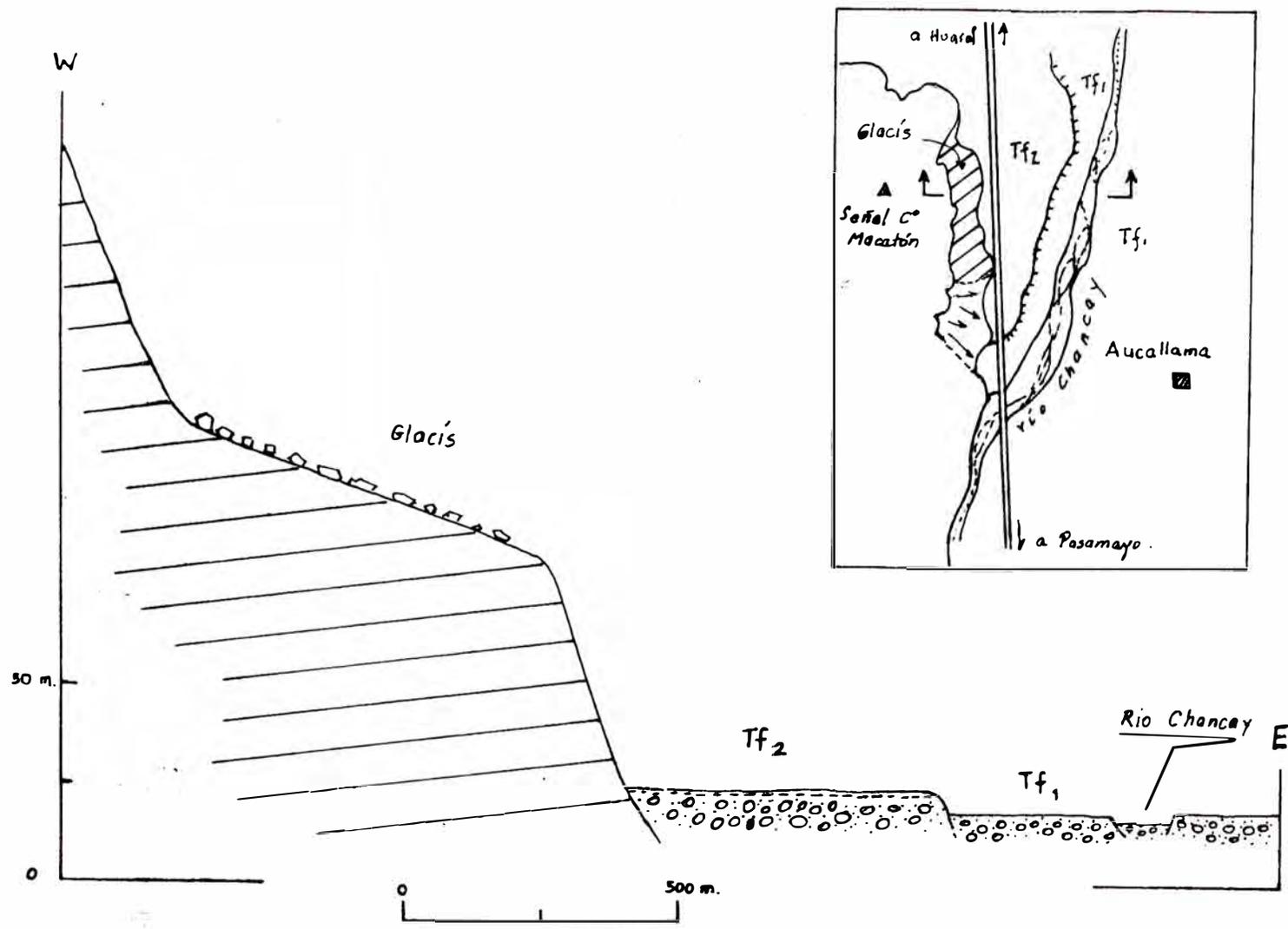


Fig. 20.- Corte transversal al río Chancay al N de Aucallama .

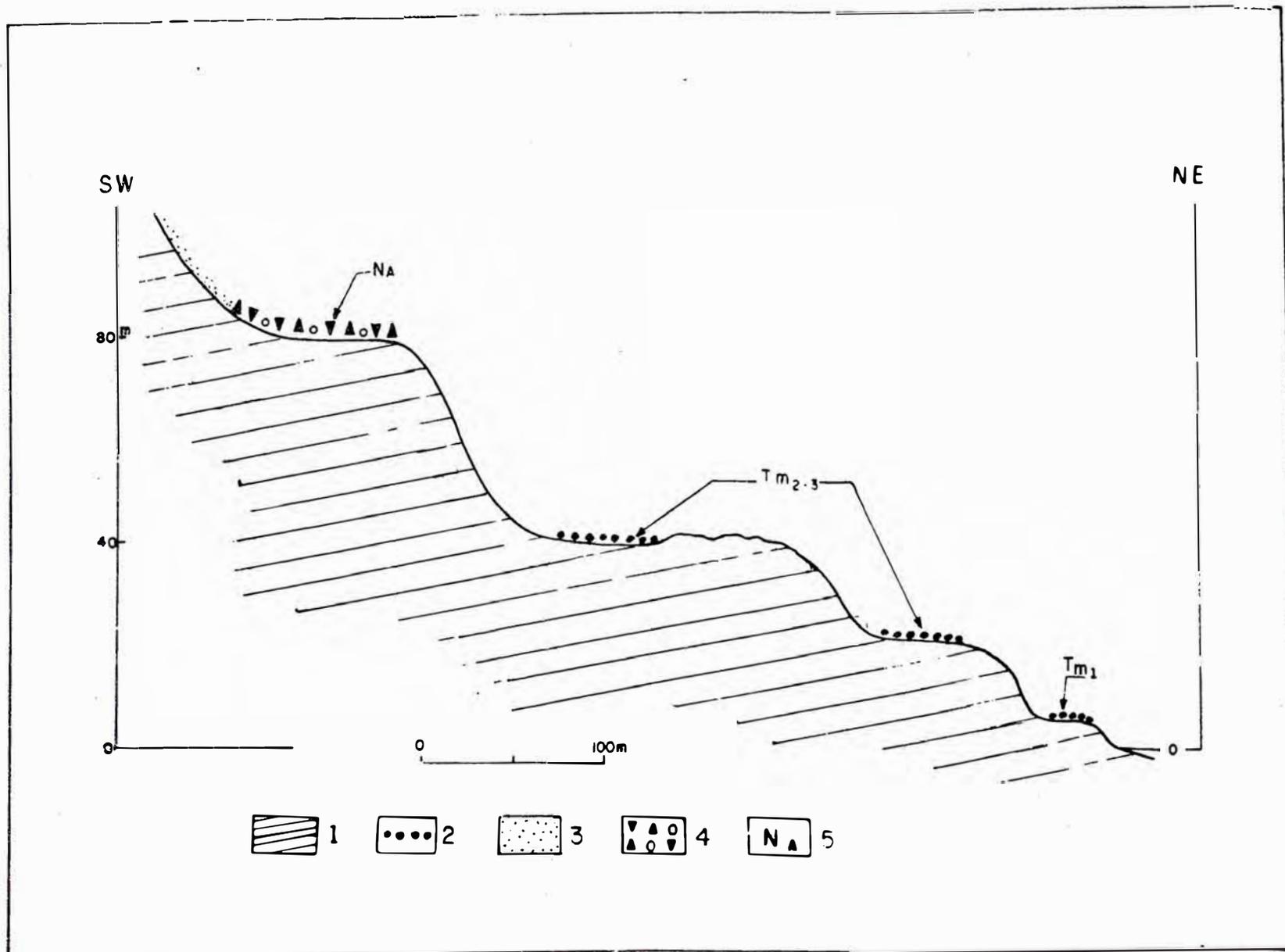


Fig. 21.- Perfil de la zona NE de la Isla San Lorenzo. Cerca de la Caleta Panteón.

1. Substrato Cretáceo.
2. Depósito de cantos rodados y conchas marinas.
3. Arena cubriendo las vertientes.
4. Superficie de gravas angulosas y pocos cantos rodados.
5. Conjunto de niveles an-

hubo posteriormente mucha discusión por saber si se trataban realmente de antiguas playas levantadas o si por el contrario eran conchales arqueológicos (kjo^kkenmædings) (ver por ejemplo BERTHON, 1907; ROSENZWEIG, 1953 y DOLLFUS, 1965).

Un reconocimiento de campo efectuado por nosotros ha permitido mostrar la real existencia de tales niveles. La figura 21 muestra un perfil esquemático de la parte noreste de la isla, cerca a la caleta Panteón, allí se observa:

- Una terraza marina Tm₁, ubicada a 4 m. encima del actual nivel del mar. Está conformada por bloques y cantos -- bien redondeados, hacia el Norte se intercalan capas de conchas marinas. Por su posición, este nivel es atribuido al Holoceno (ver 2.4.2).
- Un conjunto marino Tm_{2,3}, que consta de dos niveles, cuya relación no pudo ser determinada. El nivel superior se halla a unos 40 m. de altura; es una superficie plana de acumulación que se posa sobre una superficie algo irregular erosionada en las rocas cretáceas. El depósito tiene una potencia variable de alrededor de 1 m.; está constituido por cantos rodados con muy poca matriz arenosa, es decir una facies bien lavada; contiene abundantes conchas de gasterópodos y bivalvos (las de estos últimos se hallan frecuentemente cerradas) el análisis de esta fauna dió los resultados presentados en la Tabla N°2.

Sobre esta acumulación netamente marina, se instala por sectores un conchal claramente arqueológico poco potente. Este comporta restos de conchas muy fracturadas en una facies terrosa mal lavada y con bastante materia orgánica. Los restos de "choclo" y trozos de cordel de pesca que se encuentran mezclados con las conchas aseguran que se trata de un kjo^kkenmoeding.

A unos 20 m. sobre el nivel del mar, se halla otro replano más pequeño que el anterior. Es un depósito de cantos rodados con conchas que presenta una facies similar al de 40 m. Los escasos afloramientos no permiten saber si se trata de una transgresión intermedia o si son depósitos dejados durante la regresión del mar que formó la playa de 40 m.

En el nivel de 40 m. se encajona un cono desértico, el cual está entallado, en el litoral, por un acantilado fósil, lo cual hace considerarlo Tm₃. No se tienen relaciones para el nivel de 20 m. : (nota: Estas asignaciones de edad relativa se hacen de acuerdo a la Tabla presentada más adelante).

- Un conjunto de niveles antiguos Na, se observan más al

TABLA No 2

ANALISIS	:	Paleontológico por malaco fauna.
MUESTRA	:	MS 80 - 002.
PROCEDENCIA	:	Isla San Lorenzo.
RESULTADO	:	
		- Mytilus chorus
		- Mytilus americanus
		- Murex sp.
		- Crepídula peruviana Lam
		- Crepídula excavata Brod
		- Trochus alter
		- Fisurela crassa
		- Pecten purpuratus
		- Balanus sp.
		- Thais purpura cf. peruviana
		- Thais chocolata Duclos
EDAD	:	Cuaternario sin mayor precisión.
		Todos los taxones tienen representantes vivos actuales.

Norte, hacia la caleta Paraiso. Estos son amplios replanos asentados sobre superficies estructurales, o sea bancos duros de la serie cretácea que están intercalados con estratos más blandos fácilmente erosionables. Están recubiertos por materiales desérticos, gravas angulosas y arenas. En ellos se encuentran - esporádicamente restos de conchas y pequeños cantos rodados. Sin embargo aún no es posible sacar conclusiones precisas sobre ellos. Existen varias posibilidades:

- * Pueden ser restos de un nivel marino más antiguo.
- * Pueden ser restos de un nivel fluvial más antiguo.
- * Las conchas y cantos pueden haber sido transportados y distribuidos por pescadores precolombinos que habitaban la isla.
- * Finalmente, pueden constituir en sí niveles de abrasión marina sollevantados.

El asunto solamente puede ser solucionado con una revisión detallada de toda la isla. Esto es muy importante por las conclusiones tectónicas que conlleva.

2.3 RELACIONES ENTRE LOS DIFERENTES DEPOSITOS

2.3.1 ZONA DEL VALLE DEL RIO CHILLON

La figura 22 presenta un mapa de la zona cerca a la desembocadura del Chillón. En este lugar se aprecian claramente dos tipos de relaciones.

2.3.1.1 LOS DEPOSITOS LITORALES

Los perfiles seriados mostrados en la figura 23 fueron tomados en el mes de Octubre, es decir finalizando la estación seca; en ellos se pueden apreciar las siguientes unidades:

- b_1 , b_2 y b_3 son bermas que retocan a b_4
- b_4 es la cresta más alta de un cordón litoral de cantos que cierra la boca del río permitiendo la formación de la laguna 1.
- b_5 es un cordón de cantos rodados los cuales muestran una ligera pátina amarillenta. Presenta costras de limo cubriendo los cantos.

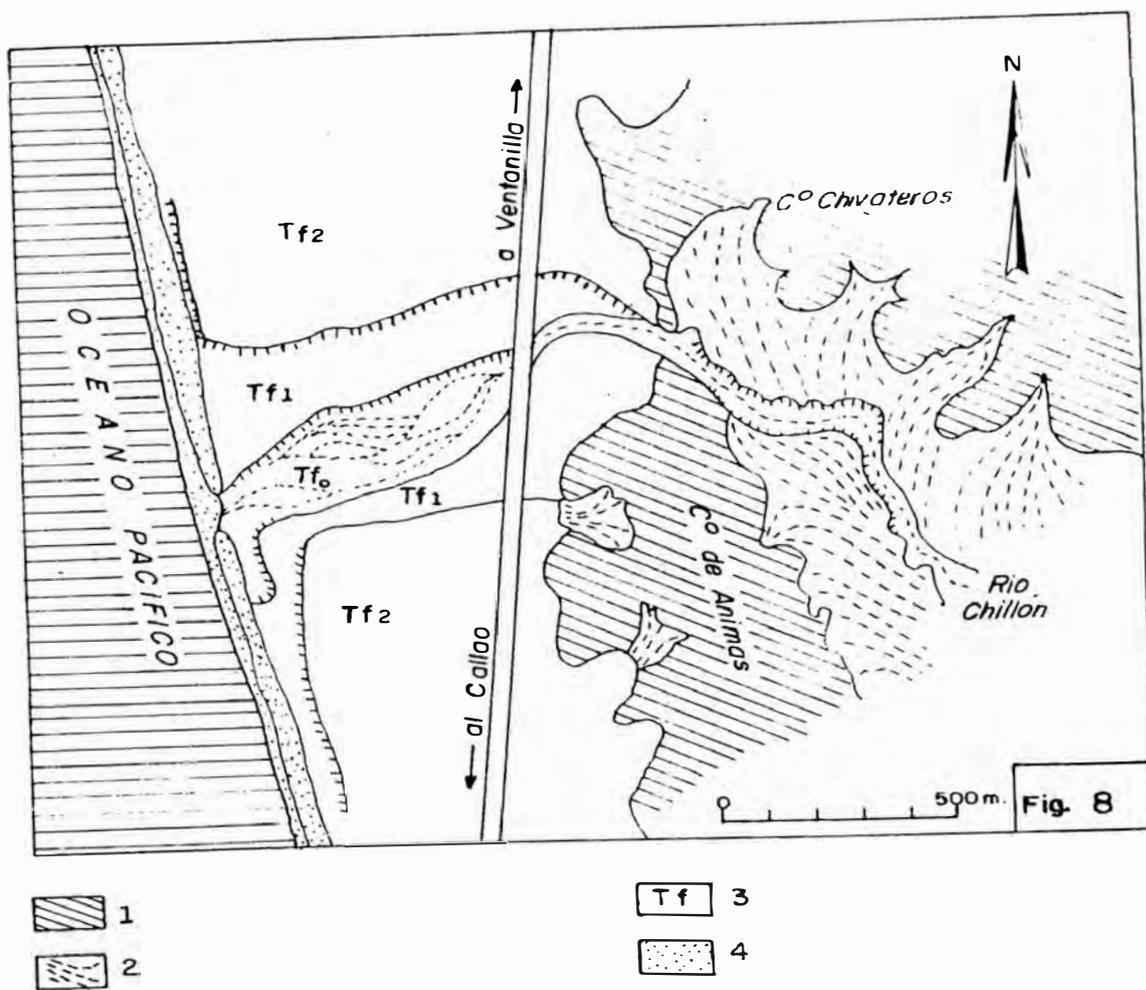


Fig. 22. Esquema morfológico en la boca del río Chillón
1. Substrato volcansedimentario cretáceo;
2. Acumulaciones desérticas; 3. Terrazas fluviales; 4. Cordones litorales holocenos.

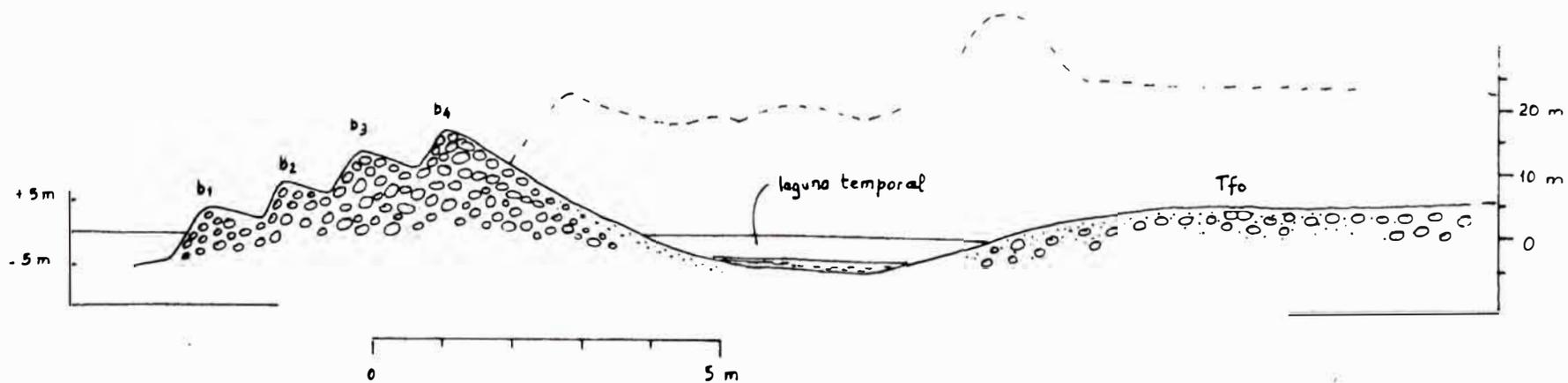
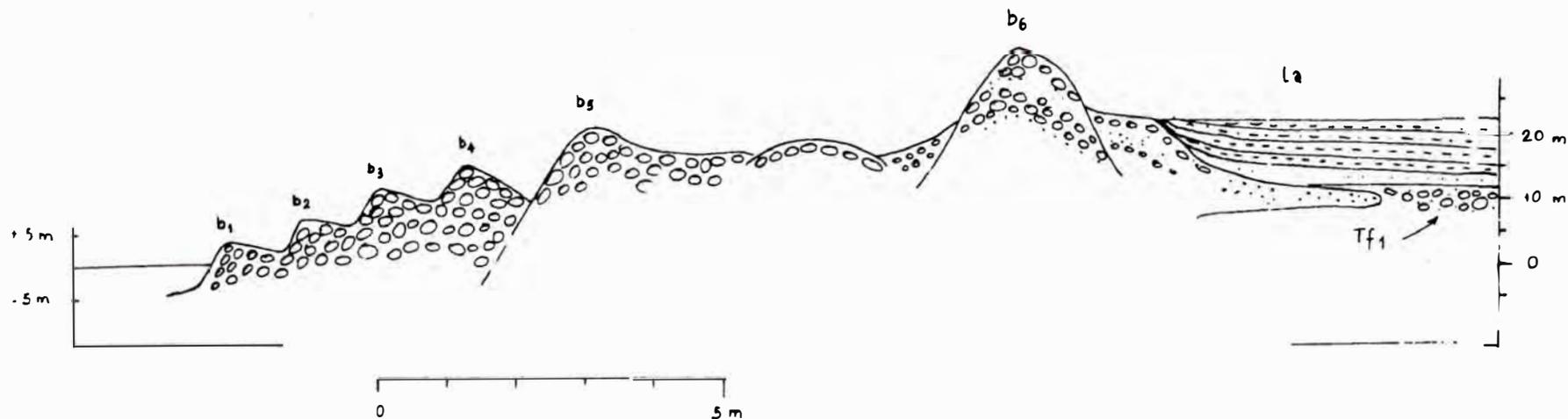


Fig. 23.- Cortes seriados en la boca del río Chillón.
El detalle se da en el texto.

- b_6 aparece como restos no continuos de un cordón litoral cuyos cantos están bastante disturbados y sucios. Muestra una clasificación de tamaños de los elementos, los cuales se disponene en capas curvas concéntricas. Hacia atrás sus materiales se hacen más finos y se empalman con la parte sub-superior de Tf_1 .
- l_a es un paquete poco potente de limos y arcillas finamente laminados que muestran haber sido depositados en un ambiente léntico. Ellos son en efecto, sedimentados lagunares que se empalman con los limos del tope de Tf_1 .
- Tf_1 es la terraza fluvial más reciente del Chillón. En su parte sub-superficial tiene cantos bien redondeados y matriz arenosa. Lleva en la superficie una capa de limo masivo de aproximadamente 1 m. de espesor.

Interpretación

- b_4 es el tope del cordón litoral activo. Este es construido en los meses de Junio y Julio, cuando el oleaje es más fuerte. Luego es entallado por b_3 , b_2 y b_1 sucesivamente mediante variaciones de marea cuando el oleaje es más débil; esto ocurre hasta Diciembre. Al iniciarse el verano (Enero) el cordón es destruido frente a la desembocadura por las fuertes descargas del río. El ciclo se reinicia en Abril.
- b_5 es un cordón fósil, la pátina y el limo que cubren a los cantos muestran que él ya no es lavado, siquiera eventualmente, por el mar. La interpretación de b_6 permitirá hacer una remarca más sobre b_5 .
- b_6 debe corresponder al cordón formado durante el máximo transgresivo holoceno (ver 2.4.2). Su empalme con los cantos de Tf_1 muestra que ambos han sido depositados casi sincrónicamente. Los limos de fin de crecida que se ven al tope de esta terraza se empalman con los limos arcillosos laminados. Estos últimos son los testigos de la presencia de una antigua laguna formada detrás del cordón. La salinidad de esta sería influenciada tanto por el mar como por el continente.
- Una pequeña regresión reciente debió determinar el encajonamiento del lecho' (Tf_0) y la formación de b_5 . El problema de los niveles marinos holocenos es desarrollado en 2.4.2.

2.3.1.2

LOS DEPOSITOS DESERTICOS Y FLUVIALES

La acumulación señalada en el plano con el

número 2, es un antiguo glacís alimentado en gran parte por la quebrada Rinconada y que drenaba hacia el SE. Gracias a una captura por erosión regresiva (TRICART et.al, 1969) el río Chillón ha excavado estas acumulaciones en un cañón. La zona de interés está un poco más aguas arriba.

Allí, un corte natural (Fig. 24) permite observar a la terraza fluvial Tf_2 empalmándose con la acumulación del cono-glacís Tg_2 mediante interdigitación y mezcla. La interdigitación indica el predominio momentáneo de uno de los agentes. La mezcla indica el funcionamiento simultáneo de ambos o una removilización parcial.

Una terraza Tf_3 se encajona en el nivel superior del cono-glacís Tg_4 (Fig. 25). En un lugar próximo, es un cono-glacís Tg_3 quien se inscribe en Tg_4 . De esta forma se puede obtener un perfil de interpretación (Fig. 26)

Las relaciones entre Tg_1 y Tf_1 se pueden observar en la quebradita que desemboca al inicio de la "garganta Márquez" (cañón). Aquí, la última excavación aterrizada del glacís baja a empalmarse suavemente con Tf_1 .

Un diagrama-bloque generalizado que muestra el sincronismo entre las acumulaciones aluviales desérticas y las terrazas de los ríos es presentado en la figura 27.

2.3.2 ZONA DE LA 'BAHIA AL SUR DE BARRANCA

En el valle de Pativilca encontramos otro lugar donde se aprecian nítidamente las relaciones espacio-tiempo entre las acumulaciones desérticas y las fluviales.

Entre la punta C° Colorado y el sector llamado Palma, 3 Km. al Sur de Barranca, una paleobahía holocena está limitada por un acantilado fósil semicircular. En la parte Norte de este, se observan cortes de la terraza más alta del río Pativilca Tf_4 con su típico material de cantos rodados con matriz arenosa. Yendo hacia el Sur, el mismo acantilado muestra que tal terraza se interdigita con materiales de facies claramente "aluvial desértica". Las lenguas se traslapan a lo largo de varias decenas de metros. Finalmente predomina y forma la totalidad del acantilado la acumulación desértica. En superficie esta corresponde a un glacís proveniente de los cerros Barranquino y que se extiende hasta Supe. Esto muestra que ambas acumulaciones, fluvial (influencia lejana) y desértica (local) son contemporáneas. La

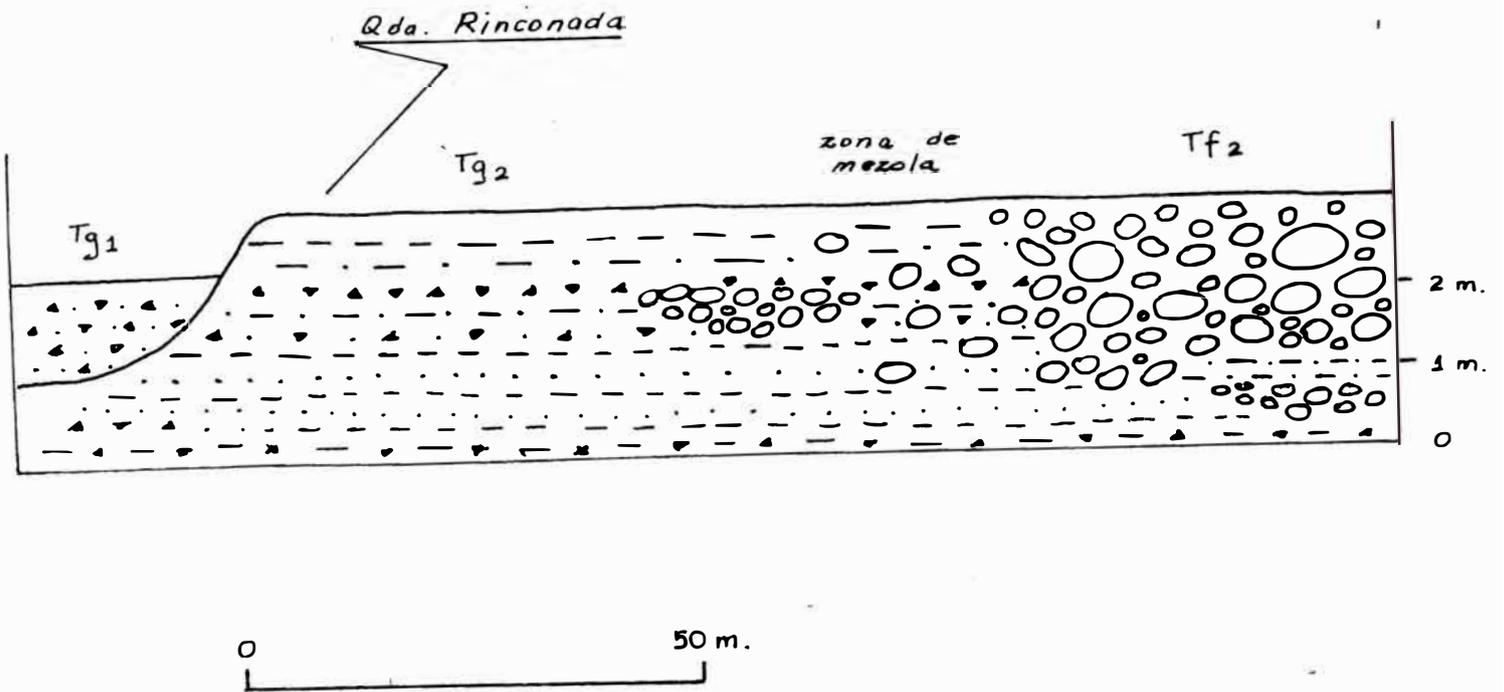


Fig. 24.- Corte en la zona de Chuquitanta (río Chillón). Explicación en el texto.

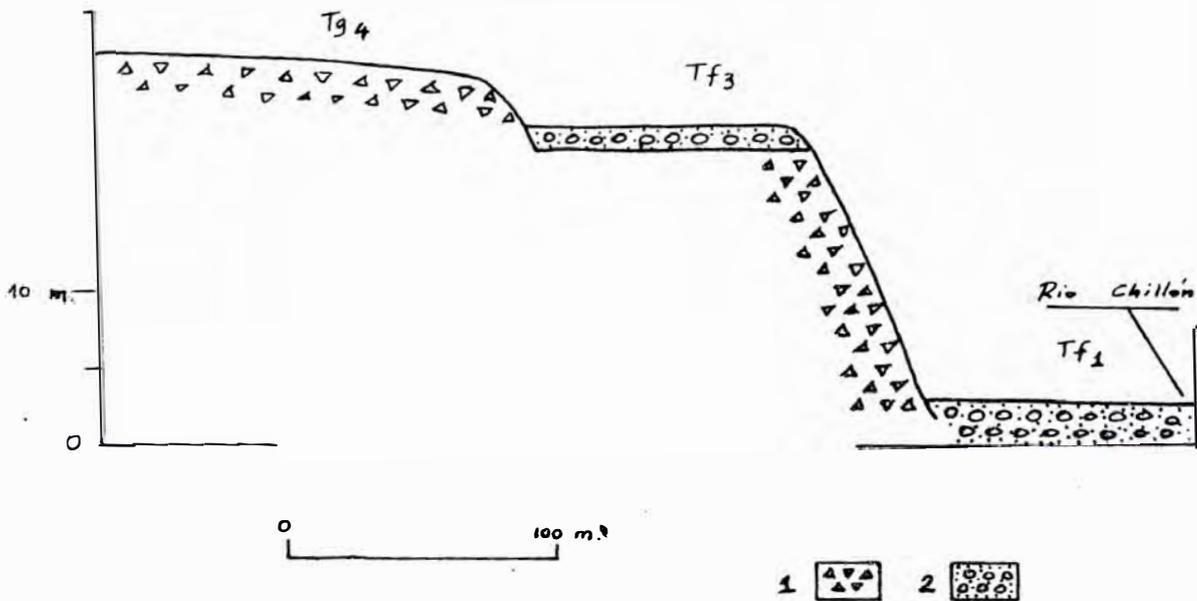


Fig. 25.- Corte en la zona de Chuquitanta. Detalle en el texto .

1. Material aluvial desértico. 2. Material fluvial.

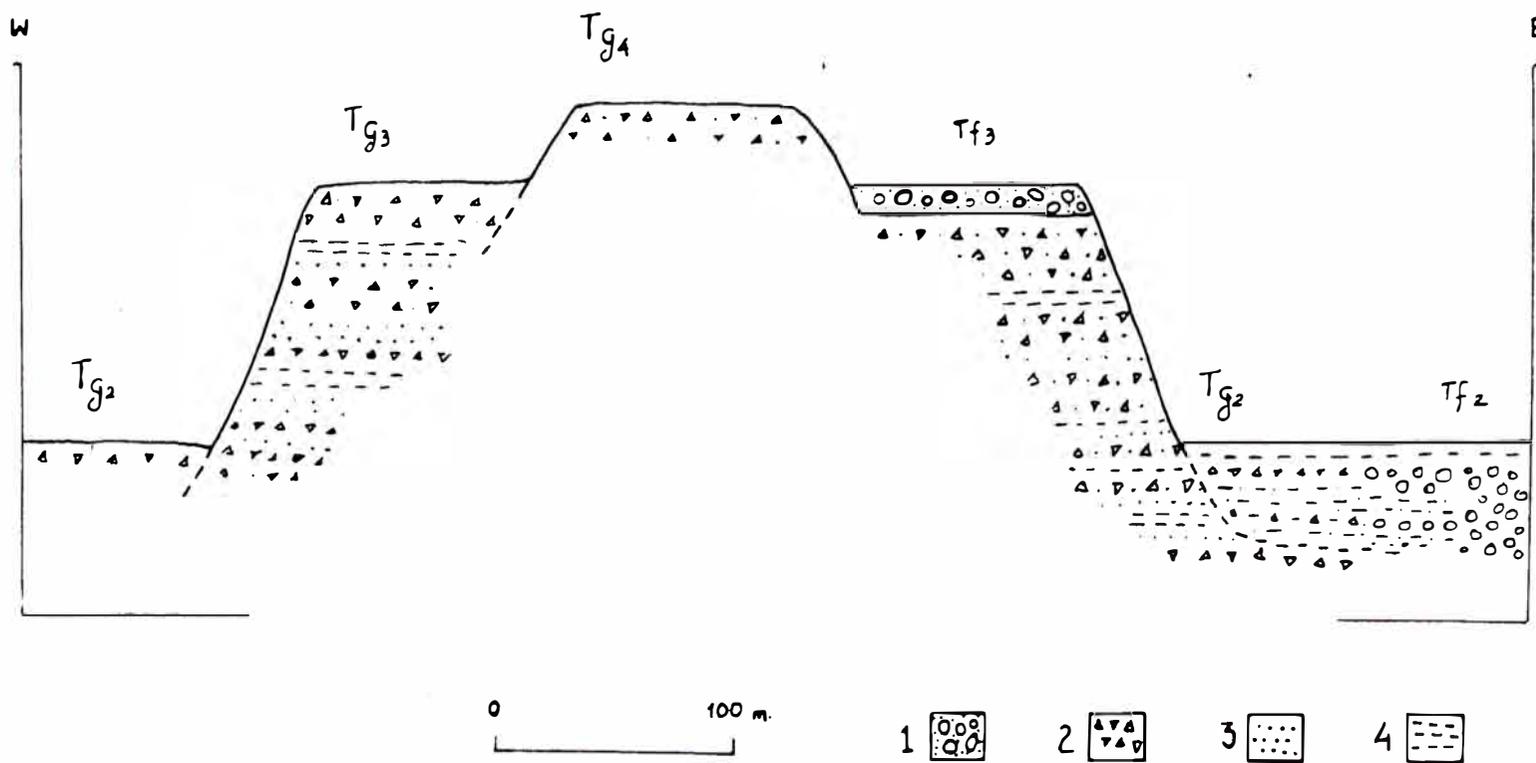


Fig. 26.- Corte compuesto que muestra las relaciones entre las terrazas fluviales y las de glacís. Pampa de los Perros (río Chillón).

1. Conglomerado fluvial.
2. Gravas angulosas.
3. Arena.
4. Limo - arcilla.

figura 28 muestra tales relaciones.

2.3.3 AREA DE LA BOCA DEL UED DE ASIA

En este lugar se observan nuevamente las interrelaciones entre los depósitos aluviales y los marinos. Cerca de la desembocadura del ued de Asia, a nivel del puente de la Panamericana se puede notar: (Fig. 29)

- Aguas arriba del puente:

- a) material que conforma la última terraza depositada por el ued (Tw_1), gravas angulosas hasta sub-angulosas con una matriz limo-arenosa.
- b) banco de limo que conforma el tope de Tw_1 , corresponde a sedimentos de una colada lodosa. Tiene unos 60 cm. de espesor.

- Aguas abajo del puente:

El mismo banco de limo (b) sobreyace a sedimentos arenosos, (c). bien clasificados, bien lavados, con fragmentos de conchas marinas finamente molidas, cuyo tope alcanza unos 2 m. sobre el lecho Tw_0 y sobre la playa actual.

Estos sedimentos (c) corresponden a una terraza marina depositada por un nivel de mar ligeramente superior al actual, verosímilmente en el holoceno (ver 2.4.2). Debido a la disturbación de materiales para la construcción del puente, no se puede ver directamente la relación de (a) con (c), sin embargo por su posición normal debajo de (b) asumimos que tales depósitos Tw_1 y Tm_1 son sincrónicos.

2.3.4 EL EOLICO DE SANTA MARIA

La entrada al balneario de Santa María (54 Km. S de Lima) se hace por el lecho seco de un ued. En ambos márgenes se puede observar una terraza Tg_2 cuyo corte se observa en la figura 30. La descripción dada por MARTINEZ (1969) indica que ella está formada por lodos de torrentes alternados con depósitos eólicos. Los depósitos de lodos de torrentes están constituidos por lentes de fragmentos angulosos de 1,2 a 12 cm. intercalados con limos arenosos, corresponden a fases lluviosas en las zonas altas. Los depósitos eólicos son arenas finas con estratificación cruzada que llevan en su base costras salinas o yesosas, estos corresponden a fases secas como la actual.

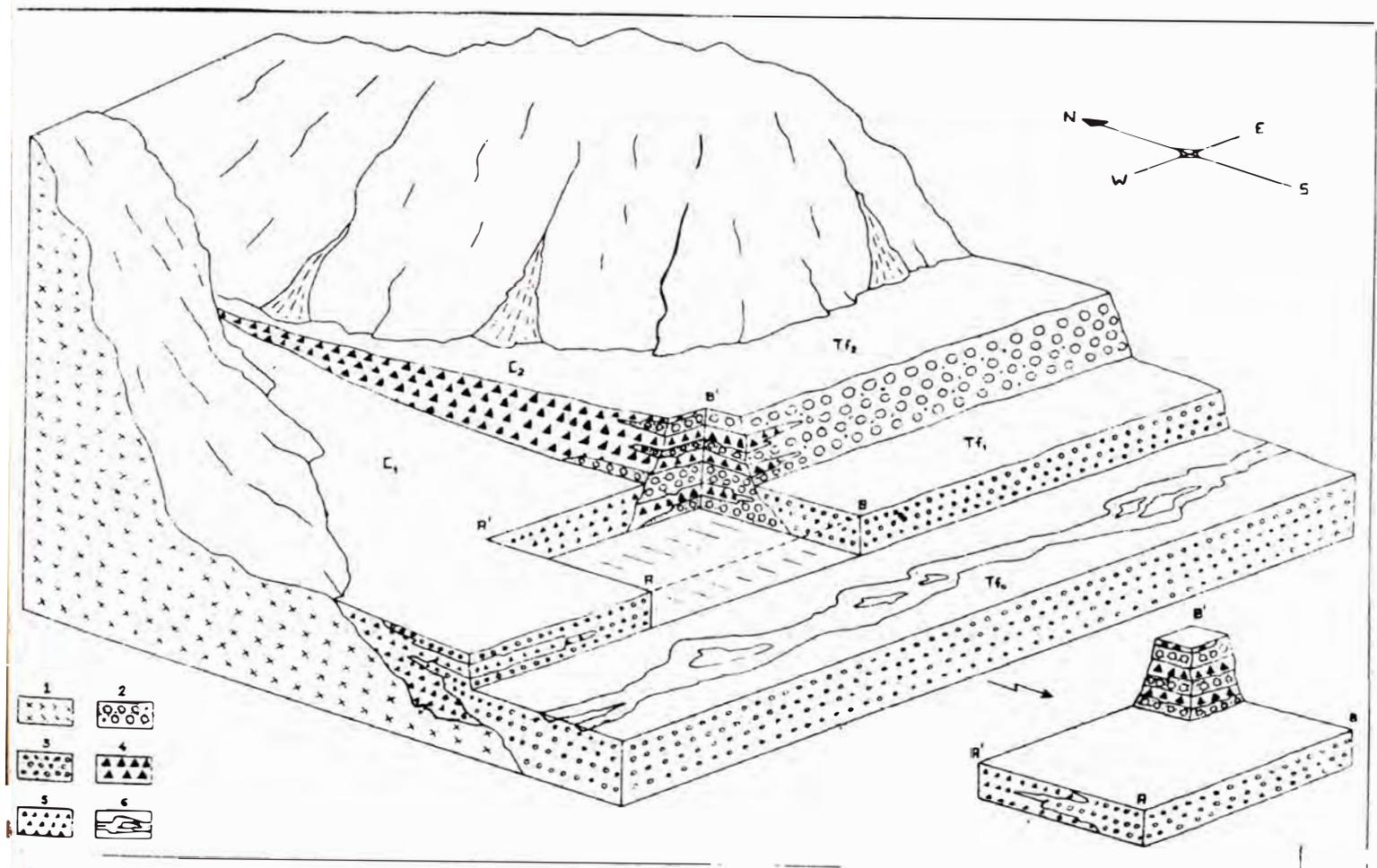


Fig. 27.- Diagrama-bloque sintético mos trando las relaciones entre las terrazas fluviales y las acumulaciones desérticas en la zona de la Garganta Márquez.

C. Cono desértico.
Tf. Terraza fluvial.

1. Substrato volcano-sedimentario.
- 2 y 3. Conglomerado de cantos rodados con matriz arenosa.
- 4 y 5. Material de acumulación aluvial desértica.
6. Canal de estiaje.

(diseño J. Cabrera)

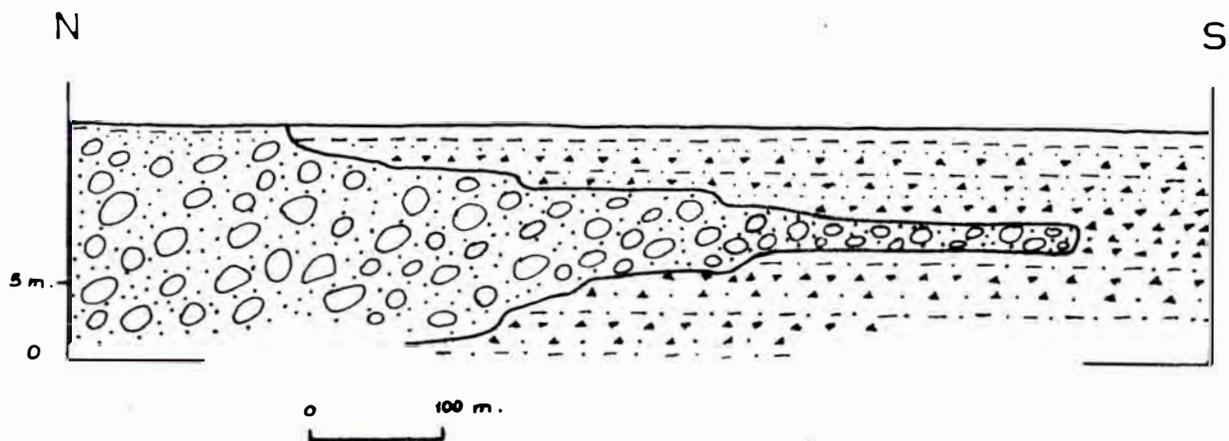
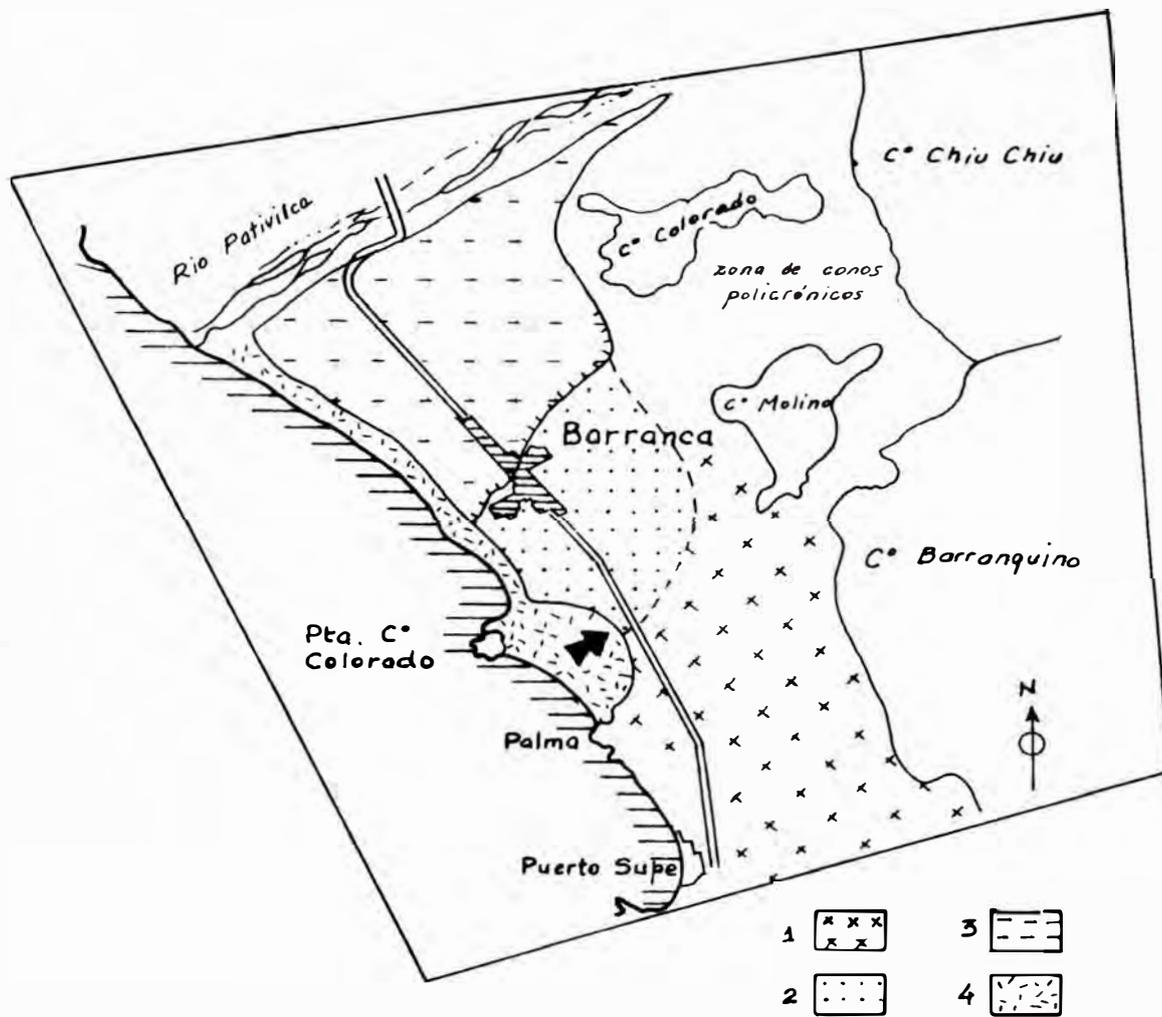


Fig. 28.- Croquis y vista de corte en la bahía al sur de Barranca.
1. Terraza de glacis Tg_4 . 2. Terraza fluvial Tf_4 . 3. Terraza fluvial Tf_3 . 4. Holoceno marino Tm_1 . La flecha indica la ubicación de la vista de corte.

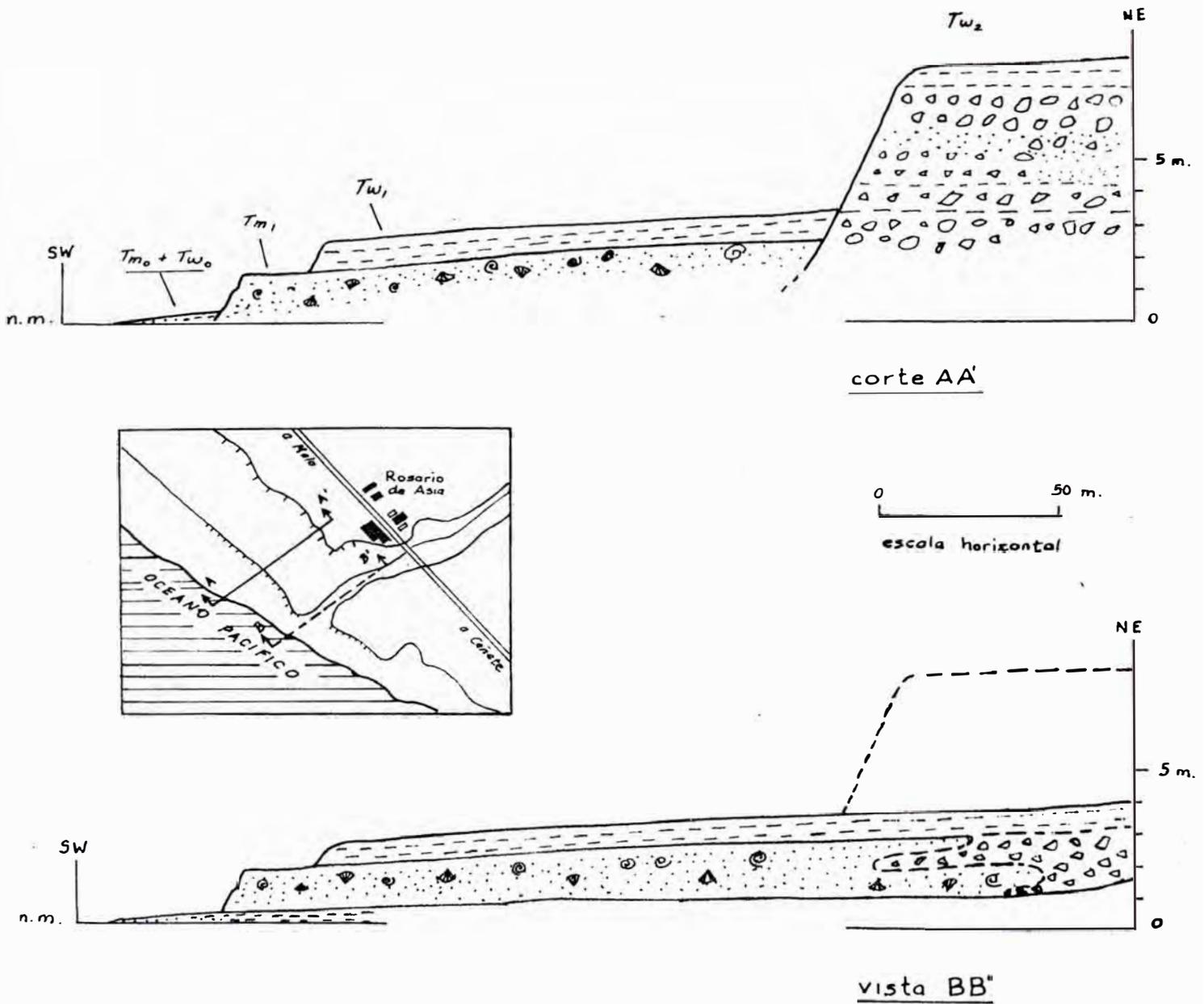


Fig. 29.- Graficos mostrando las relaciones entre la terraza del - ued 1 y un nivel marino holoceno. Boca del ued Asia.

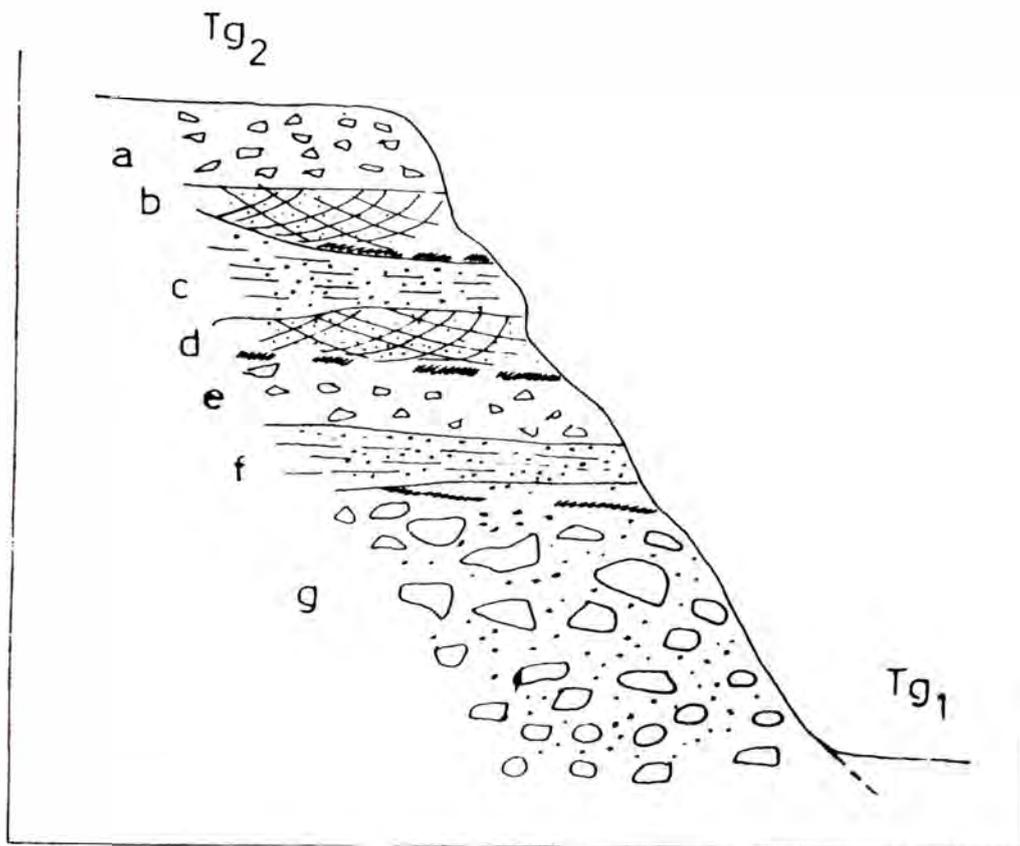


Fig. 30.- Corte típico de la terraza de
glacís Tg_2 en Sta. María (según MARTI--
NEZ 1968)

Aluviales desérticos.- a gravas: a, e, g; lodosos:
c, f. Eólicos.- b, d. 1. Grava; 2. Arena con es-
tratificación cruzada; 3. Limo y arcilla; 4. Cos-
tras salinas.

El hecho de hallar, durante un gran ciclo de depósito (ciclo de acumulación de Tg₂), sedimentos aluviales desérticos y sedimentos eólicos, muestra que aún en tiempo de crisis climática el viento también producía depósitos, además de la deflación anteriormente deducida. Este es un caso de depósito eólico simpluvial.

2.3.5 LOS EOLICOS DE HUACHO Y PASAMAYO

Al nivel del Km. 138 de la Panamericana Norte, se pueden observar cortes que muestran un depósito constituido por arena, cubierto en su tope por una capa aluvial delgada. El análisis granulométrico muestra una mediana de 0.2 mm. y en general una buena clasificación (I. Trask 1.41). La estratificación cruzada es tanto planar como de surco y con inclinaciones hasta de 42°. Estas características de facies nos hacen asumir que se trata de una duna. La capa aluvial delgada, que debe ser la cobertura de un glacis de erosión, se halla colgada respecto a las incisiones que determinan niveles aluviales más recientes. Esto nos indica su edad antigua. Las relaciones de campo muestran que el depósito eólico se habría emplazado entre las dos primeras grandes crisis climáticas, es decir sería interpluvial.

En la zona de Pasamayo, 50 Km. al Norte de Lima, un corte detallado nos indica la siguiente sucesión (Fig. 31):

- a) Substrato pre-cuaternario, constituido por rocas volcánicas y sedimentarias cretáceas e intrusivos terciarios.
- b) Depósito torrencial antiguo, su potencia puede alcanzar 50 m.. Está conformado por grandes bloques mal redondeados envueltos en una escasa matriz de arena gruesa y angulosa. Existen algunas intercalaciones de tufos redepositados.
- c) Acumulación de arena, bien clasificada, limpia, - con estratificación cruzada. Es interpretada como de origen eólico. Presenta algunas microfallas afectándolo (Cap. IV 1.2).
- d) Depósito aluvial desértico, tiene material predominantemente arenoso dispuesto en bancos. En él se intercalan lentes de grava angulosa. Se trata de una acumulación aluvial desértica con origen en los cerros que se hallan al Este.

El depósito b ocupa una posición estratigráfica de T₄ o T₅, por esta razón y además por su facies, la consideramos como un equivalente parcial de las anti

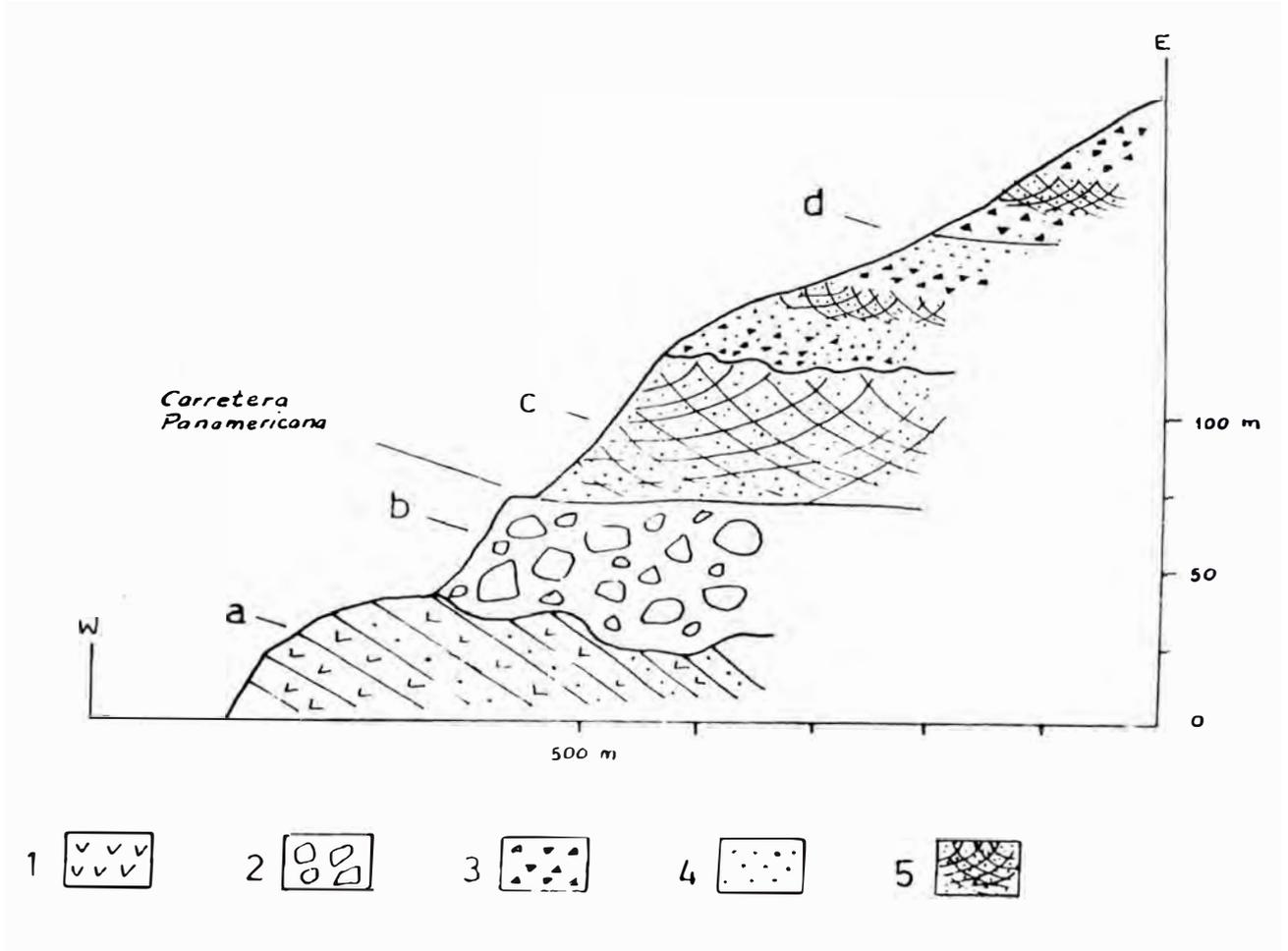


Fig. 31.- Corte geológico en Pasamayo, 3 Km. S de Punta el Buitre.
1. Volcánicos. 2. Conglomerado. 3. Grava. 4. Arenisca. 5. Arena con estratificación cruzada.
Las letras minúsculas se describen en el texto.

guas acumulaciones de piedemonte. De allí, el horizonte eólico c debe haberse depositado entre las dos primeras grandes crisis pluviales cuaternarias. Es decir, es un nuevo caso de eólico interpluvial.

2.4 DATAACION DEL DISPOSITIVO

Como hemos podido apreciar a lo largo de este capítulo, en la Costa del Perú Central predominan los depósitos aluviales que se hallan dispuestos en sistemas de terrazas encajonadas. Estos sistemas muestran en general cuatro niveles de terrazas; lo que interesa ahora - saber es cuándo se han formado tales depósitos. Comúnmente se han tomado todas las acumulaciones fluviales, eólicas etc. de esta área como cuaternarias, principalmente por ser sedimentos sueltos y a la vista bastante recientes. Ahora vamos a mostrar que todo el dispositivo de cuatro terrazas (incluyendo las antiguas formaciones de piedemonte) es cuaternario. Luego veremos la edad de las terrazas marinas recientes y su relación con el Holoceno.

2.4.1 EL PROBLEMA DEL LIMITE PLIOCENO - PLEISTOCENO

[La definición del límite Plioceno-Pleistoceno es un asunto aún no resuelto a nivel mundial. Sin embargo existe acuerdo en que lo que deben hallarse son evidencias de un importante cambio climático: un enfriamiento global. Para tal fin se estudian variaciones en la flora y fauna, en el ratio de $^{18}O/^{16}O$ en sedimentos oceánicos, en el magnetismo terrestre. etc.

[En nuestra zona, debido a la escasez de depósitos marinos y a la ausencia de fauna o flora en los niveles continentales recientes, la propuesta de un límite se hace problemática. Sin embargo, en aprovechamiento de los pocos datos micropaleontológicos disponibles y de la litoestratigrafía proponemos una solución.

2.4.1.1 LA SECCION DEL PUENTE HUAMANI

[Los afloramientos que aparecen en la margen derecha del río Pisco, justo aguas arriba del puente sobre la Panamericana (Puente Huamaní), han sido mencionados en diversos trabajos por la importancia de las relaciones que muestra. PETERSEN (1954) reconoce allí las formaciones Pisco, Huamaní y Cañete, definidas en luga-

res cercanos. Asigna a las dos primeras una edad miocena y a la última una edad pliocena. NEWELL (1955) señala solamente que los estratos de la Formación Pisco están en general poco perturbados con excepción del "homo clinal" del puente de Pisco. Luego SOULAS (1977) hace un análisis tectónico de la deformación, considerando a la Formación Cañete como plio-cuaternaria. MUIZON Y BELLON (1980) dan más datos sobre la edad de las formaciones, a partir de la paleontología, las dataciones radiométricas y del análisis de las diatomitas; algunos de estos datos son incluidos en la descripción siguiente (Fig. 32):

Formación Pisco, está aquí representada por diatomitas blancas y lutitas diatomíticas. Una muestra de este lugar, analizada por J.A. Barron del U.S. Geological Survey ha brindado, entre otras, las siguientes diatomeas: *Actinocyclus curvatulus* Janisch, *Concinodiscus nulifer* Schmidt, *Nitzchia*, *Thalassiosira symbolophora* Schrader, etc.. A pesar que faltan muchas especies marcadoras tropicales, se considera una edad pliocena y aparentemente pliocena superior (MUIZON y BELLON, 1980 y MUIZON, comunicación oral). Estos estratos deben ser considerados como la parte superior de la transgresión mio-pliocena del Sur.

Formación Huamaní, como ya lo hemos indicado (Cap. II 1.3) criticamos el hecho de llamarlo formación. Estos estratos sobreyacen a la facies diatomítica de la Formación Pisco. El paso de una a otra es gradual y sin ruptura en el orden de sedimentación. Aquí se observa la intercalación entre bancos de areniscas anaranjadas y diatomitas blancas, hacia arriba desaparecen las diatomitas hallándose las areniscas anaranjadas intercaladas con areniscas grises con estratificación cruzada y algunos bancos delgados de gravillas. Como vemos, es una facies regresiva del mar del plioceno superior ya que ella muestra niveles cada vez más someros de sedimentación.

Una formación de conglomerados fluviales, equivalente a la Formación Cañete, sobreyace a las areniscas Huamaní con discordancia erosional. Esta formación representa un cambio brusco en el ambiente deposicional.

Interpretando la última parte de la secuencia, se puede pensar que luego de una emersión post-Huamaní se produce una erosión en medio continental. No sabemos que espesor de sedimentos puedan haber sido borrados por tal erosión. Luego se emplazan los conglomerados fluvio torrenciales, los que evidencian un cambio importante en el clima y tal vez, también en el regimen tectónico. Tal cambio se interpreta como el pasaje del Plioceno al Cuaternario (SEBRIER y MACHARE, 1980).

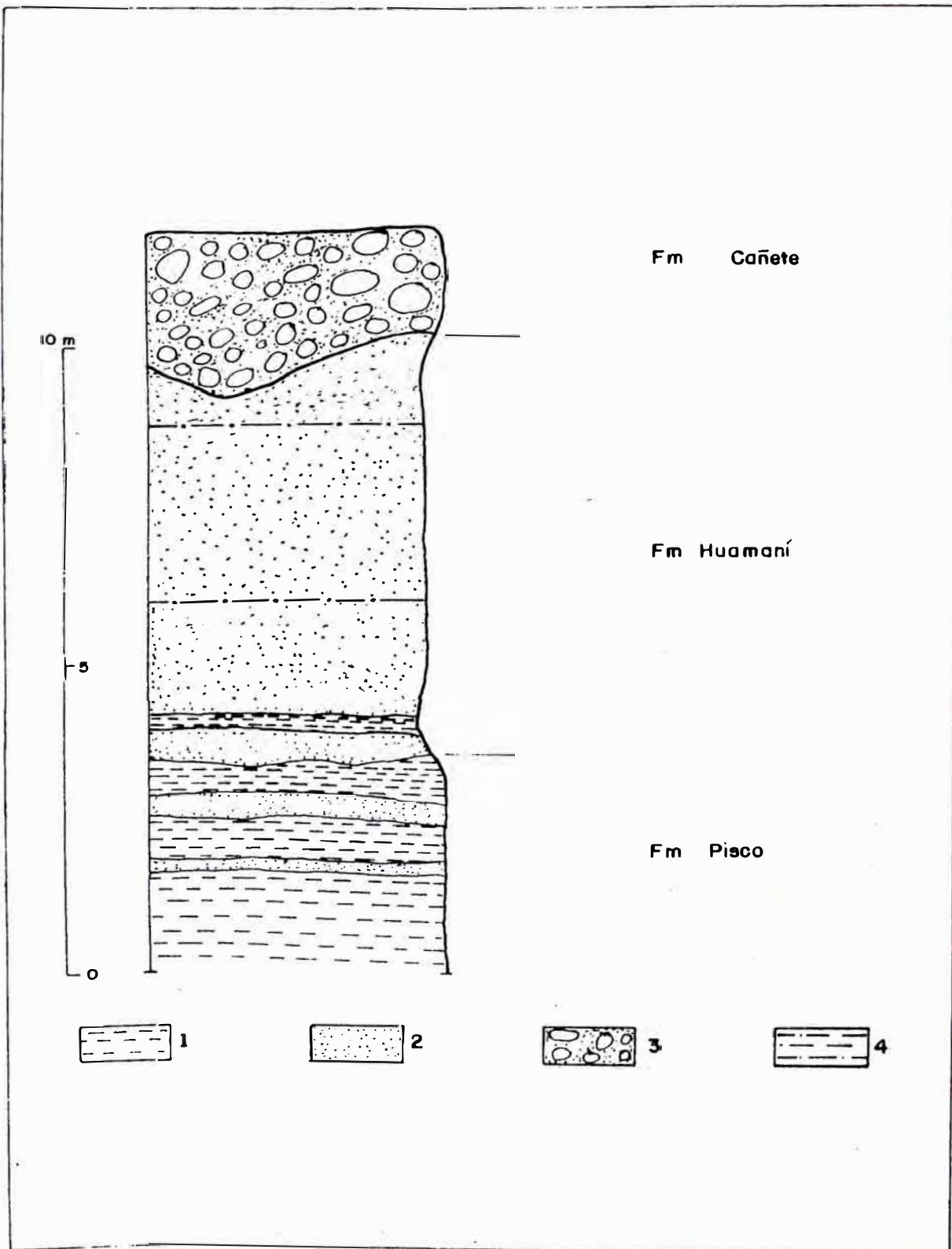


Fig. 32.- Columna estratigráfica en la margen derecha del río Pisco cerca al Puente -- Huamani.

1. Diatomitas y lutitas diatomíticas.
2. Areniscas de color anaranjado y plomo.
3. Conglomerado de cantos rodados con matriz arenosa.
4. Lutitas suaves de color plomo.

De lo anterior se puede atribuir la Formación Cañete, en parte, al Pleistoceno inferior.

2.4.1.2 EXTRAPOLACION DEL LIMITE. LAS FACIES DEL PLEISTOCENO ANTIGUO

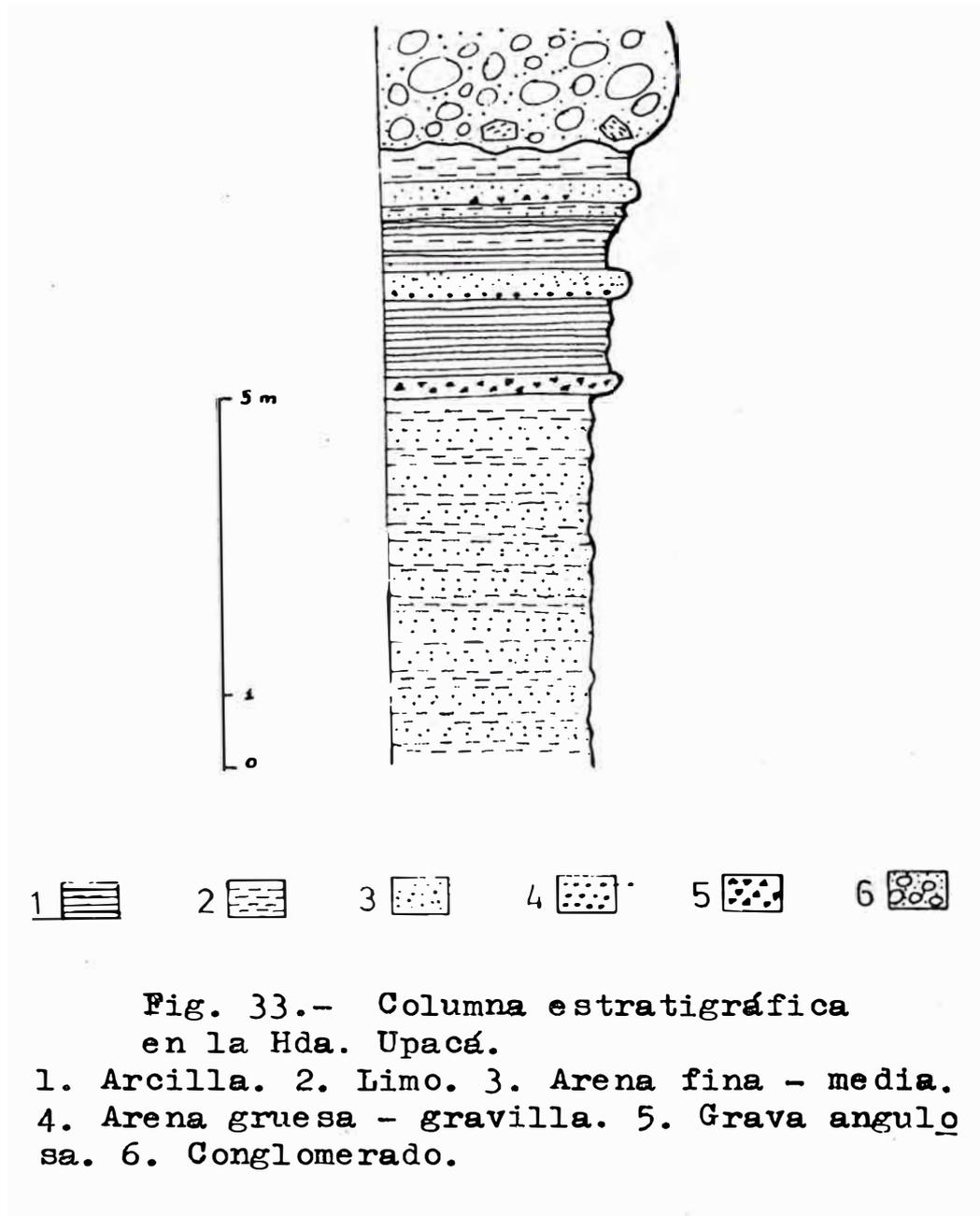
Los estudios que hemos realizado sobre las facies de los terrenos recientes permiten una correlación litoestratigráfica de la sección Plioceno-Pleistoceno.

En primer lugar es preciso señalar que en ningún otro lugar, dentro de la zona de estudio, se han encontrado nuevamente formaciones marinas neógenas. Por lo tanto aquí presentamos la secciones que por su similitud litoestratigráfica son consideradas límite Plioceno-Pleistoceno. En todos los casos la acumulación más antigua del Cuaternario tiene una posición 4.

a) En la Hda. Upacá, la carretera Pativilca - Huayto corta la siguiente secuencia (Fig. 33):

- 5.0 m. Intercalación arena - limo (vista en el canal adyacente)
- 0.3 m. Arena muy gruesa-gravilla gris, angulosa.
- 1.0 m. Arcilla beige compacta.
- 0.4 m. Arena de grano medio a muy grueso, gris, laminada, con estr. gradada y estr. cruzada.
- 0.3 m. Arcilla beige.
- 0.2 m. Limo arcilloso, beige claro, suelto.
- 0.2 m. Arcilla beige compacta.
- 0.1 m. Arena de grano fino, con estr. convoluta.
- 0.1 m. Limo arcilloso beige.
- 0.3 m. Arena grano medio, gris, estr. cruzada, con algunas gravas en la base.
- 0.4 m. Limo arenoso beige, laminado, compacto.
- +1.5 m. Conglomerado de cantos bien redondeados, de pocas decenas de centímetros, bastante altos, con matriz arenosa. En la base hay algunos "clastos de arcilla que han sido arrancados de la formación subyacente. Se observa una erosión en la base de los conglomerados (Foto

Este depósito se puede seguir en las altas pampas de Carretería (siempre en el valle de Pativilca) hasta Huayto. En estas zonas la matriz del depósito presenta un color anaranjado, al igual que en la Hda.



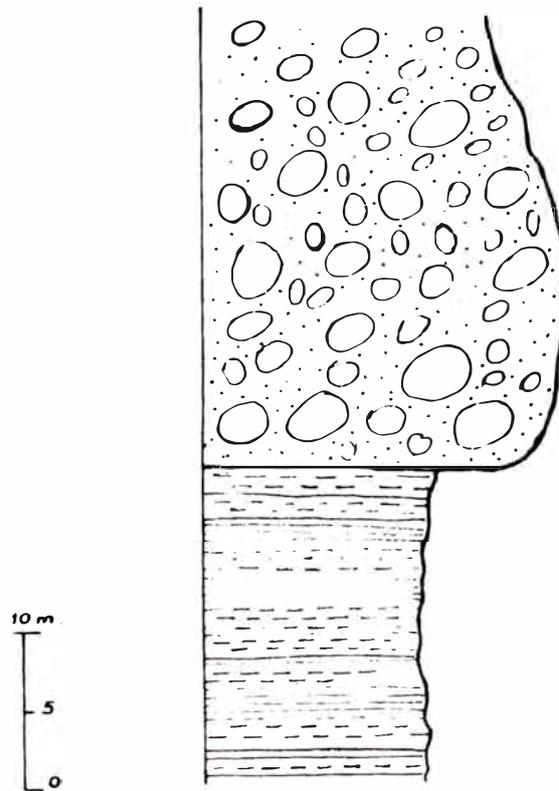


Fig. 34.- Columna estratigráfica en la Hda. Santa Marta (valle de Huaura)
La simbología es la misma que en la fig.33.
La descripción detallada se da en el texto.

Vinto, en la margen izquierda del río.

- b) En la Hda. Santa Marta, a 1 Km. al Norte de Huaura se observa la columna aquí mostrada: (Fig. 34)

- 20 m. (visible máximo) Limo arcilloso marrón y gris verdoso oscuro (se ve blanco en afloramiento) cruzado por una red de vetillas de sal y yeso.
- 30 m. Conglomerado de cantos bien redondeados y matriz arenosa. Bastante compacto. Se sigue hacia el Norte conformando los cerros de Miramar (Tf₄ de la figura 13) donde alcanza una potencia de un centenar de metros. Se extiende hasta Punta Atahuanca (ver Cap. IV 1.2 Punto 2).

En este caso la formación conglomerática, considerada como la base del Cuaternario no reposa sobre una superficie muy irregular. Por el contrario en ciertos cortes este contactó parece ser bastante plano.

- c) En la playa 6 Km. al Norte de Jahuay (límite Cañete-Chincha), los acantilados marinos descubren cortes naturales de varias decenas de metros de altura. Aquí nuevamente se ha notado un contacto, el cual detallamos en la columna siguiente (Fig. 35).

- 1.0 m. Limolita crema verdosa clara.
- 10 m. Arenisca gris a blanca, gruesa, bien lavada
- 0.1 m. Lutita verdosa.
- 0.2 m. Arenisca.
- 0.1 m. Lutita.
- 0.2 m. Arenisca
- 0.5 m. Limolita roja.
- 0.1 m. Conglomerado de cantos pequeños.
- 0.4 m. Arenisca.
- 1.0 m. Limolita roja.
- 0.5 m. Arenisca blanca (bastante distintiva en el corte).
- 0.5 m. Limolita roja.
- +60 m. Conglomerado con cantos rodados de 20 a 30 cm. un poco alterados. Se intercalan lentes de areniscas grises: Formación Cañete.

Al igual que en el caso anterior, no existe una marcada discordancia erosional bajo los conglomerados. La sección presuntamente pliocena, no presenta ningún indicio de fósiles. Por tal razón, queda en la duda si ella es de origen continental o si se trata

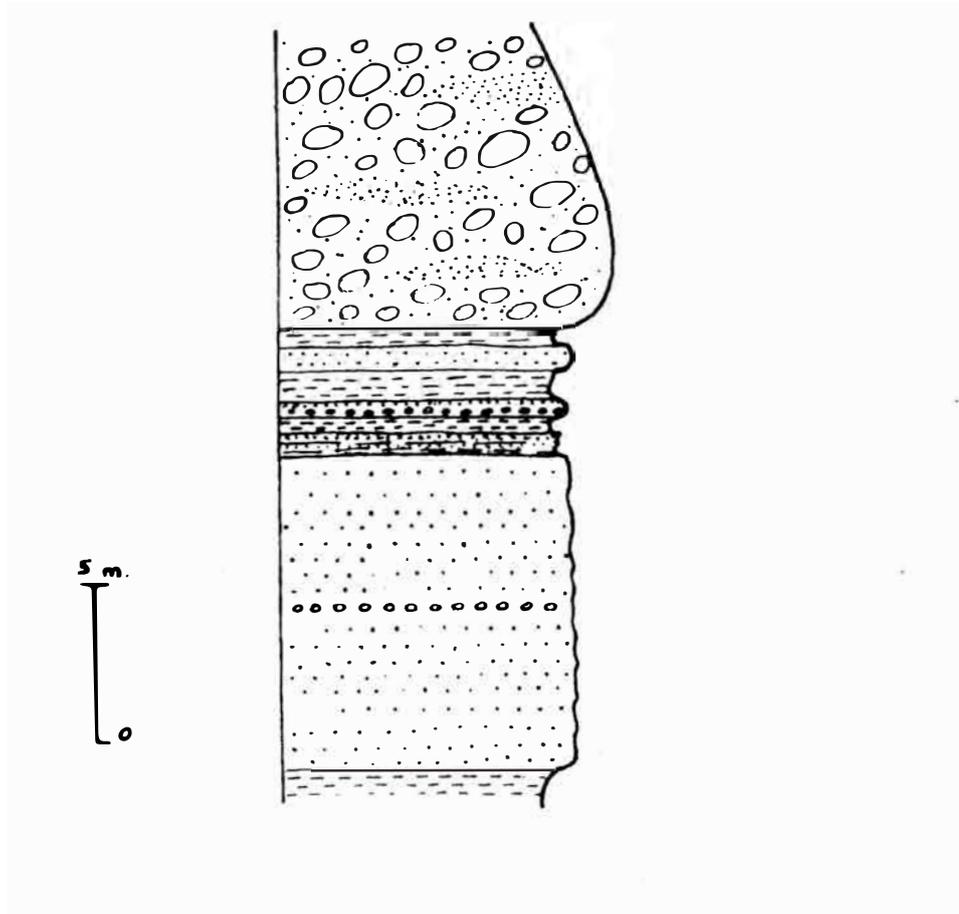


Fig. 35.- Columna estratigráfica
al N de la playa Jahuay.
La simbología es la misma que en la fig. 33.
La descripción detallada se da en el texto.

de sedimentos de playa. La facies de arenisca cuar- zosa bien lavada y la continuidad horizontal (el cor- te se sigue más de una decena de kilómetros hacia el Norte) podrían dar la idea de una sedimentación lito- ral somera. Es recomendable realizar una revisión en detalle de estos niveles para evidenciar eventuales micro-organismos.

d) En Condorillo, 3 Km. al SE de Chincha alta, se ha me- dido esta columna (Fig. 36):

- 1.00 m. Arena muy fina, micácea, color gris, lamina- da, hacia el tope se vuelve verde clara.
 - 0.05 m. Arcilla plástica verde y/o roja bandeada (¿panizo de falla?)
 - 0.10 m. Limolita gris-rosada, masiva.
 - 0.10 m. Arena fina
 - 0.15 m. Limolita gris-rosada, masiva.
 - 1.00 m. Arena muy gruesa gradada hasta arena media.
 - 3.00 m. Intercalación de arcilla y limo gris claro.
 - 0.10 m. Arena media color gris, grano uniforme.
 - 0.70 m. Arena muy fina, micácea, gris, con aparente bioturbación.
 - 0.30 m. Arena media, gris, uniforme, suelta.
 - 0.20 m. Arena fina y limo.
 - 0.90 m. Arena gruesa y media.
 - 4.00 m. Intercalación entre arena media a gruesa con arena fina y limo. Todo color gris rojizo.
 - 15.00 m. Conglomerado muy torrencial, con cantos y bloques de hasta 2.5 m., poco alterado. Poca matriz arenosa. Muy endurecido.
-
- 25.60 m. Total

Aquí, los conglomerados son claramente discordantes (en erosión) sobre la formación adyacente. La ero- sión es tan fuerte que en ciertos lugares los conglo- merados yacen directamente sobre la Formación Pisco, la cual aflora muy limitadamente en la zona. La sec- ción fina areno-limosa sobreyace a la Formación Pi- sco, más no se aprecia bien si es concordante o no, e infrayace al equivalente de la Formación Cañete; por lo tanto su edad sería pliocen superior.

En conclusión, muchas observaciones muestran una dis- posición similar de las acumulaciones antiguas. Estó es, una porcion inferior de sedimentos predominante- mente finos, los cuales sobreyacen a veces al Pliocē- no marino. En caso de la Formación Huamaní, ella es notoriamente de ambiente marino cercano. Otras ve--

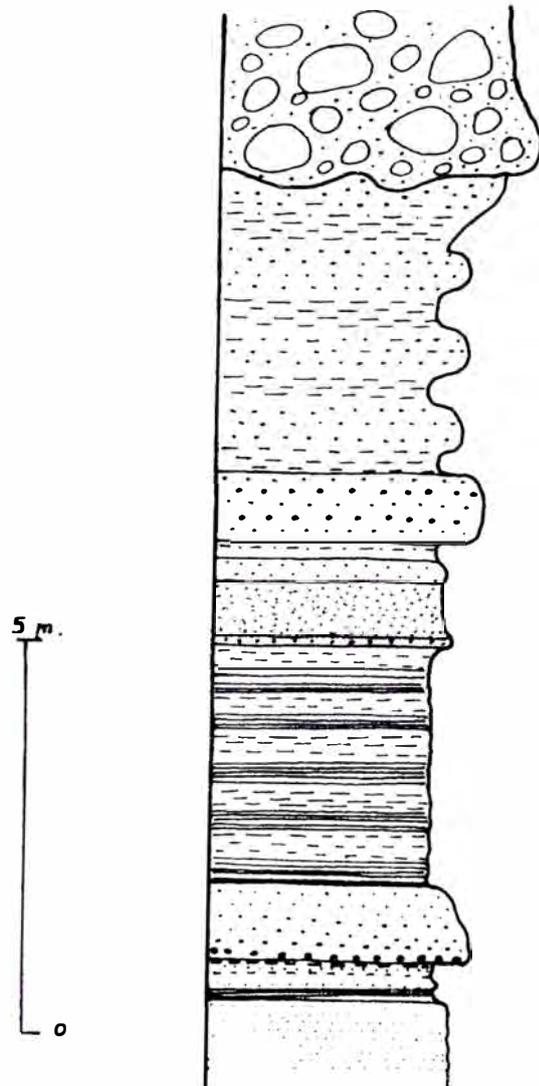


Fig. 36.- Columna estratigráfica en la zona de Condorillo. La simbología es la misma que en la fig. 33. La descripción detallada se da en el texto.

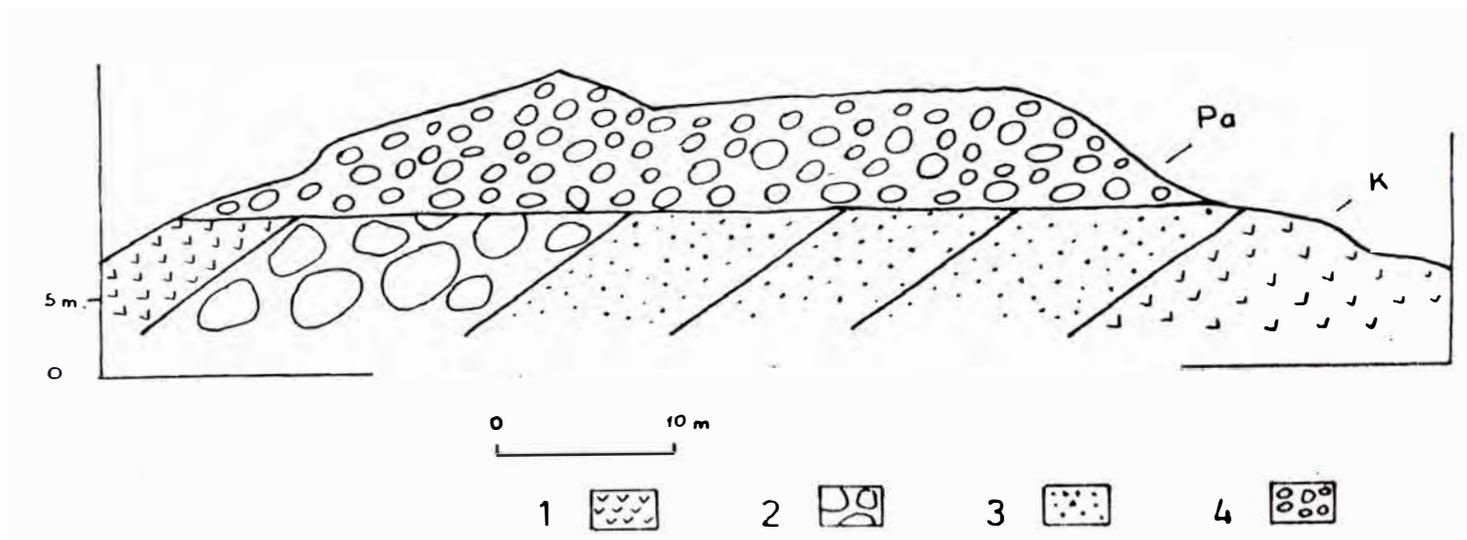


Fig. 37.- Corte observado en la
playa Supe.

K. Cretáceo. Pa. Pleistoceno antiguo.
1. Lavas. 2. Brechas y lavas almohadilla
das. 3. Areniscas. 4. Conglomerado.

ces, este material fino es nítidamente continental. En unos cuantos casos esto no es evidente, por lo cual sería conveniente una revisión en detalle de muestras escogidas, lo que no hemos hecho por los alcances de este estudio. A tal porción fina se superponen sin excepción, sedimentos conglomeráticos, con distinto grado de redondeamiento de sus elementos, más o menos torrenciales, a veces alterados, con mayor o menor grado de cementación y que siempre corresponden estratigráficamente a las altas terrazas (T₄) de los valles. El contacto entre estas secuencias varía. En ocasiones es una superficie regularmente plana, mientras que en otras la erosión en la interfaz es notoria. Las deducciones en cuanto a la dinámica de emplazamiento, las daremos al final de este numeral. Sus implicancias tectónicas y climáticas se expondrán en los capítulos correspondientes. Por todo lo mostrado en estos cortes, nos permitimos extrapolar cautelosamente el límite Plioceno-Pleistoceno, situándolo en la base de los conglomerados torrenciales antiguos.

Existen afloramientos de varios depósitos que ocupan una posición T₄ pero cuya base no se observa. Otros se hallan reposando directamente sobre el subestrato. Mostraremos aquí algunos de ellos, por considerar que sus facies los hacen característicamente distintivos y asignables, como los recién vistos, a la parte más antigua del Pleistoceno.

- e) El Puerto Supe se halla al Norte de la desembocadura del río del mismo nombre. En el acantilado del Sur de la playa se aprecia un corte que muestra (Fig.37):
- Subestrato cretáceo, correspondiente al Grupo Casma (s.l.) formado por lavas y brechas volcánicas. Buza unos 30° al E.
 - Conglomerado de cantos redondeados de diorita, andesita, cuarcita, escasos granitos. Estos elementos se hallan bastante alterados, desintegrándose algunos al golpe del martillo. Existe una matriz de arena gruesa y aspecto tufáceo muy endurecida. Este se halla en posición horizontal, es decir en discordancia angular sobre los volcánicos. La superficie de contacto es plana, claramente es una superficie de erosión sobre el subestrato (pedimento). Ella habría sido labrada probablemente en el Plioceno. Esta formación se extiende sobre todas las "lomas del Puerto".
- f) En Pasamayo, como ya hemos visto (2.3.5) aflora el depósito fluvio-torrenciales b de la figura 31, el cual por sus facies, posición y tectónica lo correlacionamos con los depósitos de piedemonte asignados al Pleistoceno antiguo.

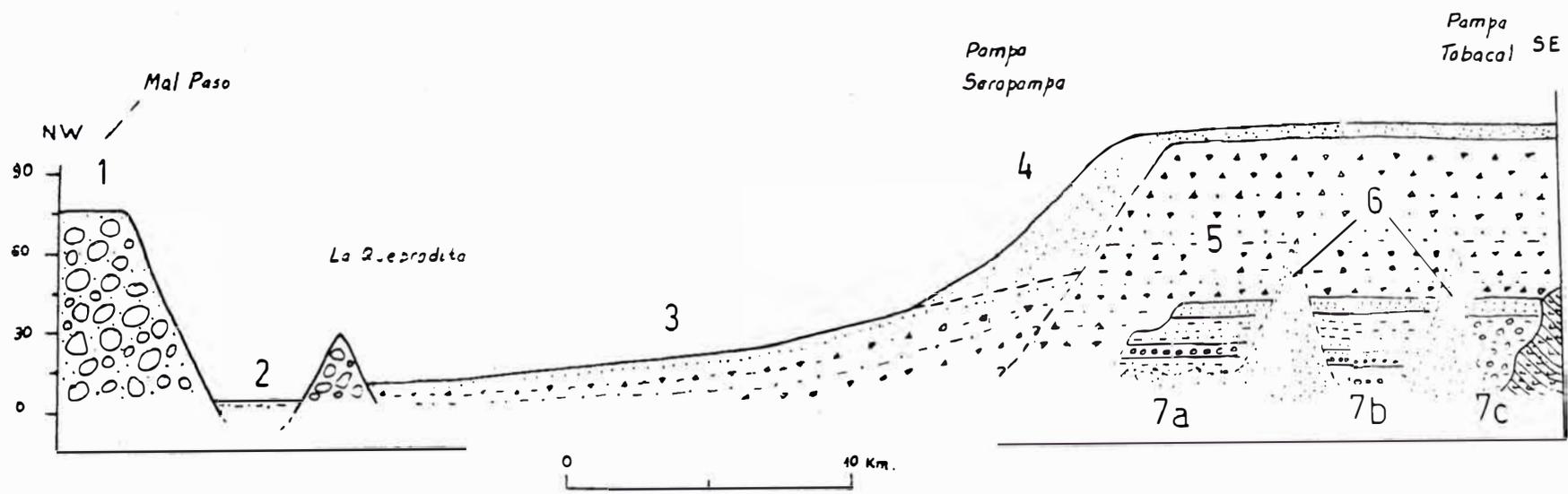


Fig. 38.- Perfil geológico a lo largo de la playa Sarapampa.

El detalle se da en el texto.

g) En Sarapampa, un par de kilómetros al Sur del valle de Asia, a lo largo del acantilado litoral se encuentran depósitos cuya correlación resta aún dudosa. Un corte desde Pasamayito hasta el extremo Sur de la plaza Sarapampa se presenta en la figura 38:

1. Es la Formación Cañete, descrita en 2.2.3 como Tf₄
2. Es el nivel más reciente del cono desértico aledaño (C₁). Esta constituido por capas arenosas en la superficie. Se empalma con el nivel marino holoceno.
3. Es el penúltimo nivel de cono (C₂). Está formado por arena gruesa y capas de gravas angulosas. No está alterado ni endurecido.
4. Acumulación eólica que cubre el relieve. Hacia el Sur se hace netamente dunar.
5. Acumulación de cono desértico. Aunque su contacto con 3 no es bien visto, se piensa que es más antiguo que este por estar ligeramente endurecido; aparte porque morfológicamente parece constituir un nivel más alto.
6. Depósitos de conos y taludes de escombros arenosos.
- 7a. Formación de unos 15 m. de potencia visible (los primeros 5 m. están cubiertos) constituida por paquetes de 0.5 m. de arenisca tufácea blanca muy dura, con intercalaciones de limolita blanca, haciéndose rosada hacia el tope. LLeva en la mitad inferior de la serie un banco continuo de conglomerado de 0.3 a 0.5 m. de espesor. (Foto
- 7b. La base, de 0 a 12 m. consta de areniscas color verde botella de grano fino a medio y poco grueso; intercaladas con bancos y mayormente lentes de conglomerado de cantos redondeados y algunos angulosos, con una matriz arenosa verde. Los cantos están muy alterados. El tope, es formado por 8 a 10 m. de arenisca blanca-rosada (Foto
- 7c. Conglomerado con cantos de 5 a 20 cm. bastante alterados, con matriz arenosa color verde, muy endurecido. Hay algunas intercalaciones con facies desérticas, pero siempre con los cantos redondeados. Al tope se ve un banco de arenisca blanca-rosada. Sobreyace en discordancia angular a los volcánicos cretáceos del substrato.

A nivel del 7b se puede apreciar que la acumulación desértica superior 5 reposa con una ligera discordancia angular (unos 5°) sobre la sección 7b (Foto

En las tres secciones el contacto entre 7 y 5 es una superficie plana.

La interpretación de este corte resulta un tanto

problemática. Las secciones 7a, 7b y 7c están separadas por los depósitos arenosos recientes que cubren las laderas (6) lo cual corta la continuidad de afloramiento. Sin embargo, gracias a unos bancos guías se puede asumir que no hay discontinuidades estructurales entre ellas. Se debe entonces resaltar el rápido cambio de facies lateral del depósito. Por infrayacer a la formación desértica 5 (probable T₃) debe ocupar mínimo una posición de T₄.

Más difícil aún es hallar su relación con la Formación Cañete de Pasamayito. Las facies de 7a, 7b y 7c son totalmente diferentes a aquellas de los conglomerados del Pleistoceno antiguo. Lamentablemente al no tener una columna continúa que muestre ruptura en la sedimentación (fino-grueso) no se puede proponer un límite. Tal depósito queda siendo, mientras no hayan estudios más profundos, Plioceno superior - Pleistoceno antiguo sin mayor precisión.

2.4.2 EL HOLOCENO Y LOS NIVELES T₁

[El Holoceno, como unidad de tiempo geológico, corresponde a la última época del período Cuaternario (ver Tabla N^o 40). Lamentablemente no existe aún un acuerdo unánime sobre su definición como unidad cronoestratigráfica, sus estratotipos ni su duración absoluta. Aquí evitaremos discusiones en ese respecto y vamos a aceptar las grandes líneas en las cuales existe consenso. Se consideran terrenos holocenos a aquellos depositados posteriormente a la última glaciación mayor cuaternaria. En general el límite entre el Holoceno y el Pleistoceno se ubica alrededor de los 10,000 años B.P. (ver por ejemplo VITA-FINZI, 1973 y HOPKINS, 1975)

Hemos podido apreciar en el punto 2.3 que las acumulaciones aluviales del último período de depósito (Tf₁, Tw₁, C₁) se empalman hacia su desembocadura con sedimentos de origen marino que forman planicies a un nivel de pocos metros sobre el nivel actual del mar. En general, en toda el área, es posible observar estas planicies; unas veces ellas tienen forma semicircular, otras son franjas alargadas paralelas a la línea de costa; frecuentemente están limitadas hacia el interior por acantilados muertos; están constituidas casi siempre por arena bien clasificada mezclada con fragmentos de conchas marinas. Sin embargo, no las hemos estudiado en especial detalle debido a los alcances y a los medios de nuestra investigación.

Según observaciones de DOLLFUS (1965), las cuales no hemos podido confirmar precisamente, en esta zona se distinguen dos niveles planos modelados por el mar:

uno a 4 - 5 m. de altura que se relaciona a la terraza continental T₁ y otro a 2 m. sobre el nivel del mar. Las edades calculadas gracias a la arqueología indican que el nivel superior corresponde a una edad de 6,000 años B.P. coincidente con la instalación de grupos de pescadores y cazadores cuyo habitat se situaba al borde de los pantanos formados por detrás de los cordones litorales del máximo transgresivo (ENGEL, 1963). El nivel de 2 m., datado relativamente en la boca del ued Asia, tendría una edad entre 2,000 y 2,700 años B.P. (DOLLFUS, 1965).

Como se aprecia, estos depósitos corresponden a niveles de mar ligeramente más altos que el actual y que se han estacionado a las alturas indicadas en épocas recientes. Es posible correlacionarlos, por lo tanto, con una transgresión marina ocurrida en el Holoceno y que ha sido reconocida en casi todo el mundo. Tal es la llamada a veces en Europa, "transgresión Flandriana". La figura 39 muestra la ubicación de varios de estos niveles.

La fauna recolectada en uno de estos "flats" o bajas terrazas marinas, situado en la playa Paraíso al Sur de Huacho, ha dado una serie de gasterópodos y bivalvos cuyas especies son todas con representantes vivos actuales. Las principales halladas son:

- Pecten purpuratus Lam
- Concholepas concholepas
- Mulinia edulis King
- Thais púrpura cf. peruviana Son
- Thais chocolata Duclos
- Sinun concavulana

Según las relaciones de estas terrazas marinas con las aluviales, podemos decir que la Tf₁ es de edad holocena en la Costa. Sin embargo ella no conserva su edad a todo lo largo del río. Las investigaciones que están llevando a cabo los geólogos J. CABRERA y M. SEBRIER, indican que en las zonas altas de la Cordillera la terraza fluvial Tf₁ pasa a depósitos fluvioglaciares los mismos que se empalman con las morrenas de la última glaciación mayor en los Andes. Esta finalizó entre 28,000 y 14,000 años B.P. (MERCER y PALACIOS, 1977). Es decir que la última terraza fluvial se deposita entre el final de la última glaciación y el máximo transgresivo post-glaciar.

EDAD	UNIDADES MARINAS	UNIDADES CONTINENTALES		GLACIACIONES
		FLUVIALES	DESERTICAS	
HOLOCENO	Tm ₁	Tf ₁	C ₁	
PLEISTOCENO RECIENTE				g ₁ Würm o Wisconsin
	Tm ₂₋₃	Tf ₂	C ₂	
PLEISTOCENO MEDIO	de SAN LORENZO			g ₂ Riss o Illinois
		Tf ₃	C ₃	
PLEISTOCENO ANTIGUO		Tf ₄ FORMACION CAÑETE	C ₄	GLACIACIONES ANTIGUAS "MANTARO"
PLIOCENO	FORMACION PISCO (Huamóni)			

Fig. 40.- Tabla de correlación estratigráfica.

Las Subdivisiones del Pleistoceno son tomadas en sentido relativo. Tm₁ representa el conjunto de niveles marinos holocenos. Las terrazas fluviales (Tf) y las acumulaciones desérticas (c) están numeradas del más reciente al más antiguo. Se ha hecho una correlación tentativa con las glaciaciones conocidas en la Sierra del Perú Central. Se ha colocado indicativamente los nombres de las dos últimas glaciaciones definidas en Europa y Norteamérica.

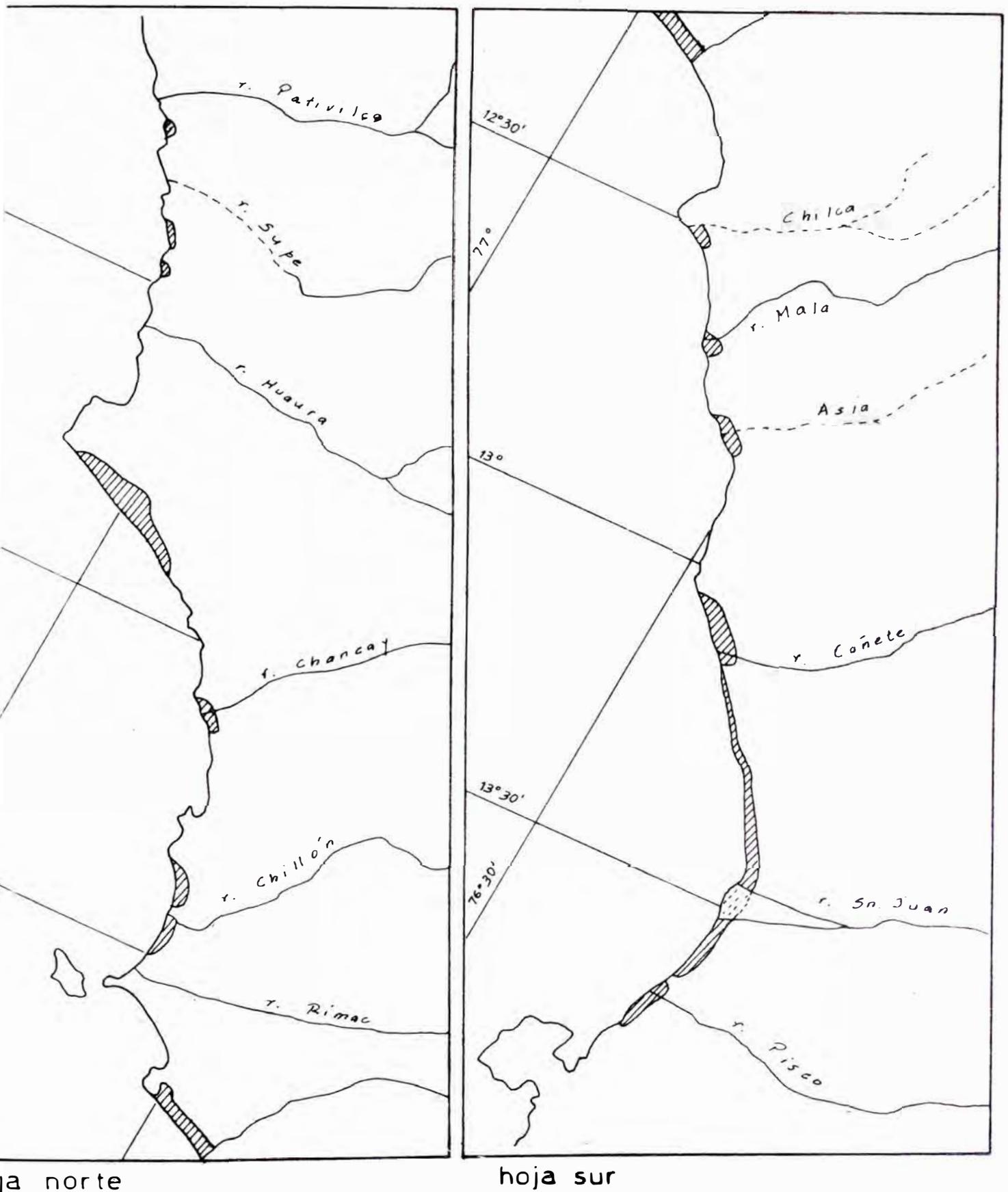


Fig. 39.-Repartición de los niveles marinos holocenos (flats y paleobahías) más conspicuos de la zona .

3. SINTESIS ESTRATIGRAFICA

Luego del estudio detallado de los ensambles aluviales y de sus interrelaciones con el resto de unidades cuaternarias, se presenta una Tabla en la cual se ubican relativamente la posición cronoestratigráfica de cada grupo de depósitos. La correlación con otras zonas del país dará algunas luces en cuanto a la evolución climática y tectónica de la zona.

3.1 TABLA ESTRATIGRAFICA

En observación conjunta de los depósitos, podemos sacar una conclusión general que sienta las bases de la Estratigrafía cuaternaria del área, esta es: Entre el tope de las formaciones del Plioceno superior, siendo una de ellas marina y datada paleontológicamente, y los depósitos marinos del Holoceno se emplazan cuatro grandes formaciones continentales con dinámica aluvial. Situando ordenadamente estos depósitos entre los dos límites conocidos resultamos en la atribución relativa de edades, mostrada en la Tabla (Fig. 40).

3.2 CORRELACIONES CON EL RESTO DE LA COSTA CENTRAL

Existen muy pocos datos estratigráficos sobre el Cuaternario de esta región. TEVES (1973) reconoce, entre Chérrepe y San Pedro de Lloc, tres terrazas fluviales bien características denominadas t_3 , t_2 y t_1 , además de las acumulaciones actuales (t_0). El nivel más antiguo (t_3) evidencia una sedimentación bajo condiciones de gran aridez con acumulaciones eólicas y períodos de lluvias torrenciales. Allí la alteración química ha permitido la concentración solamente de cantos de las rocas más estables como las cuarcitas. Esta formación sería atribuida al Cuaternario antiguo.

Por otro lado, en la zona del valle de Jequetepeque se hallan tres terrazas, la más alta de las cuales presenta grandes cantos alterados, similares a los descritos para la Formación Cañete, y sobreyace a una formación limo-arcillosa bastante compacta (SEBRIER, comunicación oral). Tal disposición así como las facies de las formaciones respectivas son similares a aquellas que hemos presentado como el límite Plioceno-Pleistoceno, por lo cual las correlacionamos con ellas.

3.3

CORRELACION CON LA COSTA NORTE

Notables diferencias distinguen a la zona Norte de la Central. Allí, los sistemas de terrazas marinas levantadas hasta más de 300 m. (BOSWORTH, 1922) brindan el rasgo morfológico esencial del ancho desierto -- piurano. Ellas atestiguan un levantamiento de la Costa durante el período Cuaternario. Sin embargo, estos "tablazos" se empalman con depósitos aluviales. SEBRIER -- (1978) ha mostrado la disposición de dichos empalmes, que presentamos esquemáticamente en la Tabla siguiente:

T A B L A N^o 3

Unidades Marinas	Unidades Aluviales	Edad
Tm S	C ₀	Holoceno
Tm R	C ₁	Pleistoceno
Tm I	C ₂	
Tm A	C ₃	

donde:

- Tm S = Nivel marino sub actual (Salinas)
- Tm R = Tablazo marino reciente (Lobitos)
- Tm I = Tablazo marino intermedio
- Tm A = Tablazo marino antiguo

- C₀ = Cono sub-actual y actual
- C₁ = Cono reciente
- C₂ = Cono intermedio
- C₃ = Cono antiguo

Como se aprecia, este esquema también muestra cuatro episodios principales de aluviación en el desierto, durante el Cuaternario.

3.4

CORRELACION CON LA COSTA SUR

[La zona Sur del Perú también posee una morfología diferente, de la cual es responsable principalmente su distinta evolución tectónica. En un estudio sobre la cuenca de Chala (LAHARIE, 1970) se afirma que en este sector existe una serie de niveles de abrasión marina, estos niveles han sido tallados sobre cuatro grandes rellenos aluviales desérticos denominados: T_{IV} , T_{III} , T_{II} y T_I , asignados al Pleistoceno antiguo, Pleistoceno medio, Pleistoceno reciente y Holoceno, respectivamente.

3.5

CORRELACION CON LOS ANDES CENTRALES

Como hemos mencionado en el acápite 2.1 el encajonamiento de terrazas puede ser de origen eustático, climático, tectónico o de una combinación de dos o más de ellos. En este sentido, se puede asumir que a nivel de la Costa los factores dominantes son el clima y el eustatismo. En los valles interandinos, donde las variaciones del nivel del mar no deben tener algún efecto notable, consideramos que los aspectos climático y tectónico serían los responsables en el desarrollo de los sistemas de terrazas encajonadas y escalonadas.

[La coincidencia en el factor climático en cuanto al origen de las acumulaciones en varios niveles, -- puede permitir, eventualmente interrelacionar los eventos en estas dos zonas. Además no debemos olvidar que en la actualidad existe una relación directa: la actividad de los ríos a nivel de la Costa es función de la intensidad de las precipitaciones de la Sierra.

Un estudio reciente del Cuaternario en el área de Huancayo (MEGARD y SEBRIER, 1980) describe cuatro conjuntos de terrazas fluviales en la zona de la cuenca del Mantaro. Si se mantiene la idea que cada cicho de aluviación depende de los juegos "glaciación-deglaciación", se debe pensar en modificar el cuadro de tres glaciaciones establecido por DOLLFUS (1965) y la supuesta primera gran glaciación llamada MANTARO involucraría realmente a dos glaciaciones. Los autores anteriores proponen muy hipotéticamente el siguiente esquema (A) al cual le hemos adjuntado indicativamente el (B) para su comparación (Tabla N° 4)

T A B L A N o 4

ANDES PERUANOS	EUROPA	E.U.A.
G ₁	WURM	WISCONSIN
G ₂	RISS	ILLINOIS
G ₃	GLAC. DEL Q MEDIO	
G ₄	GLAC. DEL Q ANTIGUO	

(A)

DOLLFUS (ANDES)		COSTA PERUANA	
Q. RECIENTE	G ₁	T ₁	C ₁
	G ₂	T ₂	C ₂
Q. ANTIGUO	GLACIACION MANTARO	T ₃	C ₃
		T ₄	C ₄

(B)

4. PRECISIONES SOBRE ALGUNOS PROBLEMAS LOCALES

4.1 EL CUATERNARIO EN LOS ALREDEDORES DE LIMA

Como se habrá podido notar, hasta el momento hemos tratado muy poco acerca de las áreas adyacentes a la ciudad de Lima. Esto tiene una razón, toda esa zona no es clave para aclarar problemas ni sobre Estratigrafía ni sobre Tectónica de la región. En efecto, aquí no disponemos de un sistema completo de terrazas aluviales, ni tampoco se han observado deformaciones recientes de importancia. El propósito de estas líneas es aclarar ciertos puntos sobre el contexto geológico de su desarrollo cuaternario.

La mayoría de trabajos anteriores de esta zona, son estudios puntuales mayormente sobre geotecnia. Estos son aplicados a las ramas de cimentaciones, recursos hidrogeológicos, zonificación sísmica, explotación de canteras, etc. Un estudio regional, sobresaliente en este contexto, es aquel sobre la Geomorfología de la Gran Lima realizado por TRICART et. al. (1969). Los mapas geomorfológicos completos que hemos podido hallar son uno que acompaña al informe recién mencionado y otro presentado por el Ing. A. Martínez en 1975.

Como es de conocimiento general, Lima Metropolitana está emplazada mayormente sobre un relleno aluvial correspondiente a los abanicos del Rímac y del Chillón. El crecimiento de la ciudad ha conllevado al establecimiento de asentamientos poblacionales sobre las acumulaciones aluviales desérticas y sobre los afloramientos rocosos (cerros) circundantes.

4.1.1. LOS ABANICOS DEL RIMAC Y DEL CHILLON

El valle del Chillón de dirección N030° se une, en su sección inferior, con aquel del Rímac (N080) Esto forma un depósito que limita por el Norte con el macizo de Ventanilla, por el Este con la cadena de los Cerros Arrastre, San Cristobal, Agustino, la quebrada de Pampa Grande y los relieves de Camacho - las Casuarina y por el Sur con los cerros de La Campiña y Morro Solar. En los contactos entre los afloramientos del substrato y el relleno no se observan evidencias de fallamiento reciente.

La morfología del basamento de este relleno ha podido ser trazada gracias a la exploración geofísica (ARCE, 1979) (Fig. 41). Allí se observa que la pro-

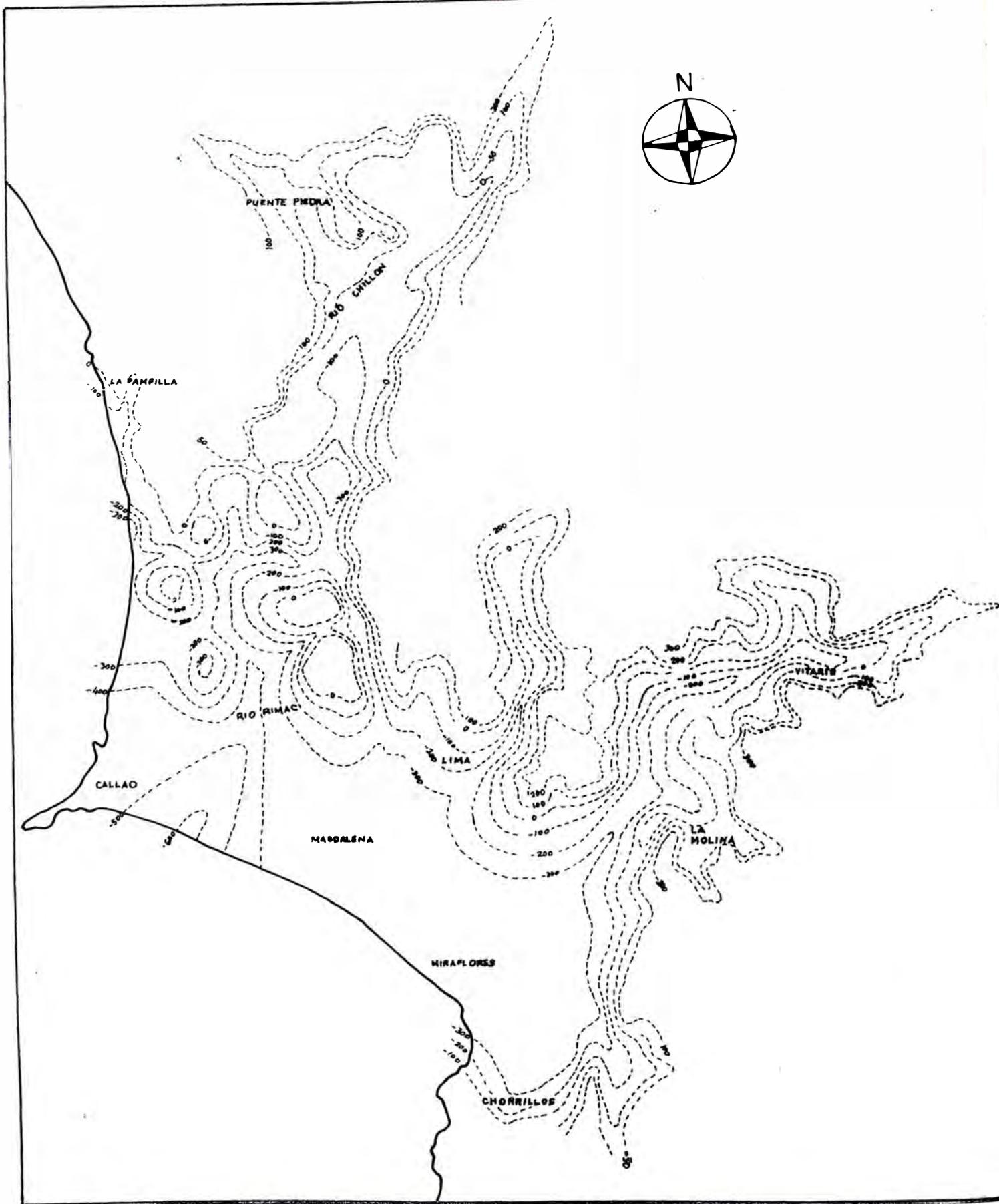


Fig. 41.- Curvas de profundidad del basamento referidas al nivel del mar. A partir de los -- datos de resistividad eléctrica (ARCE, 1979)

fundidad de dicho basamento varía de 0 (cero) metros en los flancos de los afloramientos hasta unos 600 metros cerca de Bellavista. También se muestra claramente que los cursos actuales de los ríos Rímac y Chillón no coinciden con los ejes de sus valles originales. El valle principal del primero pasaba entre Monterrico y El Agustino proyectándose hacia Miraflores; la estructura mayor del segundo corre en dirección N-S entre el cerro La Milla y las quebradas de Cemas, Repartición, Independencia, etc. continuando una parte con dirección a Magdalena y la otra hacia el Callao. Estos rasgos así como la existencia de "cerros" enterrados como aquel debajo del aeropuerto evidencian que la erosión pre-relleno aluvial dejó una topografía poco regularizada. Además, no se aprecian escarpes que puedan evidenciar fallas recientes en el subestrato.

La columna típica obtenida a partir de los sondeos eléctricos permite diferenciar las siguientes capas:

- a) Capa superficial. Suelos vegetales y disturbados. Propiedades eléctricas muy variables. Potencia despreciable.
- b) Material aluvial cercano a la superficie y por encima del nivel freático. Usualmente con alta resistividad (50-500 Ω m.) Potencia variable hasta algunas decenas de metros.
- c) Sedimentos someros saturados con agua. $R = 30-150 \Omega$ m. Su espesor varía hasta algunas decenas de metros.
- d) Sedimentos profundos, generalmente menos permeables $R = 10-30 \Omega$ m. Depósito bastante potente, alcanza hasta cientos de metros.
- e) Basamento impermeable. $R > 200 \Omega$ m.

La sedimentología de la parte inferior es mal conocida. Según sus propiedades eléctricas puede corresponder a sedimentos finos saturados y poco permeables. Esto permite una amplia gama de posibilidades como acumulación:

- Limos y arcillas de coladas lodosas
- Areniscas mal lavadas de régimen desértico
- Un complejo que incluye: los tipos anteriores, conglomerados alterados y aún sedimentos marinos.

Lamentablemente los pozos perforados por agua no son suficientemente profundos y los registros de perforación son generalmente defectuosos, lo cual hace que el asunto quede aún por estudiarse mejor.

Otro problema que presentan estas capas de fondo es su edad. En efecto, sabiendo que la incisión mayor de los valles estaba efectuada ya al fin del Mioceno, la edad del relleno puede abarcar desde el Plioceno hasta el Pleistoceno antiguo, cuyas facies no han sido reconocidas en los afloramientos del sector.

Los sedimentos más recientes están dispuestos en depósitos que afloran en el abanico. Aquí el problema es que el crecimiento de la ciudad muchas veces ha obliterado las formas de tales depósitos. Sin embargo en base a lo expresado por TRICART et.al. (1969) y a las observaciones que aún hemos podido realizar damos esta síntesis:

- Las terrazas más antiguas que se pueden observar son las T_3 (Una Tf_4 reportada en el río Chillón es solamente un remanente pequeño y tal vez erosionado que no consideraremos aquí). Tales Tf_3 aparecen en el valle del Chillón zona Chuquitanta y en el valle del Rímac solo en Vitarte. Ellas no se individualizan como terrazas en la parte baja de los abanicos y probablemente se hallan subyaciendo a los materiales de Tf_2 .
- En la parte baja de los abanicos se pueden observar los sedimentos correlativos a las dos últimas etapas de aluviación. Durante la primera de ellas se emplaza el mayor volumen, ahora aflorante, del abanico del Rímac. Este fue llamado por TRICART et.al. (1969) el Cono de Miraflores. Su material está bien expuesto en los acantilados de Lima a Chorrillos donde ha sido estudiado por TEVES y MARTINEZ (1966). El eje de dicho abanico bajaba por la zona de San Luis hasta Miraflores; el borde sur se apoya sobre los relieves de Morro Solar y la Campiña, haciendo un pequeño embahiamiento en la Molina donde se empalmaba con la acumulación de la quebrada Pampa Grande; el ala norte se unía a la acumulación policrónica del Chillón.
- Por su parte el Chillón acumulaba aún a lo largo de su antiguo valle, aunque una parte del caudal ya discurría entre Puente Inga y Oquendo gracias a una captura tal que permitía la difluencia. Los conos locales de Comas Repartición, etc. que ya se habían formado, funcionaban nuevamente empalmando sus depósitos con aquellos del río principal.
- La acumulación de las terrazas Tf_1 comporta volúmenes ostensiblemente menores que Tf_2 . El Chillón abandona el amplio valle para transportar todo su caudal a través de la garganta Márquez hacia la playa de Oquendo.
- El Rímac, que luego del depósito de Tf_2 había migrado hacia el Norte y e instalado su cauce aproximadamente en la misma posición que en la actualidad, produce una erosión en las Tf_2 tanto del Rímac como del Chillón. Esta última puede ser notada por una escarpa en el sector de Naranjal. Luego se produce el depósito de Tf_1 , rellenando todas las zonas profundizadas durante la erosión precedente. Esta acumulación también en forma de abanico, cubre desde los cerros Márquez, las inmediaciones de los cerros La Milla y Mulería y toda el área de San Martín de Porras. Hacia el Sur parecen haber funcionado, en este tiempo, ciertos torrentes locales que retrocaban la Tf_2 y cuyos depósitos se unen a los de Tf_1 en el Callao. Esta acumulación alcanza hasta La Punta, --

que hoy ha quedado como un remanente de erosión.

- El último estadio en la evolución fluvial está marcado por la instalación de los ríos en su actual posición y el depósito de la terraza sub-actual Tf_0 . Es en este tiempo que el Rímac profundiza la garganta que da origen al salto de agua bajo el puente del Ejército.

4.1.2 LAS ACUMULACIONES DESERTICAS

En los flancos de los valles principales y en el límite S del abanico del Rímac se hallan quebradas de pequeña longitud, rellenas con materiales aluviales detríticos de régimen desértico.

Las más pequeñas corresponden a conos desérticos como los de Collique, Comas, Repartición, Independencia, Amancaes, etc. Los más grandes son depósitos de ueds como Cantogrande, Jicamarca, Pampa Grande (La Molina) y aquellos de Villa María del Triunfo, Villa el Salvador, etc.

Las acumulaciones eólicas son bastante restringidas en volumen. Sin embargo, se pueden mencionar como zonas de cierta importancia: Lomo de Corvina, la tablada de Lurín y alrededores y una pequeña acumulación en el C° El Agustino.

4.1.3 LA EVOLUCION DEL LITORAL

La evolución del litoral de la zona de Lima, está dominada por el modelado marino a curso de la transgresión holocena. No existe ninguna evidencia para pensar en fallas en la zona de acantilados ni en movimiento vertical alguno de la Costa que hayan quidado tal modelado.

Según el desarrollo propuesto para las acumulaciones aluviales, luego del depósito Tf_2 y contemporáneamente a la última glaciación mayor (Wurm) el nivel del mar habría descendido hasta aproximadamente -120 m.. Al final de la glaciación, el paulatino ascenso de dicho nivel fue erosionando los depósitos del abanico.

El oleaje viniendo del SW, atacaba frontalmente la parte central del "cono de Miraflores", por lo cual es aquí donde la erosión muestra ser más profunda. El Morro Solar servía de protección parcial al área de Chorrillos.

En la zona de la Mar Brava, al NW de la Perla, no existía ya la Tf_2 pues había sido erosionada por el río durante la regresión. En cambio en esta zona ya -

se hacía efectivo el relleno Tf₁, dentro del cual podían intercalarse sedimentos marinos, este se extendía hasta La Punta. Además la erosión marina no era efectiva por estar en un área de sombra en la cual la fuerza del oleaje era menguada por la presencia de las islas San Lorenzo y el Frontón.

Más al Norte la transgresión limitaba los depósitos Tf₁ del área del Callao y del aeropuerto.

La actividad marina actual ha variado ligeramente por obra de la mano del hombre, quien mediante la construcción de rompeolas y espigones ha variado la dinámica litoral, creando zonas de acumulación para la formación de playas artificiales (TEVES, 1972).

4.2 LA FORMACION TOPARA

Deseamos hacer algunas remarcas sobre este depósito, al cual fue dada la categoría de "formación" gracias, más que nada, a su individualización sedimentológica aunque también a su extensión relativa.

PETERSEN (1954) la menciona como "formación Tupura", debiendo revisarse el término ya que según la carta topográfica a 1:100,000 del I.G.M. la quebrada se denomina Topará y los pobladores se refieren a Topará. La definición que da dicho autor indica una formación que se compone principalmente de arcillas con intercalaciones lenticulares de arenas con estratificación cruzada, su potencia visible es de 50 m. infiriéndose en 150 m. según la información de los pozos de agua, su edad es cuaternaria por yacer en discordancia sobre el Terciario y las formaciones más antiguas.

En cuanto a su extensión y posición diremos que como bien lo señala Petersen, se extiende sobre la margen derecha del río Matagente desde el pie de los relieves andinos hasta el litoral mismo, llegando hasta unos 5 kilómetros al Norte de la quebrada Topará donde se halla en contacto con la Formación Cañete. Cubre unos 200 Km².

Su posición estratigráfica se puede determinar en los cortes de la playa al Norte de Jahuay, aquí la Formación Topará se encajona en la Formación Cañete sobre una erosión de poca pendiente, mientras que en Condorillo (3 Km. al SE de Chincha) ella se encajona dejando cerros aislados de la Formación Cañete (ver Fig. 42)

Para un mejor conocimiento de su sedimentología se han medido algunas columnas (Fig. 43) y cuya descripción damos a continuación:

Columna A .- Ubicada en el acantilado frente a la playa

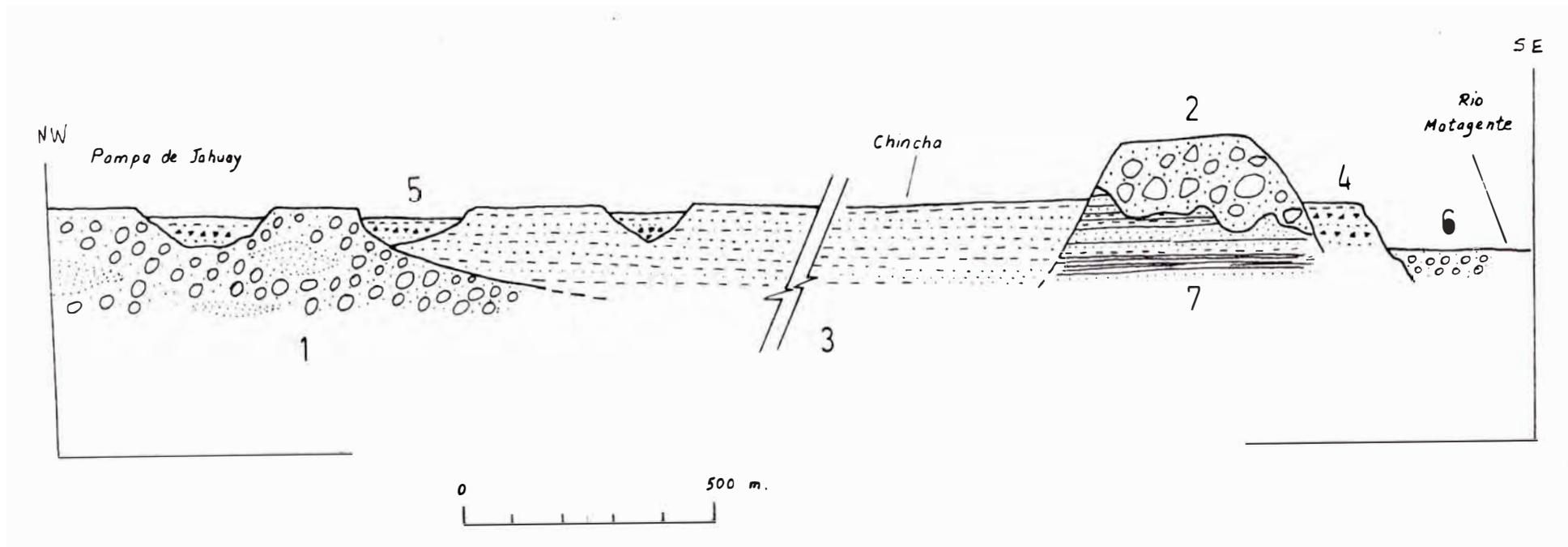


Fig. 42.- Corte mostrando el encajonamiento de la F. Topará en la F. -
Cañete.

El detalle de los números se da en el texto.

Viña del Mar, la base no aflora.

- a) 0.5 m. Arena muy fina, crema amarillenta.
 - b) 0.5 m. Arena media a gruesa, gris, limpia, se ha ce limosa hacia el tope.
 - c) 0.9 m. Arena media a gruesa, gris, limpia.
 - d) 1.0 m. Arena fina, limosa, gris, verdosa.
 - e) 0.2 m. Arena gruesa a muy gruesa, gris morada.
 - f) 0.8 m. Limolita crema verdosa, portando pocos gr nos gruesos.
 - g) 0.9 m. Arena gruesa a muy gruesa, hasta gravillas de 3 - 8 mm., gris, limpia.
 - h) 0.1 m. Limolita crema verdosa.
 - i) 1.0 m. Arena gruesa a muy gruesa, gris, limpia.
 - j) 1.0 m. Lodolita beige.
 - k) 0.2 m. Arena media a gruesa, limpia.
 - l) 0.6 m. Lodolita beige.
 - m)+40.0 m. Intercalación de paquetes gruesos de lodo- lita con horizontes delgados de arenas lim pias color gris.
-
- ‡48.0 m. Total

Columna B .- Ubicada en la pequeña quebrada que queda en la subida Norte de Chíncha. La base no aflora.

- a) 0.15 m. Limo y arena muy fina color amarillento.
- b) 1.00 m. Arena muy gruesa con horizontes de gravilla sub-redondeada.
- c) 0.10 m. Arena media, gris, laminada, con materia or gánica.
- d) 0.10 m. Arena gruesa, gris.
- e) 0.90 m. Intercalación: Estratos de 10 cm. de arena media a muy gruesa, beige y estratos de 1-4 cm. de arcilla beige con boudinage.
- f) 0.60 m. Arcilla beige laminada, seca.
- g) 0.10 m. Arena media, gris, con estratificación cru zada.
- h) 0.20 m. Limo y arena fina beige.
- i) 0.30 m. Arena muy gruesa, gris.
- j) 0.60 m. Arcilla beige laminada.
- k) 0.30 m. Arena con estratificación gradada inversa (fin - med - gr - mgr)

- l) 0.20 m. Arcilla.
 - m) 0.30 m. Arena estratificación grada normal (gravilla, mgr, gr, med, fin)
 - n) 0.60 m. Limo beige
 - o) 0.10 m. Arena media
 - p) 0.40 m. Limo beige
 - q) 0.50 m. Arena media, gris.
 - r) 4.00 m. Intercalación: Arena muy gruesa, gris con arcillas beige amarillentas. Predominan las arcillas.
 - s) 1.50 m. Conglomerado de cantos bien redondeados de 20 - 25 cm., poca matriz arenosa.
 - t) 3.00 m. Limo y arcilla beige amarillento con intercalaciones delgadas de arena gris.
-
- ±15.00 m. Total

Columna C .- Medida al SW de Chincha, cerca a la zona - arqueológica de la huaca Centinela.

- a) 1.00 m. Arena gruesa, estratificación cruzada en algunas zonas. Con gravillas y gravas angulosas hasta de 8 cm.. Relativamente bien estratificado.
- b) 0.30 m. Arcilla beige amarillenta muy dura.
- c) 0.15 m. Limo y arena muy fina con estratificación cruzada.
- d) 0.10 m. Arcilla b).
- e) 0.15 m. Arena fina a media, gris con estratificación cruzada.
- f) 0.10 m. Arcilla b)
- g) 0.10 m. Arena e)
- h) 0.10 m. Arcilla c)
- i) 0.40 m. Arena media, estratificación cruzada.
- j) 1.50 m. Arcilla beige masiva, compacta.
- k) 0.20 m. Arcilla marrón rojizo; en sectores rojo la drillo.
- l) 0.30 m. Arena media, arena fina y limo, laminados, muy duros.
- m) 0.50 m. Arena media limpia.
- n) 0.80 m. Serie con estratificación gradada inversa: arcilla - arena media.
- o) 0.40 m. Limo

- p) 1.00 m. Arena con estratificación gradada inversa.
 - q) 0.40 m. Limo.
 - r) 0.10 m. Arcilla.
 - s) 0.20 m. Limo.
 - t) 0.40 m. Arena fina.
 - u) 0.05 m. Gravilla.
 - v) 3.00 m. Intercalación: Horizontes de gravilla de pocos cm, con paquetes de arcillas de de cantación y limos arcillosos.
-
- ±11.25 m. Total

Los datos mencionados permiten plantear las siguientes remarcas:

La Formación Topará se debe haber formado durante el segundo gran período de aluviación del Cuaternario en la zona. Es decir, es equivalente a las terrazas T₃ de la Tabla estratigráfica. Por este rango y por su extensión reducida pensamos que no se justifica su apelativo de "formación"

Su dinámica de sedimentación fue la de glacis de sártico. Se intercalaban coladas laminares de lodo con flujos de aguas más limpias que depositaban arenas. En la actualidad es posible ver, eventualmente, que alguna débil "llapana" se deposita sobre la pampa.

Los materiales más gruesos, como las gravas, se han depositado en las partes proximales del glacis esto puede notarse en los socavamientos naturales (ueds) o artificiales (canales de irrigación).

La inclinación general del glacis es de NE a SW alcanzando pendientes de 1%.

Este depósito podría relacionarse parcialmente con el glacis de erosión T₃ que afecta a la Formación Cañete en las cercanas pampas de Botija quebrada y Mirador hasta Independencia.

PETERSEN (op. cit. p. 50) manifiesta que: "Los sedimentos fluviales, que rellenan integralmente el valle del río Ica desde aguas arriba de Ica hasta Ocucaje pertenecen igualmente a esta formación". No pensamos que una relación tan estricta pueda ser establecida tan facilmente, por ser Topará un depósito desértico y no fluvial y porque su carácter local no permite este tipo de extensiones.

Actualmente esta acumulación se halla excavada por varios cauces recientes de funcionamiento esporádico, los cuales en muchos casos muestran fuerte erosión lineal. Las bajadas de "huaycos" por estos cauces cau

san a veces destrucciones cuando llegan a la Panamericana y a los pequeños poblados adyacentes.

4.3 LAS SUPERFICIES DE EROSION

Como hemos observado a lo largo de las descripciones, las formas de acumulación son ampliamente dominantes sobre aquellas de erosión. Sin embargo, en algunos casos éstas aparecen ya sea como glacis o como superficies erosivas menores. Su efecto, en un área donde la estratigrafía se base en los niveles de depósito, es el de complicar esta estratigrafía y, a veces, plantear indeterminaciones.

4.3.1 PROBLEMAS DE LAS SUPERFICIES EN LOS ABANICOS ALUVIALES

Si bien es cierto que el análisis morfológico (terrazas, niveles, superficies) es de suma utilidad para estudiar la estratigrafía del Cuaternario, muchas veces es necesario conseguir cortes donde se pueda conocer la real disposición de los materiales en el subsuelo. Las superficies de erosión sobre abanicos aluviales nos dan un ejemplo de cómo podemos llegar a interpretaciones erradas por solamente "contar niveles". Aquí presentamos dos ejemplos.

En algunos sectores de la quebrada Topará se pueden contar hasta 6 ó 7 niveles cuaternarios aterrazados (Fig. 44), sin embargo la acumulación más antigua que aflora allí es la Formación Topará, la cual sabemos que es equivalente a las terrazas T₃. Una observación más detenida en esta quebrada nos mostrará que algunas de las superficies han sido "talladas" solamente por la erosión de las arroyadas aluviales y que no conllevan ningún depósito.

En el abanico aluvial del río Pativilca, existe nuevamente un problema de multiplicación de niveles. En la margen derecha se pueden seguir claramente 5 niveles aterrazados de material fluvial aparte de Tf₀. Los desniveles entre ellos son todas similares, alrededor de 5 - 8 m. El material que compone todos ellos es similar, - cantos redondeados con escasa matriz arenosa y ninguno - presenta una alteración importante. Sin embargo, algunos kilómetros más aguas arriba en la Hda. Upacá y pampas de Carretería se ha reconocido una terraza con cantos alterados y matriz anaranjada que se ha asignado al Pleistoceno antiguo. Volviendo al abanico con 5 niveles; los

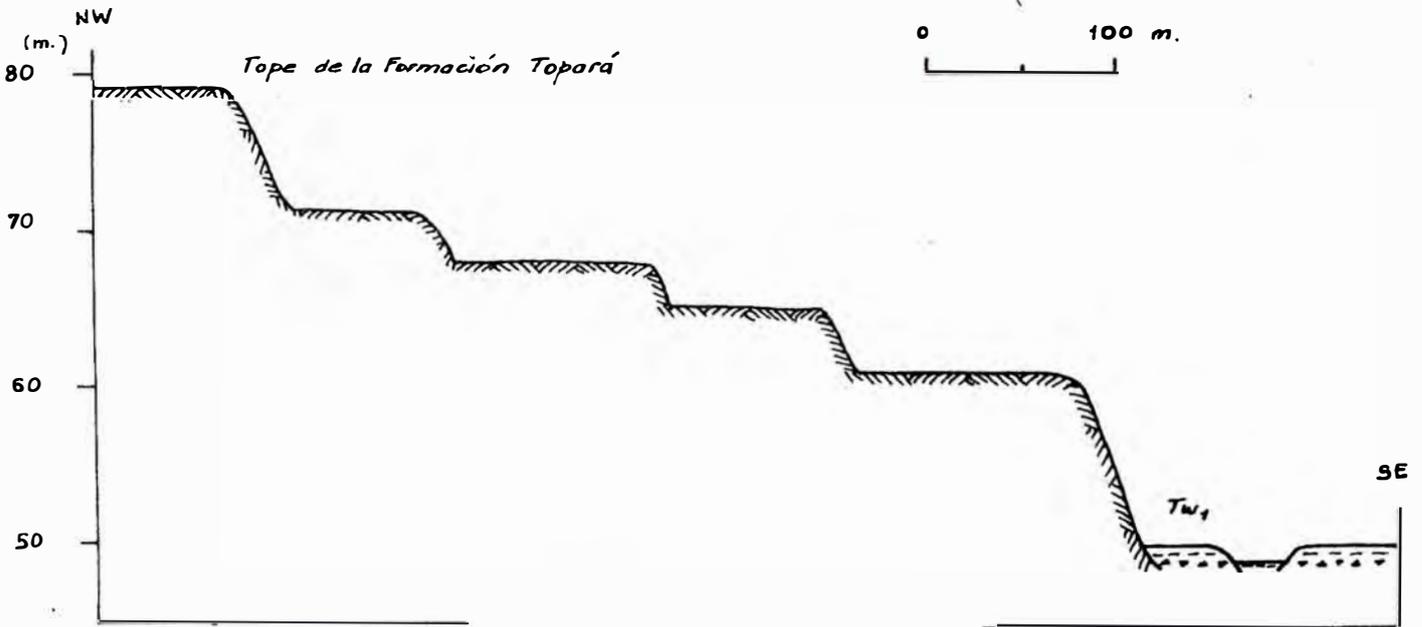
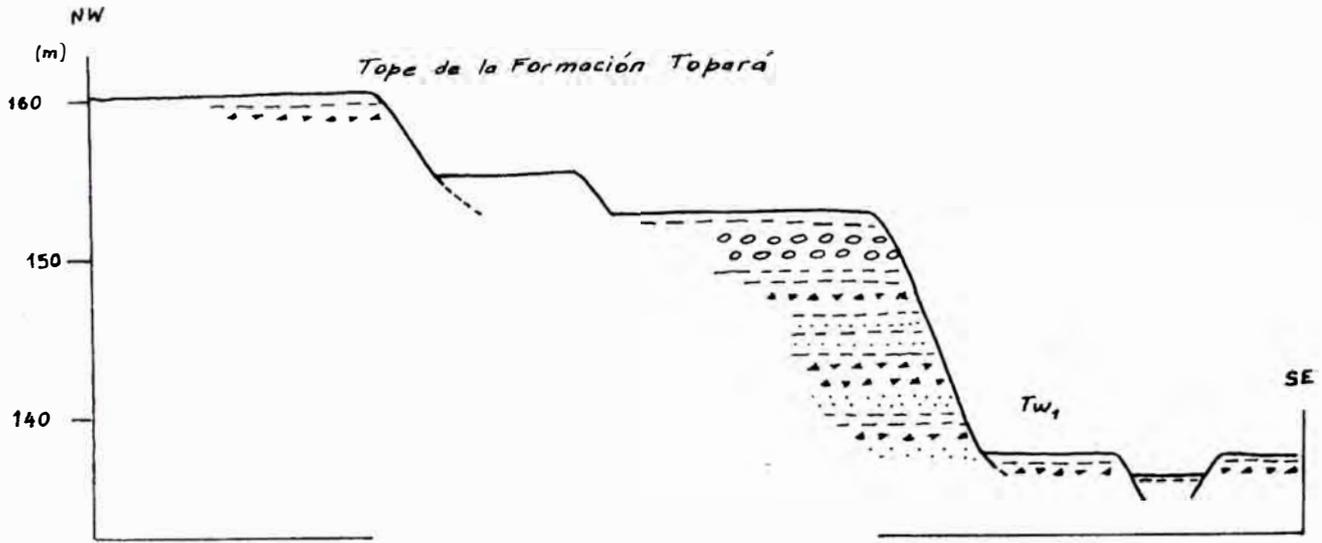


Fig. 44.- Perfiles transversales a la Qda. Topará mostrando algunos niveles de erosión.

- A. a 6 Km. de Jahuay.
- B. a 1 Km. de Jahuay.

acantilados marinos de la zona Covatierra, que entallan tales niveles, no permiten observar si realmente existe una relación de encajonamiento entre ellos. Por lo tanto se plantea aquí el problema: ¿ Existe un sistema de 5 terrazas encajonadas ? o de lo contrario uno o más de los niveles son superficies de erosión, formadas durante las etapas de encajonamiento.

4.3.2 LOS GLACIS

Los glacís de ablación son superficies planas similares a la descrita en glacís de acumulación, pero en este caso su origen es erosivo y por definición labrado sobre rocas muebles: arcillas, margas, arenas.

En nuestra zona la presencia de glacís de ablación está principalmente relacionada con fenómenos de Neotectónica. En el sector comprendido entre los valles de San Juan y Pisco, tanto la Formación Pisco como la Formación Cañete se hallan recortadas por un glacís (g_3) que nace en la zona flexurada y se inclina hacia el Sureste. Este debe corresponder a una de las altas superficies que entallan la Formación Pisco en el monte Caucato. Un posterior cambio en la dirección del drenaje ha hecho que un nuevo glacis (g_2) se encajone en el anterior. Este tiene una inclinación hacia el W partiendo de los relieves andinos.

Aunque existe la posibilidad, no podemos asegurar que la cima plana de la Formación Cañete sea su superficie original de depósito o que ella represente un nivel planificado por erosión posterior.

* * * * *

capítulo iv

TECTONICA
RECIENTE

Sabemos que lo esencial del aparato andino, en el Perú, es construido mediante fases tectónicas producidas en el Cretáceo Termina, a fines del Eoceno y durante el Neógeno. La evolución reciente de la cadena, es decir las deformaciones neógenas y cuaternarias, es estudiada por la Neotectónica, con métodos específicos apropiados para este fin.

Las deformaciones recientes han podido ser observadas en varias zonas del Perú tal como lo muestran los estudios de DOLLFUS (1965), DOLLFUS y MEGARD (1968), LAVENU (1976), LAVENU y SOULAS (1976) y SOULAS (1978) a los que se suman los de SEBRIER (1978) y SEBRIER et. al. (1979 y 1980), habiendo, sin embargo, quedado poco conocida la Costa Central.

Por nuestro lado, hemos realizado un inventario de las estructuras que afectan al Cuaternario, considerando su geometría y estilo. Existen flexuras y fallas inversas interpretadas en relación con un régimen de compresión y fallas normales que se consideran asociadas con régimen de extensión. Cuando ha sido posible se han tomado medidas microtectónicas para el análisis respectivo a fin de determinar los ejes principales de esfuerzo.

Se estudia también el comportamiento tectónico de la costa en sentido vertical, desde el punto de vista de la teoría del Eustatismo. Finalmente, luego de una presentación somera de la Tectónica actual, se resulta en una propuesta de evolución geodinámica del área durante el Cuaternario.

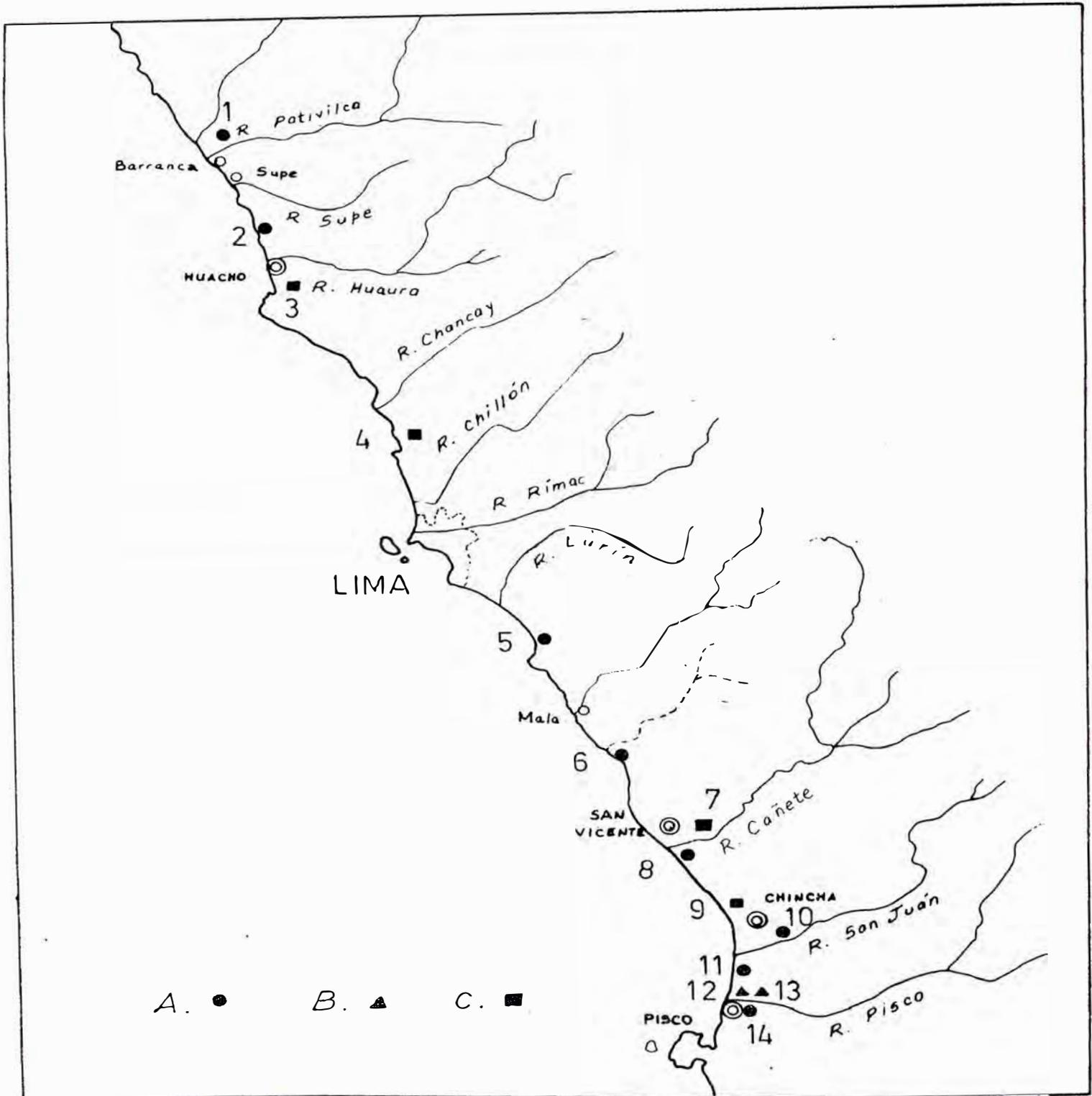


Fig. 45.- Ubicación de los puntos de observación de estructuras .
 A. Deformaciones extensionales. B. Deformaciones compresivas. C. Ambos tipos .

1. TECTONICA COMPRESIVA Y TENSIONAL

1.1 ESTRUCTURAS OBSERVADAS

Hemos dividido las estructuras inventariadas en este sector, en dos grandes grupos. Primero aquellas que se consideran nacidas debido a esfuerzos comprensivos y luego aquellas que se interpretan creadas en extensión. Las edades de ellas están referidas a la estratigrafía relativa planteada en el capítulo anterior. Las fallas han sido observadas gracias a cortes naturales o artificiales del terreno. Ellas tienen generalmente un salto pequeño y no es posible seguir las en la superficie donde no se les nota debido a las coberturas más recientes. La figura 45 es un mapa guía de los puntos a que nos referimos a continuación:

1.1.1 ESTRUCTURA DE COMPRESION

Se estudian aquí: a) Una importante flexura en los alrededores de Pisco y b) Una serie de fallas y microfallas inversas que se consideran nacidas en compresión. Algunas de estas comportan estrías las cuales expresan el vector movimiento.

1.1.1.1 LA FLEXURA DE PISCO

[El bajo valle del río Pisco y las zonas que se hallan en sus alrededores (pampas de Agua Santa, Cabeza de Toro y Mirador, Monte Caucato, etc) son lugares donde la tectónica ha deformado fuertemente los terrenos recientes: Formación Pisco y parte de su cobertura cuaternaria (Puntos 11, 12, 13 y 14).

[La estructura principal está constituida por un complejo de flexura, el cual, de Sur a Norte se puede apreciar desde la parte alta de la Villa Tupac Amaru; con un rumbo de N150° sigue en el Cerro Tiza; luego en la parte derecha del río Pisco se divide en dos ramas: Una de ellas toma un rumbo casi N-S extendiéndose a lo largo del pueblo de San Clemente y la Panamericana hasta la Pampa de Agua Santa. Es ésta la que se observa en el corte natural del llamado puente Huamaní (Punto 13, Foto). La otra rama, notada al Oeste de la carretera toma un rumbo

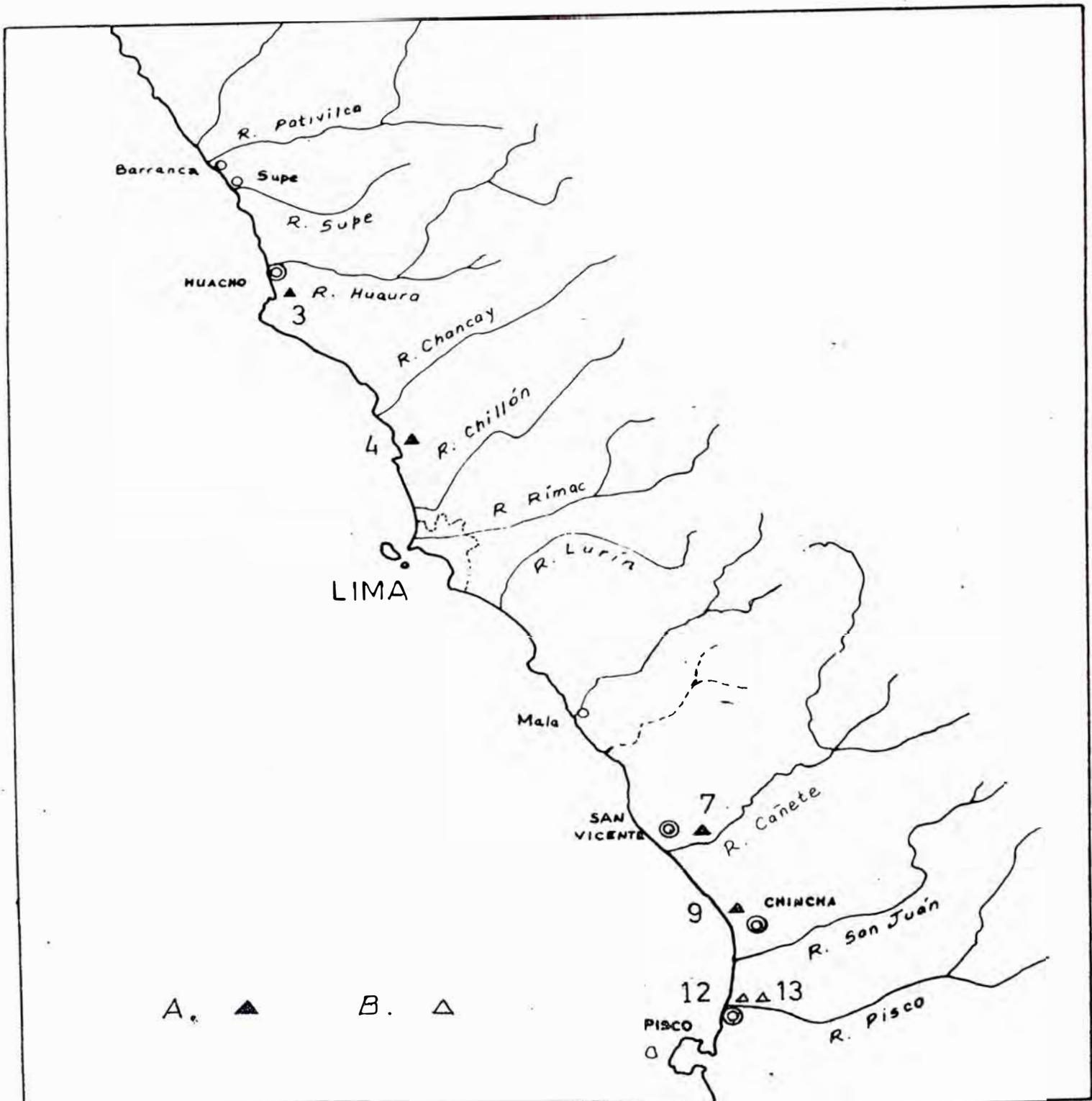


Fig. 46.- Ubicación de -
estructuras compresivas.

A. Fallas inversas.

B. Flexuras.

N120° y luego pasa al monte Caucato donde vuelve a ser N170°. Más al Norte no existe buenos afloramientos, sin embargo la morfología y la disposición del drenaje indican que el accidente sigue hasta el límite con el abanico aluvial del valle de Chincha.

Algunas medidas microtectónicas que tomamos, apoyan las conclusiones obtenidas por SOULAS (1977). Esto es, que la flexura, acompañada de microfallas inversas, fue producida por esfuerzos comprensivos de dirección cercana a E-W.

1.1.1.2 LAS FALLAS INVERSAS

Punto 12.- En las cercanías de la Hda. Caucato, al pie del cerro del mismo nombre, se ha medido una falla transcurrente con componente inversa que parece estar asociada con la flexura antes referida. Afecta a la Formación Pisco y sus características geométricas son:

L ₁	NO50°	64° S	26° E	Dex.	---
----------------	-------	-------	-------	------	-----

Punto 7 .- Este punto se ubica en los alrededores de la Hda. Montejato, al SE de la ciudad de Cañete. Entre una serie de fallas normales, hemos hallado una falla transcurrente con componente inversa que no parece estar asociada con la deformación en extensión que afecta a la zona (ver 1.1.2.1 Punto 7). La medida de la estriación ha dado:

L ₂	NO65°	46° S	24° W	Sin.	---
----------------	-------	-------	-------	------	-----

Punto 4 .- En la zona de Pasamayo existen varios lugares donde se observan microfallas. Un poco más al Sur de la punta El Buitre existen dos pequeñas fallas inversas que se cortan entre si (Fig. 47). No presentan estrías siendo la medida de sus planos:

L ₃	N135°	70° W	---	ap. Inv.	2 cm.
L ₄	N142°	82° E	---	ap. Inv.	2 cm.

Estas fallas afectan a un depósito aluvial desértico en posición T₃ (depósito d en la Fig. 31).

Punto 3 .- A unos 9 Km. al Sur de Huacho, la carretera Panamericana corta una acumulación arenosa que se halla cubierta por un glacis de erosión. De cua-

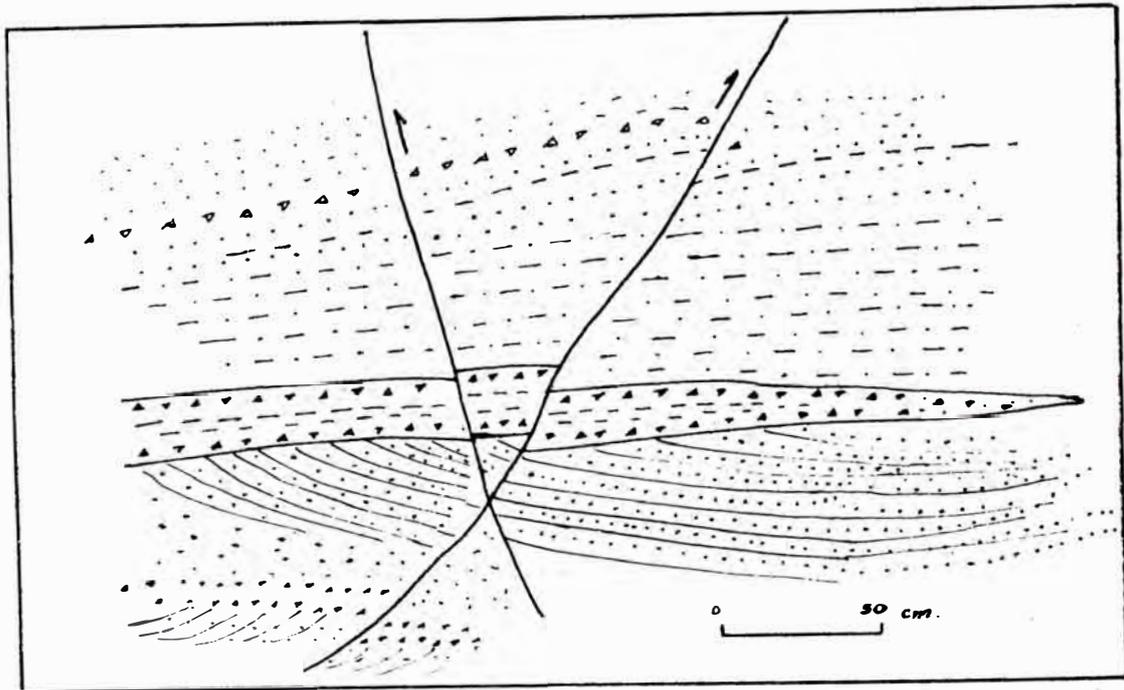


Fig. 47.- Microfallas
inversas conjugadas afec-
tando a un depósito de-
sértico T₃ en Pasamayo .

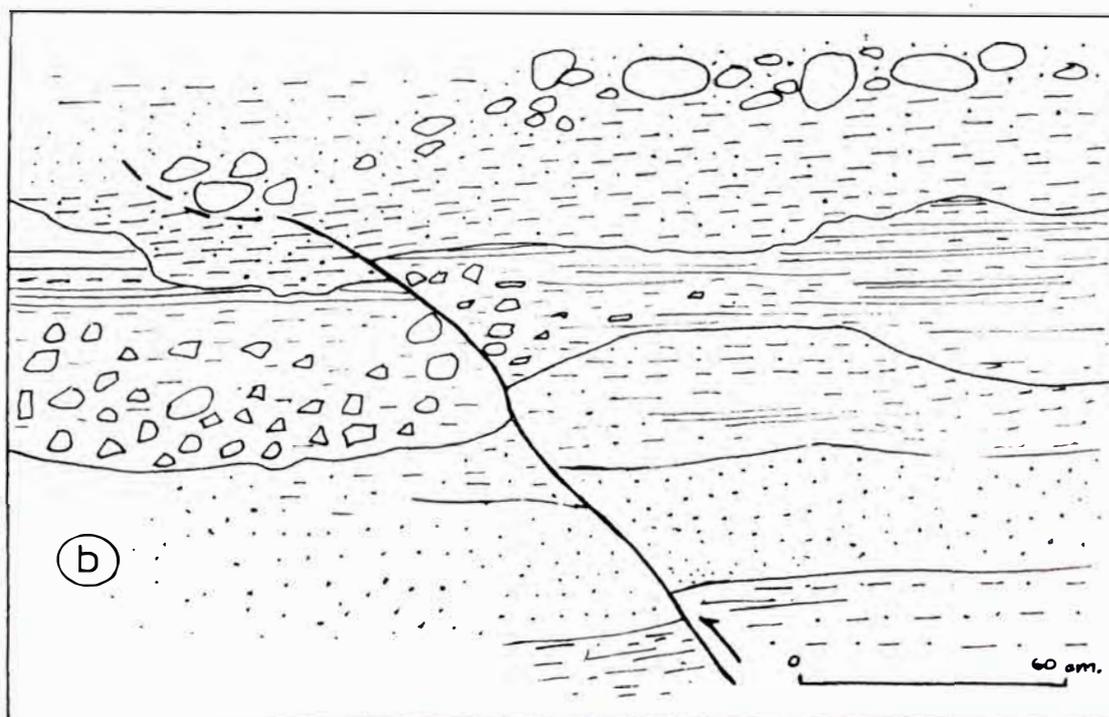
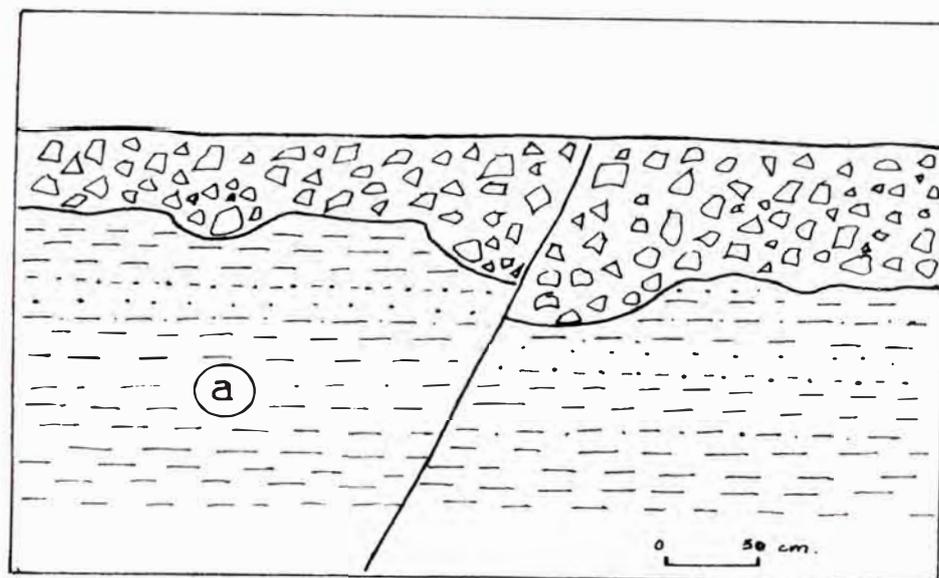


Fig. 48.- Fallas inversas al Sur de Huacho, afectando a terrenos - supuestos pliocenos (a) y a un glacis post - F. Cañete (b) .

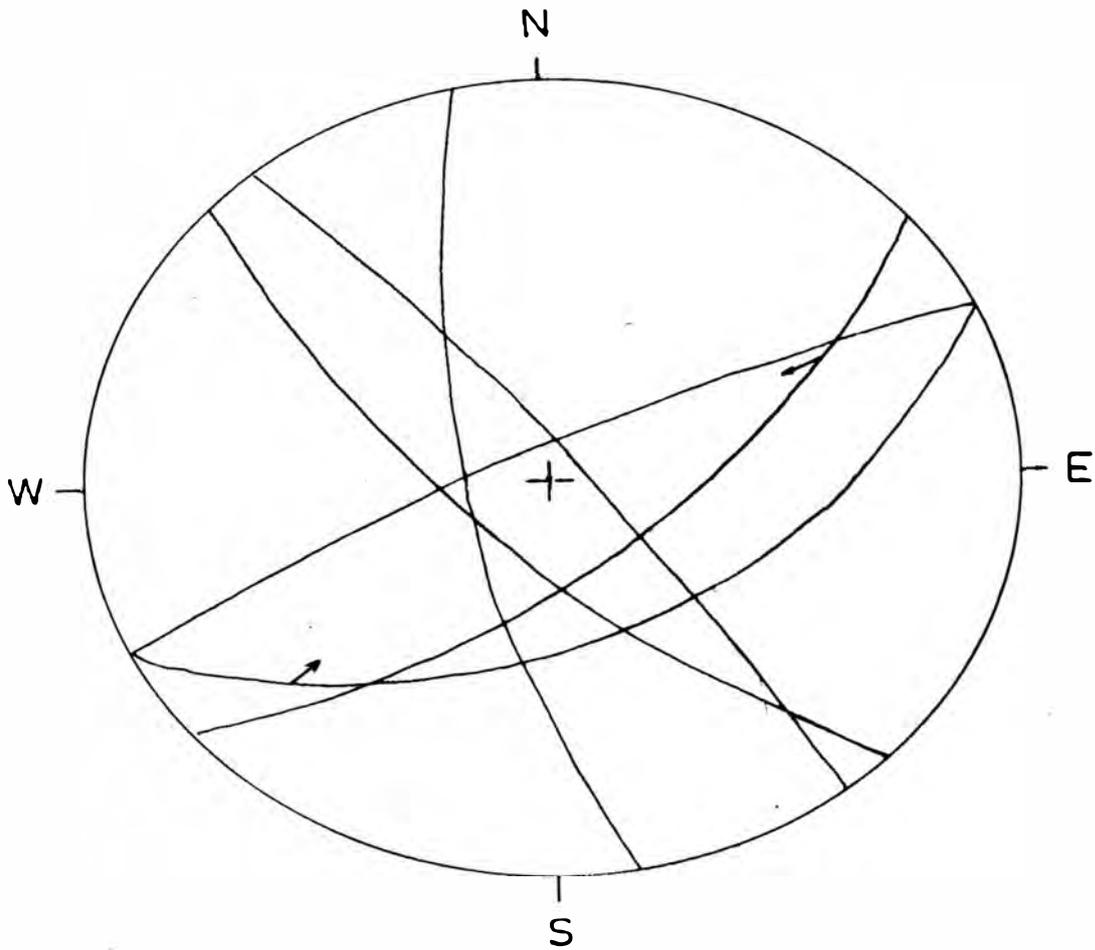


Fig. 49.- Proyección ciclográfica de los planos de las fallas inversas de toda el área. Las flechas indican el sentido del pitch.

tro microfallas observadas dos son aparentemente inversas (Fig. 48) sus medidas son:

L ₅	N170°	70°W	---	ap. Inv.	5 cm.
L ₆	N065°	80°N	---	ap. Inv.	5 cm.

Punto 9 .- Entre 6 y 16 Km. al Norte de Chíncha, la Panamericana corre sobre un flat holoceno que ha entallado a la Formación Topará en un continuo acantilado. Cerca de Jahuay se han observado microfallas inversas con estrías que indican un acortamiento de la dirección aproximada E-W. Este estriamiento está recortado por algunas estrías que indican: extensión en dirección aprox. N-S (SEBRIER y SOULAS, Com. personal).

1.1.1.3 DIRECCION Y EDAD DE LAS DEFORMACIONES COMPRESIVAS

Como hemos mencionado, la flexura afecta a la Formación Pisco y a la parte inferior de la Formación Cañete. Ella y las fallas L₁ y L₂ están asociadas a esfuerzos compresivos de dirección aproximada entre N060° y N090° y habrían actuado parcialmente hasta en el Cuaternario antiguo. Por otro lado, las microfallas de la formación Topará, muestran que existieron esfuerzos de dirección aproximada E-W que han actuado luego de T₃ o sea luego del Cuaternario medio.

Las fallas de L₃ a L₆, si bien en claro no tienen estrías, parecen creadas en compresión. El tiempo en que se ha producido esta deformación es, igual que en el caso anterior, posterior al Pleistoceno medio. Además, la dirección de los planos de falla no está en desacuerdo con la compresión E-W.

1.1.2 ESTRUCTURAS DE EXTENSION

1.1.2.1 LAS FALLAS NORMALES

La mayor parte de las microfallas medidas en nuestra área de trabajo son aparentemente normales. Los saltos que se observan entre los bloques son generalmente centimétricos a métricos y muy excepcionalmente decamétricos. Tales estructuras no presentan normalmente estrías, lo cual no permite --

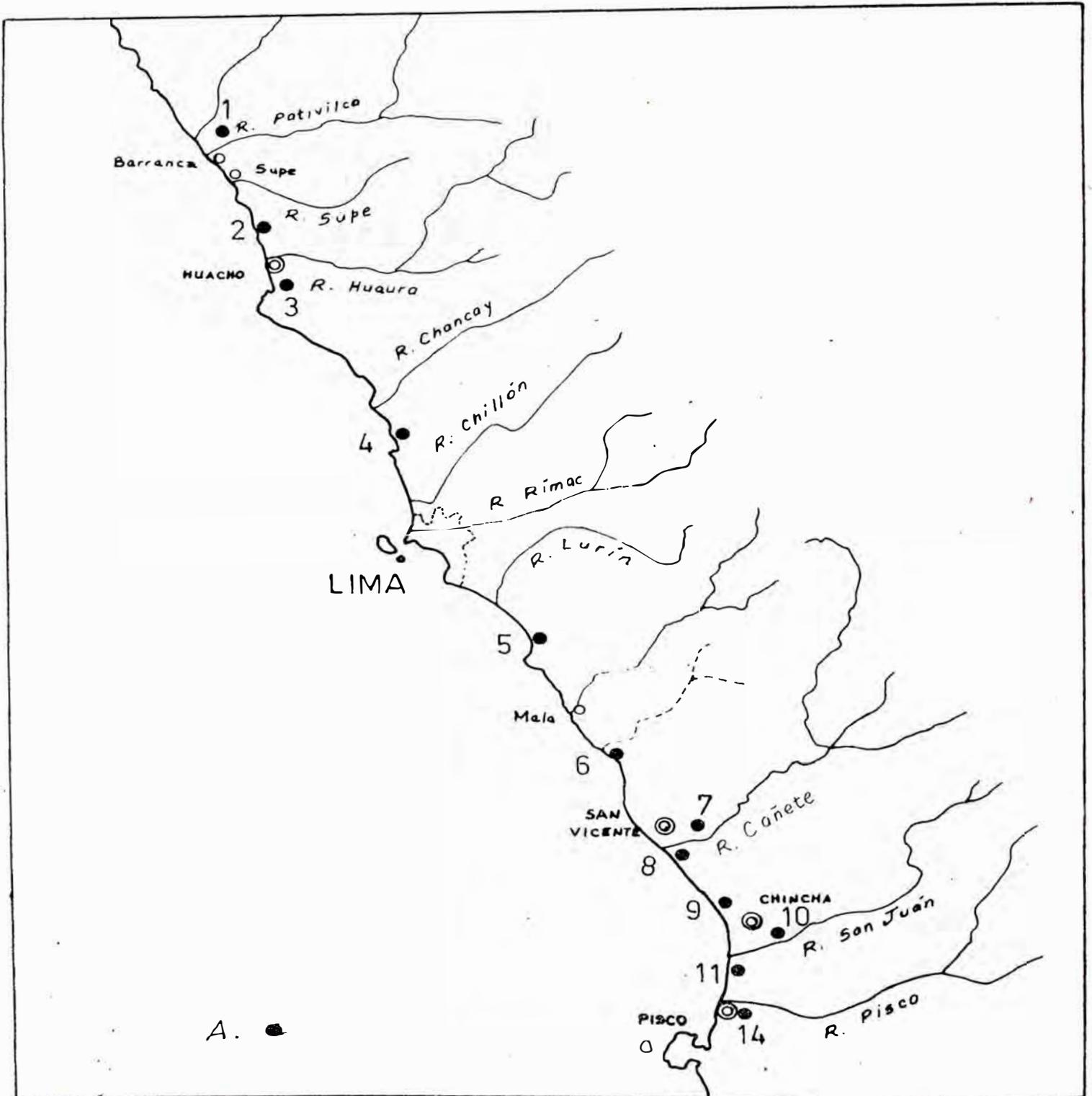


Fig. 50.- Ubicación de las estructuras extensionales .

A. Fallas normales.

calcular la dirección de movimiento. Ellas están ubicadas en los siguientes lugares:

Punto 1 .- En la Hda. Upacá, un antiguo depósito fluvio-torrencial (Cap. III 2.4.1.2) está afectado por una falla L₇ de rumbo N035° y buzamiento 80°E. La falla es aparentemente normal y con un desplazamiento de algunos centímetros (Fig. 51). Una serie de fracturas y fallas menores se emplazan en todo el depósito.

Punto 2 .- En la zona de Punta Atahuanca, los cortes naturales del acantilado muestran a los conglomerados de la terraza más antigua (Formación Cañete, sensu lato) deformados por una serie de fallas cuyos planos tienen las siguientes características:

L ₈	N140°	85°E	---	ap. Nor.	---
L ₉	N085°	55°N	---	ap. Nor.	---
L ₁₀	N080°	72°S	---	ap. Nor.	---
L ₁₁	N050°	72°S	---	ap. Nor.	---

Todas ellas son notorias por las discontinuidades en el terreno, pero sus planos no portan estrías. Su movimiento es aparentemente normal, y por el tipo material homogéneo es difícil calcular el salto.

Punto 3 .- A este punto nos hemos referido en el acápite de fallas inversas. Aquí se presentan también 2 microfallas aparentemente normales (Foto). Sus medidas son:

L ₁₂	N030°	50°W	---	ap. Nor.	1.0 m.
L ₁₃	N060	65-30°W	---	ap. Nor.	

Debido al tipo de material no se han materializado en estrías de fricción que permitan definir el vector movimiento.

Unos dos kilómetros más al Sur se halla una acumulación similar a la anterior, que está cubierta al tope por un glacis que retrabaja cantos redondeados, aquí las fallas medidas dan el siguiente resultado:

L ₁₄	N028°	85°E	---	ap. Nor.	---
L ₁₅	N028°	70°E	---	ap. Nor.	---
L ₁₆	N033°	82°E	---	ap. Nor.	---
L ₁₇	N034°	70°S	---	ap. Nor.	---
L ₁₈	N020°	65°E	---	ap. Nor.	---

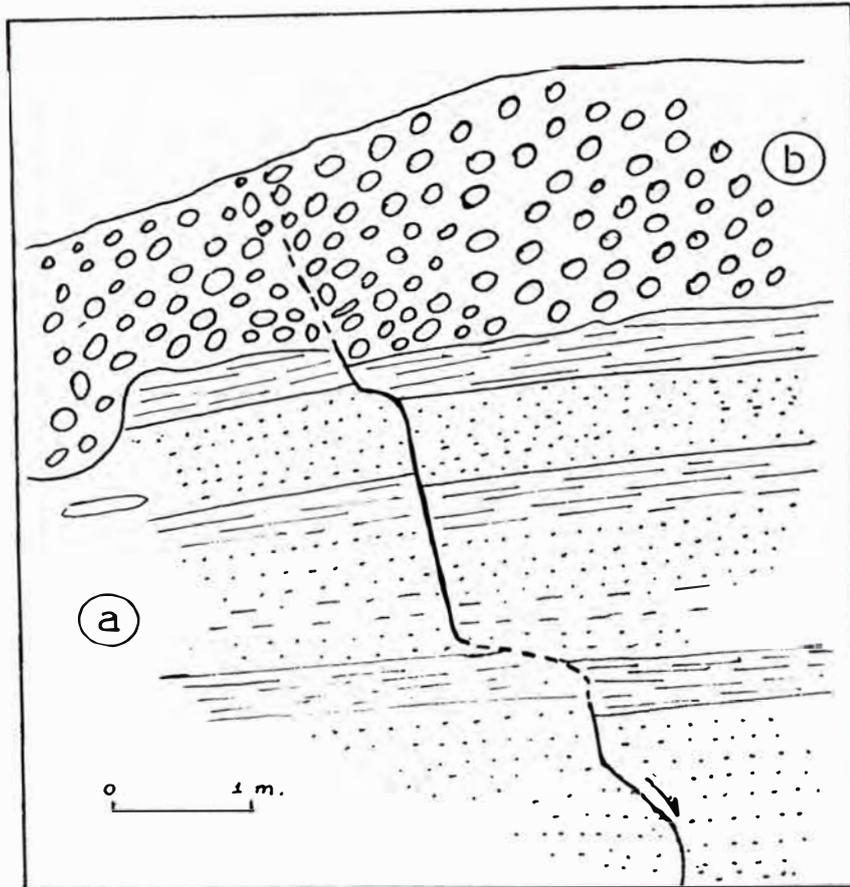


Fig. 51.- Traza de una falla normal en el corte de la Hda. Upacá (Pativilca) .
 a) Desértico supuesto plioceno b) Conglomerados del Pleistoceno Antiguo .

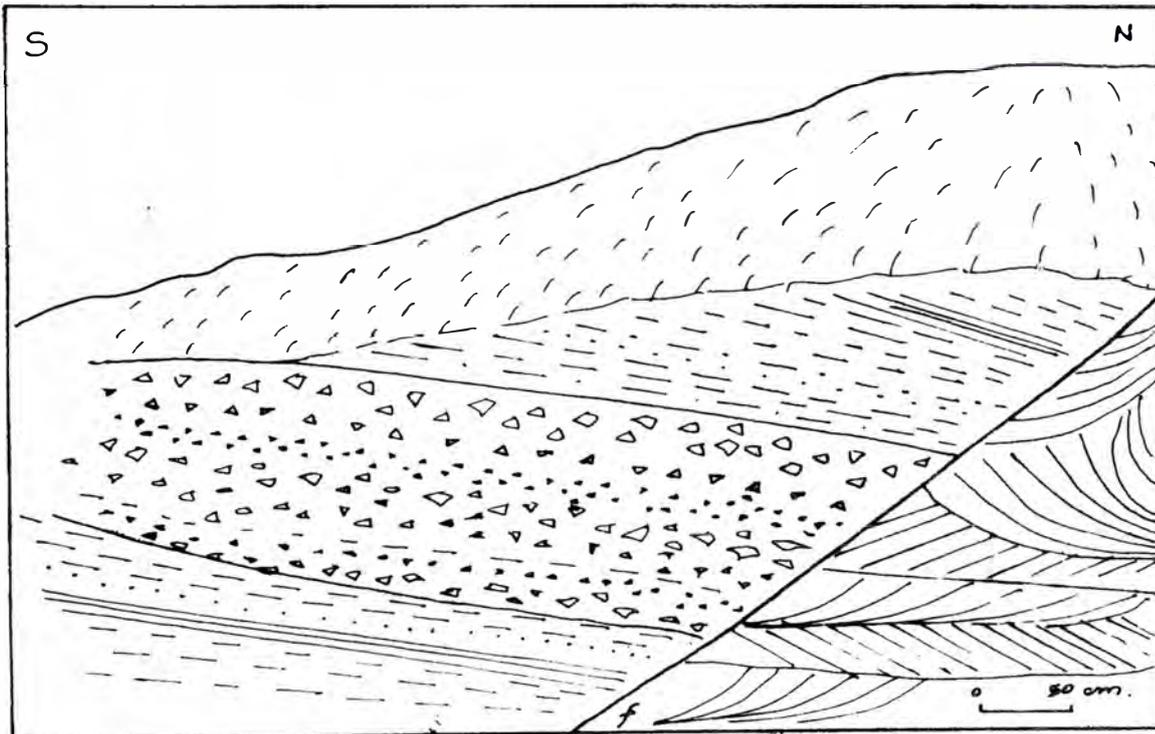


Fig. 52.- Falla aparentemente normal en los cortes del Sur de Huacho.
 1. Aluvial limo - arenoso 2. Aluvial gravo arenoso. 3. Arena eólica 4. Cobertura superficial .

Finalmente, al nivel del Km. 138 de la Panamericana, un depósito eólico antiguo (Cap. III 2.3.5) presenta en el extremo sur del afloramiento, una falla que lo pone en contacto con un aluvial desértico a arena y grava (Fig. 52). La medida del plano obtenida es:

L ₁₉	N046°	44°S	---	ap. Nor.	---
-----------------	-------	------	-----	----------	-----

Punto 4 .- Como ya se indicó este queda en el sector de Pasamayo, entre los valles de Chillón y de Chancay. Aquí se han observado dos microfallas que parecen ser normales y que afectan al eólico antiguo en los Kms. 54 y 57. La dirección y buzamiento de sus planos son:

L ₂₀	N065°	65°S	---	---	---
L ₂₁	N140°	25°W	---	---	---

A pesar que pensamos que se trata de estructuras tectónicas, no se descarta la posibilidad que alguna de ellas sea debida a asentamientos diferenciales en el material arenoso. La cubierta eólica y/o deslizada no permite seguir bien estas deformaciones en el afloramiento.

Punto 5 .- En la Panamericana Sur, a la altura del Km. 57 de la autopista a Pucusana, existen afloramientos de un antiguo sistema de cono-qlacís que actualmente quedan como relictos "colgados" y excavados aparentemente normales, sin estrías y de alto angulo, cuyos planos presentamos:

L ₂₂	N135°	70°S	---	---	---
L ₂₃	N155°	90°	---	---	---
L ₂₄	N160°	80°S	---	---	---
L ₂₅	N030°	80°W	---	---	---

Punto 6 .- En el extremo sur del valle de Asía, la formación Cañete (sensu lato) toma gran desarrollo (Cap. III 2.1.3). Los acantilados marinos, retrabajados en la construcción de la carretera, han descubierto secciones donde esta formación está bastante fallada. Se dan aquí los datos de los planos de falla que han sido susceptibles a ser medidos y los gráficos de la disposición de estas estructuras (Fotos

L ₂₆	N055°	58°W	---	ap. Nor.	4 m.
L ₂₇	N056°	80°S	---	ap. Nor.	---
L ₂₈	N075°	64°W	---	ap. Nor.	---

L ₂₉	N090°	78°S	---	ap. Nor.	---
L ₃₀	N070°	78°S	---	ap. Nor.	---
L ₃₁	}	No mesurables		ap. Nor.	pocos cm.
L ₃₂					
L ₃₃					
L ₃₄	N060°	60°N	---	ap. Nor.	2 m.

Punto 7 .- Este punto se ubica en las cercanías de la Hda. Montejato al SE de la ciudad de Cañete. Allí, dos fallas normales mayores (L₃₅, L₃₆) con desplazamientos aproximadamente 20 m. forman un pequeño graben (Fig.53). Aquí, fue posible realizar medidas microtectónicas, debido a que el material arcilloso de la Formación Paracas (subyacente) permitió la materialización de estrías de fricción. Damos a continuación las medidas tomadas. El análisis microtectónico y la discusión se presenta en el numeral siguiente:

L ₃₅	N120°	66°N	89°E	Nor	ap. 20 m.
L ₃₆	N040°	71°N	12°N	Sin	
L ₃₇	N090°	44°N	72°E	Nor	
L ₃₈	N115°	67°S	58°E	Nor	ap.20 m.
L ₃₉	N115°	67°S	65°S	Nor	ap.20 m.
L ₄₀	N130°	72°S	48°SE	Nor ?	ap.20 m.
L ₄₁	N005°	42°E	60°E	Nor	

Punto 8 .- Reunimos aquí, dos lugares próximos donde se han observado fallas verosimilmente normales afectando a la Formación Cañete (sensu stricto). El primer lugar se halla en la pampa Clarita, justamente en el tope de la subida que sale del valle de Cañete hacia el Sur. Un corte de la Panamericana deja a luz una zona de trituración de 2 a 5 cm. de ancho lo cual hace inferir una zona de falla ni su desplazamiento y una medida tomada groseramente indica un rumbo N-S y un buzamiento cercano a 90°. El otro sector es la Playa Cóndor, cuyos acantilados naturales de más de 150 m. muestran ampliamente la Formación Cañete. Dos microfallas (L₄₃, L₄₄) con pequeño desplazamiento siguen un rumbo aproximado de N-S. Sin embargo como las condiciones de medida no han sido óptimas, este valor no será considerado para el análisis.

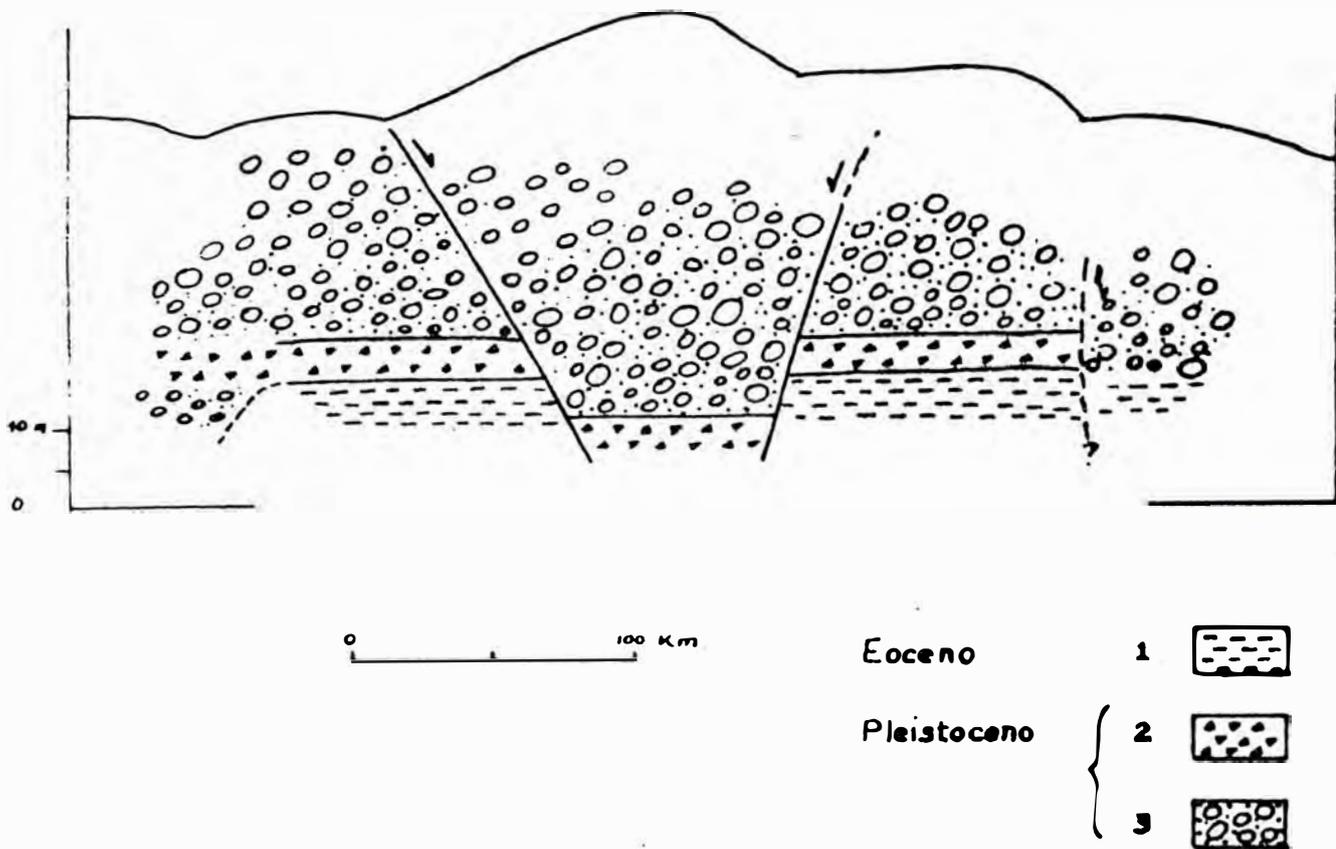


Fig. 53.- Graben en la Hda. Montejato (Cañete)

F. Paracas: 1. Arcillas cremas. F. Cañete: 2. Gravas angulosas 3. Conglomerado

Punto 10 .- Este punto se halla en la zona de Condorillo (ver Cap. III 2.4.1.2. f) aquí, los sedimentos atribuidos al Plioceno se hallan afectados por una intensa fracturación, una microfalla que presentaba un plano aceptable dió la siguiente medida.

L₄₅ N160° 80°E 90° ---- 20 cm.

La falla es normal con estrías verticales. Lamentablemente es una zona que debido a los altos barrancos, muestra estructuras de gravedad del tipo deslizamientos y asentamientos, por lo tanto es difícil asegurar si fallas como la citada tienen realmente un origen tectónico.

Punto 11 .- En el límite sur del valle de Chincha con las altas pampas de Mirador (Km 218) se observa un afloramiento de la Formación Pisco que presenta una serie de microfallas cuyo movimiento parece ser normal, a pesar de no tener estrías, sus medidas son:

L₄₆ N070° 75°S

L₄₇ N100° 55°S

L₄₈ N100° 55°S

L₄₉ N090° 70°S

(datos: Ing. C. Angeles, com.pers.)

Punto 12 .- Ya hemos mencionado la ubicación de este al presentar las fallas inversas. En esta misma estación se midieron dos fallas normales. Las estrías de una de éstas, recortan a las estrías de la falla inversa, reportada en el numeral anterior. Aquí los datos:

L₃₁ N085° 35°N (PV 170°) Nor

L₅₂ N050° 64°S 45°W Nor

Punto 14 .- Este punto está situado en el desvío de la Panamericana hacia la Hda. Huamaní Chico, al NE de Pisco. Las rocas afectadas son arcillas diatomíticas y limos de la Formación Pisco que se hallan aquí con un rumbo de N165°y 12°E de buzamiento, es decir, deformadas por la flexura de la zona (1.1.1.1). Luego de esta estructura compresiva se pueden ver varias fallas con pequeño desplazamiento y componente aparente normal. (Fig.54). Las medidas de los planos de fallas son:

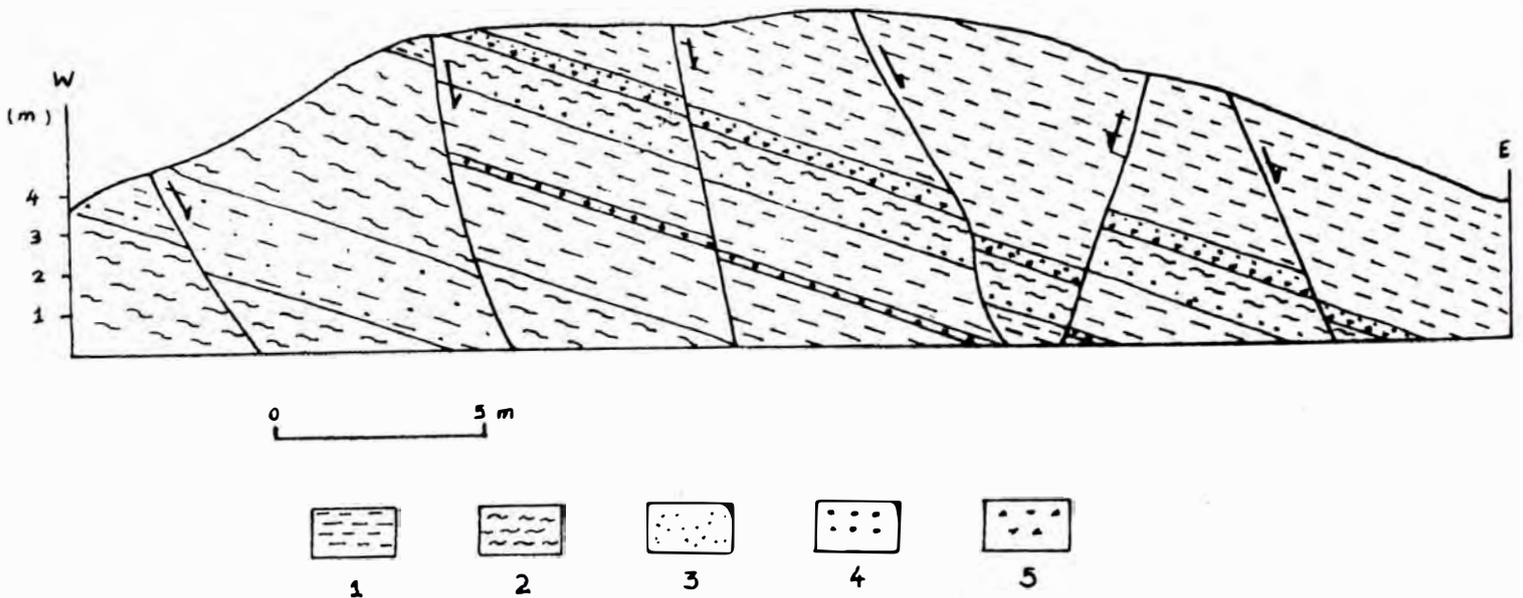


Fig. 54.- Tectónica tensional afectando a la Formación Pisco. Hda Huamaní Chico (Pisco)

- | | | |
|--------------------------|-------------|---------------|
| 1. Arcillas diatomíticas | 2. Limos | 3. Arena fina |
| 4. Arena media a gruesa | 5. Gravilla | |

L ₅₃	N015°	65°E
L ₅₄	N010°	75°E
L ₅₅	N150°	75°E
L ₅₆	N150°	65°W
L ₅₇	N130°	70°W

1.1.2.2

DIRECCION DE LAS DEFORMACIONES EXTENSIONALES

Las estrías de fricción, materializan sobre los planos de falla, la proyección respectiva del vector desplazamiento relativo entre los bloques. CAREY (1976) ha desarrollado un método para calcular el tensor medio de esfuerzos que han producido una deformación, en base a la dirección de las estrías.

Empleando el programa CAREY 2 hemos procesado los datos microtectónicos tomados en la zona de Cañete (Punto 7). El resultado muestra que tal deformación se produjo en un régimen tensional de dirección N010° y prácticamente horizontal (Fig. 55). El gráfico adjunto muestra las diferencias entre la dirección de las estrías teóricas sobre cada plano - para dicho tensor las estrías medidas en el campo; éste es un indicador de la calidad de la toma de medidas y de su valor para el cálculo.

Además las direcciones de las estrías normales tomadas en el punto 12 (Fig. 56) muestran ser consistentes con la dirección de tensión recién hallada. Esto se puede comprobar al incluir tales datos en el cálculo del tensor, cuyas direcciones no varían notablemente manteniéndose siempre la tensión en N010° (Fig. 57).

Si bien es cierto que las fallas observadas en toda el área están distribuidas en una amplia gama de direcciones, la mayor densidad de fracturación muestra un rumbo que no está en oposición con la extensión N-S calculada (Fig. 58).

Deformaciones extensionales con una dirección similar se han reconocido en varias zonas del Perú, notoriamente en el Norte de Puno (M. SEBRJER, J. CABRERA, comunicación personal) y en el altiplano de Bolivia (LAVENU, 1978).

PROCESAMIENTO DE DATOS MICROTTECTONICOS

Programa: CAREY 2

Estación Montejato (Cañete)

Ejes	Valores Propios	C o o r d e n a d a s		Régimen
		X	Y	
	-.663743	1.94492	0.207120	Tensión
	.119357	-6.71780	1.27612	N010° - 10°S
	.783100	-1.33086	-8.93137	

Zona Cañete - Pisco

Ejes	Valores Propios	C o o r d e n a d a s		Régimen
		X	Y	
	-.792212	.265179	- .885853	Tensión
	.146082	-9.19947	1.16613	N010° - 05°N
	.646129	1.16951	8.36569	

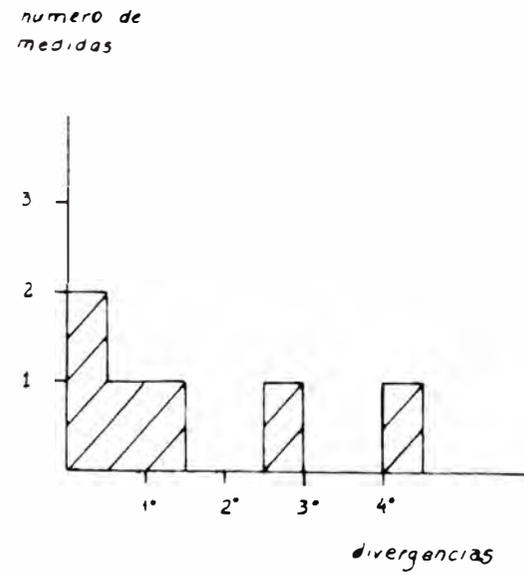
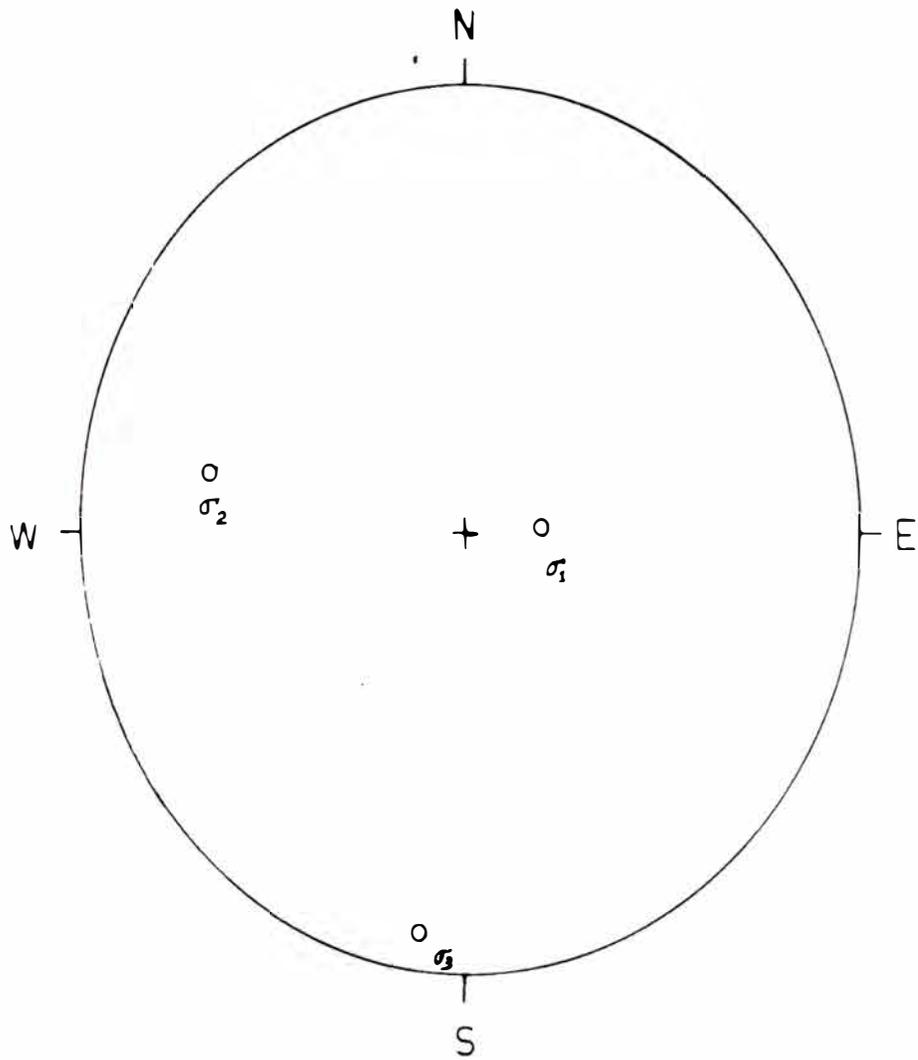


Fig. 35.- Dirección de los ejes de esfuerzo en la zona del graben de Montejato, a partir del análisis microtectónico.

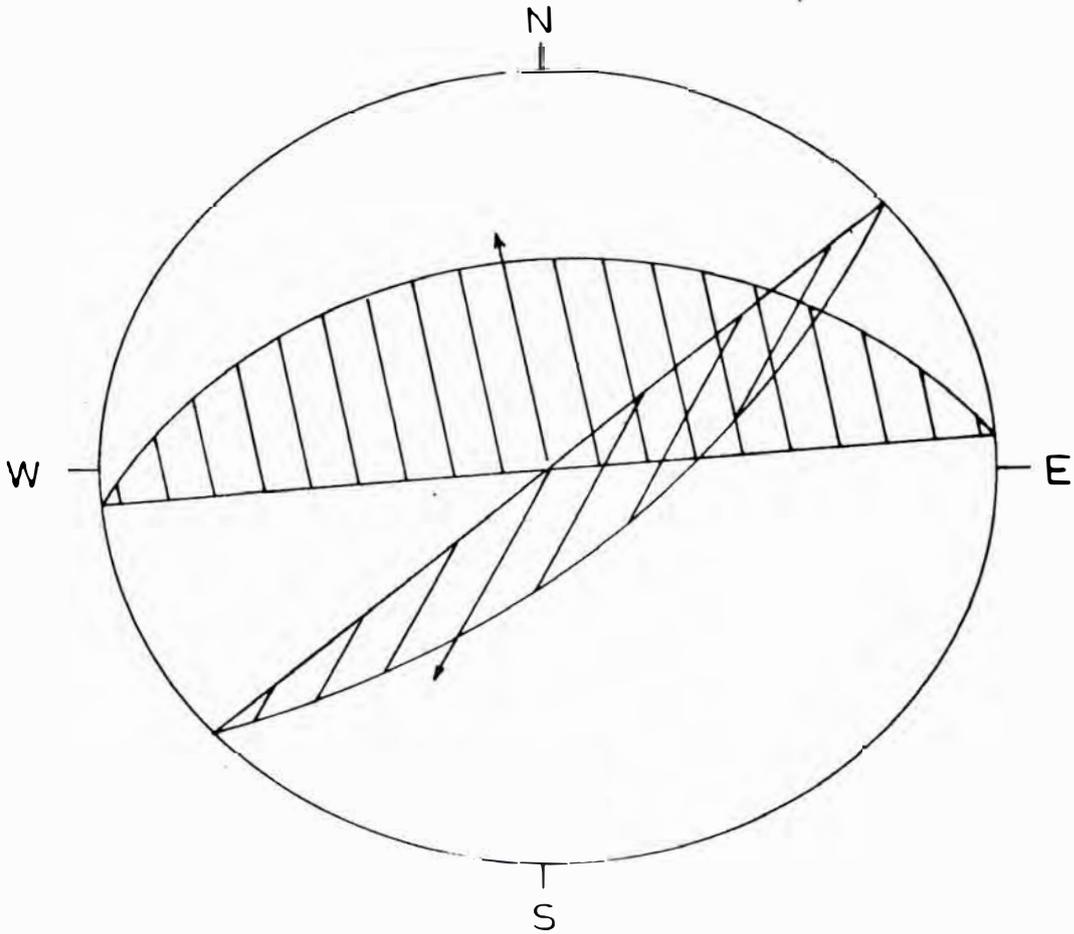


Fig. 56 .- Proyección estereográfica de las fallas normales del punto 12. Las flechas indican los sentidos de pitch.

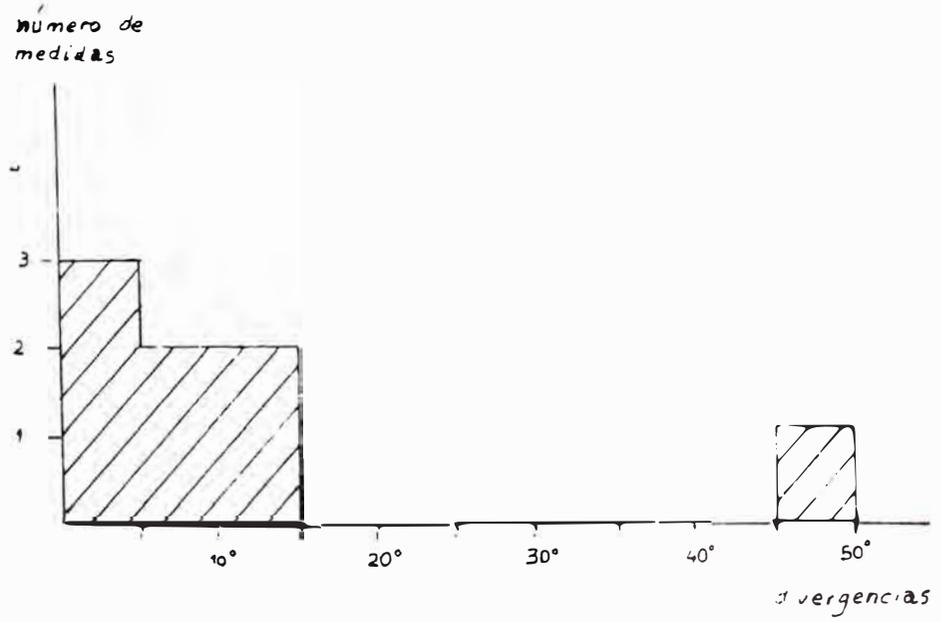
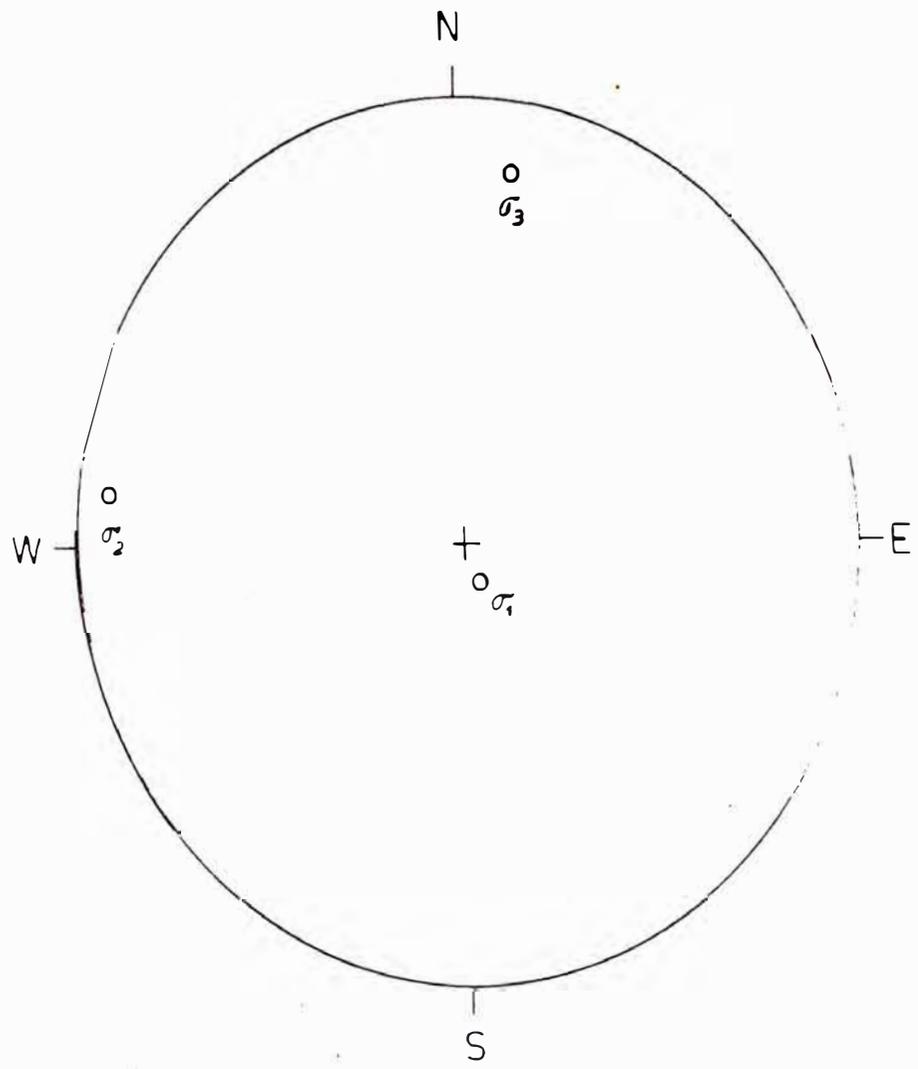


Fig. 57.- Dirección de los ejes de esfuerzo en el área Cañete - Pisco, a partir del análisis microtectónico.

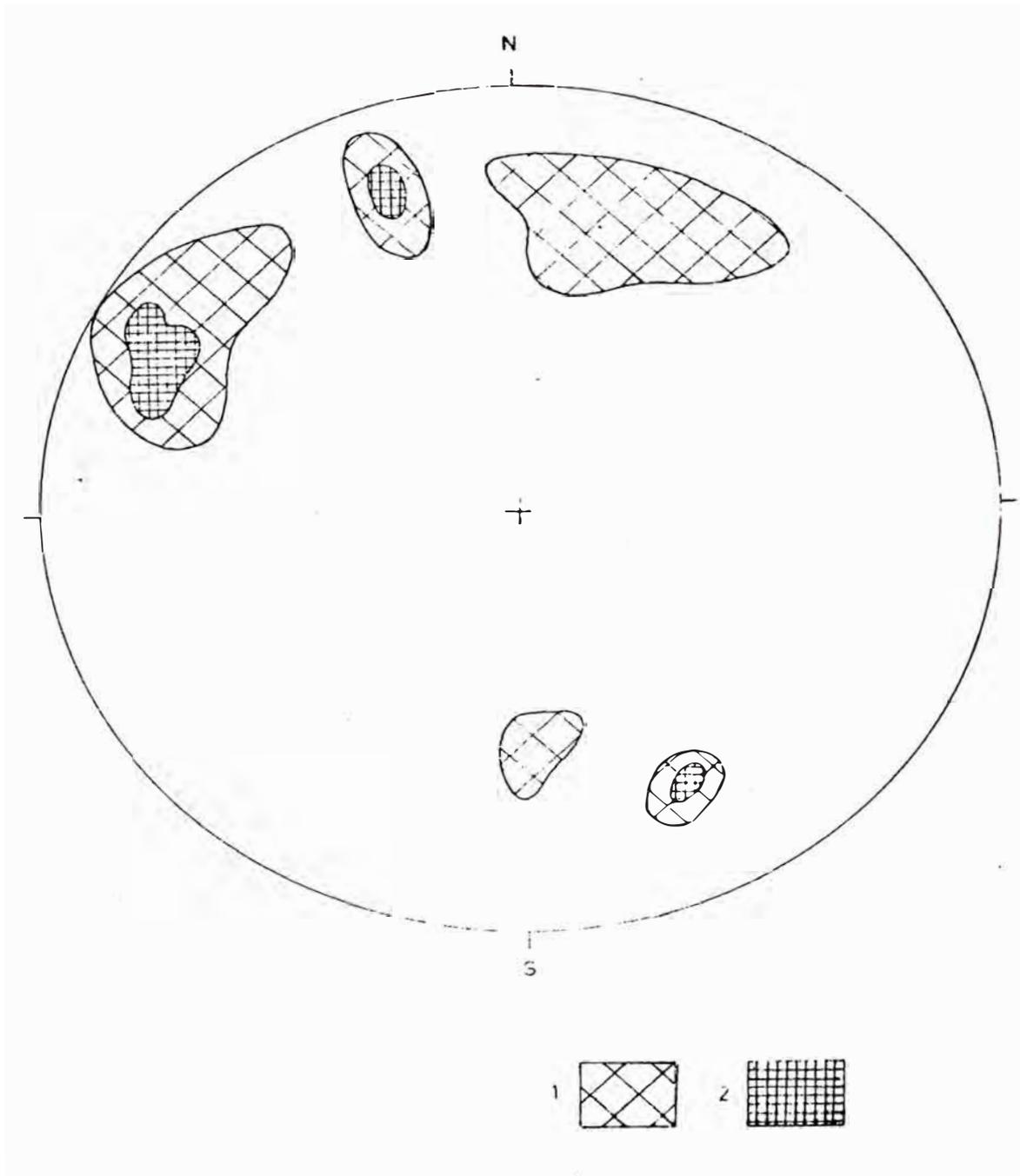


Fig. 58.- Densidad de polos de fallas normales.
1. Entre 2.5 y 5.0 % . 2. Entre 5.0 y 10 % .

1.1.2.3 EDAD DE LAS DEFORMACIONES EXTENSIONALES

Como se ha mencionado en el punto 11, un estriamiento normal se halla cortando a un estriamiento inverso. Además según las relaciones de campo en los puntos 10 y 13 las fallas normales cortan terrenos ya flexurados de la Formación Pisco. De esta forma, las deformaciones extensionales son posteriores a la fase de compresión del Pleistoceno antiguo.

Por otro lado, estas fallas normales las hallamos afectando tanto a la Formación Cañete como a las grandes acumulaciones de piedemonte en posición T₄, consideradas como sus equivalentes. En algunos puntos, los depósitos afectados son los eólicos antiguos entre T₄ y T₃, y más escasamente los niveles T₃. De esta forma, la tectónica tensional puede haber actuado hasta luego del Pleistoceno medio.

1.2 CONCLUSIONES

En la zona estudiada se observan estructuras tectónicas que afectan los terrenos considerados del final del Plioceno y del Pleistoceno.

En orden cronológico, las primeras deformaciones se producen a inicios del Pleistoceno antiguo, afectando tanto las formaciones del Plioceno superior como parte de las del Pleistoceno antiguo. La tectónica es compresiva y produce flexuras y microfallas inversas. Esta se puede asimilar a la fase de compresión E - W reconocida en varias zonas del Perú (SEBRIER et. al., 1980)

Las estructuras creadas por la tectónica compresiva son luego recortadas por fallas normales. Estas se consideran producidas en un régimen de extensión, con una dirección de N010°. Esta debe relacionarse con movimientos tectónicos extensionales observados en el sector cordillerano y cuya dirección predominante es N-S (SEBRIER et. al., 1980).

Luego de las deformaciones extensionales parecen haber actuado nuevamente esfuerzos compresivos. Estos han producido las microfallas inversas que deforman algunos niveles del Pleistoceno medio (T₃). La dirección de esta compresión parece ser también de alrededor de E-W.

Posiblemente luego de la compresión se haya instalado nuevamente un régimen tensional, pero tenemos pocas evidencias y en un solo punto de medida, por lo cual esto quedaría como una hipótesis que deberá

ser luego confirmada.

1.3 ANALISIS CRITICO DE REPORTES ANTERIORES DE FALLAS

Luego de presentar en detalle estas estructuras, debemos hacer algunas apreciaciones sobre trabajos anteriores en los que se mencionan fallas recientes.

- a) En primer lugar analizaremos un dato no hallado en la bibliografía, sino transmitido oralmente por varias personas, cuyo seguimiento deja pensar que esto se origina en las observaciones del Ing. J. Broggi. Se refiere a la existencia de un escarpe rectilíneo en el extremo SW del valle de Chancay, lo cual fue interpretado como un escarpe de falla. De la comparación del dispositivo con varias playas de toda la zona estudiada, se puede concluir que se trata solamente de un acantilado marino holoceno tallado en la terraza Tf₂ y ligeramente retocado por fenómenos recientes - como la formación de un talud de escombros (Foto

- b) En la zona flexurada cerca a la desembocadura del río Pisco, TALTASSE (1965) reporta cuatro grandes fallas entre el pueblo de San Clemente y el Monte Caucato y cinco fallas más sobre este último, - siendo estas grandes estructuras responsables de la morfología del sector. El relevamiento geológico efectuado por nosotros no brinda ninguna evidencia de dichas fallas, siendo explicada la morfología por las flexuras.

- c) Hablando del sector de Oquendo cerca de la boca del río Chillón, TRICART (1969, 0. 32) dice: "Tenemos así que admitir, que la falla antigua que existe a lo largo de la quebrada La Pampilla ha funcionado nuevamente durante el Cuaternario después de la acumulación local del cementerio". Si bien es cierto que una pequeña porción de las antiguas acumulaciones desérticas se halla descabezada, la mayor parte de ellas: no lo están ya que tienen sus nacientes en los cerros Chivateros (ver Fig. 22) y luego en la quebrada Rincondada. Por lo tanto no hay que imaginar relieves muy altos en la zona de la refinería. Luego desde el punto de vista morfológico, no se observa un rasgo que denote una falla tan reciente. Finalmente de acuerdo a los mapas geológicos de la

zona

- d) En el estudio de recopilación de la Estratigrafía de la Costa de Lima, RIVERA et. al. (1975) establecen la existencia de numerosas fallas las cuales serían de "edades bastante recientes", siendo las longitudinales más modernas que las transversales (Nota: Apreciación contraria a la que indica el esquema de Dollfus) seguidamente vemos algunas:

En el sector Río Rímac-Ancón, es criticable el pretender el juego reciente de un sistema de fallas para explicar los relieves aislados de Mulería, La Milla, Palao, La Regla, etc; estos son relieves testigos de la erosión pre-cuaternaria que han sido parcialmente "ahogados" bajo los conglomerados del Chillón y del Rímac, cuya dinámica de depósito han explicado TRICART et. al. (1969). Igualmente no se observa alguna evidencia de falla reciente que controle el borde sur del antiguo valle del Chillón.

En el sector Chuquitanta, se responsabiliza a una falla de haber interrumpido el cauce antiguo del río obligándolo a abrirse paso entre los cerros, determinando así la desviación del curso del río. Aquí es necesario remarcar primero que no se observa ninguna traza de falla en el antiguo valle; segundo que de acuerdo a TRICART et. al. (1969) el cambio de cauce del Chillón se produce por una conjunción de factores que comprenden: el labrado de la garganta por erosión regresiva desde Oquendo, la pendiente muy disminuida en el valle antiguo debido a la acumulación polícronica y el desbordamiento, seguro debido a un gran caudal. Se puede comprobar que durante el depósito de Tf₂, el río haciendo difluencia, ha descargado por los dos cauces.

En el sector del Rímac y San Cristobal; el río Rímac abandona el centro de su abanico para discurrir pegado a los cerros. Pero no hemos podido ubicar "la falla responsable" que según citados "corta al abanico aluvial en dirección N-S". Nuevamente la explicación del fenómeno está en la dinámica de relleno detallada por TRICART et. al. (1969, p. 54).

En el Sector de Chancay, no se ha encontrado el "sistema de fallas que han formado terrazas muy claras", aunque por las referencias una de ellas debe corresponder al escarpe mencionada en el acápite a).

2. MOVIMIENTOS VERTICALES

A diferencia de las fallas y pliegues, los que pueden observarse aún en pequeños afloramientos, el comportamiento en sentido vertical es susceptible de ser determinado por el análisis morfológico y estratigráfico.

2.1 BASES DEL EUSTATISMO

El eustatismo es una teoría que fue formalmente propuesta por primera vez por Edward Suess a fines del siglo XIX, básicamente se trata de la creencia de oscilaciones sincrónicas del nivel del mar sobre toda la Tierra.

El Cuaternario es especialmente atractivo como campo para especulaciones eustáticas ya que durante este período se dispone de una fuente alternativa para lograr cambios en el nivel del mar: Los grandes casquetes glaciares (INLANDSIS) capaces de retener o liberar importantes volúmenes de agua como dice GUILLERMO (1957) "a toda variación de la masa de los glaciares debe corresponder necesariamente una variación del nivel de los mares, en sentido inverso, puesto que el agua de los glaciares no puede provenir más que de los mares por mediación de la atmósfera". Esto resume la base del llamado glacis-eustatismo que podemos esquematizarlo como:

Glaciación — Regresión — bajo nivel del mar

Interglacial — transgresión — alto nivel del mar

Esto llevó a DEPERET (1918) a sistematizar los niveles marinos que observó en la zona mediterránea estableciendo que en el Cuaternario el mar se elevó en cuatro niveles por encima del actual: de 80 a 100 m. (Siciliana); de 55 a 20 m. (Milaziano); de 30 a 35 m. (Tirreno) y de 15 a 20 m. (Monastiriano). Esta idea quedó posteriormente sin sustento en observación que las zonas de estudio eran áreas de montañas jóvenes y con un fuerte levantamiento tectónico.

Los estudios recientes muestran que el tratamiento del eustratismo queda complicado por factores como la distorsión de la superficie oceánica por vientos, mareas, presión atmosférica, efectos gravitacionales y la variación del volumen de las cuencas oceánicas. El registro de los niveles eustáticos sobre los continentes, por otro lado, depende de la estabilidad de estos, lo mal es un problema que atañe la --

Tectónica (ver último párrafo de este numeral).

Todo lo anterior hace que hasta la actualidad no se tenga una curva eustática ampliamente aceptada. Sin embargo, existe cierto acuerdo que al menos los cálculos de las fluctuaciones recientes pueden tener verosimilitud. En este sentido, se acepta que la última glaciación (Wurm) conllevó un descenso del nivel marino hasta alrededor de 120 m. y que la desglaciación siguiente provocó el ascenso paulatino de este nivel en la denominada transgresión holocena (flandriana) (VITA-FINZI, 1973).

Asimismo, en un trabajo efectuado en la península de Yucatán (México), a la cual consideran estable durante la última parte del Pleistoceno, SZABO et.al., (1978) sugieren que durante el último interglacial, el nivel del mar alcanzó un máximo de +6 m. entre 120,000 y 125,000 años B.P.

De lo expuesto podemos concluir que en una costa tectónicamente estable los altos niveles alcanzados por el mar dejan huellas de su estacionamiento temporal a su altura original. De la comparación con las formas actuales, tales rasgos son: terrazas de abrasión con o sin cobertura detrítica, paleoacantilados, paleo arrecifes, etc.. En una costa sometida a levantamiento estas formas se hallan elevadas tectónicamente a algunas decenas de metros, y en ciertas ocasiones a muchos centenares de metros sobre el nivel actual del mar.

2.2 COMPORTAMIENTO TECTÓNICO DE LA COSTA CENTRAL

Una característica notable de toda el área estudiada en esta tesis es la inexistencia de terrazas marinas más antiguas que aquellas asignadas al Holoceno. En efecto, salvo en la Isla San Lorenzo (ver numeral siguiente) no se han hallado rasgos marinos que estén situados por encima de los 5 m.. Esto nos lleva a una conclusión importante: las formas que ha podido labrar el mar, durante sus estacionamientos a niveles eustáticos pre-holocenos, han desaparecido. Como quiera que sabemos que en esta zona desértica, las formas normalmente no son destruidas por erosión subaérea, sino por el contrario quedan bien conservadas, debemos pensar que tales antiguos niveles marinos se han hundido tectónicamente bajo el nivel del mar.

Posiblemente algunas de estas formas hundidas podrían relacionarse con dos plataformas de abrasión que hallaron TEVES y GAGLIANO (1970) a 5-6 m. y a 30 m. bajo el mar en el Norte de Lima (fig. 59)

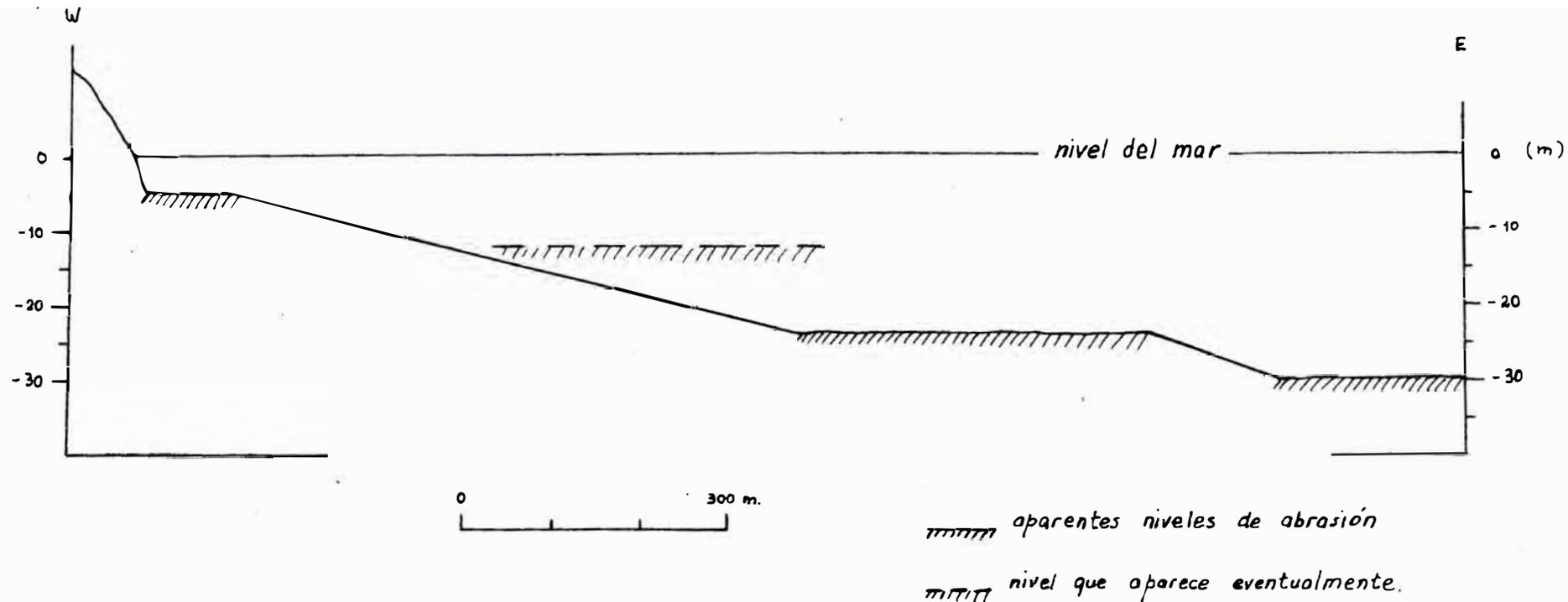


Fig. 59.- Perfil batimétrico interpretado en la playa Santa Rosa (hoja de Chancay). Según datos de TEVES y GAGLIANO (1970).

Existe otro aspecto interesante de notar, es la gran potencia del relleno aluvial en los abanicos. En aquel del río Rímac, por ejemplo, la interfaz subestrato-relleno aluvial se halla a un promedio de 300 a 400 m. bajo el nivel del mar, alcanzando en la zona Norte (conjunción con el abanico del Chillón) una profundidad de 600 m. (ARCE, 1977). Si consideramos la mitad inferior de los sedimentos finos de fondo (resistividad $R = 10-30 \Omega m.$) como probablemente pliocena, tendríamos la base del relleno cuaternario a unos 200 a 400 m. bajo el nivel del mar. Si tomamos un mínimo glaciostático a -150 m. durante una importante glaciación vemos que se ha debido de producir un hundimiento en el Cuaternario. La idea expuesta, a título de hipótesis, deberá ser reforzada con estudios más detallados empleando información sedimentológica a partir de pozos profundos.

La conclusión principal es que la zona estudiada muestra haber estado sometida a un hundimiento tectónico durante el Cuaternario. Dicho hundimiento parece ser muy lento al menos en los últimos 10,000 años ya que los niveles marinos holocenos muestran estar aproximadamente en su nivel eustático (entre 2 y 4 m.s.n.m.)

2.3 MOVIMIENTOS EN LA ISLA SAN LORENZO

Contrariamente a lo que se observa en la parte continental, en la isla San Lorenzo se ha hallado un sistema de terrazas marinas escalonadas. Este sistema --mostrado en el Cap. III 2.2.10 alcanza por lo menos un nivel de 40 a 50 m. de altura. De acuerdo a los principios eustáticos antes presentados, este sector ha estado sometido a un levantamiento durante el Cuaternario. Como hemos visto, allí también existe una baja terraza marina atribuida al Holoceno, la que parece conservar su nivel eustático. Luego, el levantamiento de la isla habría casi cesado antes de los 6,000 años.

La diferencia de comportamientos verticales entre el continente y la isla implica que entre los dos existe una falla que ha levantado el bloque oeste. De la comparación de las alturas a que se hallan los niveles holocenos concluimos que tal falla habría actuado como máximo hasta el Pleistoceno Superior. Un perfil batimétrico entre el Callao y San Lorenzo (fig. 60) muestra una depresión denominada El Boquerón. Es posible que este rasgo señale la traza de la falla expresada.

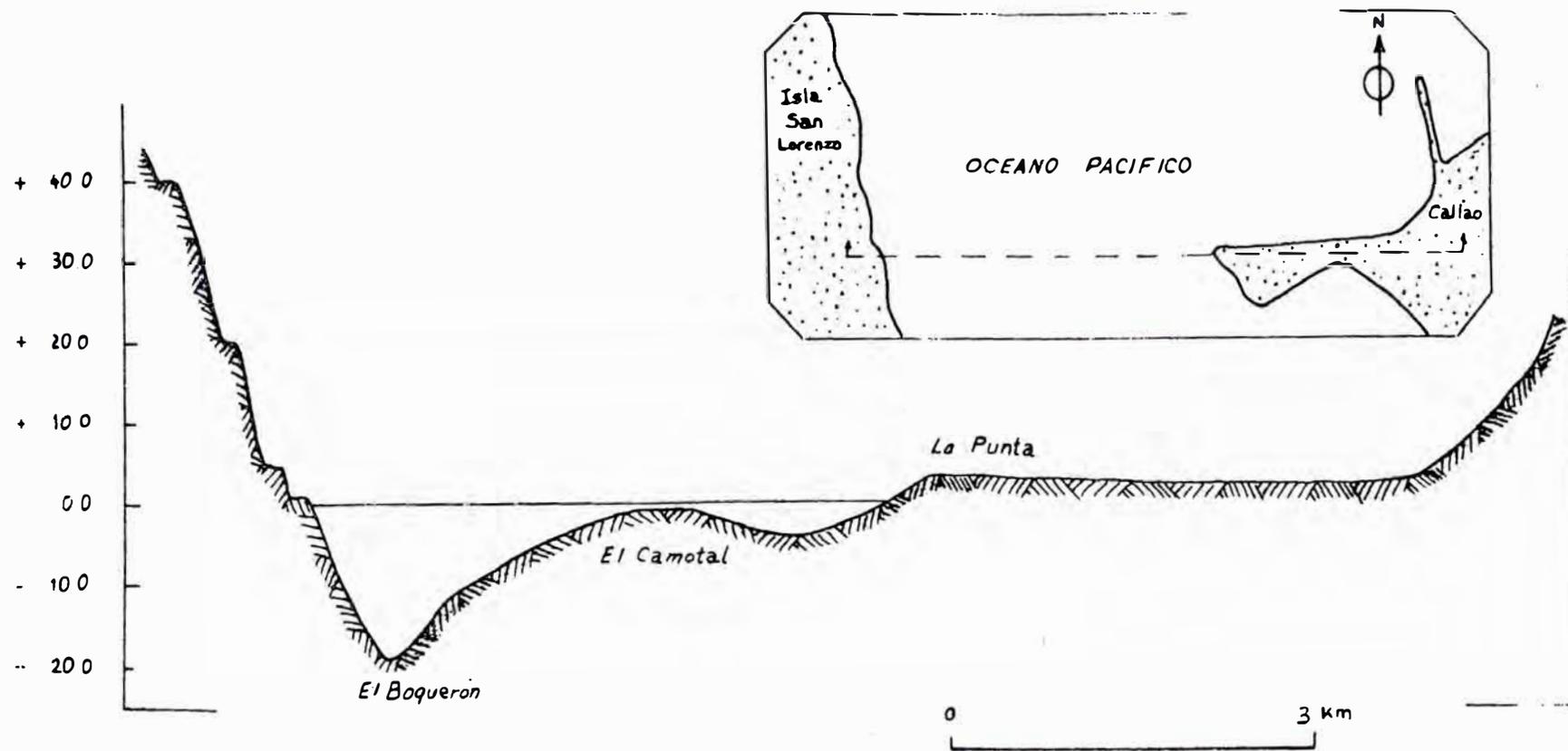


Fig. 60.- Perfil batimétrico entre el Callao y la Isla San Lorenzo.

2.4 COMPARACION CON LA PLATAFORMA CONTINENTAL

Estudios recientes sobre los sedimentos y estructura del margen continental, muestran la existencia de dolomitas a una profundidad mayor que aquella considerada para su formación. Esto revela que la parte externa de la plataforma, frente a Lima, ha sufrido un hundimiento de alrededor de 500 m. en el curso del último millón de años (L. Kulm, comunicación personal). Según esto, la magnitud de hundimiento parece aumentar hacia el Oeste.

2.5 COMPARACION CON LA CADENA ANDINA

Los movimientos verticales experimentados por la región cordillerana en el Cuaternario, no son, hasta el momento, bien conocidos. Y justamente a nivel del Perú Central el estudio del levantamiento de los Andes, aún desde el Mioceno, es más difícil de tratar que por ejemplo en el Sur del Perú. Esto es debido a que los testigos de las superficies neógenas "Puna" son demasiado pocos en los flancos andinos y que existe poco material susceptible de ser fechado (volcánicos por ejemplo) (MEGARD, 1979).

La impresión que produce la morfología, con valles fuertemente encañonados, llevó a interpretaciones erróneas, como que los Andes se habían levantado mucho en el Cuaternario (Etapa Cañón, de Mc Laughing). Un nivel de ignimbrita que se halla rellenando el cañón del río Pativilca hasta cerca del fondo del valle y fechado a 6 m.a. (MYERS, 1976) muestra que al final del Mioceno ya estaba definida y profundizada la actual red de drenaje y que por lo tanto la cadena no se había levantado mucho desde ese tiempo.

Por otro lado, en los Andes del Sur SEBRIER et al. (1979) calculan un levantamiento mínimo de 1,400 m. desde el Mioceno Medio. Considerando esto y lo del párrafo anterior se concluye que la mayor parte del levantamiento andino se hizo en el Neógeno y está relacionado con un ambiente tectónico compresivo (SEBRIER et al., 1980).

De todo lo anterior podemos concluir en que, no habiéndose demostrado el levantamiento cuaternario de los Andes del Perú Central, es explicable que no se hallen fallas de subsidencia que limiten al dominio andino con la Costa. Este límite, marcado por la escarpada vertiente pacífica de la Cordillera Occidental, es entonces una estructura heredada probablemente de la Tectónica Miocena. El hundimiento que afecta a la Costa, parece estar ligado a un basculamiento general del flanco occidental andino, el cual produjo un hundimiento cada vez más importante hacia el Oeste.

2.6 ANÁLISIS CRÍTICO DE REPORTES ANTERIORES SOBRE EL LEVANTAMIENTO RECIENTE DE LA COSTA

Se han hallado en la bibliografía, un cierto número de indicaciones sobre evidencias del levantamiento cuaternario de la zona estudiada, las principales se refieren a antiguos niveles de playa sollevados. Luego de la inspección de campo de tales áreas presentamos nuestras conclusiones.

LISSON (1907, p.79) expresa: "La tablada de Lurín es una terraza marina cubierta por una capa movediza de arena con conchas. La cuestión que interesa conocer es la época en que se levantó". De la morfología de la superficie y gracias a los cortes artificiales de la fábrica de ladrillos calcáreos, se nota que Lomo de Corvina (al cual corresponde la superficie de la tablada) está compuesto por capas de coladas arenosas de régimen desértico y eventualmente horizontes eólicos, cubierta finalmente por una capa de arena de aspersión eólica. Las conchas marinas, que nosotros no hemos llegado a observar, habrían sido ya explicadas en la misma época por BERTHON (1907) cuando dice: "Se ve particularmente las capas de arena y de fragmentos de conchas marinas actuales, remontar bajo el empuje del viento, la tablada de Lurín a alturas que pasan los 30 m."

Luego PETERSEN (1954, p.51) habla de la "terrazza marina de la Pampa de Noco, la cual aparece algo ple--gada". Dicha pampa, al Norte de Chíncha está asentada sobre los sedimentos finos de la Formación Topará (véase Cap. III 4.2) como se puede apreciar en los cortes de Jahuay, Viña del Mar, etc., no habiéndose confirmado la existencia de algún nivel marino en superficie.

En el macizo de Morro Solar, FERNANDEZ CONCHA (1958, p.33) comenta confusamente la existencia de terrazas, en lo cual mezcla terrazas fluviales con niveles de abrasión marina tallados en las rocas cretáceas y con niveles de conos desérticos locales. Respecto a estos últimos conos y a la acumulación del abanico del Rímac huelgan los comentarios; ya sabemos que la formación de los acantilados en ellos está relacionada con la erosión marina en el curso de las transgresiones y no con el levantamiento del área. Respecto a las cuatro altas terrazas de abrasión marina, no hemos hallado en el campo las evidencias: cantos rodados y conchas marinas. Sin embargo la morfología aplanada de la superficie del espolón norte y del cerro Marca Vilca puede sugerir una glaciplanación (no observada en otro lugar en la zona) o de lo contrario una abrasión marina pero bastante antigua, neógena en todo caso.

En su estudio sobre la Geomorfología de la Gran Lima, TRICART et.al. (1969, p.19) mencionan en la desembocadura del río Chillón, una capa de 0.5 m. de arena fina y limosa con numerosas conchas marinas y detritos de conchas que reposa sobre la terraza Tf₂ del Chillón. Luego (p.25) la datan como depositada durante el interglaciár G₂-G₃ (Riss - Wurm) es decir correspondiente al Eemiano (Europa NW), Oulgiario (Marruecos) o Tirreno (zona Mediterránea), lo cual diría implícitamente que la costa es estable desde el final de G₂. En la verificación de campo realizada conjuntamente con los Drs. SEBRIER y TEVES se observó la disposición mostrada en la figura 61, con las siguientes anotaciones:

- Las conchas marinas están completamente fragmentadas y localizadas en "montones".
- En la parte más conchífera del depósito se hallaron muchos restos de cerámica.

Esto nos llevó a realizar el análisis granulométrico de 5 muestras (fig.61) del cual se puede concluir:

- Que la distribución granulométrica no corresponde a un material marino litoral.
- Que la arena limosa es el resultado de una superposición de procesos Fluvial, eólico y tal vez humano

Todas estas consideraciones de facies hacen que este depósito se considere un conchal arqueológico o kjokkenmøeding

Frente al valle de Mala se halla la playa de Buja-ma, aquí PETERSEN (1972, p.72) observa un "plano de erosión marina entre 10 y 12 m. cubierto de arena conchilífera cuyo espesor varía entre 3 y 5 m." y luego cita "otra terraza más moderna de aproximadamente 3 m. sobre el nivel de la marea alta" interpretándolas como testigos del levantamiento por movimientos tectónicos bruscos. En efecto, el nivel a 3 m. existe muy bien conservado, pero su posición indica que es un nivel eustático holoceno por lo tanto está en su posición original. Respecto al de 10 m., lo único que hemos hallado a esa altura es un gran conchal arqueológico, en vuelto en un material limoso con mucha materia orgánica y donde se hallaron incluidos restos de cerámica y textiles precolombinos. Relacionadas con estas, Petersen presenta otras probables terrazas en el valle de Asia, según la descripción estas acumulaciones circulares -- con arena y repletas de conchas, corresponden a restos arqueológicos (tells) de la cultura Chavín.

Para finalizar, diremos que por las importantes conclusiones que se pueden obtener, es recomendable reconocer con bastante cuidado los niveles marinos a fin de no confundirlos con cosas similares.

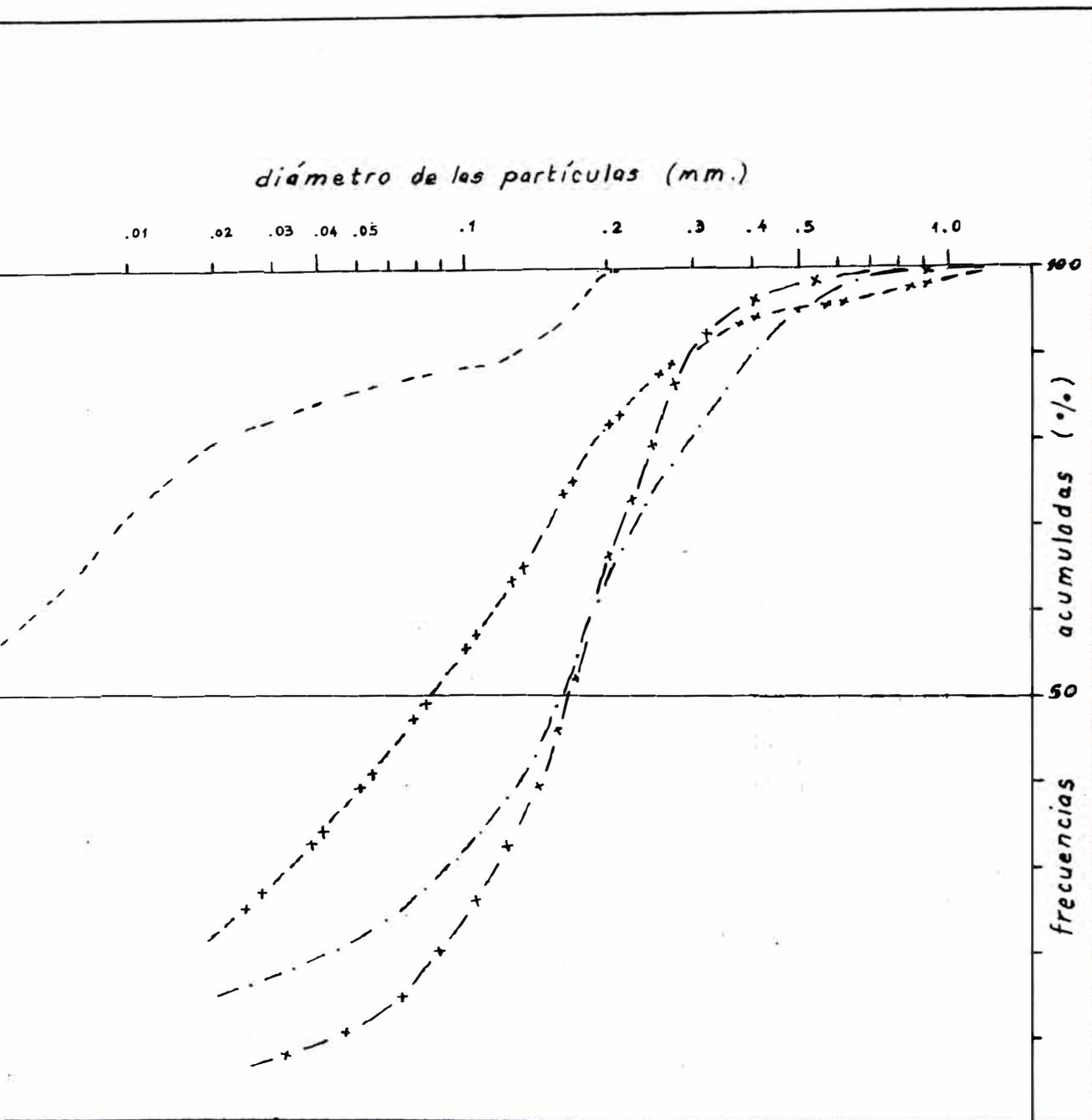
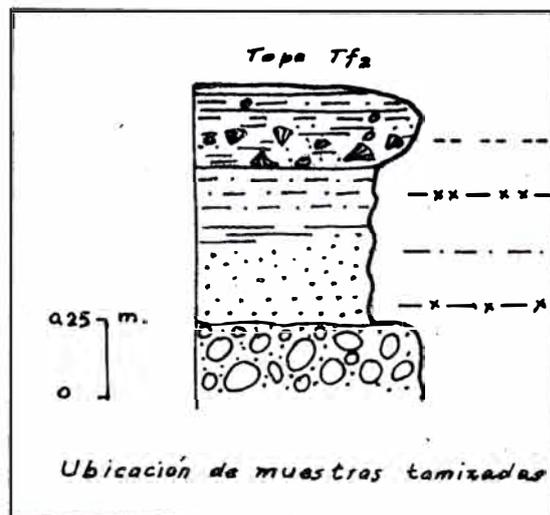


Fig. 61.- Curvas granulométricas - de frecuencias acumuladas. Muestras cerca de la boca del Chillón.



CONCLUSION Se han estudiado sobre el terreno los sectores donde habían sido reportadas terrazas marinas levantadas y terrazas marinas antiguas en su nivel original (eustático). Estos estudios han sido completados con análisis de laboratorio. Finalmente se ha llegado a la conclusión que todos estos supuestos niveles, son en realidad conchales arqueológicos (kajokkenmo - dings) y que las deducciones obtenidas a partir de ellos, como el levantamiento tectónico del área, son erradas.

3 PRESENTACION DE LA TECTONICA ACTUAL

Las deformaciones contemporáneas se pueden estudiar desde dos perspectivas diferentes y complementarias: a) En el tratamiento analítico de los datos geofísicos y b) En el estudio sobre el terreno de las fallas creadas a raíz de grandes terremotos. Como quiera que en la zona estudiada no se han observado indicios de fallas activas (MACHARE, 1979) por lo tanto las conclusiones obtenidas parten del análisis sísmológico. La bibliografía consultada sobre este tema comprende los trabajos de WALKER (1971), HUACO (1975), STAUDER (1975) BARAZANGI and ISAKS (1976), JAMES (1978), SOULAS (1978) y DEZA y CARBONELL (1979).

En el marco de la Tectónica de Placas, la costa occidental del continente sudamericano es una margen activa donde se produce la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana (LE PICHON, et.al., 1973).

La distribución, en corte, de los focos sísmicos muestra que existen dos grupos distintos, a nivel del Perú Central (fig. 62). Uno de ellos reúne los eventos producidos en la placa continental y el otro comprende los sismos producidos en el contacto entre ambas placas litosféricas (BARAZANGI and ISACKS, 1976; SOULAS, 1978).

3.1 ACTIVIDAD EN LA PLACA CONTINENTAL (P. SUDAMERICANA)

Los focos intracontinentales se agrupan a una cierta distancia de la fosa, siempre a más de 300 Km. de ella y en mayor cantidad entre 380 y 550 Km., es decir bajo las Altas planicies, Cordillera Oriental y Faja Subandina. Estos eventos son superficiales (0 a 70 Km. de profundidad). Del examen de los mecanismos focales

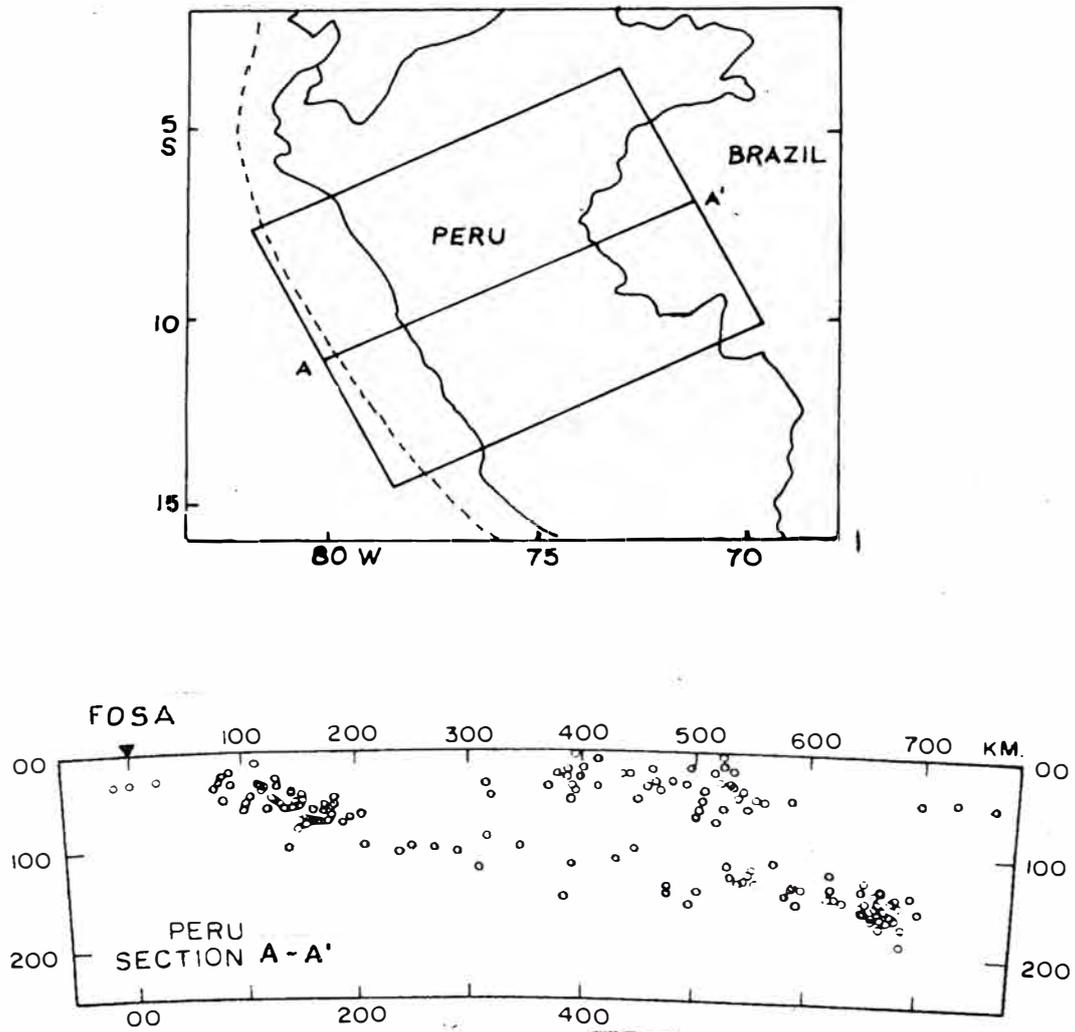


Fig. 62.- Distribución de focos sísmicos en el Perú Central (según BARAZANGI and ISACKS, 1976).

STAUDER (1975) resulta que esta zona está sometida a un campo de esfuerzos en compresión. El eje promedio de compresión es calculado en N080° y subhorizontal (SOU LAS, 1978).

El corte muestra que hacia el Oeste de los 300 Km. no existen más focos intracontinentales. Esto podría ser cuestionado desde que la información abarca solo desde los años 50; sin embargo, esta apreciación es refrendada observando el Mapa Sísmico del Perú (I.G.-P., 1978) que cuenta con información desde 1900, aquí, en efecto se pueden ver muy escasos sismos superficiales ocurridos entre la Costa y la Cordillera Occidental inclusive.

Se puede concluir que las deformaciones actuales producidas en la corteza continental, a nivel de la Costa, son muy escasas. Esto implica que no se pueda conocer a ciencia cierta cuál es el régimen de esfuerzos que soporta actualmente esta área.

3.2 ACTIVIDAD EN EL CONTACTO INTERPLACAS

La mayoría de los sismos que han afectado la Costa y cuyos epicentros se hallan sobre el océano, se les interpreta como originados en o bajo el contacto entre las placas litosféricas señaladas.

El contacto entre dos placas en un frente de subducción se conoce con el nombre de Zona de Benioff. Normalmente, ésta debe estar representada por una zona sísmica inclinada, en la cual los focos de los sismos se disponen en un ordenamiento groseramente coplanar y con un buzamiento más o menos constante hacia la placa más liviana. Sin embargo a nivel del Perú Central existe una indeterminación, debido a una distribución de focos que no es ideal. Esto ha dado lugar a dos corrientes:

- La primera, defendida entre otros por W. Stauder, M. Barazangi, B. Isacks y P. Molnar, postula una subsidencia anómala con un ángulo de 10-15° para la porción bajo el Perú Norte y Central (entre 2° y 15° S) así como para Chile Central (entre 27° y 33°S). En contraste, los otros tres segmentos: bajo el Sur de Ecuador (entre 0° y 2° S), bajo Sud-Perú y Nor-Chile (entre 15° y 27° S) y bajo el Sur de Chile (entre 33° y 45° S) tienen buzamientos del Benioff más inclinados (25° a 30°). Esto lo deducen desde la distribución espacial de focos sísmicos escogidos (Fig. 62).
- La segunda es sostenida principalmente por D. James e I. Sacks; según ésta, la placa de Nazca sugiere normalmente con un ángulo de 30°. Obtienen este re

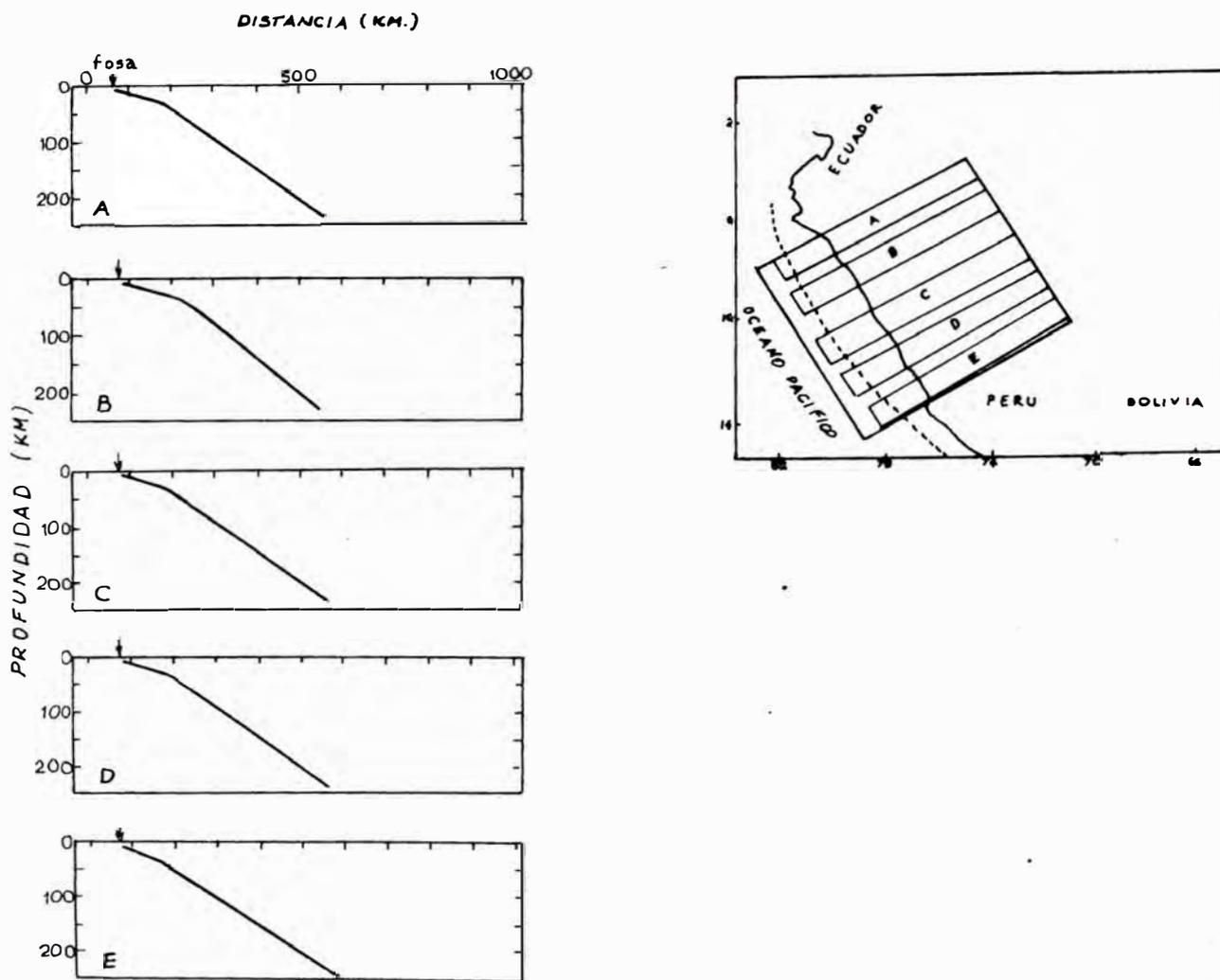


Fig. 63.- Secciones transversales mostrando la traza interpretada de la placa de Nazca. Las letras guías se hallan en el croquis de ubicación adjunto (JAMES, 1978)

sultado a partir de una reevaluación de la actividad sísmica (fases sísmicas convertidas: ondas ScS en P) y mediante determinaciones de inelasticidad (Fig.63).

[Este es un problema complejo que deberá ser solucionado con estudios geofísicos más profundos. De todas formas, los sismos más cercanos a la fosa y que llegan hasta por debajo de la Costa están fuera de discusión, considerándose sismos interplacas. Estos sismos a los que STAUDER (1975) denomina terremotos de foco normal, muestran mecanismos variados. En la figura 64 presentamos la ubicación y solución de mecanismo focal de ocho sismos producidos en esta área (Los datos provienen de STAUDER, 1975, HUACO, 1975 y BERROCAL et. al. 1975).

[El análisis de estos mecanismos muestra soluciones en falla normal como con falla inversa. Es notable que la mayoría de los planos nodales tienen un rumbo generalmente paralelo a la Costa. Es necesario aquí, diferenciar entre los mainshocks o sismos principales y los aftershocks o réplicas.

Cuando los mainshocks tienen mecanismos en falla inversa se interpretan como indicación del underthrusting o desplazamiento de la Placa de Nazca bajo el continente. Si los mainshocks funcionan con una solución en falla normal (ej. sismo del 31 de mayo de 1970) se concluye que la fractura ocurrió en el seno de la placa oceánica y que es relacionada a la flexura donde la placa empieza a descender (ver KROPOTKIN, 1980), o a la tensión axial bajo esfuerzos gravitacionales. Las réplicas con mecanismos contrarios a su mainshock son interpretadas como el reacomodo de las zonas deformadas.

4. EVOLUCION GEODINAMICA DEL AREA DURANTE EL PLIOCENO TERMINAL Y CUATERNARIO

A modo de conclusión presentamos el siguiente esbozo de la evolución geodinámica de la zona. Se debe tener en cuenta que el aspecto cuantitativo tanto en edades como en direcciones e intensidades es susceptible a posteriores precisiones, cuando se cuente con más datos.

[En el Plioceno Superior encontramos que ya la cadena andina se halla construida con una altura no muy diferente a la actual. Se ha instalado ya un sistema de drenaje el cual permite aportes de material detrítico hacia la Costa.

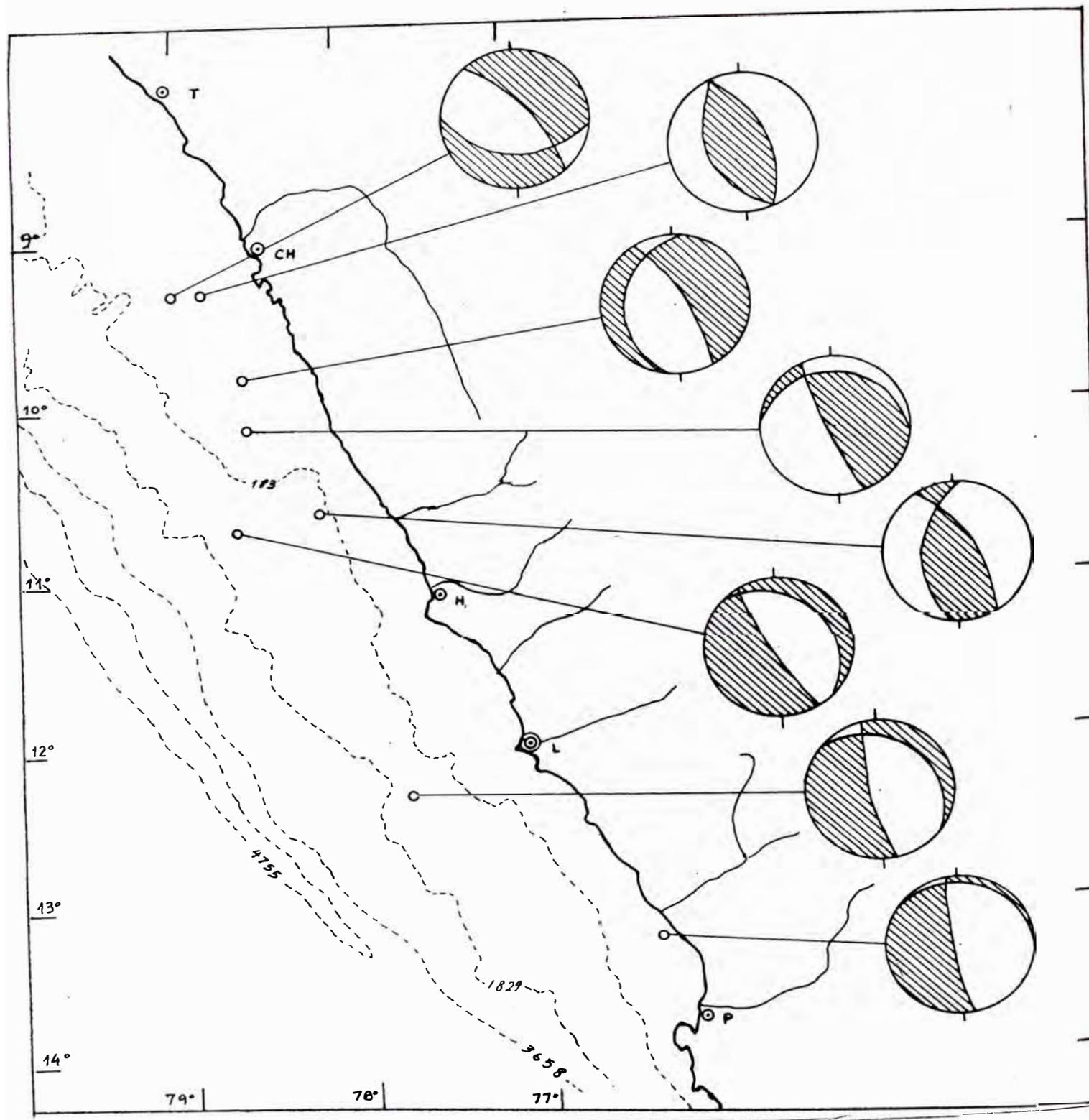


Fig. 62.- Solución de mecanismos focales para seis
mos a profundidad normal producidos en el contacto
interplacas (tomado básicamente de STAUDER, 1975).
e informes internos del I. P. G.)

T. Trujillo. CH. Chimbote. H.
Huacho. L. Lima. P. Pisco.

Las líneas discontinuas indican las
isóbatas del fondo marino en m .
Los cuadrantes sombreados indican
rarefacción del primer movimiento
Los centros de estos cuadrantes
corresponden al eje P (Presión) .

Una transgresión marina, reconocida más al Sur (Ica-Nazca) y que revela condiciones de subsidencia en aquella zona, alcanza a cubrir el área entre Chincha y Pisco. Los depósitos aquí son diatomitas y arcillas diatomíticas (Formación Pisco).

La zona Norte se halla mayormente fuera del alcance de la transgresión. Esto se debe a la forma del litoral, probablemente a este nivel, los sedimentos marinos pliocenos se hallen hundidos hacia mar fuera. Aquí también parecen mantenerse ciertas condiciones de subsidencia, bajo las que se depositan sedimentos finos en un ambiente ya desértico. Limos y arcillas pueden haber sido transportados por flujos lodosos. Algunas veces la sedimentación es lagunas (Upacá), otras aparenta ser litoral (Jahuay).

La retirada del mar queda plasmada en el cambio rápido de sedimentos diatomíticos a arenas y arcillas cenizas a la costa de la facies Huamaní. En Condorillo, las condiciones pasan de marinas a continentales

Luego queda emergida toda el área. En algunos sectores se produce una erosión con ligera profundización de cauces, en otros parece formarse superficies de erosión tipo glacis. La subsidencia parece disminuir.

Posteriormente un importante cambio en las condiciones climáticas y probablemente en la tectónica se refleja en la sedimentación de conglomerados torrenciales de grandes elementos Formación Cañete. Viendo por los valles principales ya constituidos, forman abanicos que en muchos casos son coalescentes. En este momento, una primera Fase tectónica compresiva deforma los terrenos pliocenos y parte de los depósitos del Pleistoceno antiguo. Las estructuras de esta fase son notorias principalmente en la parte sur del área de trabajo. El depósito de estos conglomerados podría continuar, luego que ha cesado la compresión.

Luego, los depósitos presentan una gran cantidad de microfallas y algunas fallas con desplazamientos de más de 10 m. cuyo arreglo permite proponer dos hipótesis (Tabla N°9):

- a) -Régimen extensional de dirección aproximada N-S luego del Pleistoceno antiguo. Deforma las T₄.
- Pequeña fase compresiva de dirección aproximada E-W luego del Pleistoceno medio. Deforma las T₃.
- Régimen extensional de dirección aproximada N-S luego de la pequeña fase compresiva. Deforma las T₃ posteriormente a la compresión. No se conoce su alcance en el tiempo.

- b) -Régimen extensional de dirección aproximada N-S luego del Pleistoceno medio. Este deformaría -- tanto las T_4 como las T_3 , algunas de las cuales ya habían sido afectadas por la fase inicial en tre principios del Pleistoceno medio.

Durante todo el lapso y en dependencia del clima se depositaron las napas aluviales encajonadas T_3 y T_2 . El hundimiento parece continuar a lo largo de este tiempo.

Posteriormente a T_2 el hundimiento se vuelve muy discreto o se detiene. La falla entre el Callao y la isla San Lorenzo deja de funcionar.

En el Holoceno se emplaza en la Costa la última terraza fluvial Tf_1 , siendo complementada en el litoral por la Tm_1 depositada contemporáneamente al máximo transgresivo.

En la actualidad, esta zona soporta una fuerte actividad sísmica, ubicándose los focos a profundidad normal (sismos superficiales = 0 - 70 km.). Tales sismos se consideran ligados al proceso de subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana. Sin embargo no se ha determinado el tipo ni dirección de esfuerzos tectónicos a que está sometida el área.

capítulo v

***ASPECTOS
CLIMATICOS***

1. EL CLIMA ACTUAL

[El clima de la Costa del Perú Central es desértico, hiperárido por la extrema escasez de lluvias, amortiguado en sus contrastes térmicos y de una humedad muy alta por la proximidad del mar. En esta parte exponemos los grandes lineamientos que controlan este clima y luego algunos datos acerca de los elementos que lo conforman. La información es tomada básicamente de VALDIVIA (1977), DOLLFUS (1965), RAUH (1979) y los datos del SENAMHI.

1.1 FACTORES Y MECANISMOS DEL CLIMA ACTUAL

- a) La cadena andina, erigida al Oeste del continente sudamericano, es el primer gran rasgo que domina el clima de esta región. Ella con sus alturas de casi 6,000 m. forma una barrera natural que corta la franja de altas presiones subtropicales. En efecto, a este nivel se pueden reconocer dos células de alta presión a ambos lados de los Andes, una sobre el Pacífico y la otra sobre el Atlántico (Fig. 65). Así, la cadena impide el libre paso de las masas de aire húmedo del Atlántico originando fuertes precipitaciones en los flancos orientales de ella en contraposición con la vertiente occidental en la que se producen muy escasas lluvias. Es así, responsable directa de la hiper-aridez costera. Este tipo de desierto es clasificado como "desierto de sombra de lluvia" (GLENNIE, 1970).
- b) El Anticiclón del Pacífico Sur.- Es un sistema que nace en la célula subtropical de alta presión que está ubicada aproximadamente a 30° S, frente a la costa de Chile. Como todo anticiclón presenta un núcleo con alta presión la cual va disminuyendo hacia la periferia. Por estar ubicado en el Hemisferio Sur, el sistema de vientos se desplaza del centro hacia afuera con un movimiento circular contrario a las agujas del reloj (Fig.66). Los que se proyectan a la costa peruana llegan por lo tanto del Sur y Suroeste y bastante cargados de humedad por provenir del océano (Fig.67). Debido a la variación anual de la situación cenital del Sol, el ecuador térmico se desplaza estacionalmente al Norte o al Sur. Esto conlleva a desplazamientos en todo el sistema de circulación incluidas las células bariicas. Esto tiene consecuencias directas sobre el clima de nuestra zona respecto a las variaciones estacionales.

Dollfus lo explica así:

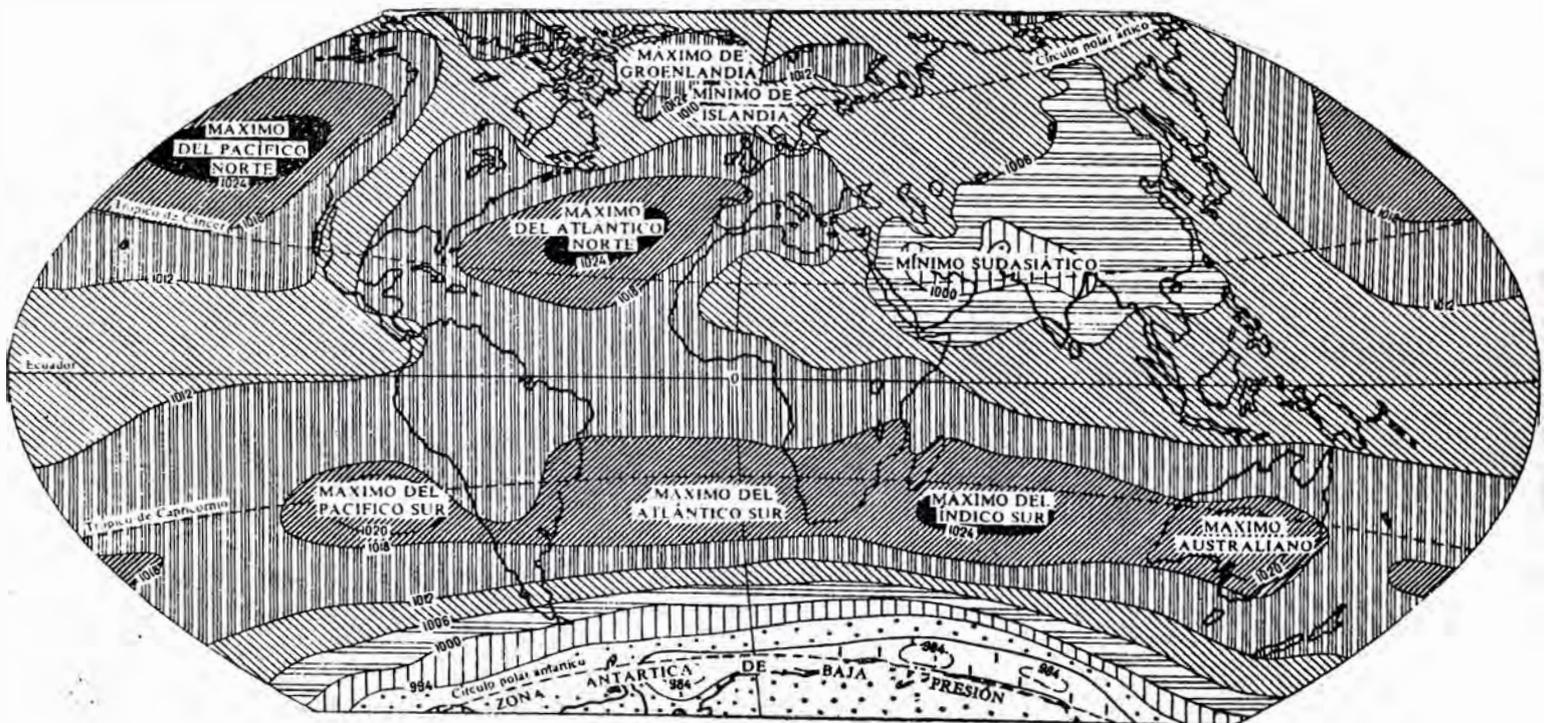
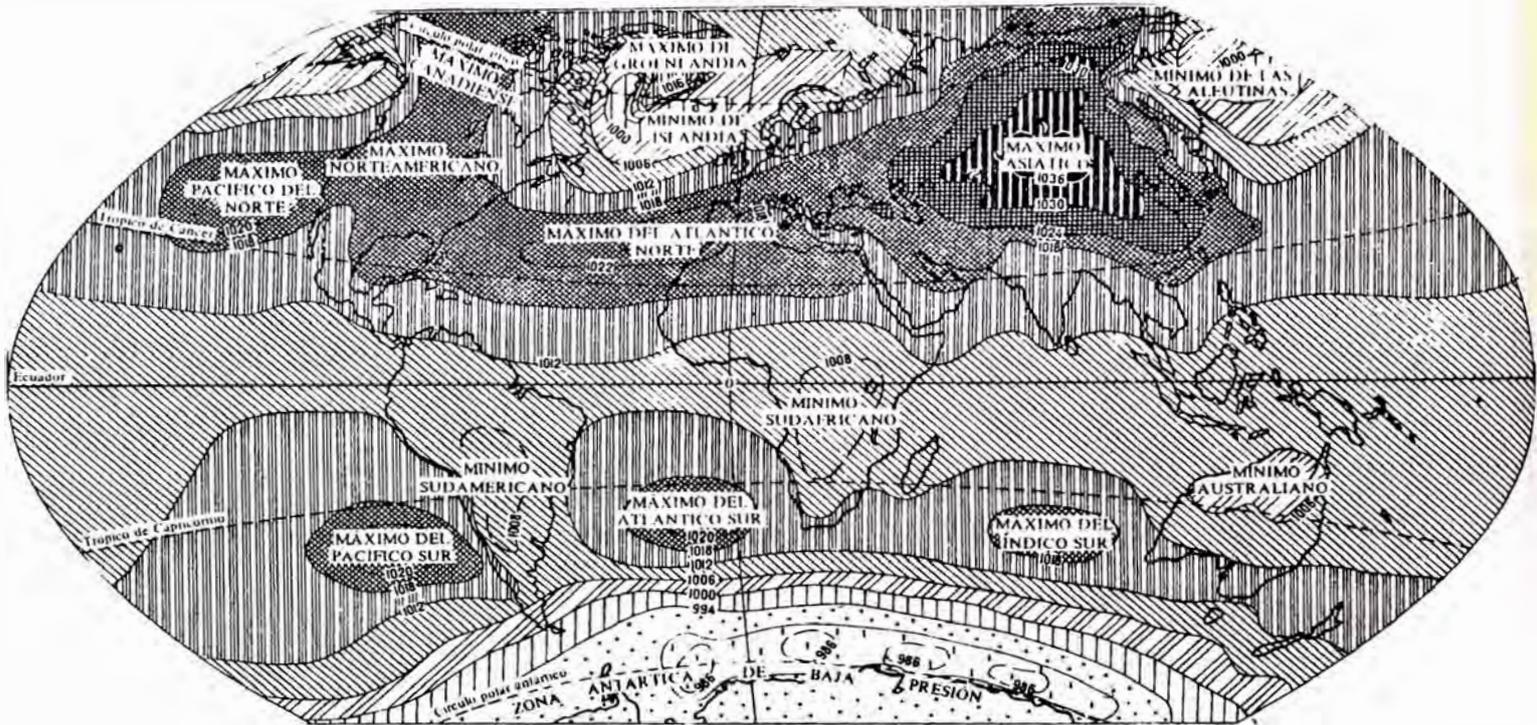


Fig. 65.- Presión atmosférica
 A.- en Enero B.- en Julio
 (tomado de Riábchikov, 1976)

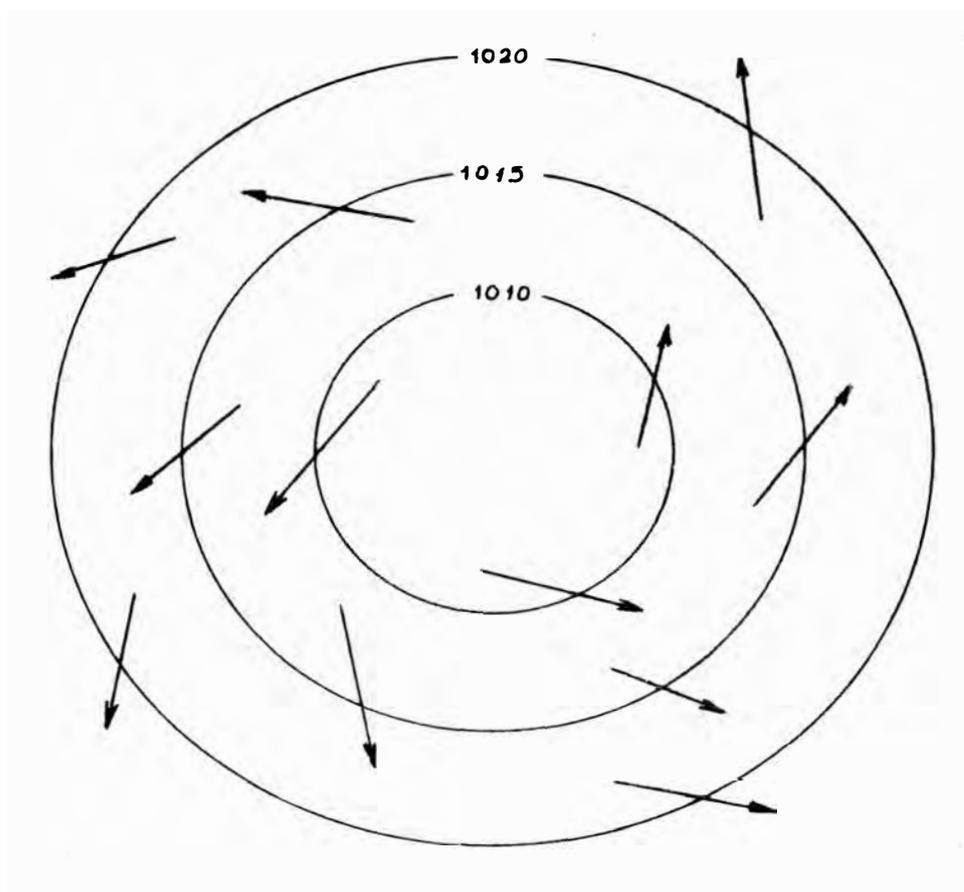


Fig. 66.- Sistema de vientos producidos en un anticiclón del Hemisferio Sur (según VALDIVIA, 1977) .

Las cifras indican la presión en milibares.

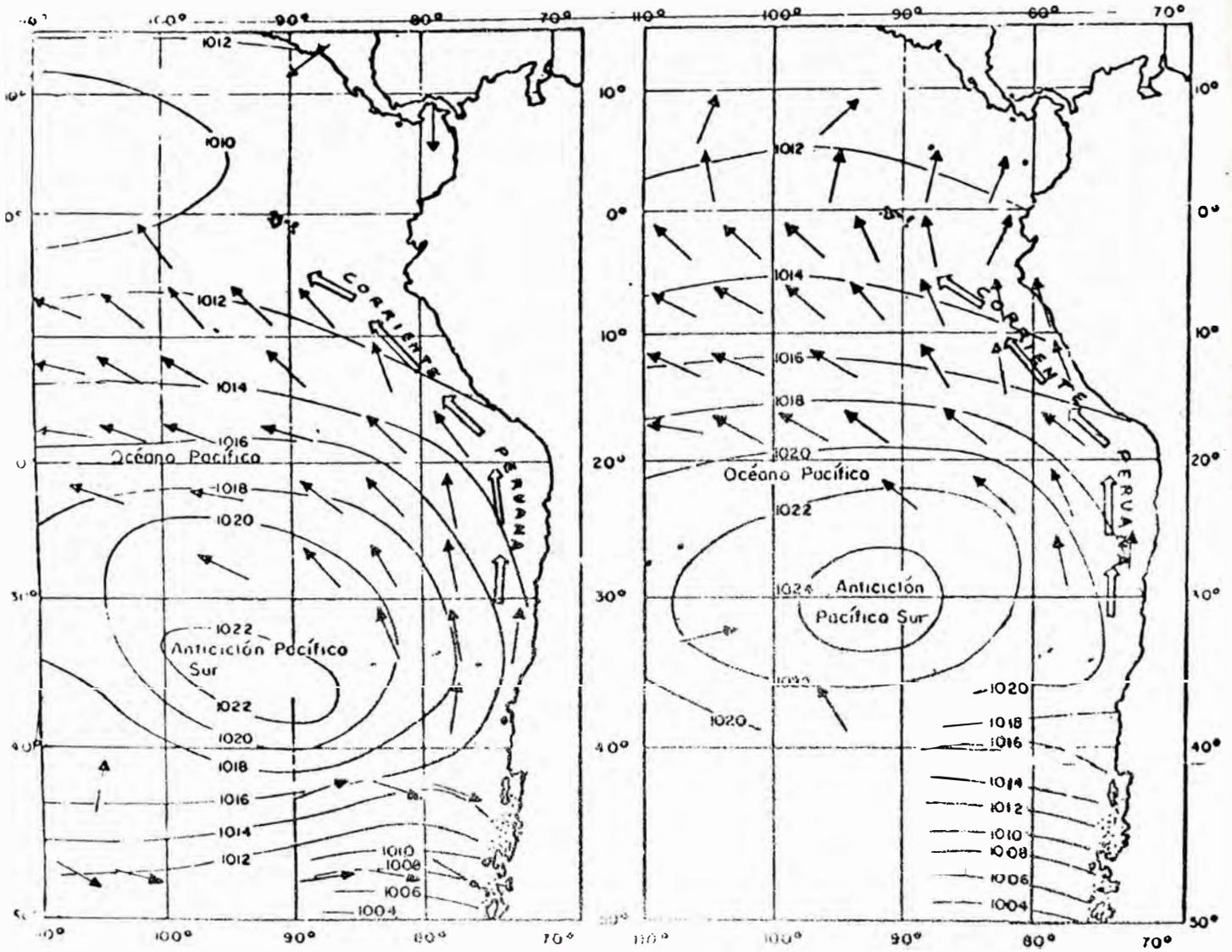


Fig. 67.- Vientos dominantes sobre la Costa sudamericana.

●: verano
▲: invierno

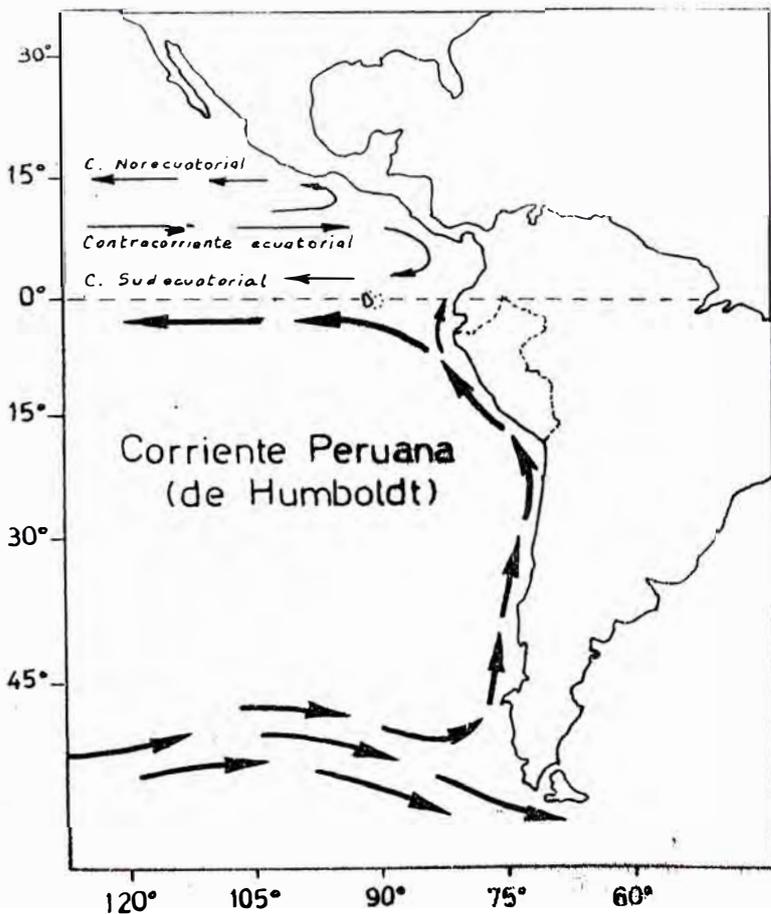


Fig. 68.- La posición de las corrientes frente a la Costa Occidental de Sudamerica .

En Julio el anticiclón, desplazándose al Norte, se aproxima al litora. Los vientos alisios empujan hacia la Costa un fuerte oleaje. Una vigorosa subsidencia del anticiclón sobre su borde oriental produce una inversión térmica entre 600 y 800 m. de altura. Esta inversión parece ser intensificada por el viento Foehn que viene de los Andes (Fig.69) (VALDIVIA, 1977). La misma inversión permite el estacionamiento de la capa de nubes tipo estrato que cubre casi permanentemente la Costa Central entre Mayo y Noviembre.

En Enero, el anticiclón se aleja de la Costa, los vientos son más débiles así como el oleaje. La subsidencia del borde occidental del anticiclón se atenúa, llegando eventualmente a desaparecer cerca de la Costa. Esto hace que el cielo quede despejado - obteniéndose un buen asoleamiento.

- c) La Corriente de Humboldt.- Es un fenómeno ligado a la circulación atmosférica general, y que influye decisivamente en el clima. Ella es una corriente oceánica superficial de aguas frías que se origina en la Antártida, discurre paralela a la costa y se aparta de ella a la altura de Cabo Blanco-Piura aproximadamente a 4° latitud Sur (Fig.68). Esta corriente está reforzada por el proceso de upwelling o afloramiento de aguas frías subsuperficiales. Estas aguas ascienden para compensar el volumen de la capa superficial desplazada tanto por el viento S-N como por el flujo Ekman E-W. La corriente, así constituida, tiene como efecto principal la disminución de la temperatura, llegando esta zona a obtener las más bajas dentro del trópico sur. Ella a su vez amortigua el clima, reduciendo las amplitudes térmicas tanto diarias como estacionales.

En el verano de ciertos años, la circulación de aguas hacia el NNW se debilita, entonces masas de aguas cálidas y saladas vienen del Hemisferio Norte escurriéndose a lo largo del litoral hasta los 6° S. Este fenómeno se denomina El Niño. Al estar asociado al debilitamiento de las altas presiones subtropicales, incluye el avance del frente de bajas presiones ecuatoriales; siendo este frente una zona de convergencia, se producen fuertes lluvias y cambios climáticos en general, que tienen luego efectos de desequilibrio ecológico.

- d) La condensación de la humedad.- Este es un proceso que involucra los dos últimos factores nombrados, es decir los vientos cálidos y húmedos viniendo del océano y la Corriente de Humboldt.

El viento procedente del mar exterior más templado, al enfriarse sobre la Corriente de Humboldt, ocasiona la formación ininterrumpida de neblinas, cuyo techo se halla a nivel de la inversión térmica (800 m.)

Fig. 69

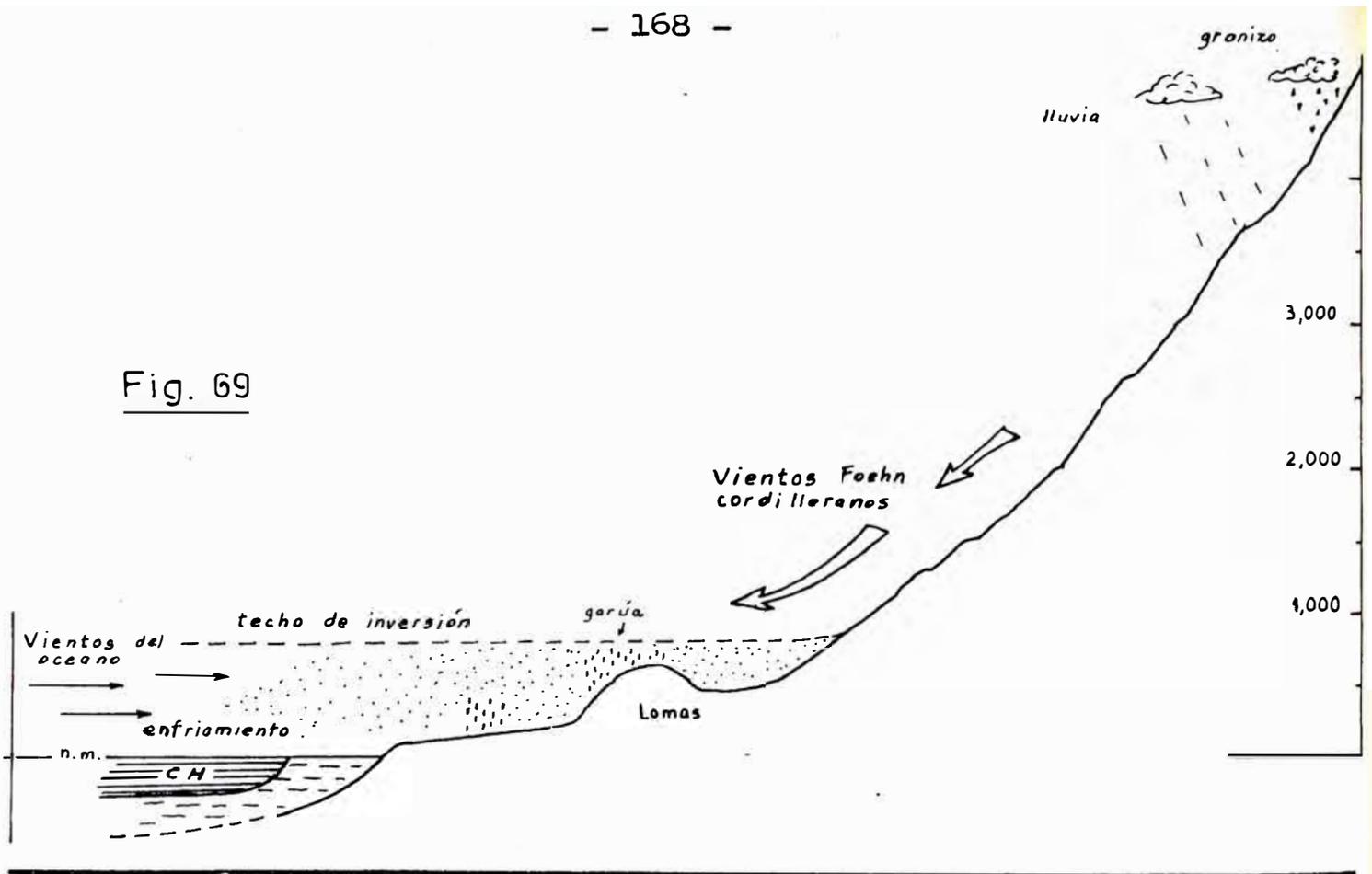
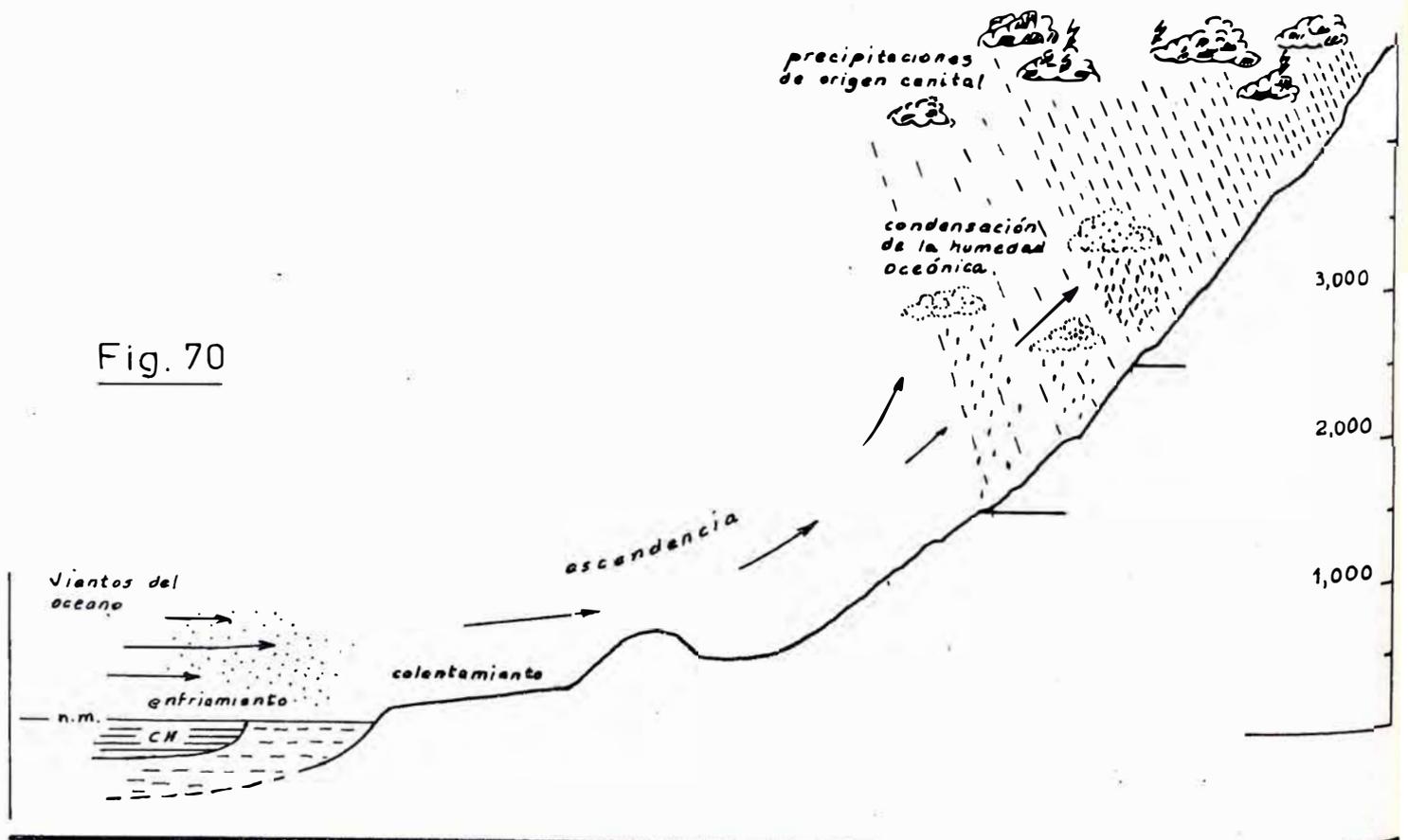


Fig. 70



Cortes mostrando los rasgos atmosféricos predominantes en invierno (Fig. 69) y en verano (Fig. 70)

En invierno, debido al refuerzo de la corriente fría y al menor asoleamiento, el suelo no se calienta de forma importante. Esto hace que las neblinas cubran todo el litora. Descompresiones locales provocan una "garúa" tan fina que no es registrada por los pluviómetros pero que humedece las capas superiores del suelo y toda superficie que halla a su paso. En los relieves costeros donde los vientos marítimos son obligados a elevarse, se produce inclusive una garúa más gruesa que alcanza una magnitud de 100-300 mm. Estas zonas son las "lomas" y en ellas se desarrolla una vegetación adaptada a estas condiciones climáticas (ver Cap. I.4). El gráfico de la figura 69 ilustra esta situación.

En verano, la situación varía un poco. La corriente fría es debilitada por los avances del frente ecuatorial, y la menor cobertura de estratos permite un buen asoleamiento. En estas condiciones la atmósfera costera está capacitada para observar humedad. De esta forma, los vientos húmedos del SW, se enfrían sobre la Corriente de Humboldt y luego se calientan sobre la Costa. Al no condensarse, dejan la región despejada de nieblas. Por lo tanto avanzan subiendo por los valles y el flanco cordillerano hallando recién suficiente enfriamiento sobre 3,000. Sobre -- tal nivel se descargan en forma de lluvias o sobre 4,000 en forma de granizo (Fig.70). Vemos así que existe una franja entre 800 y 1,500 m. de altura -- que nunca sufre precipitaciones, no es alcanzada ni por las garúas ni por las lluvias de verano (RAUH, 1979; p. 7)

1.2 LOS TIPOS CLIMATICOS Y SUS ELEMENTOS

La variación climática en el Perú es básicamente altitudinal, por lo cual los tipos de climas se disponen en fajas angostas alargadas y paralelas a los Andes.

Los tipos climáticos que presentamos son tomados de VALDIVIA (1977) ligeramente modificados según nuestras observaciones. En la Costa del Perú Central es posible observar dos tipos principales

T A B L A N° 6

T I P O S	S U B T I P O S
I) Clima de desierto	a) Húmedo
	b) Seco
II) Clima de Estepa	a) Con lluvias en verano
	b) Con lluvias en invierno (lomas)

Ia.- Clima de desierto húmedo (BW-a)

Este subtipo es el que está más ampliamente distribuido en nuestra zona. Goza de este clima el área comprendida entre la línea de costa y la vertiente cordillerana, alrededor de la curva de nivel 800 m. Dentro de esta misma área se ubica en porciones discretas el clima de las lomas (II b).

Las temperaturas medias son moderadas, no excediendo en el mes más caluroso, los 23.5°. Como se puede apreciar en la Tabla N° 7, las amplitudes térmicas estacionales son muy pequeñas, del rango de 7 a 7.5°.

T A B L A N° 7

TEMPERATURAS MEDIAS EN LA COSTA CENTRAL (° C)

ESTACION		HUACHO		LIMA		PISCO	
PERIODO OBSERVADO		1967 - 1977		1960 - 1980		1973 - 1980	
Temperatura media mensual	máx.	Feb.	23.5	Feb.	22.3	Mar.	23.4
	min.	Ago.	16.4	Sep.	15.1	Ago.	16.3
Amplitud		7.1		7.4		7.1	
Temperatura media anual	máx.	1972	21.3	1972	19.8	1979	19.9
	min.	1975	18.8	1971	17.5	1975	18.3

datos: SENAMHI

Podemos también notar que la zona de Lima tiene las temperaturas medias más bajas de todo el sector estudiado. Probablemente esto se debe a la presencia de extensas pampas cubiertas de arena en las zonas norte y sur.. El calentamiento de ellas produciría una mayor convección en el día lo cual elimina buena parte de las neblinas, permitiendo una mayor insolación.

Esta observación es apoyada por las medidas de la humedad relativa, la cual es más alta en Lima, siguiendo luego la zona Norte y finalmente la región de Pisco. Aquí es un 3% más baja, en todos los aspectos, que en Lima (Tabla N° 8)

En cuanto a la precipitación, ésta es muy escasa, tal como puede apreciarse en el mapa de isoyetas - (Fig. 71). La precipitación característica es la garúa. Esta es una llovizna muy fina producida -- por la condensación de la neblina baja que cubre permanentemente el área en los meses de invierno y que generalmente no es registrada por los pluviómetros. En los meses de verano la precipitación es nula y el área se constituye en una extensión

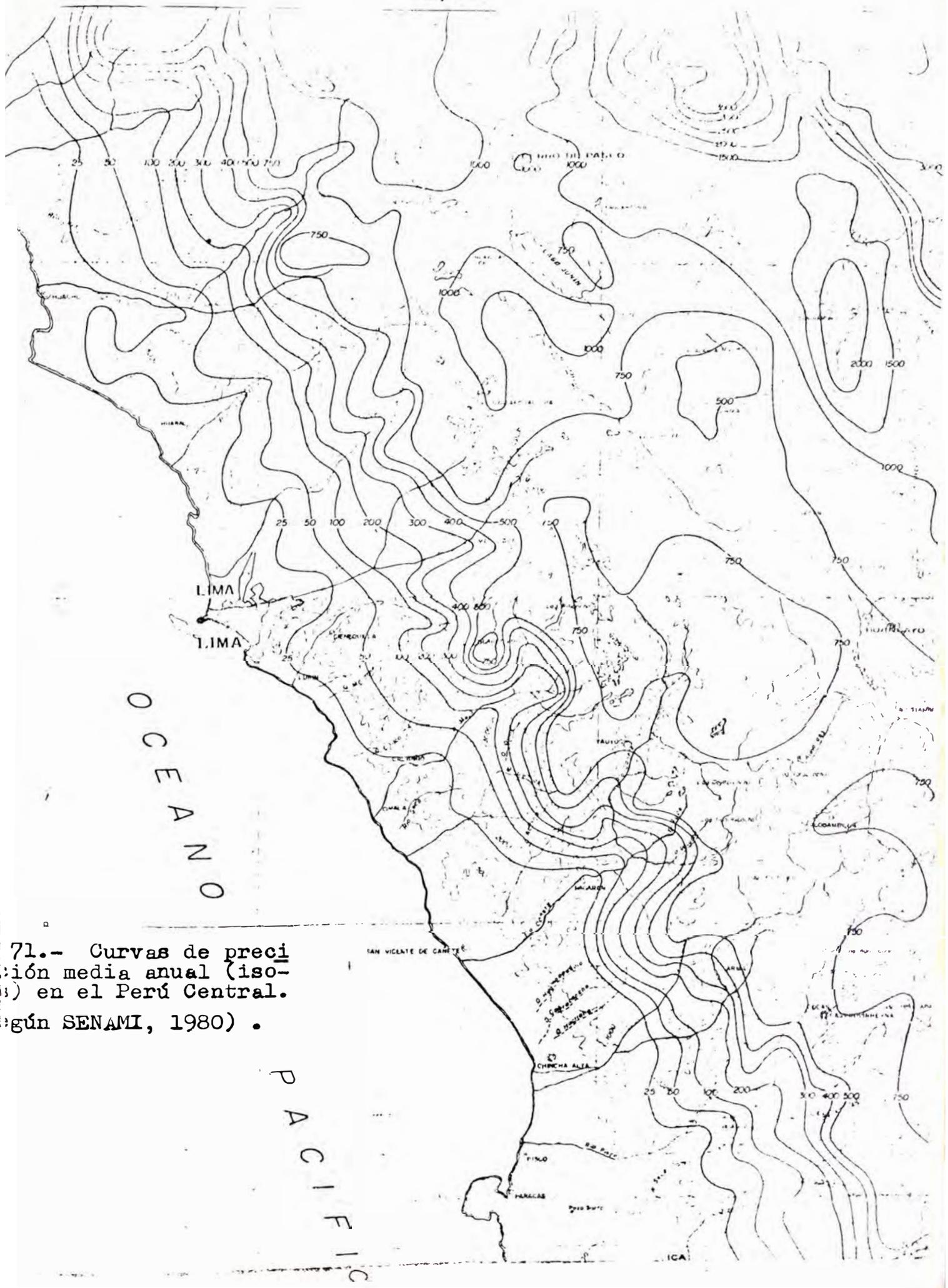


Fig. 71.- Curvas de precipitación media anual (isohetas) en el Perú Central. (según SENAMI, 1980) .

del desierto seco, descrito más adelante. Los vientos predominantes proceden del S. y SSW con velocidades medias de 1 a 3 m/s alcanzando máximos de 12 m/s.. En mucha menor proporción aparecen vientos del SSE con velocidad de 2 m/s. y otros del NW. Las brisas están relacionadas con la diferencias de capacidad calorífica entre el mar y el continente.

El paracas es un viento muy fuerte que sopla mayormente en el departamento de Ica. Según Schweigger, él es provocado por una pequeña zona de bajas presiones centradas en Pisco y por las convecciones locales que se producen durante el día sobre el -- borde montañoso entre los ríos Pisco e Ica (in DOLL FUS, 1965).

T A B L A N° 8

HUMEDAD RELATIVA EN LA COSTA CENTRAL (%)

ESTACION		HUACHO	LIMA	PISCO
PERIODO OBSERVADO		1967 - 1977	1960 - 1980	1973 - 1980
Humedad media mensual	máx.	Jul. 84	Ago. 88	Jun. 83
	min.	Feb. 78	Feb. 81	Feb. 79
Humedad media anual	máx	84	86	82
	min.	80	82	78
Máxima absoluta de un mes		88	91	85
Mínima absoluta de un mes		73	76	74

datos SENAMHI

Ib.- Clima de desierto seco (BW-b)

Este se extiende entre el clima de desiertos y el de estepa con lluvias veraniegas. Se sitúa en la vertiente de los Andes a alturas que oscilan entre 800 y 1,500 m. Su principal característica es el no gozar ni de las neblina-garúas invernales costeras, ni de las lluvias estivales de las alturas RAUH (1977) consigna que lluvias algo copiosas ocurren en intervalos de casi 25 años. El cielo es siempre despejado, teniéndose así un buen asoleamiento. La ausencia de neblinas hace que este clima sea muy seco. Aparte de estas observaciones, no disponemos de datos meteorológicos que puntualicen los elementos de este tipo climático. Este es

realmente el desierto rocoso, hiperárido, seco y sin vegetación.

IIa.- Clima de Estepa con lluvias en verano (BS_w)

Este ocupa la franja más oriental del grupo, se halla entre las alturas de 1,500 a 2,500 m.. El régimen de lluvias es variable siendo generalmente tipo chubasco durante el verano. La precipitación media anual generalmente no pasa de 100 mm.. La vegetación dominante está constituida por cactus de columnas, Neoraimondia, Haagoecereus, Armatocereus, Espostoa y Melocactus. Esta franja juega aproximadamente el papel de zona saheliana o de transición.

IIb.- Clima de Estepa con lluvias en invierno
(clima de las lomas) (BS_s)

Este clima domina las colinas bajas, de menos de 800 m. que se hallan en la zona cercana al litoral en medio del desierto húmedo. Las características climáticas son similares a las de este último, sin embargo existen ciertas diferencias que vamos a ver.

Las lomas más remarcables se hallan en Lachay, pocos kilómetros al Norte de Chancay, a una altura de 250 a 500 m.. Aquí se ubica una estación meteorológica a 380 m. de altura.

La temperatura media anual es de 2.3. a 4.0° mas baja que en Lima. Se observan 163 días de neblina por año. La precipitación media anual está alrededor de 200 m.m. y en otras lomas puede llegar a 300 mm. (VALDIVIA, 1977).

Como apreciamos, este es un microclima de oasis a neblina el cual es luego reforzado por la misma vegetación, la cual alienta una mayor condensación. Las especies vegetales más extendidas, como ya lo señalamos son las tillandsias, pero en las lomas de Lachay además se agrupan Drymaria Weberbaueri, Nolona humifusa y algunos árboles de 6 a 8 m. de altura (Caesalpinia tinctoria y Carica caridicans)

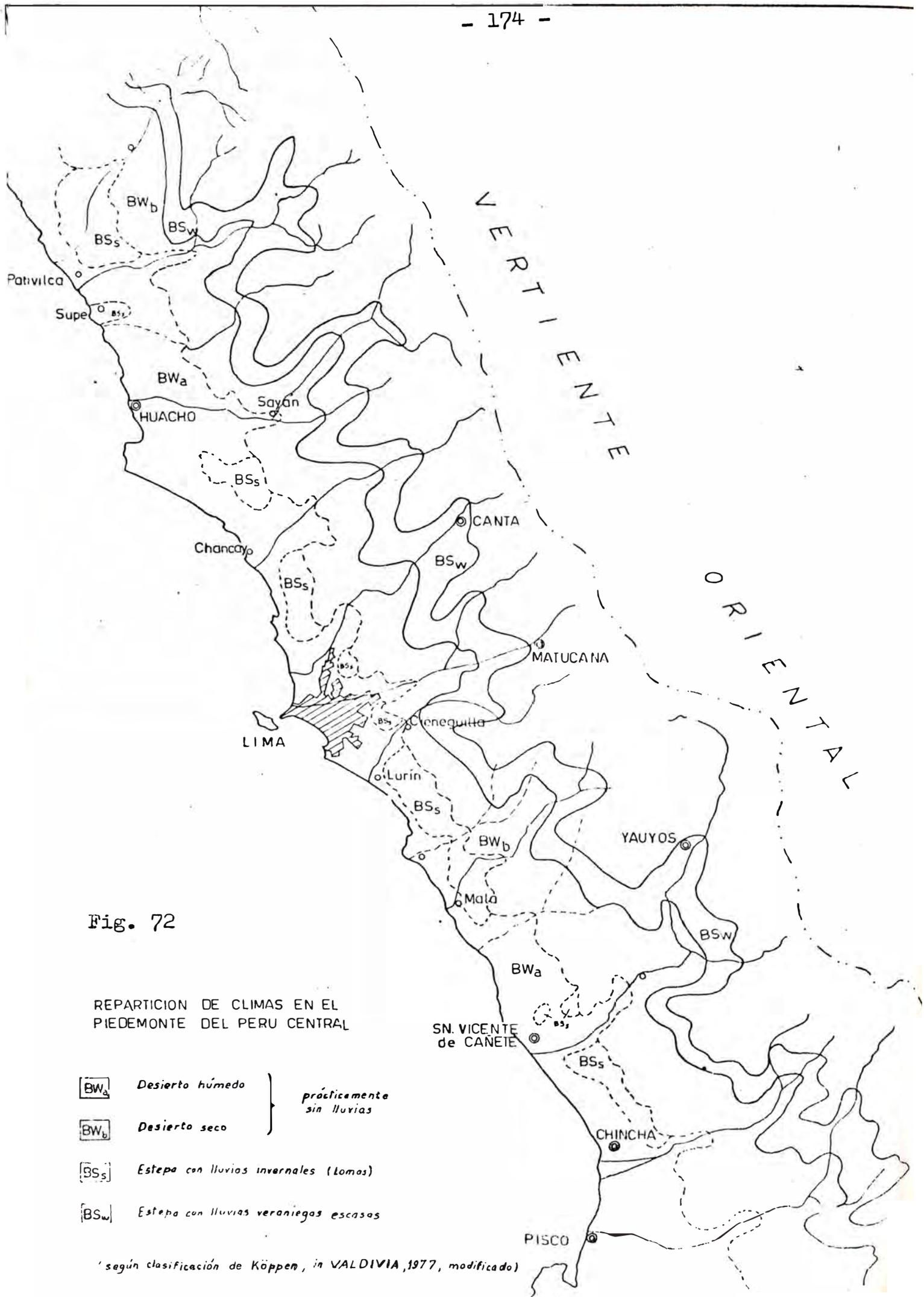


Fig. 72

REPARTICION DE CLIMAS EN EL PIEDEMONTE DEL PERU CENTRAL

- [BW_a] *Desierto húmedo*
 - [BW_b] *Desierto seco*
 - [BS_s] *Estepa con lluvias invernales (Lomas)*
 - [BS_w] *Estepa con lluvias veraniegas escasas*
- } *prácticamente sin lluvias*

(según clasificación de Köppen, in VALDIVIA, 1977, modificado)

2. LOS PALEOCLIMAS

A lo largo del tiempo que se viene estudiando el Cuaternario (desde Desnoyers en 1829) se han recopilado -- gran cantidad de evidencias que en este período ocurrieron importantes cambios climáticos. Para empezar, se considera que a nivel global, el límite terciario-cuaternario debe estar marcado por un brusco enfriamiento -- (siendo este estudiado a partir de una gran variedad de indicadores paleoclimáticos). Luego se ha mostrado que los descensos cíclicos de las temperaturas han ocasionado el desarrollo de casquetes glaciares, actualmente -- restringidos a la Antártida y Groenlandia. Así, los -- hielos continentales llegaron a cubrir extensas áreas -- sobre las latitudes medias, principalmente en Eurasia y América del Norte. En las latitudes intertropicales -- los avances glaciares se desarrollaban solamente en alta montaña (como los descritos por Dollfus en el Perú -- Central). En este capítulo intentaremos establecer las características del clima reinante en la Costa Central a sí como sus variaciones en el Cuaternario.

2.1 DATOS ANTERIORES

Desde las primeras observaciones en el desierto costero del Perú, fue notoria la incongruencia entre los -- escasos arrastres de los ríos actuales y las importantes acumulaciones detríticas emplazadas en el pie de la cordillera. Esto hizo pensar en ciertos períodos de importante aluviación que fueron asociados a cambios climáticos mayores a nivel global. Es DOLLFUS (1965) uno de -- los primeros en relacionar estos eventos con las glaciaciones por él determinadas sobre los Andes. Luego MARTINEZ (1968, p.6) en observación de un nivel de glacis al Sur de Lima, expresa que tales sedimentos "indican las características de la climatología en la sucesión de fases secas con depósitos eólicos y fases torrenciales, de lluvias excepcionales en las partes más altas". TRICART et. al (1969) puntualizar que "El clima se ha mantenido árido durante el cuaternario en los alrededores de Lima, sin embargo, ocurrieron periódicamente variaciones en la dinámica de los ríos y de laderas originadas por cambios en el clima, que muy probablemente están relacionados con las modificaciones de mayor importancia ocurridas en las partes altas". PETERSEN (1972, p. 67) acota "En la propia coata existen numerosos vallecitos de recorrido corto cuyos cauces están secos desde periodos seculares. Su modelado data desde el episodio de la desglaciación de la Cordillera de los Andes, cuando el regimen pluvioso se extendía hasta el mismo mar. Desde entonces el frente de lluvias periódicas va retro

cediendo hacia el interior". Luego el mismo autor, observando los restos de terrazas de cultivo prehispánicas indica que "hace unos mil años el límite de lluvias periódicas se habría encontrado solo a unos 15 Km tierra adentro. Desde aquel entonces el límite de las lluvias se ha ido retirando 30 Km más tierra adentro, encontrándose en la actualidad a unos 45 Km. de la costa a la altura de Ricardo Palma, aguas arriba de Chosica".

2.2. MÉTODOS EMPLEADOS

Actualmente se han desarrollado muchos métodos, algunos muy sofisticados, para el estudio de la variación del clima en el Cuaternario (ver por ejemplo C.N.R.S., 1974) tales como: curvas de isótopos de ^{18}O en diferentes materiales, estudios de microfauna, palinología, geomagnetismo, etc. Sin embargo, no todos ellos son aplicables a problemas como el de nuestra zona y actualmente no están a nuestro alcance.

Nuestras deducciones, más que nada cualitativas, estarán basadas en:

- a) El análisis sedimentológico de los diferentes depósitos, con énfasis en aquellos de origen local;
- b) Interpretación de la estratigrafía relativa propuesta en este trabajo;
- c) Comparación con el clima y la dinámica atmosférica actuales;
- d) Correlación con las escalas paleoclimáticas establecidas global o regionalmente en otras zonas estudiadas.

2.3 INTERPRETACION DE LAS FACIES DE LOS CONOS DESERTICOS

Observamos que debido a la extrema aridez, las laderas en el desierto costanero se hallan muy cubiertas por material eluvial y coluvial suministrado por los procesos de modelado (ver Cap. II, 4), eventualmente una capa de arena eólica se junta a ellos. Al pie de estas vertientes se empalman frecuentemente los conos desérticos, como testigos que en algún momento el material sobre las laderas ha sido removilizado.

Para poner en tránsito estos elementos es necesaria una lluvia intensa. Además ella debe tener corta duración para que no se forme un flujo con capacidad para -

que no se forme un flujo con capacidad para transportarlos muy lejos; según las observaciones de fenómenos actuales similares esta duración sería de varias horas. Esta lluvia tendrá el efecto de "lavar" las laderas, lo cual es simplificado por la ausencia de cobertura vegetal. Esto formará un flujo más o menos lodos o según el material, que envuelve a los elementos mayores (gravas, bloques). El tipo de escurrimiento "mantiforme" progresa sin un sensible encauzamiento. Los pequeños canales -- llamados rill - wash son colmatados rápidamente de sedimentos, por lo cual varían constantemente en sentido lateral. De esta forma queda depositado un manto más o menos extenso dependiendo de la viscosidad del flujo. El carácter planar de las coladas ~~es~~ evidenciado por la estratificación que muestran los depósitos aluviales desérticos. Fenómenos similares ocurren actualmente en zonas más altas (1500 - 3000 m.) y se denominan "llapanas" o lavas torrenciales.

[La falta de matriz fina en muchas de las coladas implica que: luego de la lluvia que las depositó, continuó la aridez durante la cual la acción del viento juega muy importante. El barre por deflación los elementos finos del manto llevándolos hacia las vertientes tierra adentro. Quedan de esta forma, los materiales gruesos constituyendo un Reg. Eventualmente el viento deposita sobre la colada, un manto arenoso poco espeso (pocas decenas a de centímetros) el cual quedará ~~interestratificado~~ en la acumulación (ver Cap. III, 2.2.4). Esta etapa de aridez debe ser lo suficientemente larga (decenas o cientos de años) para permitir la preparación de materiales sobre las laderas, el que será removilizado por la siguiente lluvia. Muchas de estas lluvias son necesarias para formar cada depósito, cuyo espesor varía entre unos metros y varias decenas de metros.

2.4 INTERPRETACION DE LOS ENCAJONAMIENTOS LOCALES

[La disposición encajonada de las acumulaciones aluviales desérticas nos indica, que los diferentes niveles de un conjunto, sea de cono o sea de glacís, se forman en períodos de aluviación separados por períodos de incisión

Analogamente a lo expuesto en el Cap. III.2.1 para generar un sistema de conos, glacís o ueds encajonados se requiere de:

- Una etapa de incisión inicial.
- Una primera etapa de relleno.
- Segunda etapa de incisión.
- Segunda etapa de relleno, y así sucesivamente.

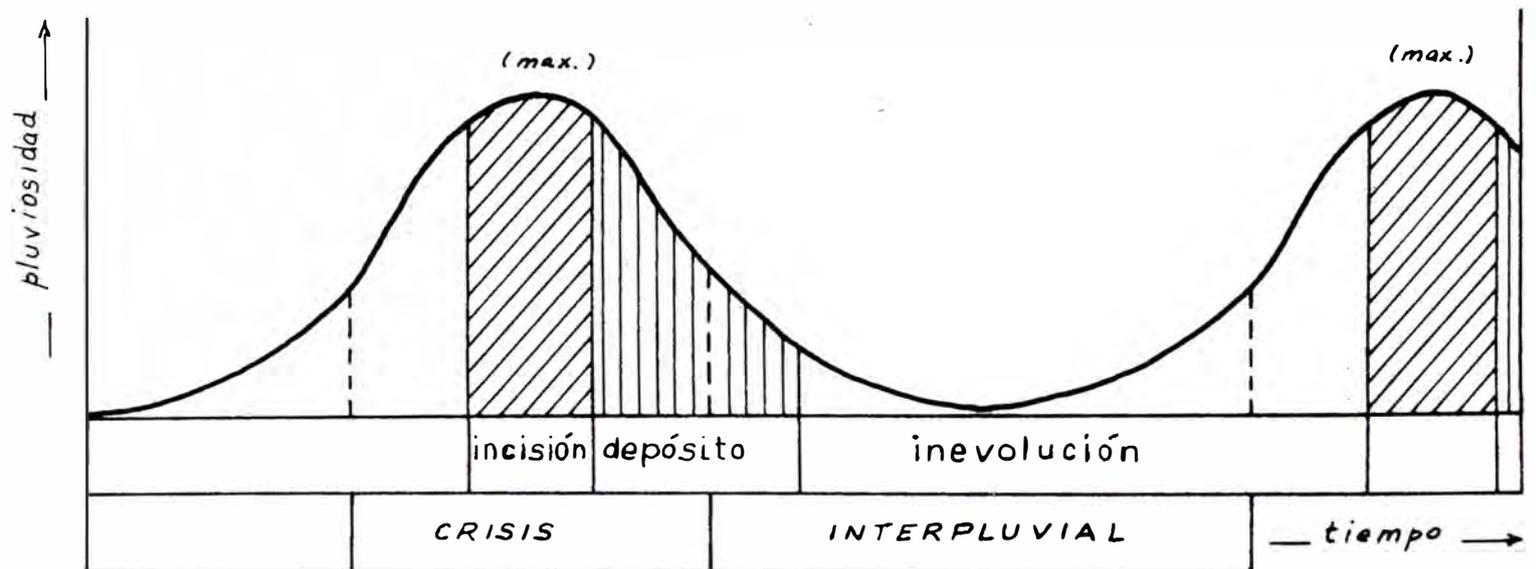


Fig. 73.- Esquema de las relaciones entre la pluviosidad y la aluviación .

Como hemos visto anteriormente, las incisiones y los rellenos son dependientes principalmente de las variaciones en la descarga en los cursos de agua. Ya que aquí estamos tratando fenómenos locales tal variación está en función directa con las oscilaciones climáticas del sector.

Llegamos así al reconocimiento de las Crisis Pluviales, es decir, períodos caracterizados por una pluviosidad mayor que la actual. El complemento para obtener las variaciones cíclicas en el clima, es la idea de Interpluviales, o períodos durante los cuales la pluviosidad disminuye a niveles como el actual y aún más áridos.

¿ Como funcionaría esta dinámica ?

Para excavar los cauces (incisión) se necesita que predominen la erosión y el transporte. Para esto es necesaria una pluviosidad relativamente alta. Deducimos que: Las incisiones que determinan los encajonamientos se producen durante los máximos de las crisis pluviales.

Por otro lado, para producir el relleno debe predominar la sedimentación, siendo el transporte aún parcialmente efectivo. Para esto se requiere una pluviosidad decreciente. Luego: Los rellenos que forman los niveles de acumulación en el desierto, se hacen efectivos hacia el final de las crisis pluviales (fig. 73)

2.5 INTERPRETACIONES DE LA ESTRATIGRAFIA

Según la Tabla Estratigráfica propuesta (Cap.III 3.1) se pueden individualizar, en la Costa del Perú Central, cuatro etapas mayores de depósito. Dado que, como acabamos de ver, cada una de estas se halla relacionada con un período de crisis pluvial, debemos aceptar la existencia de al menos cuatro períodos principales de crisis pluviales.

Las interrelaciones entre los depósitos desérticos y los fluviales nos indican indirectamente una correlación entre las crisis pluviales de la Costa y los avances glaciales pleistocenos en la Sierra (ver también Cap.III 3.5.

2.6 INTERPRETACION DE LA AUSENCIA DE ALTERACIONES QUIMICAS

Según COQUE (1977), las acciones químicas del clima se manifiestan tanto sobre las vertientes rocosas como sobre las acumulaciones detríticas. La creación de alteritas con minerales neoformados, principalmente arcillosos, es causada por procesos de oxidación, hidratación, disolución e hidrólisis. Estos fenómenos están relacionados directamente con la temperatura y la intensidad de

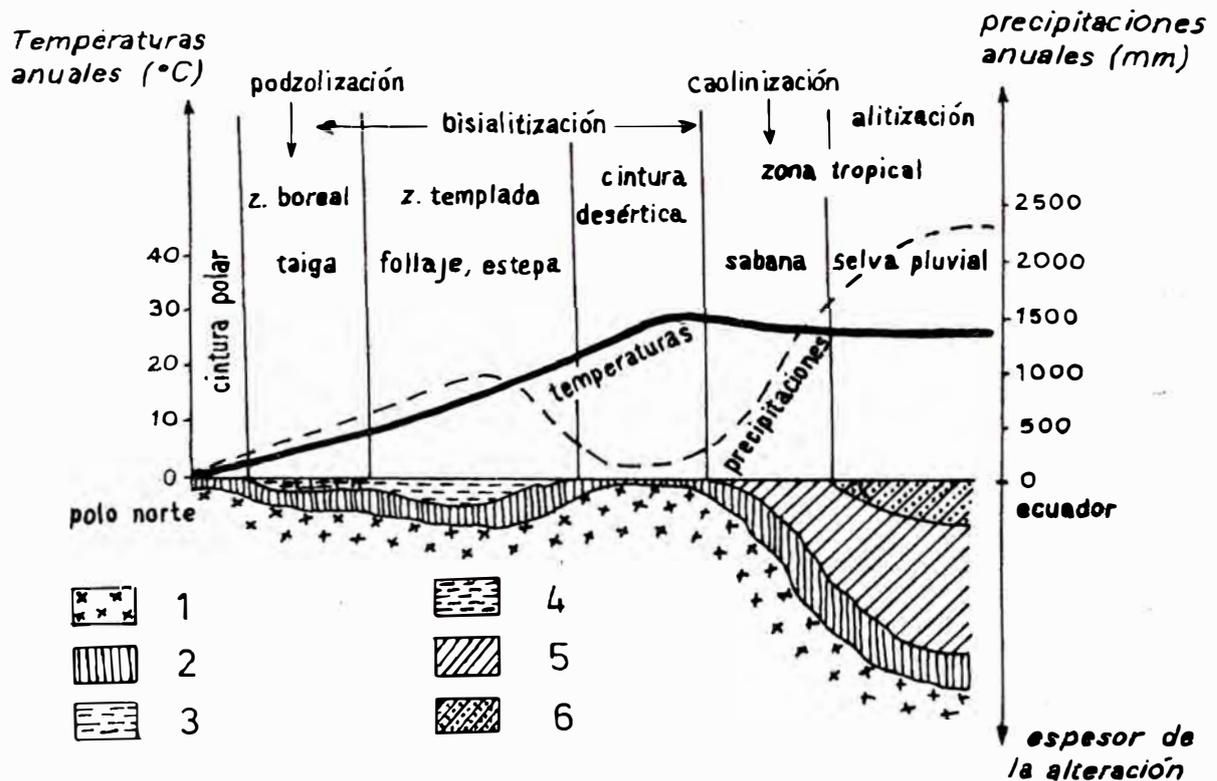


Fig. 74.- Evolución de la intensidad de las alteraciones químicas con la latitud (tomado de COQUE, 1977).

1. Substrato cristalino.
2. Roca en vías de alteración.
3. Montmorillonita y sílice residual.
4. Montmorillonita.
5. Caolinita.
6. Gibbsita, Caolinita.

las precipitaciones que caracterizan a cada sistema morfoclimático (fig. 74).

Sabiendo lo anterior, la ausencia de alteraciones en todos nuestros depósitos cuaternarios nos indica que el clima fue aquí desértico y muy árido durante todo este período. Las alteraciones observadas a veces en los depósitos del Pleistoceno antiguo muestran haber sido originadas solamente por la fluctuación de la napa freática.

[Es interesante recalcar que en acumulaciones antiguas se encuentran, con alguna frecuencia, encostramientos salinos y yesosos. La observación de procesos actuales -- son más abundantes en la zona de Pisco que cerca a Lima. Dollfus sugiere que esto se debe a un microclima en el cual las neblinas saladas se estacionan a ras del suelo durante la noche; en el día la fuerte convección, debida en parte , a la presencia de superficies arenosas, mantiene un fuerte viento (el paracas) que despeja las nieblas. El suelo recibe entonces una fuerte insolación, -- se produce así la precipitación de las sales por la evaporación de la humedad del suelo. Tal vez un cuadro similar se ha producido localmente, en antiguos tiempos -- cuaternarios.

Por otro lado, debemos decir que las "lomas" parecen haber existido también antes de la actualidad. Esto se puede verificar en el sector de la autopista variante de Pasamayo. Allí, ciertos horizontes humíferos que muestran un incipiente desarrollo de suelo están cubiertos por depósitos más recientes, donde se emplazan lomas actuales. De esto se deduce que la humedad atmosférica ha sido, en anteriores épocas cuaternarias, tan alta como la actual.

2.7 COMPARACIONES CON LA CIRCULACION ATMOSFERICA GLOBAL ACTUAL

Actualmente, las bajas temperaturas de invierno tanto en la Costa como en la Cordillera se asocian al desplazamiento al Norte del Anticiclón del Pacífico Sur. De acuerdo con SERVANT y VILLARROEL (1979), se pueden presentar en invierno dos situaciones especiales:

- a) La debilitación del Anticiclón Atlántico y un empuje adicional hacia el Norte, debido a la individualización de un anticiclón por detrás de los frentes fríos en Argentina. El pasaje de estos frentes fríos produciría precipitaciones excepcionales sobre los Andes y el piedemonte atlántico. ¿Podría también hacerlo sobre el piedemonte pacífico?

- b) La otra situación, supuesta mucho más excepcional, es un fortalecimiento del Anticiclón Atlántico y su expansión hasta el pie de los Andes. En estas condiciones, la franja meridiana de bajas presiones que separa las células se vuelve muy estrecha. De esta forma ella sería una zona de intensa convergencia, lo que da condiciones favorables para las precipitaciones nivosas sobre la Cordillera. ¿Podría ella causar precipitaciones pluviales sobre la Costa?

Por otro lado, actualmente se puede notar que el pasaje de verano a invierno, en la Costa Central, se hace de forma gradual y tranquila, por el contrario, el paso de invierno a verano conlleva una inestabilidad del tiempo. Neblinas muy bajas y de rápido transporte hacia el Este se pueden observar en las primeras horas de la mañana; lluvias más gruesas que la garúa son producidas esporádicamente a principios del verano, días soleados y días muy nublados se intercalan casi indistintamente en este lapso. Tal vez podríamos asociar estos fenómenos con el debilitamiento del Anticiclón Pacífico, situación que consideramos similar, en otra escala de tiempo, al pasaje Glacial - Interglacial.

2.8 CONCLUSIONES PALEOCLIMATICAS

- El clima del desierto costero a nivel del Perú Central se ha mantenido árido a lo largo del Cuaternario
- Al menos cuatro períodos mayores de crisis pluviales han actuado sobre la zona, generando la formación de un tipo especial de depósitos "aluviales desérticos". Tales crisis están separadas por períodos interpluviales.
- Cada período de crisis pluvial está caracterizado por la alternancia de cortas e intensas lluvias y de largos períodos secos.
- Las crisis pluviales que afectaron la Costa peruana deben estar asociadas con los avances glaciares que tuvieron lugar en alta cordillera.
- La circulación atmosférica parece haber guiado los cambios mayores mediante la acción de los grandes flujos zonales y los desplazamientos de las células b́aricas subtropicales.
- Las lluvias esporádicas no han permitido el desarrollo de vegetación como lo muestran la ausencia de fósiles y paleosuelos. La excepción la constituye la formación de las lomas

CONCLUSIONES GENERALES

El presente trabajo ha intentado abarcar todos los aspectos relacionados al Cuaternario en la Costa del Perú Central, entre los valles de Pativilca y Pisco. Las principales conclusiones conciernen a los temas de sedimentología, Estratigrafía, Tectónica y Paleoclimatología. Nos hemos basado en métodos de campo y gabinete de Geología clásica, Geomorfología y Microtectónica, también en datos mayormente bibliográficos de Sismología y Meteorología. Los logros principales de este estudio se exponen a continuación:

- A nivel del Perú Central, la Costa es una faja angosta (entre 20 y 40 Km.) de relieve más bien plano creado por un conjunto de acumulaciones detríticas cuaternarias. Algunas colinas aisladas que sobresalen de esta planicie de depósitos, revelando la existencia de una antigua topografía disectada, están en vías de ser cubiertas por los detritos; a esto se denomina morfología de ahogamiento.
- Los depósitos se pueden clasificar según el origen de sus sedimentos y el agente de transporte en los siguientes tipos:
(de menor a mayor evolución de los materiales)
 - . De laderas.- Material eluvial y coluvial, transporte nulo o muy escaso.
 - . Escombreras.- Material depositados básicamente por la gravedad. Transporte de hasta varios metros.
 - . Aluviales desérticos.- Transportados y sedimentados en medio acuoso, debido a lluvias ocasionales en el desierto. Transporte: entre decenas de metros y pocos kilómetros.
 - . De ueds.- Materiales con influencia tanto local como alejada de la Costa. Sedimentados por aguas de escorrentía encauzadas pero de régimen aún desértico. Transporte: de pocos kilómetros a varias decenas de kilómetros.
 - . Fluviales.- Sedimentos con fuerte influencia exterior al área del depósito. Agente: ríos costeros que nacen en el flanco andino. Transporte: pocos centenares de kilómetros.
 - . Marinos.- Los sedimentos que son aportados por los o

tros agentes, son retrabajados y depositados cerca del litoral. Los agentes son las olas y en menor cuantía, las corrientes marinas. Transporte: difícil de calcular, pero aparentemente limitado, en su último ciclo (marino).

- Eólicos.- Los sedimentos son tomados por el viento ya sea de las playas o sea de las planicies aluviales, pueden ser varias veces reciclados. El transporte: alcanza hasta algunas decenas de kilómetros por ciclo eólico.

- Habiéndonos interesado principalmente en los depósitos aluviales desérticos (los ueds incluidos) podemos puntualizar lo siguiente:

- Ellos son depósitos constituidos por capas de detritos removilizados de las laderas desérticas. Esto produce en el curso de lluvias intensas y de corta duración intercaladas con largas temporadas secas. Como quiera que este fenómeno no se da actualmente, la formación de conos desérticos (s.l.) debe estar asociada con ciertos períodos cuaternarios con esas características, a los cuales se les denomina "Crisis pluviales"

- En base al estudio de los ensambles de espacio-tiempo en los depósitos aluviales en general (fluviales y desérticos) se deduce lo siguiente:

- En el Cuaternario, la Costa ha conocido la existencia de cuatro períodos mayores de aluviación. Estos se reflejan en la formación de igual número de niveles aluviales en los conos, glacis y ueds. Ellos han sido asignados por medio de la Estratigrafía relativa, al Cuaternario Antiguo, Cuaternario Medio, Cuaternario Reciente y Holoceno, respectivamente.
- Tales períodos deben estar ligados con cambios climáticos importantes en el desierto, que como acabamos de ver, corresponden a cuatro períodos de Crisis Pluviales.
- Estas crisis gracias a la disposición entre los depósitos desérticos y los fluviales muestran tener relación directa con las variaciones del clima a escala regional y probablemente global. Existen evidencias para correlacionar cada Crisis Pluvial con cada avance glaciario, de aquellos reconocidos en los Andes Centrales.
- De la comparación con el clima actual, los cambios climáticos deben estar asociados con las variaciones en la circulación atmosférica global. Principalmente con los desplazamientos de las células de alta presión (anticiclones del Pacífico Sur y del Atlántico Sur).

Sin embargo, en general, el clima se mantuvo a lo largo del Cuaternario, bastante similar al de hoy día; es decir muy árido, temperado y muy húmedo.

El estudio de las estructuras tectónicas que afectan a los terrenos plio-cuaternarios permite proponer la siguiente evolución geodinámica:

T A B L A N º 9

Tiempo (m.a.)	Unidades cronológicas	Regimen de Esfuerzos Tectónicos		Movimientos Verticales
		Hipótesis A	Hipótesis B	
3.0	Plioceno			↓ Hundimiento Decreciente
	Pleistoceno Antiguo	1º Fase de Compr. dir. aprox. E-W	Fase de Compr. dir. aprox. E-W	
	Pleistoceno Medio	Extensión dir. aprox. N-S		
0.01	Pleistoceno Reciente	2º Fase de Compr. dir. aprox. E-W Extensión dir. aprox. N-S	Fase de Exten. dir. aprox. N-S	
	Holoceno			

- Como vemos, existe una fase tectónica compresiva a principios del Pleistoceno Antiguo, la cual puede a simularse a una fase de dirección de acortamiento E - W reconocido en varias zonas del Perú.
- Luego existen deformaciones tanto compresivas como tensionales. La falta de resolución a nivel de nuestras estructuras observadas hace que se deban aceptar por ahora, dos hipótesis:

La primera de ellas plantea que la 1º Fase compresiva es sucedida por una extensión al final del Pleistoceno Antiguo. Una segunda fase compresiva, se habría producido a fines del Pleistoceno Medio. Esta estaría seguido por esfuerzos tensionales, los que podrían durar hasta la actualidad.

La segunda hipótesis, propone la aparición de una Fase tensional recién al final del Pleistoceno Medio, desconociéndose igualmente el regimen tectónico desde entonces.

Cualquiera que sea el caso, luego existe una incertidumbre sobre el régimen tectónico actual, como se puede apreciar a partir del análisis de los datos geofísicos.

El comportamiento en sentido vertical de la franja costera, ha sido deducido básicamente a partir del análisis geomorfológico y bajo la óptica de la teoría del Eustatismo.

A lo largo de la zona estudiada no se han encontrado terrazas marinas levantadas. Ni tampoco, terrazas marinas en su nivel eustático, más antiguas que aquellas del Holoceno. Por lo tanto el área muestra haber estado sometida a un hundimiento predominante a lo largo del Cuaternario.

No existen fallas de subsidencia que limiten a la Costa con el dominio andino. Teniendo en cuenta esto y la ausencia de levantamiento reciente que parecen tener los Andes, postulamos un basculamiento que ha afectado a todo el conjunto Costa-Flanco andino. Siendo así, el límite morfológico entre ellos, es considerado como una estructura antigua heredada probablemente de la Tectónica miocena.

Contrariamente al sector continental, la isla San Lorenzo constituye un bloque que se ha levantado en el Cuaternario. Esto implica la existencia de una falla que se ha desplazado del orden de los 50 m. hasta el Cuaternario reciente.

Las terrazas marinas holocenas, hallándose en su posición eustática, evidencian que los movimientos verticales, tanto en el continente como en la isla San Lorenzo deben haber cesado, o ser muy lentos a partir de los últimos 10,000 años.

B I B L I O G R A F I A

- ADAMS, J. (1906). Caudal, procedencia y distribución de aguas de los Dptos. de Lima e Ica. Bol. Cuerpo Ing. Minas, N° 37, p. 23, Perú.
- ARCE, J. (1979). Estudio Geofísico de Resistividad Eléctrica. Estudios Hidrogeológicos: Valles Chillón-Rímac-Lurín. Informe a Binnie & Partners Cons., Lima, 17 p., incl. mapas.
- BARAZANGI, M. and ISACKS, B. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. Geology, v. 4, p. 686-692, U.S.A.
- BERTHON, P. (1907). Contribution a l'étude des oscillations du rivage dans la baie du Callao. C.R. Acad. Sc. Paris, 27 Mai.
- BOSWORTH, T.O. (1922). Geology of the Tertiary and Quaternary periods in the northwest part of Peru. Mc. Millan and Co., London, 434 p.
- CAREY, E. (1976). Analyse numerique d'un modele mécanique élémentaire applique à l'étude d'une population de failles: calcul d'un tenseur moyen des contraintes a partir des stries de glissement. These, Université Paris-Sud, Orsay.
- CASTRO RASTOS, L. (1958). Geología de los alrededores de Lima, Imp.. Imp. Estudiantil, Lima.
- C.N.R.S. (Centre National de la Recherche Scientifique) (1974) Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du Pléistocene. Colloques internationaux du CNRS, N° 219, Ed. C.N.R.S., Paris.
- COBBING, E.J., PITCHER, W.S. and TAYLOR, W.P. (1977). Segments and Super-units in the Coastal Batholith of Peru. Jour. Geol., v. 85, p. 625-631, Univ. Chicago.
- COBBING, E.J. y PITCHER, W.S. (1979). El Batolito Costanero en la parte central del Perú. Bol. INGEMMET, N° 7, Serie D, Lima.
- COQUE, R. (1977). Géomorphologie. Ed. Collin, Paris, 429 p.
- DARWIN, Ch. (1876), Geological observations of South America, Ed. London, 2° ed.
- DERRUAU, M. (1966). Geomorfología. Ed. Ariel, Barcelona.
- DEZA, E. y CARBONELL, C. (1979). Regionalización Sismotectónica preliminar del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, t. 61, p. 215-217

- DOLLFUS, O. (1965). Les Andes Centrales du Pérou et leurs piédmonts (Entre Lima et le Pérené). Travaux Inst. Fr. Et. And., v. X, Paris, 404 p.
- DOLLFUS, O. et MEGARD, F. (1968). Les formations quaternaires du bassin de Huancayo et leur Néotectonique (Andes centrales péruviennes). Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn. (2), v. X, fasc. 5, p. 429-440, Paris.
- DRESCH, J. (1961). Observations sur le désert cotier du Pérou. Ann. Geog., Bull. Soc. Géog. Fr., N° 378, p. 179-184.
- ENGEL, F. (1963). A preceramic settlement on the central coast of Peru, Asia Unit 1. Am. Phyllos. Soc., Philadelphia-Transaction, v. 53, pt. 3, p. 9-10.
- FERNANDEZ CONCHA, J. (1958). Geología del Morro Solar. Bol. Soc. Geol. Perú, t. 33, p. 5-50.
- GLENNIE, K.W. (1970). Desert Sedimentary Environments. Elsevier Pub. Co., Amsterdam. 222 p.
- GUILCHER, A. (1957). Morfología Litoral y Submarina. Ed. Omega, 2° edición, Barcelona, 264 p.
- HUACO, Daniel (1975). Source parameters and the static field of earthquakes at near distances. Informe interno Inst. Geof. Perú.
- JAMES, D. (1978). Subduction of the Nazca plate beneath - central Perú. Geology, v. 6, p. 174-178, U.S.A.
- KROPOTKIN, (1980). The seismicity due to the bend and break of subducting plates of lithosphere. 26 ème Cong. Géol. Int., résumés, p. 730, Paris.
- LAHARIE, R. (1970). Cronología del Cuaternario Peruano. I Cong. Lat. Geol. t.VI, p. 145-157.
- LAVENU, A. (1976). Failles vérticales a stries vérticales affectant des ignimbrites plio-quaternaires (Sillar) - dans le Sud du Pérou (Arequipa). Cah. ORSTOM, géol, t. VIII, N° 1, p. 3-9, Paris.
- LAVENU, A. y SOULAS, J.P. (1976). Observaciones de microfallas plio-cuaternarias en distensión a lo largo de la Costa Sur del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, t. 52, p. 39-48.
- LAVENU, A. (1978). Néotectonique des sédiments plio-quaternaires du Nord de l'altiplano bolivien (région de La Paz - AyoAyo - Umala). Cahiers ORSTOM, Série, Geol. v. X, N° 1, p. 115-126.
- LE PICHON, X., FRANCHETEAU, J. and BONNIN, J. (1973). Plate Tectonics. Developments in Geotectonics. Elsevier Pub. Co., Amsterdam, 300 p.
- LISSON, C. (1907). Contribución a la Geología de Lima y sus alrededores. Lib. e Imp. Gil, Lima, 125 p.

- MABIRE, B.; RUEGG, W. et POUGNET, R. (1975). Grandes failles visibles de Satellite au Pérou. Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., v. XVII, fasc. 4, p. 399-412, Paris.
- MACHARE, J. (1979). Observaciones sobre la Estratigrafía y Tectónica del Cuaternario en la Costa de Lima-Perú. Informe interno Inst. Geof. Perú, 27 p. (también en: Informe de Prácticas pre-profesionales Dpto. Geología, Univ. Nac. Ing.
- MALDONADO, A. (1943). Las lagunas de Boza, Chilca y Huacachina y los gramadales de la Costa del Perú. Actas II Congreso Peruano de Química, 1° parte, p. 95-237, Lima.
- MARTINEZ, A. y TEVES, N. (1966). Estudio de investigación sobre los acantilados desde La Punta-Morro Solar. Anales 1° Convención de Mecánica de Suelos, fundaciones y Mecánica de rocas, Lima.
- MARTINEZ, A. (1967). Investigación geotécnica en Pasamayo (Kms. 41-56). Ed. Lab. Geol. Geomorf. Aplic., N° 23, Univ. Nac. Ing.
- MARTINEZ, A. (1968). Estudio Geotécnico del Balneario Santa María del Mar. Ed. Lab. Geol. Geomorf. Aplic., N° 32, 31 p. Univ. Nac. Ing., Lima
- MEGARD, F. (1978). Etude géologique des Andes du Pérou Central. Mémoires ORSTOM, N° 86, Paris, 310 p.
- MEGARD, F. (1979). Estudio Geológico de los Andes del Perú Central. Boletín INGEMMET, N° 8, Serie D, Lima, 227 p.
- MEGARD, F. y SEBRIER, M. (1980). El Cuaternario de la zona de Huancayo (Andes del Perú Central) y su correlación. Seminario sobre el Cuaternario de Colombia, 1980, preprint.
- MERCER, J.H. y PALACIOS, O. (1977). Radiocarbon dating of the last glaciation in Peru. Geology, v. 5, p. 600-604, U.S.A.
- MINISTERIO DE PESQUERIA (1976). Estudio de pre-factibilidad del Complejo pesquero del Centro. Informe interno T. III, Lima.
- MUIZON, Ch. de et BELLON, H. (1980). L'age mio-pliocene de la formation Pisco, Pérou. C.R. Acad. Sc. t. 290, série D, p. 1063-1066, Paris.
- MYERS, J.S. (1974). Cretaceous stratigraphy and structure, western Andes of Perú between latitudes 10°- 10°30'. American Association of Petroleum geologists bulletin, vol. 58, N° 3, p. 474-497.
- MYERS, J.S. (1976). Erosion surfaces and ignimbrite eruption, measures of Andean uplift in northern Peru. Geology Journal, t. 11, N° 1, p. 29-44.
- NEWELL, N. (1955). Reconocimiento geológico de la región de Pisco-Nazca. Bol. Soc. Geol. Perú, t. 30, p. 261-295.

- O.N.E.R.N. (1969). Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la Costa. Valle Chancay-Huaral. Perú.
- O.N.E.R.N. (1970). Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la Costa. Cuenca del río Cañete. Perú.
- O.N.E.R.N. (1971). Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la Costa. Cuenca de los ríos San Juan (Chincha) y Topará. Perú.
- O.N.E.R.N. (1971). Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la Costa. Cuenca del río Pisco. Perú.
- O.N.E.R.N. (1972). Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la Costa. Cuencas de los ríos Fortaleza, Pativilca y Supe. Perú.
- O.N.E.R.N. (1976). Inventario, evaluación y uso racional de los recursos naturales de la Costa. Cuencas de los ríos Chilca, Mala y Asia. Perú.
- PETERSEN, G. (1954). Informe preliminar sobre la Geología de la faja costanera del Dpto. de Ica. Bol. Tec. Emp. Pet. Fiscal, N° 1, p. 33-41, Lima.
- PETERSEN, G. (1972). Geografía y Geología general del Litoral Peruano. en: Historia Marítima del Perú, t. 1, v. 1, p. 7-214, Ed. Ausonia, Lima
- RAUH, W. (1979). Perú - País de los contrastes. Boletín de Lima, N° 1 y 2, p. 1-24, Ed. Los Pinos.
- RIVERA, R.; PETERSEN, G. y RIVERA, M. (1975). Estratigrafía de la costa de Lima. Bol. Soc. Geol. Perú, t. 45, p. 159-186.
- ROSENZWEIG, A. (1953). Geología de la Isla San Lorenzo. Bol. Inst. Geol. Perú, N° 7, 30 p. Lima
- RUCHIN, L.B. (1958). Grundzuge der lithologie. Akademie Verlag, Berlin, 806 p.
- SACKS, I. S. (1977). Interrelationships between volcanism, seismicity and anelasticity in western South America. Tectonophysics, N° 37, p. 131-139, Amsterdam.
- SEBRIER, M. (1978). La Tectónica reciente de la zona de Bayóvar. Contribución Inst. Geof. Perú, 78-1, 29 p., Lima.
- SEBRIER, M.; MAROCCO, R.; GROSS, J.J.; MACEDO, S. y MONTONYA, M. (1979). Evolución neógena del piedemonte pacífico de los Andes del Sur del Perú. II Cong. Geol. -- Chileno, actas, t. 3, p. 171-188.
- SEBRIER, M. y MACHARE, J. (1980). Observaciones acerca - del Cuaternario de la Costa del Perú central. Bull. Inst. Fr. Et. And., t. IX, N° 1-2, p. 5-22, Lima.

- SEBRIER, M.; LAVENU, A. y SERVANT, M. (1980). Apuntes recientes sobre la neotectónica en los Andes centrales - (Perú - Bolivia). Bull. Inst. Fr. Et. And., t. IX, Nº 1 - 2, p. 1-3, Lima.
- SERVANT, M. y VILLARROEL, R. (1979). Le probleme paleoclimatique des Andes boliviennes et de leurs piedmonts amazoniens au Quaternaire. C.R. Acad. Sc., t. 288, Série D, Paris.
- SOULAS, J.P. (1977). Las fases tectónicas del Terciario superior en el Perú. Corte Ayacucho-Pisco. Bol. Soc. Geol. Perú, t. 57-58, p. 59-72.
- SOULAS, J.P. (1978). Tectonique quaternaire: La Cote pacifique et la chaine andine du Pérou Central. Rev. Géog. Phys. Geol. Dyn., (2) v. XX, fasc. 5, p. 399-414, Paris.
- SOYER, B. (1976). Etude géodynamique des accumulations eoliennes sableuses du désert sud. Peruvien. These Université, Paris VII, 176 p.
- STEINMANN, G. (1929). Geología del Perú. Carl Winters Universitats. buchhandlung, Heidelberg
- STAUDER, W. (1975). Subduction of the Nazca plate under Peru as evidence by focal mechanism and by seismicity. Journal of Geophysical Research, v. 80, Nº 8, p. 1053-1064, U.S.A.
- SZABO, B.; WARD, W.; WEIDIE, A. and BRADY, M. (1978). Age and magnitude of the late Pleistocene sea-level rise on the Eastern Yucatan Peninsula. Geology, v. 6, p. 713-715, U.S.A.
- TALTASSE, P. (1965). Mouvements récents dans le sillon pré-andin au Pérou. C.R. Acad. Sc., t. 261, Groupe 9, p. 4464-4465, Paris.
- TEVES, N. y GAGLIANO, Sh. (1970). Geología litoral y Submarina de la zona comprendida entre el río Rímac y la Playa Sta. Rosa, Ancón. I. Cong. Lat. Geol., t. IV, p. 37-54.
- TEVES, N. (1971). Los sedimentos litorales en el sector comprendido entre la Punta y la Herradura (Lima, Perú). Villareal, 2º época, Año 1 Nº 1. Lima, 11 p.
- TEVES, N. (1973). Cuaternario en la Costa Peruana. II Cong. Lat. Geol., t. III, p. 1987-1901.
- VALDIVIA, J. (1977) Meteorología General. Imp. Univ. Nac. May. San Marcos, Lima, 168 p.
- VALLEJO, C. (1975). Estudio estratigráfico de la Formación Pamplona. Tesis Univ. Nac. Ing., Dpto. Geología, 76 p. Lima.
- VITA FINZI, C. (1973). Recent Earth History. Mc. Millan Press, London, 138 p.

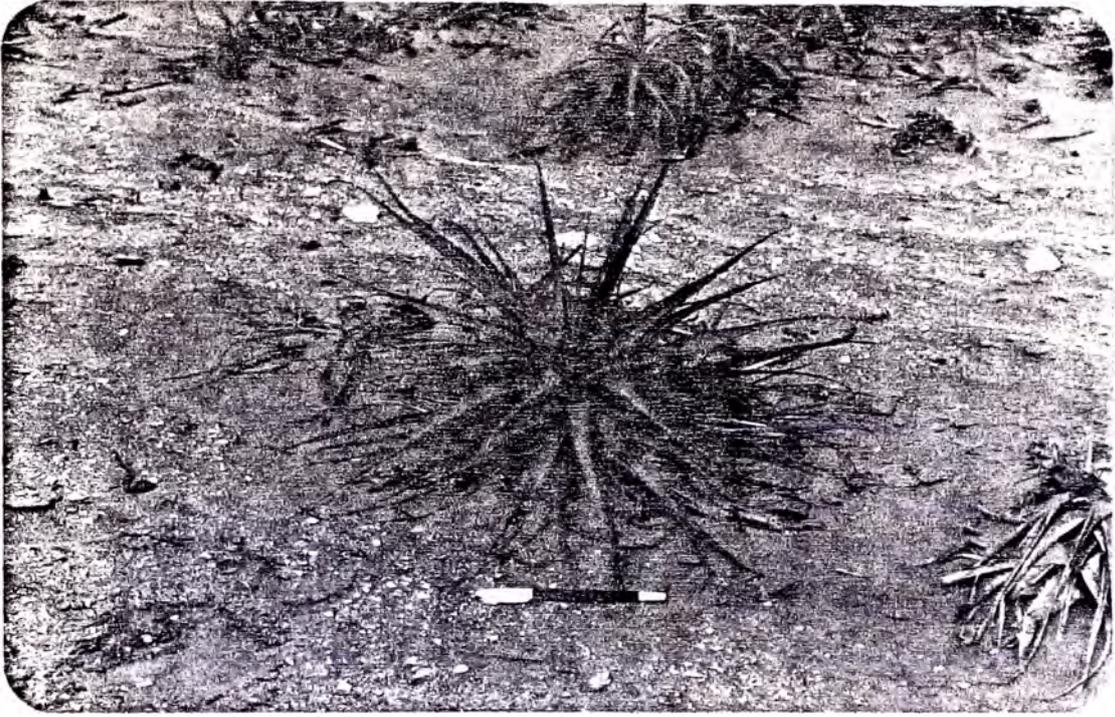
WALKER, D. (1971). Evidence of relation between the seismic energie released along spreading and sinking edges of the Nazca Plate. Hawaii Institute of Geophysics 71-16, 7 p.

planchas fotográficas

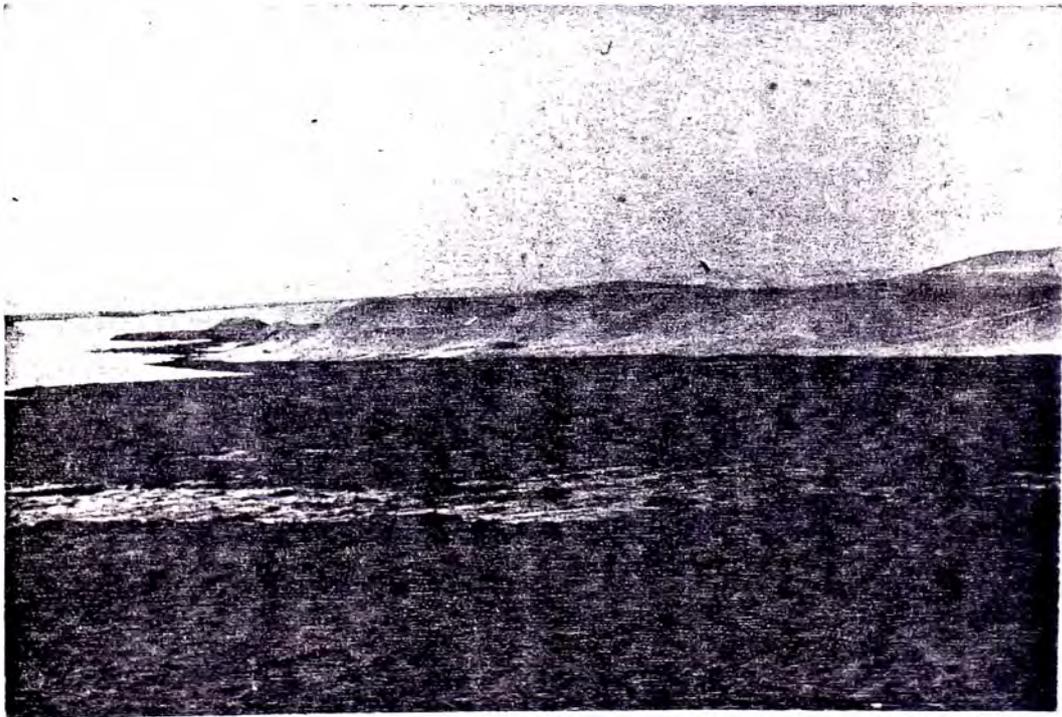
PLANCHA I

VEGETACION DESERTICA

1. *Tillandsia latifolia*. Morro Solar (Lima).
2. Gramadal desarrollado sobre un flat holoceno.
Sur de Huacho.



①



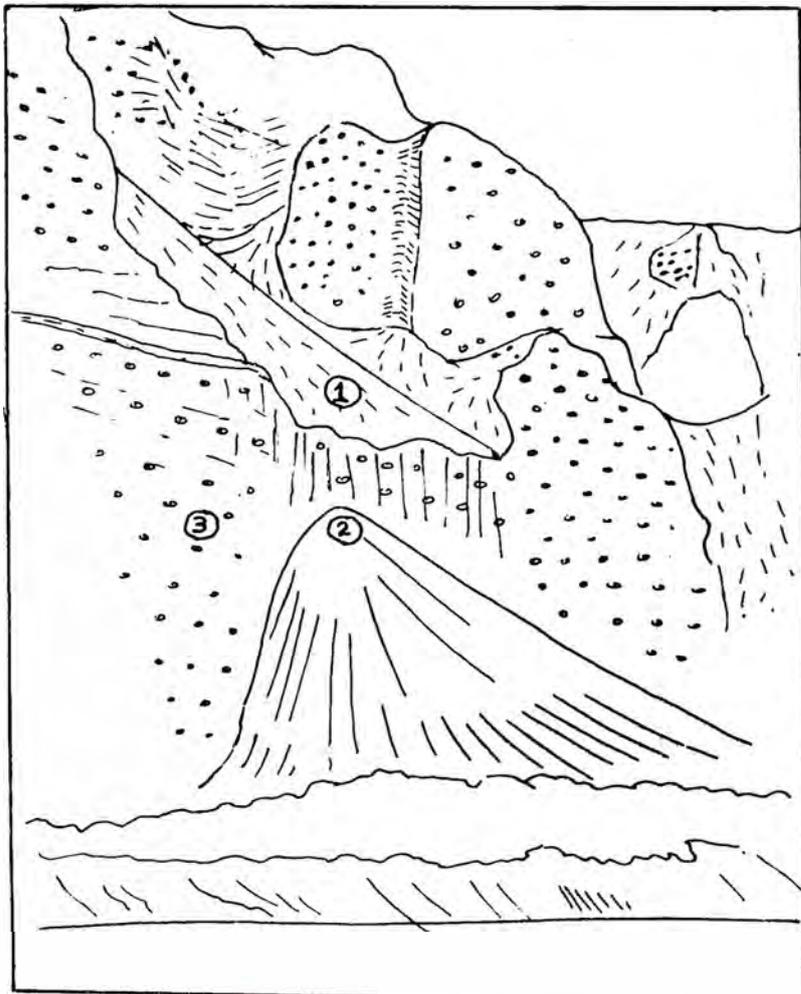
②

PLANCHA II

Cono de escombros, compuesto por cantos y arena básicamente.

Zona Costa Verde, Lima .

1. Talweg de la cárcava.
2. Apice del cono
3. Acantilado vertical en conglomerados cuaternarios.





PLANCHA III

FORMA DE LOS CONOS ALUVIALES DESERTICOS

1. En el desvío a Pucusana (hoja de Iurín)
2. En la margen derecha del río Pativilca.



①

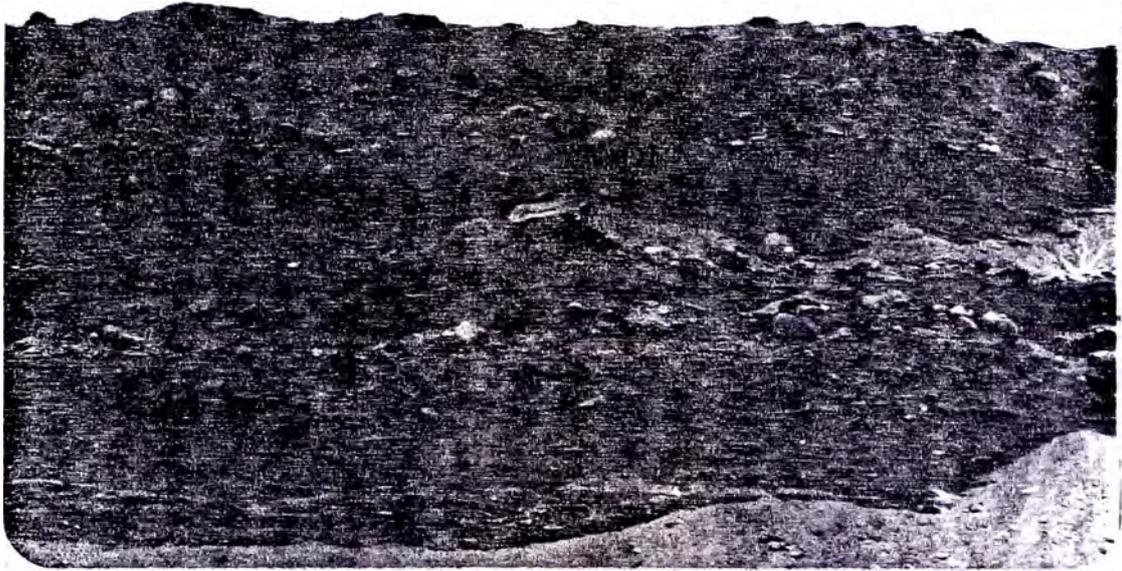


PLANCHA IV

MATERIAL ALUVIAL DESERTICO

1. Ued Río Seco de Chancay : Arena gruesa y gravas subangulosas
2. Glacís al Sur de Barranca : Cantos retrabajados de un nivel fluvial, arcilla y gravas finas.

1 X



①

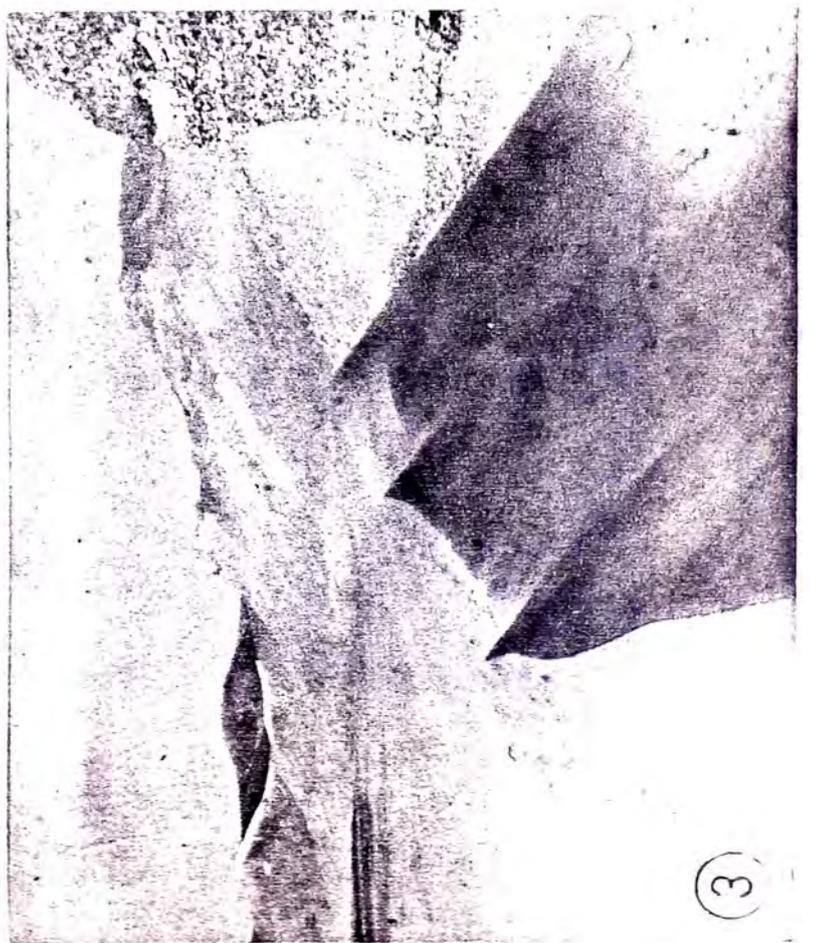
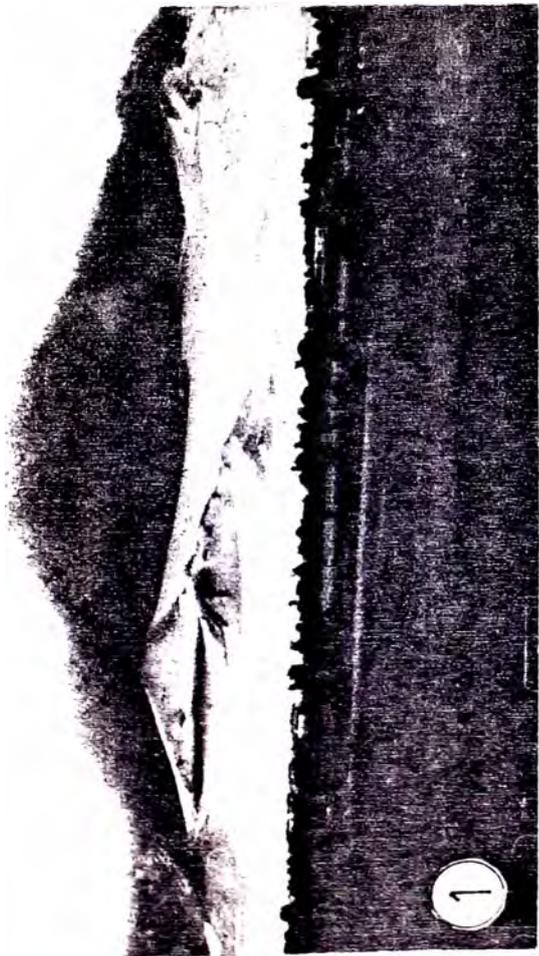
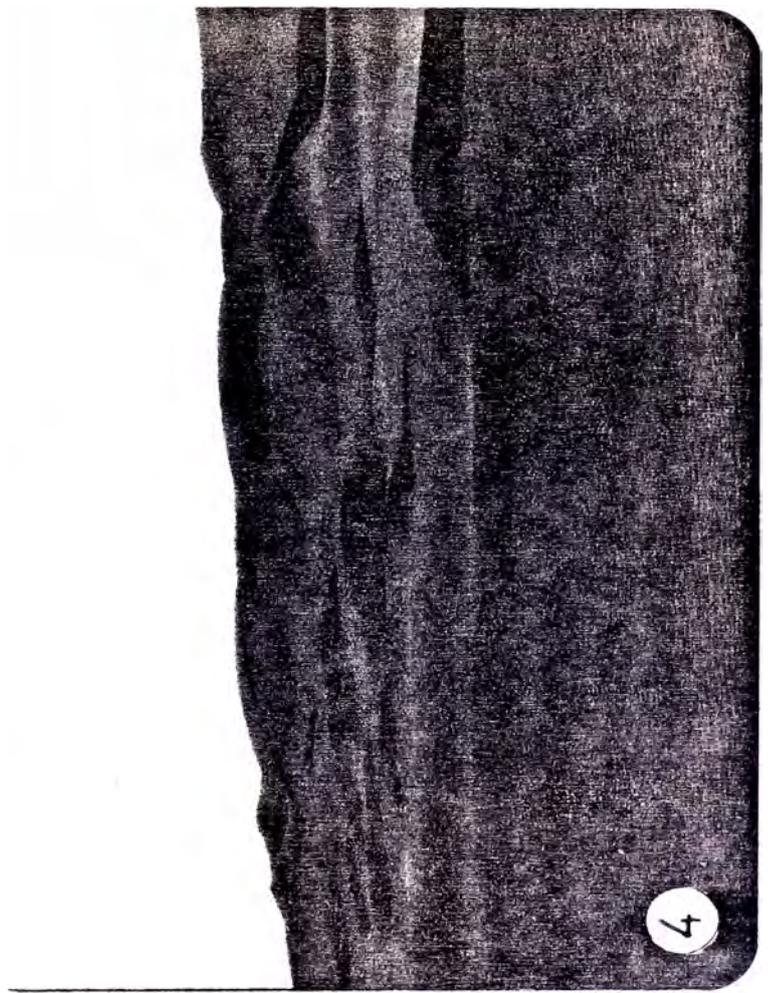


②

PLANCHA V

DEPOSITOS EOLICOS ACTUALES

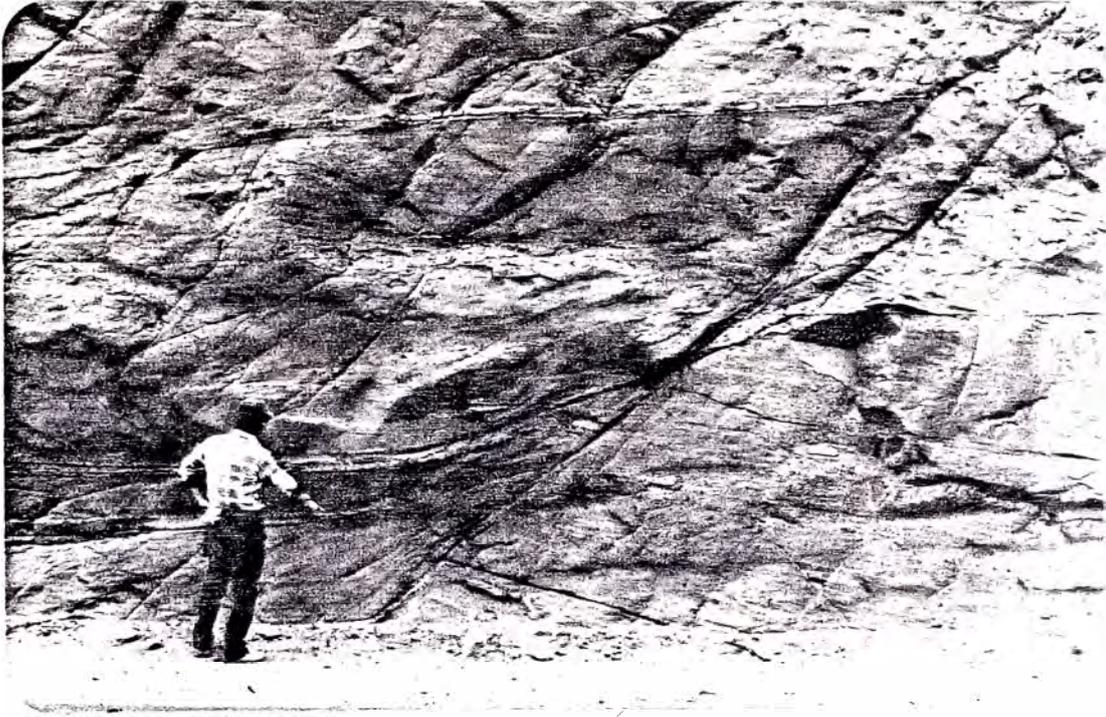
1. C° La Mina (Chancay). Manto arenoso cubriendo el pie de la ladera. Vista hacia el E
2. Borde norte de Pasamayo (Chancay). Duna remontando los afloramientos. Vista hacia el SE.



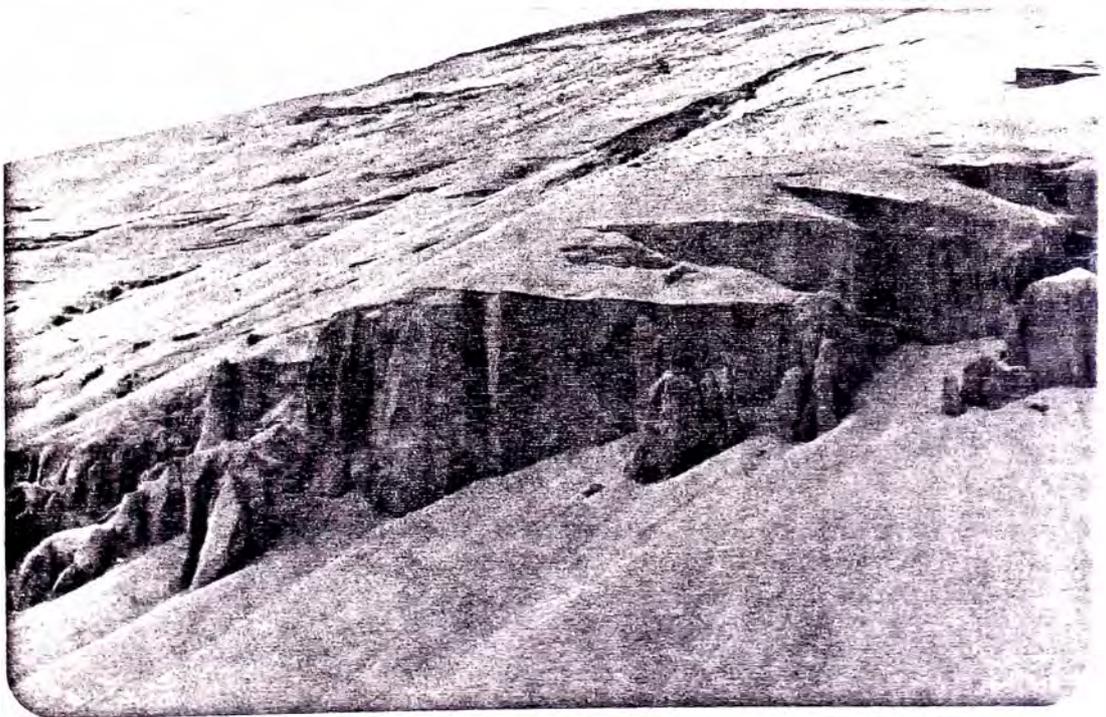
PLANCHA VI

DEPOSITOS EOLICOS ANTIGUOS

1. Km. 138 de la Panamericana Norte.
2. Zona de Pasanayo.



①



②

PLANCHA VII

SECCIONES DEL PLIOCENO - PLEISTOCENO ANTIGUO

1. Secuencia de la Hda. Upacá
2. Zona de la Hda. Sta. Marta (valle de Huaura)
3. Playa Paraiso, al Sur de Huacho
4. Playa al Norte de Jahuay (hoja Chincha)



Limos



Arcillas



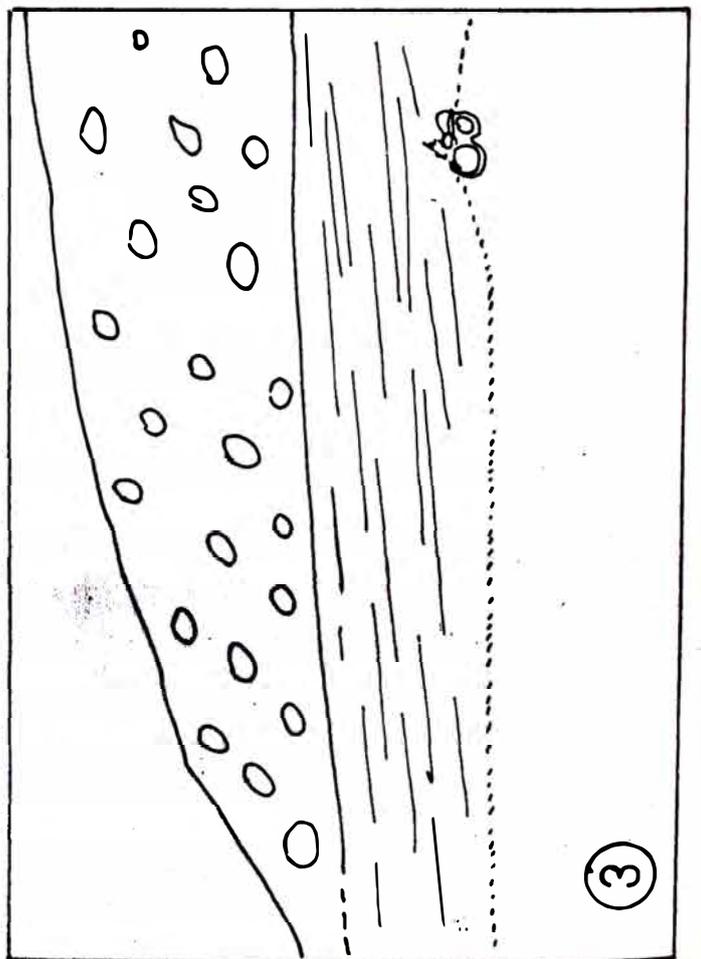
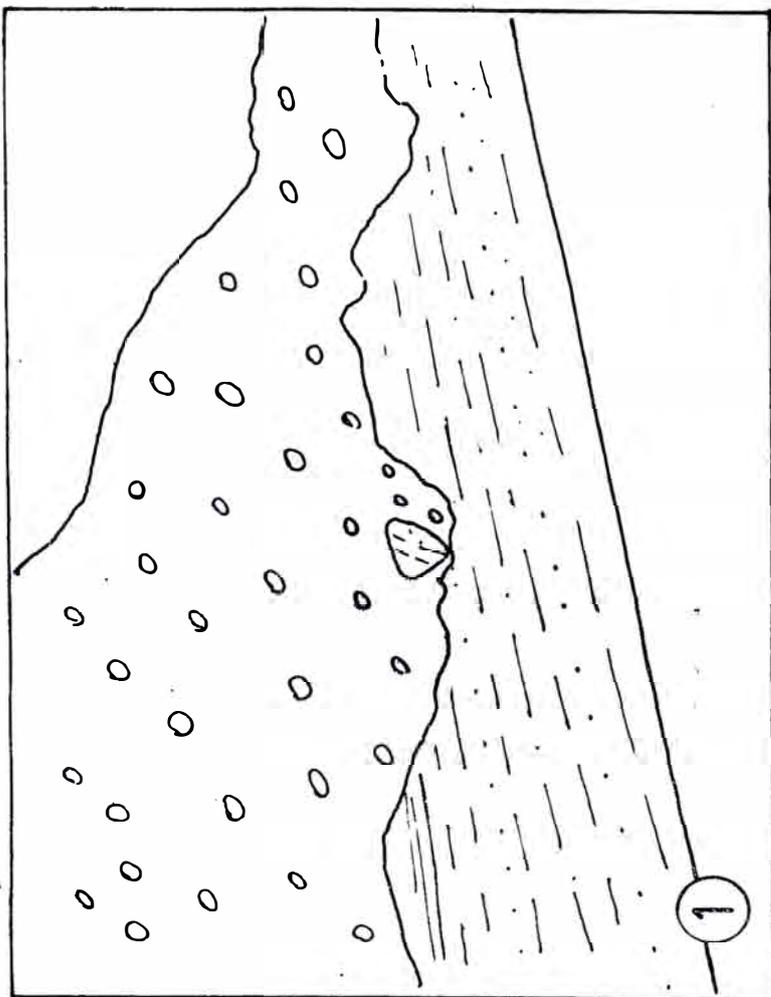
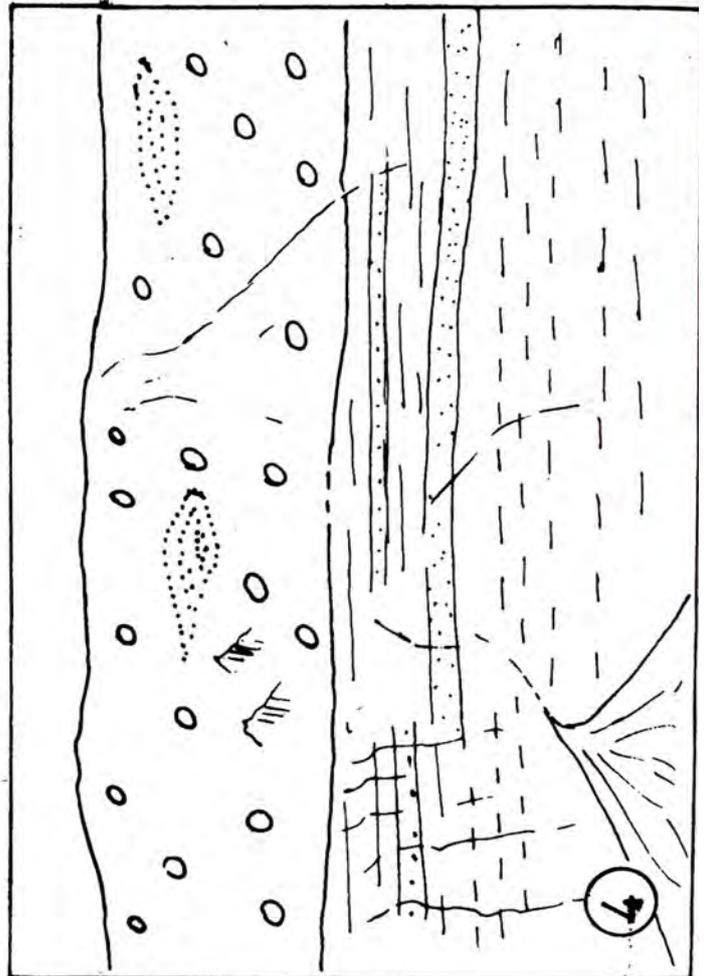
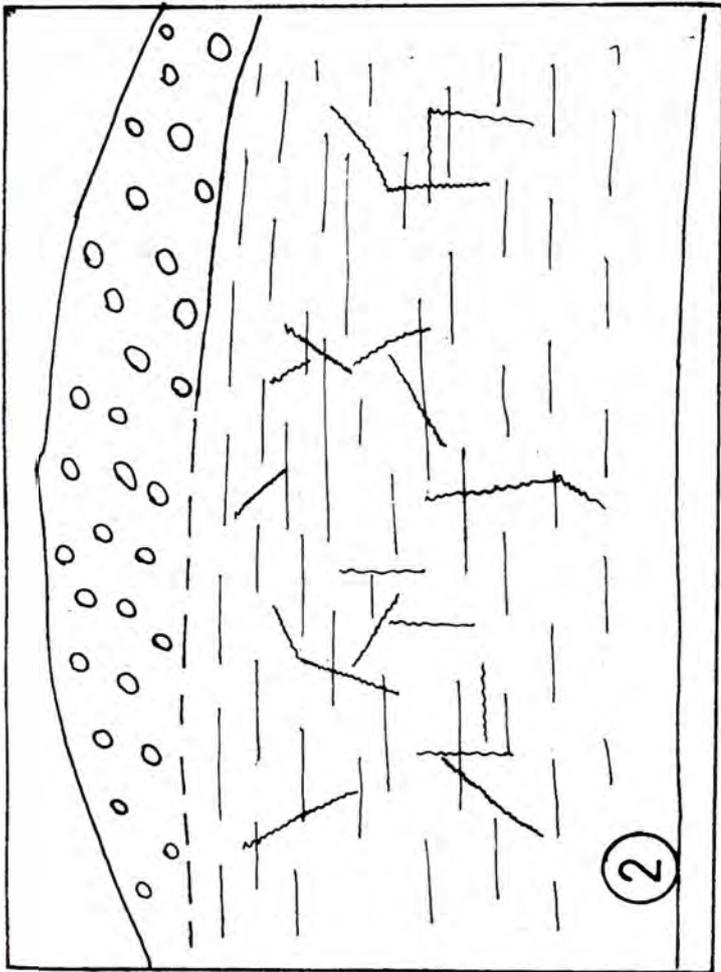
Arenas

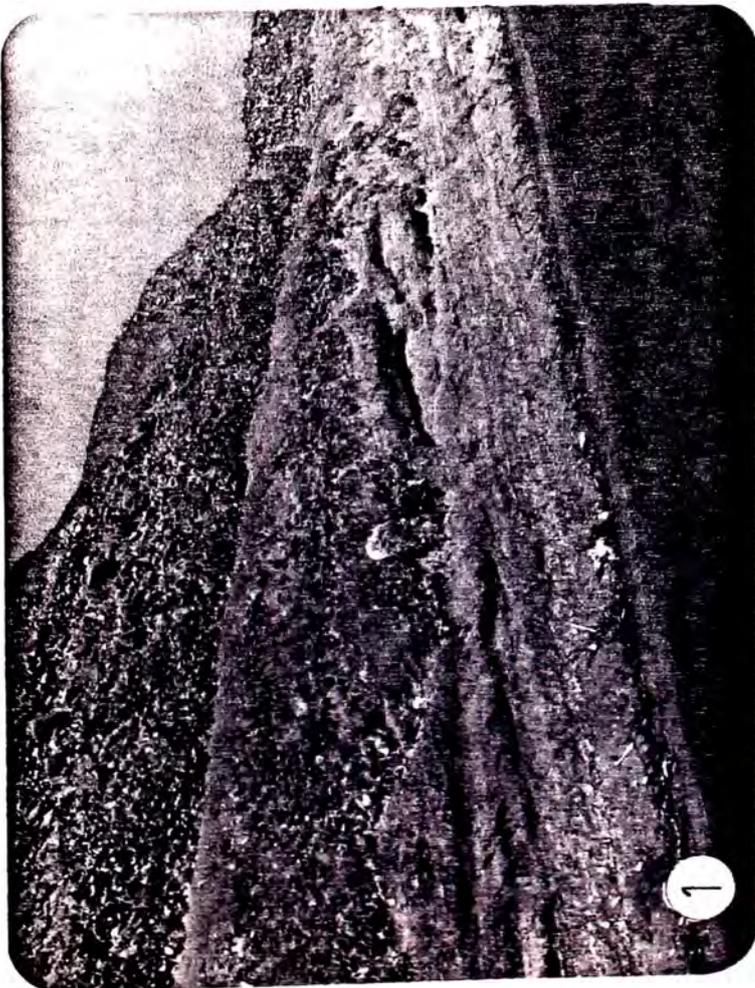
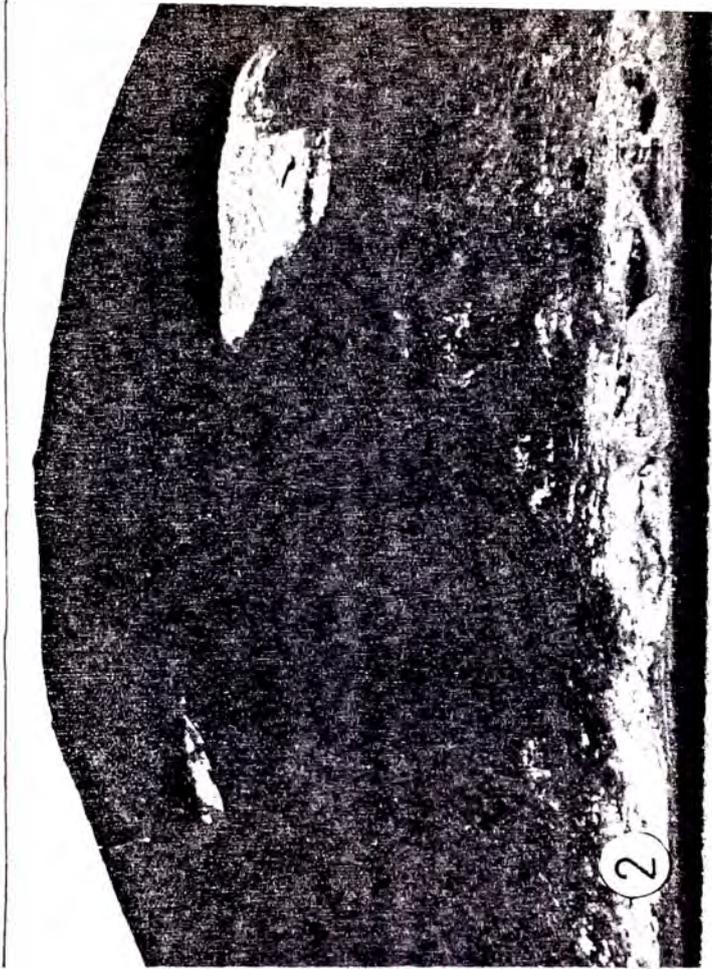
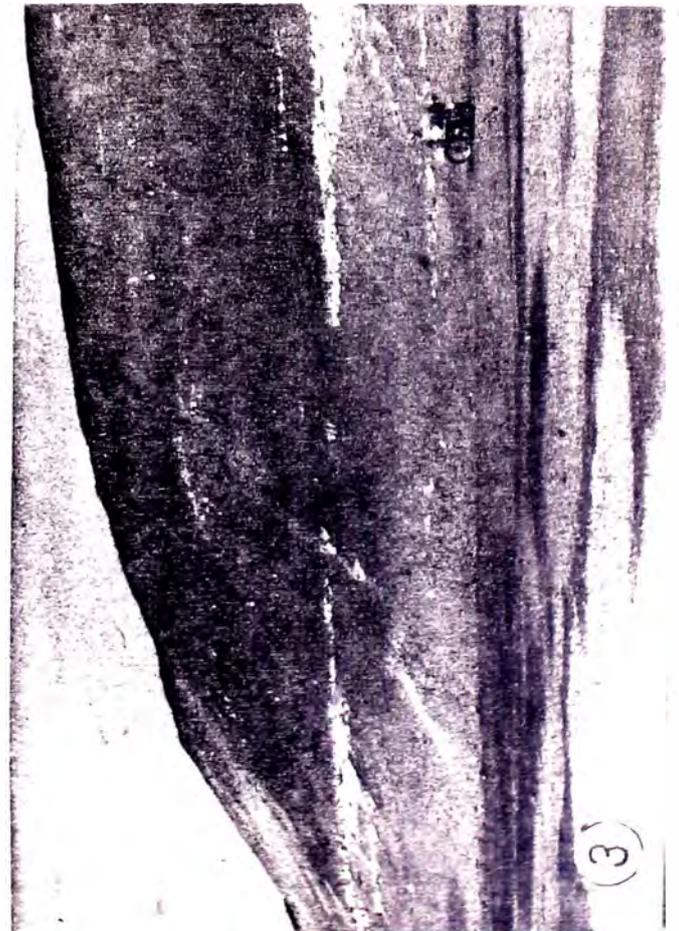
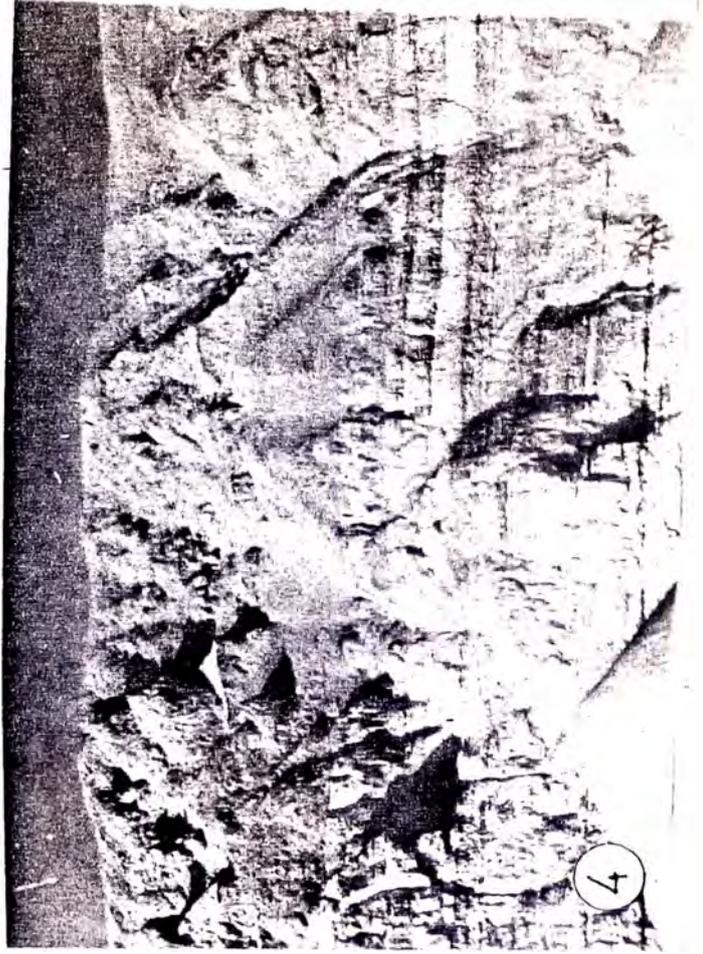


Vetillas de yeso



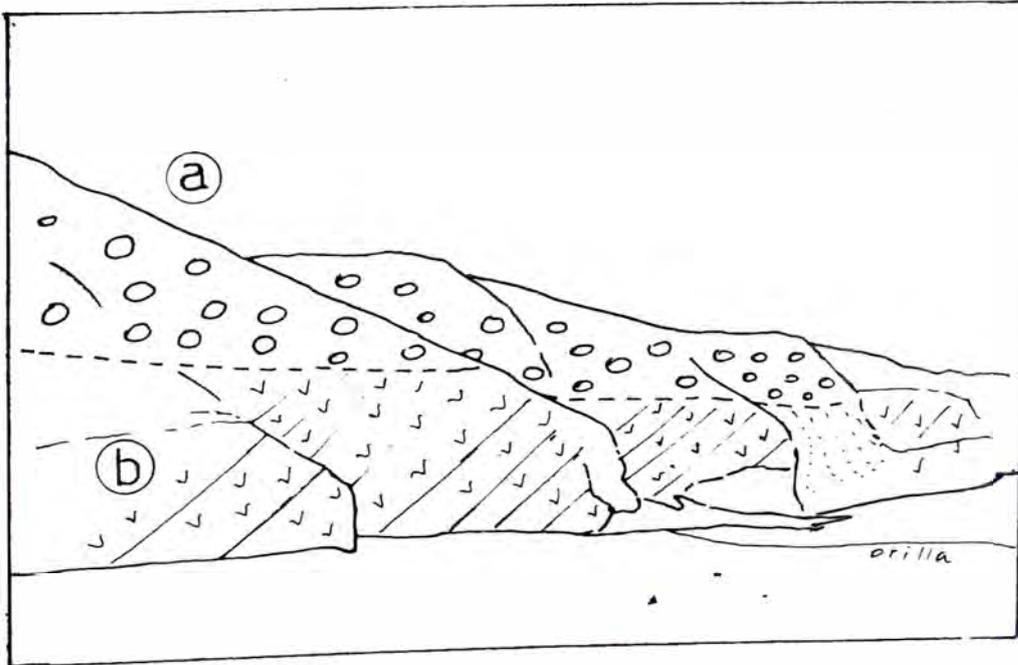
Conglomerados





PLANCHA VIII

Playa Supe. Conglomerados del Pleistoceno antiguo
(a) reposando en discordancia angular sobre vol-
cánicos cretáceos (b)

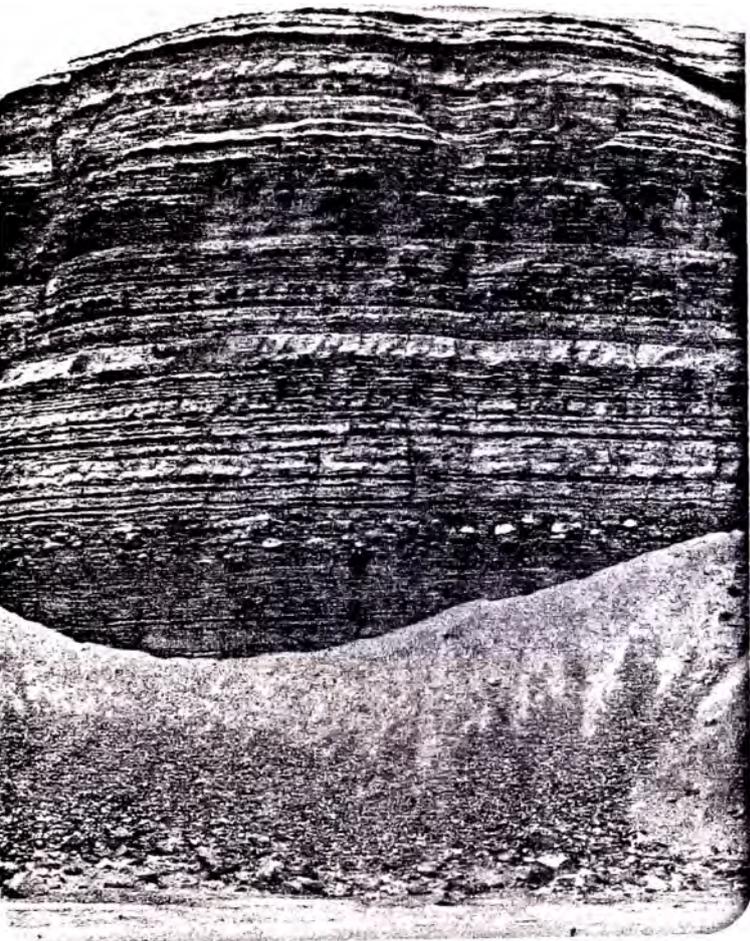


PLANCHA IX

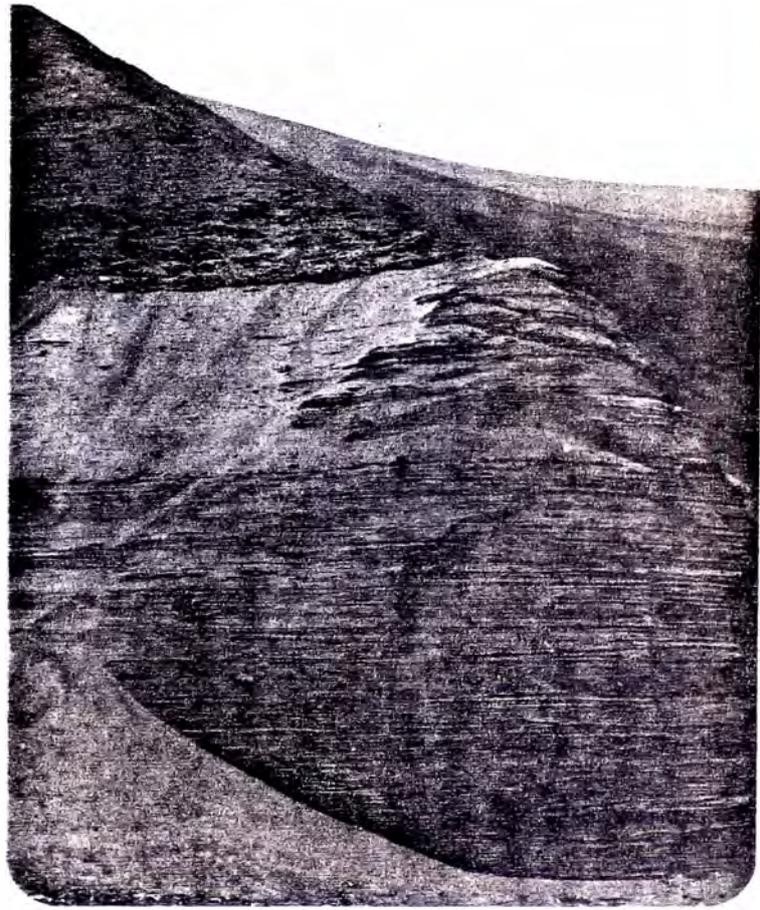
Tres vistas de la formación Plio - Pleistocena de -
la playa Sarapampa.

Corresponden a las siguientes secciones de la fig. 38

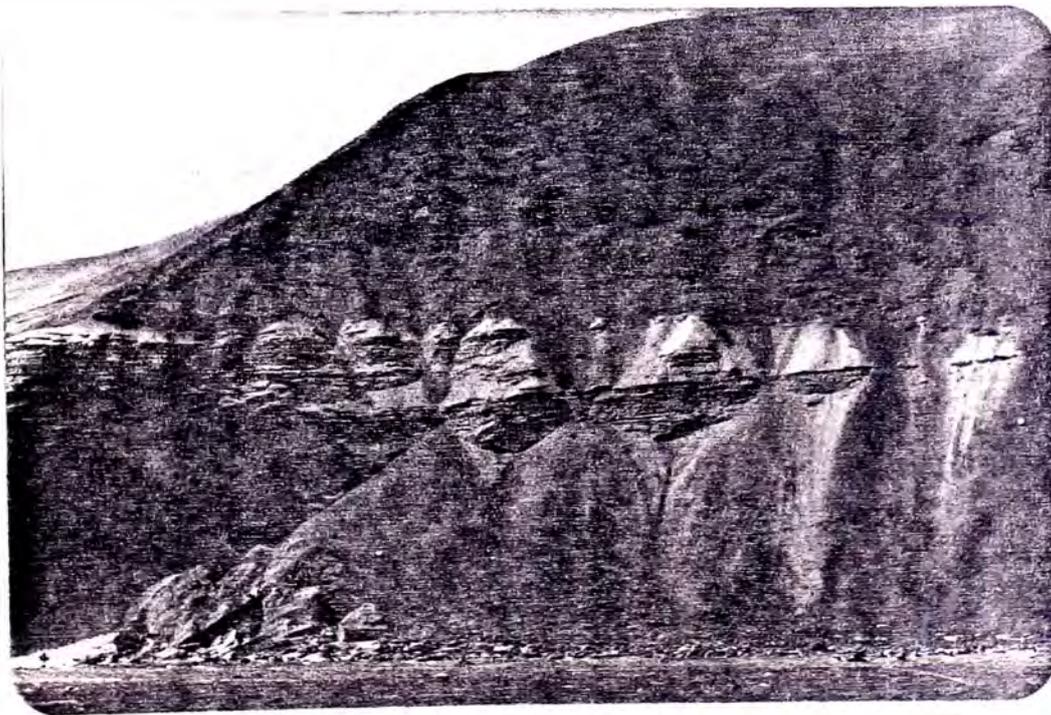
1. 7a
2. 7c
3. 7b



①



②



③

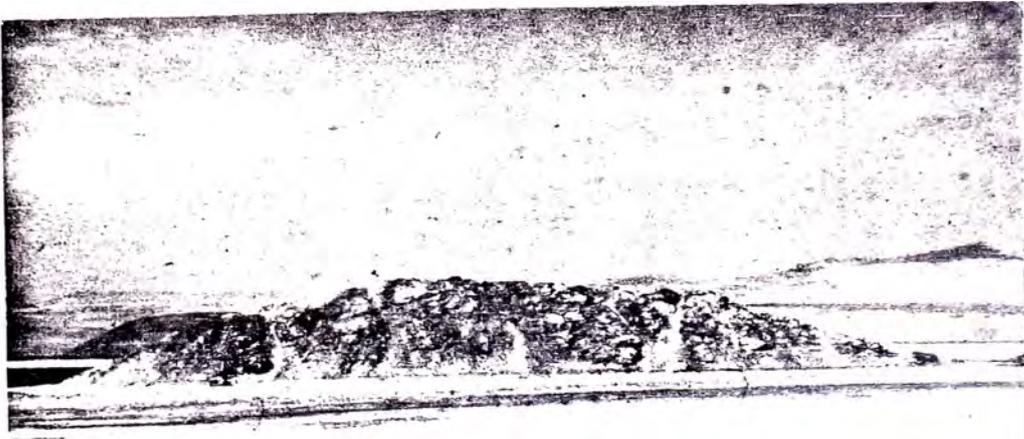
PLANCHA X

TERRAZAS MARINAS HOLOCENAS

1. Boca del ued Asia. Relación entre Tm_1 y Tw_1
(ref. Fig. 29)
2. Playa Paraiso (Huacho). Paleo - isla dominan
do un flat holoceno.



①

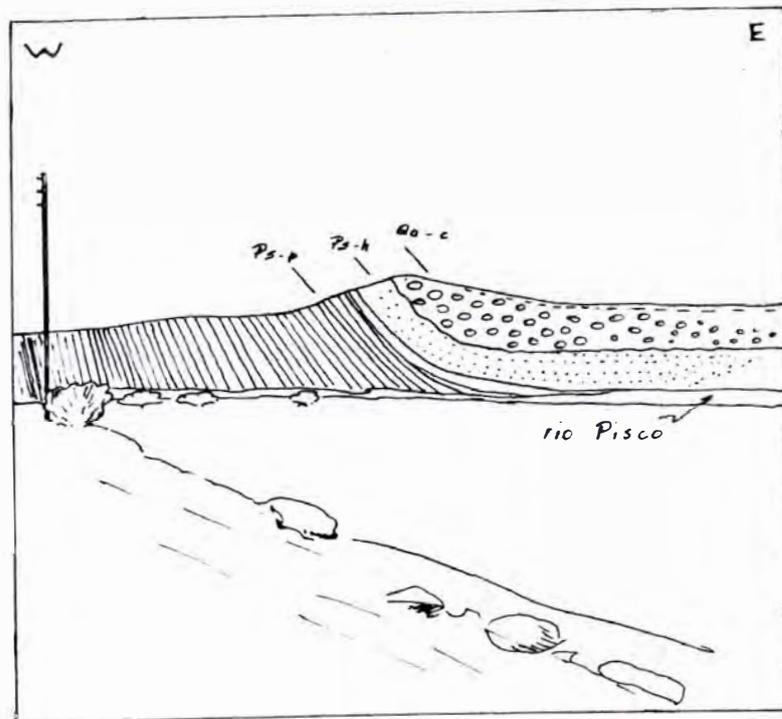


②

PLANCHA XI

FLEXURA DEL PUENTE HUAMANI (PISCO)

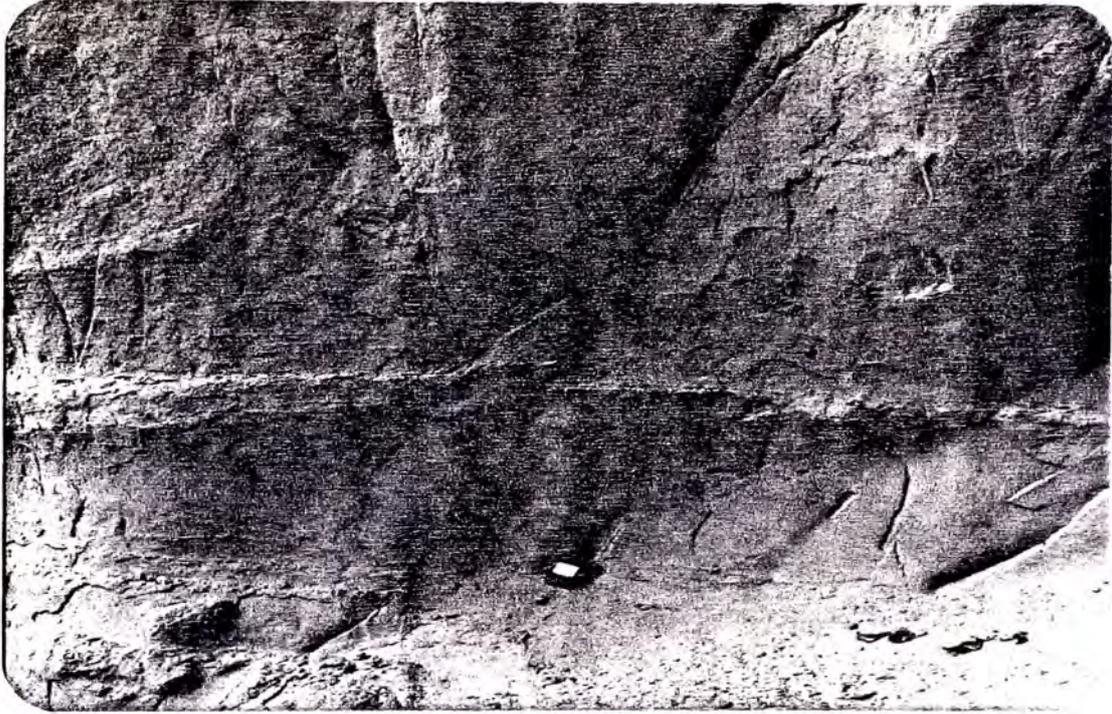
- | | | |
|----|-------------------|--------|
| a. | Formación Pisco | Ps - p |
| b. | Formación Huamani | Ps - h |
| c. | Formación Cañete | Qa - c |



PLANCHA XII

FALLAS INVERSAS

1. Zona de Pasamayo (ref. fig. 47)
2. Zona al Sur de Huacho (ref. fig. 48)



①



②

PLANCHA XIII

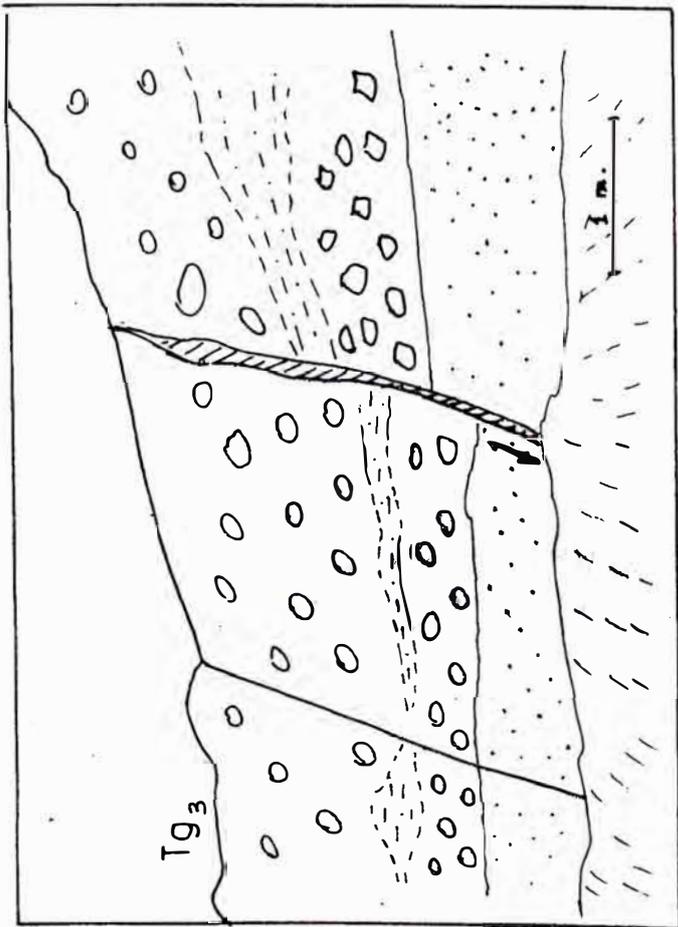
FALLAS NORMALES

- 1 y 2. Cortes al S de Huacho
3. Zona de Pasamayo
4. En Pasamayito (Mal Paso) cerca de Asia

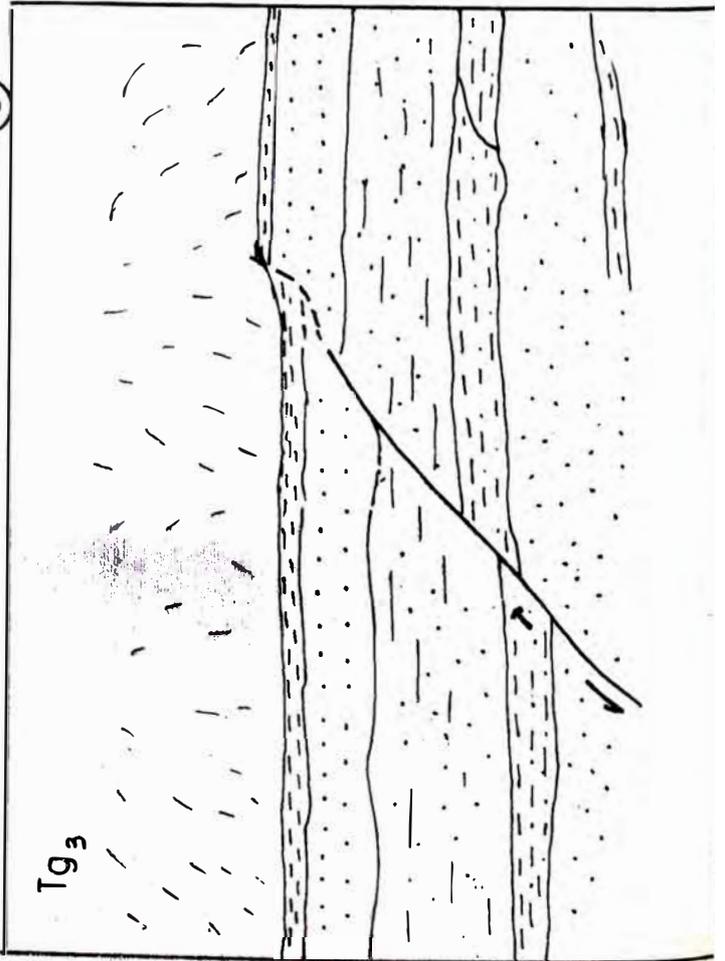
Terrenos afectados :

Tg₃ Terraza de glacis 3
F.C Formación Cañete

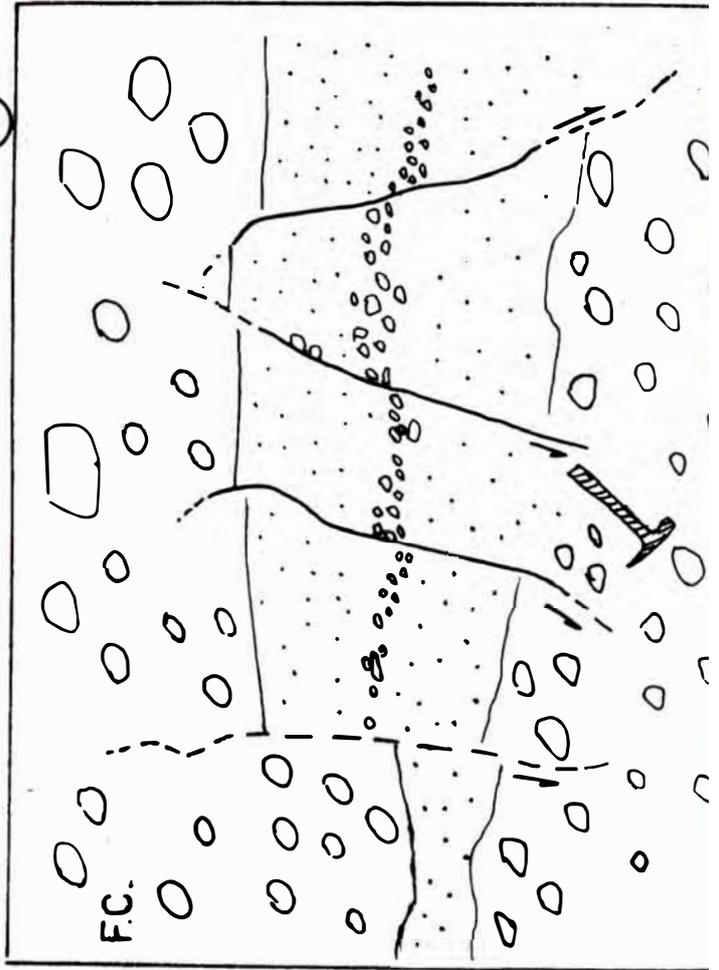
El croquis de la foto 2 se da en la fig. 52.



①



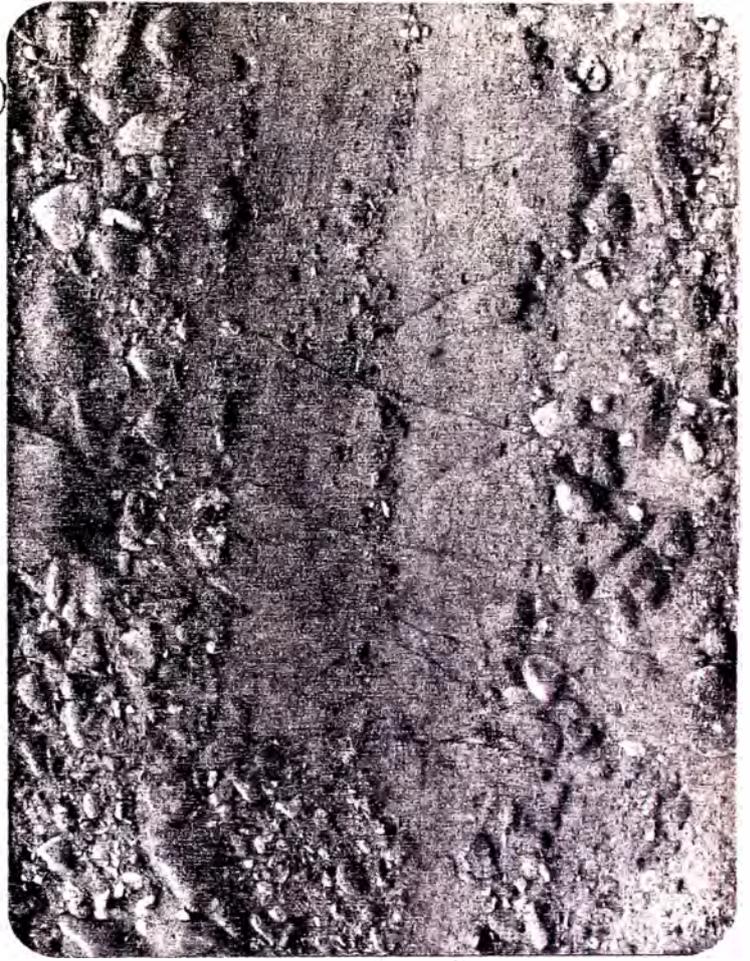
③



④



②



④



①



③

TABLA DE MATERIAS

INTRODUCCION

PROPOSITO DEL ESTUDIO
CUADRO GEOLOGICO Y GEOFISICO
TRABAJOS ANTERIORES
METODOS EMPLEADOS

CAPITULO I PRESENTACION GEOGRAFICA

1. UBICACION Y EXTENSION
2. GEOMORFOLOGIA
3. HIDROGRAFIA
4. CLIMA Y VEGETACION

CAPITULO II EL SUBESTRATO PRE-CUATERNARIO

1. ESTRATIGRAFIA
 - 1.1 El Cretáceo Inferior.
 - 1.2 Terciario Inferior.
 - 1.3 Terciario Superior.
2. ROCAS INTRUSIVAS
3. TECTONICA
4. MODELADO MORFOLOGICO DEL SUBESTRATO

CAPITULO III ESTRATIGRAFIA DEL CUATERNARIO

1. TIPOS DE DEPOSITOS
 - 1.1 Las laderas o vertientes desérticas.
 - 1.2 Los depósitos de escombros.

- 1.3 Conos y glacís de acumulación desértica.
 - 1.3.1 Descripción de los conos.
 - 1.3.2 Dinámica de formación de los conos.
 - 1.3.3 Los glacís de acumulación.
 - 1.4 Los depósitos de ueds.
 - 1.5 Las acumulaciones fluviales.
 - 1.5.1 Tamaño, formas, composición y estructuras.
 - 1.5.2 Dinámica de sedimentación.
 - 1.6 Los Depósitos Marinos.
 - 1.6.1 Dinámica litoral actual.
 - 1.6.2 Las formas heredadas.
 - 1.7 Las acumulaciones eólicas.
2. ANALISIS ESTRATIGRAFICO
- 2.1 El encajonamiento de acumulaciones.
 - 2.2 Dispositivo estratigráfico de los depósitos.
 - 2.2.1 Las terrazas fluviales del río Cañete.
 - 2.2.2 Las terrazas fluviales del río Huaura.
 - 2.2.3 Las terrazas encajonadas del gran ued de Asia.
 - 2.2.4 Las terrazas del pequeño ued río seco Lurín.
 - 2.2.5 Los niveles del ued río seco - ,Chancay.
 - 2.2.6 Los niveles encajonados del glacís Arica - Sta. María.
 - 2.2.7 Los conos desérticos del C° Botija.
 - 2.2.8 Los conos de la Bahía de Naplo.
 - 2.2.9 Otros ejemplos de ensambles en depósitos continentales.
 - 2.2.10 Las terrazas marinas de la Isla San Lorenzo.
 - 2.3 Relación entre los diferentes depósitos
 - 2.3.1 Zona del valle del río Chillón.
 - 2.3.1.1 Los depósitos litorales.
 - 2.3.1.2 Los depósitos desérticos y fluviales.
 - 2.3.2 Zona de la bahía al sur de Barranca
 - 2.3.3 Area de la boca del ued de Asia

- 2.3.4 El eólico de Santa María.
 - 2.3.5 Los eólicos de Huacho y Pasamayo.
 - 2.4 Datación del dispositivo.
 - 2.4.1 El problema del límite plioceno-pleistoceno.
 - 2.4.1.1 La sección del Puente Huamaní
 - 2.4.1.2 Extrapolación del límite. Las facies del Pleistoceno antiguo.
 - 2.4.2 El Holoceno y los niveles T₁.
3. SINTESIS ESTRATIGRAFICA
- 3.1 Tabla Estratigráfica.
 - 3.2 Correlaciones con el resto de la Costa Central.
 - 3.3 Correlación con la Costa Norte.
 - 3.4 Correlación con la Costa Sur.
 - 3.5 Correlación con los Andes Centrales.
4. PRECISIONES SOBRE ALGUNOS PROBLEMAS LOCALES
- 4.1 El Cuaternario en los alrededores de Lima
 - 4.1.1 Los abanicos del Rímac y del Chillón.
 - 4.1.2 Las acumulaciones desérticas.
 - 4.1.3 La evolución del litoral.
 - 4.2 La Formación Topará.
 - 4.3 Las superficies de erosión.
 - 4.3.1 Problemas de las superficies en los abanicos aluviales.
 - 4.3.2 Los glacís.

CAPITULO IV TECTONICA RECIENTE

1. TECTONICA COMPRESIVA Y TENSIONAL

- 1.1 Estructuras observadas.
 - 1.1.1 Estructura de compresión.
 - 1.1.1.1 La flexura de Pisco.
 - 1.1.1.2 Las fallas inversas.
 - 1.1.1.3 Dirección y Edad de las deformaciones compresivas.

- 1.1.2 Estructuras de extensión.
 - 1.1.2.1 Las fallas normales.
 - 1.1.2.2 Dirección de las deformaciones extensionales.
 - 1.1.2.3 Edad de las deformaciones ex tensionales.

1.2 Conclusiones.

1.3 Análisis crítico de reportes anteriores de fa llas.

2. MOVIMIENTOS VERTICALES

2.1 Bases del Eustatismo.

2.2 Comportamiento tectónico de la Costa Central.

2.3 Movimientos en la Isla San Lorenzo.

2.4 Comparación con la Plataforma Continental.

2.5 Comparación con la Cadena Andina.

2.6 Análisis crítico de reportes anteriores sobre el levantamiento reciente de la Costa.

3. PRESENTACION DE LA TECTONICA ACTUAL

3.1 Actividad en la placa continental (P. Sudamericano).

3.2 Actividad en el contacto interplacas.

✓ 4. EVOLUCION GEODINAMICA DEL AREA DURANTE EL PLIOCENO NO TERMINAL Y CUATERNARIO

CAPITULO V ASPECTOS CLIMATICOS

✓ 1. EL CLIMA ACTUAL

1.1 Factores y mecanismos del clima actual.

1.2 Los tipos climáticos y sus elementos

✓ 2. LOS PALEOCLIMAS

2.1 Datos anteriores.

2.2 Métodos empleados.

2.3 Interpretación de las facies de los conos de sérticos.

2.4 Interpretación de los encajonamientos locales.

2.5 Interpretaciones de la estratigrafía.

2.6 Interpretación de la ausencia de alteraciones químicas.

2.7 Comparaciones con la circulación atmosférica global actual

2.8 Conclusiones paleoclimáticas.

CONCLUSIONES GENERALES

BIBLIOGRAFIA