

Jorge Lalla

ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL
Departamento de Ingeniería de Geología, Minas y Petróleos

T
5568
MOR

"ESTRATIGRAFIA DETALLADA DEL GRUPO AZUCAR
EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS"

Coordenadas: Long. 80°36'8" - Lat. 2°38'11"
Long. 80°33'17" - Lat. 2°37'30"

TESIS DE GRADO

Previa a la obtención del título de
INGENIERO EN GEOLOGIA Y MINAS

Presentada por:

MARCO ANTONIO MORENO GONZALEZ

Guayaquil - Ecuador

1983

RECONOCIMIENTO

Quiero sentar mi agradecimiento a la Corporación Estatal Petrolera Ecuatoriana, a cuya Subgerencia Regional en Guayaquil me honro en pertenecer, por darme la oportunidad y el apoyo para presentar este trabajo.

Mi reconocimiento profundo también a la Escuela Superior Politécnica del Litoral, institución en la que me inicié en el conocimiento de las ciencias geológicas y de la que siempre recibí el apoyo para mejorarlo.

Quiero agradecer aquí también, a todas las personas que contribuyeron a la realización de este trabajo. Al Ing. Miguel Graetzer, Director de Exploración de la Subgerencia Regional de Guayaquil de CEPE y Director de esta tesis, por sus valiosas sugerencias en la redacción final y continuo apoyo y empuje entusiasta durante su realización. Al Ing. Stalin Benítez, quien sugirió la presentación de este trabajo como tesis, por su valiosa cooperación en el campo y fructífero intercambio de ideas. Al Ing. Milton García, por su cooperación e inmejorable compañía en el campo. A la Geóloga Marta Ordóñez de Fiallos, por su invaluable ayuda en la identificación de -

los fósiles. A los señores Jorge Corral y Tito Montenegro, dibujantes, por su paciencia y buena voluntad. A mi esposa, por su contagioso buen ánimo y extremada paciencia en el mecanografiado final.

Con todos ellos estoy en deuda y seguro de compartir la satisfacción de ver este estudio llevado a su fin.

Miguel Graetzer

ING. MIGUEL GRAETZER DELGADO

DIRECTOR DE TESIS

DECLARACION EXPRESA

"La responsabilidad por los hechos, ideas y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente y el patrimonio intelectual de la misma, a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de Exámenes y Títulos Profesionales de la ESPOL).

MARCO ANTONIO MORENO GONZALEZ

R E S U M E N

En la sección de los acantilados situados inmediatamente al O de Playas, la formación Azúcar se presenta como una asociación de conglomerados, areniscas y turbiditas delgadas, depositadas desde el sur en un ambiente sedimentario de abanico submarino.

La sección presenta secuencias que disminuyen o aumentan de tamaño de grano y espesor de estratos, hacia el tope y que corresponden típicamente a las zonas interna y media de un abanico submarino.

La asociación de microfauna, corresponde a una profundidad mayor que 3000 m y da una edad del Paleoceno. La secuencia general tiene un rumbo NE, con buzamientos al SE y NO. Las principales estructuras son fallas dextrales de rumbo NO y pliegues menores generalmente irregulares. Los planos axiales de los pliegues, tienen un rumbo general NE y posiblemente se relacionan a un plegamiento mayor de igual dirección.

El fallamiento se produjo posiblemente por acción de un par de fuerzas de dirección general NO - SE.

TABLA DE CONTENIDO

	<u>PAG.</u>
RESUMEN -----	VII
TABLA DE CONTENIDO -----	VIII
INTRODUCCION -----	10
Presentación del Area -----	10/
Estudios previos -----	16
Objetivos del presente estudio -----	25
Metodología -----	25
CAPITULO I	
MARCO GEOLOGICO REGIONAL -----	27
1.1. ESTRUCTURAS PRINCIPALES -----	27
1.2. GEOMORFOLOGIA -----	32
1.3. HISTORIA GEOLOGICA -----	35
CAPITULO II	
ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO AZUCAR -----	41
2.1. PETROGRAFIA DE LAS PRINCIPALES UNIDADES LITO- LOGICAS -----	41
2.1.1. Análisis Mineralógico y Textural -----	46
2.1.2. Diagramas de composición -----	54
2.2. ANALISIS PETROLOGICO -----	61

2.2.1. Ambientes de depositación -----	69
2.2.2. Interpretación de la Columna Estratigrá fica -----	98

CAPITULO III

MICROPALEONTOLOGIA -----	106
3.1. PRINCIPALES FORAMINIFEROS PRESENTES -----	106
3.2. DETERMINACION DE LA EDAD DE LOS SEDIMENTOS --	108

CAPITULO IV

ESTRUCTURAS PRINCIPALES DEL GRUPO AZUCAR -----	111
4.1. FALLAS -----	112
4.2. PLIEGUES -----	115

CAPITULO V

INTERPRETACION TECTONICA -----	125
5.1. PLEGAMIENTO -----	125
5.2. FALLAMIENTO -----	128

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES -----	131
ANEXO A -----	137
ANEXO B -----	169
BIBLIOGRAFIA -----	177
10 LAMINAS EN BOLSILLO.	

INTRODUCCION

PRESENTACION DEL AREA

UBICACION

El perfil estudiado (Coordenadas: Long. $80^{\circ} 36'$, Lat. $2^{\circ} 38'$; Long. $80^{\circ} 33' 17''$, Lat. $2^{\circ} 37' 30''$) corresponde a la línea costera de acantilados que se extienden inmediatamente hacia el oeste de la Parroquia de General Villamil (Playas) a lo largo de las puntas Chapolla y Pelada (fig. 1).

La población de Playas, situada a 75 km al SO de Guayaquil, se encuentra conectada al sistema vial del país por 20 km de carretera asfaltada que terminan en la población de Gómez Rendón (Progreso), la cual está localizada a 95 km de Guayaquil en la vía Guayaquil-Salinas.

Los acantilados se encuentran comunicados con la población de Playas por varios caminos de verano, entre los cuales destacan los ramales a Pta. Chapolla y Pta. Pelada de la carretera costanera Playas-Engabao-Chanduy.

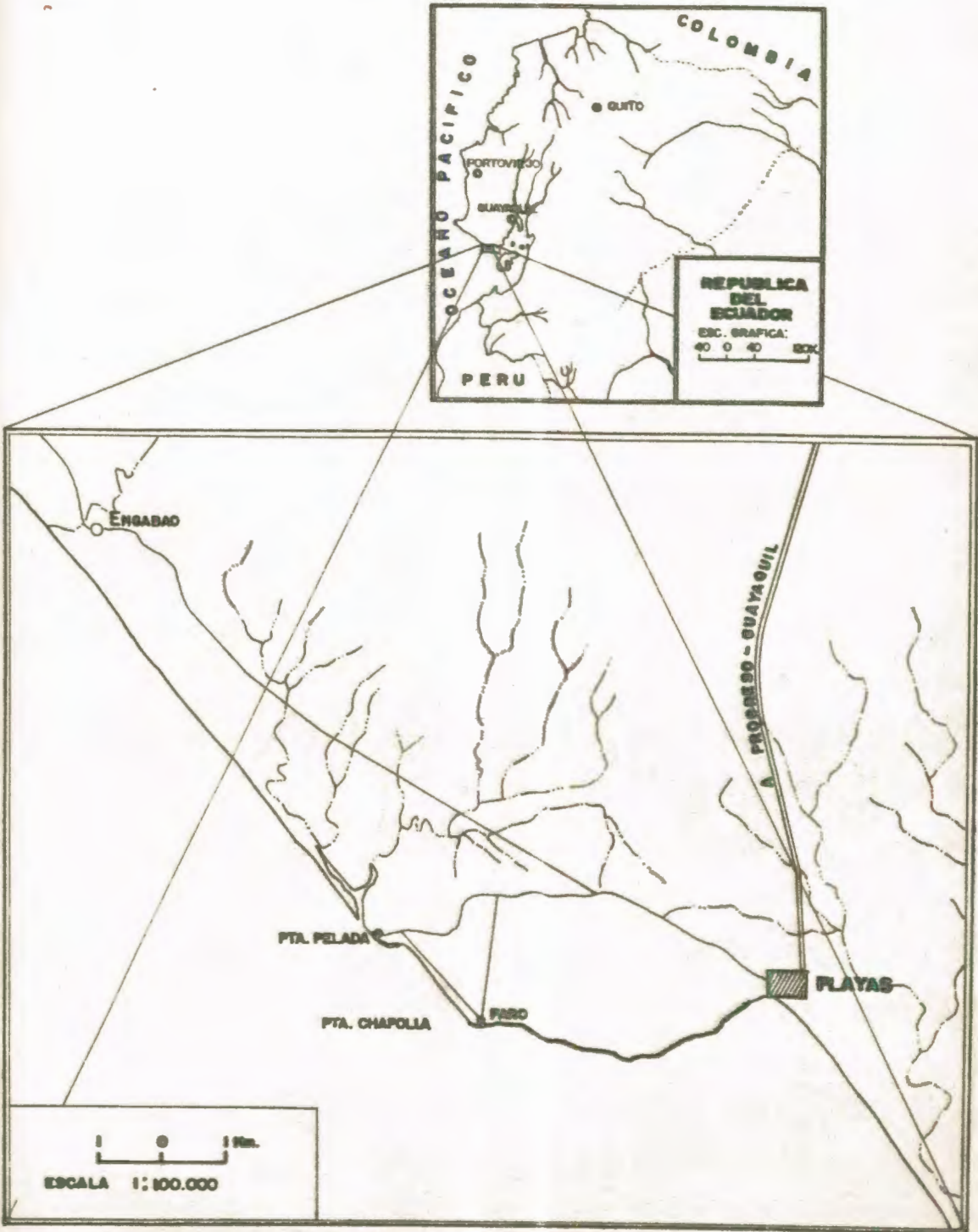


FIG. 1 MAPA DE UBICACION DE LOS ACANTILADOS DE PLAYAS (Línea gruesa)

Con excepción de la alta pleamar hay fácil acceso a pié por la playa a toda la línea de costa estudiada.

FISIOGRAFIA

Análisis de la superficie

Los acantilados de Playas forman parte de la línea de costa que con una dirección general SE-NO, se extiende desde la Pta. Arenas (al extremo sur del borde occidental del estuario del río Guayas) hasta la península de Sta. Elena, y que constituye el borde norte del Golfo de Guayaquil.

Orográficamente el área corresponde al sistema de cerros de: Acumbe-Animas-Alto-Zapotál-Azúcar-Saya-Aguadita, sistema que con una dirección general SE-NO se extiende a lo largo de 50 km, aproximadamente, desde los alrededores de San Antonio y constituye una unidad orográfica costera diferente de la Cordillera de Chongón - Colonche, de la cual está separada por las tierras bajas de la Cuenca de Progreso. Los cerros Verde y Chanduy, a la altura de las poblaciones de Engunga y Chanduy (al NO de Playas), así como las elevaciones menores que en los alrededores de Playas se truncan frente al mar para formar los acantilados, constituyen ramificaciones hacia la costa de la unidad orográfica menciona-

da (fig. 2).

Los acantilados (fig. 3) se elevan hasta una altura máxi



Fig. 3. Acantilados de Playas.



ma de 10 mts. a barlovento de los vientos alisios **ESPOL** sur de la línea ecuatorial y se continúan hacia el inte-
rior de la costa con elevaciones de hasta 95 m (Cerro Changuilla).

El área de Playas participa de las variaciones estacio-
nales climáticas de la costa ecuatoriana, con una es-
tación veraniega seca de Junio a Diciembre y una esta-
ción invernal con lluvias ocasionales y mayor temperatu

ra que dura de Enero a Mayo. La región se encuentra - clasificada como Monte Espinoso Tropical, (IGM, 1978?), zona ecológica que corresponde a los siguientes parámetros:

Región latitudinal Tropical
 Piso altitudinalinferior a premontano
 Isotherma anual mayor a 24°C
 Isoyeta 250-500 mm.
 Relación de evapotranspiración potencial.. 4-8 (árido).

La vegetación actual del área que corresponde a la formación vegetal Verofilia Humboldtiana refleja la progresiva deforestación y aridez de la región peninsular pues, hasta principios del presente siglo existían en la región haciendas ganaderas y cultivos de ciclo corto, que fueron desapareciendo con el progresivo descenso de la precipitación de aguaceros invernales y garúas veraniegas.

El principal recurso natural de la región es la pesca, la cual se practica durante todo el año; el turismo refuerza la economía local durante los meses de invierno. La franja costera comprendida entre Posorja y Chanduy - experimentó un crecimiento poblacional superior al pro-

medio nacional en el período comprendido entre los años 1964 a 1974.

ESTUDIOS PREVIOS

El llamado Grupo Azúcar, deriva su nombre del poblado de Azúcar (fig. 2), localizado inmediatamente al N del río Dos Mangas en el cual aflora una sección de Azúcar propuesta como sección tipo en informes inéditos. Tres formaciones con relaciones estratigráficas confusas han sido reconocidas dentro del Grupo Azúcar y se conservan en esta revisión de estudios, únicamente por comodidad de exposición.

1. ESTANCIA

Cuya localidad tipo la establece Thalmann H. E. (1946), - en "una quebrada" en el lado E de los cerros de La Estancia (cerros Alto y Zapotal) y que probablemente corresponde al río Manantial Salado. Este autor reporta para Es-tancia 4000 piés (1220 m) de sedimentos compuestos de areniscas gris verdosas micáceas, color rojo ladrillo por meteorización, con capas de guijarros de cuarzitas, alter-nando con lutitas negras endurecidas y capas delgadas de areniscas micáceas con trazas de materia carbonosa, depo-sitados en un ambiente salobre de aguas poco profundas co

mo producto de la fase de plegamiento Laramídica subsiguiente al Cretácico Superior. Asigna además para Estancia una edad del Paleoceno (Montiano) basado en la presencia de *Rzehakina Epigona* (*rzhak*), un foraminífero bentónico que en la Cuenca de Talara del NO peruano aparece en las Lutitas Redondo (Cretácico Superior: Campaniano) y en la formación Petacas (miembro inferior del Grupo Mal Paso. Cretácico Superior: Maestrichtiano), atribuyendo la ausencia de este fósil en el Paleoceno de la cuenca de Talara (formaciones Balcones y Salina) a diferencias de control biológico. Zúñiga y Cruzado (1979), sin embargo, reportan la *Rzehakina* como fósil guía para el Paleoceno del NO peruano. Thalmann correlaciona las areniscas de Estancia con las Areniscas y Lutitas San José del Campo de Ancón - incluidas por otros autores en la formación Atlanta, por lo que estos nombres y Azúcar son sinónimos - en las cuales identificó una fauna de foraminíferos de edad del Cretácico Superior y Paleoceno, además de la fauna de Estancia, y la cual encontró casi idéntica a la fauna de la formación Negritos que ahora está incluida en la formación Salina, del Paleoceno Superior según Paredes M. (1958), o Eoceno Inferior, parte inferior, según González G. (1976), en la Cuenca de Talara.

Canfield R. W. (1966), dá una composición de graywacke a

subgraywacke a las rocas de Estancia y reporta espesores de pocos centímetros hasta 6 metros para las areniscas, de hasta 15 cm para las limolitas y de 10 cm hasta 45 m para las lutitas. Según Canfield, en Playas se han medido 1050 m de espesor de Estancia.

2. CHANDUY

Debe su nombre al Cerro de Chanduy, situado a 7 km al SO de Zapotal (fig. 2), y en el cual existen extensos afloramientos de esta unidad. Olson A.A. (1966), la describe como conglomerados gruesos que alternan con areniscas y con una fauna de moluscos similar a la de la formación Restin de la Cuenca de Talara, formación descrita con el nombre de Chacra por autores subsiguientes y a la que se asigna una edad del Eoceno Medio (parte inferior) a Eoceno Inferior (parte Superior). Olson reporta también bloques de caliza con inoceramus en los conglomerados de Chanduy. Según Manley (en Azad J., 1964), el único fósil autóctono de Azúcar es batisifón (Silúrico al Reciente) y cualquier otro fósil reportado es retrabajado. Canfield R. W. (1966), describe en el cerro de Chanduy, guijarros de cuarzo, cuarzita y cantidades menores de horsteno, caliza, pizarra, granito y rocas básicas; reporta además, en otras localidades, predominancia de areniscas con com-

posición de graywackes y presencia de lutitas.

Según Canfield, existe una sección incompleta de la Formación Chanduy, de 365 m de espesor, en los acantilados de Playas. Según Marchant S. (1961), el espesor de Chanduy es de 500 piés (166 m).

3. ENGABAO

Nombre derivado seguramente del Estero Engabao, el cual a traviesa sedimentos de Azúcar en la falda N del cerro de Acumbe (fig. 2), pues el pueblo de Engabao, localizado a 8 km al NO de Playas se encuentra en afloramientos de Tablazo.

Marchant S. (1961), describe a Engabao como "areniscas - más suaves que Estancia", de color amarillo a café, masivas y con concreciones, que afloran hacia el norte del cerro de Chanduy, hasta el pueblo de Azúcar (fig. 2).

Canfield R. W. (1966), describe areniscas con alternancias de lutitas y escasos lechos conglomeráticos, con concreciones calcáreas y ferruginosas y meteorización esferoidal y manifiesta que estas areniscas son difíciles de distinguir de las areniscas de Estancia, diferenciándose

por su carácter más masivo, menor cantidad de lutitas, -
composición más franca de graywacke y mayor porosidad. -
Tienen un espesor de 725 m en la sección tipo, que según
este autor empieza desde la parte alta suroriental del ce
rro de Chanduy.

Según Bristow y Hofftetter (1977), en la ausencia de Chan
duy no se puede distinguir Estancia de Engabao.

Según Marchant S. (1961), el contacto inferior de Azúcar
con las rocas cretácicas aparece en los afloramientos si-
tuados al pié del cementerio de Salinas, en Aguadita a 8
km al N del cerro de Saya y en el río Grande en las inme-
diaciones de San Vicente. Los afloramientos del cemente-
rio de Salinas han sido visitados, en carácter de recono-
cimiento, por el autor y otros geólogos de CEPE; allí se
observan areniscas de tipo Azúcar en discordancia sobre -
lutitas silicificadas. La interestratificación de las -
dos litologías, reportada por Azad J. (1964), parece ser
el resultado de sobrecorrimientos. Fallas normales afec-
taron subsiguientemente todo el conjunto. Según Azad, la
litología de las lutitas no es la típica del cretácico pe-
ninsular y falta evidencia, además, para asignarles una -
edad de Azúcar a las areniscas.

Como se expresó al inicio de esta revisión, la sucesión estratigráfica de las tres formaciones del Grupo Azúcar es confusa, hecho originado en la complicación de la tectónica peninsular, en la presencia de litologías similares y en la escasez de fósiles. . Esto trajo como consecuencia el que se hayan reportado por diferentes autores, todas las combinaciones posibles de secuencias de depositación, con la consecuente dificultad de correlacionar los diferentes afloramientos de Azúcar y de determinar su espesor total. Según Bristow y Hofftetter (1977), es probable que el espesor de Azúcar pase de los 3000 m. Canfield R. W. (1966), lo estima en 4500 m.

Por las razones que se expondrán más adelante en este estudio, creemos que la subdivisión de Azúcar en formaciones no es justificada.

Este criterio fué presentado también por Azad J. (1964), aunque basado en diferentes razones, y es además compartido por los geólogos del proyecto ESPOL-ORSTOM (1981), para los cuales Estancia y Chanduy son litofacies diferentes contemporáneas en su depositación; la superposición de Chanduy sobre Estancia, así como las ocurrencias de interstratificación de estas dos litofacies, son reportadas y explicadas por ellos como consecuencia de deslizamientos de gravedad post y sindeposicionales, respectivamente.

Los sedimentos de Azúcar han sido considerados en general, - como depositados en aguas poco profundas. Para Azad J. - (1964), serían fanglomeras continentales, con las litologías más finas depositadas en ambiente subacuático. Para - Fauchet y Saboyat (1973), el medio de sedimentación de Azúcar es marino con influencias deltaicas. Los geólogos del - proyecto ESPOL-ORSTOM (1981), proponen un ambiente de deposi- tación de abanico submarino en el talud continental para la litofacie Estancia y para Chanduy del tope del talud y plata- forma continental (fig. 5, pag. 56).

Small (en Azad J, 1964), reporta una fuente de proveniencia desde el sur para los sedimentos de Playas. Los geólogos - del proyecto ESPOL-ORSTOM (1981), reportan para los mismos - sedimentos, así como los del cerro Zapotal, una fuente de - proveniencia desde el N y NO, dato este proporcionado como - sujeto a verificación.

La sección de Azúcar que aflora en los acantilados de Playas no ha sido estudiada estratigráficamente con suficiente deta- lle, a pesar de constituir los mejores afloramientos de es- tos sedimentos. Marchant S. (1961), la sugirió ya como una sección tipo más apropiada que la del río Dos Mangas. En va- rios mapas geológicos inéditos levantados por las compañías petroleras que operaron en la Península de Sta. Elena, así -

como en el mapa geológico del Ecuador, aparece la sección es tudiada con información estructural de rumbos y buzamientos, principalmente. De estos mapas el que contiene mayor detalle de información de entre los examinados por el autor, es el de la Anglo Ecuadorian Oilfields, hoja 00/61, en escala 1:250000 y en el cual no se diferencian las litofacies de Azúcar. En la presente revisión del Grupo Azúcar se han mantenido los conceptos estratigráficos tradicionales.

La carencia de buenos afloramientos, con la excepción de ciertas zonas en el borde costero, su carácter aislado, así como la naturaleza caótica de las estructuras (rumbos y buzamientos), motivó el que se explique la geología de la península como el producto de un complejo fallamiento. Algunos mapas producidos con ese concepto constituyen verdaderos rompecabezas geológicos. Para Marchant S. (1961), cuyo análisis estructural se expondrá más adelante, el drenaje peninsular es controlado por fallas y como es únicamente en las quebradas donde se encuentran buenos afloramientos, el aparente caos estructural es únicamente producto del control de campo realizado en planos de fallas con posiciones perturbadas de estratos.

Powell D. E. (1968), expositor de las ideas de J. Azad, explica la geología de la Península de Sta. Elena como el pro

ducto de varios olitostromos que ocurrieron al fin del Eoceno para constituir el "Complejo Olitostrómico Peninsular". - Dentro de este modelo, los afloramientos de la Península son el producto en forma de clastos o matrix, de las diferentes formaciones incorporadas al complejo y cualquier correlación estratigráfica en el sentido usual del término, deja de tener sentido. Los olistolitos (clastos) pueden tener cualquier tamaño, desde milímetros hasta varios kilómetros y su estructura interna también está intensamente perturbada. Según Azad, los únicos olistolitos de gran tamaño que presentan una coherencia interna en su totalidad son los acantilados de Playas y el cerro de Azúcar. Se justifica así, aún dentro de las limitaciones impuestas por el modelo olitostrómico, un estudio estratigráfico de un olistolito lo suficientemente extenso y coherente, como son los afloramientos de Playas, para determinar el ambiente sedimentario de su formación de origen.

La acción de procesos tectónicos de gravedad para explicar el emplazamiento y modo actual de ocurrencia de los sedimentos terciarios de la Península de Sta. Elena, con la consecuente imposibilidad de realizar correlaciones estratigráficas convencionales, fué propuesta desde principios de siglo por Barrington Brown Ch. (1938), basándose en las ideas de R. Ashley Baldry para el NO del Perú. Azad desarrolló más -

ampliamente la idea basándose en mayor cantidad de información superficial y de subsuelo.

El modelo olitostromico será objeto de revisión más adelante, cabe destacar aquí únicamente que fué propuesto antes de la difusión y aceptación general de la tectónica de placas, dentro de la cual adquiere una explicación más clara, así como su verdadera dimensión en cuanto a alcances y limitaciones.

OBJETIVOS DEL PRESENTE ESTUDIO

Un estudio estratigráfico detallado de la formación Azúcar, que permita llegar a conclusiones geológicas de un grado con fiable de certeza, resulta indispensable para comprender la evolución de la sedimentación del Terciario en la costa SO - del Ecuador, luego del largo período de volcanismo cretácico. Dentro de este contexto se planificó el presente estudio, te niendo como objetivo inmediato la conformación de un modelo sedimentológico para la sucesión estratigráfica estudiada.

METODOLOGIA

Se realizó un levantamiento topográfico, con teodolito y estadía, de la línea del borde de los acantilados en la extensión de los afloramientos, es decir aproximadamente 7 km. Se

utilizó el método de radiación para levantar detalles a partir de 35 estaciones dispuestas a lo largo del área y cuyo posicionamiento fué controlado de ida y regreso.

En base a este levantamiento se elaboró un mapa en escala 1:2000 sobre el que se realizó el levantamiento geológico.

Los espesores estratigráficos a lo largo de toda la sección se midieron con cinta, dibujándose en el campo tanto el mapa de afloramientos con sus estructuras, como la columna estratigráfica; esta última en escala 1:200.

Se tomaron un total de 55 muestras, 20 de las cuales se analizaron en secciones delgadas con el microscopio polarizante, determinándose la composición mineralógica por medio de un conteo de aproximadamente 1000 puntos, realizado con un contador manual.

Para Paleontología se analizaron 21 muestras en la fracción que pasó por el tamiz #200, luego de ser sometidas al tratamiento usual para este tipo de muestras: disgregación, lavado, secado, pesado, tamizado.

Se analizó además una muestra de arcilla por medio de difracción de rayos X, para determinar su composición mineralógica.

CAPITULO I

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

1.1. ESTRUCTURAS PRINCIPALES

El área de estudio se encuentra situada en la unidad estructural conocida como Levantamiento de Sta. Elena, en realidad una cuenca Paleógena de la pendiente continental de la fosa oceánica ecuatoriana e incorporada al complejo de subducción o prisma de acreción (Lonsdale - P., 1978).

La principal estructura del área es la falla regional de La Cruz, la cual se extiende en superficie desde Posorja en dirección NO hasta Zapotal, desde donde se continúa en una zona de fallas de dirección N-NO, (fig.4). La falla de La Cruz corre paralela a la vertiente occidental del sistema de cerros Acumbe-Saya y constituye el límite oriental del Levantamiento de Sta. Elena. Costa afuera se continúa en la Isla Puná en donde aparece claramente en perfiles sísmicos como una falla normal con buzamiento al NE y contra la cual se acuñan los se-

dimentos de la Cuenca Progreso. Esta falla probablemente ha funcionado durante todo el Neógeno diferenciando el levantamiento de Sta. Elena como unidad estructural elevada en relación a la Cuenca de Progreso.

Marchant S. (1961), realizó un análisis estructural fotogeológico del área de la Península, encontrando 3 sistemas de fallas preferenciales con direcciones: NO-SE, N-S y NE-SO. De éstos, el de dirección NO-SE es el más fuertemente desarrollado y tiene, de acuerdo a Marchant, una expresión clara en la zona de falla que se extiende desde Chanduy a Sta. Elena. El de dirección N-S está fuertemente perturbado por los otros y resulta menos evidente. Marchant, reconoce la ausencia de evidencia de campo en lo que respecta al movimiento de las fallas, pero basado en patrones no tan claros de desplazamientos de las trazas de planos de fallas en superficie, propone la existencia de fallas transcurrentes dextrales y sinistralas en las direcciones NE-SO y NO-SE respectivamente. Estas direcciones conjugadas se producirían como consecuencia de un sistema compresional de esfuerzos, con el esfuerzo principal, relacionado a la elevación de los Andes, horizontal y de dirección E-O y el esfuerzo menor en dirección N-S.

La línea de la costa sur de la Península de Sta. Elena, de dirección aproximada N 45 O y en la que están situados los acantilados de Playas, sería la expresión superficial de una gran falla perteneciente al sistema de fallas sinistralas relacionada con la falla transcurrente dextral de Guayaquil y con respecto a la cual sería una falla antitética, aunque Marchant no utiliza este término para designarla.

Esta interpretación de la tectónica peninsular ha sido fuertemente criticada por Azad J. (1964) y tiene la debilidad de la carencia de evidencias de campo, sin embargo cabe anotar que: La falla de Guayaquil ha sido interpretada como una falla transcurrente con movimiento dextral, por lo menos durante el Paleógeno, por varios autores subsiguientes (Campbell C.J. 1974, Feininger T. 1980, Fauchet y Saboyat 1975, entre otros) y la sedimentación del Neógeno en el Golfo de Guayaquil, parece seguir en efecto un patrón de pequeñas cuencas sedimentarias originadas en esfuerzos tensionales relacionados a un fallamiento transcurrente dextral regional (Benítez S. 1982, comunicación personal).

Plegamientos de carácter tectónico regional no son evidentes en el Levantamiento de Sta. Elena y la informa-

ción disponible resulta más bien contradictoria. Así, en un mapa inédito de la Compañía Tennessee, se muestran varios pliegues anticlinales y sinclinales de dirección general N-S en la zona de los cerros de Acumbe - Verde - Anima - Zapótal - Chanduy, en la vecindad septentrional del área de estudio. Para la misma zona se observa en un mapa de la Manabí Exploration Company (Mayo 1956) - pliegues anticlinales y sinclinales de dirección SO-NE, plegamiento que se extiende por el norte hasta Aguadita y por el oeste hasta San Vicente. Marchant S. (1961), aunque en su análisis estructural no abarca la zona de los cerros de Acumbe - Verde - Animas, no encontró plegamientos en el resto de la península.



El único plegamiento existente en el Levantamiento Sta. Elena, según el Mapa Geológico del Ecuador de escala 1:100.000 (hoja Estero Salado) es un anticlinal de dirección NE-SO que aparece en los acantilados de Playas hacia el E de la Punta de Chapolla y cuya posición, - probablemente por un error de impresión, discrepa en 500 m de la posición del anticlinal encontrado en esta tesis en la misma área.

La existencia de estos plegamientos será objeto de discusión en el capítulo correspondiente a las estructuras

del área de estudio pero en todo caso, representan una tendencia estructural NE-SO existente en el área de Playas. En fotografía aérea resulta a primera vista evidente que esta tendencia NE-SO se mantiene en los cerros de Acumbe - Verde y Animas (Fig. 4), requiriéndose comprobación de campo para confirmar si se trata realmente de pliegues.

Marchant S. (1961) reporta un rumbo regional NE-SO para el área situada hacia el N. en los cerros de Azúcar.

Por lo expuesto, se puede afirmar que existe una tendencia estructural general de rumbo NE-SO, por lo menos en la parte oriental del Levantamiento de Sta. Elena, en la cual afloran rocas de Azúcar. Esta tendencia es transversal a la falla de la Cruz, al eje de la Cuenca Progreso y a la Cordillera Chongón Colonche y cualquiera que sea su origen, su edad es por lo menos posterior a la de depositación de la Formación Azúcar.

1.2. GEOMORFOLOGIA

La Geomorfología del área participa tanto de un control estructural como litológico.

Es notoria la alineación SE-NO del sistema de cerros - Acumbe - Aguadita, alineación controlada por la falla - de La Cruz, la cual al poner en contacto litologías resistentes de Azúcar al O con las litologías de la Cuenca Progreso al E, produce ese marcado contraste topográfico que constituye el borde oriental del levantamiento de Sta. Elena. Este contraste es más notable en la parte sur de la falla, es decir, en la zona más cercana al área de estudio y en la que estos cerros son conocidos con el nombre genérico de Cerros de Estancia.

Los cerros de Estancia (ver fig. 2), se elevan en forma abrupta hasta poco más de 300 m sobre el nivel del mar y se continúan en sus dos vertientes (SO y NE) con elevaciones menores de suave perfil, constituídas en ciertas partes (cerro Chanduy, cerro Zapotal) por clastos de la facies conglomerática de Azúcar. En la vertiente SO, estos depósitos piemontanos se continúan con depósitos pleistocénicos (Tablazo) los cuales descienden con una pendiente uniforme (1.5%) hasta la cota 20 metros, a 4 km de la costa, aproximadamente, desde donde se continúan hasta el mar con una topografía plana de escasa pendiente que constituye la planicie costera propiamente dicha. La morfología descrita es interrumpida por las elevaciones de los acantilados de Playas, del cerro

Verde y del cerro Chanduy, las cuales tienen una dirección NE-SO transversal a la dirección general de los cerros de Estancia controlada por la falla de La Cruz y representa una expresión geomorfológica de la tendencia estructural de Azúcar acentuada por la resistencia a la erosión de los conglomerados y areniscas. El cerro de Chanduy es particularmente conspicuo en este aspecto y constituye, junto con el río Zapotal que corre paralelo al cerro en su vertiente NO, el límite noroccidental de la geomorfología descrita.

Hacia el N y O del río Zapotal, es decir en el resto de la península, se pierde el control estructural de la geomorfología, la topografía se vuelve irregular y controlada principalmente por la litología. Los afloramientos de sedimentos marinos pleistocénicos de estructura tabular más o menos horizontal (Tablazos), se hacen extensos y con la excepción de los afloramientos de rocas suaves del grupo Ancón en la Zona de Ancón - Sta. Elena - Baños, ocupan el resto de la península. Ocasionalmente se destacan en esta morfología plana, pequeños cerros tales como los de Chuculunduy, Asajmon, Pta. Carnero, de la Puntilla, etc., los cuales al estar constituidos por radiolaritas cretácicas silicificadas, constituyen verdaderos remanentes de erosión. El que estos

cerros hayan sobresalido como islotes rocosos en el mar del Pleistoceno no puede afirmarse como fenómeno general, pues en la experiencia del autor, por lo menos uno de ellos, en los alrededores de la población de Sta. Elena, presenta un tope plano cubierto por tablazo.

La existencia de tablazos en tres niveles escalonados, de los cuales el superior llega hasta 90 m de altura, - aproximadamente, es un rasgo geomorfológico peninsular reportado por muchos autores. Sea que estos niveles - constituyan el producto de un fallamiento muy reciente (Marchant S. 1961) o representen 3 etapas sucesivas de transgresión somera en la península, son de cualquier forma testigos del levantamiento vertical reciente que ha sufrido esta región.

1.3. HISTORIA GEOLOGICA

El Levantamiento de Sta. Elena, ocupa una posición frontal en el sistema de "subducción" de las placas oceánicas de Cocos y Nazca contra la placa continental sudamericana. Lonsdale P. (1979) ha identificado al Levantamiento de Sta. Elena como la parte emergida del "prisma de acreción" (o "complejo de subducción en la terminología de Dickinson y Seely, 1979) y a las rocas del terciario

rio de la península como depósitos de cuenca de la pen-
diente continental de la fosa.

La historia geológica del "Complejo de Subducción de -
Sta. Elena" resulta así una reconstrucción del largo pe-
ríodo de interacción de las placas mencionadas (Jurási-
co-Reciente, Lonsdale P., 1978. Fin del Jurásico al re-
ciente, Delmairac y Matteur, 1980.) y si bien los pará-
metros actuales de subducción (dirección de movimiento,
velocidad de placas, etc.) son bastante conocidos, la
reconstrucción de los parámetros de subducción del pasa-
do geológico está limitada a 30 - 40 millones de años -
antes del presente que es la edad de la corteza oceáni-
ca más antigua (Lonsdale P., 1978. Hey R., 1977) que está
siendo introducida debajo de la parte noroccidental del
continente americano (N del Perú) en el proceso de sub-
ducción. Otra complicación para la historia de subduc-
ción del complejo de Sta. Elena, resulta del hecho de su
situación en lo que podría llamarse una frontera tectó-
nica, pues la latitud de 2° que constituye el límite -
norte del complejo, marca un cambio en el buzamiento de
la zona de Benioff desde 10° en la parte Sur (sur del -
Ecuador, N del Perú) a 30° en la parte norte (norte del
Ecuador y Colombia), (Jordan y otros, 1982. Lincoln G.,
1979). Aunque se desconoce por cuanto tiempo ha funcio

nado esta diferencia, seguramente tiene directa relación con las notables diferencias geológicas entre las zonas N y S del Ecuador, cuyo límite es puesto por Henderson W. (1975) a 2°30' S.

Las rocas más antiguas del "Complejo de Subducción de Sta. Elena" son rocas ígneas básicas y radiolaritas, que aparecen en forma aislada en afloramientos de corta extensión y a profundidades variables (3000 a 6000 pies) en el Campo de Ancón. Estas rocas fueron consideradas por Goosens y Rose, (1975) como pertenecientes a lo que denominaron "complejo ígneo básico", es decir rocas básicas con edades radiométricas del Jurásico tardío al Cretácico tardío principalmente ("la actividad efusiva persistió hasta el Eoceno inferior en algunos sitios") que constituyen el núcleo de la cordillera de Chongón - Colonche y el borde occidental de la cordillera occidental. Las rocas basálticas de Chongón - Colonche tienen composición de toleitas oceánicas (Goosens P. y otros, 1977. Raharijaona L., 1980), aunque la posibilidad de que dicha cordillera contenga también rocas producidas por magmatismo de arco de islas ha sido también propuesta (Goosens P. y otros, 1977. Henderson W., 1975). La asociación con radiolaritas silíceas en la península, sin embargo, es típica del piso oceánico y aunque las -

rocas ígneas de la península no han sido datadas radio-
métricamente, podrían considerarse como escamas del piso
oceánico de la vieja corteza Farallón, acrecionadas tec-
tónicamente al talud continental de la fosa para formar
parte del complejo de subducción. Sobre ellas se depo-
sitó la secuencia sedimentaria del Terciario de la pe-
nínsula, la cual se inicia con los conglomerados de aso-
ciación turbidítica de la formación Azúcar (Paleoceno)
y continúa con "flujos de detritos" y turbiditas de a-
guas probablemente más profundas del Grupo Ancón (Eoce-
no).

Las direcciones de transporte, principalmente desde el sur, para los sedimentos de Azúcar, así como la presencia de un componente apreciable de clastos de rocas metamórficas en su composición, son testimonio de que su origen es un producto de la erosión de los metamórficos de Amotape.

Parece lógico pensar que a principios del Oligoceno em-
pieza a funcionar el sistema tensional de la falla -
transcurrente de Guayaquil y de la Cuenca de Progreso.
Contemporáneamente se levantaba y fracturaba el comple-
jo de Santa Elena, para permanecer durante el resto del
Neógeno como un alto estructural sujeto a erosión. Un

desplazamiento dextral del orden de 300 Km (Campbell, - 1974) ha sido propuesto para la falla de Guayaquil. El cambio de rumbo de esta megafalla desde una dirección - NE-SO, a la altura del Golfo de Guayaquil produciría la componente tensional responsable de la apertura del Golfo y separación del bloque peninsular descritos.

Durante el Pleistoceno se depositaron en el bloque peninsular sedimentos de playa (Tablazos) al oeste del sistema de cerros de Estancia - Azúcar - Saya en aguas de poca profundidad y probablemente en parte salobres. La regresión actual de la línea de costa ha sido explicada como un efecto general de levantamiento del borde costero ecuatoriano a causa de la entrada de la cordillera de Carnegie a la fosa Ecuador hace 2-3 millones de años antes del presente (Lonsdale P., 1978).

Esta somera exposición de los acontecimientos geológicos relacionados con el área de estudio dista mucho de ser una historia geológica de acontecimientos plenamente identificados y organizados en una secuencia causal, pues hacerlo así, en el estado actual de los estudios geológicos, resulta en una relación de hipótesis, que si bien saludables para orientar nuevas investigaciones, alargarían innecesariamente esta exposición y pueden en

contrarse por lo demás para provecho del lector interesado, en algunos de los trabajos citados en este estudio (ver Feininger T., 1980; Lonsdale P., 1978; Sheperd G., 1979, entre otros).

CAPITULO II

ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO AZUCAR

Los puntos del levantamiento geológico y estaciones de topografía a que se hace referencia en este capítulo y en el resto de la Tesis, están ubicados en el mapa de escala 1:2000 - (láminas VII, VIII y IX, en bolsillo) y en las columnas estratigráficas (láminas I, II, III, en bolsillo). En estas láminas se encuentran ubicados también los sitios de muestreo por medio de su correspondiente número de muestra.

2.1. PETROGRAFIA DE LAS PRINCIPALES UNIDADES LITOLÓGICAS

En la sección estudiada aparecen tres litologías bien definidas desde un punto de vista petrográfico: Lutitas, areniscas y conglomerados.

Las lutitas, de coloración general plomiza, sin fisilidad y con cantidades variables de limo, se presentan a través de toda la sección en estrecha asociación genética (turbiditas) con capas centimétricas, decimétricas y más raramente, métricas de arenisca. Únicamente en los

bancos más gruesos, de varios metros de arenisca y en los conglomerados, desaparecen las capas de lutita, aunque en pocos casos las capas individuales superan espesores centimétricos (fig. 5).

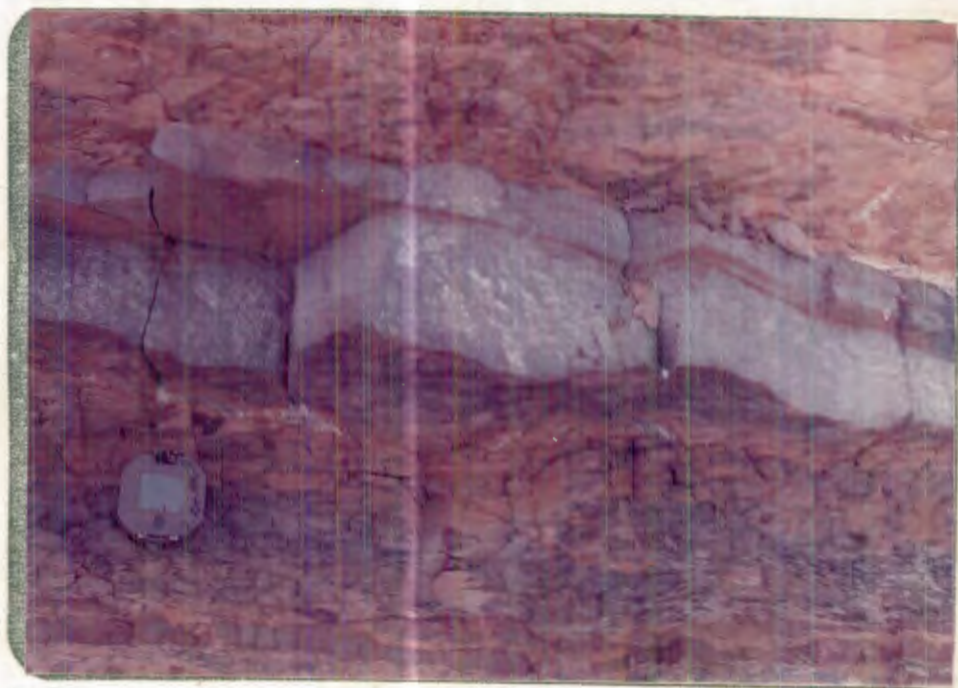


Fig. 5. Aspecto general de lutitas en asociación turbidítica con capas delgadas de arena (entre ptos. 5d-5e, vista al N).

Las areniscas, se presentan en dos tipos:

- 1) Areniscas de turbiditas. De espesores centimétricos a decimétricos, generalmente laminares, de grano fino a medio, con un mayor porcentaje de minerales pelíticos e intercaladas en asociación turbidítica con lutitas, formando secuencias repetitivas de hasta varias decenas de metros de espesor. Presentan una coloración verde plomiza y en general tonos de color más oscuros que las areniscas de mayor espesor (fig. 6).



BIBLIOTECA FICT
ESPOL



Fig. 6. Arenisca de turbiditas. Pto. 6a, vista hacia el N.

- 2) Areniscas de bancos de hasta 10 m de espesor de grano medio a grueso, masivas y a menudo microconglomeráticas en la base y laminares al tope, que terminan en una capa delgada, generalmente de pocos centímetros de espesor de lutita, limo arcilloso o intercalaciones muy delgadas de arenisca y lutita formando una asociación también de carácter turbidítico (fig. 7). El gran espesor de arenas, diferencia estas turbiditas de las turbiditas típicas y es por ello que el nombre "areniscas de turbidita" se reservó para las arenas delgadas descritas anteriormente. Cuando los bancos llegan a espesores extremos, la arenisca se torna masiva en todo su espesor y desaparece la -



Fig. 7. Secuencia típica de un banco de arenisca. De derecha a izquierda: Microconglomerática-masiva - laminar - lutitas laminares (tope). Pto. 18b, vista hacia el Sur.

capa de grano fino al tope. Presentan un color amarillento (fig. 8).

Los conglomerados aparecen en espesores que varían desde capas métricas asociadas con areniscas hasta gruesas secuencias de decenas de metros. Presentan escasa matriz de arenisca y clastos subredondeados, generalmente de 5 cm de tamaño promedio. Es frecuente la presencia de clastos intraformacionales angulares de areniscas laminares de un orden de tamaño de 5 a 10 veces mayor que



Fig. 8. Banco de arenisca masiva. Tope hacia la izquierda de la foto. Entre ptos. 18c - 18d, vista hacia el N.



Fig. 9. Potente ocurrencia de conglomerados. Tope a la izquierda. Pto. 20c, vista al N.

el promedio. El contacto inferior es generalmente erosivo. Presentan una coloración parda a plomizo obscuro.

2.1.1. Análisis Mineralógico y Textural

Conglomerados: Bancos de 1 a 2 metros, hasta 7 m (raros) y lentes con bases y topes irregulares, de hasta 1 m de espesor, color pardo a plomizo, con clastos subredondeados de tamaño promedio de 2 hasta 5 cm de cuarzo lechoso y chert principalmente (80 - 90%) y bloques angulares decimétricos hasta métricos (raros) de areniscas intraformacionales de grano medio y generalmente laminares; ocasionalmente se encuentran clastos de rocas volcánicas. La matriz de arena media a gruesa (0.5 - 1 mm) hasta muy gruesa (1 - 2 mm) comprende hasta un 10% de la roca. La muestra 2839 (ver apéndice A de análisis petrográficos al microscopio) corresponde a un clasto de cuarzita, muy abundante en los conglomerados; es una cuarzita pura, cementada con sílice y con escasos componentes pelíticos.

Los conglomerados lenticulares (hacia el O de la est. 12) se sitúan dispersos en todo el espesor

de bancos métricos de arenisca gruesa con gránulos en la base.

Algunos niveles conglomeráticos presentan lentes de arenisca (pto. 20c hasta est. 21) y/o gradación a arenisca en la parte superior así como intercalaciones de bancos de arenisca (1-2 m hasta 5 m) gruesa a muy gruesa y con una zona basal conglomerática, con clastos de 1 - 2 cm de tamaño - promedio, subredondeados y con un 50% de matriz.

Los conglomerados en general, presentan gradación (fig. 10) con los bloques intraformacionales tendiendo a concentrarse en la base. Este rasgo - textural es característico a todas las ocurrencias de conglomerado. Otras texturas, tales como imbricación, estratificación cruzada (fig. 12) e inversión (fig. 11), son de ocurrencia rara en la sección.

Según Lowe D. R., 1982, la mayoría de la grava gruesa en corrientes de turbidez, es transportada por efecto de colisión entre clastos, como una capa (llamada de tracción) encima del lecho y en suspensión en la parte inferior del flujo tur

bulento (turbidítico). Cuando la velocidad de flujo cae por debajo de la necesaria para mantener la presión de dispersión entre clastos en la capa de tracción, ésta se "solidifica" y se produce entonces la sedimentación por caída directa de los clastos más gruesos encima de esta capa inferior para producir gradación inversa.



Fig. 10. Banco de conglomerado en contacto con areniscas. Hacia la esquina superior izquierda se observa la depositación de una segunda unidad conglomerática. Nótese la gradación de tamaños, así como la presencia de un clasto intraformacional de arenisca en la dirección del mango del martillo. Pto. 20c, vista hacia el N.



Fig. 11. Tope hacia la izquierda de la foto. Conglomerado con inversión de tamaño de clastos; hacia el tope (martillo), hay además imbricación. La arenisca laminar y el conglomerado más fino que gradúa a arenisca al tope, son unidades sedimentarias posteriores. Pto. 20d, vista al N.



Fig. 12. Tope a la derecha. Estratificación cruzada en arenisca interestratificada con grava. Pto. 20e, vista hacia el S.

Areniscas: El apéndice A, contiene el análisis petrográfico microscópico y la composición modal en volumen por ciento (basada en conteo de puntos) de 20 muestras de arenisca de ocurrencia distribuída en toda la sección estudiada.

Las muestras No.: 2843 - 2845 - 2847 - 2848 - 2852 - 2853 - 2854 - 2859 - 2868 - 2887, corresponden a areniscas centimétricas a decimétricas de turbiditas. Las muestras No. 2840 - 2860 - 2865 - 2879 - 2880 - 2881a - 2883 - 2885 - 2887-2890, corresponden a los bancos métricos (hasta 11 m) de arenisca. Como se verá en los correspondientes diagramas, la composición de todas las areniscas es bastante similar existiendo únicamente variaciones en el tamaño de grano y contenido de matriz. La siguiente descripción petrográfica general de las areniscas se basa en las descripciones del apéndice A.

Clastos en general subangulares, hasta angulares y subredondeados, con tamaño promedio desde 0.1 hasta 0.63 mm, y variaciones de tamaño desde 0.06 mm en las litologías más finas hasta 1.5 mm en las litologías más gruesas, compuestos de cuarzo

monocristalino (27 a 41%), cuarzo policristalino - (12 a 42%), feldespatos constituídos principalmente por plagioclasa (6 hasta 13%), fragmentos líticos metamórficos constituídos principalmente por esquistos cuarzíticos, esquistos pelíticos y filitas (1 hasta 8%), fragmentos líticos volcánicos, principalmente tobas vítricas cristalinas - (2 hasta 5%), fragmentos líticos sedimentarios, limolitas y lutitas (0 hasta 2%, raramente 4 hasta 7%) y clastos de minerales accesorios principalmente muscovita, biotita, hornblenda, clorita, magnetita, restos de materia vegetal, raramente zircón y granate, los cuales en conjunto comprenden un 0.5 hasta 3% y raramente 4 hasta 7%. Los clastos se presentan en general con un arreglo - grosero paralelo a la estratificación, en una matriz y cemento que varía desde 0 hasta 25%, con un valor general promedio de 8 a 9%, siendo los valores más elevados un reflejo de abundancia de cemento generalmente calcítico y de formación secundaria; en una instancia (muestra No. 2845) la calcita llega a formar un 12% de la roca. La matriz está en general compuesta de minerales pelíticos (nontronita?, illita, sericita) y cantidades variables de epidote, zeolitas, óxidos de -

hierro y calcita como productos de diagénesis. - La porosidad es baja y en ningún caso supera el 4%.

En la clasificación de Folk R., 1968, estas rocas se sitúan principalmente en el campo de las SUB-LITARENITAS, variando hasta subarcosas, arcosas líticas y litarenitas feldespáticas (ver fig. 13, sección siguiente).

Lutitas: Se presentan asociadas con las areniscas a través de toda la sección y en general no presentan desarrollo de fisilidad. En su asociación con los bancos de arena, presentan cantidades variables de limo y arena muy fina.

Los siguientes resultados corresponden al análisis por difracción de rayos X de la muestra No. 2863; una lutita (en realidad limo muy fino) asociada a capas centimétricas de arenisca y localizada entre la estación 15 y el punto 15a.

Mineralogía total:	Cuarzo	78%
	Plagioclasa	6%
	Arcilla	16%

Mineralogía de arcillas:	Ilita	19%
	Kaolinita	5%
	Clorita	4%
	Arcillas compuestas	
	(Ilita/Esmectita)	72%
	Ilita en arcillas	
	compuestas	43%

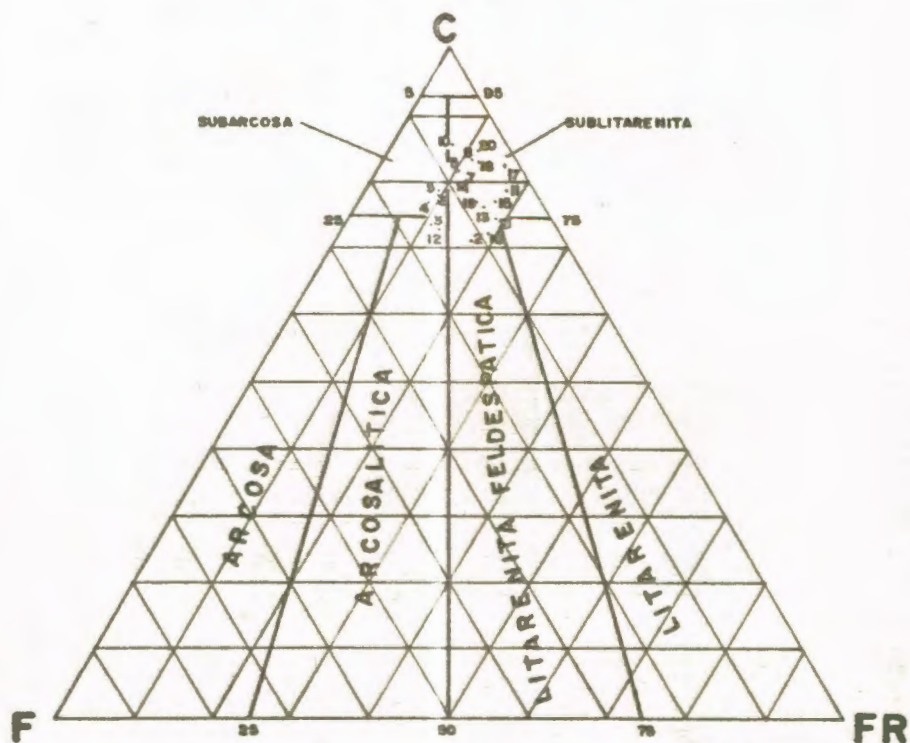
Las arcillas compuestas resultan principalmente de la alteración de minerales arcillosos preexistentes. El elevado contenido de arcillas compuestas, y de ilita tanto en forma discreta como dentro de las arcillas compuestas es indicativo del elevado grado de diagénesis de la muestra.

2.1.2. Diagramas de Composición

En la figura 13 se presenta la composición de las areniscas de Azúcar en la sección de Playas, según el diagrama triangular Cuarzo - Feldespatos - fragmentos de rocas y la clasificación de Folk R. L., 1968.

Los diagramas triangulares de las figuras siguientes (figs. 14, 15 y 16), relacionan la com-

COMPOSICION DE ARENISCAS EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS



C = CUARZO Y CUARZITA

F = FELDESPATO

FR = FRAGMENTOS DE ROCA

CLASIFICACION SEGUN FOLK R. L. 1968

FIG. 13

posición de las areniscas con diferentes zonas tectónicas de proveniencia, según el amplio trabajo clasificatorio de Dickinson R. y Subzek C., 1978, en areniscas de diferentes localizaciones geológicas y con proveniencia conocida.

Se reconocen tres zonas tectónicas generales de proveniencia:

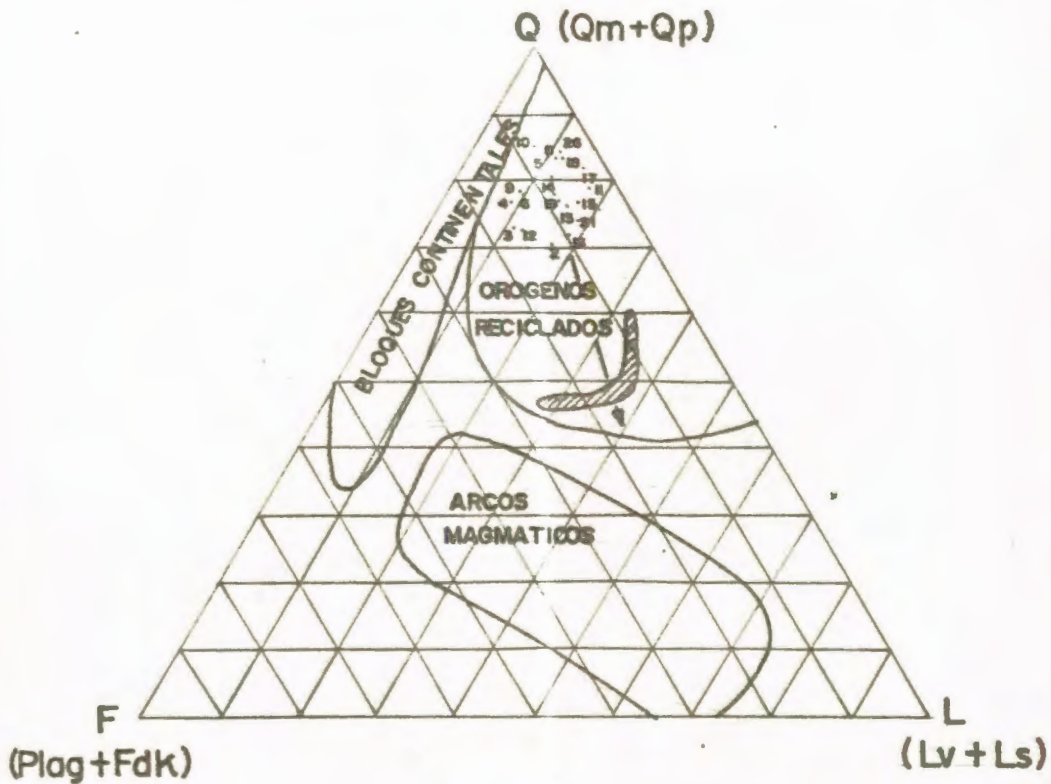
1. Bloque continental, que comprende escudos y plataformas continentales y bloques fallados de basamento.
2. Arco magmático, comprende orógenos de arcos de islas y de márgenes continentales activos.
3. Orógenos reciclados, que comprenden: a. Secuencias estratificadas, levantadas y deformadas en zonas de subducción (complejo de subducción). b. Orogenias de colisión, formadas en las zonas de sutura entre una colisión continente-continente o arco continente. c. Cinturones tramontanos de sobrecorrimiento y plegamiento.

En la fig. 14, el diagrama Q F L, es el mismo - que el diagrama C F FR de la fig. 13, pero usando la nomenclatura de Dickinson y Subzek. Las rocas estudiadas se ubican distintivamente en el área del diagrama correspondiente a orógenos reciclados y dentro de ésta, alejados de la zona correspondiente a complejos de subducción. Las otras dos subdivisiones de orógenos reciclados no están diferenciadas en este diagrama, pero en todo caso las rocas de Playas presentan una relación de componentes oceánicos/continentales mas bien baja.

En la fig. 15, el diagrama Qm F Lt, enfatiza aún más el carácter de proveniencia de orógenos reciclados. El diagrama Qp Lv Ls (Fig. 16), discrimina proveniencias de orógenos de colisión de orógenos de arco. Las rocas de Playas no ocupan en este diagrama un campo definido, situándose entre la zona de orógenos de colisión y bloques continentales.

Una proveniencia de orógeno de colisión con influencia de bloques de basamento continental puede deducirse a partir de estos diagramas de com-

COMPOSICION DE ARENISCAS EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS



Qm = Cuarzo monocristalino

Qp = Cuarzo policristalino

Lv = Fragmentos líticos volcánicos

Ls = Fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios

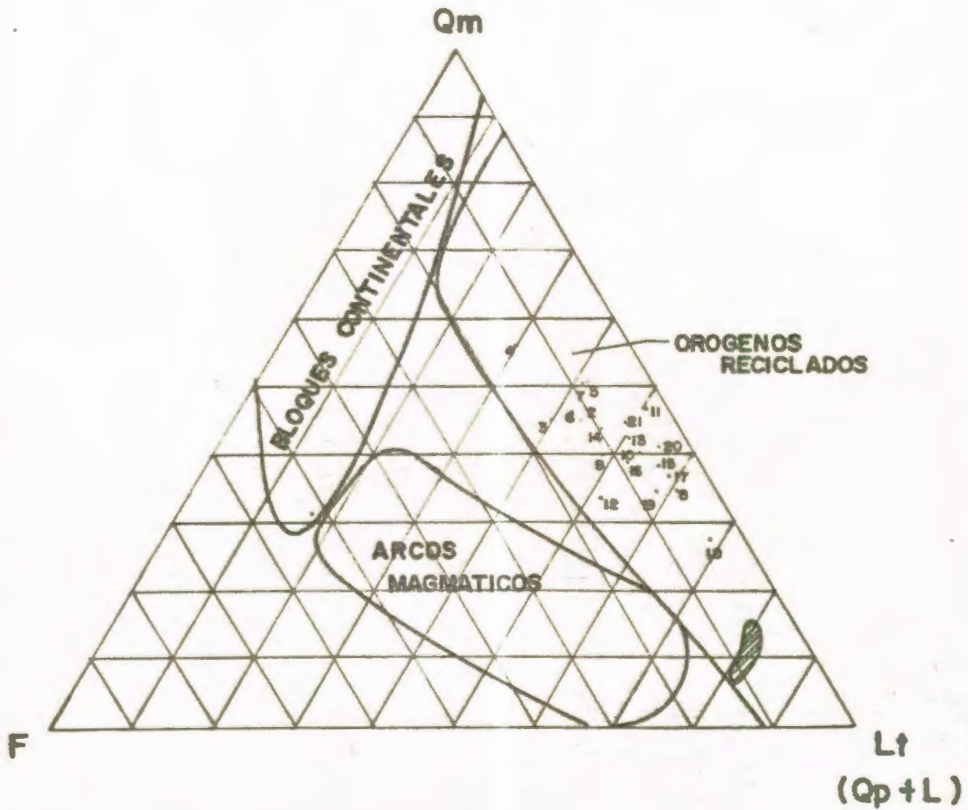
↓ Incremento en relación de componentes oceánicas a continentales

▨ Zona correspondiente a complejos de subducción

SEGUN DICKINSON W.R. Y SUBRZOK C. A., 1979

FIG. 14

COMPOSICION DE ARENISCAS EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS

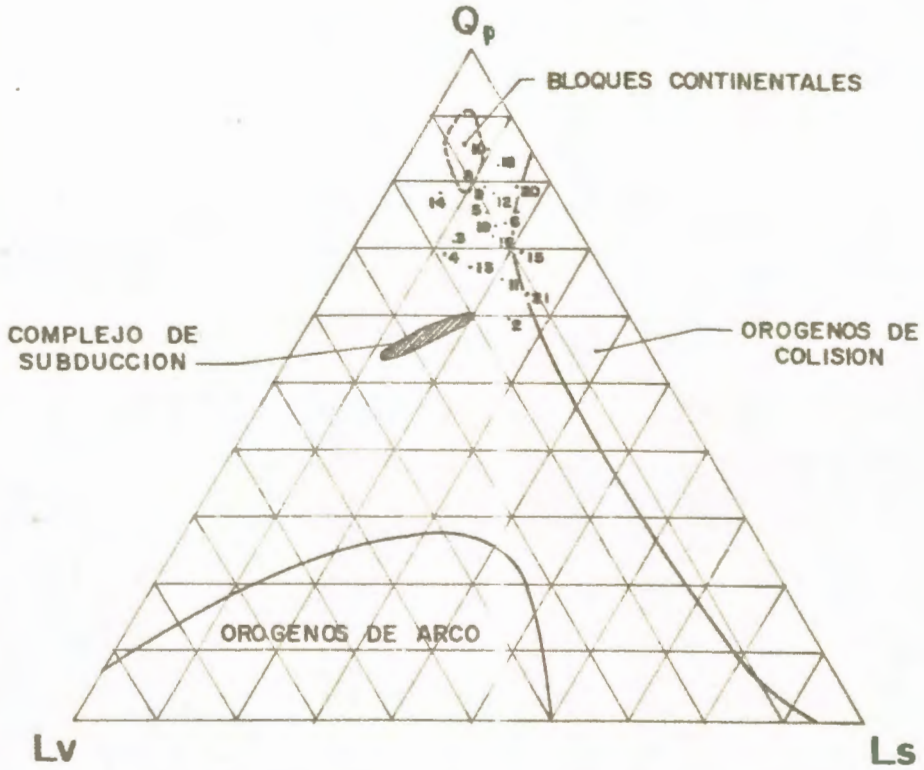


 COMPLEJO DE SUBDUCCION

SEGUN DICKINSON W.R Y SUBZECK C.A., 1979

FIG. 15

COMPOSICION DE ARENISCAS EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS



SEGUN DICKINSON W.R. Y SUBZECK C. A., 1979

FIG. 16

posición-proveniencia, confirmándose la influencia de los metamórficos de Amotape como fuente de los sedimentos de Azúcar.

2.2. ANALISIS PETROLOGICO

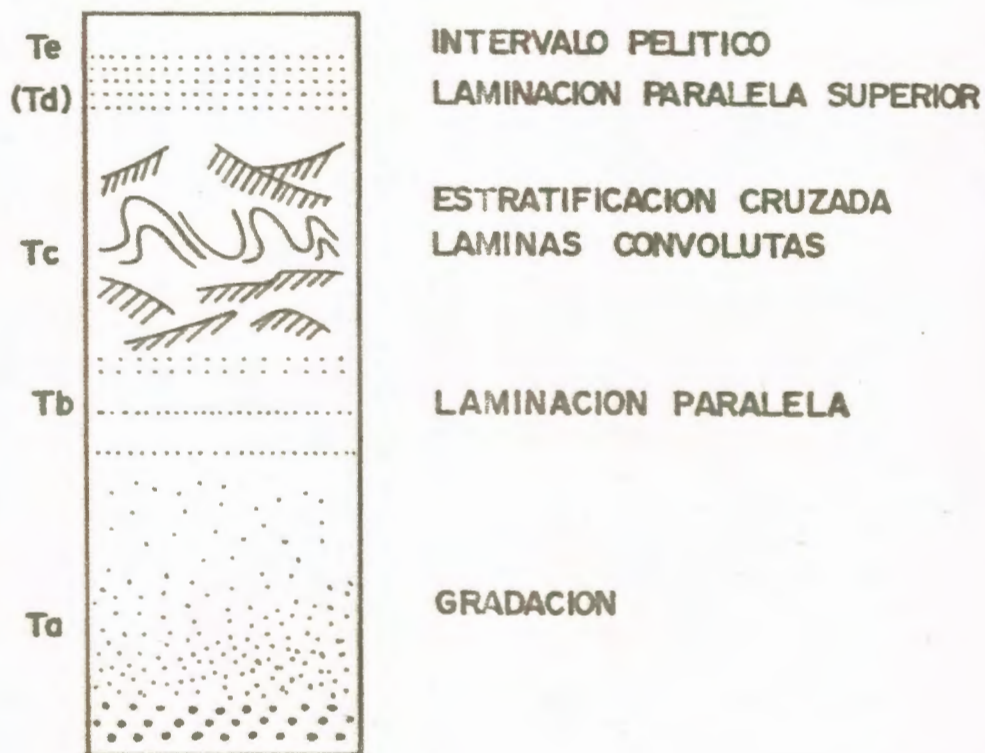
La relación composición-proveniencia tratada en la sección de petrografía, cae en el ámbito de lo petrológico, pero se prefirió considerarla en dicha sección a causa de su estrecha relación, para así tratar aquí únicamente los rasgos estratigráficos resultantes del modo de transporte y depositación, que sirvan para definir el tipo de ambiente sedimentario en que se formaron las rocas de Azúcar.

En la sección de Playas, por su naturaleza de acantilado marino, se conservan y resaltan los rasgos estratigráficos resultantes del carácter de la sedimentación. De esta forma resulta evidente a través de la identificación de zonas de Bouma en turbiditas, presencia de "slumpings", asociación de turbiditas en megasecuencias que se adelgazan o engruesan hacia arriba, asociación de litologías de amplio rango de tamaños (conglomerados hasta turbiditas delgadas), que la secuencia estratigráfica de Playas representa una sedimentación por flujo -

de gravedad de sedimentos que se depositaron como abanicos submarinos en la zona adyacente al talud continental. En este tipo de ambiente sedimentario, los procesos de depositación, esencialmente turbidíticos, llegan a acumular gruesos bancos de arena en forma lobular hacia la parte media del abanico y turbiditas delgadas hacia la parte inferior del mismo (más alejada del talud). En los canales principales de avenida, hacia la parte superior (más cercana al talud) del abanico, se depositan las gruesas secuencias conglomeráticas.

La unidad sedimentaria típica en depósitos de flujo de gravedad es la turbidita, tal como fué interpretada originalmente por Bouma A.H., 1962, y se presenta en la figura 17. La zona Td de laminación paralela en arcilla o silt es difícil de distinguir en afloramientos intemperizados o tectonizados (Walker R., 1968) y se la puede incluir en Te.

En los últimos años se ha intensificado el estudio e identificación de secuencias sedimentarias depositadas en abanicos submarinos tanto antiguos como modernos. Para realizar el análisis estratigráfico de las rocas de la sección de Playas, se ha elegido el modelo de depositación en abanicos submarinos presentado por R. G.



MODELO DE SEDIMENTACION IDEAL DE UNA UNIDAD TURBIDITICA, SEGUN BOUMA.

FIG. 17

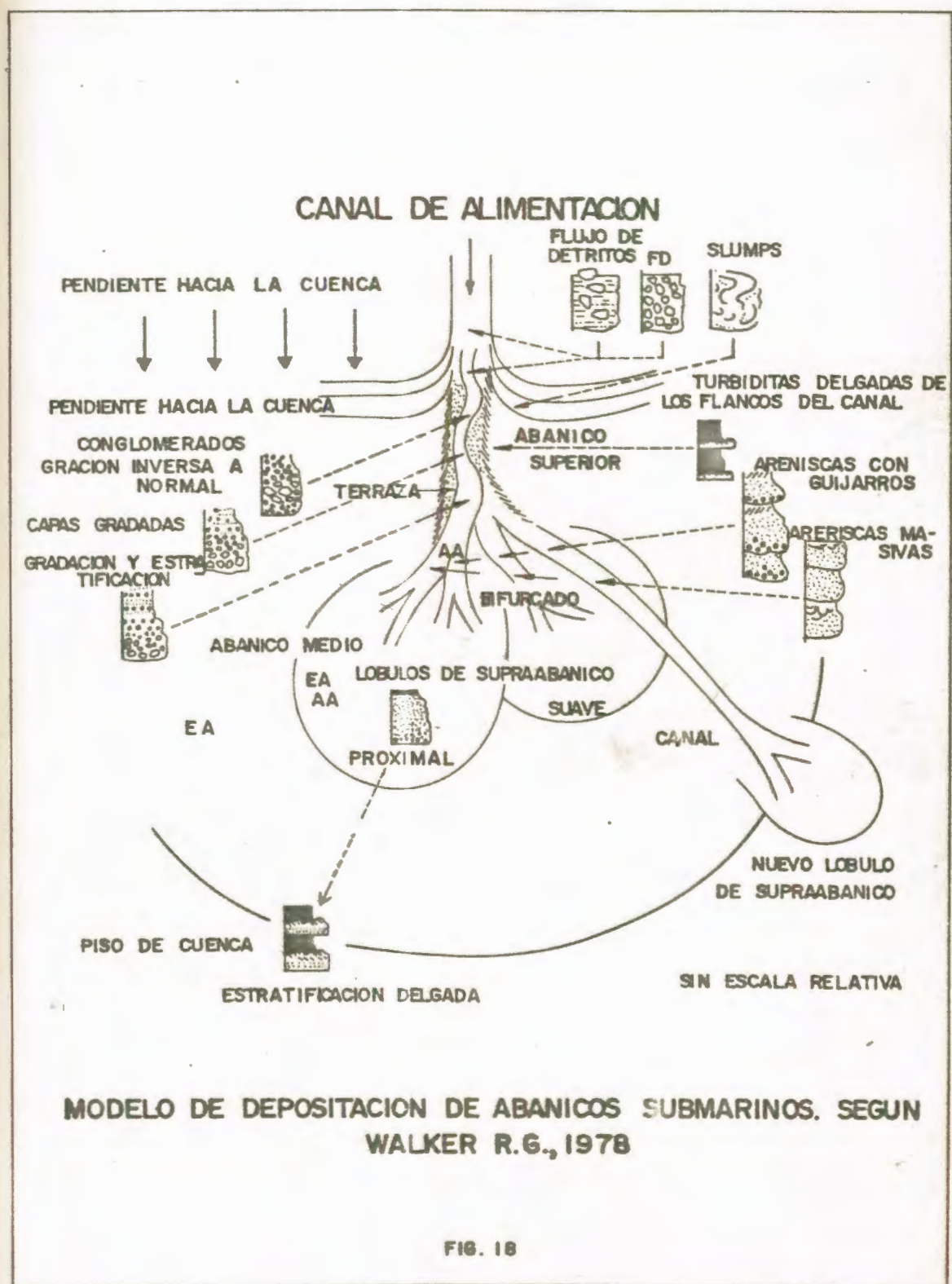
Walker, 1978, cuya disposición lateral de facies y estratigrafía se presenta en la figura 18 y se describe a continuación:

El canal de alimentación o cañón submarino, constituye el alimentador principal del abanico y puede rellenarse con material grueso ("slumps", flujo de detritos, conglomerados) o por material fino (arcillas y lodolitas) en el caso de abandono por una subida del nivel del mar.

El abanico superior (o parte superior del abanico) se caracteriza por un solo canal embancado, dentro del cual puede desarrollarse un canal sinuoso o en meandros confinado en terrazas. Es aquí donde se deposita la facies conglomerática. En los bancos se depositan turbiditas delgadas que pueden confundirse con turbiditas de la zona más profunda de la planicie de la cuenca, exterior al abanico.

La parte media del abanico se construye en base a la deposición de lóbulos que migran lateralmente, en lo que se conoce como supraabanico.

En la parte superior de los lóbulos se sitúan canales secundarios bifurcados y sin bancos. Es aquí donde se



depositan los cuerpos gruesos de arenisca masiva y microconglomerática. A medida que los canales se bifurcan y migran, los cuerpos de arena se unen y las turbiditas delgadas que se depositan entre canales tienden a desaparecer. Ocasionalmente se puede depositar también material conglomerático en los pisos de estos canales.

La parte inferior de los lóbulos es de morfología suave con depositación de secuencias regulares de turbiditas clásicas más gruesas que las turbiditas de abanico inferior y de la zona exterior del abanico, hacia las cuales gradúan en forma imperceptible.

La parte inferior del abanico y la zona externa al abanico son indistinguibles en la mayoría de los casos y se caracterizan por una lenta depositación hemipelágica interrumpida por corrientes de turbidez.

En cuanto a la disposición vertical de facies en un abanico, la característica principal es la progradación.

La progradación del abanico inferior sobre las turbiditas de la zona externa al abanico resultaría entonces en una secuencia de turbiditas clásicas de grano y es-

stratificación ligeramente más gruesos hacia la parte superior, es decir una secuencia que se engrosa hacia arriba (EA). Estas turbiditas son delgadas.

Encima de la secuencia anterior se situaría la secuencia de abanico medio, que al progradar en la misma forma da origen también a una secuencia EA, que empieza con turbiditas clásicas y termina con areniscas masivas. En esta zona se produce la migración, reunión y superimposición de lóbulos. Al ser abandonado un lóbulo se depositan finos al tope y la eventual depositación de un nuevo lóbulo encima del abandonado puede originar alternancia de secuencias que se afinan hacia arriba en tamaño de grano y estratificación (AA) y secuencias EA.

En los canales de los lóbulos propiamente dichos, se producen secuencias AA como consecuencia del relleno y abandono.

De esta forma, según Walker, la estratigrafía total resultante de la progradación de un abanico es una secuencia principal EA (que termina con los conglomerados, flujos de detritos y "slumps" del canal principal de la parte superior del abanico), en la que se superimponen secuencias EA en la parte inferior y secuencias AA en

la parte superior.

El suministro de sedimentos de un abanico proviene de - acumulaciones inestables localizadas en aguas de poca - profundidad; es decir que son sedimentos retrabajados.

El tipo de estratigrafía descrito ha sido reconocido e interpretado como secuencias de abanico submarino en muchos lugares del mundo, en formaciones de un amplio rango de edades. En la arenisca Matilija del Eoceno de California, en la formación Tourelle de Ordovicico en Canaadá, en el Ordovicico Medio de Tennessee (EEUU), en la formación Wonoka del Proterozoico de Australia, para citar unos pocos ejemplos.

Cabe indicar que el modelo de Walker aquí descrito, está basado en las ideas presentadas en los modelos de - Normark W., 1978, sobre abanicos modernos y Mutti y Ricci Lucchi, 1974 (de entre los varios artículos publicados por los tres autores) y ha sido criticado, principalmente en lo que se refiere al concepto de supraabanico, por Nilsen T. H., 1980.

2.2.1. Ambientes de Deposition

Antes de entrar a describir las rocas de Playas en relación a su ambiente de depositación, es necesario explicar la representación usada en la columna estratigráfica.

La representación gráfica (láminas I, II, III) de la columna estratigráfica de la sección de Playas se realizó con un criterio sedimentológico, representando zonas de Bouma en colores. La zona Ta, que ocurre en conglomerados y areniscas, se representa en rojo. La zona Tb, que ocurre generalmente en areniscas, se representa en anaranjado. La zona Te se representa en amarillo. Esta zona, cuando se presenta en asociación con bancos de arena, corresponde en realidad a delgadas intercalaciones de 1 a 2 cm de arenisca fina y lutita más o menos limosa.

Las turbiditas delgadas (centimétricas a pocos decímetros) que se presentan en secuencias potentes y que lógicamente poseen también zonas Tb y Tc (y ocasionalmente Ta y Tc), tal como se verá más adelante, se presentan en color amarillo, por

representar la zona de finos de secuencias AA y Ea así como por motivos de escala.

Las zonas de estratificación cruzada se representan en verde y los "slumpings" y flujo de detritos ("debris flows") en azul.

Para visualizar más fácilmente la importancia de un determinado espesor litológico en la columna, se lo representa tanto en el sentido vertical como en el horizontal y a igual escala. Las zonas en amarillo (litología de finos) se representan hacia la derecha de la línea central de la columna y los gruesos, conglomerados y arenas, hacia la izquierda de dicha línea. Las litologías de conglomerados y areniscas, se representan con los símbolos usuales (círculos pequeños y puntos, respectivamente).

Se representan así, en las columnas de las láminas I, II y III, los datos de una columna estratigráfica representada en la forma convencional, además de datos sedimentológicos necesarios para cualquier análisis de su estratigrafía.

Turbiditas Delgadas de la Secuencia de Playas

En la columna estratigráfica se presentan en color amarillo. Presentan capas de arena centimétricas a decimétricas, generalmente con predominancia de arenas o relaciones lutita/arena, iguales o poco menores a 1, así como un desarrollo de las zonas Tb y Te de Bouma (fig. 18).



Fig. 19. Turbiditas con zonas Tb y Te. Pocos metros al O de 6a., vista hacia el N.

Sólo en muy raros casos se presenta un desarrollo de la zona Tc y/o Ta (fig. 20). Ambos ejemplares



BIBLIOTECA FICT
ESPOL

plos corresponden a un nivel de turbiditas de relación arena/finos aproximadamente igual a 1.

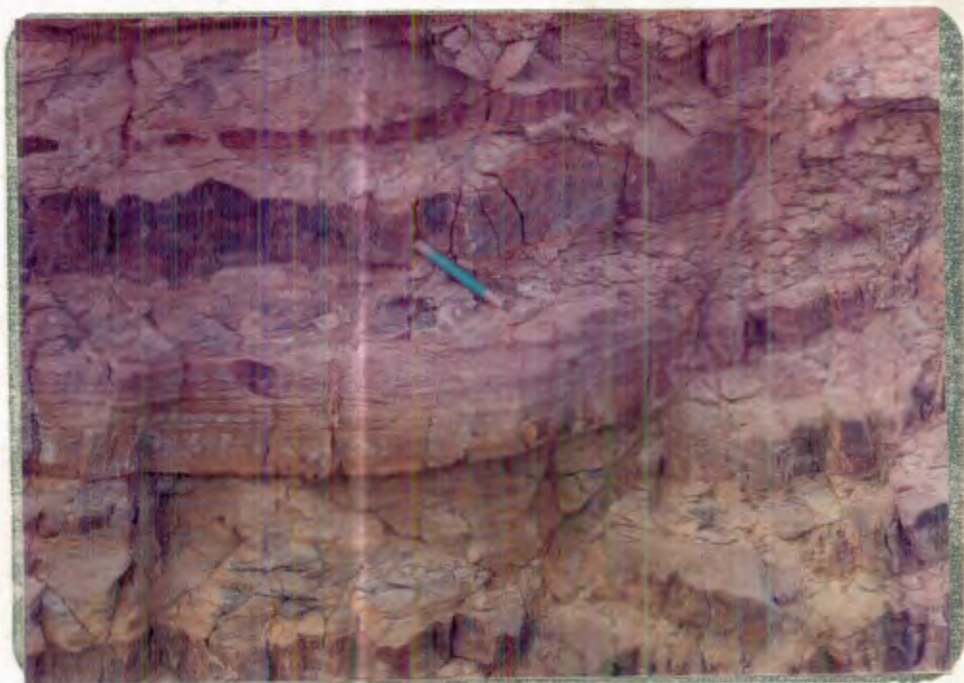


Fig. 20. Turbidita con raro desarrollo de zonas Tb, Tc y Te. Corriente en el sentido de la punta del lápiz. Vista hacia el N, 6 m al O de punto 5b.

La presencia de "calcos de carga" en la base de las turbiditas, es decir irregularidades originadas por la acción del peso de una nueva capa de arena sobre el sedimento pelítico subyacente, es un rasgo bastante común a estas turbiditas y un buen indicador de polaridad de capas (fig. 21).

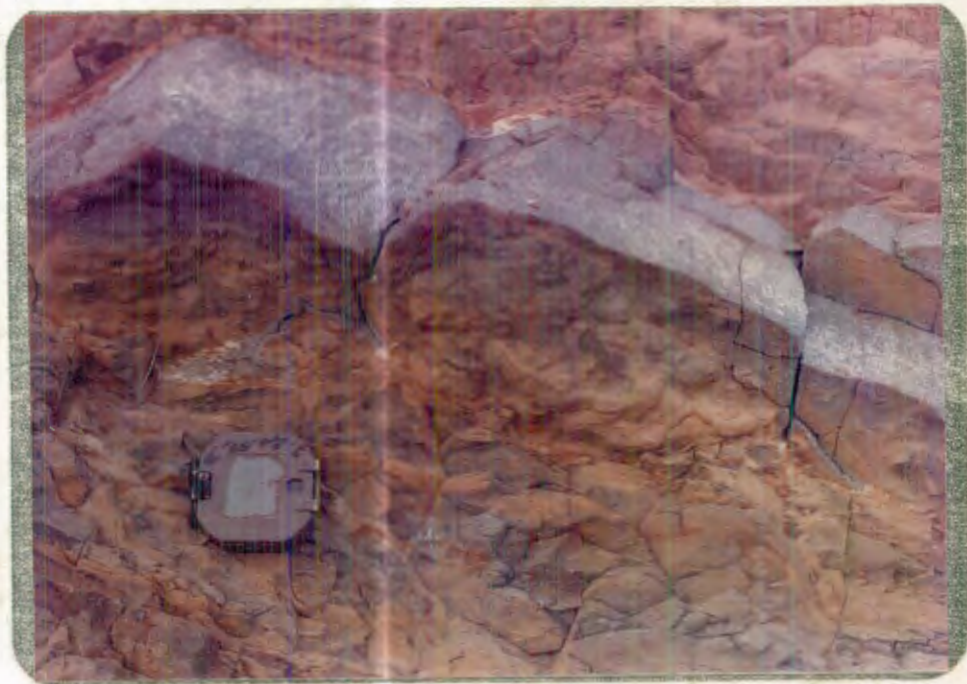


Fig. 21. Calcos de carga en la base de una turbidita. Localización cercana (hacia el O) de figura 17. Vista hacia el N.

Los calcos de "figuras de corriente" no son abundantes y se presentan bien desarrollados únicamente entre los puntos 15e a 15h. Ver las figuras 22, 23, 24 y 25.

Pedazos de gusanos se encuentran con bastante frecuencia en la base de las capas de arenisca.



Fig. 22. Turboglifos en la base de una turbidita. Corriente en sentido del lápiz. Punto 15e, vista hacia el O.



Fig. 23. Turboglifos. Corriente hacia la izquierda. Punto 15g, vista al O.



Fig. 24. "Calcos" desconocidos. Nótese la rectitud y anillamiento de estas formas que tienen aproximadamente el grosor de un dedo y están alineados y siguen la dirección de la corriente. Punto 15g, vista hacia el O.

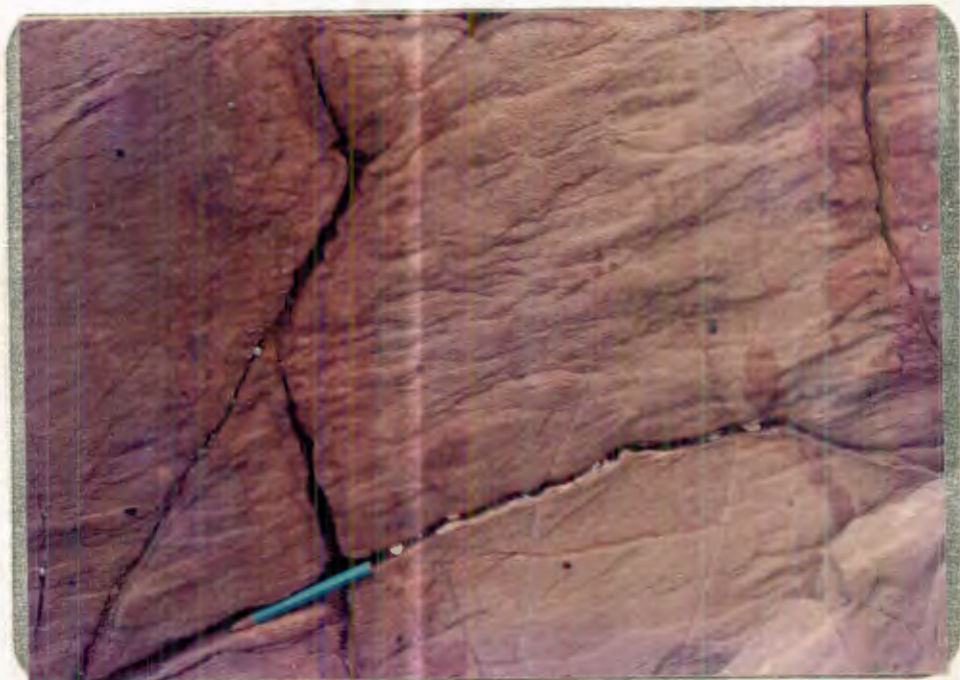


Fig. 25. Marcas de escurrimiento en la base de un estrato. Corriente en sentido del lápiz. Punto 15h, vista al O.

Estas turbiditas se presentan en secuencias con espesores de un máximo desde pocos metros hasta 30 y 35 metros, con excepción de la secuencia si tuada en la parte inferior de la columna de la lámina III (puntos 15g a 15h), la cual alcanza un espesor de aproximadamente 60 metros. La pre dominancia de zonas Tb y Te en estas turbiditas y ocasional desarrollo de Tc o Ta podría incli- nar a ubicarlas como turbiditas "distales" es de cir formadas hacia la parte inferior del abanico, pero su carácter general de asociación con mega- secuencias de conglomerado y arena les dá un ca- rácter proximal. Secuencias como las situadas - inmediatamente al O de la estación 20 (por enci- ma del punto 18d en la columna de la lámina III) y cerca a la estación 14 (por debajo del punto - 10 en la columna de la lámina II), por su situa- ción entre secuencias gruesas de arenas, así co- mo por el adelgazamiento de las capas (especial- mente conspicuo en el primer ejemplo citado) pue- den considerarse como el producto de rebose del material más fino, a través de los bancos de los canales de depositación de arenas masivas.

Turbiditas Gruesas y Bancos Masivos de Arenisca

Comprende areniscas de grano medio, fino en menor cantidad, hasta grueso y que se presentan con zonas de turbidita Tb (laminar) pintada en anaranjado en la columna y que generalmente varían desde 1 hasta 3 metros de espesor (punto 1, columna de lámina I). Estas turbiditas terminan en una zona Te (ver tope de columna, lámina I; punto 10a por encima de estación 14 en la columna de la lámina II, alrededor del punto 15d en la columna de la lámina III).

Areniscas de grano medio hasta grueso, generalmente masivas y microconglomeráticas hacia la base es decir con un buen desarrollo de la zona Ta de turbiditas, pintada en color rojo en la columna y con un menor desarrollo Tb al tope, o con zona Tb (anaranjado) ausente en los espesores máximos que llegan hasta 12 metros (fig. 27). Cuando hay desarrollo de la zona Tb se presenta también una zona Te, generalmente limosa de pocos centímetros o alternancias de pocos centímetros de turbiditas muy delgadas (color amarillo). Ver figuras 7 y 26.



Fig. 26. Alternancia de bancos de arena con zonas Ta y Tb. Cerca a punto 15c, vista al O (portamapa sobre la piedra central en la foto).



Fig. 27. Arenisca con zona Ta. Nótese el contacto erosivo y con gránulos hacia el extremo derecho de la foto, entre dos secuencias Ta. Hacia la esquina superior izquierda aparece una arenisca Tb.

Ocasionalmente estas areniscas presentan estratificación cruzada en la base o hacia las partes superiores (Puntos 1, 2, 4a en columna de lámina I, en parte superior de columna de la lámina III).

Las areniscas descritas corresponden a corrientes de turbidez de elevada densidad o flujo turbiditas y corresponden a la zona de canales bifurcados no embancados y lóbulos del abanico medio.

Conglomerados

A pesar de que en ellos no se aplicaría la secuencia de Bouma, por su carácter masivo y con gradación de tamaños se los ha representado en la columna con el color rojo (Ta). Los conglomerados aparecen a través de toda la columna (parte inferior y media de la columna de la lámina I, parte superior de la columna de la lámina II y parte superior de la columna de la lámina III) y se presentan típicamente como rellenos de canal.

Los conglomerados de la figura 28 se sitúan en -



Fig. 28. Conglomerados entre punto 3 y 4a, con contacto de base de canal. Mochila amarilla para escala, vista al O.

la mitad inferior de la columna de la lámina I. La erosión y asimilación en el conglomerado de pedazos de las paredes del canal es particularmente abundante en la base de este conglomerado (bloques métricos de zona Tb).

Los conglomerados y areniscas asociadas, así como la mayor parte de turbiditas delgadas, se presentan en clara sucesión vertical de sedimentos de relleno de canales, con turbiditas delgadas - asociadas, depositadas en zonas adyacentes al ca

nal. Walker R. C., 1975, reconoce tres tipos de conglomerados: 1. Conglomerados desorganizados de la zona de cañón submarino que alimenta el abanico. 2. Conglomerados con inversión de tamaños de la zona más interna o abanico superior del canal principal del abanico y 3. Conglomerados con gradación y conglomerados que gradúan a arenas localizados en la zona externa del canal principal, hacia la terminación del abanico superior. (fig. 18). La inversión de tamaños es muy rara en la sección de Playas, por lo que resulta razonable asignar los conglomerados a la zona de canales de la terminación del abanico superior.

Slumpings

Corresponden a deslizamientos o derrumbes de estratos sedimentarios semiconsolidados, probablemente cuando exceden el ángulo de reposo, en zonas de paleopendiente. Se caracterizan por presentarse como niveles con deformación extrema de los estratos, situados entre niveles no perturbados y de apariencia normal. En Playas se presentan numerosos ejemplos de este tipo de resedimentación, que alcanza hasta 20 metros de espesor -

(columna 3, lámina III). Niveles de "slumpings" que ocurren en las potentes zonas de Turbiditas delgadas de la columna 1 (lámina I), han sido pintados en forma esquemática. Sus características se muestran en las figuras 29, 30, 31, presentadas a continuación.



Fig. 29. Estrato deformado en "Slumping", punto 5b, vista al N. Un lápiz azul para escala es apenas visible en el ápice interno del repliegue.

Otro tipo de redepositación por gravedad en una paleopendiente, mucho más caótico y que corresponde a un verdadero flujo de detritos "debris flow" u olitostromo, se presenta en el punto 17a (columna 3, lámina III).



BIBLIOTECA FICT
ESPOL

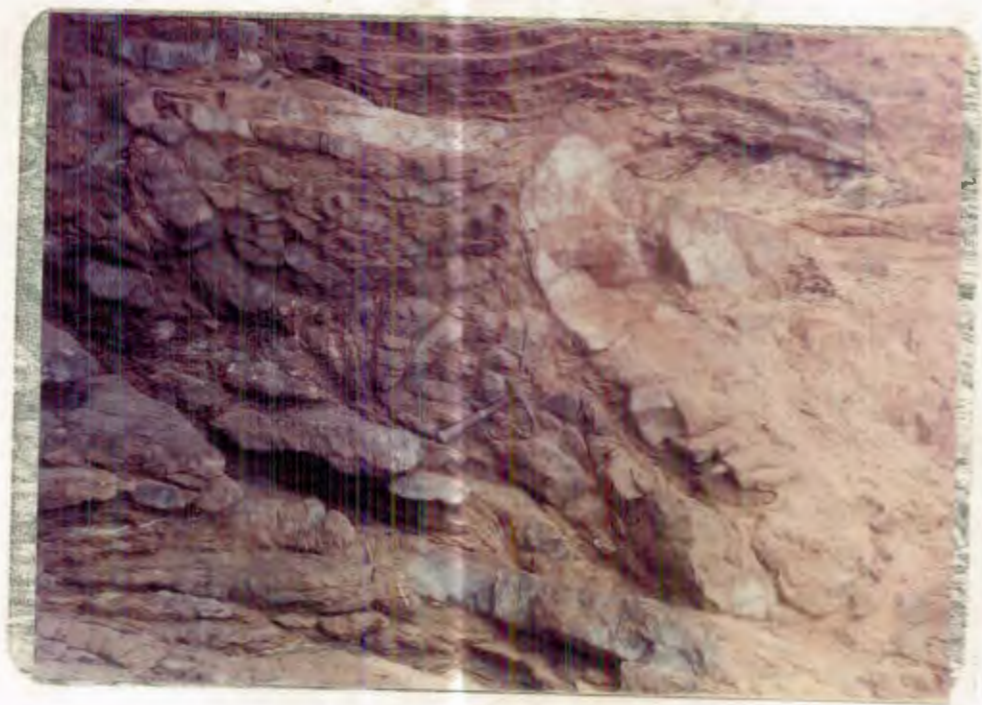


Fig. 30. Pliegues de "Slumpings". Nótese las capas normales al tope de la foto. Punto 8, vista al N.



Fig. 31. Detalle del pliegue cercano al martillo de la figura 30.



Fig. 32. Flujo de detritos ("debris flow"). Obsérvese los pedazos de lutita deformada (a ambos lados del martillo), dentro de la masa de microconglomerado. Tope hacia la punta del martillo. Punto 17a, vista al N.



Fig. 33. Otro nivel de flujo de detritos encima del anterior (fig. 32). Nótese el bloque de arenisca. Pto. 17a. Tope a la izquierda de la foto, vista al N.



Fig. 34. Flujo de detritos. Punto 17b, vista al N.

Las figuras siguientes corresponden al potente - nivel de "slumping" del punto 18c. La figura 35 es una vista general. Las figuras 36, 37, 38 y 39, abarcan una zona desde el centro al extremo izquierdo de dicha foto.



Fig. 35. Slumping. Punto 18c, vista al N, tope hacia la izquierda.



Fig. 36. Detalle de figura 35. Tope hacia la izquierda.



Fig. 37. Hacia el extremo izquierdo de figura 35 (fuera de la foto). Pedazo de capa arena deformado en "ala de avión"?, tamaño aproximado: 30cm.



Fig. 38. Hacia el extremo izquierdo de figura 35. Formas "sigmoidales".

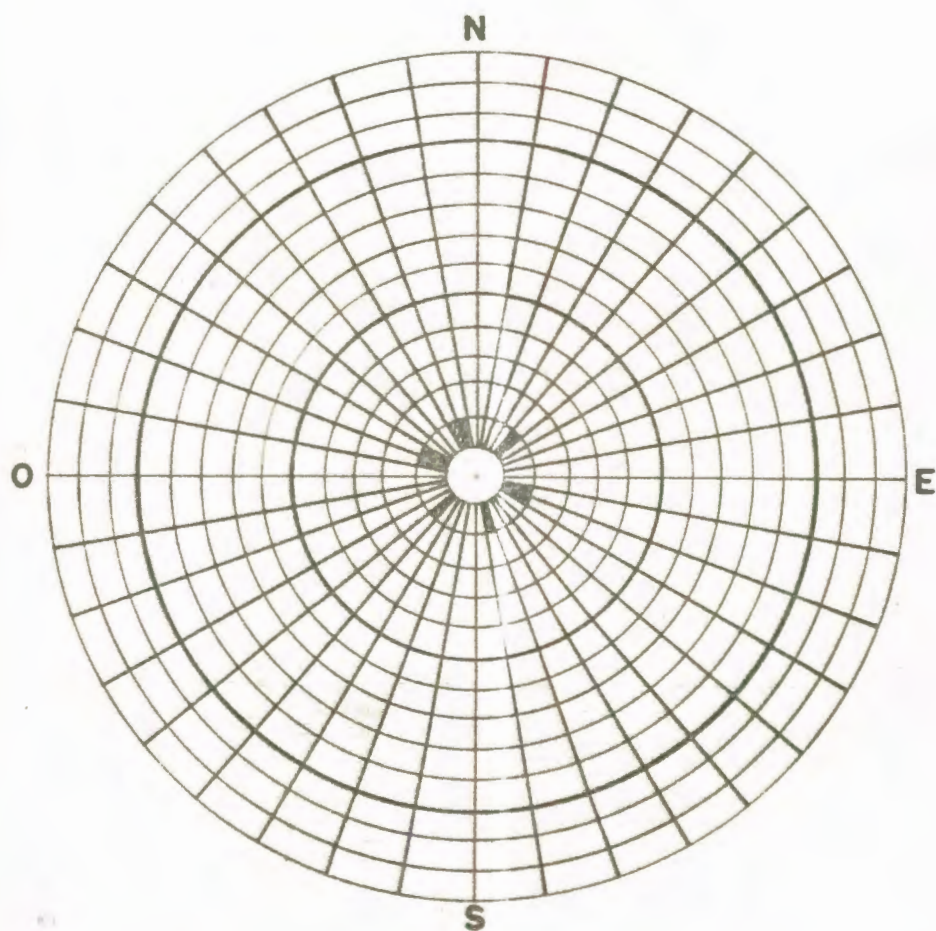


Fig. 39. Detalle hacia el extremo izquierdo de Fig. 35, fuera de la foto. Sedimentos formando "cilindros".

Estas masas de flujo descritas, se presentan entre secuencias estratigráficas no perturbadas, - en sucesión normal de topes y bases.

Muchos de los rasgos típicos de "slumpings": ala de avión, cilindros, etc., han sido utilizados - como indicadores de la dirección de deslizamiento o derrumbe.

La figura 40 muestra direcciones de "slumpings" medidas en generatrices de pliegues cilíndricos



DIRECCIONES DE SLUMPINGS EN LOS
ACANTILADOS DE PLAYAS

FIG. 40

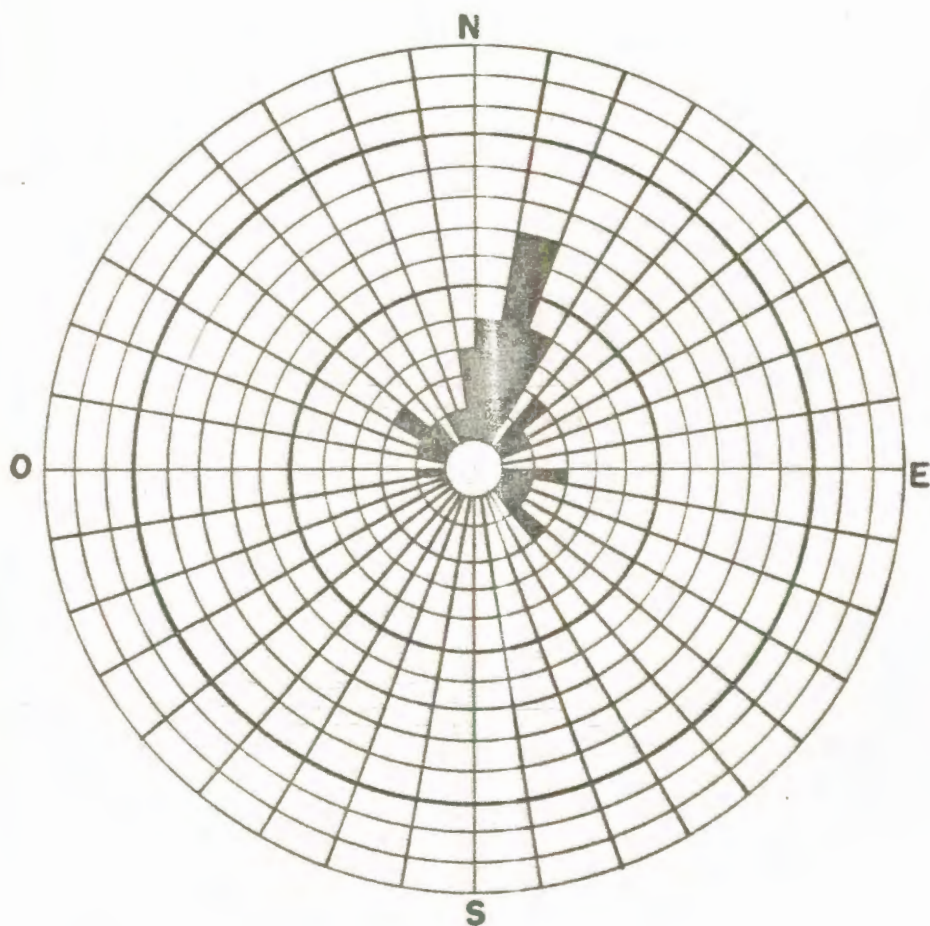
en los siguientes puntos: Entre 5a - 5b - 15f - y 18c. En el punto 18c se determinó además el sentido de "slumping" en un ala de avión y se muestra en rayado.

Las direcciones prácticamente van desde 0 - 360° de azimuth. En el punto 18c el "slumping" ocurrió en una paleopendiente inclinada hacia el Norte.

Direcciones de Corriente

Se midieron en total 39 direcciones con sentido de corriente, a través de toda la sección. Las mediciones se hicieron principalmente en estratificación cruzada, además de turboglifos, imbricación de clastos, calcos de punzadura (prod cast), y una marca de escurrimiento. Los resultados se muestran en el diagrama de Rosa de la figura 41, en el cual se observa una dirección general de transporte hacia N - NE.

En el punto 6b se tomaron cinco datos de sentido de corriente en clastos imbricados, los cuales por pertenecer a un solo punto se graficaron por



SENTIDO DE PALEOCORRIENTES, ACANTILADOS
DE PLAYAS

FIG. 41

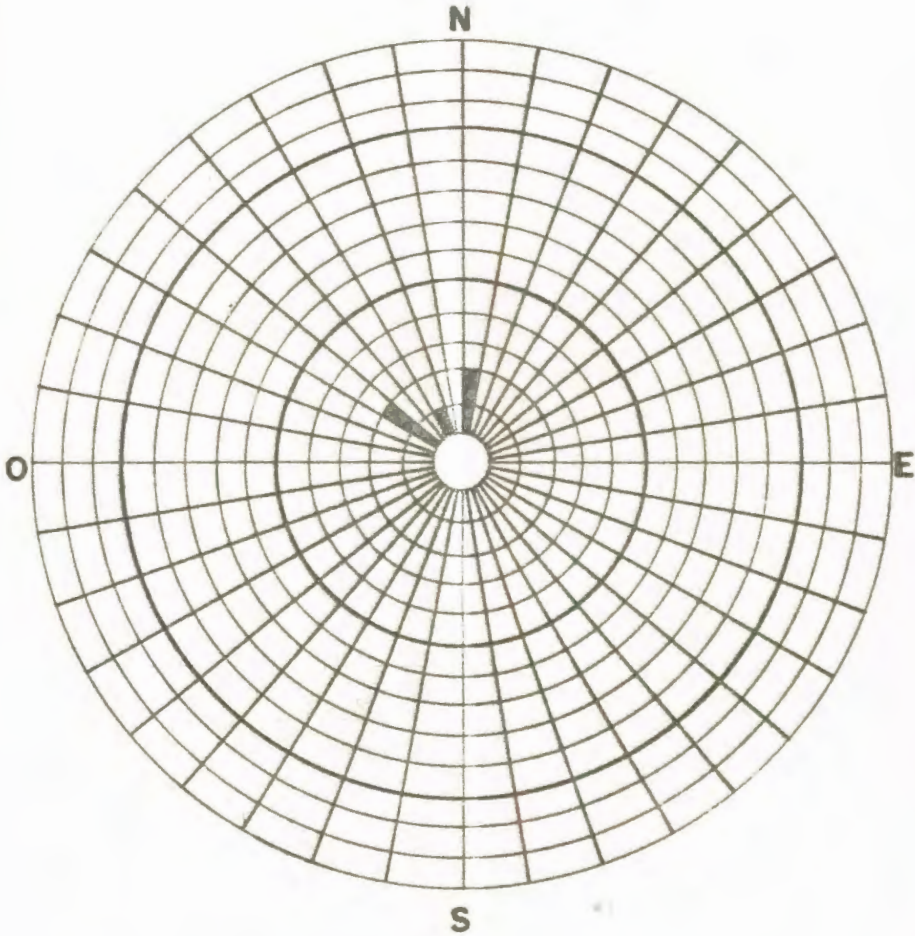
separado en la figura 42, para que no ejerzan - una influencia engañosa en el diagrama de la figura 41.

Se midieron también ocho direcciones de corriente en restos de gusanos "parting lineación", estrías, etc. Los resultados se muestran en la figura 43, en la que se ve una cierta predominancia de la dirección NNE - SSE.

Como en el caso anterior, en tres puntos se toma ron varias medidas, las cuales se grafican por separado para que no influyan en el diagrama general.

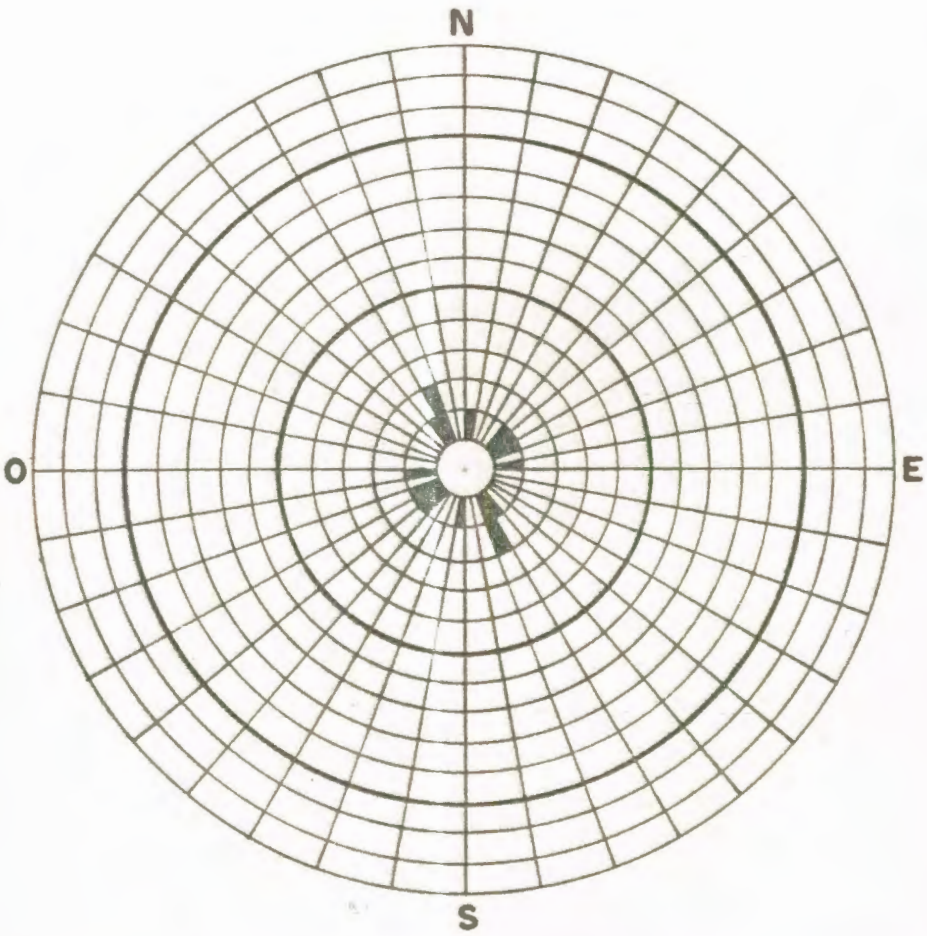
Las figuras 44 y 45 muestran diagramas de dirección de restos de gusanos, cuya dirección se midió para determinar si presentaban una orientación predominante. Se podría deducir de ambos - diagramas que existen dos direcciones predominantes NO - SE y NE - SO, pero en realidad el uso de estos restos como indicadores de dirección me rece un más amplio estudio.

La figura 46 es un diagrama de dirección de clas



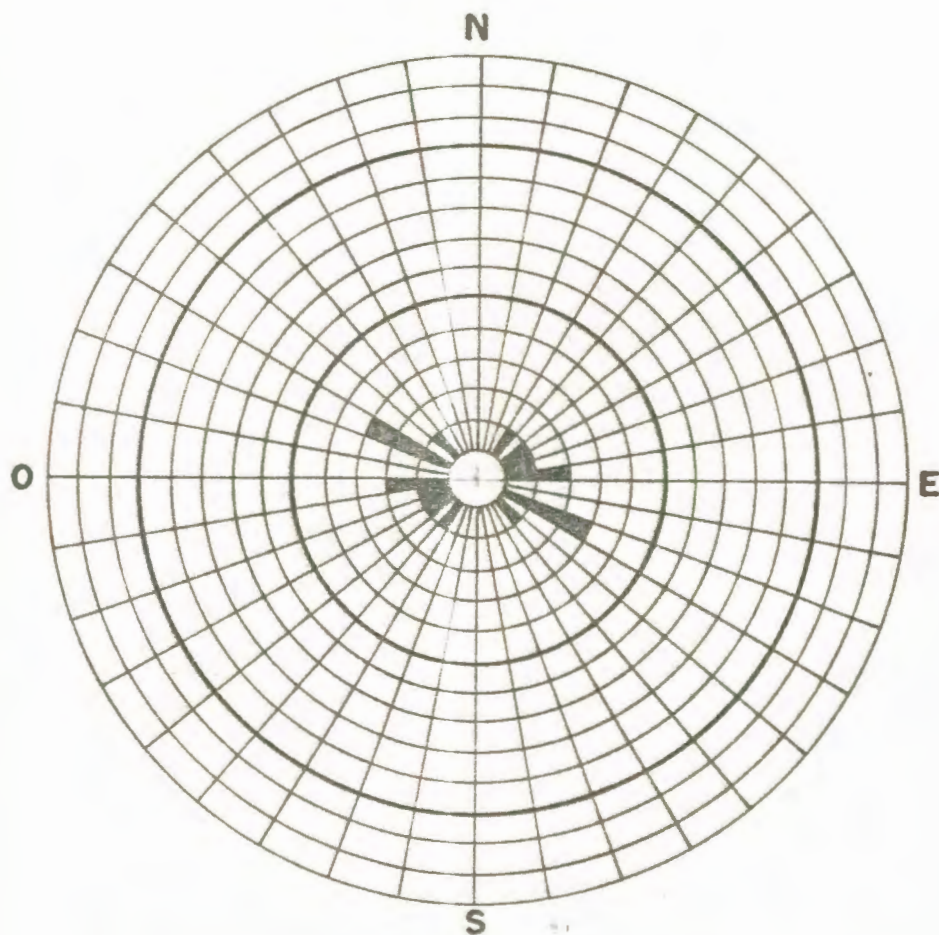
**SENTIDO DE PALEOCORRIENTE EN CLASTOS
IMBRICADOS. PTO. 6B**

FIG. 42



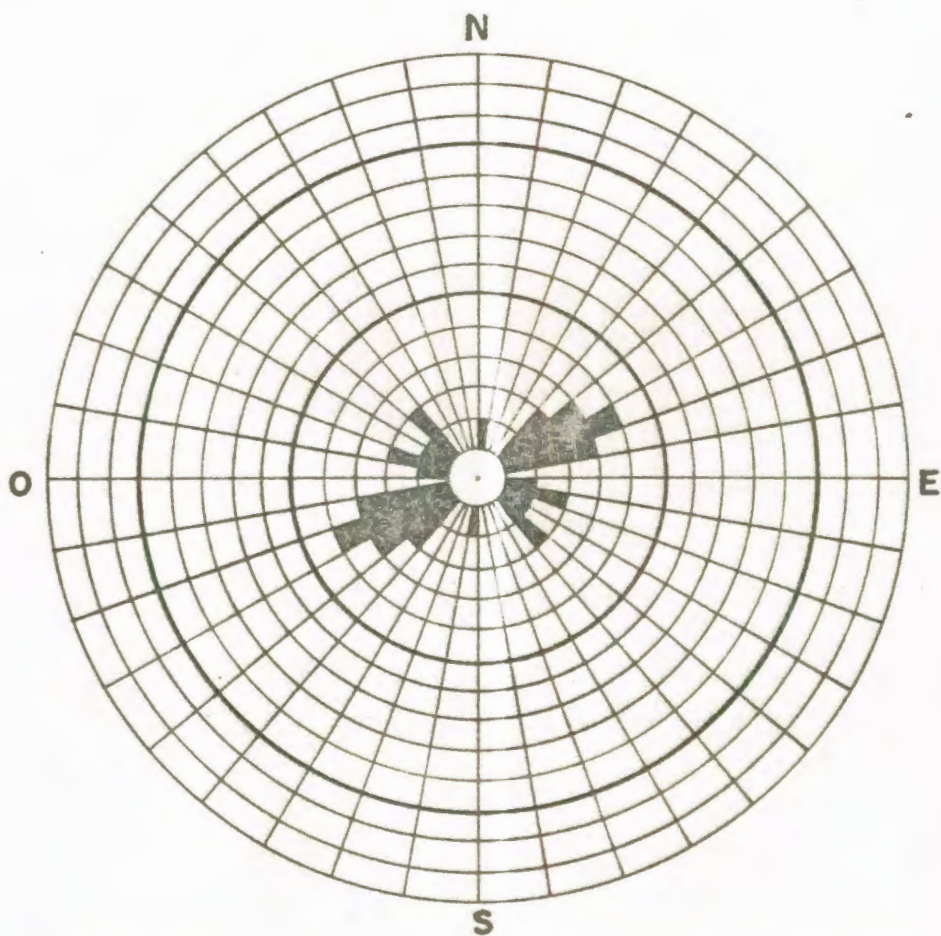
DIRECCION DE PALEOCORRIENTES. ACANTILADOS DE
PLAYAS

FIG. 43



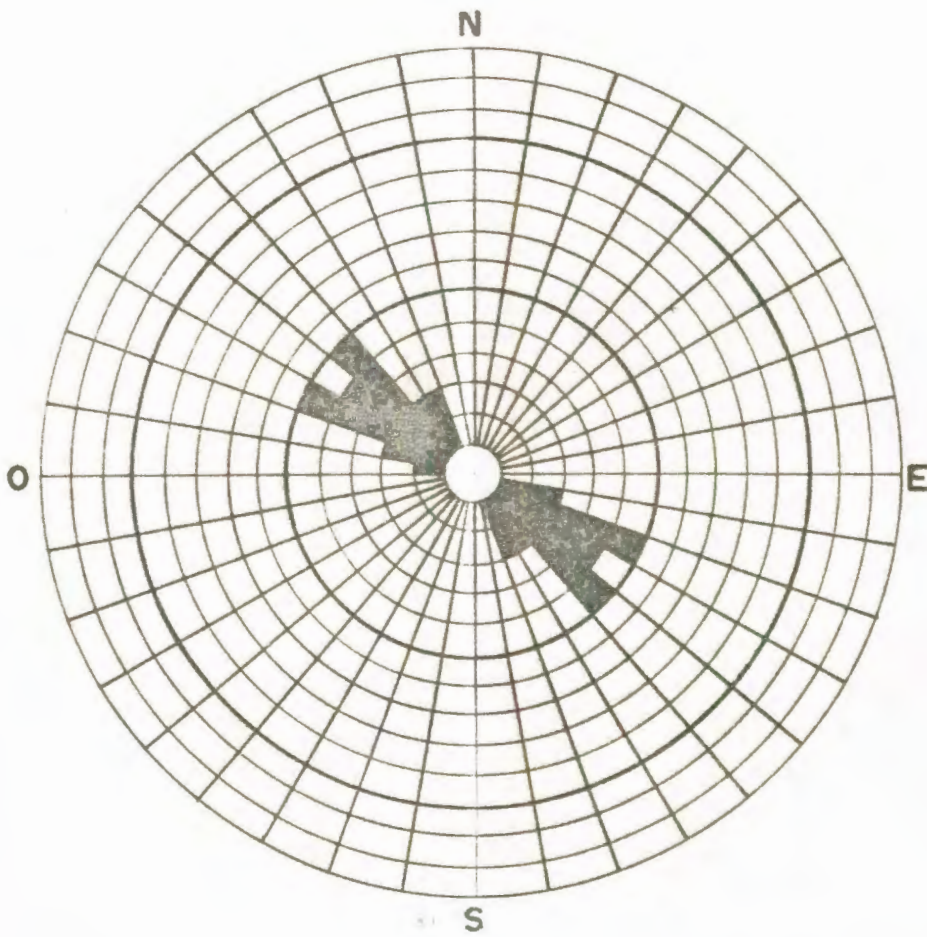
DIRECCIONES DE RESTOS DE GUSANOS EN LA
BASE DE ESTRATOS. PUNTOS 6 Y 6A

FIG. 44



DIRECCIONES DE RESTOS DE GUSANOS EN LA BASE
DE LOS ESTRATOS. 25 mt. AL E. DE ESTACION 10

FIG. 45



DIRECCION DE EJES MAYORES DE CLASTOS
PTO. 15J

FIG. 46

tos alargados, en lo que parece ser un flujo de detritos en el punto 15j. Se observa allí un claro alineamiento en dirección NO - SE.

En la lámina IV se han graficado en un mapa en escala 1:8000, las direcciones y sentidos de corriente a lo largo de los diferentes puntos recorridos en la sección de Playas.

2.2.2. Interpretación de la Columna Estratigráfica

Consideraciones de carácter tectónico, impiden reunir toda la sección estudiada en una sola sucesión estratigráfica, por lo que se decidió presentarla en tres bloques separados (fig. 47). - El primer bloque (lámina I), que se inicia inmediatamente al O. de Playas (ver mapa 1), comprende estratos normales con buzamiento hacia el NO, que llegan hasta una posición vertical para invertirse y buzarse hacia el SE (entre estac. 10 y 11) y continuar invertidos hasta la estación 12, que es donde termina este bloque estratigráfico (ver fig. 47).

El segundo bloque (lámina II) empieza inmediata-

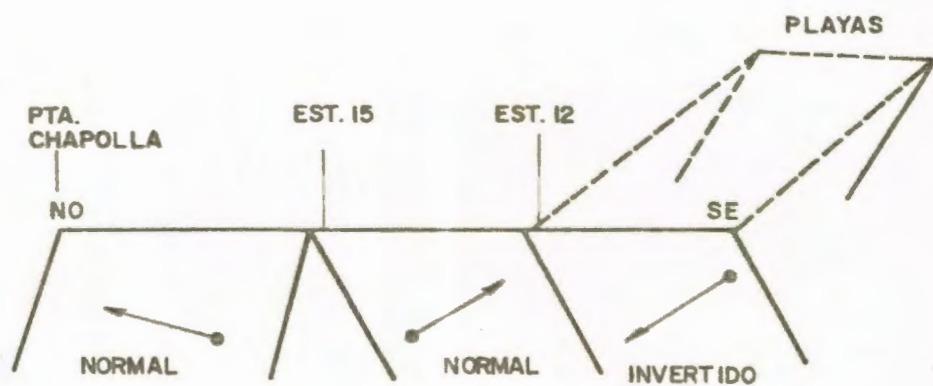


FIG. 47 DIBUJO ESQUEMATICO DE LA POSICION ESTRUCTURAL DE LOS 3 BLOQUES CORRESPONDIENTES A LAS 3 COLUMNAS LEVANTADAS EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS.

mente al O de la estación 12, en que las capas continúan buzando al SE pero se encuentran en posición normal. Esta estructura se mantiene hasta las inmediaciones del lado O de la estación 15. La sección de este bloque se midió empezando allí y continuando a través de las estaciones 14 y 13 hasta la zona donde termina el bloque 1 en las cercanías de la estación 12, para de esta forma observar a las capas en secuencias base tope.

El bloque 3 empieza en la base del bloque 2 al O de la estación 15 y continúa hasta la Punta Chapolla en la estación 22a. Las capas tienen aquí un buzamiento al NO y están en posición normal.

En la sección de Punta Pelada aparece únicamente un contacto de areniscas y conglomerados que se repite sucesivamente por falla (ver mapa lámina V) y es por esto que no se levantó la columna estratigráfica en esa zona.

El rasgo estratigráfico más evidente en las tres columnas levantadas, es la ocurrencia de megasecuencias estratigráficas en que los estratos se

adelgazan y disminuyen de tamaño de grano hacia la parte superior (secuencias EA). Estas megasecuencias empiezan con estratos potentes (hasta 40 metros) de conglomerados o areniscas de hasta 12 metros con predominancia de desarrollo de la zona Ta de turbiditas (masiva). A medida que se sube en la columna, aparece un mayor desarrollo de la zona Tb (laminar), los estratos de areniscas se vuelven más delgados (espesor máximo de pocos metros) y aparece la zona Te (pelítica), para determinar cada megasecuencia con un gran desarrollo de (decenas de metros) turbiditas delgadas.

En la columna del bloque 1 (lámina I) están señaladas dos megasecuencias de este tipo, de 100 y 160 metros de espesor. La probabilidad de que constituyan una sola secuencia repetida se considerará en la sección correspondiente a tectónica. De cualquier manera, se decidió mantenerlas tal como se las levantó en el campo por cuanto presentan diferencias estratigráficas notables, probablemente debidas a la gran variedad lateral de facies que ocurre en este tipo de ambiente y que justifica el conservarlas por su información es-

tratigráfica.

En la columna del bloque 2 (lámina II), las megasecuencias se comportan en forma contraria, es decir, las turbiditas se hacen más gruesas y con mayor tamaño de grano hacia arriba en la columna (secuencias EA). Se han identificado tres megasecuencias de este tipo con espesores de 132, 40 y 172 metros; esta última secuencia, hacia el tope de la columna, termina en una potente capa de conglomerado.

En la columna del bloque 3 (lámina III) empezando desde la base, se han identificado cuatro megasecuencias de 176, 108, 132 y 72 metros. Hacia el tope aparecen otras cuatro megasecuencias con espesores menores de 32, 20, 46 y 58 metros.

Como se desprende del examen de las columnas, esta división general es algo arbitraria y las megasecuencias descritas pueden a su vez subdividirse en secuencias más pequeñas, tanto del tipo EA como AA. La complejidad de este ambiente sedimentario es obvia, ya que se producen variaciones no sólo en el sentido lateral, sino en el -

vertical a causa de la progradación.

Las dos secuencias AA de la columna de la lámina I, corresponden a relleno y abandono de un canal principal.

De las tres secuencias EA de la columna de la lámina II, las dos primeras terminan en arenas masivas y corresponden entonces a la progradación de sedimentos de la zona de canales bifurcados - sobre turbiditas delgadas de la parte inferior - de los lóbulos. La megasecuencia superior termina en una potente zona de conglomerados lenticulares erráticos dentro de una masa de arena gruesa. Estos conglomerados en realidad ya no formarían parte de esta secuencia EA y corresponden a la progradación de la parte superior de los canales bifurcados.

Las secuencias AA de la lámina III, corresponden en general a una secuencia típica de progradación de la zona de areniscas masivas de canales bifurcados, para terminar en la parte superior con conglomerados de la zona de abanico superior de la parte superior de los canales bifurcados. La

disposición general de esta columna es de tipo EA, tal como correspondería a una secuencia general de abanico submarino.

Los "slumpings", se presentan en el modelo de Walker en la zona de abanico superior, pero en la sección de Playas, tal como se ve en las columnas de las láminas I, II y III, tienden a presentarse indistintamente a través de toda la columna.

La sección de Playas representa entonces el conjunto de facies sedimentarias depositadas en la parte superior hasta media (parte superior de canales bifurcados principalmente) de un abanico submarino.

El límite occidental de América del Sur, ha funcionado como un borde activo de subducción por lo menos desde el Cretácico, por lo que se puede asumir que los sedimentos de Azúcar se depositaron a través de avenidas en cañones submarinos, similares a los que se presentan actualmente frente a las costas de esta parte del continente. Por analogía, entonces, con cañones submarinos -

actuales (frente al río Esmeraldas y las costas del Sur de Tumbes por ejemplo) se puede asumir - que los sedimentos de Azúcar se depositaron en - avenidas, con una dirección general de transporte desde el sur, a través de un cañón (o cañones) submarino localizado en el talud continental a - una profundidad de 3000 metros o más, de acuerdo a los resultados del habitat de los foraminíferos encontrados (capítulo II).

Otras zonas del Grupo Azúcar, en que desaparece la sedimentación de gruesos (hacia el NO) podrían representar zonas más profundas de abanico externo. La dispersión de los sentidos de corriente resulta apropiada para este tipo de ambiente.

CAPITULO III

MICROPALAEONTOLOGIA

3.1. PRINCIPALES FORAMINIFEROS PRESENTES

Los resultados del análisis paleontológico de 21 muestras de la sección de Playas se muestran en el apéndice B.

Los foraminíferos son los principales microfósiles presentes. El resto de la fauna está representado por moldes de diatomeas, fragmentos de espículas de equinidos y fragmentos de conchillas de moluscos.

La fauna de foraminíferos se caracteriza por su escasez (pocos individuos por muestra), desgaste y la ocurrencia casi total de foraminíferos bentónicos, pues de 16 géneros encontrados, únicamente Globorotalia es planctónico. Bathysifon es el género más abundante.

A continuación se presenta una lista de los géneros encontrados con su respectivo tipo de conchilla, según el

Tratado de Paleontología de Invertebrados, editado por
C. Moore, 1978.

Bathysifon sp	aglutinado
Osangularia sp	calcáreo
Haplophragmoides sp	aglutinado calcáreo
Cibicides sp	calcáreo
Rzehakina sp	aglutinado silíceo
Saccamina sp	aglutinado silíceo
Glomospira sp	aglutinado silíceo
Daxia sp	aglutinado silíceo (con cemento calcáreo)
Cribrostomoides sp	aglutinado calcáreo
Trochamminoides sp	aglutinado calcáreo
Spiroplectamina sp	aglutinado
Hormosina sp	aglutinado arenáceo
Pelosina sp	aglutinado
Psammosphaera sp	aglutinado arenáceo
Dorothia	aglutinado
Globorotalia	calcáreo

La preponderancia de foraminíferos aglutinados, sitúa -
esta asociación faunística a una profundidad de por lo
menos 2500 m y posiblemente 3000 m o más de profundidad.

3.2. DETERMINACION DE LA EDAD DE LOS SEDIMENTOS

Desafortunadamente no ha sido posible obtener un catálogo completo de foraminíferos para determinar la edad de todas las especies encontradas.

De las siguientes especies no se pudo encontrar el rango de edad:

Haplophragmoides carinatum

Haplophragmoides cf. *hetha*

Haplophragmoides cf. *coronatum*

Haplophragmoides cf. *chapmani*

En la figura 48, se presentan los rangos de edades de las otras especies y géneros identificados.

Se puede concluir del examen de dichos rangos, que la fauna encontrada en Playas comprende una edad desde la parte terminal del Cretácico, hasta la parte inferior del Paleoceno (Daniano).

Las especies diagnósticas para esta determinación son:

Osangularia aff lens

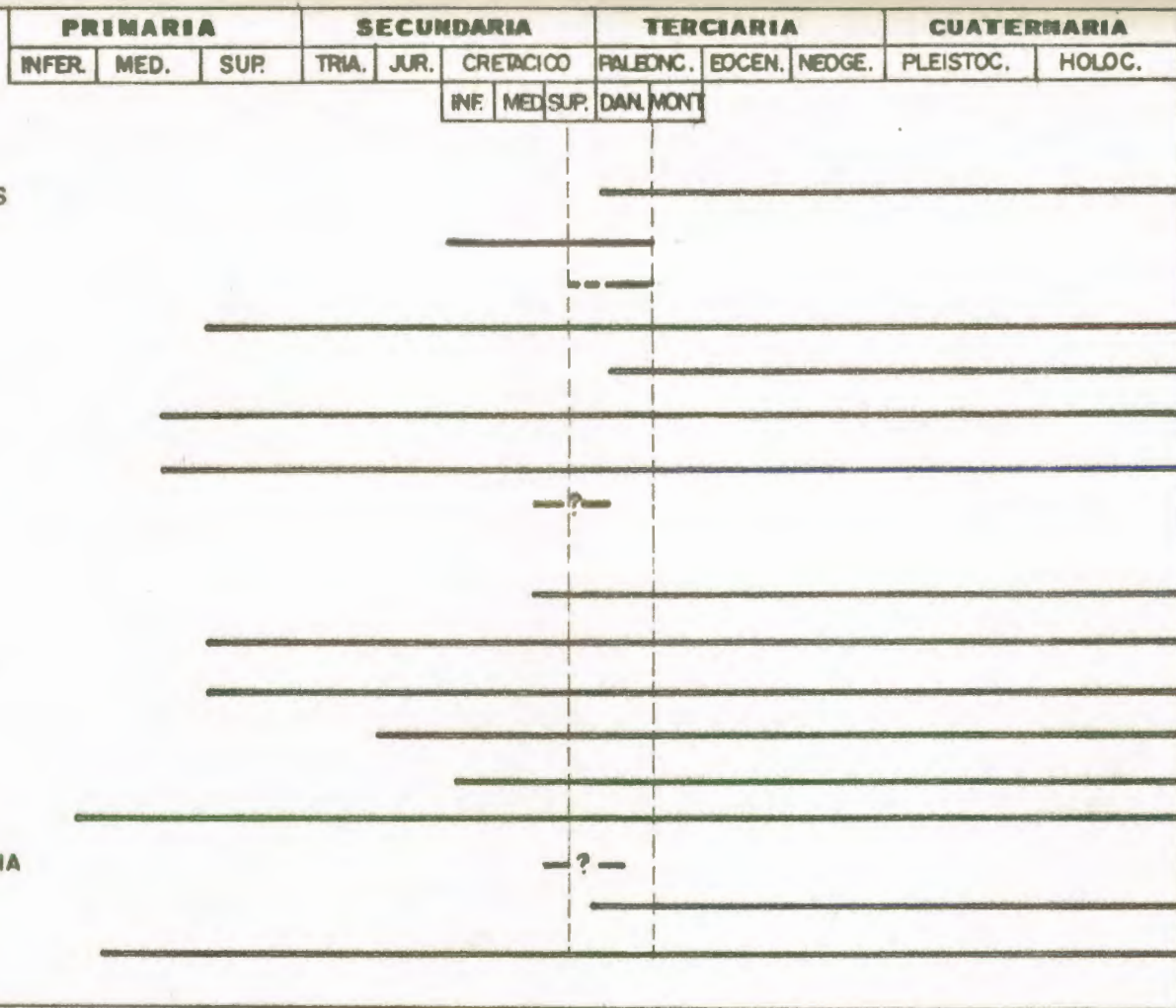


FIG- 48 RANGÓ DE EDAES. FORAMINIFEROS DE LA FORMACION AZUCAR EN LA SECCION DE PLAYAS

Rezahakina epigona

Dorotia oxicona

además del Género Globorotalia que aparece en el Paleoceno.

CAPITULO IV

ESTRUCTURAS PRINCIPALES DEL GRUPO AZUCAR

En la sección de Playas ocurren fallas y pliegues. La lámina V es un mapa en escala 1:8000 de contactos litológicos y datos estructurales (rumbos y buzamientos de estratos, fallas y direcciones de ejes de pliegues) de los acantilados de Playas. Este mapa es una reducción del mapa base a escala 1:2000, sobre el que se realizó el trabajo de campo y que se adjunta en cuatro láminas separadas del texto a causa de su tamaño.

En la escala 1:2000, el mapa de la lámina VII corresponde a la zona de acantilados desde Playas hasta la estación 15 del levantamiento topográfico; el mapa de la lámina VIII, comprende la zona de acantilados desde la estación 15 hasta las cercanías de la Punta Chapolla; el mapa de la lámina IX, comprende el área de la Punta Chapolla y el mapa de la lámina X, el área de la Punta Pelada. Entre las dos Puntas no existen acantilados sino una extensa zona de playa representada en punteado.

4.1. FALLAS

Existen fallas dextrales, sinistralas, normales e inversas; estas últimas son muy escasas. El fallamiento dextral es predominante y aparece bien desarrollado en las dos Puntas.

El fallamiento normal, en su mayoría, parece corresponder únicamente a la componente normal identificable en la sección vertical de la pared de los acantilados, de fallas con componente dextral de movimiento.

En general el movimiento de las fallas es pequeño, 0.5m hasta 2 y 3 m y en muchos casos, apenas apreciable y - más bien con un carácter de macrofracturas. Existen algunas excepciones, tales como en las Puntas Chapolla y Pelada y entre las estaciones 9 y 11, entre otras.

En el punto 15c aparece el fallamiento sinistral cor-tando al dextral, siendo éste el único sitio en que se encontró una evidencia conclusiva con respecto a la re-lación entre los dos sistemas de fallamiento.

La figura 50 es un diagrama estereográfico de concen-tración de polos de 112 planos de fallas, medidos a tra



Fig. 49. Fallamiento dextral "en echellon", desplazando un contacto. Foto desde 18d mirando al E.

vés de toda la sección. Las líneas punteadas marcan la dirección de concentración de polos y las flechas la correspondiente dirección perpendicular de los planos.

Las fallas dextrales tienden a concentrarse en la dirección N 45 O y las sinistralas en dirección N 59 E, aproximadamente a 104° . Existe además otra dirección de fallamiento N 32 O.

Predominan, como se ve en el diagrama, los buzamientos verticales a subverticales en los planos de fallas.

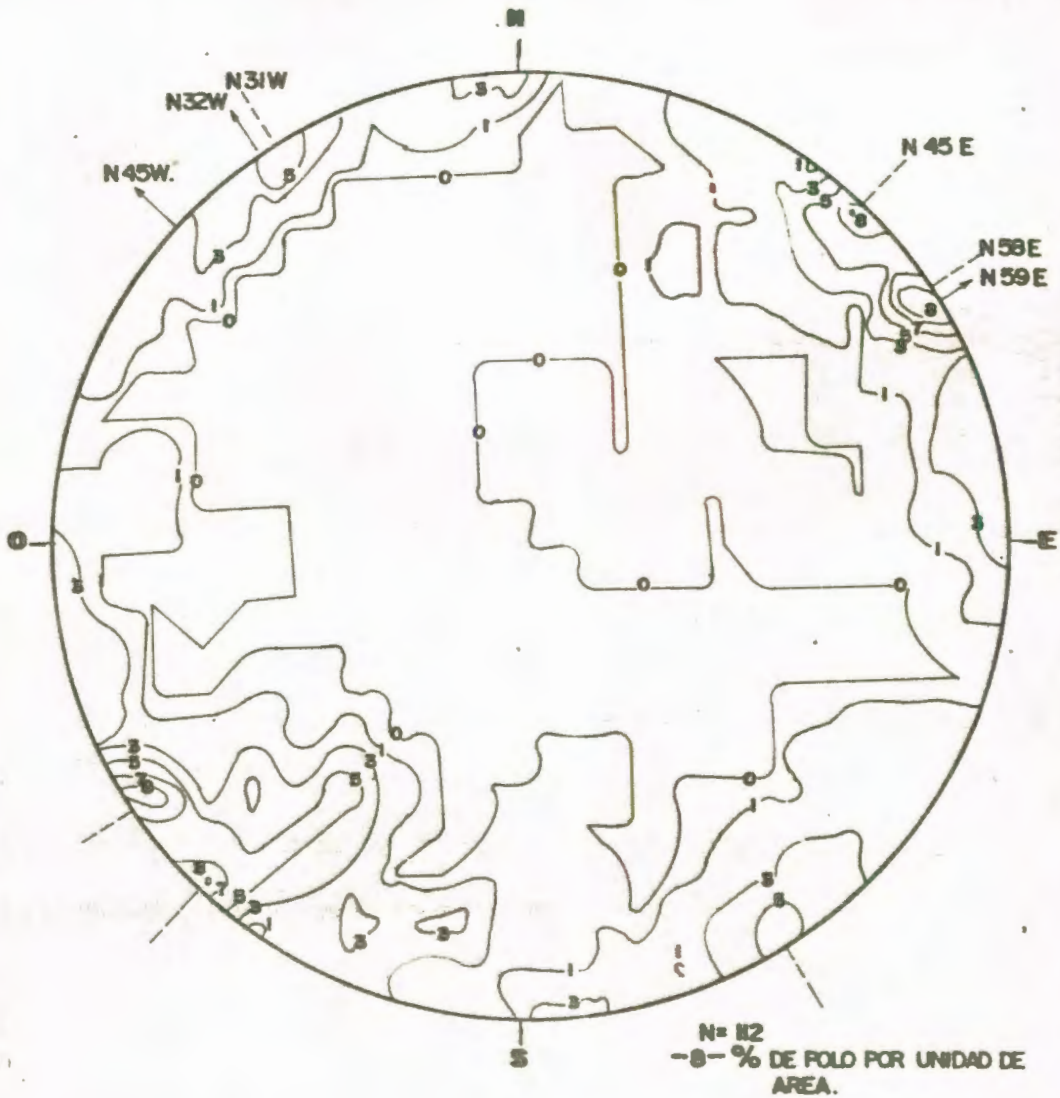


Fig. 50- DIAGRAMA DE CONCENTRACION DE DIRECCIONES DE FALLAS.
GRUPO AZUCAR: PLAYAS.

4.2. PLIEGUES

Dado que en algunos niveles la sección estudiada, aparecen "slumpings", la presencia de algunas zonas deformadas con plegamiento asimétrico y disarmónico, es fácilmente atribuible a plegamientos de gravedad, especialmente cuando estas zonas incluyen rasgos típicos de "slumping". Una zona de esta naturaleza se ha identificado plenamente hacia el O de la estación 9 y a esta zona corresponde el repliegue de "slumping" de la figura 30. Otros rasgos de deformaciones de esta zona se muestran a continuación en una secuencia que corresponde a una dirección general E - O desde el punto 5a (figs. 51, 52, 53 y 54).

En otras zonas tales como en la zona de rompiente frente a la estación 12 (en la cual los pliegues se observan en el piso en baja mar, figs. 55 y 56), entre las estaciones 13 y 14 (Pto. 11b, fig. 57), inmediatamente al O de estación 15 (Pto. 15a) y en el punto 15h, la causa de la deformación no resulta tan evidente, es decir que podrían tratarse de pliegues tectónicos.

Los pliegues situados inmediatamente al O de la estación 15 (pto. 15a), también parecen tener un origen en



Fig. 51. Pliegue en zona de "slumping". Pto. 5b.



Fig. 52. Deformación de estratos en "slumping". Pto. 5b, vista al N.



Fig. 53. Pliegues en zona de "slumping". Entre pto. 5b y 5c, vista al N.



Fig. 54. Estratos deformados. Zona de "slumping". Pto. 5c, vista al N.





Fig. 55. Pliegues en zona de rompiente frente a estación 12, vista al Sur.

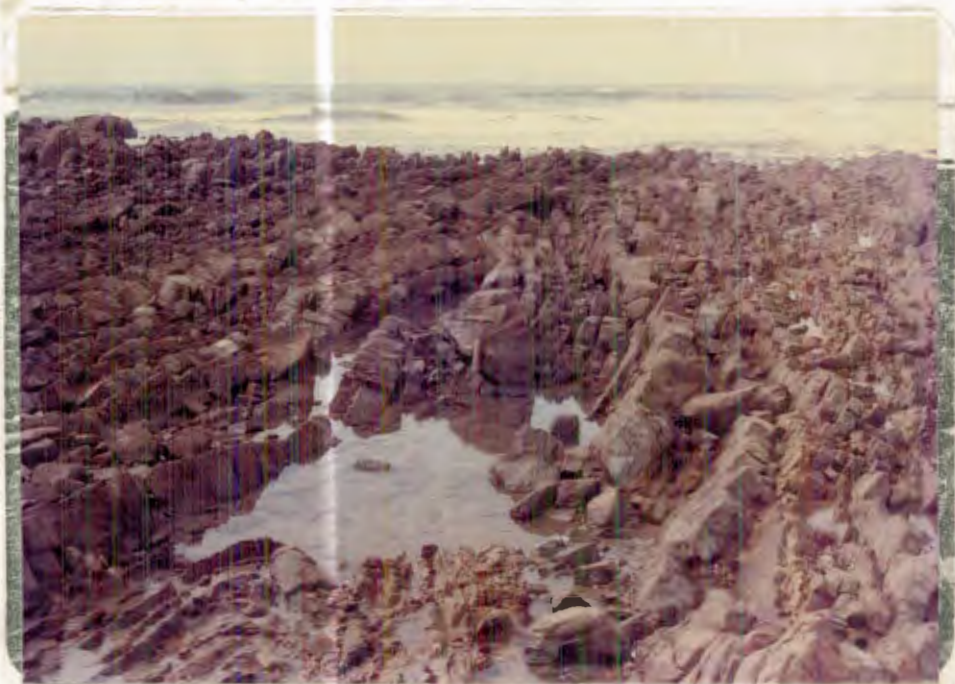


Fig. 56. Detalle de pliegues de foto anterior. Vista al O. Sinclinal volcado al N.



Fig. 57. Pliegues. Pto. 11b, vista al N. Distancia cubierta por la foto, aproximadamente 50 m.

deformación por gravedad, aunque su identificación permanece dudosa. Las figuras 58, 59, 60 y 61, muestran - en secuencia E - O, los rasgos de esta zona deformada.

Los pliegues del punto 15h, parecen asociados a la superficie topográfica (fig. 62), por lo que podrían atribuirse al fenómeno de reptación.

Las prolongaciones de dichos pliegues se aprecian claramente en la zona de playa (fig. 63), lo cual desvirtuaría su origen en reptación, aunque también puede -

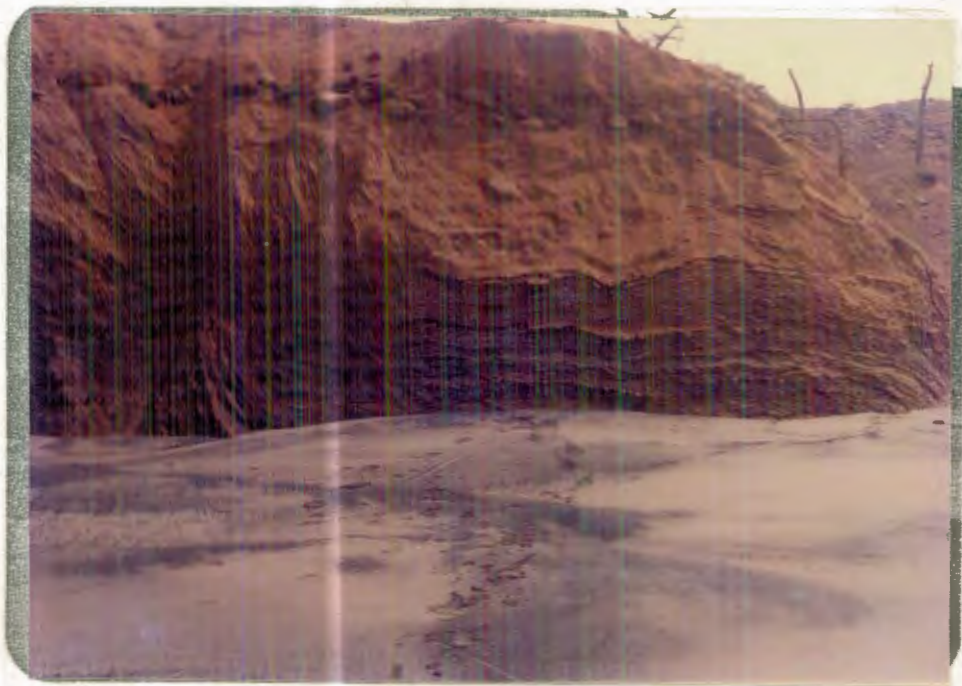


Fig. 58. Pliegue zona deformada. Pto. 15a, vista al N.



Fig. 59. Pliegue zona deformada. Pto. 15a, vista al N.



Fig. 60. Pliegue anticlinal recumbente fallado. Pto. 15a, vista al N.



Fig. 61. Pliegue anticlinal, vuelto a plegar en el vértice (en dirección del martillo). Pto. 15a, vista al NO.



Fig. 62. Pliegue en punto 15h, Vista al E, distancia aproximada 20 m.



Fig. 63. Prolongación en la playa de pliegues de la figura anterior, vista al Sur. Aproximadamente 20 m de ancho, en la zona del pliegue.

pensarse en una antigua superficie topográfica, ya que esta zona corresponde a una quebrada o pequeña entrante de mar.

En la figura 64 se han graficado los polos de los planos axiales de los pliegues de las figuras anteriores, con excepción de la zona 5b - 5c. Se observa allí una tendencia de los planos axiales a tener una dirección N 60 E con inclinaciones desde el NO hasta el SE.

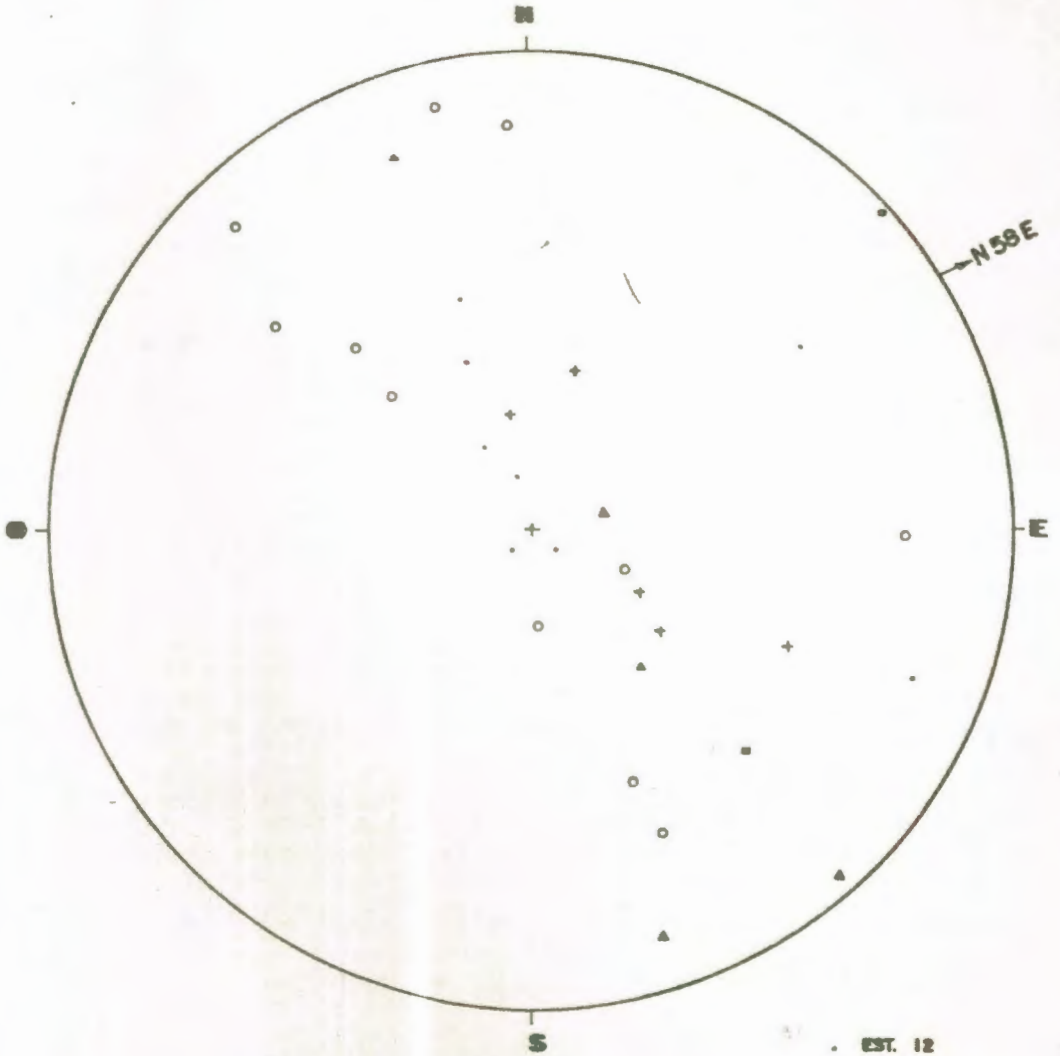


Fig. 64.- POSICION DE POLOS DE PLANOS AXIALES DE PLIEGUES EN LOS ACANTILADOS DE PLAYAS.

- EST. 12
- + PTO. 10
- EST. 10 HACIA EL O.
- ▲ 10 b
- 11 b

CAPITULO V

INTERPRETACION TECTONICA

5.1. PLEGAMIENTO

En la parte correspondiente a la columna estratigráfica se expuso ya en forma general la disposición estructural de los tres bloques de Azúcar en la sección de Playas.

Se observa en el mapa de la lámina V una probable repetición de la secuencia conglomerado, arenas y turbiditas delgadas (flysch) entre las estaciones 6 a 12, repetición que sería el resultado únicamente de la dirección del corte de los acantilados. Entre estas estaciones la actitud de los estratos sufre un alabeamiento, buzando al NO en la estación 6, se van parando hasta ponerse verticales, vuelven a buzarse al NO para luego virarse hacia el SE y quedar invertidos. Es decir que no hay plegamiento sino cambios en el buzamiento con un rumbo constante de dirección general NE (ver mapa de lámina VII, escala 1:2000).

La sección estructural de la lámina VI, se construyó en base al mapa de la lámina 5, empezando la sección desde la zona de capas invertidas. Para construir esta sección, se proyectaron los buzamientos en la dirección del rumbo y es por lo tanto una sección esquemática, pues hacia el interior de los acantilados, la ausencia de buenos afloramientos impide la toma de datos.

En la estación 12, las capas continúan con el mismo rumbo (NE) y siguen buzando al SE con menor ángulo y en posición normal (bloque 2, lámina II). La explicación más simple para esta situación estructural, es un pliegue apretado, casi monoclinal con el plano axial buzando al SE y con un rumbo similar al rumbo general NE. El eje del pliegue está asociado a una zona de falla que buza al SE. Esta falla posiblemente funcionó como falla inversa poniendo en contacto litologías diferentes en el eje del pliegue, lo cual explicaría la falta de correlación entre sus limbos (columnas de láminas I y II). Esta falta de correlación puede explicarse también por la gran variación lateral de facies de este tipo de ambiente.

Hacia el O de la estación 15, vuelve a producirse un cambio estructural importante. Se mantiene el rumbo NE

regional, pero las capas buzan al NO (bloque 3, lámina III), con un ángulo mayor.

Este cambio corresponde a un anticlinal asimétrico, cuyo plano axial también buza al SE.

El eje de este anticlinal corresponde a la zona de pliegues cuyos planos axiales están graficados en pequeños círculos en la figura 63 y que corresponderían a los pliegues de arrastre o acomodo de la litología de flysch, más fácilmente deformable en esta zona de máxima deformación.

La dirección general NE de rumbos de planos axiales de los pliegues menores, graficados en la figura 63, resulta entonces en concordancia con un plegamiento mayor regional también de dirección NE, es decir que serían pliegues tectónicos. Los esfuerzos compresionales responsables del plegamiento fueron de dirección NO.

La determinación de la naturaleza del plegamiento en la sección de Playas (descontando los típicos pliegues de "slumpings") ha resultado problemática, ya que los pliegues originados en deformación por gravedad pueden ser indistinguibles de los pliegues tectónicos. Si todo el

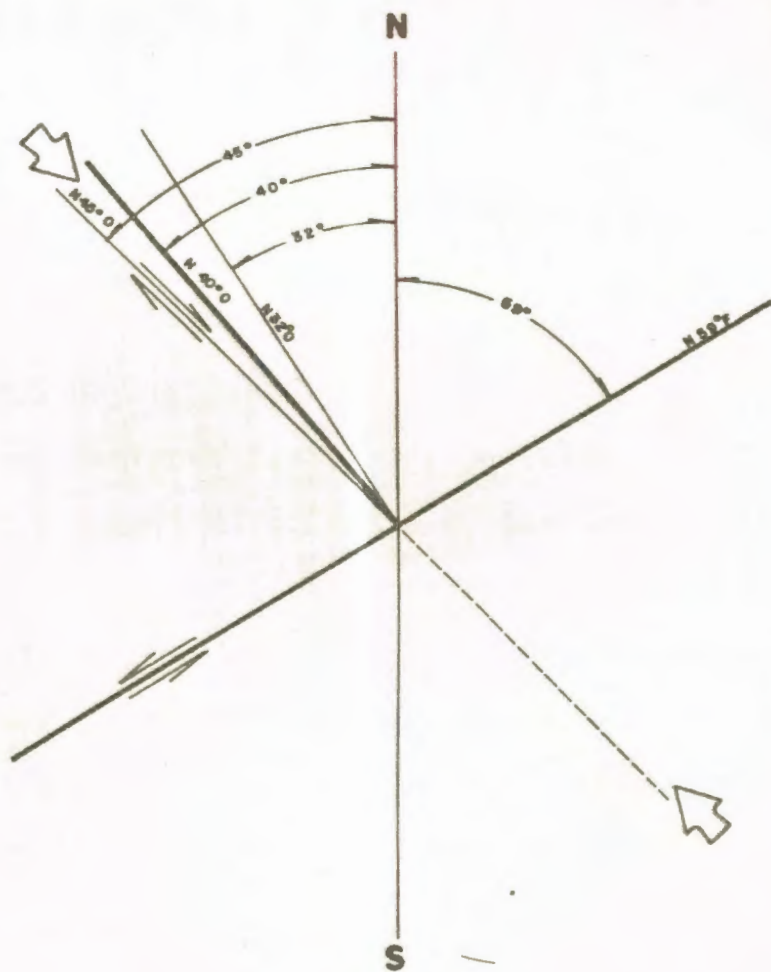
plegamiento de Playas tuviera un origen en deformación por gravedad en una paleopendiente, la dirección NO - constituiría la dirección de dicha paleopendiente, pero incluso el uso de pliegues de deformación por gravedad como indicadores de dirección, ha sido cuestionado. Manteniendo la validez de dicha dirección, ella representaría un proceso diferente que la sedimentación, - probablemente posterior y con una dirección diferente.

Nos mantenemos en todo caso en la interpretación original y el comentario anterior se realiza únicamente como exposición de hipótesis.

5.2. FALLAMIENTO

El esquema de fallamiento en Playas resulta complejo. La figura 65 es un esquema de las direcciones de falla principales, con la dirección de compresión de los - pliegues señalada por la flecha gruesa. Los buzamientos de los planos de falla son perpendiculares al papel.

Resulta difícil determinar la secuencia de fallamiento, pues los tipos de fallas existentes únicamente tienden a ubicarse en las direcciones señaladas, es decir, que



VISTA EN PLANTA DE LAS DIRECCIONES PRINCIPALES DE FALLAS. (Según el diagrama de fig. 50)

FIG. 65

no existe una diferenciación completa, lo que puede interpretarse como la existencia de más de dos regímenes de esfuerzos, que actuaron acomodándose a fallas anteriores y es por esto que en la actualidad se tienen los tres tipos de fallas en las tres direcciones indistintamente.

Sin embargo, la clara preponderancia del fallamiento con componente dextral, cuya posición puede situarse a N 40 O (tomando el promedio de las dos direcciones NO), lleva a explicar el fallamiento de Playas como la resultante de un par de fuerzas de sentido general NO - SE dextral. El fallamiento sinistral menos frecuente, representa entonces el fallamiento de acomodo o antitético al fallamiento dextral preponderante.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Los sedimentos de Azúcar de la sección de Playas, conglomerados, areniscas turbidíticas y turbiditas, fueron depositados con una dirección general de transporte desde el Sur, a través de un cañón submarino similar a los cañones actuales de la pared interna de la fosa de subducción y localizado en el antiguo sistema de subducción de la placa Farallón (antes de su separación en las placas de Nazca y Cocos) en el continente Sudamericano.
2. El aporte sedimentario provino de las rocas de corteza continental de la Cordillera de Amotape y la profundidad de depositación se situó probablemente alrededor de los 3000 m, en una pendiente no mayor de 3°. No podemos olvidar sin embargo, el componente volcánico (aunque menor) de las rocas analizadas y que probablemente refleja el aporte de los terrenos cretácicos meridionales ya levantados.
3. La ausencia de estructuras penetrativas, especialmente en las turbiditas delgadas, indica que dichas rocas nunca

alcanzaron niveles profundos de la corteza.

Por otro lado, la presencia de zeolitas y epidote en la matriz de estos sedimentos implica un elevado grado de diagénesis, bordeando la facies de zeolitas de metamorfismo regional.

4. La presencia de varios tipos de litologías en el llamado "Grupo Azúcar" y que fueron agrupadas en tres formaciones: Estancia (areniscas), Chanduy (conglomerados) y Engabao (areniscas y lutitas), cuyo orden secuencial es aparentemente caótico, se explica claramente por la deposición en un ambiente submarino progradante en delta o abanico con variación de facies desde conglomerados a turbiditas delgadas (flysch), tanto en el sentido horizontal como vertical, especialmente hacia la parte interna y media de un abanico. Tal como se observa en las columnas estratigráficas levantadas, no existe un cambio brusco entre la litología de conglomerados predominantes ("Chanduy") y su paso a areniscas potentes masivas - areniscas menos potentes laminares ("Estancia") - flysch con areniscas centimétricas ("Engabao"), sino un cambio gradual hacia el tope de las megasecuencias encontradas. La repetición e incluso inversión de estas megasecuencias deposicionales es la causa de la dificultad encontrada en el intento

de establecer un orden de depositación a las "formaciones" de "Azúcar".

Se desprende así de este estudio, que los nombres Estancias, Chanduy y Engabao, deben ser definitivamente abandonados como representativos de formaciones o unidades. Existe únicamente la formación Azúcar con una variedad de litofacies típicas de su ambiente de depositación.

5. Con respecto a la sección de Playas, Cerro de Chanduy, Cerro de Azúcar, como bloques integrantes de un gigante "olitostromo", caben las siguientes consideraciones:

El término olitostromo, en su acepción original, designa a "un cuerpo sedimentario de material litológica o petrográficamente heterogéneo". Contiene una matriz y cuerpos de material coherente (olistolitos) mezclados íntimamente y sin estratificación. No hay restricción en el tamaño de olistolitos o en la relación olistolitos/matriz. El "flujo de detritos" (debris flow), es decir flujo sedimentario por gravedad, de clastos transportados y sostenidos por una matriz, es el principal si no el único mecanismo de depositación de olitostromos (Naylor M. A., 1981. Swarbric y Naylor, 1980).

Existen límites físicos para el tamaño de clastos que pueden ser transportados por un determinado espesor de un flujo de detritos, límites cuyas relaciones matemáticas han sido presentadas por Hampton M. A., 1975 y Middleton y Hampton, 1979.

Naylor, al aplicar dichas relaciones a los olitostromos de la caliza Palombini (Apeninos del Norte), encuentra para olistolitos que varían desde pocos cms hasta pocos metros con un tamaño modal de 9 cm, una resistencia de la matriz de 5.5 g/cm^2 . Para olistolitos del tamaño de la sección de Playas o del Cerro Azúcar, la resistencia de la matriz sería del orden de un sólido.

Si se quiere invocar la aloctonía de los grandes cuerpos de la formación Azúcar en el levantamiento de Santa Elena (sección de Playas, cerro Azúcar, etc.), se debe pensar en procesos geológicos diferentes que un gigantesco olitostromo. Esta afirmación se ve reforzada por la regularidad de estructuras en los cuerpos de Azúcar, de lo que se habló ya en el capítulo I.

Los flujos de detritos ocurren en Playas en niveles localizados de pocos metros de espesor (ver figuras 35, 36) y son rasgos comunes en una depositación progradante a -

través del talud continental. La mayor parte de la sedimentación fué sin embargo turbidítica.

6. La presencia de conglomerados hacia el NO de Playas, implica una continuación hacia el NO (cerros de Estancia) de las mismas facies de la sección de Playas, es decir, la parte superior a media de un abanico.

Hacia el Oeste de Playas, costa afuera, y en el extremo O del bloque peninsular, se situarían las zonas de abanico medio a inferior, sin excluir la presencia de facies conglomerática por efectos de progradación. Esto explicaría las ocurrencias de la arenisca Atlanta en el subsuelo del campo de Ancón (ver Powell D. E., 1968), en donde las areniscas de Azúcar (litología Atlanta) aparecen como grandes cuerpos lobulados y a diferente profundidad.

El modelo sedimentario aquí presentado, puede utilizarse para identificar y ubicar en su ambiente sedimentario las litofacies de Azúcar ocurrentes en otras localidades, pues es muy probable, dadas las similitudes litológicas existentes entre la zona de Playas y otras localidades en que se ha reportado la existencia de Azúcar, que la totalidad de esta

formación se haya depositado siguiendo el patrón descrito.

Las potentes arenas de la parte media hasta interna e incluso los lóbulos de la parte externa de un sistema de abanico submarino (Nilsen T. H., 1980) constituyen evidentemente un buen objetivo como reservorio de hidrocarburos. Siendo las areniscas de Azúcar, reservorios probados en el campo de Ancón, se recomienda la aplicación del modelo aquí presentado, a cualquier intento de exploración hidrocarburífera en el Levantamiento de Santa Elena en zonas en que se encuentre o espere encontrar Azúcar. Dentro de este contexto, resulta particularmente prospectiva la zona situada costa afuera de Playas, pues al ser una continuación del "abanico de Playas, contiene excelentes posibilidades en lo que se refiere a cuerpos de arenisca - reservorio. La baja porosidad de las areniscas de Azúcar, tal como puede verse en los análisis petrográficos y además probada en Ancón, además de su poca definición en perfiles sísmicos, son factores que deben tomarse en cuenta en cualquier esquema exploratorio.

A P E N D I C E A

A N A L I S I S P E T R O G R A F I C O

Aumento Fotográfico 173.5x

MUESTRA No. 2839 (No. 1 en diagramas de composición)



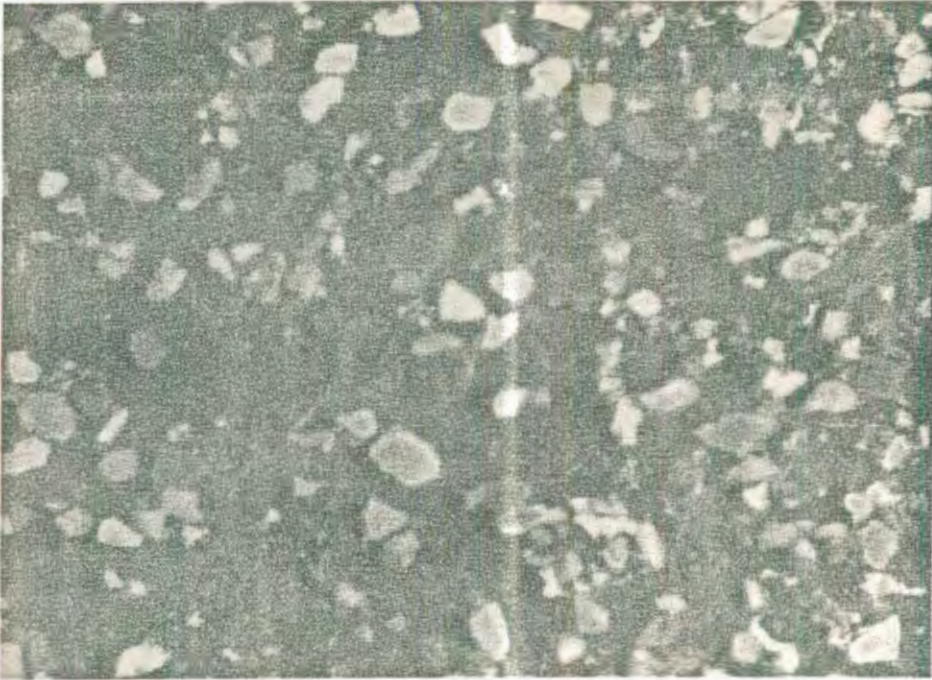
DESCRIPCION

Clastos de cuarzo con un rango de tamaños desde 0.21 mm hasta 1.54 mm, con tamaño promedio de 0.98 mm, subredondeados a redondeados, con límites angulares por efecto del crecimiento diagenético de sílice (8.38%) alrededor de la mayoría de los granos. La sílice diagenética destruyó la porosidad original, la cual probablemente representa un porcentaje mayor que el identificado (3.37%). El cuarzo se presenta principalmente en estado monocristalino (58.76%) con microburbujas; - hay también cuarzo policristalino (27.93%) y cuarzo recristalizado con suturas irregulares, de probable origen metamórfico, así como cuarzo con extinción ondulosa. Ocasionalmente -

aparecen granos de sílice microcristalina (chert). Hay una escasa matriz pelítica (1.44%), trazas de accesorios: zircon, biotita y escasos fragmentos líticos (0.09%).

NOMBRE: Cuarzita

MUESTRA No. 2840 (No. 2 en diagramas de composición)



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.11 mm, subangulares a angulares compuestos de, cuarzo monocristalino de veta y plutónico (27.42%), cuarzo policristalino de origen metamórfico (15.52%) feldespatos (6.97%), fragmentos líticos volcánicos (tobas de identificación dudosa a causa de su estado de alteración, - 4.27%), fragmentos líticos sedimentarios, principalmente clastos de arcilla (6.6%); las micas (biotita, muscovita) así como la hornblenda, aparecen como accesorios (3.2%). Estos granos se encuentran en una matriz abundante (25.18%), compuesta principalmente por minerales pelíticos (hidromuscovita, montro nita, clorita) cementados con óxidos de hierro y epidote.

NOMBRE: Litarenita feldespática.

MUESTRA No. 2843 (No. 3 en diagrama)



DESCRIPCION

Granos con un tamaño promedio de 0.21 mm y un rango desde - 0.07 a 0.5 mm, subangulares a subredondeados compuestos de, cuarzo monocristalino (33.76%) de origen hidrotermal y plutónico, cuarzo policristalino de origen metamórfico (21.18%), feldespatos (11.28%), fragmentos de tobas cristalinas vítricas (4.83%), fragmentos de filitas cuarzíticas (3.79%). Estos granos se encuentran en una matriz de minerales pelíticos alterados (hidromica) y cementados con óxidos de hierro, calcita (escasa) y trazas de epidote y zeolitas. Hay escasas micas (0.8%) y trazas de magnetita y hornblenda. La matriz y el cemento constituyen un 22.49% de la roca. Algunos

feldespatos han sufrido un reemplazamiento incipiente por -
calcita. La porosidad es 1.8%.

NOMBRE : Arcosa Lítica

MUESTRA No. 2845 (No. 4 en diagramas



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.12 mm y un rango de tamaños desde 0.084 a 0.35 mm, subangulares a angulares compuestos de, cuarzo monocristalino (33.07%), cuarzo policristalino (12.23%), feldespatos (principalmente plagioclasa, 8.22%) y cantidades menores de fragmentos líticos volcánicos (tobas, 3.15%) alterados, fragmentos líticos metamórficos (filitas - cuarzíticas) y líticos sedimentarios (limolita) raros, (1.10%) micas (muscovita y biotita, 2.29%) y trazas de magnetita y hornblenda (0.7%). Los granos se encuentran orientados preferencialmente en el sentido de la estratificación y distribuidos en una matriz original pelítica que ha sido casi to-

talmente reemplazada por calcita. La matriz se presenta como una mezcla de calcita con cantidades menores de arcilla, óxidos de hierro, clorita y epidote. El reemplazamiento por calcita afecta los bordes y en algunos casos la totalidad de los granos. Se observa una vetilla de calcita de dirección transversal a la estratificación. La matriz y cemento constituyen el 35.37% de la roca. El valor de la porosidad es 3.92%.

NOMBRE: Sublitarenita

MUESTRA No. 2847 (No. 5 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con un tamaño promedio de 0.28 mm, subangulares a angulares compuestos de, cuarzo monocristalino (de veta e ígneo, 37.69%), cuarzo policristalino, de origen metamórfico (25.16%), feldespatos (6.31%), constituidos principalmente por plagioclasa generalmente alterada a sericita o reemplazada por calcita y trazas de feldespato potásico, fragmentos líticos volcánicos (tobas) generalmente alterados (3.42%), fragmentos líticos metamórficos (principalmente filitas cuarzíticas) y escasas limolitas, (4.87%). La matriz es pelítica y cementada en su mayor parte por calcita y óxidos de hierro. La matría y el cemento constituyen el 19.74% de la ro-

ca. El cemento calcáreo reemplaza los bordes de granos (incluido el cuarzo) y en ciertas zonas se concentra en vetillas irregulares diminutas. Es discernible una disminución de tamaño de grano y coloración por óxidos de hierro en el sentido de la estratificación. Los accesorios (0.99%) están constituidos por materia carbonosa, hornblenda, biotita, muscovita y zircón. Hay 1.08% de magnetita. La porosidad es 0.72%.

NOMBRE: Sublitarenita

MUESTRA No. 2848 (No. 6 en diagramas)

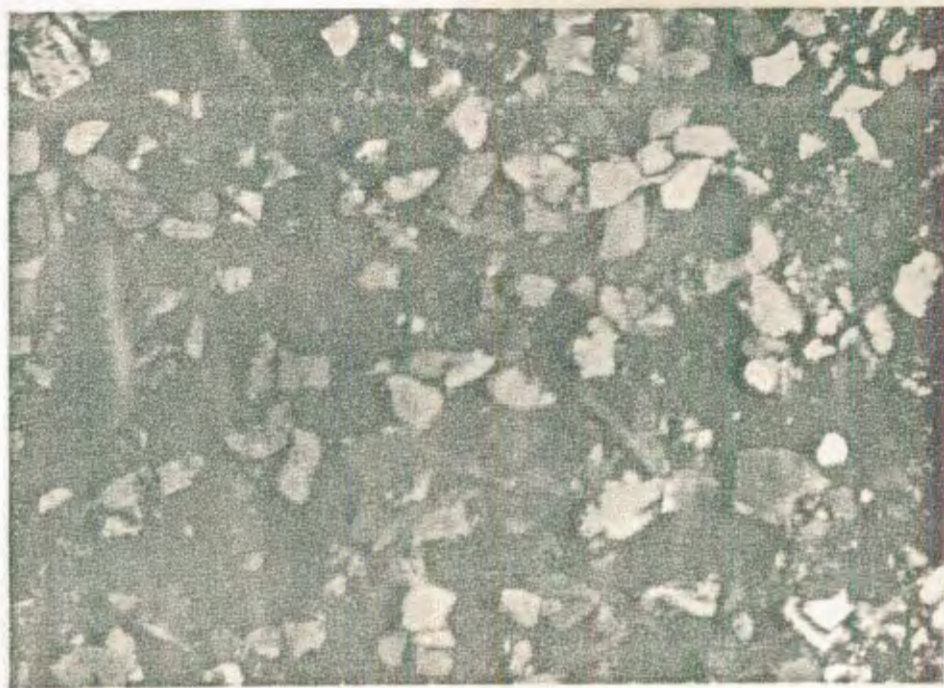


DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.18 mm, subangulares a angulares, compuestos de cuarzo monocristalino (38.79%), cuarzo policristalino (26.27%) de origen metamórfico, feldespatos (10.10%), generalmente alterados a sericita y/o reemplazados por calcita, fragmentos líticos volcánicos (tobas alteradas, 3.08%), fragmentos líticos metamórficos (filitas cuarzíticas) y escasos fragmentos líticos sedimentarios (5.29%). La matriz pelítica es escasa y reemplazada en su mayor parte por calcita y óxidos de hierro. La matriz y el cemento constituyen un 13.76% de la roca. Los accesorios (2.12% están constituidos por materia carbonosa, magnetita, epidote y biotita. La porosidad es 0.57%.

NOMBRE : Subarcosa.

MUESTRA No. 2852 (No. 7 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.21 mm, subangulares a angulares compuestos de, cuarzo monocristalino (38.9%, cuarzo policristalino metamórfico (22.95%), feldespatos (6.82%) con frecuencia alterados, fragmentos líticos volcánicos (tobas vítreas alteradas, 2.88%), fragmentos líticos metamórficos (filitas micáceas, cuarzitas y fragmentos líticos sedimentarios, lutitas y limolitas?) (5.38% el total de ambos tipos de fragmentos). Se presentan además biotita, muscovita, magnetita, glauconita? y materia vegetal, como accesorios (3.84%). Los clastos se encuentran arreglados en un grosero lineamiento paralelo a la estratificación. La matriz (16.9%) pe-

lítica con abundante clorita (5.38% del total de la roca).

La porosidad es 2.3%.

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2853 (No. 8 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.25 mm y rango de tamaños desde 0.086 mm hasta 0.56 mm, subangulares a angulares, compuestos de, cuarzo monocristalino (30.77%), cuarzo policristalino (42.15%), feldespatos, principalmente plagioclasa (4.42%), fragmentos líticos metamórficos (cuarzitas y filitas cuarzíticas, 4.32%) y líticos sedimentarios escasos (1.05%). Los accesorios (2.31%) están constituidos por biotita, muscovita, magnetita, zircón y granate. Hay una escasa a nula matriz pelítica entre los granos, los cuales forman un arreglo continuo, ocasionado en parte por el crecimiento de sílice secundaria. Zeolitas, epidote, clorita y calcita aparecen en

la matriz como minerales diagenéticos. La calcita reemplaza también a ciertos granos. Un zircón muy redondeado, es testigo de una intensa abrasión sufrida probablemente en más de un ciclo sedimentario. La porosidad es 1.58%.

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2854 (No. 9 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con un tamaño promedio de 0.14 mm y un rango de tamaños de 0.056 mm a 0.32 mm, subangulares a angulares, compuestos de, cuarzo monocristalino (32.54%), cuarzo policristalino (31%), feldespatos (9.71%), fragmentos líticos volcánicos (tobas vítricas cristalinas, 3.3%), fragmentos líticos metamórficos (filitas, cuarzitas, 2.79%), fragmentos líticos desconocidos (1.24%), escasos fragmentos líticos sedimentarios (0.82%). Los granos se encuentran arreglados en estrecho contacto y con una matriz pelítica (6.92%) con relativa abundancia de clorita, zeolita, epidote y montronita (diagenéticos). Biotita, muscovita, epidote, hornblenda, granate y -

fragmentos vegetales aparecen como accesorios (5.89%). La porosidad es escasa a nula. Algunos de los espacios vacíos aparecen parcialmente rellenos por los minerales diagenéticos.

NOMBRE : Subarcosa

MUESTRA No. 2859 (No. 10 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.182 mm y rango de tamaños de 0.056 a 0.35 mm, subangulares a subredondeados, compuestos de, cuarzo monocristalino (30.17%), cuarzo policristalino (34.27%), feldespato (5.06) principalmente plagioclasa y a menudo alterados a sericita y reemplazados por calcita, fragmentos líticos volcánicos (tobas vítricas, 2.26%), fragmentos líticos metamórficos (filitas cuarzíticas y filitas, 2.37%), escasos fragmentos líticos sedimentarios (0.32%) y fragmentos líticos de identificación dudosa (0.97%). Los accesorios (2.69%) están constituidos por muscovita, biotita y hornblenda. Los granos están arreglados ajustadamente, con

una matriz pelítica que contiene calcita, epidote, zeolitas, clorita y óxidos de hierro como minerales diagenéticos. El reemplazamiento por calcita es importante en esta muestra, - la cual presenta un avanzado estado de diagénesis. Los granos muestran un arreglo groseramente paralelo a la estratificación.

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2860 (No. 11 en diagramas)



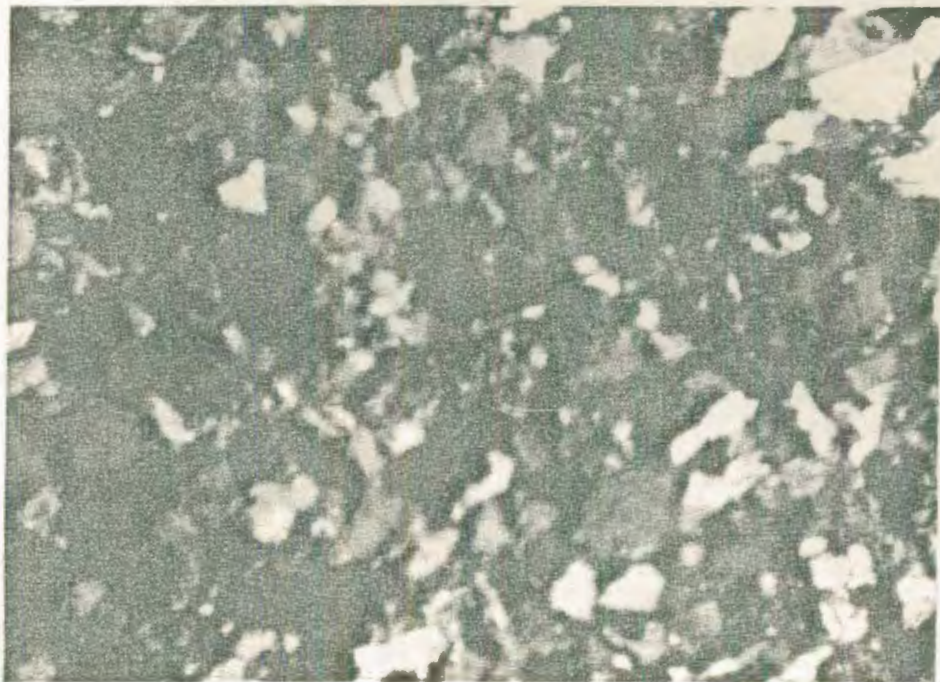
DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.28 mm y un rango de tamaños de 0.14 a 0.49 mm, subangulares, compuestos de, cuarzo monocristalino (44.86%), cuarzo policristalino (31.36%), fragmentos líticos volcánicos (tobas cristalinas vítricas y lavas, 6.65%), fragmentos líticos metamórficos (filitas cuarzíticas y cloríticas, cuarzitas, 8.93%), fragmentos líticos sedimentarios (1.71%) y de origen desconocido, escasos, y feldespatos (3.04%) constituídos principalmente por plagioclasa. Muscovita, biotita, clorita y óxidos de hierro, aparecen como accesorios (2.28%). Destaca el arreglo apretado de los granos y su paralelismo con la estratificación. Hay una escasa ma-

triz pelítica (1.14%). Los clastos volcánicos están alterados a clorita.

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2865 (No. 12 en diagramas)

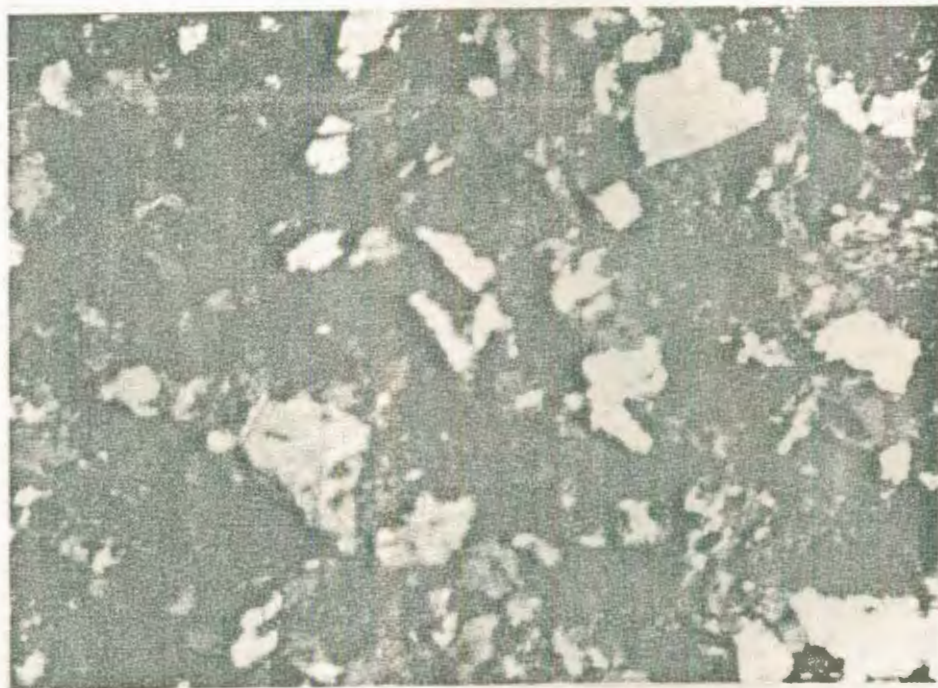


DESCRIPCION

Granos subangulares a subredondeados con un rango de tamaños de 0.28 mm a 0.49 mm compuestos de, cuarzo monocristalino - (32.49%), cuarzo policristalino (37.36%), feldespatos (13.9%) fragmentos líticos metamórficos (filitas y cuarzitas, 5.23%), fragmentos líticos volcánicos (tobas, lavas, 4.69%), fragmentos líticos desconocidos (1.26%) y sedimentarios (0.36%). - Los granos se arreglan en forma apretada en una matriz pelítica escasa (1.26%) con óxidos de hierro ocasionales. Los feldespatos presentan alteración a sericita y clorita. Muscovita, biotita y clorita se presentan como accesorios.

NOMBRE : Arcosa lítica

MUESTRA No. 2868 (No. 13 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos subangulares con un tamaño promedio de 0.21 mm y un rango de tamaños de 0.06 a 0.49 mm, compuestos de cuarzo monocristalino (37.8%), cuarzo policristalino (30.24%), feldespatos (6.24%) principalmente plagioclasas, fragmentos líticos volcánicos (tobas, 7.37%), fragmentos líticos metamórficos - (filitas, 4.34%), fragmentos líticos sedimentarios y líticos desconocidos, (3.02%). Muscovita, biotita, sericita y materia carbonosa, aparecen como accesorios (3.78%). Los granos se arreglan apretadamente en una escaza matriz (7.18%) alterada diagenéticamente a clorita, principalmente.

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2879 (No. 14 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.21 mm y rango de tamaños de 0.21 a 0.49 mm, subangulares compuestos de, cuarzo monocristalino (39.12%), cuarzo policristalino (32.25%), feldespatos (8.78%) principalmente plagioclasa, fragmentos líticos metamórficos (1.9%), fragmentos líticos volcánicos (6.1%) y fragmentos líticos sedimentarios (0.97%). Los granos se arreglan subparalelamente a la estratificación, rasgo que se acentúa en el paralelismo de las micas. La matriz es escasa (3.05%), alterada diagenéticamente a epidote y clorita. Hay escasos granos de clorita, probablemente como producto de alteración de las micas. Biotita, muscovita y hornblenda apa-

recen como accesorios (7.63%). Hay sericitización incipiente de los feldepatos.

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2880 (No. 15 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con un tamaño promedio de 0.18 mm (80%) y 0.56 mm - (20%) y hasta de un tamaño máximo de 2.5 mm, subangulares, - compuestos de cuarzo monocristalino (36.24%), cuarzo poli- cristalino (36.43%), feldespatos (5.58%), fragmentos líticos volcánicos (tobas y lavas?, 4.64%), fragmentos líticos meta- mórficos (filitas, cuarzitas, 5.76%), fragmentos líticos se- dimentarios (limolitas, lutitas, 5.57%) y fragmentos descono- cidos (0.37%). Hay una escasa matriz (0.92%) con clorita y óxidos de hierro. Epidote y zeolita (diagenéticos), serici- ta, zeolita, biotita y muscovita, comprenden un 4.46% de la roca. NOMBRE : Sublitarenita.

MUESTRA No. 2881 (No. 16 en diagramas)

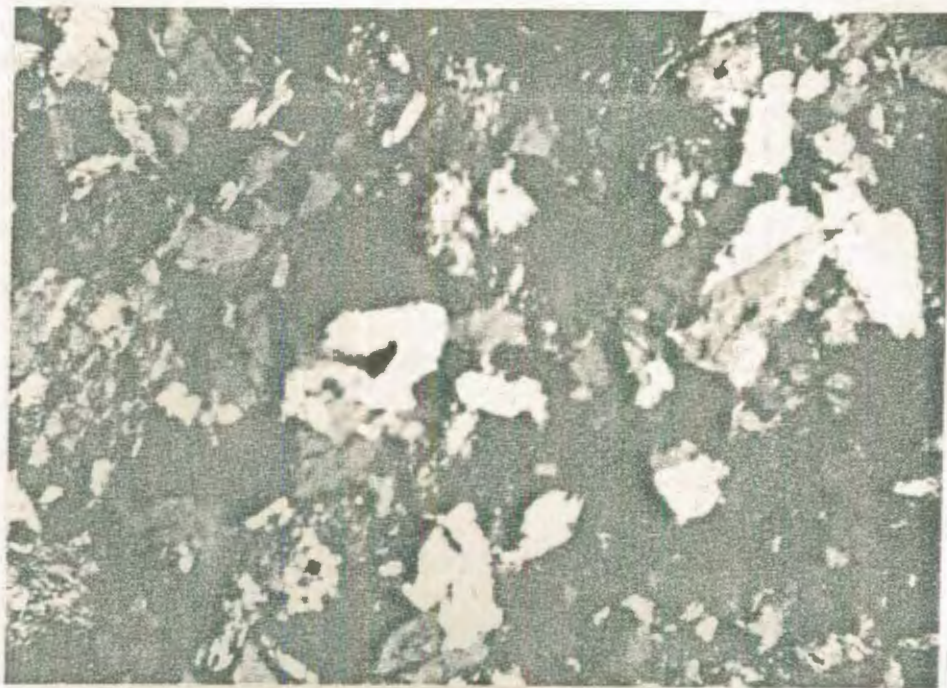


DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.3 mm y un máximo de 0.56 mm subangulares, compuestos de, cuarzo monocristalino (35.71%), cuarzo policristalino (31.13%), feldespatos (8.6%), fragmentos líticos metamórficos (filitas cuarzíticas, filitas micáceas, cuarzitas, 8.24%), fragmentos líticos volcánicos (tobas cristalinas vítricas, 5.13%) y fragmentos líticos desconocidos (1.28%). La matriz es escasa y junto con muscovita, biotita, clorita, epidote, óxido de hierro y calcita, comprenden un 6.78% de la roca. Hay reemplazamiento parcial de los feldespatos por epidote y sericita. Algunos cuarzos policristalinos presentan textura cataclástica.

NOMBRE : Litarenita feldespática.

MUESTRA No. 2881a (No. 17 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.35 mm y hasta 1.47 mm, subangulares a subredondeados, compuestos de, cuarzo monocristalino (35.49%), cuarzo policristalino (40.66%), feldespatos, - principalmente plagioclasa (4.8%), líticos metamórficos (cuarzitas, filitas, cuarzitas feldespáticas, 5.73%), fragmentos líticos volcánicos (tobas, 3.32%), fragmentos líticos sedimentarios (2.4%) y fragmentos desconocidos (2.03%). Hay alteración por introducción de óxidos de hierro; el epidote y la zeolita aparecen como producto de diagénesis y muscovita y clorita son accesorios; en total estos minerales comprenden un 5.17% de la roca.

NOMBRE : Sublitarenita.

MUESTRA No. 2883 (No. 18 en diagramas)

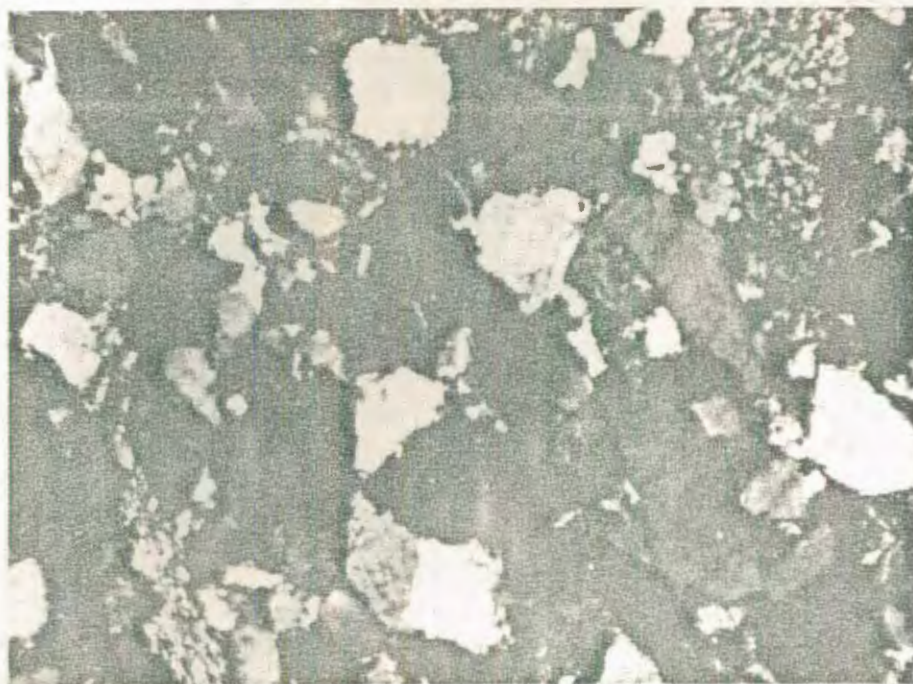


DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.63 mm, hasta 1.5 mm, subredondeados a subangulares, compuestos de, cuarzo monocristalino (26.57%), cuarzo policristalino (52.96%), feldespatos, principalmente plagioclasa (4.3%), fragmentos líticos volcánicos (tobas, vidrio, 3.41%), fragmentos líticos metamórficos (filitas cuarzíticas, 1.07%), y líticos sedimentarios (limolitas, lutitas, 7%). Hay una escasa matriz (4.17%) formada principalmente por finos granos de cuarzo, algo de clorita y óxidos de hierro.

NOMBRE: Sublitarenita

MUESTRA No. 2885 (No. 19 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos con un tamaño promedio de 0.28 mm, subangulares a subredondeados, compuestos de, cuarzo monocristalino (31.67%), cuarzo policristalino (37.62%), feldespatos (7.07%), fragmentos líticos metamórficos (3.85%), fragmentos líticos volcánicos (tobas, 5.3%), líticos sedimentarios (limolita, lutita, 2.09%) y líticos desconocidos (2.57%). La matriz (6.75%) se compone de epidote, óxidos de hierro, cuarzo fino y minerales pelíticos. Muscovita y biotita son accesorios (1.44%). Hay parcial sericitización de los feldespatos. Los clastos presentan un arreglo subparalelo a la estratificación. La porosidad es 1.25%.

NOMBRE : Sublitarenita.

MUESTRA No. 2887 (No. 20 en diagramas)

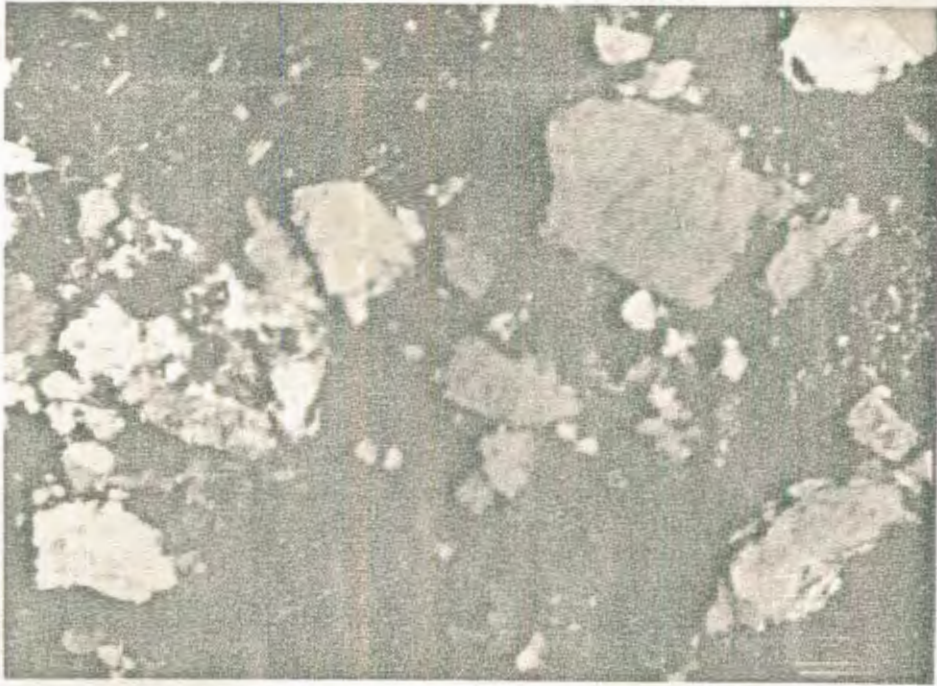


DESCRIPCION

Granos con tamaño promedio de 0.37 mm hasta 0.84 mm, subangulares a subredondeados, compuestos de, cuarzo monocristalino (40%), cuarzo policristalino (42.2%), feldespatos (4%), fragmentos líticos metamórficos (filitas, cuarzitas feldespáticas, 3.8%), fragmentos líticos volcánicos (tobas, 2.2%), fragmentos líticos sedimentarios y líticos desconocidos (5.2%). Escasa matriz pelítica con clorita y epidote. Muscovita, biotita, óxidos de hierro y gloconita? aparecen como accesorios (2.6%).

NOMBRE : Sublitarenita

MUESTRA No. 2890 (No. 21 en diagramas)



DESCRIPCION

Granos subredondeados a subangulares con un tamaño promedio de 0.63 mm, compuestos de, cuarzo monocristalino (40.71%), - cuarzo policristalino (27.84%), feldespatos, principalmente plagioclasa (7%), fragmentos líticos metamórficos (filitas, cuarzitas, 3.59%), fragmentos líticos volcánicos (5.11%), - fragmentos líticos sedimentarios (4.92%) y fragmentos líticos desconocidos (2.65%). La matriz es escasa (4.73%). Muscovita, biotita, epidote, sericita y óxidos de hierro comprenden un 3.4% de la roca.

NOMBRE : Sublitarenita

A P E N D I C E B

A N A L I S I S P A L E O N T O L O G I C O

MUESTRA No. 2837

Fragmentos desgastados de conchillas de moluscos

1 foraminífero planctónico: *Globorotalia cf veloscoensis*

1 foraminífero bentónico: *Osangularia sp*

MUESTRA No. 2841

Fragmentos desgastados de conchillas de moluscos

Foraminíferos bentónicos:

2 *Haplophragmoides spp*

1 *Osangularia lens*

1 *Cibicides sp*

7 *Osangularia spp*

MUESTRA No. 2842

Foraminíferos bentónicos:

7 Fragmentos de *Bathysiphon spp*

2 *Rzehakina epigona*

1 *Haplophragmoides carinatum*

1 *Haplophragmoides spp*

MUESTRA No. 2844

Foraminíferos bentónicos:

3 Fragmentos de Bathysiphon

4 Haplophragmoides spp

1 Saccamina sp

1 Haplophragmoides cf hetha

MUESTRA No. 2846

5 Moldes internos de fístulas de Diatomeas Centradas

Foraminíferos Bentónicos:

1 Osangularia sp

1 Haplophragmoides carinatum

5 Haplophragmoides sp

1 Geomospira sp ?

MUESTRA No. 2849

5 Moldes internos de fístulas de Diatomeas

1 Haplophragmoides carinatum

1 Osangularia sp

MUESTRA No. 2850

15 Moldes internos de fístulas de Diatomeas Centradas

Foraminíferos bentónicos:

3 Haplophragmoides sp

1 Fragmento de Bathysiphon

1 Daxia sp ?

1 Cribrostomoides sp

1 Saccamina sp

MUESTRA No. 2851 A

1 Molde interno de Diatomea Centrada

2 Osangularia sp

1 Haplophragmoides sp

MUESTRA No. 2851 B

1 Molde interno de fístula de Diatomea

Foraminíferos bentónicos:

3 Osangularia sp

1 Trochamminoides sp

1 Saccamina

Foraminíferos planctónicos

1 Globorotalia sp

MUESTRA No. 2854

Foraminíferos bentónicos:

4 Fragmentos de Bathysiphon spp

1 Spiroplectammina sp

MUESTRA No. 2856

Foraminíferos bentónicos:

3 Fragmentos de Bathysiphon spp

1 Fragmento de Haplophragmoides sp

MUESTRA No. 2857

Foraminíferos bentónicos:

5 Haplophragmoides carinatum

12 Fragmentos de Bathysiphon

MUESTRA No. 2858

Foraminíferos bentónicos:

4 Fragmentos de Bathysiphon spp

1 Hormosina sp ?

1 Saccamina sp

MUESTRA No. 2862

8 Fragmentos de Bathysiphon spp

MUESTRA No. 2863

Foraminíferos bentónicos:

10 Fragmentos de Bathysiphon spp

1 Saccamina sp

MUESTRA No. 2867

Foraminíferos bentónicos:

12 Fragmentos de Bathysiphon spp

1 Haplophragmoides carinatum

1 Pelosina sp

MUESTRA No. 2869

Foraminíferos bentónicos:

10 Fragmentos de Bathysiphon

8 Haplophragmoides carinatum

3 Rzehakina epigona

1 Haplophragmoides cf coronatum

1 Spiroplectammina sp

5 Psammosphaera sp

MUESTRA No. 2871

11 Fragmentos de Bathysiphon spp

MUESTRA No. 2875

2 Fragmentos de Bathysiphon spp

MUESTRA No. 2877

Foraminíferos bentónicos:

10 Fragmentos de Bathysiphon spp

1 Haplophragmoides carinatum

1 Haplophragmoides cf chapmani

MUESTRA No. 2882

2 Moldes internos de fístulas de Diatomeas

Foraminíferos bentónicos

2 Fragmentos de Bathysiphon

1 Haplophragmoides cf Chapmani

1 Haplophragmoides carinatum

1 Psammosphaera

1 Dorothisia oxicona

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

ANGLO ECUADORIAN OILFIELDS, 1956. Mapa Geológico de la Pe-
nínsula de Santa Elena, escala 1:250000, hoja 00/61.

AZAD J., 1964. The Santa Elena Península (Ecuador) a review
of the geology and prospects. AEO, Ancón. LeHer J. A. 7. -
Reporte no publicado.

BARRINGTON BROWN CH., 1938. On a theory of gravitational -
sliding applied to the tertiary of Ancon - Ecuador. Quart.
J. Geol. Soc. London, V. 94, p. 359 - 370.

BRISTOW Y HOFFTETTER, 1977. Lexico Estratigráfico Interna-
cional. V. 5, América Latina, fac. 5 a 2, Ecuador. Centre
National de la Recherche Scientifique, Paris.

CAMPBELL C. J., 1974. Ecuadorian Andes. Geol. Soc. of Lon-
don, Spec. Pub. 4, p. 705 - 732.

CANFIELD R. W., 1964. Reporte geológico de la costa Ecuato-
riana. Ministerio de Industrias y Comercio, Quito.

DALMAIRAC B. Y MATTAUER M., 1980. Subduction et phases de -
compression dans le chaine des Andes. C. R. Acad. Sc. Paris,
V. 290, serie D; p. 1345 - 1347.

DICKINSON W.R. Y SEELY D.R., 1979. Structure and stratigra-
phy of forearc regions. AAPG Bull., V. 63, No. 1, p. 2 - 31.

DICKINSON W.R. Y SUBSECK C.A., 1979. Plate tectonics and -
sandstone composition. AAPG Bull. V. 63, p. 2164 - 2182.

FAUCHER B. Y SABOYAT E., 1975. Esquema geológico de los An-
des Ecuatorianos. Ed. FEGMPE. Guayaquil.

FEININGER T. Y BRISTOW C. R., 1980. Cretaceous and Paleoge-
ne geologic history of coastal Ecuador. Geol. Rund., Bd. -
69, h. 3, p. 349 - 874.

FOLK R., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Univ. of -
Texas, Austin.

GONZALEZ G., 1976. Ciclos de sedimentación en el Eoceno de
la cuenca Talara. Bol. Soc. Geol. Perú. t. 51, p. 73 - 80.

GOOSENS P. Y OTROS, 1977. Geochemistry of tholeiites of the
basic igneous complex of north western South America. GSA -

Bull., V. 88, p. 1711 - 1720.

GOOSENS P. Y ROSE W., 1973. Chemical composition and age - determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. GSA Bull., V. 84, p. 1043 - 1052.

HAMPTON M. A., 1975. Competence of fine grained debris - flows. J. Sed. Petrol. V. 42, p. 834 - 844.

HENDERSON W.G., 1979. Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. J. Geol. Soc. Lond. V. 136, p. 367 - 378.

HEY R., 1977. Tectonic evolution of the Cocos - Nazca spreading center. GSA Bull., V. 88, p. 1404 - 1420.

INSTITUTO GEOGRAFICO MILITAR, 1978?. Atlas Geográfico de la República del Ecuador. Quito.

JORDAN T.E. Y OTROS, 1982. Andean tectonics related to the geometry of the subducted Nazca plate. Cornell University contribution No. 721.

LONSDALE P., 1978. Ecuadorian subduction system. AAPG Bull. V. 62, n. 12, p. 2454 - 2477.

LOWE D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents. *J. Sed. Petrol.*, V. 52, no. 2, p. - 279 - 297.

MANABI EXPLORATION CO., 1956. Mapa. Escala aprox. 1:100.000.

MARCHANT S., 1961. A photogeological analysis of the structure of the western Guayas province, Ecuador: with discussion of the stratigraphy and Tablazo formation, derived from surface mapping. *Quart. J. Geol. Soc. London*, V. 117, p. - 215 - 232.

MOORE C., ed., 1978. Treatise on invertebrate paleontology. The Univ. of Kansas Press and the Geol. Soc. of America. Kansas.

MUTTI E. Y RICCI LUCCHI F., 1974. La signification de certaines unités séquentielles dans les séries á turbidites. - *Soc. Géol. France Bull.*, V. 16, p. 577 - 582.

NAYLOR M. A., 1981. Debris flow (olistostromes) and slumping of a distal passive continental margin: the Palombini limestone - shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, V. 28, p. 837 - 852.

- NILSEN T., 1980. Modern and ancient submarine fans: discussion of papers by R. G. Walker y W. R. Normark. Discussion. AAPG Bull., V. 64, n. 7, p. 1094 - 1112.
- NORMARK W., 1978. Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. AAPG Bull., V. 62, M.C., p. 912 - 931.
- OLSON A.A., 1946. Ecuador. En "Proceedings of the 8th American Scientific Congress". Vol. IV.
- PAREDES M., 1958. Terciario de La Brea - Pariñas y área de Lobitos. Tesis de Bachiller en Ciencias. Univ. Nac. San Agustín, Arequipa, Perú.
- POWELL D.E., 1968. Geology and petroleum prospects of the Santa Elena Península. AEO. Report J. A. 10.
- PROYECTO ESPOL - ORSTOM, 1981. Informe No. 2, Sgdo. Semestre. Guayaquil.
- RAHARIJAONA, 1980. Petrographie des roches volcaniques anteorogeniques des Andes Equatoriennes. Contribution a l'etudde de leurs parageneses metamorphiques. Tesis de Doctorado (3er ciclo). Univ. Luis Pasteur. Strasbourg, Francia.

SHEPPERD G., 1979. Shallow crustal structure and marine - geology of a convergence zone, north-west Peru and south-west Ecuador. Ph. D. thesis. Univ. of Miami.

SWARBRIC R.E. Y NAYLOR M.A., 1980. The Kathikas mélange, SW Cyprus: late Cretaceous submarine debris flows. Sedimentology, V. 27, p. 63 - 78.

THALMANN H.E., 1946. Micropaleontology of upper Cretaceous and Paleocene in western Ecuador. AAPG Bull., V. 30, n. 3, p. 337 - 347.

WALKER R. G., 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic - traps. AAPG Bull., V. 62, p. 932 - 966.

WALKER R. G., 1975. Generalized facies model for resedimented conglomerates of turbidites association. GSA Bull., V. 86, p. 737 - 748.

ZUÑIGA F. & CRUZADO J., 1979. Bioestratigrafía del noroeste peruano. Bol. Soc. Geol. Perú, t.60, p. 219 - 232.