UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

Facultad de Ingeniería del Petroleo, Gas Natural y Petroquimica

SECCIÓN DE POSTGRADO Y SEGUNDA ESPECIALIZACION

IV INFORME

CUENCAS SEDIMENTARIAS DEL NOR OESTE PERUANO GEOLOGIA DE TALARA

Presentado por : Ing. Edito Luis Rojas Linares

Profesor: Dr. Sc. Julio Bellido Delgado

Febrero 2010

I N D I C E

Pagina

Generalidades

- Potencial de hidrocarburos y sistemas de petroleo en las cuencas costeras del peru. 6
- Las cuencas sedimentarias de la costa y margen continental, Marco tectonico regional. 7
- Potencial de hidrocarburos. 9

Capitulo I

Arquitectura estructural y etapas de formación de las cuencas talara y lancones, y sus implicancias petroliferas.

1.1 Introduccion-Generalidades 14
1.2 Antecedentes 16
1.3 Relación con el medio ambiente: 18

Cuadro Geodinamico y Geologico

2.1 Generalidades 18
2.1.1 Tectonica de Placas 18
2.1.1.1 Teoria, origen y modelo global 19
2.1.1.1.1 Placas tectónicas del Mundo 21
2.1.1.2 Zonas de expansión Oceanica 22
2.1.1.3 Zonas de subducción (Oceanica Continental) 22

2.2 Los andes y las cuencas de Anterco Peruanas

2.1.2 Cuenca Anterco 25
2.1.2.1 Principales Cuencas tipo Anterco en el Peru 25

2.3 Las Cuencas Talara y Lancones
2.3.1 Ubicación y Limites 25
2.3.2. Estatigrafia Regional 28

A Cuencas Lancones 29
A.1 Formacion Amotape 29
A.2 Mesozoico 29
A.2.1 Fm. Gigantal 31

A.2.2	Fm. Pananga	32
A.2.3	Fm. Muerto	33
A.2.4	Fm. Lancones	36
A.2.5	Grupo Copa Sombrero	37
A.2.5.1.	Formacion Husimal	37
A.2.5.1.1	Miembro venados	37
A.2.5.1.2.	Miembro Horquetas	37
A.2.5.1.3.	Miembro Husimal	37
A.2.5.2	Formacion Jahuay Negro	37
A.2.5.3	Formacion Encuentros	38
A.2.5.3.1	Miembro Culebras	38
A.2.5.3.2	Miembro Jabonillos	38
A.2.5.3.3	Miembro Checo	39
A.2.5.3.4	Miembro Cabuyal	39
A.2.5.3.5	Miembro Quebrada	39
A.2.6	Formacion Tablones	40
A.2.7	Formacion Redondo	41
A.3.	Cenozoico	41
A.3.1	Eoceno	41
B	Cuenca Talara	42
B.1	Cenozoico	42
B.1.1	Formacion San Cristobal	44
B.1.2	Formacion Mogollon	45
B.1.3	Formacion OSTREA-ECHINO	45
B.1.4	Grupo Talara	47
B.1.5	Formacion Chira - Verdun	49
B.1.6	Formacion Mirador	52
B.1.7	Formacion Plateritos	54
B.1.8	Formacion Mancora	55
B.1.9	Formacion Heath	56
2.3.2.1	Connotacion Estatigrafica	59
2.3.3	Tectonica, Principales Eventos para el NW, entre las cuencas De Talara y Lancones.	60
2.3.3.1	Orogenia Andina	60
2.3.4.	Evolucion Geodinamica de la Cuenca Talara	62
2.3.5	Evolucion Geodinamica de la Cuenca Lancones	63

Capitulo III.

Análisis Estructural de la Cuenca Talara y Lancones

3.1	Tectonica Extensional	65
3.1.1	Generalidades	65
3.2	La Cuenca Talara	65
3.2.1	Estilo Estructural y Principales fallas	65
3.2.1.1	Falla Carpitas	66
3.2.1.2	Falla Cancas	66
3.2.1.3	Falla el Bravo	67
3.2.1.5	Falla Mancora	68
3.2.1.6	Otras Fallas	68
3.2.2	Observacion Estructural de Campo	68
2.3.3	Interpretacion de secciones Sismicas	70
3.3	El Alto Amotapes	74
3.4	La Cuenca de Lacones	74
3.4.1	Estilo Estructural y Principales Fallas	76
3.4.1.1	Falla Cuzco-Angulo	77
3.4.1.2	Falla Huaypira	78
3.4.1.3	Falla Encañada	79
3.4.1.4	Falla Pananga	79
3.4.1.5	Falla CA-1 CA-2 CA-3	79
3.4.3	Interpretaciones de Secciones Sismicas	81

Capitulo IV.

SECCIONES REGIONALES Y ETAPAS DE FORMACION		84
4.1	Construccion de las Secciones estructurales a través de las Cuencas Talara y Lancones	84
4.2	Análisis Geometrico del fallamiento Listrico	85
4.3	Análisis Tectonico-Sedimentario, Etapas de formación de la Cuenca Talara y Lancones.	86
4.3.1	Compresion Pre-eoceno	87
4.3.2	Extension del Mio-oligoceno	88
4.3.3	Extension del Pleistoceno-Reciente	88
4.3.4	Modelo Evolutivo	89

A N E X O S

- Estudios de la Plataforma continental en la zona central del Norte del Pais, Comprendiendo el sector Central de la Cuenca Hidrocarbonifera , Salaverry, entre Bahia fenol a puerto Supe. 91

- Geomorfologia de los cuadrángulos de Zarumilla, Tumbes Zorritos, lobitos, Quebrada Seca, Talara, Sullana, Pita y Piura 97

  Formacion Aguas Calientes 98
  Relaciones Estatigraficas 98
  Edad Correlacion 99

- Estatigrafia Geologica de la Cuenca del marañon 109

- Reinterpretacion Estatigrafica de la secuencia formacional repetida En el area de Lobitos Costa afuera 119

- Reservorios Petroliferos en bloques Brechados (Melange) , Formacion Zorritos, Yacimientos Cope, Dpto de Tumbes NorOeste del peru. 156

POTENCIAL DE HIDROCARBUROS Y SISTEMAS DE PETROLEO EN LAS CUENCAS COSTERAS DEL PERU.

Por : Héctor Villar * y Alfredo Pardo
Héctor Villar* LCV, Geología Integrada, Buenos Aires-Argentina
Alfredo Pardo LCV del Perú S.A.C., Lima - Perú.**

RESUMEN

Las Cuencas sedimentarlas de la extensa región costanera del Perú y margen continental adyacente, en el borde oriental del Océano Pacífico, pueden convertirse próximamente en un escenario de intensa actividad exploratoria de hidrocarburos. En este sentido apuntan los recientes estudios de investigación del potencial de rocas generadores, que se vienen efectuando en diversos proyectos de evaluación integral de los recursos de petróleo y gas.

Los últimos levantamientos sísmicos (1993-1994, Ribiana-PetroPerú con 10,320 kms de líneas) y las recientes interpretaciones de relevamientos sísmicos regionales y de semi-detalle (más de 50,000 kms de líneas), sumados a los nuevos aportes de conocimiento geológico y geofísico de la Placa de Nazca y zonas de la costa aledaña, así como también nuevas contribuciones a la geología del Perú en general, permiten reconocer la persistencia de diversos sistemas petroleros que se desarrollaron durante la evolución de estas cuencas sedimentarias.

Los estudios de investigación geoquímica que se vienen efectuando desde la década de los años 40's demuestran la existencia de áreas favorables para la búsqueda de hidrocarburos así como también la ocurrencia de diversos niveles estratigráficos con potencial de rocas generadores en sedimentos de edades que van desde el Paleozoico, Mesozoico y Terciario tardío. Las cocinas efectivas de generación han sido comprobadas en particular para los intervalos generadores del Mesozoico y Terciado y se asume que varias secciones que han resultado sobre maduras en muestras de afloramiento muy cercanos a cuerpos intrusivos del Batolito de la Costa, pueden encontrarse con óptima madurez alejándose de éste, hacia el mar. Igualmente se estima que varias de las secciones más jóvenes pueden haber alcanzado niveles de madurez térmica adecuados en posiciones de depocentro hacia el mar, en las cuales no hay disponibilidad de muestras para su estudio.

Sobre la base de la información evaluada, se asume la existencia de varios sistemas petroleros en la región investigada, algunos de ellos de existencia comprobada, otros hipotéticos. Su compleja interacción permite racionalizar las distintas contribuciones a las potenciales acumulaciones de hidrocarburos en esta parte del continente.

INTRODUCCIÓN.

Avances actuales en el conocimiento geológico de las cuencas costeras del Perú y los recientes estudios de investigación geofísica y geoquímica efectuados a lo largo de la faja costera y margen continental, han despertado un interés renovado hacia la exploración por hidrocarburos de estas áreas.

Estudios integrales de geología regional, tectónica, sedimentología, estratigrafía y últimos relevamientos gravimétricos, magnetométricos y de sísmica han mostrado la existencia de por lo menos unas diez cuencas sedimentarias que se alínean a lo largo de la costa y margen continental.

Los trabajos de interpretación geofísica basados principalmente en la nueva información sísmica del Proyecto Ribiana Inc.-Perupetro (BPZ,1993-1999) demuestran la existencia de gruesas secuencias de formaciones mesozoicas y paleozoicas debajo de la interfase del basamento acústico, considerado en las anteriores interpretaciones sísmicas como indiscernible o no prospectivo. Esta última información revela la presencia de estructuras favorables para la acumulación de hidrocarburos por debajo de este horizonte.

La información geológica y estratigráfica de las cuencas de la costa indica la existencia de niveles de rocas porosas principalmente terrígenas (areníscas) y carbonatadas de edad mesozoica y paleozoica con potencial de roca-reservorio.

La compilación de la información geoquímica confirma la existencia de diversos niveles apropiados para la generación de hidrocarburos en las columnas sedimentarias de la mayoría de cuencas analizadas.

El principal problema que aún resta investigar es cuán intensa ha sido la alteración termal causada por la intrusión del complejo ígneo del Batolito de la Costa omnipresente en todo el flanco occidental de la cordillera andina, personaje importante en las cercanías de estas cuencas y cómo éste puede haber influido en la madurez de la materia orgánica. La distribución áreal de algunos resultados de madurez y algunas estimaciones del flujo térmico generado por la actividad ígnea estarían indicando que su influencia decrece rapidamente hacia los depocentros principales de las cuencas, generalmente situados - afuera, un poco lejos del litoral actual.

En el presente trabajo se discute el potencial hidrocarburífero de las cuencas costeras y se analizan los factores condicionantes de los sistemas petroleros de cada una de éstas.

LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS DE LA COSTA Y MARGEN CONTINENTAL, MARCO TECTONICO REGIONAL.

A lo largo de la faja costanera del Perú y en la plataforma marina se emplazan las principales cuencas sedimentarias desde el Cretáceo superior y durante el Cenozoico como consecuencia del levantamiento andino. Durante las diversas fases de la emersión de la cadena montañosa se desarrolla paralela a ésta y en compensación con el levantamiento, una depresión tectónica denominada por A. G. Fisher (1956) la Depresión Para-Andina. Este rasgo morfo-estructural se desarrolla entre el flanco

occidental de la cordillera de los Andes y la charnela continental (charnela de Bourcart) situada al borde de la plataforma marina, donde quiebra hacia el talud y en donde emergen relieves submarinos o altos estructurales conformados por rocas del basamento . Los contínuos procesos de hundimiento que tienen lugar a lo largo de esta depresión van a generar los depocentros de sedimentación para cada cuenca.
Esta configuración tectono-sedimentaria caracteriza a las cuencas de Sechura, Salaverry, Pisco y
Moquegua-Mollendo.
En el talud continental superior se alinean otras cuencas sedimentarias que se emplazan paralelamente entre los altos de basamento del margen de la plataforma continental y otra cadena de relieves en el talud, con rellenos sedimentarios mas modernos y principalmente de ambientes batiales (turbiditas).
Las cuencas de Trujillo y Lima corresponden a este tipo de cuencas del talud.
La cuenca de Talara comparte esta situación durante el Cretáceo tardío, Paleoceno y Eoceno.
La cuenca Progreso-Tumbes representa aisladamente a un tipo de depresión tectónica muy dinámica que se origina durante el Neogeno, en el extremo norte de la cuenca Talara como consecuencia de desgarres tectónicos (de tipo "*pull-apart*") derivados por la colisión de las placas de Nazca, Cocos y la placa continental de Sudamérica, G. Shepherd (1981).
Estas condiciones particulares se traducen en una rápida subsidencia y sedimentación que caracterizan al depocentro actual del estuario y delta del Río Guayas.
La cuenca de Lancones es otro escenario tectono-sedimentario particular, en relación con una artesa de distensión y un arco volcánico que se desarrollaron durante el Cretaceo en el flanco occidental de la cordillera, que condicionaron una cuenca sedimentaria muy activa, al Este de la Cuenca de Talara, A. Aleman, R. Morris (1975).
Durante las eras del Paleozoico y Mesozoico, antes de los eventos del levantamiento andino, la
configuración de las cuencas sedimentarias mas antiguas era otra. Las discordancias que limitan las diversas secuencias reconocidas en la información sísmica revelan una historia sedimentaria compleja y menos conocida.
En el substratum del Terciario y Cretáceo superior constituido por formaciones del Neocomiano,
Albiano, Jurásico, Triásico y Paleozoico, se reconoce en las cuencas de Sechura, Salaverry, Pisco y Moquegua la presencia de estructuras prospectivas, tanto en la información de la sísmica marina, como en los afloramientos de estas rocas a lo largo de la costa. En la presente evaluación del potencial de
hidrocarburos se ha considerado analizar también las características geoquímicas de estas unidades.

POTENCIAL DE HIDROCARBUROS.

La información geoquímica de la costa ha sido sintetizada para cada cuenca luego de un largo proceso multidisciplinario que va desde la ubicación, localización y muestreo sistemático en el campo y en archivos de muestras de pozos, pasando por el procesamiento en laboratorios especiales, hasta la interpretación final de los resultados.
Hoy es posible identificar las rocas generadoras y potencialmente hidrocarburíferas por sus características geoquímicas. Estas son por lo general ricas en materia orgánica, de adecuada naturaleza y preservación y que han tenido un soterramiento moderado (de 2,000 m a 10,000 m) y una historia térmica principalmente óptima para la formación de petróleos.

En la **Cuenca Progreso-Tumbes** ubicada en el extremo noroeste de la costa peruana, se realizó el primer relevamiento geoquímico de superficie a fines de la década de los años 40¨s, efectuado por Chemical Oil Survey de Fortworth, Texas, para la Empresa Petrolera Fiscal.
A pesar de la precisión y sensibilidad de las técnicas de la época, se pudo definir anomalías geoquímicas de superficie donde más tarde se hallarían los yacimientos del área Punta Bravo- Carpitas (GMP).

En esta cuenca los estudios geoquímicos más recientes indican que la mejor calidad de roca generadora se encuentra en la formación Heath del Mioceno, por su alto contenido de materia orgánica (de 1.7 a 2.6 %) por el tipo de querógeno (II,III) de hábitat marino- deltaico, generador de petróleo parafínico. Los rendimientos de Rock-Eval son altos aunque los extractos de hidrocarburos corresponden a rocas termalmente inmaduras en los lugares de muestreo en el continente. Se estima que los focos de generación de hidrocarburos líquidos se encontrarían en el depocentro de la cuenca, en el mar, a unos 4000 m de profundidad. (Sojuzkarta, estudios geoquímicos para GMP, 1991; Ameripex, Z-1, 1994).

El potencial hidrocarburífero de la cuenca es expectante en la porción que se extiende hacia el mar (Lotes Z-1, Z-3, Z-5). Los modelados geoquímicos preparados por Sojuzkarta para GMP (1991) confirman que en las depresiones estructurales de Cardalitos y de Carpitas la formación Heath se halla inmadura, por encima de la ventana de generación inicial, pero que hacia el mar donde éstas profundizan, la formación estaría comprendida en la ventana de generación de petróleo.

El sistema de petróleo sugerido para la cuenca considera la siguientes sincronía de eventos (según parámetros de Magoon, L.B y Dow, W.G., 1994):

Roca generadora : Lutitas de la formación Heath.
Edad : Mioceno inferior, (Aquitanian).

Roca - Reservorio : Areniscas del miembro Heath Medio.
Edad : Mioceno inferior, (Burdigalian).

Areniscas y conglomerados de la formación Zorritos Inferior y Medio.
Edad : Mioceno medio, (Langhian-Serravallian).

Areniscas y conglomerados de la base de la formación Cardalitos.
Edad : Mioceno superior, (Tortonian).

Roca Sello : Lutitas de las formaciones Heath, y Cardalitos.
Sobre carga: De 5000 a 8000 m de sedimentos miocénicos y pliocénicos (litostática) en depocentros en el mar.

Formación de la Trampa : Plio-Pleistoceno.
Generación-Migración-Acumulación : Mioceno Superior-Plioceno medio.

Preservación : Plioceno superior-Reciente.

La cuenca petrolífera de **Talara** es la mejor conocida geológicamente por el desarrollo avanzado de sus yacimientos que ya vienen acumulando una producción de unos 1,600 millones barriles de crudo y gas asosociado. Los estudios geoquímicos revelan que la formación Muerto del Cretáceo inferior (Albiano medio) es la unidad con el más alto contenido orgánico, con querógeno adecuado y con una madurez térmica que pasa de la ventana del petróleo a la de gas húmedo y condensado. En la sección de formaciones del Cretáceo tardío, Paleoceno y Eoceno existen también niveles de concentraciones de materia orgánica pero mas pobres y de bajo rendimiento de hidrocarburos que pueden haber contribuido a la generación de hidrocarburos.

El modelado geoquímico de la cuenca Talara muestra que las formaciones del Cretáceo terminal y del Paleoceno habrían ingresado a la ventana generatríz de petróleo durante la gran subsidencia del Eoceno superior, hallándose las formaciones mas antíguas del Cretáceo (Redondo, Muerto y
Pananga)en una madurez mas avanzada de ventana terminal (petróleo liviano a gas).
Se estima que los focos de generación de hidrocarburos en la cuenca Talara se ubican el los depocentros axiales, en el mar en el talud superior.

El principal sistema petrolero se habría desarrollado en el intervalo de tiempo desde el Cretáceo y durante el Terciario.

En la **Cuenca Lancones** existen las condiciones favorables de una gruesa secuencia de sedimentos cretácicos, con diversos horizontes ricos en materia orgánica, reservorios potenciales en las areniscas basales (formación Gigantal) y estructuras de plegamiento atractivas para la exploración de hidrocarburos. Se estima sin embargo, que la presencia de cuerpos ígneos cercanos y de volcanismo hipábisal asociado pueden ser un factor de riesgo para la exploración.

En el desierto de la **Cuenca de Sechura**, se desarrolló una intensa campaña exploratoria en la década de los años 50's como resultado de la aplicación de la las nuevas reglamentaciones de la época (Ley de Hidrocarburos 11780) que incentivaban las inversiones en exploración. Se efectuaron trabajos de geología regional, gravimetría, magnetometría y sísmica que condujeron a la perforación de 24 pozos sin éxito, salvo el hallazgo de reservas modestas de gas seco en La Casita.

Los objetivos principales de la exploración se centraban en aquella época en la sección de formaciones terciarias, en parangón con la importancia que tenían éstas por su riqueza petrolífera en la vecina cuenca de Talara.
Los avances en el conocimiento geológico de la región y las nuevas contribuciones de la sísmica marina en la prolongación de la cuenca hacia el mar, así como los resultados de la prospección geoquímica, indican que las secciones de sedimentos mesozoicos son las que reúnen ahora las mejores condiciones para la búsqueda de hidrocarburos.

En el sistema petrolero de esta cuenca se considera que las formaciones Muerto-Pananga, con sus equivalentes del Grupo Casma (cuando presenta intercalaciones volcanoclásticas), Tortuga (Redondo) y Petacas del Cretáceo contienen niveles de rocas madres que pueden haber generado hidrocarburos durante las épocas de máximas subsidencia durante el Terciario.

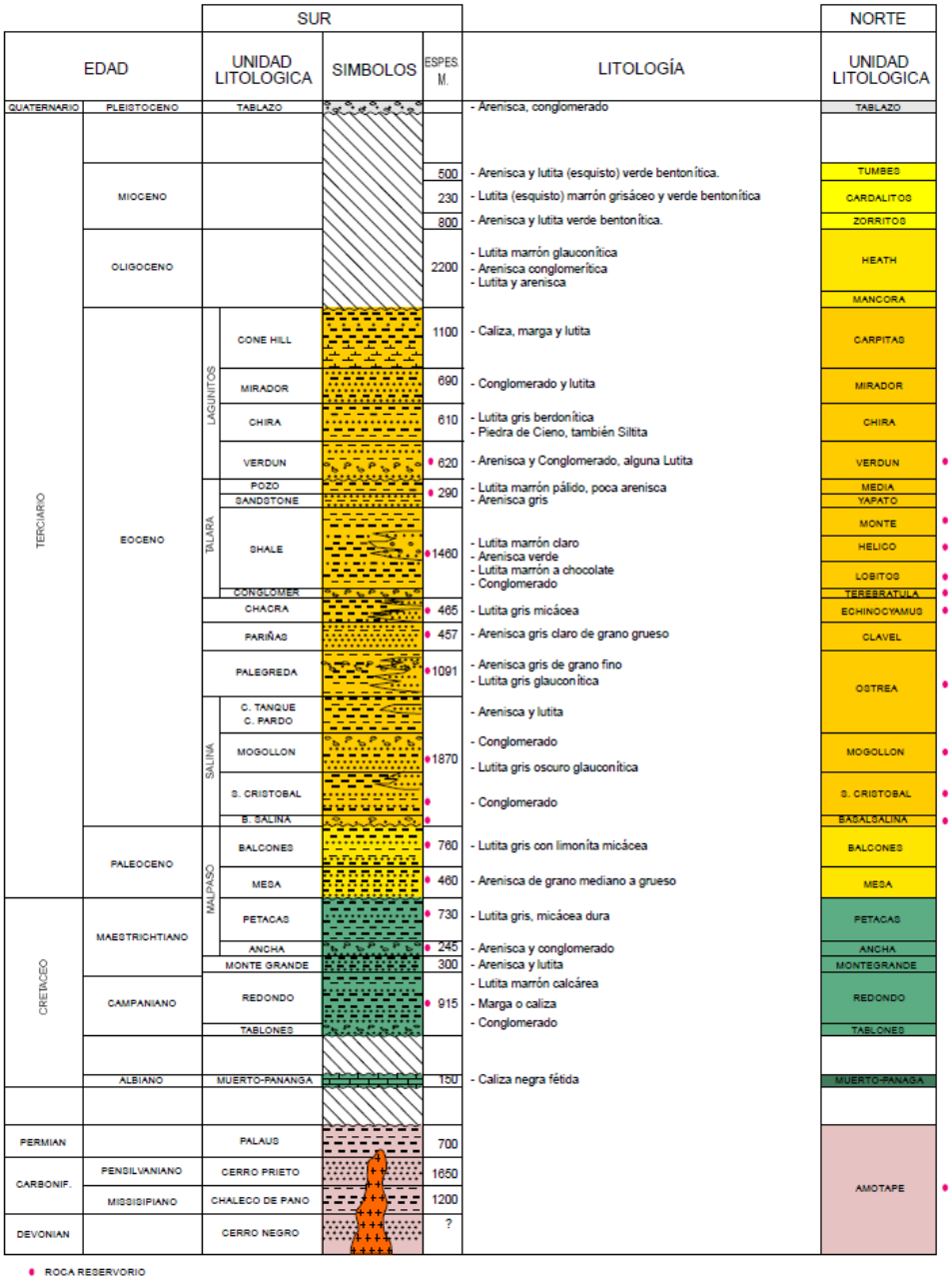
La **Cuenca de Salaverry** se extiende a largo de la plataforma continental frente a las costas de los
Departamentos de Lambayeque, La Libertad y Ancash. Geológicamente presenta características
similares a las de la cuenca Sechura y está separada de ésta estructuralmente por una zona de fallas de dirección NNE -SSO. La información sísmica reciente (Ribiana - Digicon) muestra que la parte atractiva para la exploración la constituye la sección pre-cretácica afectada por plegamientos y bloques fallados. La información geológica de la faja costanera confirma la existencia de una columna sedimentaria mayor de 4000 m de formaciones mayormente marinas y de edades que van desde el Triásico superior, Jurásico y Cretáceo con diversos niveles de rocas con características de reservorios, sellos y potencialmente generadoras de hidrocarburos.
El sistema petrolero se ha desarrollado posiblemente en esta secuencia mesozoica que aun no ha sido explorada todavía. El pozo Ballena - 1, fue perforado sobre un alto de basamento en la zona de la charnela continental, al borde de la plataforma, donde los sedimentos terciarios descansan directamente sobre rocas antiguas del basamento cristalino y metamórfico.

La **Cuenca de Pisco**, en su porción marina que se extiende sobre la plataforma continental, también se presenta atractiva para la exploración si se consideran los últimos levantamientos sísmicos (Ribiana - Digicon) que revelan la presencia de estructuras favorables para la acumulación de hidrocarburos en la sección de sedimentos pre-terciarios, principalmente del Cretáceo. La información geológica de superficie indica la presencia de niveles importantes de rocas generadoras en el

Albiano, equivalentes a la Formación Muerto del NO peruano (formaciones Portachuelo, Pariatambo) y otros horizontes ricos en materia orgánica en las rocas del Grupo Ambo del Paleozoico (Carbonífero), asi como reservorios potenciales y sellos apropiados. Posible desarrollo de por lo menos dos sistemas petroleros.

En la **Cuenca de Mollendo**, comprendida enteramente en la plataforma marina y talud continental, se espera encontrar áreas prospectivas para la exploración de hidrocarburos en la secuencia de
formaciones mesozoicas. La información sísmica (CGG, 1982) disponible muestra la presencia de
secciones sedimentarias de regular desarrollo por debajo de las formaciones terciarias, afectadas por estructuras de bloques fallados. En superficie, a lo largo de la costa adyacente se encuentran
afloramientos de formaciones del Jurásico medio a superior (Socosani, San Francisco, Pelado,
Guaneros y Grupo Yura) conteniendo niveles ricos de materia orgánica asi como rocas arenosas con características de reservorios potenciales que se extienden hacia el mar. Las áreas prospectivas se
encuentran sin embargo a profundidades mayores de 200 m debido a la estrechez o casi ausencia de plataforma continental, descendiéndose rápidamente al talud hasta profundidades de 1000 m, lo que hace poca atractiva la exploración de esta cuenca.

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA Y LITOLÓGICA DE LA CUENCA TALARA



ARQUITECTURA ESTRUCTURAL Y ETAPAS DE FORMACIÓN DE LAS CUENCAS TALARA Y LANCONES, Y SUS IMPLICANCIAS PETROLIFERAS.

Autor Juan Carlos Quinto Palacios Lima – Peru 2006

Tesis de Ingeniero Geologo UNMSM

INTRODUCCION

1.1. GENERALIDADES:

El presente trabajo es un estudio de investigación en base a secciones estructurales regionales que abarcan la parte norte de la Cuenca Talara y la Cuenca Lancones. Se integro; información sísmica, geología de superficie, imágenes satelitales, DEM´s, información de pozos, y bibliografía de estudios anteriores y actuales.

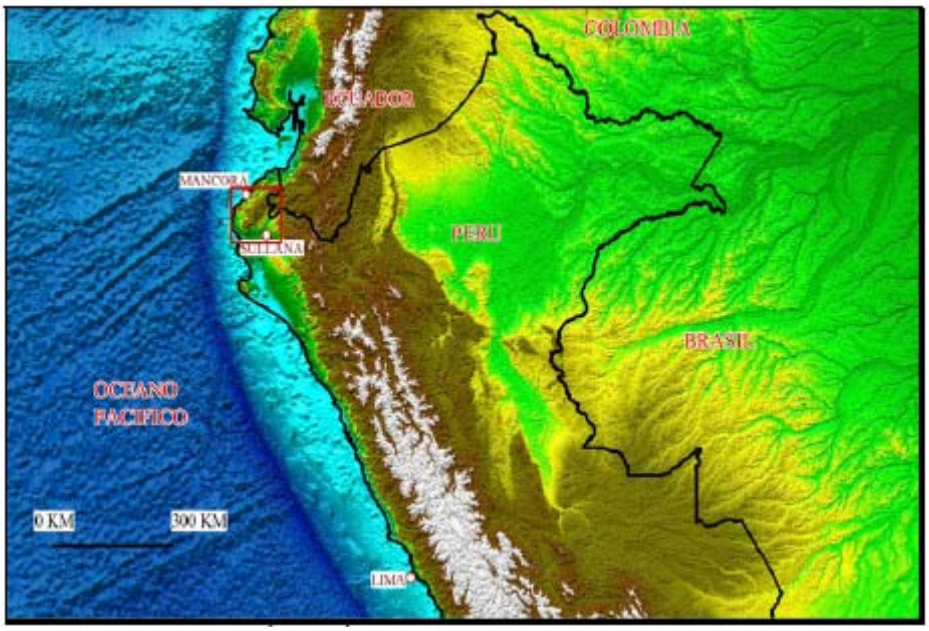


Fig. 1.1: Mapa de ubicación del área de estudio. Imagen DEM (Digital Elevation Model, NASA) y de BATIMETRIA.

La zona de interés estudiada se encuentra en el noroeste del Perú (Figuras 1.1 y 1.2) en la parte más occidental de América del Sur. Está limita hacia el Norte y Oeste por el Océano Pacífico, al Noreste por el pueblo de Punta Sal, al Este por la Republica del Ecuador, al Suroeste por el pueblo de Los Órganos y al Sureste por el Río Chira.

Esta zona abarca 2 partes: Al oeste la parte norte de la Cuenca Talara (área de Carpitas-Dpto. de Tumbes, Prov. Contralmirante Villar), y toda la Cuenca Lancones al Este (Dpto. de Piura, Prov. de Sullana) (Fig. 1.2).

Fig. 1.2: Mapa Geográfico presentando las principales localidades (Contralmirante Villar y Lancones) de la zona de investigación.

El área de estudio abarca aproximadamente 7000 Km^2, delimitada en ancho desde la línea de playa (paralelo 500 000 E) hasta el paralelo 570 000 E (limite con la Republica del Ecuador) y desde el paralelo 9 560 000N al 9 460 000N de norte a sur cerca al Río Chira delimitada a lo largo.

La montaña de los Amotapes (Fig. 1.5), que separa la Cuenca Talara de la Cuenca Lancones, tiene elevaciones de más de 1000 m, presentando en su superficie diferentes direcciones de fracturas y / o fallas.

La principal vía de acceso es la Panamericana Norte, que va de Sureste a Noroeste en la ruta Piura-Sullana-Talara y Noreste entre Talara y Tumbes, de esta vía se puede internar a diferentes quebradas entre los pueblos de Máncora y Punta Sal. La otra vía de acceso es de Sullana hacia áreas mas profundas al Este, en la Cuenca Lancones.

1.2. ANTECEDENTES:

En la parte norte de la Cuenca Talara se desarrolló el campo Carpitas, subdividido en Carpitas Este y Oeste, donde se perforaron una buena cantidad de pozos con una producción acumulada de 308,010 barriles hasta el año 1970 (Informe Técnico del Yacimiento Carpitas; 1984). Del total de pozos, 45 de ellos, tiene producción en su mayoría de la Formación Verdun, y muy pocos de las Formaciones Mogollón, Talara, y Ostrea-Echino, este último con presencia de gas). También se perforaron pozos en la quebrada Máncora y alrededores, y en otros altos estructurales, como los pozos Barrancos, Mancora´s, Capilla, El Tunal y Cerezal entre otros (Figs. 3.10 y 3.11) (Archivos Técnicos de los pozos MÁNCORA-1, C-18, C-05, BA-X-1, AM-125, GMP-X-2), algunos llegaron a pasar el tope de la Formación Amotapes (paleozoico). Los pozos fueron perforados hasta la década de los 70´s por diferentes compañías como la EPF, CPL, IPC (Ver Anexo I).
Hace menos de una década, la compañía GMP perforó 3 pozos en las zonas de Carpitas, Papayal y Máncora respectivamente, constituyéndose en los pozos

más recientes de la zona.

Por otra parte, dentro de la Cuenca Lancones, se perforaron poquísimos pozos.
El mas reciente fue el pozo Abejas 1-X, perforado en el 2001 por la Compañía Pluspetrol Perú Corporation S.A, hallando muestras de gas en el cretáceo superior.

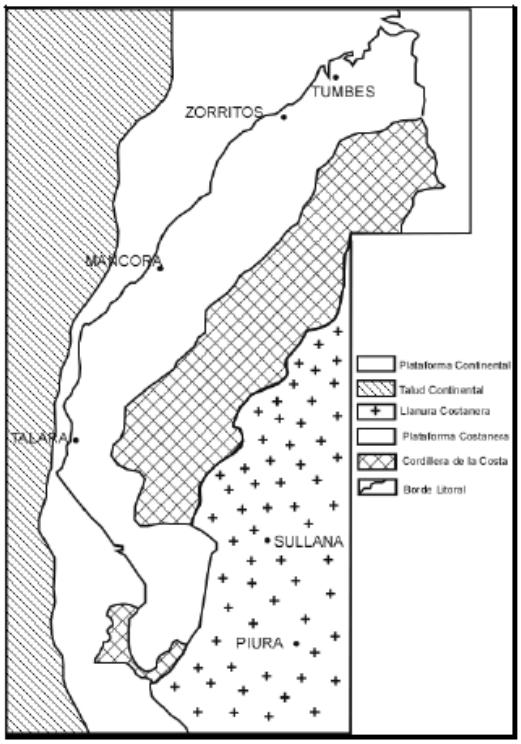


Fig.1.3.: Mapa morfoestructural del NW del Perú, tomado de Oscar Palacios, 1994.

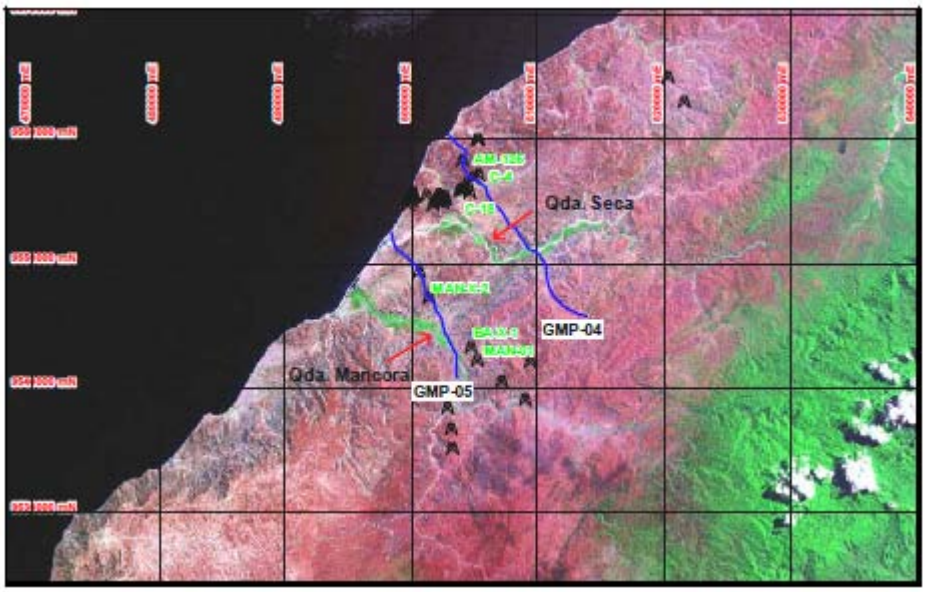


Fig. 1.4. Se observa las principales rutas, vía la quebrada. Máncora y Seca, de donde se obtuvo la mayoría de información de campo, también se visualiza los principales pozos perforados en la parte norte de la Cuenca Talara.

De la Cuenca Talara se interpretaron 2 líneas sísmicas, la GMP-04 y GMP-05, efectuadas por la Compañía Graña y Montero Petrolera entre los años 1993-94 (Fig. 1.5). Los reflectores de las líneas sísmicas fueron calibrados a partir de datos estructurales de afloramientos y de pozos. Se utilizaron sismogramas sintéticos de algunos pozos para un mayor control estratigráfico.

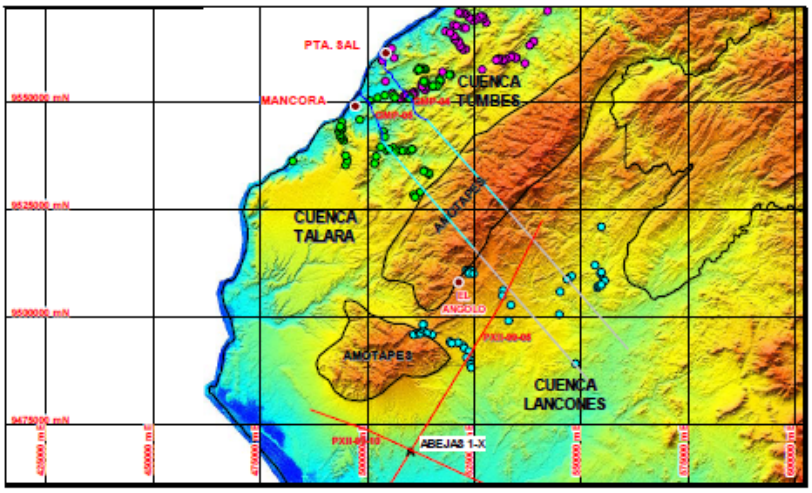


Fig. 1.5. Mapa de ubicación de todas las líneas sísmicas utilizadas, se observa también las secciones estructurales construidas (líneas sísmicas azules mas sus prolongaciones en celeste al Este y en rojo hacia el Sur de Lancones), los puntos registrados de los afloramientos en campo y el pozo mas reciente; el Abejas 1-X, al lado sur de la Cuenca Lancones.

Asimismo de la Cuenca Lancones, se re-interpretaron las líneas sísmicas PXII-99-05 Y PXII-99-10 efectuadas por la Compañía Pluspetrol Perú Corporation S.A en el año 1999. A pocos metros del cruce de ambas líneas se ubicó el Pozo Abejas 1-X (Fig. 1.5).
En la Figura 1.5 se observa la ubicación del área de estudio, con los rasgos

estructurales más importantes, los afloramientos estudiados en el campo, las líneas sísmicas respectivas, las secciones estructurales construidas y los lugares referenciales de ubicación.

1.3 RELACIÓN CON EL MEDIO AMBIENTE:

El proceso de investigación se baso fundamentalmente en un estudio geológico regional que trató de juntar la parte teórica con la información tomada de campo para crear un modelo estructural, por tanto; no se vio necesario realizar un estudio detallado que implicase al Medio Ambiente.
Pero si es importante mencionar que si se hubiese realizado algún trabajo requerido explícitamente para realizar esta investigación y que pueda ocasionar impactos soslayantes en el área, entonces se debería haber acotado un capitulo entero relacionado al mismo el cual indicaría; La Evaluación e Identificación de los posibles impactos que se producirían en el medio físico, biológico y humano y además de la creación de un diseño del plan de Manejo Ambiental para minimizar los impactos negativos. Dentro de los impactos referente a las actividades (Perforación de Pozos por hidrocarburos y /o Levantamiento sísmico 2D – 3D) los componentes básicos que puedan ser alterados y que son estudiados dentro de las evaluaciones de impacto ambiental son, El componente agua, aire, suelo, ecosistema, biota y el componente socioeconómico e interés humano.
Para todo ello se debería realizar un EIA (Estudio de Impacto Ambiental) que serviría como plan de prevención y contingencia de las actividades del sector energético.

CUADRO GEODINÁMICO Y GEOLÓGICO

2.1. GENERALIDADES:

2.1.1. TECTÒNICA DE PLACAS:

La **tectónica de placas** es la teoría científica que establece que la litosfera (la porción superior más fría y rígida de la tierra) se encuentra fragmentada en una serie de placas que se desplazan sobre el manto terrestre fluido con movimiento convectivo (astenósfera)**.** Esta teoría también describe el movimiento de las placas, sus direcciones e interacciones (Fig. 2.1).

En las zonas de **expansión oceánica**, las placas se separan y entre ellas se forma una dorsal oceánica donde sale el magma de la astenósfera. Cuando este material llega a la superficie se dan cambios físicos y químicos por la pérdida de gases y por entrar en contacto con el agua del fondo marino, convirtiéndose en nueva corteza oceánica. Al continuar separándose las placas, esta nueva corteza oceánica es arrastrada hacia los lados de la dorsal y deja lugar para que

ascienda más material del manto.
Las dorsales oceánicas tienen grandes elevaciones sobre el nivel medio del fondo marino.
La **zona de subducción** es una zona larga y estrecha donde una placa litosférica desciende por debajo de otra. Dado que la temperatura y la presión aumentan con la profundidad, una parte de los materiales de la placa en subducción son liberados (en especial el agua) conllevando a su fusión en el manto ascendiendo a través de la corteza terrestre continental creando volcanes. Las zonas de subducción constituyen una parte muy importante dentro de la dinámica de los materiales terrestres. Los materiales subducidos han cambiado posiblemente las propiedades del manto, y permiten que la conveccion se mantenga. Sismológicamente las zonas de subducción son caracterizadas como las zonas de Beniof.

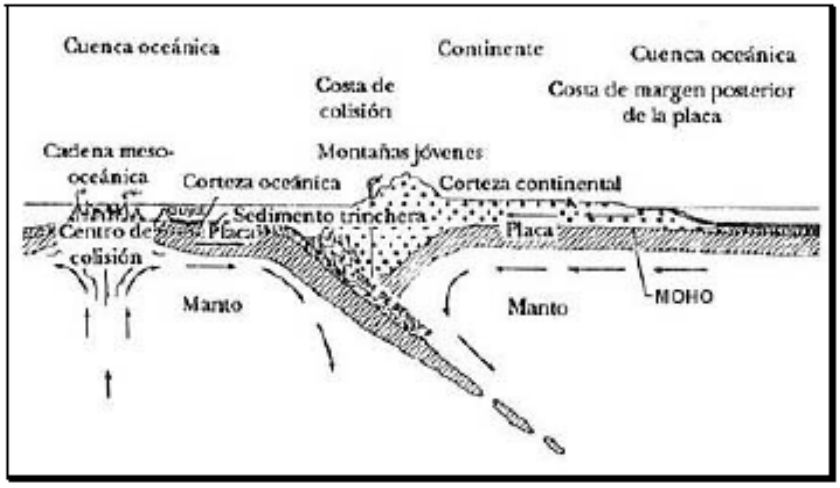


Fig. 2.1: Se puede observar el modelo que relaciona la interacción de las 2 placas, a la derecha se visualiza la separación de la placa y al medio de la imagen se observa la colisión de 2 placas, creando la zona de subducción y el choque entre ambas (tomado de html.expansionfondo- marino.html).

2.1.1.1. Teoría, origen y modelo global:

Según la **teoría de la tectónica de placas**, la corteza terrestre está compuesta al menos por una docena de placas rígidas que se mueven entre si (Fig. 2.2). Estos bloques descansan sobre la astenósfera, que fluye muy lentamente.
Esta teoría aún no ha podido determinar con exactitud como interactúan estas dos capas, pero las teorías más vanguardistas afirman que el movimiento del material espeso y fundido de la astenósfera fuerza a las placas superiores a moverse, hundirse o levantarse.
El concepto básico de la teoría de la tectónica de placas es simple: el calor asciende. El aire caliente asciende por encima del aire frío y las corrientes de agua caliente flotan por encima de las de agua fría. El mismo principio se aplica

a las rocas calientes que están bajo la superficie terrestre: el material fundido de la astenosfera,

o magma, sube, mientras que la materia fría y endurecida se hunde cada vez más hacia al fondo, dentro del manto. La roca que se hunde finalmente alcanza las elevadas temperaturas de la astenosfera inferior, se calienta y comienza a ascender otra vez.

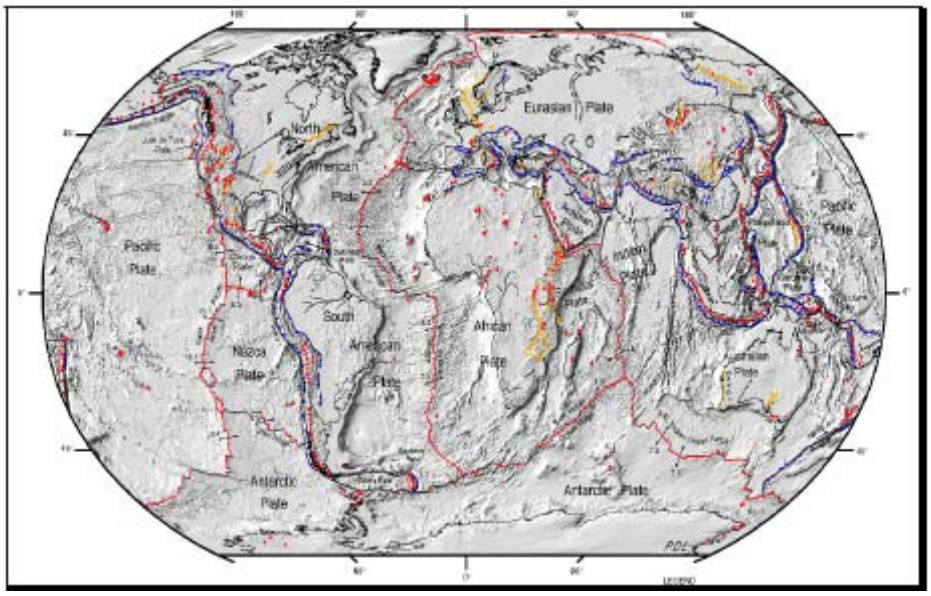


Fig. 2.2: Mapa del Mundo mostrando las principales placas tectónicas. Entre las principales tenemos: Nazca, Suramericana, Africana, Antártica, Arábiga, Australiana, Euroasiática, Filipina, India, Juan de Fuca, Pacifica y Norteamericana (tomado de la Nasa).

Este movimiento contínuo, en cierta forma circular, se denomina convección. En los bordes de la placa divergente y en las zonas calientes de la litosfera sólida, el material fundido fluye hacia la superficie, formando una nueva corteza (Tomada de Internet: www.astromia.com/tierraluna/tectonica.htm).
Se atribuye que el **origen de las placas** se debe a corrientes de convección (Fig. 2.3) en el interior del manto que fragmentan a la litosfera. Las corrientes de convección son patrones circulatorios que se presentan en fluidos calentados en su base.

Al calentarse la parte inferior del fluido, se dilata y emerge con una fuerza de flotación que al alcanzar la superficie se enfría, desciende y se vuelve a calentar, estableciéndose un movimiento circular auto-organizado.
En el caso de la tierra, se sabe a partir de estudios de reajuste glaciar, que la astenosfera se comporta como un fluido en escalas de tiempo de miles de años y se considera que la fuente de calor es del núcleo terrestre, estimándose que tiene una temperatura de 4500 °C. De esta manera, el papel fundamental de las corrientes de convección en el interior del planeta es el de liberar el calor original almacenado en su interior adquirido durante su formación.

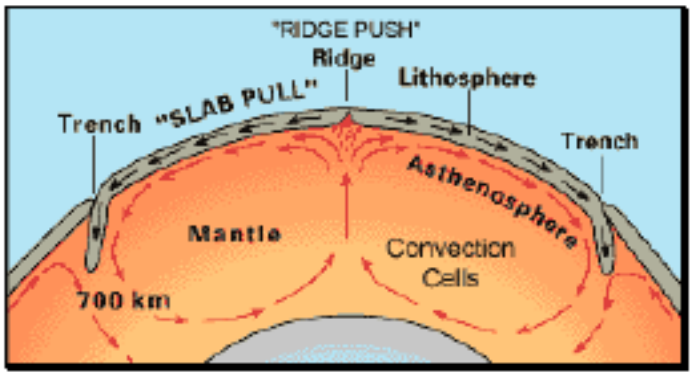


Fig. 2.3. Se puede observar las corrientes de convección (que mantienen a las placas en movimiento) que van en el mismo sentido que las placas. Imagen tomada del U.S. Geological Survey.

Así, en zonas donde dos placas se mueven en direcciones opuestas (como es el caso de la placa Africana y Americana que se separan a lo largo de la dorsal del Atlántico), las corrientes de convección forman nuevo piso oceánico, caliente y flotante, formando las cordilleras meso-oceánicas o centros de expansión.
Conforme se alejan de los centros de expansión las placas se enfrían, tornándose más densas y hundiéndose en el manto a lo largo de zonas de subducción donde el material litosférico es fundido y reciclado.
Una analogía frecuentemente empleada para describir el movimiento de las placas es que éstas "flotan" sobre la astenosfera como el hielo sobre el agua. Sin

embargo, esta analogía solo es parcialmente válida ya que las placas tienden a hundirse en el manto como se describió anteriormente.
El **modelo global** actual relacionado a las placas tectònicas, crea un sinfín de interacciones que hace que las placas se unan entre sí o se fragmenten, haciendo que los océanos se extiendan, las montañas se levanten, etc. Cuando se crea nueva corteza en los fondos marinos, se destruye corteza en las trincheras oceánicas y se producen colisiones entre continentes que modifican el relieve (Tomada de Internet: www.astromia.com/tierraluna/tectonica.htm). Todo esto influye de forma muy importante en la evolución y desarrollo de los seres vivos.

2.1.1.1.1. Placas Tectónicas del Mundo:

Las diferentes placas se desplazan con velocidades del orden de 5 cm/año aproximadamente.
Existen en total 12 placas principales: Africana, Antártica, Arábiga, Australiana, Euroasiática, Filipina, India, Juan de Fuca, **Nazca**, Pacifica, Norteamericana y la **Sudamericana** (Fig. 2.2).
Los Andes resultan de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana. Estas, junto a otro grupo más numeroso de placas de menores dimensiones se mueven unas contra otras creando tres tipos de bordes; convergente, divergente y transformante.
La **Placa de Nazca** es una placa tectónica oceánica que se encuentra en el Océano Pacífico oriental, junto a la costa occidental de Sudamérica.
El borde oriental de la placa de Nazca se encuentra en subducción bajo la placa Sudamericana, lo que ha dado origen a la Cordillera de los Andes y a la Fosa Chileno-Peruana (Fig. 2.4).

2.1.1.2. Zonas de expansión oceánica:

En los fondos oceánicos, las placas que se separan crean una abertura que permita la subida de material proveniente del manto (Fig. 2.5), de roca fundida (magma) de la astenósfera, que puede fluir. Cuando llega a superficie sufre cambios físico-químicos al perder gases y entrar en contacto con el agua del fondo del mar. Al descender su temperatura se convierte en nueva corteza oceánica.

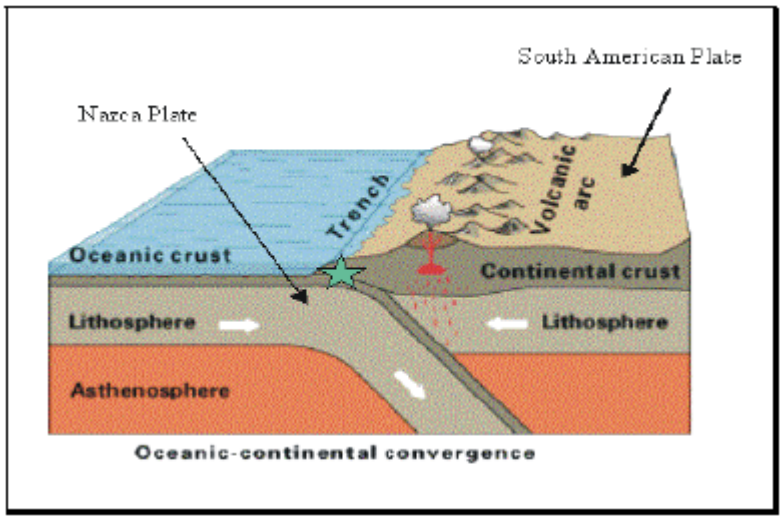


Fig. 2.4: Se muestra la zona de colisión entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana (margen continental activo). Trench = Fosa Perú – Chile.

Al continuar separándose las placas, la nueva corteza oceánica es impulsada hacia los flancos de la cresta dejando lugar al ascenso de material del manto. El material que asciende está muy caliente, y se transmite parte de este calor al material que tiene cerca, el cual empuja el material que tiene encima, dando lugar a las grandes elevaciones sobre el nivel medio del fondo marino que presentan las dorsales oceánicas.
Las placas siguen separándose y el nuevo fondo, cada vez más frío, se aleja del centro de expansión; la nueva corteza oceánica se va enfriando, volviéndola más densa y más pesada, ejerciendo más presión sobre el material de la astenósfera por tanto desciende.

2.1.1.3. Zonas de subducción (oceánica, continental):

Las zonas de subducción son regiones extremadamente dinámicas que se dan en la superficie de la tierra. Ellas son los lugares de colisión entre las placas tectònicas (Fig. 2.6), donde la placa subductante es llevada a profundidad dentro del manto de la tierra por debajo de una placa ya establecida. En la zona de colisión, es donde ocurren numerosos procesos metamórficos, deformacionales y tectònicos. Más notorio aun, son los sedimentos del lecho

marino que se acumulan sobre la placa subductante y que forman cuñas de acreción sobre la zona de subducción, generando miles de metros de espesor, que son apilados, cocinados, y levantados. Algunos de los sedimentos también pueden ser llevados sobre el plano de subducción a grandes profundidades.

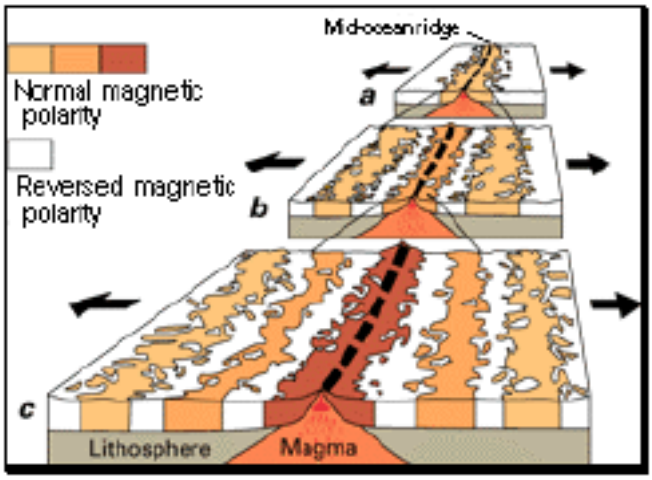


Fig. 2.5: La figura muestra el proceso de expansión oceánica: la separación en sentido opuesto de las placas, crea el espacio para la ascensión del material magmático, el cual será el material que creara las dorsales meso-oceánicas (tomado de html.expansion-fondo-marino.html).

La creación de nuevos fondos oceánicos debe ser compensada mediante la subducción de placas antiguas.
En los extremos de dos placas, una continental y otra oceánica, la placa oceánica tiende a hundirse, porque es más pesada que la astenósfera, mientras que la placa continental flota por ser más ligera, menos densa (Fig. 2.6). En consecuencia, la placa oceánica se hunde bajo la continental y regresa al manto donde las altas temperaturas la funden. Las trincheras oceánicas son, por tanto, zonas de subducción donde se consumen las placas tectónicas.

2.2. LOS ANDES Y LAS CUENCAS DE ANTEARCO PERUANAS:

2.1.2. CUENCAS DE ANTEARCO:

Las Cuencas de márgenes convergentes son Cuencas relacionadas a las activas zonas de subducción del tipo Benioff y a arcos magmáticos (Cuencas de Antearco). La zona de Benioff es el plano de sismicidad asociada con la placa oceánica subductante, en donde a profundidades menores de 300 Km, los mecanismos focales son tensionales, y a profundidades mayores estas son compresionales (Allen y Allen, 1990).

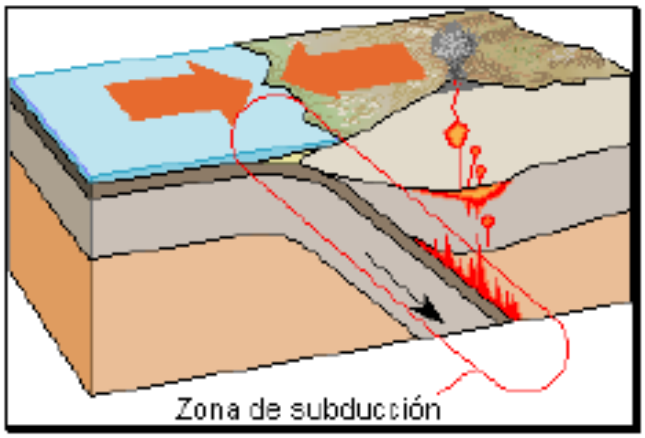


Fig.2.6: Zona de subducción: la placa subductante (placa de la izquierda) es la placa menos densa (placa oceánica).

Según Miall (2000), una Cuenca de Antearco es un complejo de subducción que forma una terraza o una dorsal al frente de un arco volcánico, generando una depresión que actua como trampa sedimentaria.
La Formación de una Cuenca de Antearco se genera por la flexura y subducción de una placa oceánica. La flexura o la inclinación descendente de esta placa

durante la subducción invariablemente genera un fracturamiento y fallamiento. Con una abundante carga y desarrollo sedimentario, la Cuenca de Antearco forma una depresión topográfica, el cual actúa como una trampa sedimentaria con un espesor considerable de sedimentos (Tankard, 2002).
Las Cuencas de Antearco contienen un registro casi contínuo de sedimentación marginal activa durante la convergencia de placas. La arquitectura estratigráfica en Cuencas de Antearco refleja los cambios en el espacio de acomodación, el cual deriva de la interacción de la tectònica, carga de sedimento, y actuación del eutatismo en el vacío de la fosa del arco.

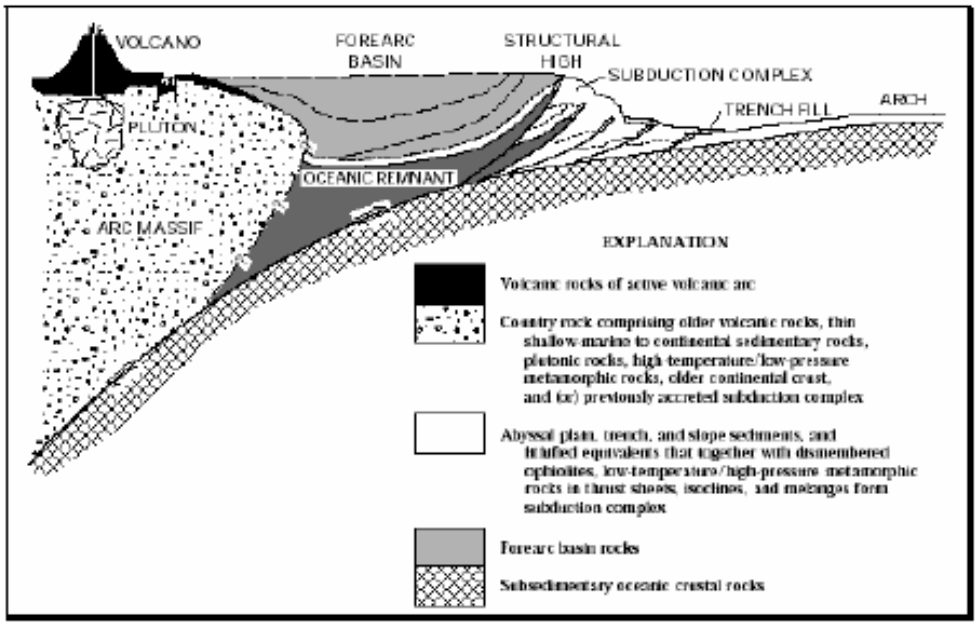
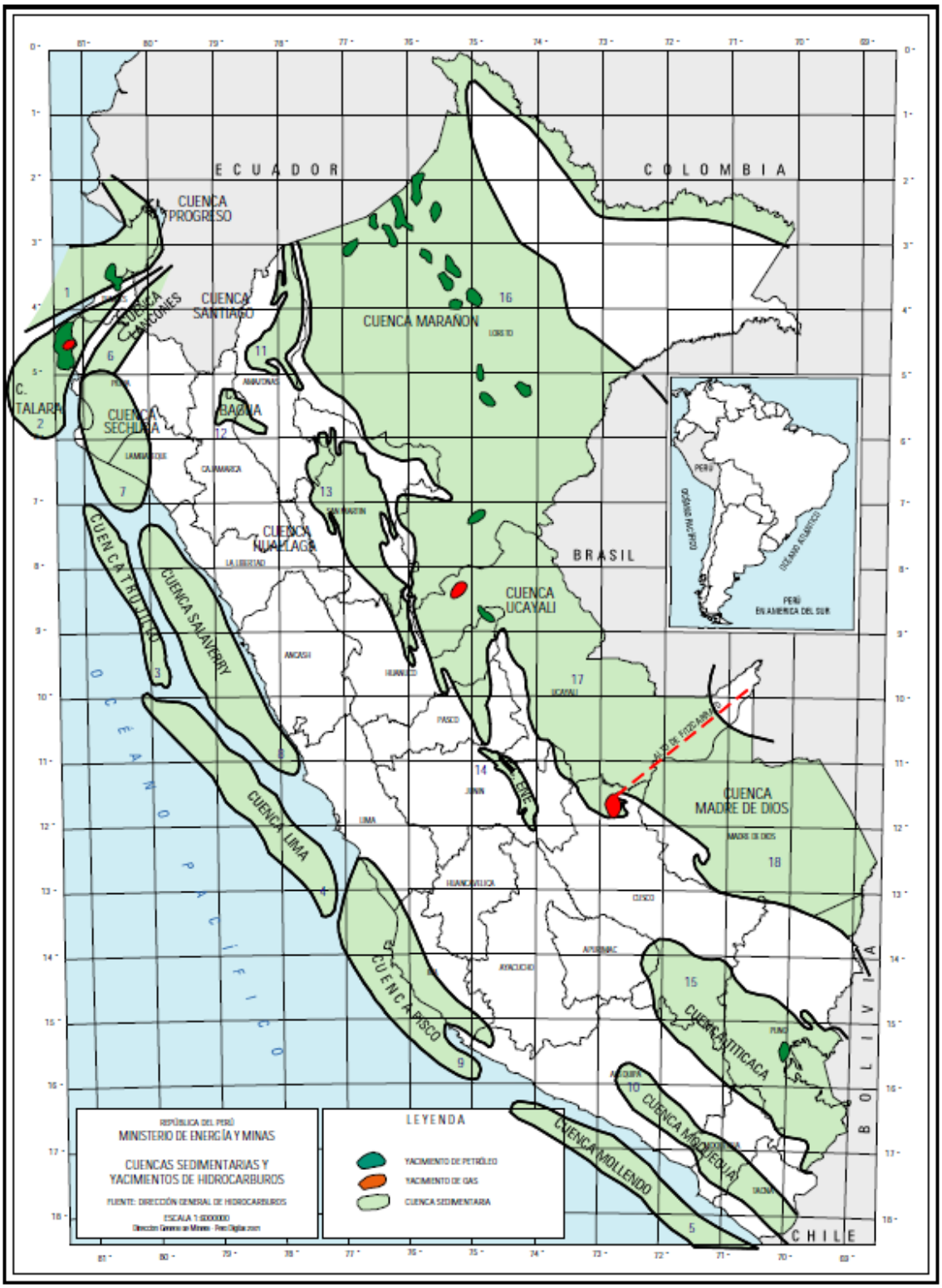


Fig. 2.7: Sección esquemática de un margen tipo Pacifica mostrando la posición de la Cuenca de Antearco con respecto a los volcanes y plutones, y el complejo de subducción (cuña acrecionaria) a lo largo del muro interno de la trinchera. Modificada de Dickinson y Seely (1979).

La escena tectònica para una Cuenca de Antearco esta en los márgenes de placas convergentes (en las zonas de subducción) y entre los ejes de las trincheras y arcos magmáticos paralelos específicamente en las zonas de subducción de los contactos entre placas oceánicas – continentales.

2.1.2.1. Principales Cuencas tipo Antearco en el Perú:

Todas las Cuencas que se hallan actualmente en zócalo continental tienen la denominación como Cuenca tipo “Antearco”. Actualmente, la Cuenca Lancones también tiene esta calificación; pero existen también muchas propuestas diferentes por varios autores, algunos mencionan que es una Cuenca extensional (Kennerley, 1973), o una Cuenca marginal abortada (Aguirre, 1993),


ECUADOR
COLOMBIA
BRASIL
BOLIVIA
CHILE
OCÉANO PACÍFICO
CUENCA PROGRESO
CUENCA SANTIAGO
CUENCA MARAÑON
CUENCA SECHURA
CUENCA HUALLAGA
CUENCA UCAYALI
CUENCA MADRE DE DIOS
CUENCA TRUJILLO
CUENCA SALAVERRY
CUENCA LIMA
CUENCA PISCO
CUENCA TITICACA
CUENCA MOQUEGUA
CUENCA MOLLENDO
C. TALARA
C. BAGUA
PERÚ EN AMÉRICA DEL SUR
REPÚBLICA DEL PERÚ
MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS
CUENCAS SEDIMENTARIAS Y YACIMIENTOS DE HIDROCARBUROS
FUENTE: DIRECCIÓN GENERAL DE HIDROCARBUROS
LEYENDA
YACIMIENTO DE PETRÓLEO
YACIMIENTO DE GAS
CUENCA SEDIMENTARIA

o una Cuenca Antearco transcurrente (Jaillard et al., 1999), que sugiere que la evolución de la zona de Antearco peruana es compleja.
Las Cuencas mar adentro como Tumbes – Progreso, Talara (gran porcentaje), Sechura (en parte), Trujillo, Salaverry, Lima, Pisco, y Mollendo tienen también la denominación Antearco. (Ver mapa – Fig. 2.8).
La historia cenozoica de las Cuencas de Antearco del Perú es controlada por la subducción de la placa de Nazca. Los parámetros más importantes que afectaron el régimen de subducción y consecuentemente controlaron la tectònica de las Cuencas de Antearco son: (1) las variaciones en los regímenes relativos de convergencia y subducción; (2) las variaciones en la dirección de convergencia; y (3) las variaciones en el ángulo de subducción (Azálgara, 1993).

2.3. LAS CUENCAS TALARA Y LANCONES:

2.3.1. UBICACIÓN Y LÍMITES:

Las Cuencas Talara y Lancones se hallan en el NW del Perú cubriendo una vasta extensión de oeste a este, ambas paralelas a los Andes. La depresión de la Cuenca Talara se muestra elongadamente con un rumbo NE – SW; actualmente esta Cuenca está en parte dentro del continente, y la mayor parte se halla en el zócalo continental. Por otro lado, la Cuenca Lancones esta netamente en el continente.
El borde oriental de la parte norte de la Cuenca Talara (Región Máncora) está delimitado por la montaña de los Amotapes (Fig. 2.9), Su límite nor-occidental está dado en parte por el Banco Perú, siendo esta la barrera marginal de la Cuenca. El limite sur esta marcado por el levantamiento o prolongación de la Cadena de los Amotapes (Arco de Paita, Fig.3.13).
Los sedimentos que conforman la región Máncora (parte norte Cuenca Talara)

son en su mayoría cenozoicos, principalmente del sistema paleógeno – neógeno. Subyacente a ellas se encuentra la base paleozoica denominada la Formación Amotape del pensilvaniano principalmente.

Fig. 2.9: Posición estructural de las Cuencas Talara y Lancones. Imagen tomada del Reporte de Pluspetrol, 2002.

La Cuenca Lancones por su parte tiene un rumbo NNE – SSW. Ella se encuentra limitada en su parte occidental por la Cadena montañosa de los Amotapes (Fig. 2.10), junto con una de las fallas lístricas: falla Cuzco-Angolo (Fig. 4.3). En su parte oriental, la Cuenca Lancones está aledaña a las cadenas montañosas de la

Cordillera occidental y al sur por el río Chira, probablemente prolongándose a mayor distancia y por debajo del desierto de Sechura (Fig. 2.9).
La Cuenca Lancones está rellenada por sedimentos mesozoicos al norte de la falla Huaypirá (principalmente del cretáceo inferior a superior). Al sur de la falla Huaypirá, cambia la cobertura de sedimentos, siendo estos del paleógeno (eoceno medio-inferior y paleoceno), suprayacente a los sedimentos cretáceos.

2.3.2. ESTRATIGRAFIA REGIONAL:

Este acápite tiene la finalidad principal de presentar las características litológicas de cada Formación, dando a conocer su ambiente de depositación y las facies propias para su reconocimiento. También trata de implementar los factores soslayantes que ayudan a determinar las secuencias estratigráficas, enfocando su mayor régimen evolutivo a nivel de Cuencas, en relación a su cambio vertical como lateral; utilizando las descripciones de las Formaciones en base a bibliografía y observaciones de campo, haciendo hincapié en ellas que son de interés en el sistema petrolero.
Se presentan las Formaciones sedimentarias separadas en 2 columnas, una para la Cuenca

Lancones y la otra específicamente para el área Carpitas de la parte norte de la Cuenca Talara (Figs. 2.11 y 2.13 respectivamente).

A) CUENCA LANCONES:

A-1. PALEOZOICO:

A-1.1. FORMACIÓN AMOTAPE:

Es el substrato de las Cuencas Talara y Lancones, existiendo afloramientos como en el Cerro Illescas, Cerro Paita y Montaña de Amotapes (Fig.3.13) que es

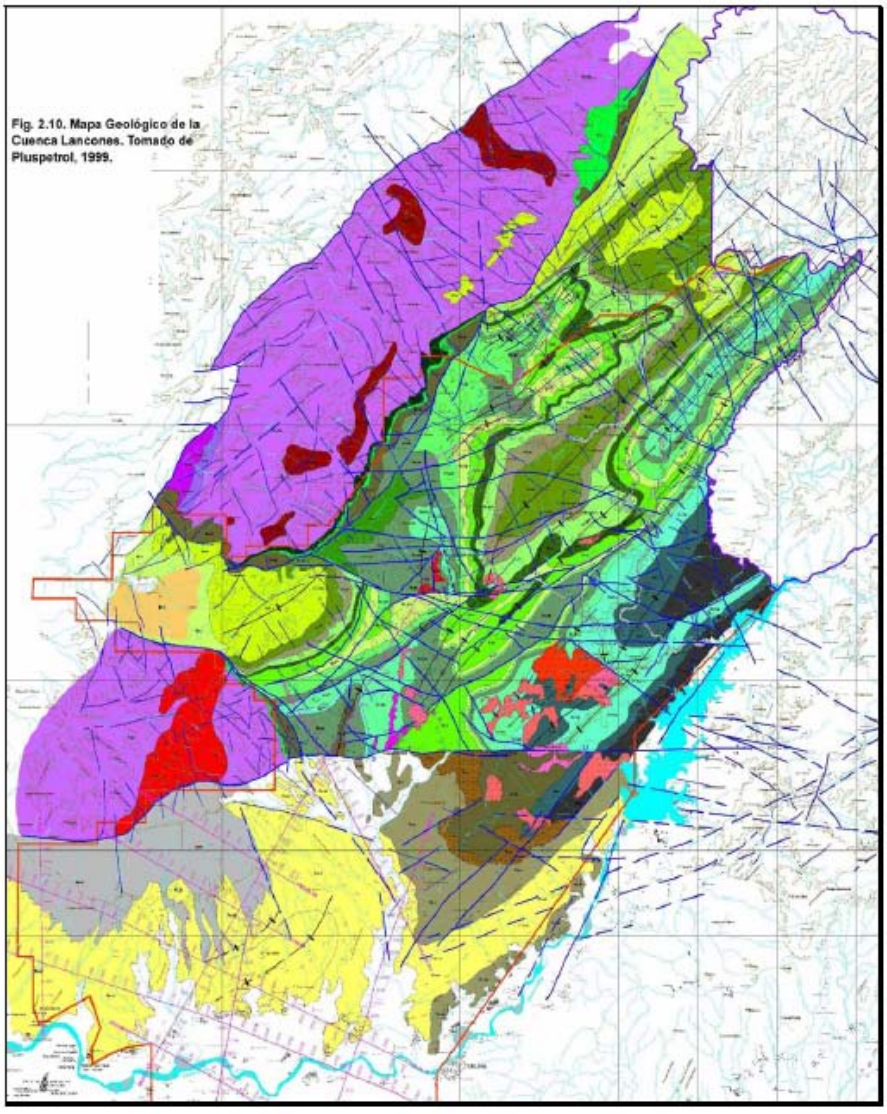


Fig. 2.10. Mapa Geológico de la Cuenca Lancones. Tomado de Pluspetrol, 1999.

de edad pensylvaniana, los afloramientos de la Formación Amotapes principalmente es la base de las Cuencas en Estudio.

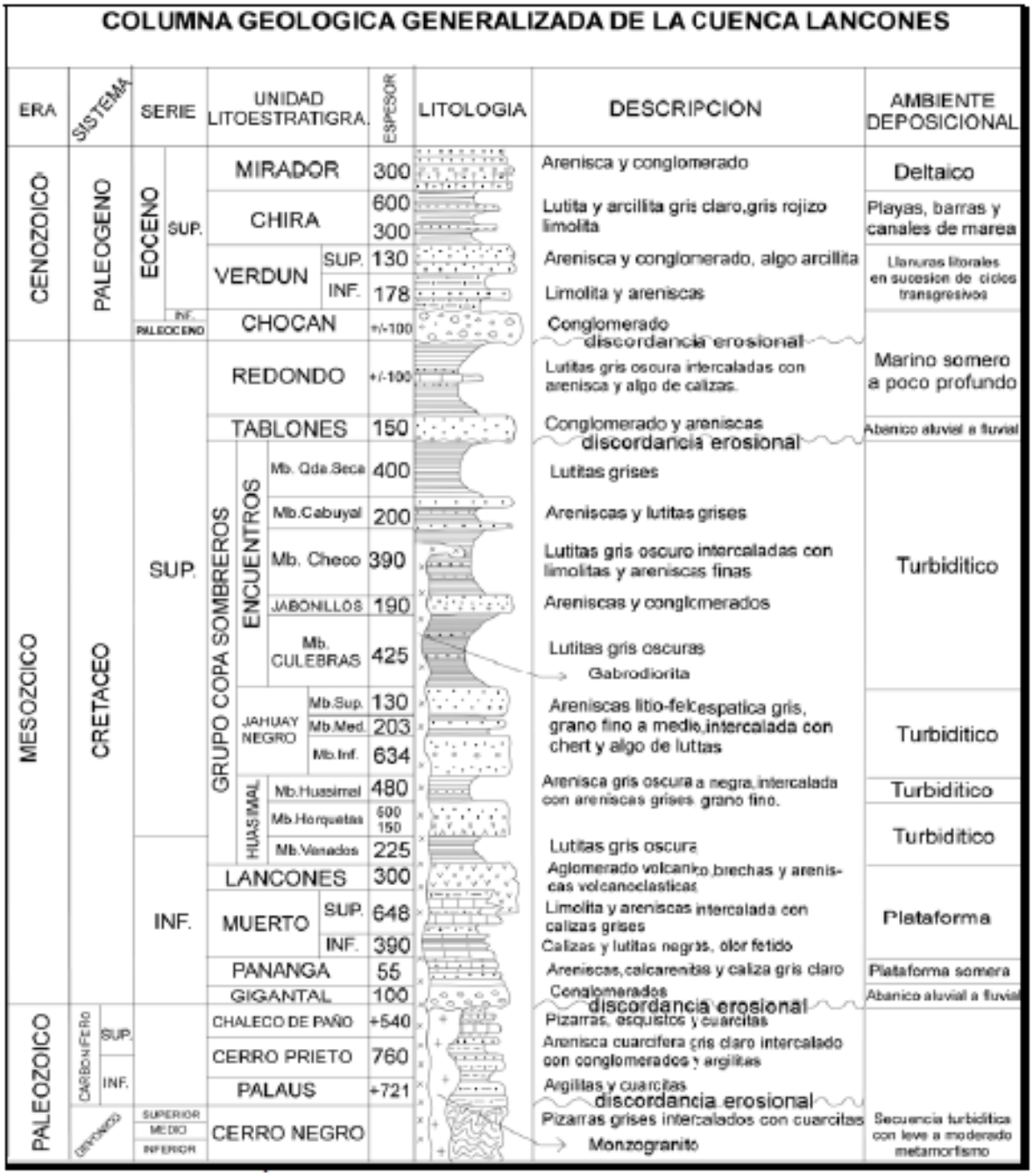


Fig.2.11: Columna geológica generalizada para la Cuenca Lancones, tomada del Reporte de Perupetro, 1986, editada por Pluspetrol, 1999 y Revisada por BPZ, 2005).

La montaña de Amotapes es la principal evidencia de formaciones paleozoicas de la zona de investigación. Tiene aproximadamente 1000 m de altura y está afectada por varios procesos orogénicos, de diferentes edades que ahora
muestra en conjunto un patrón de rocas alteradas. Martínez (1970) las dividió en 4 formaciones: Formación Cerro Negro (Devoniano), Chaleco de Paño (Mississipiano), Cerro Prieto

(Pensilvaniano) y Palaus (Pérmico) (Informe Perupetro Ochoa, 1983).
Básicamente se componen de facies de filitas, cuarcitas y pizarras esquistosas con variaciones de grados de metamorfismo, esto se observa en la quebrada Potrerillos (Foto 2.1), tiene intrusiones en diferentes partes, de granitos en su mayoría de tonalidad rosácea, con abundantes micas, ortosa, plagioclasa y cuarzo.

Foto 2.1: Intercalaciones de filitas y cuarcitas de poco espesor del paleozoico inferior en la quebrada del Potrero. Flanco occidental de la Cuenca Lancones.

Las rocas del substrato paleozoico mantienen una relación estrecha y una geometría estructural con rocas cretáceas, paleógenas y neógenas. Hallazgos recientes el realizado por la Compañia Petro-tech Peruana S.A. en el zócalo de la Cuenca Sechura, 2005 encontraron petróleo en rocas del paleozoico, lo cual generará mayor investigación en la búsqueda de petróleo en estos tipos de reservorios debido a la porosidad secundaria.

A-2. MESOZOICO:

Del Mesozoico se ha reportado la secuencia cretácea superior con más de 6000 metros de espesor, desde el albiano hasta el campaniano – maestrichtiano, de ambiente marino influenciado por rocas volcánicas en la parte oriental de la Cuenca.

A-2.1. FORMACIÓN GIGANTAL:

La depositación de la secuencia cretácea en la Cuenca Lancones se inició con la sedimentación

conglomerádica en el aptiano- albiano, marcando así su ciclo depositacional. Esta Formación se caracteriza por enormes bloques de cantos

Foto 2.2: Conglomerados de la Formación Gigantal en la entrada de la quebrada Potrerillos, cerca al pueblo El Angolo.

rodados, guijarros y conglomerados cuarcíticos derivados de las rocas paleozoicas que se hallan en el flanco oriental de la cadena montañosa de los Amotapes (Foto 2.2), esta Formación también presenta argilitas con matriz limo arenosa. La Formación Gigantal se encuentra en discordancia angular sobre el paleozoico con un espesor de aproximadamente 100 metros. Aparentemente por sus características faciológicas, es de ambiente fluvio-aluvial (Reporte Pluspetrol, 2002).
Un estudio petrográfico realizado por LCV para Pluspetrol Perú S.A. en el 2001 incluye muestras de la quebrada Gramadal, determinándolas como arena lítica a conglomerádica muy apretada y cementada con porosidad máxima de 3%. (Reporte BPZ, 2005).

A-2.2. FORMACIÓN PANANGA:

Denominada como las Calizas Pananga, depositadas directamente sobre el conglomerado Gigantal (Iddings y Olson, 1928). Presenta secuencias de bancos calcáreos claros con tonos grisáceos, asimismo presenta horizontes calcoareníticos fosilíferos y dolomita en bloques exóticos. En la quebrada Gramadal,
descansa en discordancia sobre el paleozoico (Fotos 2.3 y 2.4). La Formación Pananga es de ambiente de plataforma, variando a plataforma somera y playera, de energía moderada a alta.

(Reyes, 1987). Por otro lado, en la Cuenca Talara, Serrane en 1987 la determinó como de un ambiente de plataforma carbonatada somera de bastante energía. La Formación Pananga es de edad albiana y tiene un espesor aproximado de 55 metros (Informe de Campo Perupetro, 1987).

A-2.3. FORMACIÓN MUERTO:

La Formación Muerto tiene un espesor de 1000 metros aproximadamente

Foto 2.3: Al fondo se observa la Formación Pananga – Gigantal en contacto discordante sobre el paleozoico en la quebrada Gramadal – Potrerillos.

Foto 2.4: Contacto erosivo y angular entre calizas silico-clasticas (clastos blancos de cuarzo hacia el tope) (Pananga) y lutitas negras (paleozoico)(quebrada del Potrerillo).

y esta dividida en 2 partes. El miembro inferior consta de calizas micríticas (Foto 2.5) y margas grises oscuras en capas laminadas y lajosas, intercaladas con areniscas calcáreas gris verdosa que contienen almohadillas calcáreas y arcillitas. El miembro superior contiene limolita gris oscura intercalada con lutitas astillosas con calizas gris oscuras y también con areniscas arcósicas grises de grano fino con zonas de limoarcillas negras (Foto 2.7). Estas representan la secuencia transicional de ambiente anóxico de facies carbonosas dentro de la iniciación de la sedimentación turbidítica que caracterizó el cretáceo superior en esta área. Está Formación esta caracterizada por su litología de ambiente de plataforma profunda a moderada, anóxica con pulsos subsidentes, ocasionando la muerte y acumulación de Amonites (Foto 2.6).Esta datada como de Edad albiano (Reporte de Campo de Perupetro, 1987).

Foto 2.5: Contacto erosivo y angular entre calizas silico-clasticas (clastos blancos de cuarzo hacia el tope) (Pananga) y lutitas negras (paleozoico)(quebrada del Potrero).

En la Formación Muerto se han reconocido los amonites Oxytropidoceras sp, Lyellioceras sp, Perviquieria sp y Venezoliceras, datadas del albiano medio, también fauna de foraminíferos planctónicos como Heterohelix reussi y moremani (Reporte de Campo de Perupetro, 1987).

Foto 2.6: Amonite en calizas Muerto.

Foto 2.7: Intercalaciones de lutitas arenosas y lutitas calcáreas o calizas lutáceas de color negro. Camino quebrada Angelitos. R: N48, 18SE.

La Formación Muerto es considerada como la principal roca generadora de hidrocarburos de las Cuencas Talara y Lancones. El pozo Abejas 1-X cortó aproximadamente 90 m de esta Formación (Reporte final del Pozo Abejas 1-X).

A-2.4. FORMACIÓN LANCONES:

Esta Formación se inicia con flujos lávicos andesíticos, aglomerados volcánicos y flujos de ignimbritas masivas de color marrón rojizo a gris claro intercalándose con niveles volcano clásticos, continuando la columna con estratos irregulares de andesitas porfiríticas de color gris marrón en superficie, continúan, brechas, areniscas volcano clásticas, culminando con lavas andesíticas fracturadas y aglomerados volcánicos (Reporte de Campo de Perupetro, 1987).

La Formación Lancones es considerada como la unidad regresiva mas alta del ciclo deposicional aptiano – albiano (Reporte interno BPZ, 2005), seguido por levantamiento y erosión. Cuando finaliza la depositación de la Formación Muerto, el arco volcánico Casma – Célica llega a activarse en el flanco oriental de la Cuenca.
Esta Formación tiene un espesor promedio de 300 metros en el flanco occidental de la Cuenca; el pozo Abejas 1-X la perforó aproximadamente en 100 metros.
Las rocas asignadas para esta unidad de origen volcánico afloran en el flanco oriental de la Cuenca, mas no en el flanco occidental (Reporte interno BPZ, 2005).

A-2.5. GRUPO COPA SOMBRERO:

El Grupo Copa Sombrero es una secuencia turbidítica del cretáceo. Esta se observa en todo su esplendor al norte de la falla Huaypirá, como una faja plegada con una tendencia NE – SW, alcanzando aproximadamente 3900 metros de espesor. Este Grupo se prolonga hasta el vecino país del Ecuador al norte, y por el sur se la detecta en subsuelo reflejado por las secciones sísmicas PXII-99-10 y PXII-99-12 (Fig.3.18).

A-2.5.1. FORMACIÓN HUASIMAL:

Es la unidad basal del Grupo Copa Sombrero, tiene más de 1250 metros de espesor y está datada como del cenomaniano. Esta Formación está subdividida en 3 Miembros (Reyes, 1987), los cuales son desde la base: los miembros Venados, Horquetas y Huasimal (Foto. 2.8).

A-2.5.1.1. Miembro Venados: Consiste de base al tope por la intercalación de areniscas y limolitas con fragmentos líticos de material volcánico de color gris, arcosas y areniscas tobáceas intercaladas con arcillitas, limoarcillitas gris oscuras con estratificación laminar que se intercalan con areniscas volcanoclásticas. Marca el inicio de la depositación post-albiana; tiene un espesor aproximado de 225 metros y se adelgaza hacia el flanco occidental de la Cuenca.

A-2.5.1.2. Miembro Horquetas: Empieza con areniscas volcanoclásticas de color marrón, brechas sedimentarias con clastos de arcillas, seguido por intercalaciones de limoarcillitas, limolitas y areniscas grises de grano fino, areniscas volcanoclásticas de grano grueso a medio, luego intercalaciones de arcillitas gris oscuras, limolitas y areniscas en estratos delgados. Al tope ocurren areniscas volcanoclásticas de grano grueso, areniscas conglomerádicas con matriz tobácea intercalada con limo - arcillitas y lodolitas gris oscura. Este miembro es descrito en la margen derecha del río Chira y reconocido solo en un nivel delgado en la quebrada Los Angelitos (sector occidental-Reporte Pluspetrol, 2002). Está datada de edad cenomaniano, con más de 650 metros de espesor (Reporte de Campo de Perupetro, 1987).

A-2.5.1.3. Miembro Huasimal: Consiste de una secuencia de arcillitas y limoarcillitas carbonosas de color gris oscuro, y representa el ciclo marino depositacional cenomaniano. Tiene aproximadamente 550 metros de espesor, el pozo Abejas 1-X la perforó aproximadamente en 375 metros, de donde se cogieron 4 muestras para análisis geoquímicos, arrojando un promedio de 1.33 de TOC.

A-2.5.2. FORMACIÓN JAHUAY NEGRO:

La Formación. Jahuay Negro está dividida en 3 miembros: inferior, medio y superior, los cuales corresponden al Cenomaniano. El **Miembro Inferior** consiste de areniscas lítico – feldespáticas gris parda a verdosa de granos gruesos intercalados con arcillas y limoarcillitas gris oscura y brechas sedimentarias. El **Miembro Medio** contiene limoarcillitas y areniscas líticas de color gris de grano fino (Foto 2.9) y el **Miembro Superior** contiene arcosas, areniscas líticas de color gris parduzco, con fragmentos de restos volcánicos, cuarzo, feldespatos (Reporte Pluspetrol, 2002) Toda la Formación tiene aproximadamente 1000 metros de espesor.

El pozo Abejas 1-X perforó 476 metros de esta Formación, en una arenisca de grano fino, se realizó un sidewall core simple obteniéndose 12% de porosidad

A-2.5.3. FORMACIÓN ENCUENTROS:

La Formación Encuentros consta de 5 miembros y tiene más de 1400 metros de espesor (Reporte de Campo de Perupetro, 1987). Esta se expande en 5 secuencias, mayormente turbiditicas, se muestra un gran canal turbidítico del miembro Jabonillos (Foto 2.12), dentro del ciclo depositacional del turoniano. La discordancia se marca en la base de la Formación Tablones, como una base conglomerádica transgresiva del campaniano.

A-2.5.3.1. Miembro Culebras: Consta de una alternancia de areniscas líticas gris claras con concreciones esferoidales de grano fino, añadido de una secuencia arcillosa, limoarcillitas y arcillitas, algo calcáreas., presenta slumpings (Foto 2.11) Tiene alrededor de 425 metros de espesor, representan la unidad lutácea inicial del ciclo depositacional del turoniano. Este miembro no se halló en el Pozo Abejas 1-X.

Foto 2.8: Trocha rumbo a Casa Quemada, próximo a la quebrada Encantados. Subiendo en la serie, facies finas con paquetes de areniscas haciéndose lutácea hacia el tope (Formación. Huasimal). N115, 35SW.

A-2.5.3.2. Miembro Jabonillos: Se presenta en canales (Foto. 2.12) con estratos irregulares de areniscas líticas de grano grueso , areniscas conglomerádicas, algunas con matriz arenosa, culminando en una secuencia de areniscas gris verdosa de grano fino a grueso, estas se hallan cortadas por diques gabroides porfiríticos. Litológicamente, su columna tiene aproximadamente 190 metros de espesor; este miembro representa la unidad basal transgresiva del ciclo turoniano. Las muestras de superficie realizadas por LCV para Pluspetrol S.A (Reporte Pluspetrol, 2002) fueron descritas como areniscas lito-feldespáticas de grano fino a grueso, reportadas con una porosidad máxima de 4%.

Foto 2. 9: Bancos arenosos (areniscas líticas) con tidalitas en la base de los bancos intercalados con limo arcillitas. Quebrada Encuentros. N15, 20NW.

A-2.5.3.3. Miembro Checo: Se representa como una secuencia de arcillitas y limoarcillitas grises en tonalidades verdosas, intercalándose ocasionalmente con calizas grises y areniscas de grano fino claras. En la base se hallan diques clásticos con 10 centímetros de espesor (Reporte Pluspetrol, 2002). Se halla en discordancia suprayacente al Miembro Jabonillos, tiene 390 metros de espesor.
Este miembro es considerado como una unidad lutácea marina del ciclo depositacional del turoniano (Reporte Pluspetrol, 2002).

A-2.5.3.4. Miembro Cabuyal: Posee una alternancia de areniscas líticas conglomerádicas, intercaladas con arcillitas negras y limoarcillitas gris oscuro (Foto 2.10). Tiene aproximadamente 200 metros de espesor, representando la fase terrígena del ciclo turoniano.

A-2.5.3.5. Miembro Quebrada Seca: Corresponde a una secuencia pelítica compuesta de arcillitas y limoarcillitas gris oscura a negras en parte carbonosa.

Sus 400 metros de secuencia lutácea marina forman el tope de la Formación Encuentros y la parte final del Grupo Copa Sombrero, representa el tope del ciclo depositacional turoniano, seguido de una discordancia significante empalmando con el coniaciano y el santoniano (Reporte Pluspetrol, 2000).

Foto 2.10: Trocha rumbo a Cañas. Secuencias progradantes de areniscas y lutitas. Areniscas ondulantes de la Formación Encuentros (Turbiditas). N230, 10NW.

A-2.6. FORMACIÓN TABLONES:

Los conglomerados de la Formación Tablones se hallan en discordancia erosional sobre la Formación Encuentros. La Unidad litoestratigráfica Tablones consta de una alternancia de areniscas cuarzosas grises claras sub - redondeadas y sub- angulosas con conglomerados compuestos de cuarcitas, filitas, esquistos y areniscas envueltas en una matriz arenosa.. Esta Formación es la unidad basal transgresiva del ciclo depositacional Campaniano, tiene aproximadamente 150 metros de espesor y es de probable ambiente fluvial, quizás en conos aluviales.

Foto 2.11: Formación Encuentros en zona de deformación gravitacional (slumping), las lutitas sellan la deformación. Quebrada Encuentros.

A-2.7. FORMACIÓN REDONDO

La Formación Redondo consiste de lutitas gris verdosas oscuras, intercaladas con areniscas limolíticas y limoarcillitas grises con nódulos calcáreos de calizas negras. Tienen aproximadamente mas de 1000 metros de espesor, es la secuencia lutácea marina del ciclo depositacional campaniano. Esta Formación puede ser considerada como roca generadora de hidrocarburos (Reporte Pluspetrol, 2000).

A-3. CENOZOICO:

A-3.1. EOCENO:

Las formaciones eocénicas (Chira, Verdun, Mirador) en la Cuenca Lancones se hallan al sur de la Falla Huaypirá, todas forman parte del conjunto estratigráfico de la Cuenca Talara, confirmando la relación sedimentaria y de depositación con la Cuenca Lancones (Fig.3.14).Estas formaciones serán descritas dentro del contexto paleógeno–neógeno de la Cuenca Talara, la mayoría de las formaciones fueron atravesadas por el pozo Abejas 1-X.

Foto 2.12: Canal turbidítico-debrítico, (turbiditas de base de talud) encima de Huasimal y Jahuay Negro (turbiditas de paquetes amalgamados). En quebrada Seca.

B) CUENCA TALARA:

En este acápite de describirán las principales formaciones mayormente relacionadas al cenozoico dentro de la Cuenca Talara.

B-1. CENOZOICO:

Las principales unidades estratigráficas de este sistema se hallan en la Cuenca Talara, especialmente en la zona de interés. Dentro de la Cuenca Talara se describe principalmente a las formaciones atravesadas en su mayoría por los pozos considerados

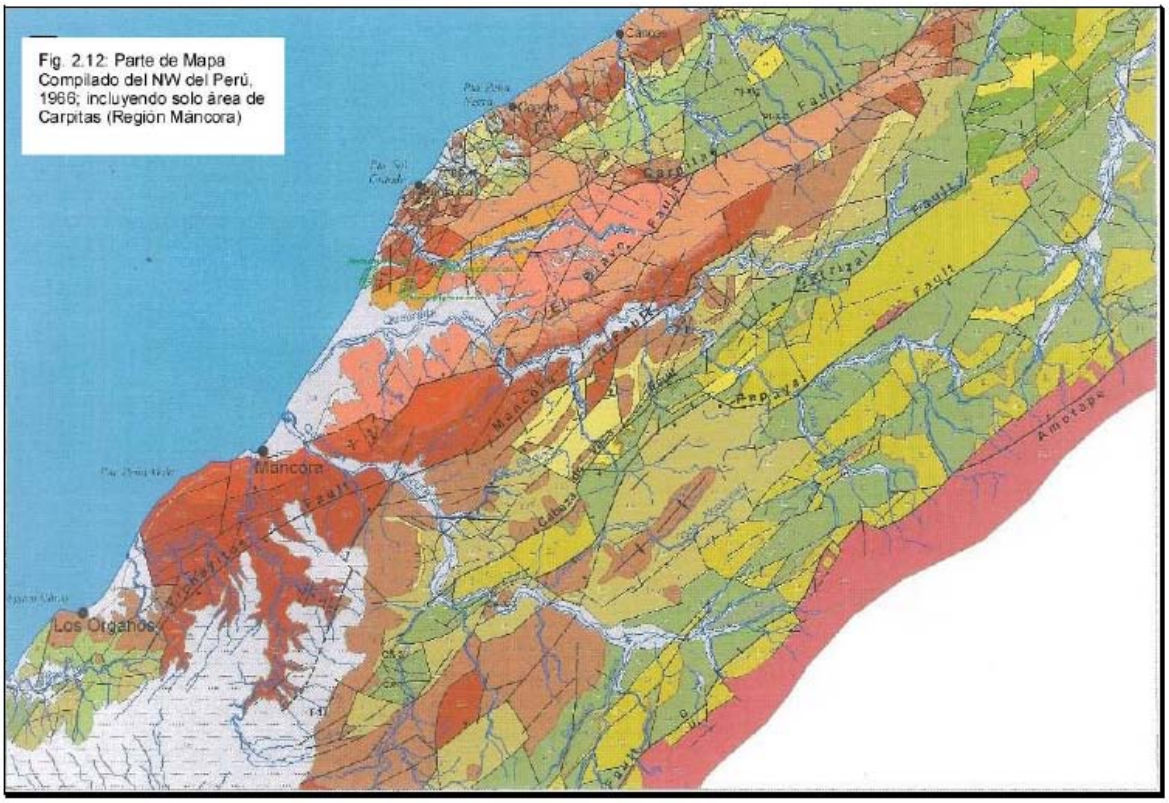


Fig. 2.12: Parte de Mapa Compilado del NW del Perú, 1966; incluyendo solo área de Carpitas (Región Máncora)
Máncora
Los Organos
Amotape

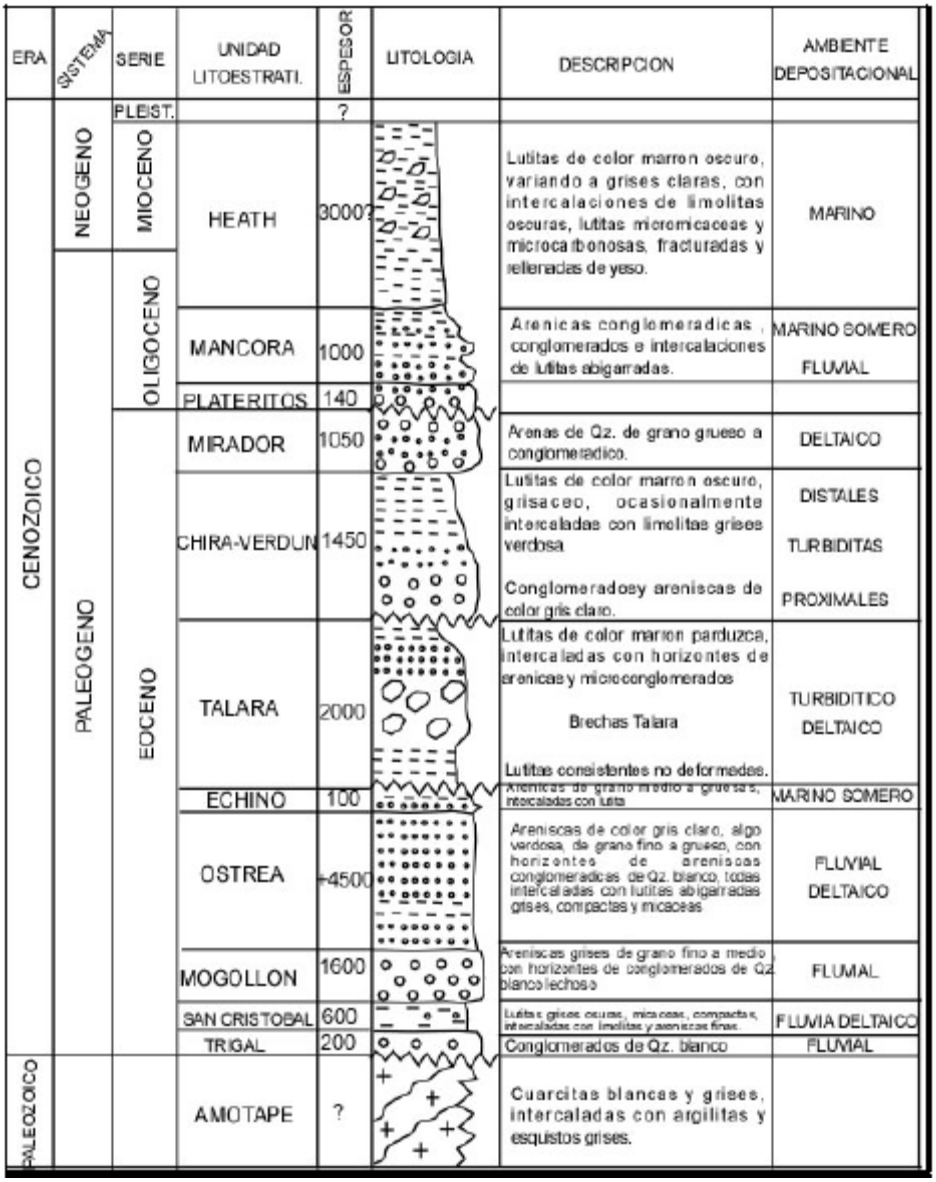


Fig.2.13: Columna geológica generalizada para el área de Carpitas (parte norte de la Cuenca Talara). Tomada de Reporte de GMP, 1993, actualmente editada.

B-1.1. FORMACIÓN SAN CRISTOBAL:

Esta Formación aflora principalmente al sur de la Cuenca Talara, está constituida de areniscas y limonitas con pequeños niveles conglomerádicos, aumentando su granulometría hacia el norte. En la línea sísmica de quebrada.

Máncora (Fig. 3.11) se ven pozos que cortan esa Formación (Pozos Ba-X-1 y Man-01) (Reporte de Pozos Ba-X-1 y Man-01) al este de la sección. Tiene aproximadamente 600 metros de espesor y su ambiente de depositación es básicamente un delta progradante, variando de frente deltaico a episodios fluviales (Serrane, 1987).

B-1.2. FORMACIÓN MOGOLLON:

Está compuesta de areniscas grises de grano fino a medio hacia el tope, y de conglomerados de cuarzo blanco y cuarcitas, con lutitas grises y abigarradas micáceas hacia la base. Aflora en la salida de la quebrada La Bocana donde forma una torre de un conglomerado heterogéneo, anguloso y muy duro (Foto.2.13) (R: N135, N155), y que son muy similares a las facies que se

Foto 2.13: Facies Mogollón en quebrada Cerezito, secundaria a la quebrada. La Bocana.

En el subsuelo, esta Formación es cortada por los pozos AM-125 en la sección de quebrada Seca y por lo pozos Man-X-2, Ba-X-1, Ce-X-1 (357 m) y Man-01 en la sección de quebrada Máncora (Fotos. 3.10, 3.11) (Reporte de pozos).
A la Formación Mogollón se la interpreta como un sistema fluvial anastomosado de alta energía y de gran capacidad de transporte, muy proximal, indicando la existencia de conos aluviales al este. Está datada como del eoceno inferior (Reporte GMP, 1993).

B-1.3. FORMACIÓN OSTREA-ECHINO:

Esta Formación aflora principalmente al este de la Cuenca Talara, está constituida de areniscas medias a gruesas de color gris hasta conglomerádicas en bancos masivos, intercalados con lutitas y limonitas, en secuencias que presentan “foresets” de progradación. Gran parte de la

sección es una alternancia de facies fluviales con estructuras festoneadas (Foto. 2.14) y secuencias con facies de plataforma. En los registros eléctricos de pozos en la parte inferior del Ostrea siempre se observan varias secuencias progradantes (grano y estrato – creciente hacia arriba). Estos afloramientos han sido reconocidos en las quebradas Máncora-Fernández y Cerecito. Los bancos son de areniscas finas a medias hasta conglomerádicas.
Está datada como del eoceno inferior (Reporte GMP, 1993) y tiene más de 4500 metros de espesor. Su ambiente depositacional es un sistema fluvio deltaico muy cercano a la plataforma, dominado por olas y corrientes marinas (IFEA, 1987).

Foto 2. 14: Estructuras festoneadas de la Formación Ostrea – Echino. quebrada. Cerecito.

Foto 2.15: Brechas Talara selladas por una secuencia transgresiva

B-1.4. GRUPO TALARA:

La parte inferior del Grupo presenta pocos afloramientos, se le reconoce en niveles no deformados de lutitas consistentes (Foto. 2.18), infrayaciendo a los depósitos de las brechas sedimentarias tipo Talara. La 2da unidad nominada Brechas Talara, se encuentra en casi todos afloramientos de las quebradas visitadas; esta se presenta como una mega brecha, interpretada como el resultado de deslizamientos gravitacionales de borde de plataforma (Monges, Reporte BPZ, 2005).

Foto 2.16: Detalle de la secuencia transgresiva que sella las Brechas Talara.

En la quebrada Máncora, existe un afloramiento clave, donde se observa como un nivel transgresivo sobreyace en contacto directo y discordante (Foto. 2.16).
Este nivel sella la unidad Brechas Talara y toda su deformación (Foto. 2.15), interpretándose que las Brechas Talara constituyeron un depósito sedimentario que se generó al borde de la plataforma en el eoceno medio. El informe de BPZ Energy (2005) cita la Muestra M-69 de datación de las Brechas Talara de la quebrada Plateritos, del punto TUM-449, cuya litología es arcillosita marrón, deleznable da una edad relativa del eoceno medio con un paleoambiente marino de plataforma.
La parte superior del Grupo Talara se observa muy bien en la quebrada Pozo - Cabo Blanco. En esta quebrada, se encontró a las Brechas Talara (Foto. 2.17) cubierta por varios apilamientos potentes de secuencias grano y estrato crecientes de plataforma (Foto. 2.18). Las secuencias apiladas están constituidas de sedimentos clásticos finos, también de conglomerados mas gruesos y

Foto 2.17: Olistolitos de la unidad Brechas Talara (ebt) en quebrada Pozo Cabo Blanco, Máncora.

Foto 2.18: Secuencias grano-estrato crecientes de Talara superior en quebrada Cabo Blanco.

potentes, entre estas secciones potentes se tiene lutitas negras con probable contenido orgánico. Interpretamos este apilamiento como el depósito y la construcción de una plataforma marina que someriza paulatinamente por la progradación de un sistema deltaico, el cual es ahogado por pulsos de subsidencia, controlados probablemente por tectónica distensiva que abre gradualmente a la Cuenca, haciendo retroceder al delta, y este al encontrar un nuevo espacio generado por la subsidencia se instala nuevamente por el amplio aporte de sedimentos desde las partes mas altas.

B-1.5. FORMACIÓN CHIRA-VERDUN:

Secuencialmente, la Formación Verdun, clástica, sería la parte basal y media del sistema mega turbidítico, y la Formación Chira, arcillosa, sería la parte mas fina, distal y superior del sistema. Observando este gran sistema y aceptando los nuevos conceptos de estratigrafía secuencial, se acepta la variación lateral de las facies y se pauta los diferentes contactos establecidos normalmente según la litoestratigrafía, en el cual arealmente no tiene que encontrarse siempre todas las secuencias de facies gruesas por debajo de las finas. Observando las variaciones de las facies finas y gruesas en secciones poco potentes, y las diferenciaciones de repeticiones secuenciales mostrándose grano y estrato decrecientes hacia arriba, es considerada como una megasecuencia transgresiva y / o retrogradante, dado que las secuencias de las facies dístales se acomodan progresivamente por encima de las facies mas proximales.
La Formación Chira – Verdun (Informe BPZ, 2005) está relacionada según esta interpretación en un sistema mega – turbidítico, comenzando con la Formación Chira como las facies mas finas y dístales de lutitas marrones y verdosas (Foto. 2.21). Este sistema tendría en sus facies

mas el relleno de grandes canales que erosionan el talud pre- existente y también el apilamiento de secuencias conglomerádicas muy gruesas con facies debríticas conocido como la Formación Verdun.

Foto 2.19: Canal Turbidítico relacionado con la Formación Verdun, erosionando a la subyacente Brecha Talara en quebrada Seca – Carrizales.

Foto 2.20: Foto mas al detalle de cómo sella el canal turbidítico Verdun a las mega brechas Talara.

Foto 2.21: Turbiditas finas dístales. Típica facies Chira en quebrada Seca.

Esta Formación es del eoceno superior, y tiene aproximadamente 1450 metros de espesor para esta parte de la Cuenca. La Formación Chira - Verdun es un complejo de canales turbidíticos a mega turbidíticos (Foto. 2.19 y 2.20).

B-1.6. FORMACIÓN MIRADOR:

La Formación Mirador ocurre en forma tabular con arenas y conglomerados de cuarzo de grano grueso relativamente poco potente (10 a 12 m), pero con bancos macizos y bien definidos, aflora nítidamente en quebrada Seca. Presenta clinoformas de gran escala (estructuras tipo Gilbert delta) (Fotos. 2.22 y 2.23) que la definen como unidad depositada en un ambiente deltaico. A nivel regional tiene aproximadamente 1050 metros de espesor (Reporte GMP, 1993), en el área a lo máximo se observó unos 100 metros de espesor. Generalmente,
son arenas y conglomerados bien retrabajados con clastos redondeados y pueden constituir un buen reservorio de hidrocarburos. Su edad referencial es datada como del eoceno superior.

Foto 2.22: Formación Mirador y la famosa estructura tipo "Gilbert delta" con clinoformas de gran escala. En quebrada Seca.

Foto 2.23: Formación Mirador con la estructura tipo Gilbert Delta a mayor escala. Quebrada Seca.

B-1.7. FORMACIÓN PLATERITOS:

La Formación Plateritos es el miembro basal de la Formación Máncora, es la unidad geológica mas conspícua y resaltante de esta región (Reporte BPZ, 2005) Es de color blanco, y resalta a mucha distancia (Foto. 2.24), presenta sus facies de conglomerados continental, fluvial y aluvial con alto contenido de cuarzo, anguloso y niveles con superficies endurecidas rojiza a violácea indicando exposición subaérea a batimetría cero. Sus facies blancas por el alto porcentaje de cuarzo se interpreta como el resultado de la erosión de montañas de granito, expuestas cerca del borde de la Cuenca, accionadas probablemente por fallas del inicio de la Cuenca Tumbes (Reporte interno BPZ, 2005) En la zona estudiada, su espesor es variable, generalmente, esta Formación tiene 140 metros a nivel regional (Reporte interno BPZ, 2005), esta Formación es limite de las Cuencas Tumbes y Talara. La edad es aproximadamente del oligoceno inferior.

Foto 2.24: Formación Plateritos (oligoceno) en la escarpa de la falla Carpitas. Las limolitas marrones subyacentes son probablemente pleistocenas rellenando el semi-graben de la quebrada Carpitas (ver sección estructural, Fig.4.4).

Foto 2.25: La Formación Máncora de fondo y el miembro basal Plateritos delante en quebrada Plateritos.

B-1.8. FORMACIÓN MÁNCORA:

La Formación Máncora, es una unidad muy potente que alterna sedimentos gruesos fluviales con niveles marino someros, tiene potentes intercalaciones de lutitas de llanura de inundación y de ambiente marino, con huellas de bioturbación, consiste de areniscas conglomerádicas, conglomerados e intercalaciones de lutitas abigarradas. Su espesor en el campo es de varios centenares de metros alcanzando aproximadamente más de 1000 metros.
Además, se extiende en gran parte de la Cuenca Tumbes, su presencia está controlada por los pozos perforados en la región. Se halla en concordancia suprayacente a la Formación Mirador con su miembro basal, la Formación Plateritos (Foto 2.25).
De la Foto 2.26 se puede observar el contacto normal entre las Formaciones Máncora y Plateritos, en medio de ella hay una pequeña quebrada que sirvió de

Foto 2.26: Zona de contacto de la Formaciones Plateritos y Máncora. En quebrada Seca.

acceso hasta la parte más alta. En ella se midió una sección desde la base (cerca del limite discordante de la Formación. Plateritos con la Formación. Chira) hasta la parte mas alta de la Formación Máncora. Esta sección tuvo más de 100 metros de espesor, haciéndose una descripción muy detallada de las principales estructuras sedimentarias, litología, y estimándose el posible contacto entre ambas Formaciones. En la sección se separo lutitas finas a micro conglomerados gruesos (Fig. 2.14).

B-1.9. FORMACIÓN HEATH:

La Formación Heath únicamente está presente en el graben Carpitas. Es de edad mioceno inferior – oligoceno superior (Reporte GMP, 1993) y se caracteriza por tener lutitas marrón oscuras a gris claras, intercaladas con limolitas. Las lutitas son micromicáceas y microcarbonosas (Foto 2.27). Podría alcanzar aproximadamente 1000 metros de espesor. La presencia de Heath se

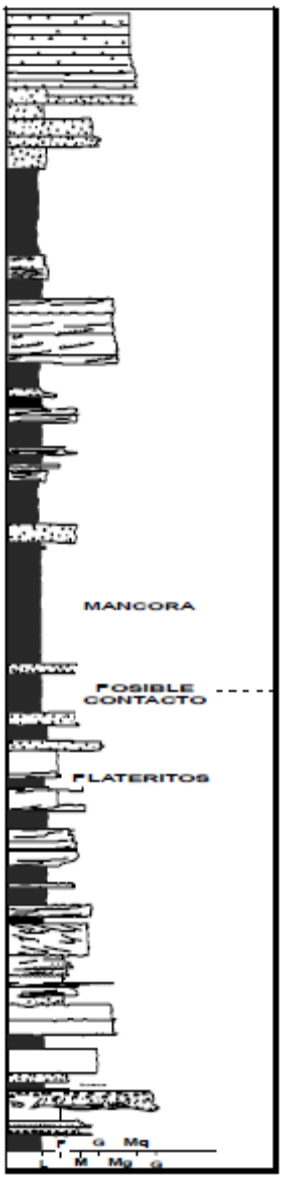


Fig. 2.14: Sección medida en contacto de las Formaciones Plateritos y Máncora, desvío en quebrada Seca, aproximadamente 100 metros (L = lutita; F,M,G,Mg = Areniscas finas, medianas, gruesas y muy gruesas; Mq, G = microconglomerados, gruesos.

basó en el estudio de foraminíferos planctónicos y bentónicos, efectuado por David Sánchez a fines de 1993 (Reporte GMP, 1993) ratificándose la determinación de la Formación Heath, con el datum de “Globigerinoides “ que

Foto 2.27: Facies Heath en la carretera Panamericana cerca de la boca de quebrada Seca.

Foto 2.28: Mostrando la zona de contacto entre el relleno pleistoceno del semi-graben de Carpitas y la subyacente Formación Heath. (P. Baby, 2005).

Por encima de la Formación Heath, se encuentra una secuencia estratificada poco consolidada, probablemente de edad pleistocena (Fotos. 2.28 y 2.29), rellenando el graben de Carpitas (P. Baby, 2005-comunicación personal). Esta Formación puede ser confundida por su similitud con la Formación Cardalitos.

Foto 2.29: Afloramiento, del contacto del Heath con la superficie de erosión de la base del pleistoceno. El conglomerado suelto, sin matriz es la señal de la superficie de erosión.

2.3.2.1. CONNOTACION ESTRATIGRAFICA:

El estudio de la Cuenca Talara evoluciono en base al estudio de los registros estratigráficos tomados de lo pozos petroleros intentando establecer la conexión con los afloramientos de campo. La presencia del fallamiento extensional es el plus de la complejidad para la construcción de columnas.
El concepto de estratigrafía secuencial ayuda a definir los distintos cortejos sedimentarios (system tracts), depositados por el control eustático y tectónico asociado. Cada cortejo tiene sus características que definen sus episodios geodinámicos: progradación (Taza de depositación mayor a la tasa de acomodación) y retrogradación (Taza de depositación menor a la taza de acomodación). La estratigrafía secuencial analiza desde el punto de vista de la variación lateral de facies que existen en cada secuencia, constituyendo otra herramienta de interés para explicar los cambios de nombres formacionales, o colocación de fallas, determinando la variedad de diferentes facies (Reporte interno BPZ, 2005)
Del reporte del BPZ (2005), se analizó la integración para el análisis secuencial

de la estratigrafía cretácea y paleógeno entre las Cuencas Talara, Lancones y Sechura. Se basó en la información disponible de gravedad, magnetometría y sísmica muy bien integrada, se presenta un cuadro integrado (Tabla 2.1) que muestra los ciclos sedimentarios explicando la relación entre las Cuencas Talara y Lancones.

Tabla 2.1. Ciclos sedimentarios del cretáceo y del paleógeno. Tomado del Reporte interno de BPZ (2005).

CUENCA	CICLO (EDAD)	BASE	Fase deposicional dentro del Ciclo				TOPE
		Lutita Inicial	*Unidad Basal Transgresiva*	*Calizas y Lutitas Marinas*	*Clastos terrígenos*	*Calizas y Lutitas Marinas*	*Unidad Regresiva Sup.*
TALARA	Eocene Tempr.		Punta Arenas	Cerro Pardo	Túnel	PaleGreda	Arena Superior de PaleGreda
	Eocene	La Draga	Basal Salina	Lutitas Negritos	Cerro Tanque	Zambo	San Cristóbal
	Maestrichtian-Paleoceno		Ancha	Petacas	Mesa	Balcones	
LANCONES / TALARA**	Campaniano		Tablones	Redondo	Monte Grande*		
	Turoniano	*Copa Sombrero Group (parte superior)*					
		Formación Encuentros					
		Mbo.Culebras	Mbo. Jabonillos	Mbo. Checo	Mbo. Cabuyal	Mbo. Qda. Seca	
	Cenomaniano	*Grupo Copa Sombrero (partes inferiores e intermedias)*					
		Formación Huasimal			Formación Jaguay Negro		
		Mbo. Venados	Mbo. Horquetas	Mbo. Huasimal	Mbo. Inferior	Mbo. Medio	Mbo. Superior.
	Aptiano-Albiano		Gigantal	Pananga	(transición)	Muerto	Lancones-Pocitos

2.3.3. TECTÓNICA (PRINCIPALES EVENTOS TECTÒNICOS PARA EL NW ENTRE LAS CUENCAS TALARA Y LANCONES):

Desde el Jurásico a esta parte, la margen pacifica del planeta, ha sufrido varias etapas tectònicas, primero al establecerse sobre el margen occidental de América del Norte y del Sur una zona de subducción, la cual fue acompañada de un magmatismo de arco (Mégard 1978; Pardo & Sanz, 1979; Aspden et al., 1987; Jaillard et al., 1990; Roperch & Carlier, 1992; Litherland et al., 1994; Romeuf et al., 1995). Al Este de este arco volcánico se desarrolló una Cuenca extensiva de tipo de tras-arco y al Oeste del arco volcánico secuencias sedimentarias volcano-clásticas son interpretadas como depósitos de ante-arco.

2.3.3.1. OROGENIA ANDINA:

La Orogenia Andina se inicio desde el cretáceo, dándose en varias fases compresionales discretas entre el albiano y el mioceno. Estos esfuerzos fueron migrando en dirección a la antefosa Amazónica. Esta orogenia se genero en respuesta a los cambios de velocidad y de la dirección de las fuerzas de las placas subductadas bajo la placa sudamericana, caracterizándolos en largos periodos de inestabilidad tectònica y en breves episodios de relativa quietud tectónica

(Noblet et, al 1996).
Durante la Orogenia Andina, los diferentes accidentes del basamento fueron intensamente reactivados, generando pulsos de deformación no solo en el basamento sino también en las secuencias cretáceas – paleógenas, formando así estructuras de distensión y compresión.
Se hará una breve representación de las trascendentales fases que actuaron para el NW del Perú que afectaron las Cuencas Talara y Lancones desde el aptiano hasta el mioceno:

2.3.3.1.1. Fase Mochica:
Durante el albiano ocurrió el evento tectònico compresivo que afectó el margen occidental de América del Sur (Megard, 1984; Vicente, 1989; Jaillard, 1994), también se emplazo el Batolito de la Costa (Soler y Bonhomme, 1990) creándose al mismo tiempo la Cuenca Lancones – Celica junto con el Arco Volcánico submarino al este y los Amotapes al Oeste. La Cuenca fue rellenada por secuencias turbidíticas inestables denominado actualmente el Grupo Copa Sombrero.

2.3.3.1.2. Fase Peruana:
Acontecimientos tectònicos de hace 80 MA entre el santoniano – campaniano (Jaillard, 1994), hace que la Cuenca Lancones sea erosionada y deformada hasta el campaniano medio. Posteriormente se creó una nueva Cuenca de Antearco mas extensa, reconocida desde la Formación. La Mesa, La Tortuga hasta la Cordillera de Ecuador (Zona de Flash de Yunguilla) (Jaillard et al., 1997a, 1998, 1999), alcanzando hasta la parte central del Ecuador (Pécora, et al., 1999). En esta fase se edificaron los plegamientos a gran escala, las actividades intrusivas, y levantamientos dados en completa regresión del mar desde la Cuenca de Antearco actual.

2.3.3.1.3. Fase Inca:
En un evento distensivo ocurrido aproximadamente en el eoceno medio (42 MA), que esta registrada en la Cuenca Talara rellenada de secuencias fluvio – deltaicas. Esta tectónica distensiva domina, controla y distribuye la sedimentación, durante este periodo ocurrieron principalmente al SE cabalgamientos gravitacionales afectando los sedimentos no muy litificados dejando Olistolitos y Brechas en el campo Talara, esta se desarrolla hacia el SE,

afectando los sedimentos no muy litificados.
Existe una premisa dada por Jaillard et al (1997b) y Pecora et al, (1999) quienes establecen que la discordancia en la Cuenca Talara del eoceno basal, sobre la lutitas del paleoceno seria correspondiente al segundo periodo de acreación del paleoceno superior, datado en 57 M.A.
Las principales evidencias se observan en la estructura positiva (horst) orientadas E – W, afectando al paleozoico en la parte norte de la Cuenca Talara, individualizando la Cuenca Tumbes de Talara conocido como el Arco de Zorritos marcando la finalización de la sedimentación en Talara.

2.3.3.1.4. Fase Quechua:
Es la fase responsable del levantamiento de la Región evidenciado por movimientos epirogénicos del mioceno inferior al plioceno Inferior que permitió el cambio evolutivo en conjunto hacia el NW, desde la parte norte de la Cuenca Talara (Región Máncora). La fase Quechua 1 se halla en la discordancia del tope de la Formación Zorritos en la Cuenca Tumbes hace 20 MA, (la Quechua 2 hace 10 MA y La Quechua 3 hace 5MA) (León, 1993).

2.3.4. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA TALARA:

En la Cuenca Talara se acumularon sedimentos carbonatados desde el albiano (Formación. Muerto), pasando a sedimentos provenientes de un margen activo desde el cretáceo superior hasta el oligoceno.
La historia de la Cuenca comienza en el albiano con los sedimentos carbonatados de la Formación. Muerto, luego la sedimentación en el campaniano, con facies continentales y fluviales (Formación. Sandino) a facies litorales y marinas (Formación. Redondo). Esto demuestra que la Cuenca tenía

un régimen de subsidencia desigual mucho mayor hacia el sur. La sedimentación sigue siendo marina durante el maastrichtiano (Formaciones Monte Grande, Ancha, Petacas) y el paleoceno (Formaciones Mesa, Balcones) con depósitos lutáceos y conglomerádicos intercalados. (Serrane, 1987).
Antes de la depositación del eoceno inferior, se produce una caída del nivel del mar, erosionándose hacia el norte, hasta las rocas paleozoicas. Sobre esta superficie de erosión se acumulan sedimentos fluviales a marino somero (Basal Salina) desarrollándose una secuencia progradante rápida.
Cuando la Cuenca se profundiza un poco, se depositan sedimentos litorales (Formación. San Cristóbal) visualizada en la línea sísmica GMP-05 (Fig. 3.11), generándose una secuencia progradante en los conglomerados de la Formación.
Mogollón. Al extenderse la Cuenca hacia los paleo relieves de los Amotape marcando la actividad tectónica limitando los Amotapes recibe gran cantidad de sedimentos gruesos.
En el eoceno inferior se alternan pulsos de profundización y somerización, gradando a los sedimentos más finos hacia el tope, esto habría pasado en la Cuenca Pazul hacia el NW, donde La Formación Ostrea – Echino muestra estas secuencias de profundización en sistemas fluviales.
Se tiene marcado que las subidas y bajadas del nivel del mar en algunos lugares la Cuenca Talara se deben a levantamientos y hundimientos de bloques ocasionados por la actividad tectónica. (Serrane, 1987).
En el eoceno medio se inicia la tectónica extensiva y profundización de la Cuenca Talara ocurriendo la sedimentación del Grupo Talara (Areniscas, Brechas, Lutitas). Existe una mención particular descrita por Serrane en su informe sobre la Cuenca Talara, describiendo un proceso compresivo NW-SE en la parte sur de la Cuenca Talara, que no se evidenció en la parte norte de la Cuenca; hallándose mas bien evidencias de procesos de deformación
gravitacional creando brechas y olistolitos dentro del Grupo Talara (Fotos 3.2, 3.3). Entre el eoceno intermedio a superior, continúa la profundización de la Cuenca, depositándose la Formación Verdun en la base y Chira al tope, reinstalándose el contexto distensivo. Entre el eoceno superior-oligoceno la Cuenca solo recibe sedimentos en la parte norte. En el oligoceno como es sabido ocurrió mundialmente una bajada del nivel del mar, este fenómeno se observa en la Formación Heath, transgresión erosionada en contacto discordante con la secuencia plio-pleistocena (Foto 2.30) y erosionándose la mayor parte de la Cuenca Talara.

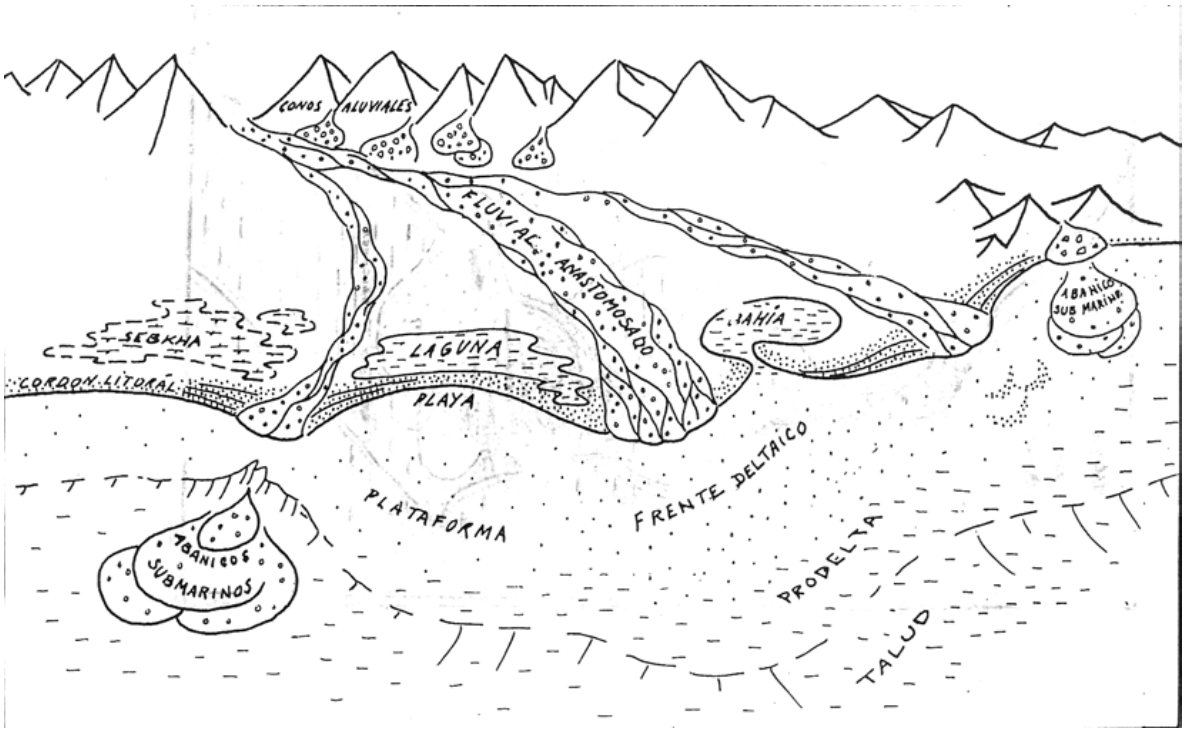


Fig. 2.15: Grafico que muestra los ambientes de depositación de un ambiente deltaico, bosquejo que ayuda a reconocer como se forma un complejo deltaico. Tomado de Serrane, 1987.

Todo el complejo deltaico está marcado por un evento extensional controlado por fallas normales. La Figura 2.15 muestra un dibujo a mano de los diferentes ambientes de depositación del complejo deltaico.

2.3.4.1. Análisis de la Región Máncora:

La extensión de la Cuenca Talara en esta región entra en subsidencia en el eoceno inferior, creando variaciones de facies y de espesores en las áreas de Barrancos, Plateritos y Trigal. La sedimentación entre el eoceno medio y superior (Talara y Chira – Verdun) se ve afectada por fenómenos gravitacionales importantes, generando las famosas Brechas Talara. La Fase tectònica Inca se registra destacando el arco de Zorritos, luego entre el oligoceno al mioceno el área vuelve ser sometida a subsidencia acondicionando la sedimentación de la Formación Heath en condiciones de mar profundo y borde de talud, y creando los melanges zorritos por fenómenos gravitacionales.

2.3.5. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA CUENCA LANCONES:

Actualmente la Cuenca Lancones es una Cuenca mixta de rocas carbonatadas y siliciclásticas, su tiempo de sedimentación oscila desde el cretáceo temprano – intermedio.
Se conoce que el limite N-NW de la Cuenca es la Montaña de los Amotapes, es una cadena alóctona de rocas paleozoicas emplazada en el jurásico (Reporte BPZ, 2005). La migración de esta cadena puede haber sido la causa para que la rocas paleozoicas sufrieran plegamientos,

fallamientos y fracturamientos intensos acompañadas de metamorfismo (Reporte BPZ, 2005). Este bloque alóctono es probable que se haya encontrado con un bloque influenciado por las principales orogenias conocidas en el Peru. Se ha descrito que las Formaciones paleozoicas de la cadena de los Amotapes tienen un rumbo general NE – SW el cual continúa en el subsuelo variando unos grados (Fig. 3.13), este es un rasgo regional de la interacción de las placas dado en una época diferente; observable también en los afloramientos de la Silla de Paita y en las colinas Illescas con un rumbo N-S y NW-SE respectivamente.

Debido a los altos estructurales en el flanco occidental de la Cuenca Lancones, probablemente la subsidencia comenzó durante el aptiano (112 – 125 MA), cuando la secuencia más antigua, la Formación Gigantal, fue depositada como conglomerado basal en grandes cantos rodados de rocas paleozoicas. Luego empezaron las condiciones marinas someras, con las calizas Pananga, de ambiente de plataforma. Al incrementarse la subsidencia con la Formación Muerto, la subsidencia alcanzo aguas profundas de condiciones anóxicas, creando calizas y lutitas negras a gris negruzcas con alto contenido orgánico (Reporte interno BPZ, 2005). En el lado oriental de la Cuenca se inicia la actividad volcánica submarina

El evento distensivo subsidente entre el campaniano – turoniano, se extiende ampliamente hacia la sub Cuenca Pazul y Cuenca Sechura, depositándose el Grupo Copa Sombrero, con un cerca de 3900m de espesor, la sedimentación es de ambiente marino somero acompañados con actividad volcánica submarina desde el albiano

Después probablemente generada por un movimiento transcurrente a lo largo de la falla Huaypirá, se levantó y erosionó los estratos superiores del Grupo Copa Sombrero (Reporte BPZ, 2004). Esta subsidencia se creó discretamente en condiciones moderadamente profundas depositándose la unidad basal transgresiva de los conglomerados de la Formación Tablones y después la depositación de las lutitas Redondo. Esta fase fue seguida por una somerización, con la depositación de las lutitas Monte Grande incluyendo calizas marinas someras, y los clastos más gruesos. Monte Grande puede ser parcialmente equivalente a las capas rojas de la Formación Ancha depositadas al oeste en la Cuenca Talara, esta última esta ausente en varias partes del área VI. (Reporte BPZ, 2005).

Al parecer la depocentro de la Cuenca Lancones migró de Este a Oeste, alcanzando los bloques Amotape – Talara. Regionalmente, la Cuenca Lancones representa un relleno de notable espesor de sedimentos del cretáceo y eoceno superior sobre un substrato continental, diferente de las Cuencas vecinas (Talara, Sechura) exclusivamente por su proximidad-distalidad a las sucesivas líneas de costa y por el modelo de transporte y sedimentación que rellenó las depresiones subsidentes creadas por una historia tectónica común (Reporte Pluspetrol, 2002).

En resumen, la secuencia cretácea es marina, relacionada a turbiditas proximales y dístales, con actividad volcánica submarina contemporánea (albiano – cenomaniano) (Reyes, 1987).La sedimentación del paleógeno se observa principalmente al sur de la falla Huaypirá que están en discordancia angular sobre la secuencia cretácea.

CAPITULO III

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS CUENCAS TALARA Y LANCONES

3.1. TECTÓNICA EXTENSIONAL:

3.1.1. GENERALIDADES:

La tectónica extensional crea Cuencas que se acomodan por fallamiento normal.
Estas Cuencas generalmente terminan a lo largo de una separación intracortical que separa la corteza superior quebradiza de la corteza inferior dúctil. Esta superficie de separación sujeta la faz delgada y quebradiza de la falla hacia la corteza superior durante el estiramiento litosférico (Tankard, 2002).
Las Cuencas extensionales están caracterizadas por fallas planas o lístricas que separan horsts y grabens. Generalmente, la subsidencia de la Cuenca está controlada por una falla principal normal a escala cortical que genera una separación intracortical creando una diferenciación de varios grados de asimetría en la Cuenca, descrita como semi- graben (modelo de Gibbs, Fig. 3.1).

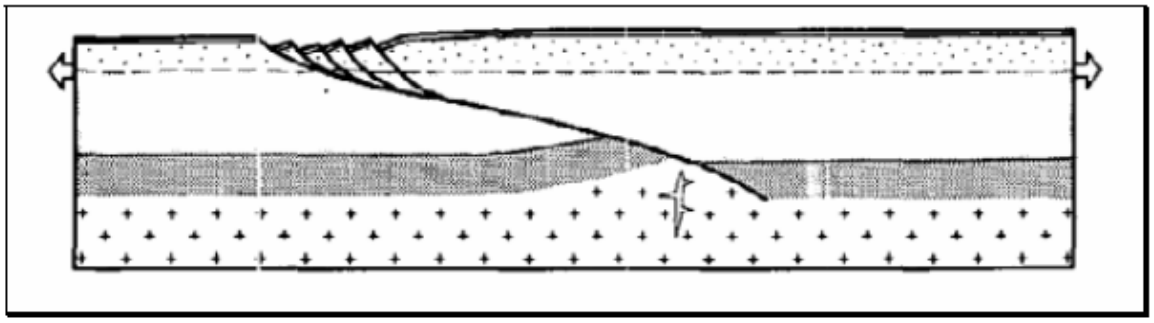


Fig. 3.1. Esta grafica muestra las fallas de acomodación generadas de procesos distensivos, la propagación se hace evidente, iniciado de una falla principal (Gibbs, 1984).

Fallas normales más superficiales, contemporáneas con el fallamiento normal principal, acomodan la polarizada deformación extensiva (Fig. 3.1).

3.2. LA CUENCA TALARA

3.2.1. ESTILO ESTRUCTURAL Y PRINCIPALES FALLAS:

Los estudios de campo, análisis de imágenes satelitales y DEM e interpretaciones de secciones sísmicas muestran que el estilo estructural para la parte norte de la Cuenca Talara se encuentra dentro del marco extensional en una Cuenca de Antearco. La mayoría de los lineamientos NE – SW se prolongan
hacia el mar confirmándose con el rumbo de las fallas vistas en las imágenes satelitales y DEM (Fig. 3.7); las mismas que se describe a continuación.

3.2.1.1. Falla Carpitas:

La falla Carpitas es el semblante estructural más importante del área Carpitas (Foto 3.1) (Fig. 3.8). Su rumbo tiene una dirección NE-SW, con un grado de inclinación promedio de 55° al SE y de salto vertical de 1150 metros (Manrique,

1994). Esta falla se observa claramente en la línea sísmica GMP-04 y GMP-05 (Figs. 3.10 y 3.11), evidenciando su forma geométrica típica de una falla lístrica, se observa que a medida que va profundizándose se reduce su ángulo de inclinación tendiendo a la horizontalidad. Esta falla aún se encuentra en actividad y controló la sedimentación de la secuencia pliocena-pleistocena (relleno superior del graben Carpitas).

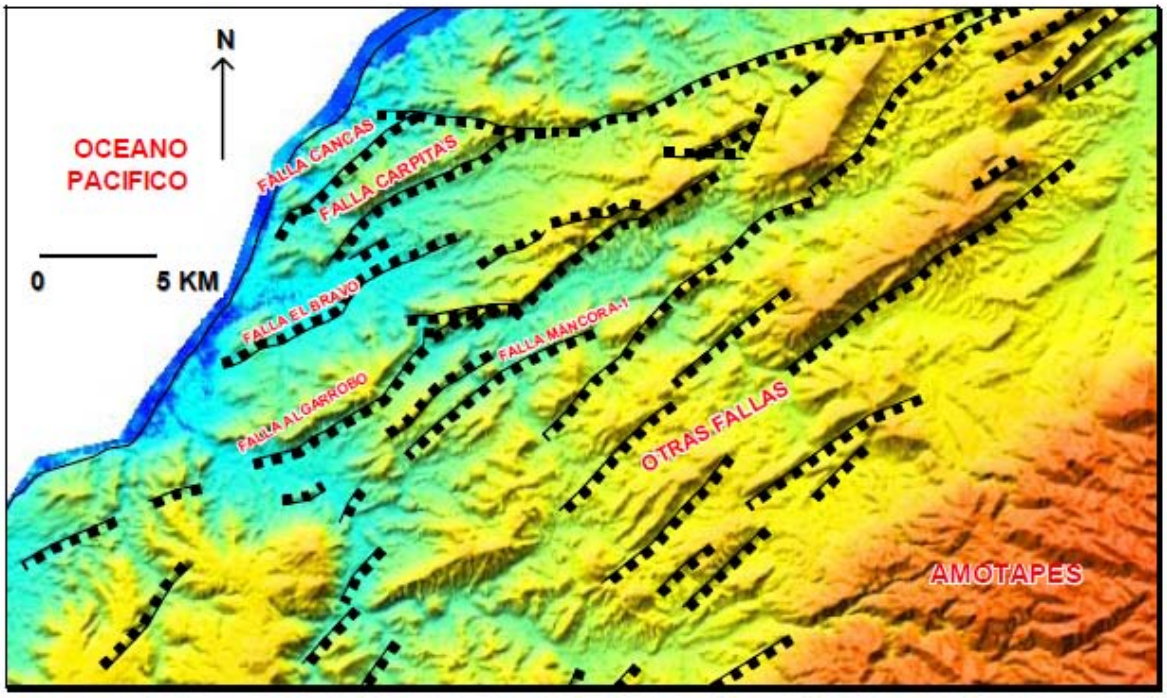


Fig 3.7: Imagen DEM (SRTM, Nasa) que visualiza las principales fallas en la Región Máncora (área Carpitas, parte norte de la Cuenca Talara). En ella se observa fallas normales NE – SW características en el área de estudio.

La falla Carpitas pone en contacto a la Formación Máncora con la secuencia sedimentaria pliocena-pleistocena. Asimismo esta falla cumple un rol importante para la acumulación de hidrocarburos de los Campos Carpitas Este y Oeste, funcionando como sello de los principales reservorios (Fig. 3.8).

3.2.1.2. Falla Cancas:

La falla Cancas es más afín con los yacimientos de Punta Bravo y de Carpitas (Fig. 3.8). Tiene un rumbo NE-SW, con un grado de inclinación de 47° hacia el SE. Esta es una falla sintética de la falla lístrica principal Carpitas.

3.2.1.3. Falla El Bravo:

Es la falla que está en dirección opuesta a la inclinación de la falla Carpitas (Figuras. 3.8, 3.9, 3.10), tiene un rumbo promedio NE-SW, con una inclinación de aproximadamente 65° hacia el NW. Por su inclinación en contra a la falla lístrica principal Carpitas, se denomina falla antitética, constituyéndose en una trampa excelente para la acumulación de fluidos con la estructura tipo rollover que se halla entre ambas fallas.

Foto 3.1: Hacia la quebrada Seca por la quebrada Carrizales, se puede observar el composito de la escarpa de la falla Carpitas

3.2.1.4. Falla Algarrobo:

Esta falla se observa muy claramente en la sísmica de la sección GMP-05 Y 04 (Fig. 3.9, 3.10). Tiene un rumbo aproximado NE-SW, con un grado de inclinación de 45° buzando al SE. Esta falla separa a la Formación Verdun de las Formaciones suprayacentes (Mirador, Plateritos, Máncora). En profundidad, esta falla tiende a la horizontalidad.

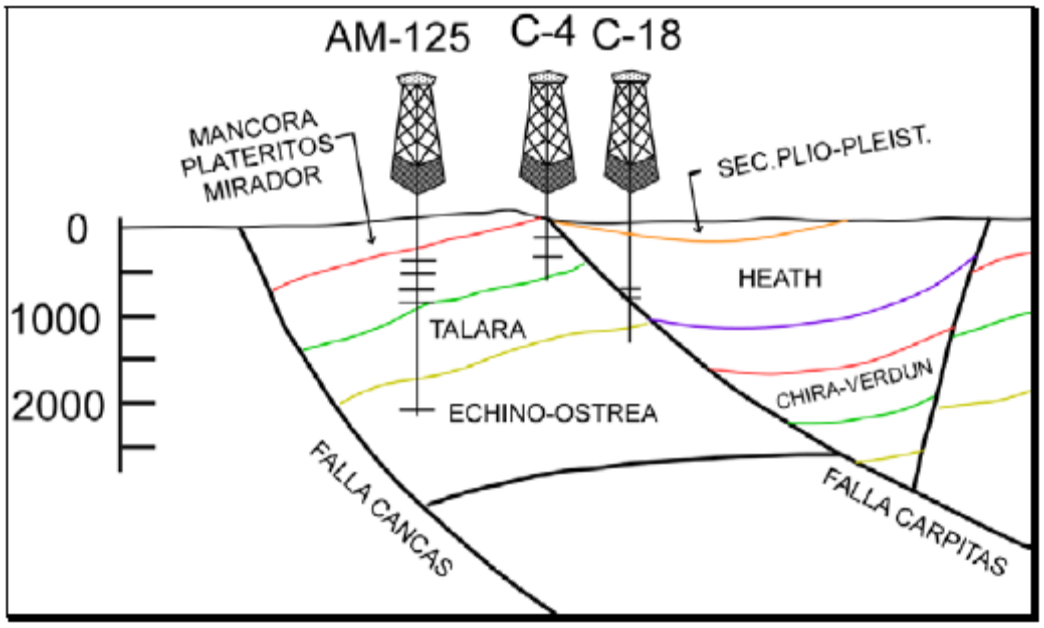


Fig. 3.8: La falla Carpitas funciona como sello estructural del campo Carpitas Este y Oeste, perforados por los pozos AM-125 y C-4.

3.2.1.5. Falla Máncora-1:

Se halla paralela a la falla Algarrobo aproximadamente a 2.5 kilómetros de distancia al SE. Tiene un rumbo aproximado NE-SW con un grado de inclinación de 60°, así como la falla Algarrobo al profundizarse tiende a la horizontalidad evidenciando el sistema extensional de la región. Esta se observa muy claramente en la sísmica (Fig. 3.10 y 3.11)

3.2.1.6. Otras Fallas:

Existen otros fallamientos de rasgos importantes no alcanzados por las secciones sísmicas, más bien en sus respectivas prolongaciones se realizaron sus interpretaciones mediante el DEM y las imágenes satelitales y por evidencias de campo. Estas fallas se muestran en las secciones estructurales de quebrada Seca y de quebrada Máncora (Capitulo IV). Estas estructuras comparten los mismos alineamientos NE – SW que conforman todo el sistema de los principales fallamientos de la zona.

3.2.2. OBSERVACIONES ESTRUCTURALES IMPORTANTES DE CAMPO:

Los puntos tomados de cada afloramiento en el campo se desarrollaron principalmente en la parte norte de la Cuenca Talara (Fig. 3.9), trabajando principalmente en la quebrada Máncora y la quebrada Seca (Fig. 1.4), donde se percata y conoce parte de la arquitectura estructural para el área de la Región Máncora. Las observaciones de las principales fallas están descritas en el texto, además los análisis sedimentario y estratigráfico, han sido enfocados hacia la parte estructural.

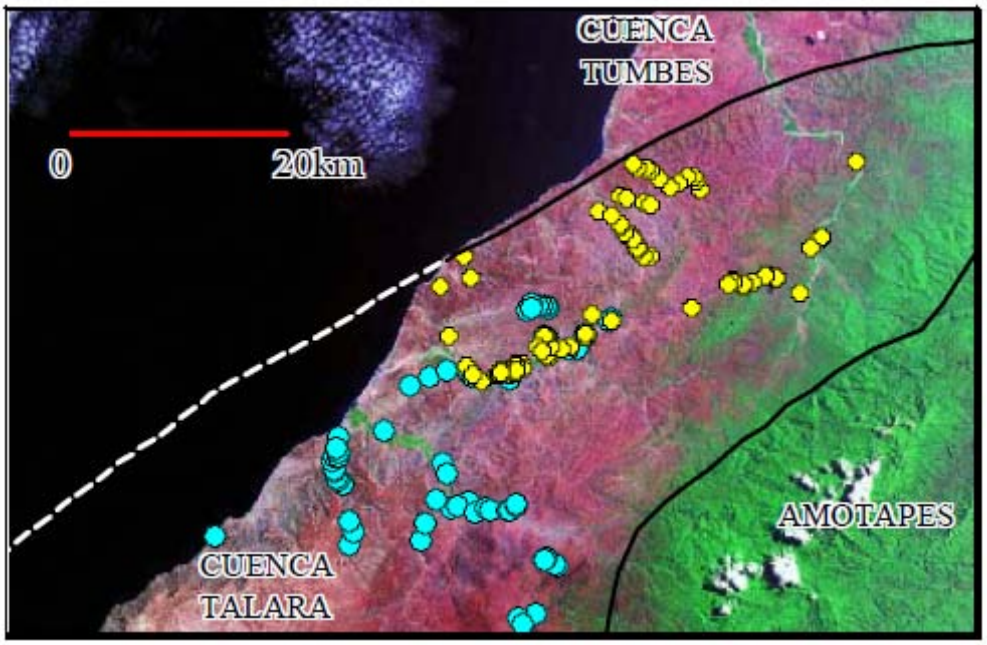


Fig. 3.9. Imagen Satelital (Landsat) que muestra los afloramientos visitados en las 2 salidas de campo realizadas para esta zona.

Se observó prioritariamente las variaciones estructurales mas llamativas, en las fallas principales de esta región (Fig. 3.7), como la geometría y formas establecidas en el campo tomando en cuenta el sistema distensional con rumbo prioritario NE – SW y con inclinaciones hacia el E - SE típicos en la Región Máncora; se observó que la mayoría de las fallas guardan una relación muy estrecha con la falla lístrica regional Carpitas (Fig. 3.10, 3.11), comportándose como componentes de ella y evidencian las características de su deformación.
En las fotos 3.1 y 3.4, se puede observar la escarpa de la falla Carpitas, por la quebrada Carrizales y la quebrada Carpitas respectivamente.

Foto 3.2. Olistolito a menor escala observado en campo, prueba de colapsos gravitacionales.

Se constató la presencia de colapsos gravitaciones locales (foto 3.2) y a mayor escala (Foto 3.3) dados en diferentes etapas, generándose bloques basculados con la presencia de Olistolitos y macizos rocosos deformados e inclinados. Al darse los basculamientos, al mismo tiempo se crearon espacios que fueron rellenados por secuencias sedimentarias posteriores, todo dentro del contexto gravitacional, y ayudado por etapas de colmataciones generados por el mecanismo geométrico y sedimentario del fallamiento lístrico, por ejemplo el relleno de la secuencia superior (plioceno – pleistoceno) del graben de Carpitas (Fig. 3.4).

3.2.3. INTERPRETACION DE SECCIONES SÍSMICAS:

Las secciones GMP-04 y GMP-05 tienen aproximadamente 20 y 14 kilómetros de longitud respectivamente (Fig. 3.10 y 3.11); ambas se inician en la línea de costa y se prolongan sub-paralelamente en sentido E-SE.

Foto.3.3: Olistolito a mayor escala.

A primera vista, las secciones sísmicas no se observaban muy claras, complicando la interpretación, se empezó a marcar parte de los reflectores más sobresalientes los cuales indicarían la tendencia preferencial y real que se buscaba. Luego con algo más de ubicación se pasó a la elucidación.

Al iniciar la interpretación de las secciones sísmicas GMP-04 y GMP-05, se nota a primera instancia la geométrica lístrica dada por la falla Carpitas. En base a esta observación, se empezó a analizar y elaborar el comportamiento que este tipo de falla generaría dentro de la Cuenca y la importancia de visualizarla actualmente en superficie y en relación a su morfología.

Asimismo, se empezó a buscar las relaciones geométricas que la falla Carpitas

Foto 3.4: Secuencia Plio-Pleistocena que rellena el graben de Carpitas. Al fondo se observa la escarpa de Falla Carpitas por la quebrada. Carpitas.

debería tener en relación a su contexto. En la sísmica, se encontraron fallas sintéticas (con el mismo buzamiento que la falla Carpitas) y antitéticas (en relación opuesta a la falla Carpitas), todas ellas ubicadas también en campo: fallas Cancas, Algarrobo, Máncora-1 (Sintéticas), y El Bravo (Antitética).

También existen otras fallas con rasgos menos importantes que están estrechamente relacionadas a este fallamiento lístrico. Observado los principales fallamientos, se optimizó su conexión con la parte superficial, es decir con los datos estructurales tomados en campo y con la información estructural que existía en la zona, se estableció que los rasgos topográficos de las líneas sísmicas encajaban dentro de la trama y además corroboraban la ubicación de las fallas.

Se uso también la información de los pozos que pasaban sobre las secciones sísmicas, y se proyectaron a los pozos más cercanos. En el área de Carpitas y al oeste de la falla del mismo nombre, la sección sísmica GMP-04, tiene 2 pozos alineados (AM-125 y C-4), y se proyecto el pozo C-18.

Para ubicar en el subsuelo los topes formacionales reconocidos en los pozos, se creó, en base a los registros sónicos tomados en estos pozos, los sismogramas sintéticos, que reflejaron las amplitudes de las Formaciones en el subsuelo. Al crearse los sismogramas sintéticos se tuvo mayor exactitud de correlacionar un reflector clave que salga a superficie, con los afloramientos de campo. Una vez calibrado el pozo, tranquilamente se obtiene las bases y topes exactos de las formaciones cortadas por el pozo basándonos solo de las profundidades marcadas para cada Formación.

La sección sísmica GMP-05, se superpone a los pozos PB-56 y Man-X-2 y los pozos proyectados son BA-X-1 y Man-01.

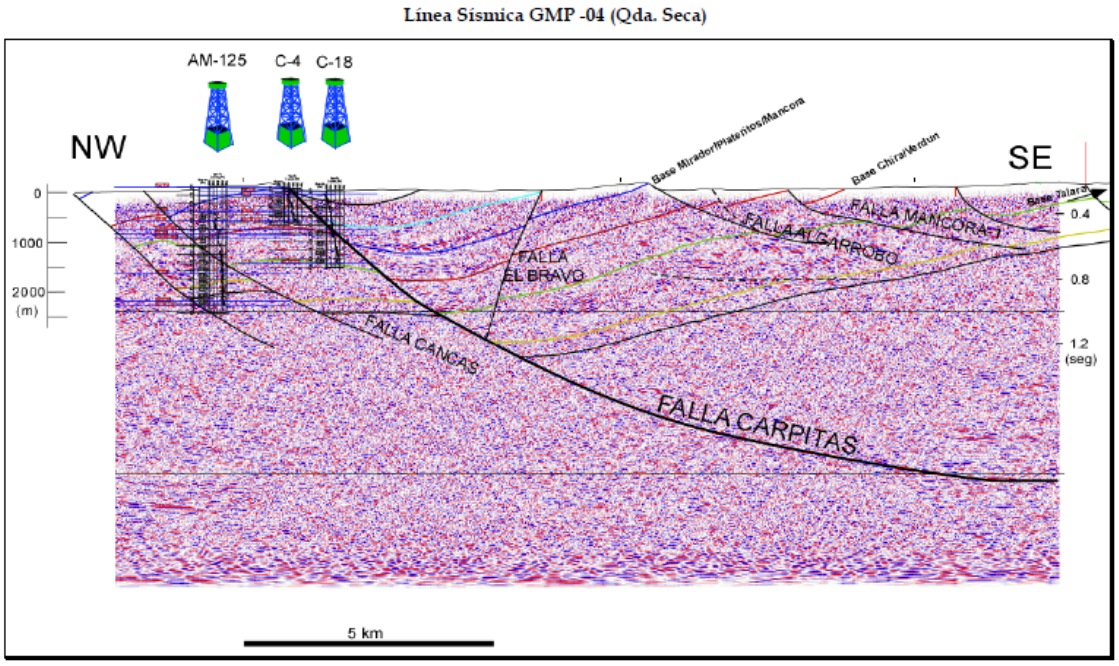


Fig. 3.10: Interpretación de la sección sísmica GMP-04 calibrada a partir de sismogramas sintéticos y de información de superficie. A la derecha se tienen valores de profundidad en segundos, y a la izquierda se tiene los valores de profundidad en metros. La línea amarilla es la base de Ostrea-Echino, la negra es la base de Mogollón y tope del paleozoico. Ubicación de la sección en el mapa en las Figs. 1.5 y 4.2.

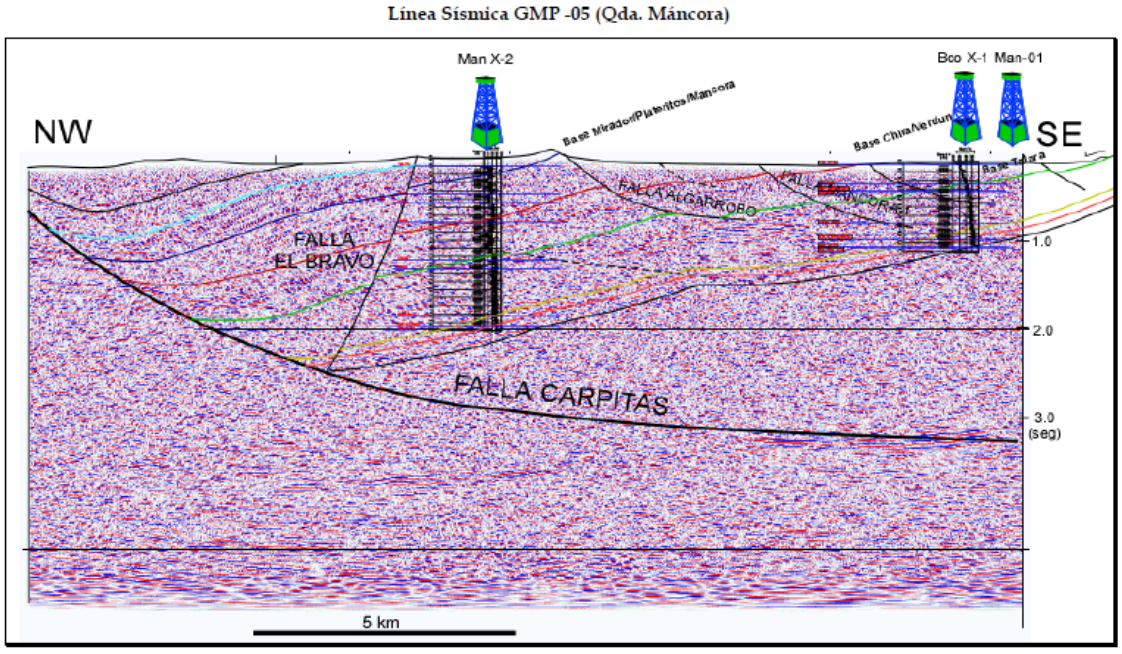


Fig 3.11: Interpretación de la sección sísmica GMP-05 (paralela a GMP-04) calibrada a partir de sismogramas sintéticos y de información se superficie. A la derecha se tienen valores de profundidad en segundos.. Línea amarilla es base Ostrea-Echino, la línea rosada es base de Mogollón y la línea negra es la base de San Cristóbal y tope del paleozoico. Ubicación de la sección en el mapa de las Figuras. 1.5 y 4.2.

Teniendo a las fallas visualizadas en la sísmica, los topes y bases de los reflectores claves tomados de los sismogramas sintéticos, y de la información de campo, se pasó a delimitar y seguir los reflectores en las secciones sísmicas, denominándolos contactos de Formaciones. Estos contactos a la larga son el reflejo de los topes y bases que sirvieron para delimitar su geometría (forma, longitud, espesor) además se observó variables en distintas etapas al generar los contactos debido al fallamiento (creando saltos) y a la estratigrafía (variando espesores).
En dirección hacia la montaña de los Amotapes, el comportamiento de los reflectores fue seguido hasta el límite oriental de las secciones sísmicas GMP-04 y GMP-05. Al este del área de investigación, se prosiguió la parte interpretativa guiándose de las probables extensiones de los reflectores, apoyados con la información de superficie, hasta llegar al alto de los Amotapes.
En dirección hacia los Amotapes, la sección GMP-05, se alinea con los pozos T-1-1, CX-2, CEX-1, CX-1, que sirvieron para controlar la sección. Estos pozos cumplen con la geometría en el subsuelo, debido al acortamiento y menor espesor de las Formaciones, tocando a menor profundidad a la Formación Amotapes, lo cual evidencia el comportamiento geométrico de este tipo de fallamiento.
Algunas fallas al este de la falla Carpitas como Algarrobo y Máncora-1
muestran un componente de arrastre, observadas en la sísmica, que tienden a la horizontalidad.
En la interpretación sísmica se pudo visualizar la estructura tipo rollover, bloques basculados con dirección de deslizamiento hacia el E – SE, y en dirección hacia los Amotapes, asimismo se interpreta un pliegue acomodado fuera de la sección sísmica, que se hace evidente por los cambios de buzamientos tomados en el campo, llegando hasta el flanco de los Amotapes
(ver sección estructural de las quebradas Seca y Máncora).

3.3. EL ALTO DE AMOTAPES

Conforma el limite oriental y occidental de las Cuencas Talara y Lancones respectivamente (Fig. 2.10) y es substrato de ambas; se halla constituido por esquistos, filitas y cuarcitas incluyendo las intrusiones de granito (ver Capitulo II para estratigrafía). El Alto de Amotapes se halla en el subsuelo dentro del valle de Pazul (en medio de Amotapes, Fig 3.12) limitado por fallamientos en los flancos de las Montañas de Amotape. Esta cadena alcanza aproximadamente los 1000 m de altura (Fig. 3.12).

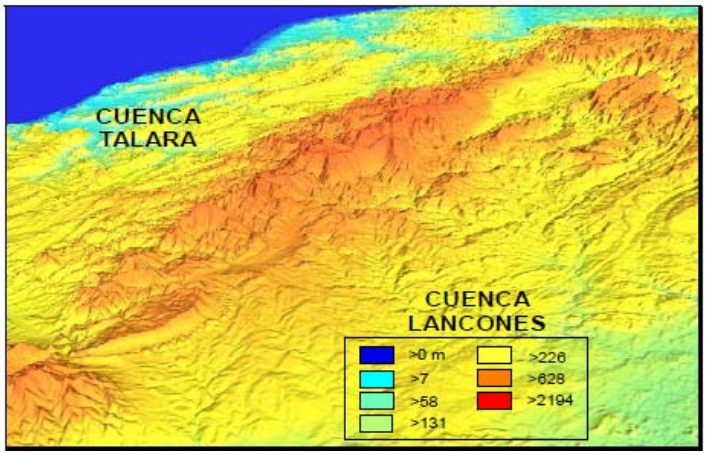


Fig. 3.12: DEM de la zona de estudio, los colores indican la altitud. Se observa a la montaña de Amotapes entre las Cuencas Talara y Lancones con una altitud mayor a los 1000 metros.

Varios periodos de actividad tectónica afectaron a las rocas paleozoicas antes de la depositación del cretáceo, experimentando un intenso fallamiento y fracturamiento derivando en los altos buzamientos de los estratos. Los afloramientos del paleozoico en la cadena de los cerros de Amotape tienen un rumbo general NE-SO variando a NO-SE hacia el sur (Altos Paita y Illescas). Este cambio de dirección de la cadena se ha atribuido al efecto de la deflexión de Huancabamba (Fig. 3. 16).

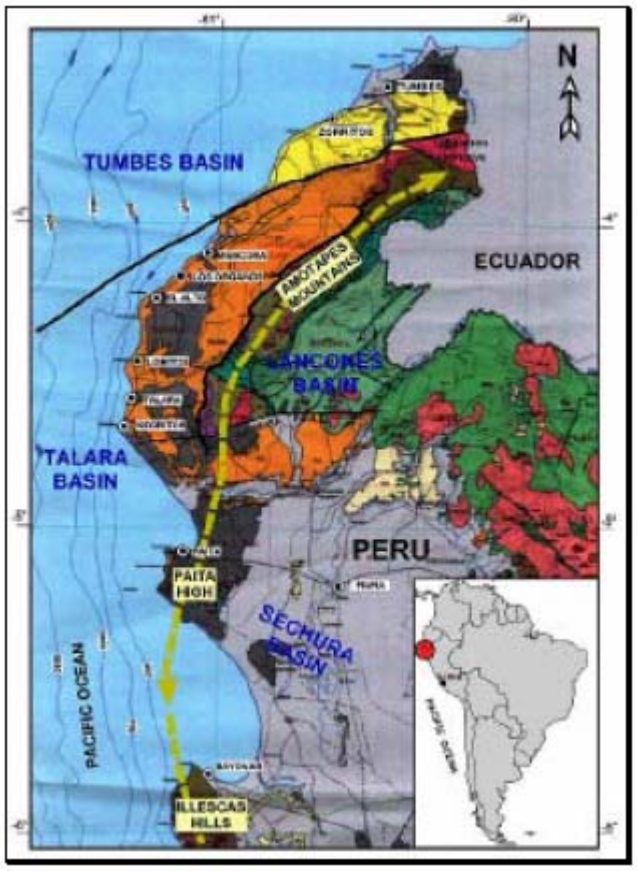


Fig. 3.13: Mapa geológico que muestra los Altos de Amotapes, Paita e Illescas en conjunto y dentro del contexto estructural regional del NW del Perú. Se observa las 4 principales Cuencas comprometidas, Tumbes, Talara (el limite entre ambas esta marcada por la línea negra), Lancones y Sechura. Mapa tomado del Reporte de Parsep (2004).

Tectónicamente, las Cuencas del NW (Tumbes, Talara, Lancones, Sechura) están separadas por altos estructurales como son: El Alto de Zorritos (Tumbes –Talara); montaña de Amotapes (Talara – Lancones) (Fig. 2.10); en subsuelo está el Alto de Tamarindo (Talara – Lancones) (Fig. 3.14); Alto de Paita – Sullana (Talara- Sechura) (Fig. 3.13).
Las Cuencas Talara y Lancones en superficie guardan una relación tectònica gracias al Alto de Amotapes (Fig. 3.13) que vinculó la separación de ambas Cuencas; hacia la parte sur de la Cuenca Talara en subsuelo, el vinculo es estructural y sedimentario visualizado por el Alto de Tamarindo (prolongación del Alto de Amotapes) (Fig. 3.14).

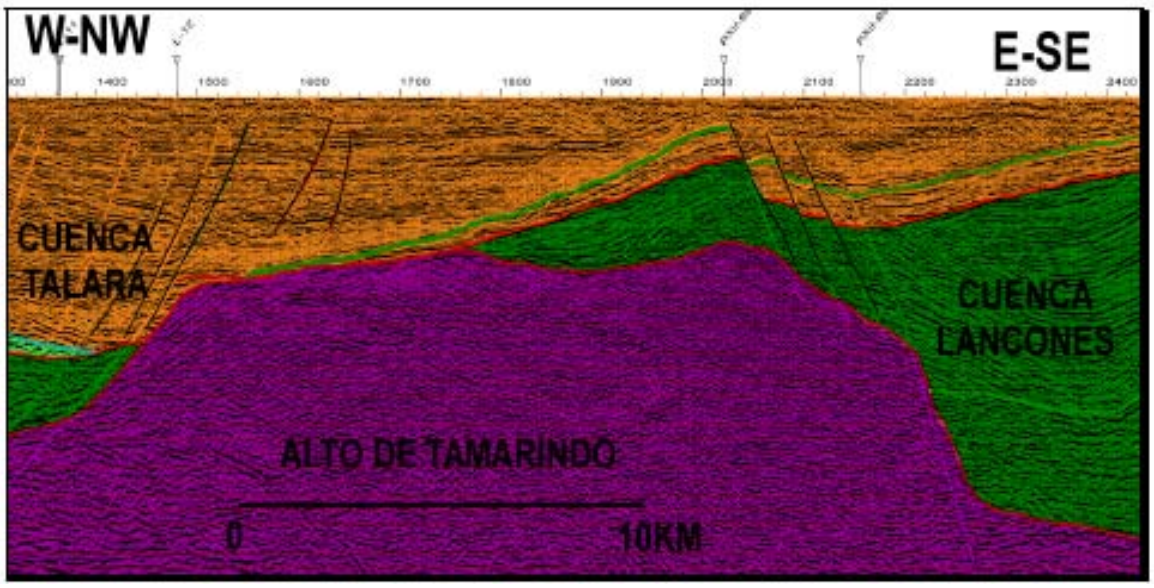


Fig. 3.14: Sección PXII-99-10 interpretada justo en punto de separación de las Cuencas Talara (al WNW) y Lancones (al ESE). Se observa muy claramente como el Alto de Tamarindo sirve de puente sedimentario y al mismo tiempo de separación estructural. En anaranjado se observa la sedimentación de las Formaciones del eoceno medio-superior; en verde las del albianocenomaniano son compartidos en ambas Cuencas; se ve también de morado al paleozoico del devoniano-carbonífero. Ubicación de la sección en el mapa de la Fig. 1.5 y 4.2.

3.4. LA CUENCA LANCONES

3.4.1. ESTILO ESTRUCTURAL Y PRINCIPALES FALLAS

Las principales fallas de la zona de investigación conforman los rasgos estructurales de mayor significado en la Cuenca Lancones debido a la variedad de sus direcciones que afectaron la configuración geológica observable actualmente. La Cuenca Lancones denotada por el rumbo principal de las fallas es muy similar al de Talara con rumbo NE –SW, también presenta 3 orientaciones secundarias, siendo la mas importante la de tendencia E – W. Así, demostramos el contexto extensional por la orientación principal, y también la orientación secundaria por un componente de rumbo E-W. Con las imágenes satelitales, apoyados por los DEM´s y comprobaciones de la salida se observaron los 2 sistemas preferenciales: las fallas longitudinales (NE – SW) y las transversales (W – E) (Fig. 3.15) que a continuación se describen.

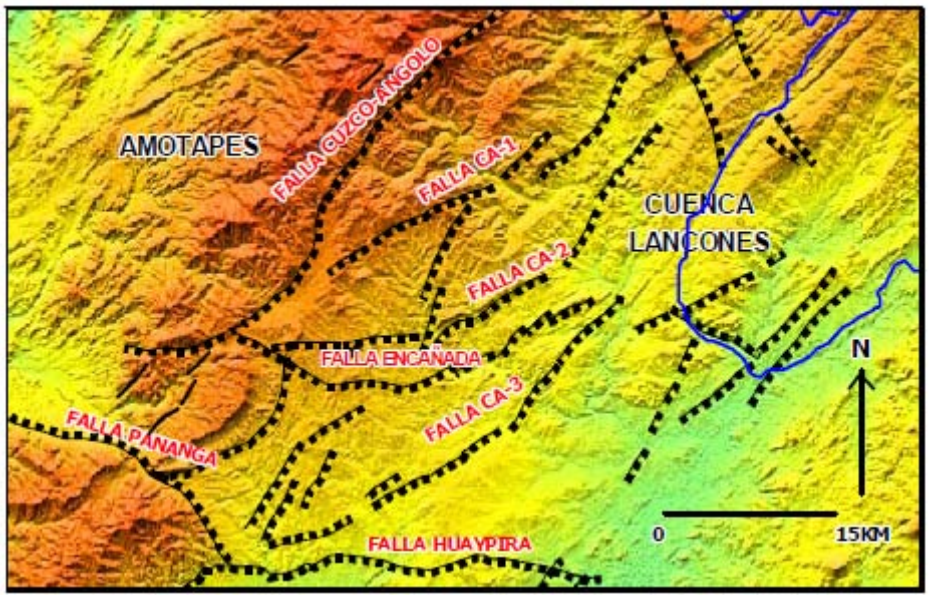


Fig 3.15: Imagen DEM visualizando las principales fallas en la Cuenca Lancones (básicamente en la parte norte de la Cuenca). En ella se observa los lineamientos, NE – SW principalmente y también se observa un 2do lineamiento E –W (componente de rumbo). La línea azul es el límite entre Perú y Ecuador.

3.4.1.1. Falla Cuzco - Angolo:

Es una de las principales fallas longitudinales sub-paralela a la cadena de los Amotapes. Esta falla compuesta es una falla lístrica. Tiene una orientación NE – SW (Foto 3.5) y un buzamiento aproximado entre 50° y 60° al SE. La falla lístrica pone en contacto cerca del paraje La Encañada a la Formación Muerto y a la parte basal de la Formación Encuentros (Mbo. Culebras). Mas al NE, esta falla lístrica pone en contacto a la Formación Muerto con la Formación Tablones,
ambas en el flanco occidental de la Cuenca Lancones; el salto vertical por la falla es aproximadamente entre 1500 y 2000 metros. En la parte NE, podría ser un

poco menos dependiendo de la discordancia existente pre-Formación Tablones.
Las observaciones de campo de la falla lístrica Cuzco-Angolo interpreta de alguna manera la evidencia de su geometría (Fotos 3.5 y 3.6). Mas adelante, se describirá de las posibles variables que puedan haber sufrido por el contexto que la rodea.

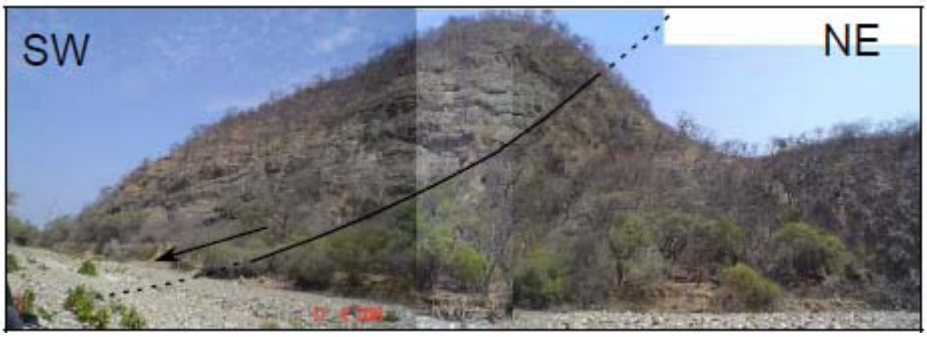


Foto 3.5. Parte de la falla lístrica principal Cuzco-Angolo, cerca al flanco occidental de la Cuenca Lancones, poniendo en contacto al paleozoico (lado derecho de la falla) con la Formación Muerto – Pananga. (Lado izquierdo de la foto) Quebrada del Potrerillo.

Otras fallas longitudinales de valor secundario son; las fallas El Chilco, Totora, etc, cerca de la frontera con Ecuador, presentan longitudes aproximados de 8 Kilómetros y saltos verticales de un centenar de metros (Reyes, 1987).

3.4.1.2. Falla Huaypirá:

Es una de las principales y más importantes fallas transversales dentro de la Cuenca, ha funcionado como limite estructural y sedimentario dentro de la Cuenca. Tiene una longitud observada de 60 kilómetros aproximadamente (Fig. 2.9). El desplazamiento vertical en la parte oriental es de aproximadamente 800 metros y hacia el oeste aumenta aproximadamente 1500 metros. Esta falla principalmente en la parte norte de la Cuenca separa los sedimentos cretáceos del Grupo Copa Sombrero (parte basal de la Formación Encuentros) de los sedimentos eocenos (Chira – Verdun) ubicados al lado sur de la falla. Hacia el Este, la falla, se pone en contacto la Formación Huasimal al norte con la Formación Chira-Verdun al sur, en el oeste, el contacto es entre el paleozoico y la Formación Chira-Verdun (Reyes, 1987).

Fig. 3.16: Mapa que muestra el sub-paralelismo de la falla Huaypirá con la deflexión de Huancabamba. En ella, esta bosquejada el movimiento de rumbo sinestral.

Recientemente, se han encontrado filtraciones de hidrocarburos a lo largo de Huaypirá, se halló una colada de agua con petróleo y otra de crudo pesado o brea (Reporte BPZ, 2005).
Esta falla tiene un componente normal pero también tiene un movimiento de rumbo (componente transcurrente sinestral) debido a que se encuentra en sentido paralelo o sub-paralelo a la deflexión de Huancabamba (Fig. 3.16).

3.4.1.3. Falla Encañada:

Tiene aproximadamente 20 Kilómetros de longitud y se ubica en la parte central de la Cuenca, funciona como una falla normal poniendo en contacto a los miembros superior (jnc) e inferior (jna) de la Formación Jahuay Negro, y parte de la Formación Muerto con Jahuay Negro. Al oeste, igualmente pone en contacto a los miembros superior e inferior de la Formación Encuentros (Fig. 2.9) (Fig. 3.15).

3.4.1.4. Falla Pananga:

Tiene aproximadamente 25 Kilómetros de longitud, y pone en contacto al paleozoico con el cretáceo superior (Formación Tablones) y parte del eoceno (Formaciones. Chira-Talara) en el valle de Pazul. Esta falla converge con la falla Huaypirá. Tiene un rechazo vertical de aproximadamente 1000 metros (Reyes, 1986) (Fig. 3.15).

3.4.1.5. Fallas CA-1, CA-2, CA-3:

Estas Fallas mantienen el rumbo de la falla lístrica Cuzco - Angolo, y son consideradas fallas sintéticas a la falla lístrica, son cortadas por las secciones estructurales de las quebradas Seca y Máncora en la Cuenca Lancones (Fig. 3.15).

De los sistemas descritos el principal tiene azimut promedio N 60° (Rumbo NE – SW, similar al del área de Carpitas) representado por el 40% de las medidas (Ej. falla Cuzco-Angolo), un segundo sistema con azimut N 90° (22%) evidenciados por grandes fallas como Huaypirá, La Encañada etc. y un tercer sistema con azimut de N 0°- 30° (15%) coincidente con la orientación de los principales pliegues. Existe otro sistema secundario de orientación N 140°-160° (11%) Ej. falla Pananga, el restante 12% fueron orientaciones dispersas (Reporte de Pluspetrol, 2002) (Fig. 3.17).

3.4.2. OBSERVACIONES ESTRUCTURALES IMPORTANTES DE CAMPO:

En la salida de campo para el área de Lancones, se tomaron datos en varios afloramientos claves (Fig. 3.18). Trabajándose en varias quebradas, en la parte norte de la Cuenca.

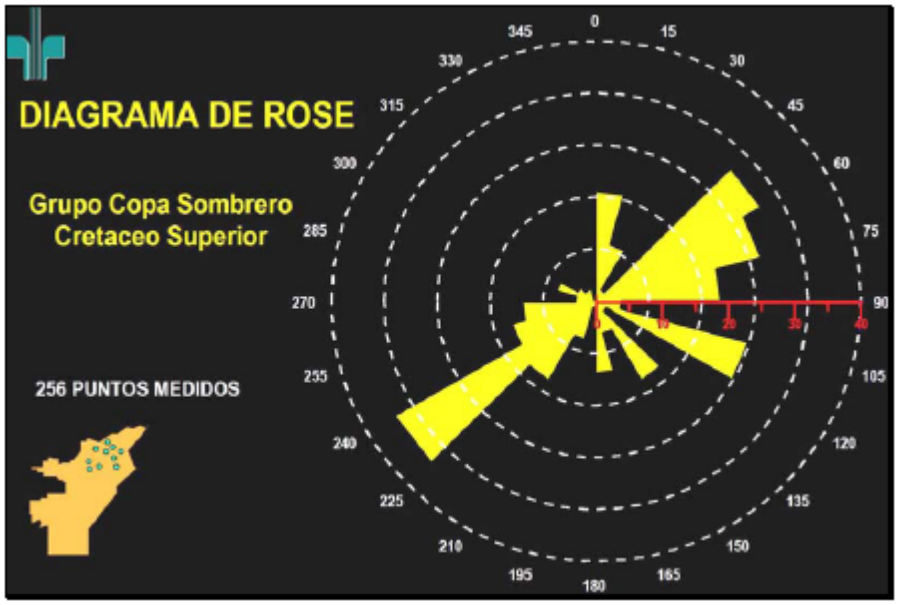


Fig 3.17: Diagrama de Rose mostrando los principales lineamientos en la Cuenca Lancones (tomado del Reporte de Pluspetrol, 2002).

De lo observado la Cuenca Lancones, se verificó la complejidad estructural por los diferentes sistemas de fallas (4). Estos lineamientos se verificaron en el campo, en 2 de los casos principalmente (falla Cuzco – Angolo, NE - SW y falla Huaypirá, E-W).

La falla Cuzco – Angolo en la quebrada Potrerillo en la margen occidental de la Cuenca Lancones se observa una parte de un rollover en la Formación Muerto muy típico (Foto 3.6). En esa misma quebrada y antes del rollover, se observa una falla normal de rumbo NE – SW (componente principal del fallamiento lístrico) que pone en contacto a las Formaciones Pananga y Muerto (Foto 3.7).

También se observa en casi toda el área la presencia de plegamientos (anticlinales y sinclinales) (Foto 3.8) ubicados entre los macizos de los cerros Amotape hasta cerca del margen del Río Chira. Hacia el norte, estos plegamientos se observan hasta el Pueblo de Encuentros, extendiéndose hacia los pueblos de Alamor y Célica en el Ecuador, al sur estos plegamientos truncan la falla Huaypirá, prolongándose en subsuelo debajo de la cobertura cenozoico (Fig. 3.13).

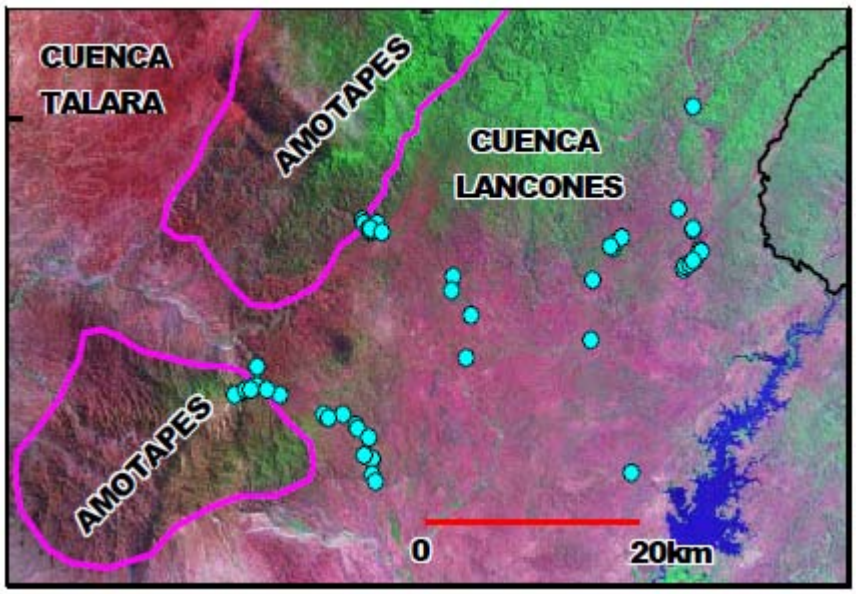


Fig. 3.18. Imagen Satelital (Landsat) que muestra los afloramientos visitados en la Cuenca Lancones.

Se visualiza también muy claramente que la falla Huaypirá sirve de límite sedimentario y estructural a la Cuenca Lancones, separándola en 2 partes, al norte con la secuencia cretácea plegada y al sur con la cubierta cenozoica con pliegues de amplitudes más anchos.

3.4.3. INTERPRETACION DE SECCIONES SÍSMICAS

En la Cuenca Lancones, se analizaron las secciones sísmicas PXII-99-05 y PXII 99-10. La primera tiene aproximadamente 73 Kilómetros de largo, se inicia en la

Foto. 3.6: Evidencia de un pequeño rollover en la Formación Muerto cerca de la quebrada. Potrerillos (prolongación al SW de la Foto 3.5).

Foto 3.7: Falla normal haciendo caer el Muerto. So= N245 35SE. A la izquierda, facies más dístales de la Formación Pananga y a la derecha, la Formación Muerto (quebrada Potrerillos).

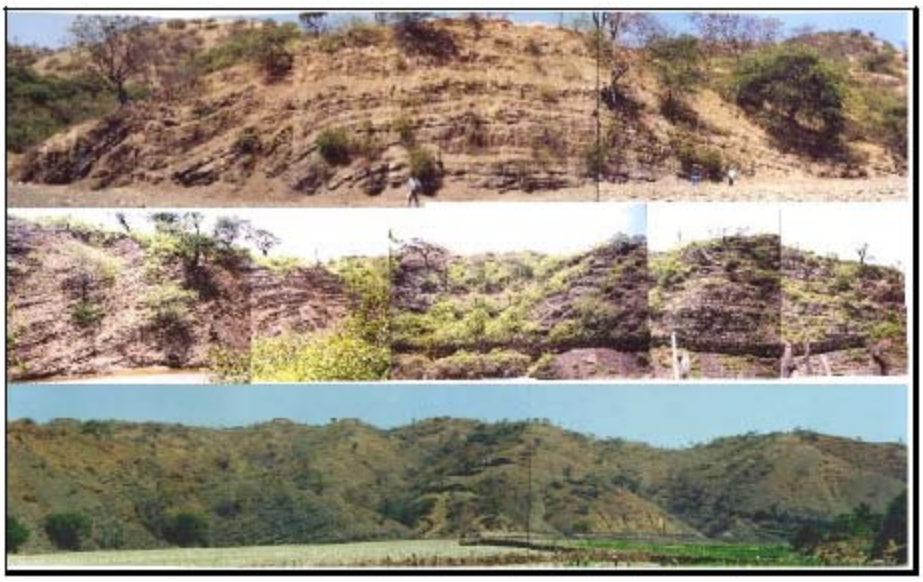


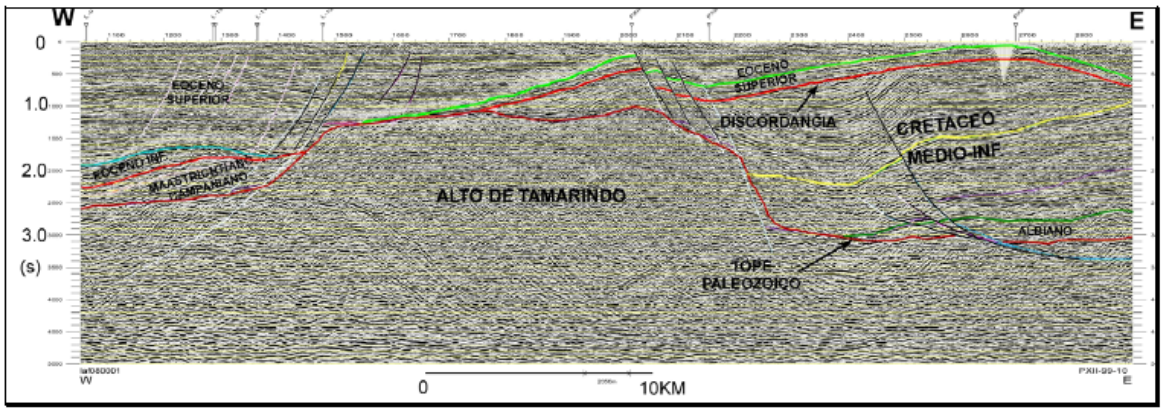
Foto 3.8: Principales plegamientos en la Cuenca Lancones (Pocitos, Canovitas y Jabonillos,) generadas anteriores a la sedimentación eocena. Tomada del Reporte de Pluspetrol, 2002.

parte sur de la Cuenca, pasa por la falla Huaypirá y cruza gran parte de las unidades cretáceas al norte de Huaypirá y a las secciones estructurales de las quebradas Seca y Máncora (Fig. 1.5 y 4.2) Entre tanto, la sección PXII-99-10 tiene aproximadamente 50 kilómetros de longitud con dirección W – E, y se cruzan en la parte sur de la Cuenca Lancones específicamente muy cerca al pozo Abejas 1-X.

En la sección PXII-99-10, se observa como estructura principal el alto del Tamarindo separando a las Cuencas Talara y Lancones (Fig. 3.19) este alto sirvió de unión a la sedimentación del eoceno (Formaciones. Chira – Verdun) y en parte a las formaciones de campaniano-maastrichtiano. En el sector oriental de este alto ocurre la flaja plegada cretácea del Grupo Copa Sombrero y de la Formación Muerto del albiano. Las formaciones del eoceno se hallan en discordancia erosiva sobre el plegamiento del Grupo Copa Sombrero. El Grupo Copa Sombrero y la Formación Muerto se hayan plegados. Y, los

sedimentos suprayacentes del eoceno forman pliegues de amplitudes mas anchas extendiéndose hacia Talara. Este último evento compresivo fue posterior al evento que afectó a las rocas cretáceas (paleoceno).

De la sección PXII-99-05 (Fig. 3.19-abajo), se observa al NE del Alto de Tamarindo; el tope del paleozoico, la faja plegada del Grupo Copa Sombrero y en discordancia a las formaciones eocenas suprayacentes. Hacia el norte de la sección sísmica, aflora la falla Huaypirá, seguido de la secuencia cretácea plegada, con fallas principales que pasan próximas a las prolongaciones de las secciones estructurales de las quebradas Seca y Máncora (Capitulo IV) (no se hizo mayor detalle de esta parte de la Cuenca, debido a la poca información).



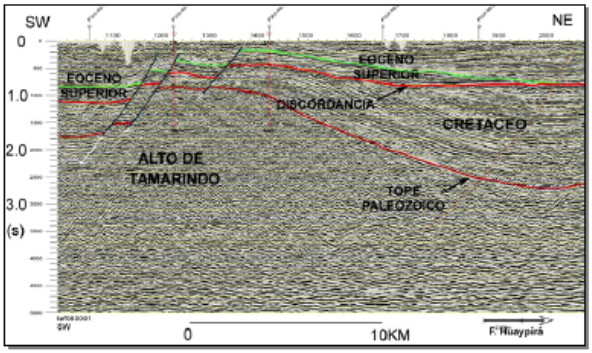


Fig 3.19: Arriba, sección sísmica PXII-10 re-interpretada, donde se nota la clarísima discordancia del eoceno sobre el cretáceo. La faja plegada del Grupo Copa Sombrero subyacente es sellada por los sedimentos del eoceno medio-superior. El alto de Tamarindo sirve de conexión y de limite entre las Cuencas Talara y Lancones. Abajo, se observa parte de la sección PXII-05, cortando perpendicularmente a la sección PXII-10, y solo bosquejada hasta antes de la falla Huaypirá. Se visualiza fallas normales en los flancos de Tamarindo. Ambas secciones se encuentran al lado sur de la falla Huaypirá (ubicación en el mapa de la 1.5)

CAPITULO IV

SECCIONES REGIONALES Y ETAPAS DE FORMACION.

4.1. CONSTRUCCION DE LAS SECCIONES ESTRUCTURALES A TRAVES DE LAS CUENCAS TALARA Y LANCONES:

Configurado y encajado las informaciones del subsuelo y de campo, se construyó las secciones estructurales A-A´ de la quebrada Seca y B-B´ y de la quebrada Máncora (Fig. 4.1). Estas secciones muestran las relaciones geométricas entre las diferentes Cuencas y permiten evidenciar varias etapas de deformación. Para construir estas secciones, se trabajó con la base de datos de un GIS para una mejor exactitud y calibración.

Las secciones se inician en el margen occidente en las costas del Océano Pacifico entre los Balnearios de Punta Sal y Máncora, pasan por las secciones sísmicas GMP–04 y 05 respectivamente (Fig. 1.5 y 4.2). Continúan hacia la montaña de los Amotapes, y a la Cuenca Lancones, finalizando en el límite del actual área VI. No se estableció la relación con la línea OXY-98-211 por carecer de mayor información con la línea de costa.

4.2. ANÁLISIS GEOMETRICO DEL FALLAMIENTO LÍSTRICO:

En el análisis regional de la geometría del sistema de fallas lístricas en las dos secciones regionales construidas se intenta describir el sistema extensional en su conjunto, ubicar el nivel de despegue principal y caracterizar los diferentes semi-grabenes (Fig. 4.1).
Las zonas de despegue en la Cuenca Talara se encuentran a mucha profundidad aproximadamente entre 3.4 y 4 segundos de la sección sísmica (Fig.3.10 y 3.11), estas generan el vuelco completo del fallamiento lístrico, que no se pueden evidenciar en el campo, pero se observan en las secciones

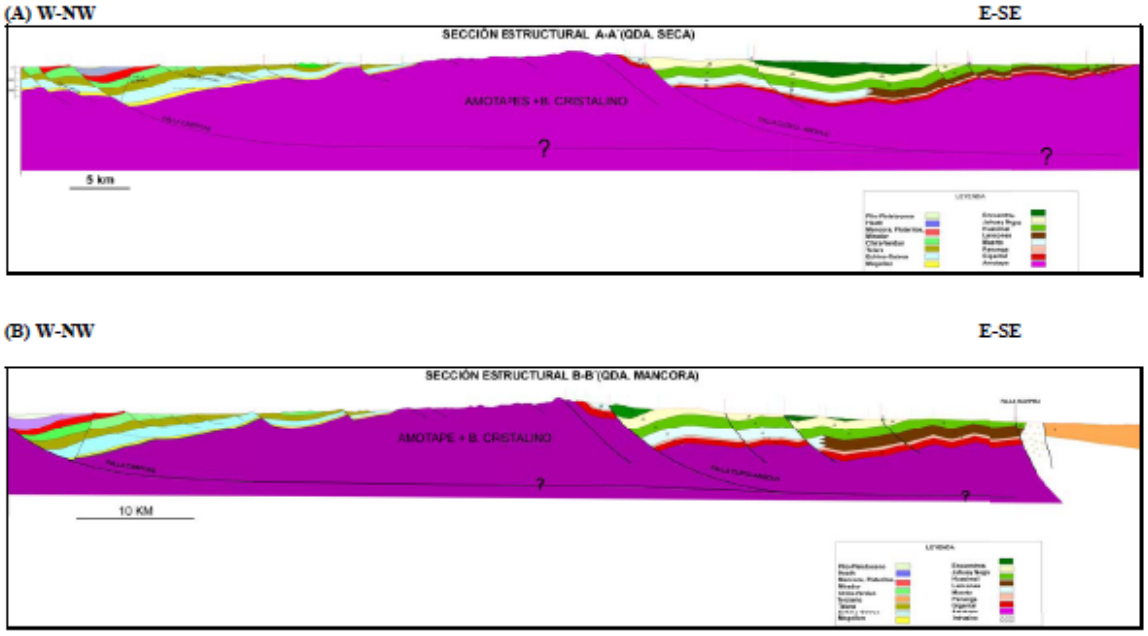


Fig. 4.1: Secciones estructurales: (A) realizada a la altura de quebrada Seca (Región Máncora) hacia los Amotapes, llegando a la Cuenca Lancones; (B) realizada a la altura de quebrada Máncora (Región Máncora) hacia los Amotapes, llegando a Lancones (cerca de la localidad El Angolo). Ver ubicación de líneas en Fig. 1.5 y 4.2.

sísmicas GMP 04 y 05 y OXY-98-211 la horizontalidad del despegue principal
(Fig. 3.10, 3.11 y 4.5).
En el proceso del acomodo geométrico de la estructura tipo rollover se crean semi-grábenes, que constituyen los primeros pasos en la construcción del rollover; estos semi-grabenes controlan las zonas de sedimentación de la Cuenca (Fig. 3.3 A).
Las secciones estructurales muestran en el lado oriental de la Cuenca Lancones el componente lístrico muy claro en la quebrada Gramadal – Potrerillos, formando una estructura tipo rollover. El espacio generado fue rellenado probablemente por sedimentos posteriores del Eoceno inferior, en el campo se observa solo a la Formación Muerto que forma el substratum de esa estructura en dirección E – SE.
La falla lístrica Carpitas de la Cuenca Talara se observa en el campo y también muy clara en las secciones sísmicas GMP 04 y 05 (Fig. 3.10 y 3.11) cuya zona de despegue está a profundidad (3.8 segundos en promedio- ver sección GMP-04 y 05).

4.3. ANÁLISIS TECTONO-SEDIMENTARIO: ETAPAS DE DEFORMACION DE LAS CUENCAS TALARA Y LANCONES:

Los eventos tectònicos generados para el noroeste del Perú están registrados en los sedimentos de las Cuencas Talara y Lancones. Se analiza las relaciones entre las estructuras tectónicas y la sedimentación.
Los principales eventos tectònicos que relacionan ambas Cuencas, se pueden identificar a partir de los rellenos que colmataron los diferentes semi-grábenes (Fig. 4.4 y 4.5).

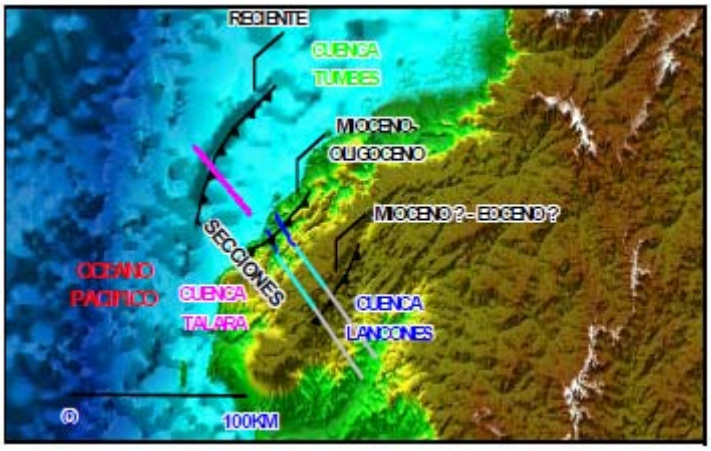


Fig. 4.2: Imagen Batimétrica y del relieve del NW del Perú (NASA). Se observa muy claramente las mega-fallas de W-NW a E-SE desde la falla del Banco Perú (reciente-plioceno- Pleistoceno), pasando la falla Carpitas (Mioceno-Oligoceno) y hasta la falla Cuzco-Angolo (mioceno ? - eoceno?). En rosado se ve la sección sísmica OXY 98-211, seguido de las líneas azules (secciones sísmicas GMP-04 y 05), luego las prolongaciones por encima de Amotapes en celeste y las grises llegando hasta la Cuenca Lancones en sentido E-SE.

Se tiene la idea que las primeras secuencias estratigráficas cretáceas se inició con la gran transgresión marina en el centro del Perú, alcanzando su máxima subsidencia en el albiano medio, involucrando a gran parte del NW peruano, en donde se instala una plataforma carbonatada que pasa de ser somera, abierta a profunda y restringida, depositándose las Formaciones Pananga y Muerto, se cree que estas son las formaciones básales de la gran Cuenca cretácea del noroeste, suprayaciendo a las rocas del paleozoico.
Entre las Cuencas Lancones y Talara, se interpone la montaña de Amotapes, como un centro de separación principal entre los sedimentos paleógeno – neógenos y los cretáceos. Al sur de la Cuenca Lancones, se observa muy claramente en la sección sísmica PXII-99-10 como el Alto de Tamarindo sirvió de separación y conexión sedimentaria-estructural a ambas Cuencas (Fig. 3.19- arriba). Esta misma vinculación se habría dado más al norte por la Región

Máncora por donde pasan las secciones estructurales de las quebradas Seca y Máncora, mostrando erosión de estos sedimentos.
Las estructuras dentro de este contexto fueron formadas en tres etapas diferentes; la primera compresiva pre-eocénica y los dos eventos posteriores extensionales, después de la fase Peruana del cretáceo tardío y de la fase Incaica del eoceno medio.
Esta descripción se hace dentro del marco de la evaluación y análisis de las secciones estructurales de las quebradas Seca y Máncora (Fig. 4.1) que muestran los principales aspectos

topográficos y eventos estructurales evidenciados en el campo.
El sustento mas evidente del proceso estructural-sedimentario en la Cuenca Talara se halla aledaña a la falla Carpitas, esta crea un espacio que posteriormente fue rellenado por la sedimentación oligocena – miocena inferior (Formación Heath) y después por la secuencia pliocena-pleistocena (Fig. 4.1 y 4.4-en detalle); se observa también como las fallas Máncora-1, Algarrobo y las fallas al W (ver Fig. 3.10 y 3.11), guardan similares relaciones estructurales como continuación de los esfuerzos, del Eoceno, viéndose como las formaciones involucradas han variado, basculándose y engrosándose. Las formaciones Ostrea-Echino, Talara y Chira-Verdun también se hallan afectados por los pulsos extensionales de las fases tectónicas (especialmente de la fase Inca).

4.3.1. COMPRESION PRE-EOCENO:

Sedimentada toda la secuencia cretácea y paleógena en la Cuenca Lancones, se produjo la compresión post-cretácea (paleoceno?) en dirección normal a las tendencias estructurales SW – NE cuyos pliegues se evidencian al norte de la falla Huaypirá, donde estos plegamientos transformaron toda la secuencia cretácea de la Cuenca Lancones. Esta etapa compresiva se dio contra la montaña de Amotapes y en su prolongación en el subsuelo donde los pliegues de mayor amplitud no encontraron esa contención creando pliegues de mayor radio de curvatura; dando la idea que fue otro proceso posterior sin embargo el pliegue está separado por la discordancia existente entre el Grupo Copa Sombrero y la Formación Chira – Verdun, muy bien bosquejada en la línea sísmica PXII-99- 10 (Fig. 4.3 y 3.19).

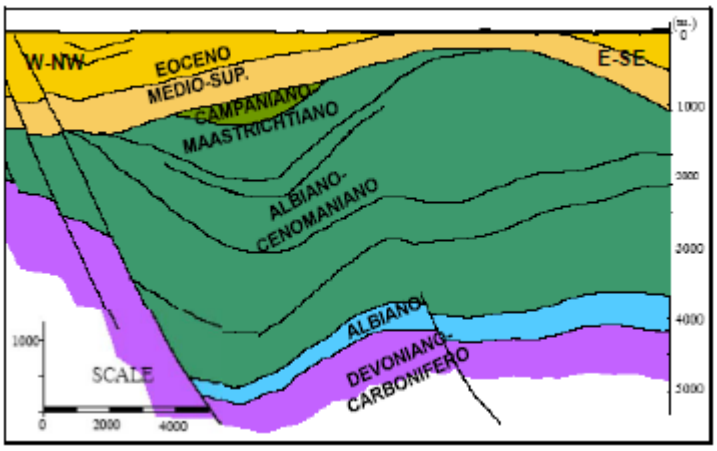


Fig. 4.3: De la sección PIIX-99-10, se observa el plegamiento del Grupo Copa Sombrero a la izquierda del Alto de Tamarindo en subsuelo, sellado por la discordancia del eoceno mediosuperior.
Este mismo plegamiento se observa en el campo en la parte norte de Huaypirá. Este plegamiento se dio aparentemente en el paleoceno

Después los plegamientos, dentro de la Cuenca Lancones, se crearon diferentes direcciones estructurales con diversos lineamientos, evidenciados por las principales fallas dentro del complejo estructural. No es difícil determinar lo anterior, dado a que la Cuenca Lancones por su ubicación actual y edad tuvo que experimentar varios eventos tectònicos.

El sistema de fallas que se observan en la Cuenca Talara muestra cambios sistemáticos en la geometría, uno casi preferencial en ella y otro muy variado en Lancones, estos cambios

variados en Lancones se dieron en diferentes etapas, vinculadas con la Cuenca Talara siendo la principal los fallamientos lístrico y /o en echelón.

4.3.2. EXTENSIÓN DEL MIO -OLIGOCENO:

En el contexto regional de la Cuenca Lancones, la falla lístrica Cuzco – Angolo guarda la relación con el inicio de la falla lístrica Carpitas en el área del mismo nombre en la Región Máncora de la Cuenca Talara (Fig. 4.4). El evento extensional en la Cuenca Talara se dio aproximadamente en el mioceno – oligoceno, y acondiciona la sedimentación de la secuencia pliocena –pleistocena (P. Baby, 2005-comunicación personal) (Fig. 4.4), determinando el contacto de las formaciones Heath dentro del hoyo con la formaciones Máncora - Plateritos - Mirador, bosquejadas como una sola, y en conjunto con la falla Carpitas generando la famosa estructura tipo rollover, geométricamente muy bien definida y deslizándose hacia el E-SE, se ve muy bonita en las líneas sísmicas de GMP 04 y 05 (Fig. 3.10, 3.11).
Hacia el W-NW se observa en la sísmica como las fallas (Falla Cancas) migran hacia el E - SE, mostrando las evidencias que el sistema mega-regional lístrico funciona.
Los lineamientos estructurales principales en el área de Carpitas tienen una dirección NE – SW, como las; Fallas Carpitas, Algarrobo, Máncora -1, etc y el eje de deslizamiento perpendicular a este esfuerzo tiene un sentido NW –SE. (Fig. 3.7).

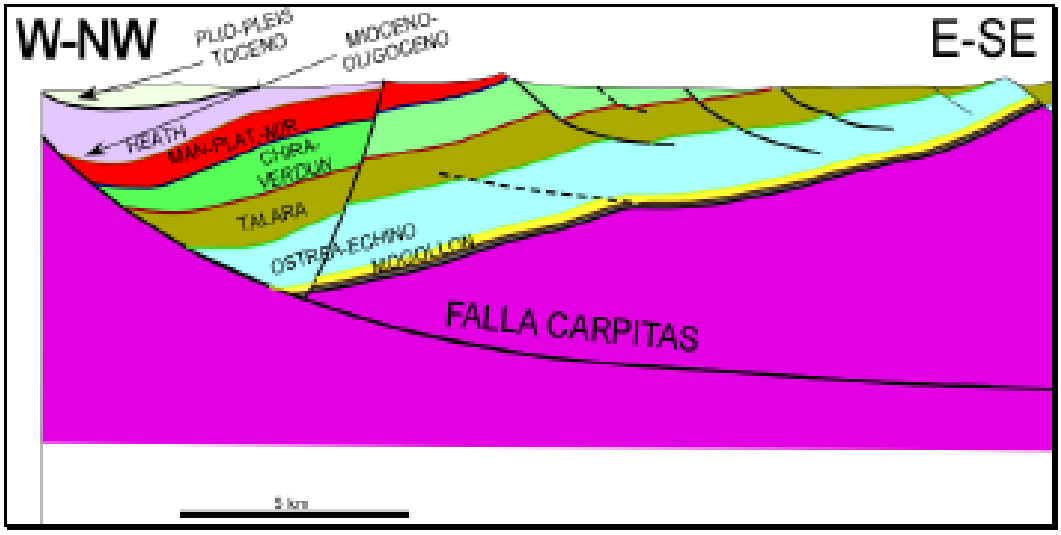


Fig. 4.4: Engrosamiento de Heath en el mioceno-oligoceno y la presencia de la secuencia pliocenopleistoceno, indicativos del funcionamiento de la falla Carpitas, se observa muy bien el rollover, que hace al campo Carpitas una zona de hidrocarburos muy productiva.

4.3.3. EXTENSIÓN DEL PLEISTOCENO - RECIENTE:

La falla Banco Perú en sentido E – SE probablemente se junta y completa la relación del fallamiento lístrico, esta falla cierra el entorno mega-regional, corroborando el comportamiento lístrico teórico y desarrollado por las evidencias que tenemos ahora.
Se cree que esta última distensión es naturalmente necesaria, cuya base geométrica crea la idea del cierre de los múltiples fallamientos lístricos y que están unidos entre si.

La Fig. 4.5 nos refleja, basándonos en la interpretación de la línea sísmica OXY- 98-211, como se forma la estructura tipo rollover, y como la falla Banco Perú se extiende hacia el E-SE en dirección de la falla lístrica Carpitas.
Se hace un acápite especial del probable último relleno del espacio creado por la reactivación de la Falla Cuzco – Angolo, este seria eocena o incluso miocena, pensando que la reactivación habría ocurrido en ese tiempo, pero no se tiene mayor evidencia, debido a la erosión de esta parte de la Cuenca.

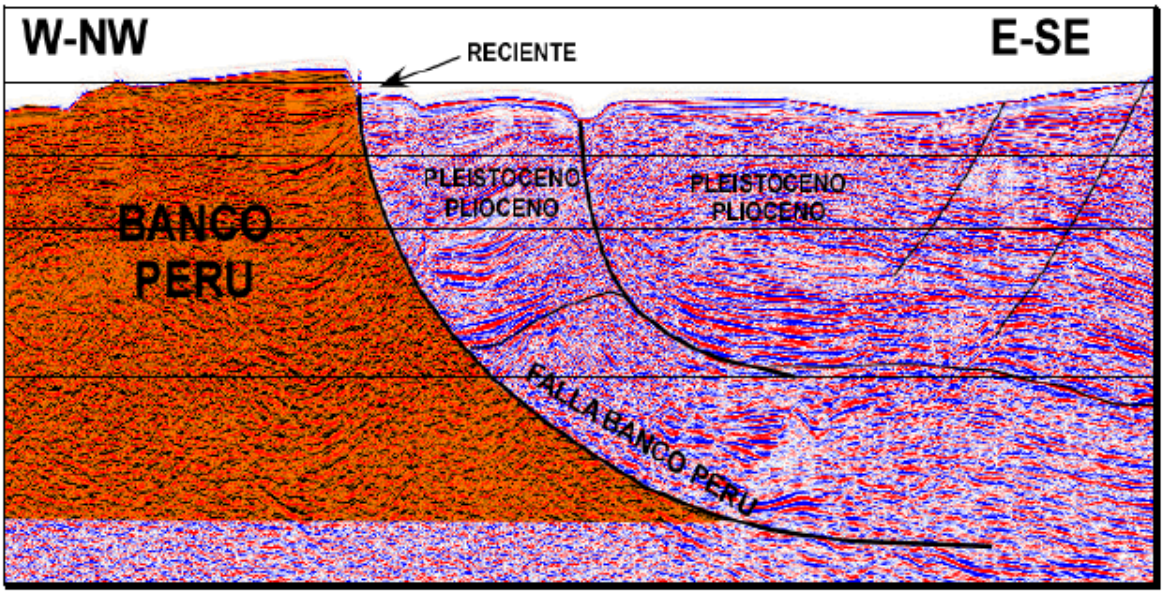


Fig 4.5: Falla lístrica mega-regional del flanco oriental del Banco Perú. Se puede observar en la línea sísmica (flanco derecho) el relleno pleistoceno- plioceno (reciente). Línea sísmica mar adentro OXY-98-211.

Al sur de la Cuenca Lancones se observa (Fig. 3.14), que existe y / o existió sedimentación totalmente paleógeno, que junto a la sedimentación del eoceno y /o mioceno, podría ser una base ligera del probable relleno en el flanco occidental de la Cuenca Lancones junto a la montaña de Amotapes notándose la presencia de estructuras tipo roll over en este flanco. En el campo existe en la Formaciones Muerto y Encuentros estructuras roll over (Foto 3.6).

4.3.4. MODELO EVOLUTIVO

Todo modelo se crea en base a las evidencias sedimentarias, estructurales, etc observadas en campo, nace de una interpretación primaria que luego podría variar según la evolución de la investigación. Este modelo como antes se mencionó resultó de un análisis exhaustivo de 2

secciones estructurales regionales, de ellas se desprende toda la información, es por eso que al describir las fallas regionales, se las enfocan dentro un patrón extensional y de un tipo de fallamiento lístrico.

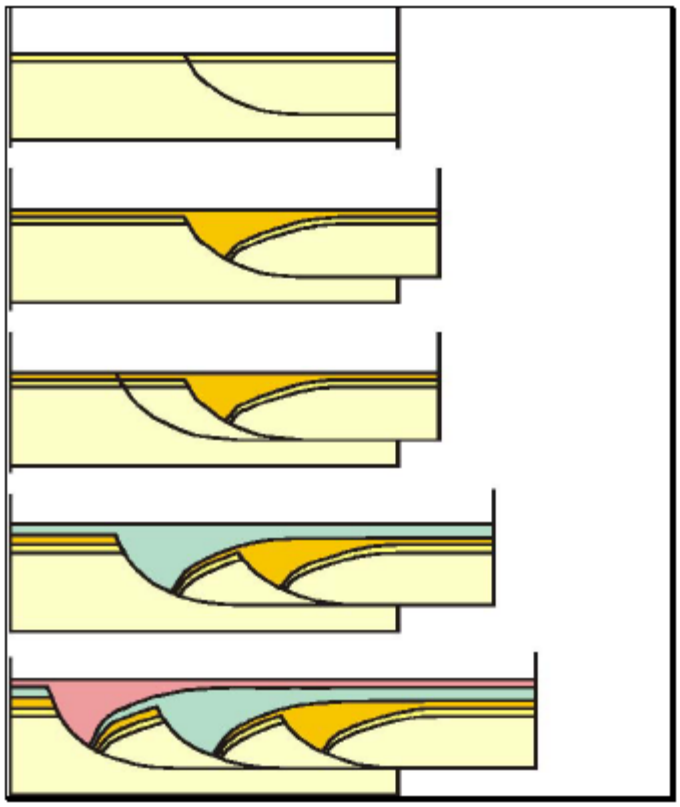


Fig. 4.6: Esquema simple que explica la relación geométrica existente entre las fallas lístricas del área de la investigación.

Se presume que las fallas lístricas tienen una relación en conjunto y una geometría equivalente, en plano horizontal como la figura 4.2 y vista lateral como la grafica 4.6.
Las fases evolutivas de cada momento clave para crear este modelo básicamente se fundamentó en evidencias del engrosamientos de las secuencias pegadas al fallamiento, y a la continuación de las mega – fallas lístricas observadas en las líneas sísmicas mencionadas, insinuando que tienen una relación entre si, como la imagen 4.6 y que fueron descritas en cada etapa de formación.

Bibliografia de Consulta

Tesis de Ingeniero Geologo UNMSM

Arquitectura Estructural y etapas de formación de las Cuencas Talara y Lancones, y sus implicancias Petroliferas.

Autor Juan Carlos Quinto Palacios Lima – Peru 2006

ESTUDIO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL EN LA ZONA CENTRO-NORTE DEL PAÍS, COMPRENDIENDO EL SECTOR CENTRAL DE LA CUENCA HIDROCARBURÍFERA SALAVERRY, ENTRE BAHÍA FERROL A PUERTO SUPE

GEOLOGÍA

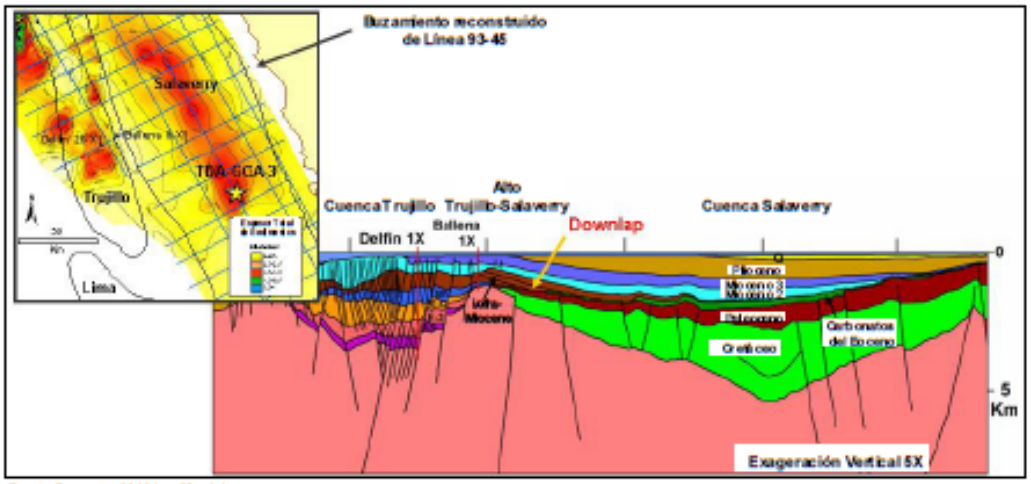
El presente capítulo contiene los aspectos geológicos de mayor importancia observados en el ámbito del proyecto de prospección sísmica en el Lote Z-48, ubicado íntegramente en la zona marina, principalmente en lo referente a las estructuras y unidades sedimentarias depositadas en el fondo marino.

El área de estudio se localiza principalmente en la plataforma continental de la zona centro-norte del país, comprendiendo el sector central de la cuenca hidrocarburífera Salaverry, entre Bahía Ferrol a Puerto Supe, la cual se extiende en el Océano Pacífico frente a los departamentos de Ancash y Lima; constituyendo una cuenca de antearco relativamente inestable y susceptible a subsidencias o hundimientos rápidos en escala geológica.

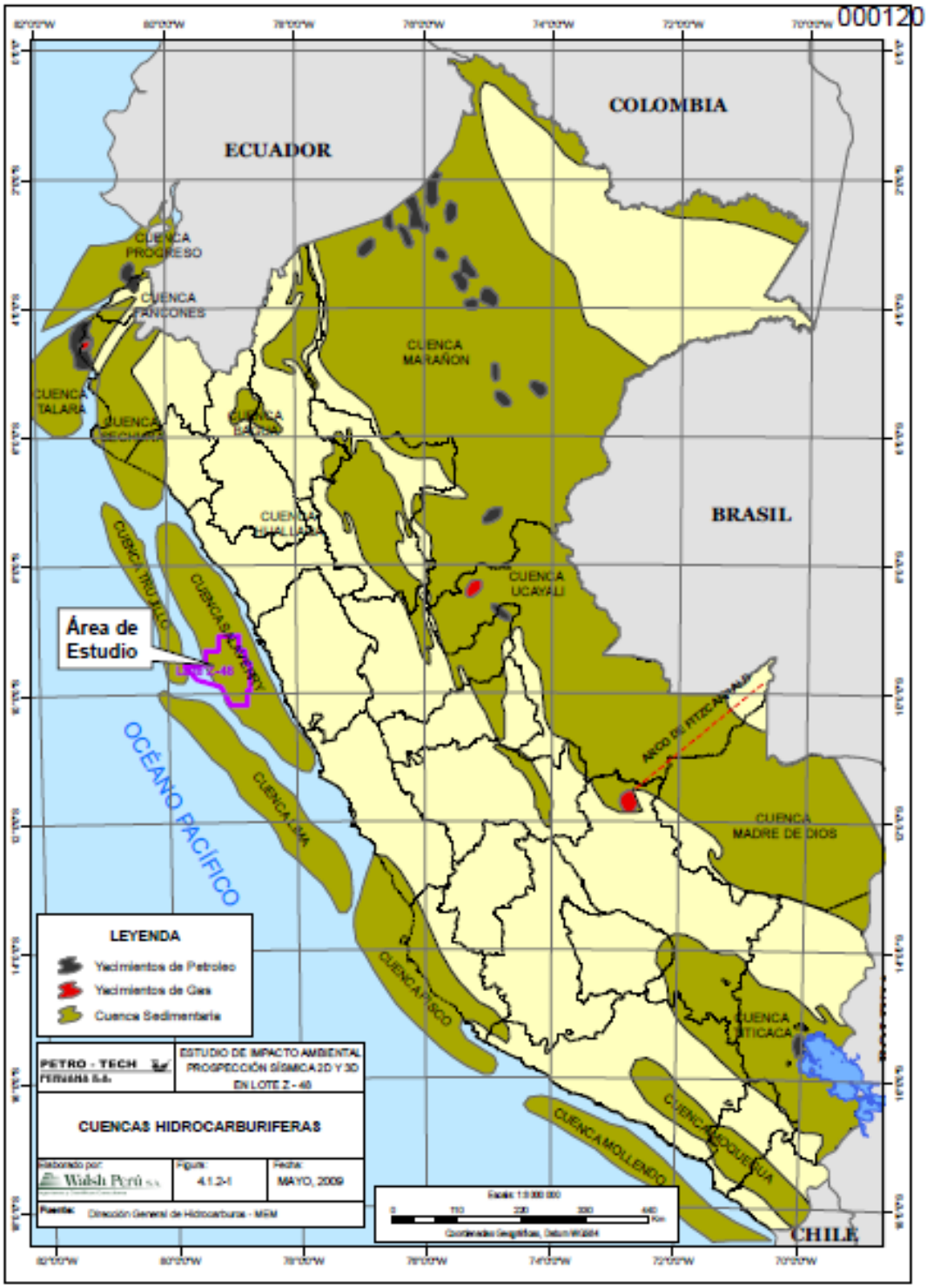
Dentro de un contexto hidrocarburífero y morfotectónico regional, el área de estudio se encuentra limitada por el oeste con la fosa peruano-chilena y la cuenca sedimentaria Trujillo; por el este con el litoral costero del departamento de Ancash y por el sur con la cuenca sedimentaria de Lima.

En la Figura 4.1.2-1, se puede apreciar las cuencas hidrocarburíferas a nivel nacional y su desarrollo en el Lote Z-48.

Figura 4.1.2-2 Corte transversal geológico de Este a Oeste de la Cuenca Salaverry



Fuente: Perupetro, 2006 (modificado)


COLOMBIA
ECUADOR
BRASIL
CHILE
OCÉANO PACÍFICO
CUENCA PROGRESO
CUENCA TALARA
CUENCA MARAÑON
CUENCA UCAYALI
CUENCA MADRE DE DIOS
CUENCA LIMA
CUENCA TITICACA
CUENCA MOLLENDO
Área de Estudio
ARCO DE FITZCARRALD
LEYENDA
Yacimientos de Petroleo
Yacimientos de Gas
Cuenca Sedimentaria
PETRO - TECH PERUANA S.A.
ESTUDIO DE IMPACTO AMBIENTAL PROSPECCIÓN SÍSMICA 2D Y 3D EN LOTE Z - 48
CUENCAS HIDROCARBURIFERAS
Elaborado por:
Figura:
4.1.2-1
Fecha:
MAYO, 2009
Fuente:
Dirección General de Hidrocarburos - MEM

GEOLOGÍA SUBMARINA

Geológicamente se considera que la cuenca Salaverry es la extensión en la plataforma continental de la cuenca Trujillo, hasta la inversión que ocurrió en el Terciario Superior, debido a lo cual se generó un alto estructural que separó ambas cuencas.

La plataforma continental presenta en la superficie una unidad superior de sedimentos finos laminados, seguidos por otra secuencia de sedimentos en la que se intercalan fangos terrígenos con fangos diatomáceos y capas de arena y limos; sigue una tercera unidad de fangos diatomáceos
laminados y finalmente la unidad más profunda consistente de arenas, arena limosa y limo arenoso.

En la parte más profunda de la cuenca han sido reconocidas por geofísica una potente sección de rocas cretácicas, las cuales son consideradas como posibles rocas generadoras de petróleo. El
espesor de estas rocas alcanza más de 4 000 m. Asimismo, se ha reconocido una discordancia angular en la parte sur de la cuenca que según su posición, estaría relacionada con un evento tectónico ocurrido a mediados del Oligoceno o a principios del Mioceno.

La Figura 4.1.2-2 presenta un corte transversal de la cuenca.

ESTRATIGRAFÍA

La secuencia sedimentaria de las cuencas Salaverry y Trujillo separadas por un alto estructural, es conocida por los afloramientos presentes en la costa entre Chiclayo y Trujillo. La estratigrafía paleógena y neógena es conocida a través de los pozos Ballena y Delfín perforados en la cuenca
Trujillo; estos pozos atravesaron una sección de 2 350 m y llegaron al basamento que está expuesto en la isla Lobos de Tierra, frente a Lambayeque.

En el resumen estratigráfico que se presenta en la Figura 4.1.2-3 y que se describe, se ha tomado como referencia la geología de la costa entre Pacasmayo y Chimbote, estudiado por el INGEMMET.

Basamento Pre-Cámbrico-Paleozoico inferior Las rocas que conforman el basamento de la cuenca Salaverry-Trujillo son rocas precámbricas y del paleozoico inferior. Han sido atravesadas parcialmente por el pozo Ballena, el cual terminó de perforarse en el gneis de cuarzo-biotita. El pozo Delfín, que también llegó al basamento, atravesó parcialmente esquistos y filitas micáceas.

Regionalmente en el área continental costera cercana a la zona de estudio no se conocen afloramientos de rocas precámbricas o paleozoicas, pero tanto al norte como al sur de la costa y algunas islas del Perú si se han reportado y están constituidas por esquistos y gneises.

Mesozoico

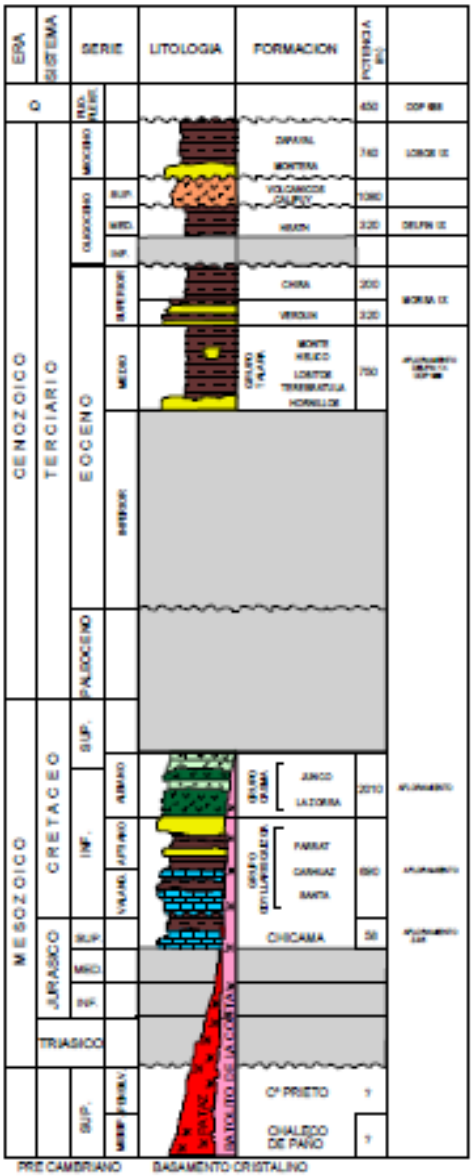
La estratigrafía mesozoica del área costera comienza con una gruesa sección de lutitas pizarrosas de la Formación Chicama que tiene algunas variaciones litológicas

regionales, presentando proporciones variables de cuarcitas, calizas y derrames volcánicos hacia la base.
Sobreyace a esta secuencia la Formación Santa del Grupo Goyllarisquizga, la cual en el área costera está constituida por una secuencia de lutitas gris oscuras y calizas arcillosas negras con predominancia de lutitas hacia el tope. La Formación Santa subyace concordantemente a la gruesa secuencia de lutitas arenosas pardo rojizas intercaladas de limolitas y areniscas de la Formación Carhuaz; hacia el tope de Carhuaz se observa una transición hacia los bancos gruesos de cuarcitas blancas y grises con intercalaciones de lutitas y limolitas oscuras de la Formación Farrat. Sobre el Grupo Goyllarisquizga, se depositó la Formación La Zorra, perteneciente al Grupo Casma; esta formación consiste de flujos de andesita en capas delgadas y piroclastos intercalados con sedimentitas consistentes en limolitas y areniscas. Sobreyaciendo a la Formación La Zorra esta dispuesta la Formación Junco, también perteneciente al Grupo Casma, que consiste en lavas en almohadillas intercaladas con algunos paquetes de aglomerados y flujos lávicos. El grosor de los paquetes de almohadillas oscila en promedio entre 50 cm. y 1 m.

Cenozoico

Sobreyaciendo a las rocas mesozoicas, ocurre una gruesa sección de sedimentos cenozoicos. Esta era geológica comienza con la depositación del grupo Talara, el cual se distingue en su base por areniscas de la Formación Hornillos y sobre estas, una alternancia de capas lutáceas, no calcáreas y masivas.

Figura Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Salaverry



Fuente: Perupetro, 2006 (modificado)

Sobreyace al Grupo Talara, la Formación Verdún, compuesta de areniscas cuarzosas, conglomerádicas y limo arcillitas. En concordancia al Verdún yacen los sedimentos finos de la Formación Chira.

La Formación Chira está constituida predominantemente por lutitas y arcillitas marrón oscuro a gris oscuro y limonitas gris medio. En las secciones sísmicas marinas se le observa como una secuencia de traslape marino, que sobreyace en discordancia ya sea sobre rocas del basamento, como en los pozos Delfín y Ballena, o sobre remanentes erosionados de formaciones pre-terciarias aún no identificadas.

El oligoceno está definido por un contacto basal discordante con el eoceno superior y se caracteriza por una secuencia de calizas y lutitas de la Formación Heath que en la

parte superior del pozo Delfín está compuesta predominantemente de lutitas y arcillitas marrón oscuro y gris parduzco con trazas de carbón similares a las de la formación Chira. Cerca al tope se presenta un horizonte de areniscas cuarzosas de grano fino-medio, con abundantes restos de conchas.
Sobreyaciendo en discordancia erosional a la Formación Heath, se encuentran depositados derrames y brechas de andesitas, dacitas y riolitas de los volcánicos Calipuy.
El mioceno se identifica por un contacto discordante con el oligoceno y consiste en una secuencia litológica de areniscas de grano medio a grueso, algo conglomeraditas de la Formación Montera y lutitas intercaladas con arcillas finas de la Formación Zapallal.
Rocas intrusivas Gran parte de los afloramientos de rocas mesozoicas sedimentarias y volcánicas se hallan intruidas secuencialmente por stocks de dioritas, granodioritas y granitos que conforman el Batolito de la Costa, también por una red de pequeños diques.

EMPLAZAMIENTO TECTÓNICO REGIONAL

Desde el punto de vista geológico, se puede afirmar que la evolución morfotectónica de la franja costera central del país, es consecuencia del proceso de subducción de bajo ángulo de la placa oceánica de Nazca que se sumerge por debajo de la placa continental Sudamericana; proceso iniciado en el límite Mioceno-Plioceno (Terciario), hace unos 5 a 10 millones de años, lo que dio lugar a importantes eventos morfotectónicos, los que se pueden resumir en los siguientes:

a. Arqueamiento y subsecuente levantamiento del macizo andino occidental
b. Acortamiento migrante de la corteza continental que se comprime hacia el Este
c. Cese del vulcanismo Cuaternario en los Andes
d. Fallamiento en bloques de la Cordillera de la Costa y su hundimiento en el litoral central
e. Levantamiento tectónico de las terrazas y tablazos marinos costeros
f. División de la Cuenca Oceánica en varias subcuencas de antearco, entre ellas las de Salaverry, Trujillo y Lima.

Es importante señalar, que el proceso de subducción de la placa de Nazca no ha sido uniforme a lo largo del frente occidental andino; en algunos sectores el ángulo de subducción es muy pronunciado; así por ejemplo, en el territorio ecuatoriano es de 30° debido a la presencia de la dorsal de Carnegie y en la frontera peruano-boliviana el ángulo de subducción fluctúa entre 20° y 30°. El mecanismo básico que produce el movimiento de las placas tectónicas no se conoce, pero se considera que se debe a las corrientes de convección que tienen lugar en el manto plástico y caliente de la Tierra y también a los efectos gravitacionales y de rotación del planeta.

GEOMORFOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE ZARUMILLA, TUMBES, ZORRITOS, LOBITOS, QUEBRADA SECA, TALARA, SULLANA, PAITA, Y PIURA.

EXPLOTACION DE HIDROCARBUROS

El avance desarrollado en la explotación de hidrocarburos ha tenido como principal centros de operación la Cuenca Progreso en el Dpto. de Tumbes y la Cuenca de talara en el departamento de Piura., sin embrago también se tiene filiación petrolífera en la Cuenca Laconnes y la Cuenca Sechura.

La Cuenca de progreso cuya explotación hidrocarburifera data desde fines siglo pasado y comienzos del presente ha tenido una mediana explotación, actualmente su potencial más importante se encuentra en el zócalo continental.

La cuenca de Talara con más de cien años de explotación ha sido desarrollada en mayor énfasis en la segunda mitad del presente siglo, habiéndose alcanzado a 1991 un acumulado de 1,256 millones de barriles de petróleo (Fuente: Anuario PERU EN NUMEROS), Revista Cuentas, 1992).

En la cuenca Talara se ha hecho estudios de prospección en décadas pasadas, habiéndose comprobado la presencia de la roca generadora de petróleo.

En las cuencas de Sechura, se ha perforado en el pasado algunos pozos exploratorios, habiéndose encontrado indicios de petróleo y sobre todo gas.

La producción de reservas de petróleo en los últimos anos en el Noroeste se puede apreciar en las figuras 10 y 12 de la exposición del Ing. Miguel Celi Rivera "Exploración y Producción de Petróleo en la Región Grau, Situación Actual y perspectivas", publicada en el TEXTO ENERGIA Y REGION editado por el centro de Investigación y promoción del Campesino, Electro norte SA. Y Petroperú, Piura, Agosto 1974.

Las Unidades productoras de hidrocarburos corresponden a formaciones del Eoceno, desde la Formación Basal Salinas hasta las formaciones Chira y Verdum, pasando por el Grupo Talara que tiene importantes niveles productivos. En menor proporción se tiene las rocas del oligoceno con sus Formaciones Mancora y heath. Los niveles productivos están constituidos por rocas clásticas con porosidad intergranular que varía entre 12 y 22%. El sello lo constituyen niveles impermeables de clásticos finos fuertemente cementados, teniendo como entrampe, un falla miento distensivo en bloques.

La roca generadora son calizas y limo arcillitas ricas en materia orgánica, que pertenecen al cretáceo y al Terciario.

La Cuenca Talara, es la principal portadora de petróleo en el Noroeste, ha desarrollado varios campos siendo el principal de ellos el de Brea y parinas, seguido en importancia por los campos de Lobitos y el Alto, habiéndose generado más del 90 % del Petróleo del Noroeste Peruano.

La cuenca de Sechura, ubicada al sur del rio Chira, según Ruegg, y Naranjo (1970), el Petróleo debe haberse perdido en el Cuaternario, sin embargo es posible encontrarlo en el zócalo, donde se han perforado pozos, como resultados positivos, por parte de

Belco Petroleum y Luego Petromar.

A partir de 1970, con la entrada en producción de los campos del Oriente, disminuyo la presión sobre la Costa Noroeste como única fuente de Petróleo en el Perú.

F**ORMACION AGUAS CALIENTES.**

Definición.- En la Región del bajo pachitea, Moran, R. y Fyfe. D (1933), describen la formación de areniscas de Aguas caliente en la cima del anticlinal homónimo, constituida por 160 metros de Areniscas morrenicas o de color claro, y esquistos arcillosos" asignadas al neocomiano e infrayacentes a la formación Chonta. KUMEL, B (1948) define la Formación Oriente compuesta por seis miembros, entre ellos el miembro Agua Caliente con una secuencia maciza de areniscas con estratificación cruzada, que se encuentra en la Quebrada Agua, Caliente en las montanas de Contamana. Posteriormente ZEGARRA, J. y OLACHEA, J (1970) elevan a la categoría de grupo la Formación Oriente describiendo las formaciones Cushabatay, Esperanza y Agua Caliente. En todos los casos se reconoce a esta unidad como la sección superior de la secuencia silico clastica del cretáceo inferior.
La formación Agua caliente se encuentra formando cerros y montanas escarpadas que por erosión generan suelos arenosos, está distribuida de modo similar que las otras unidades del Grupo Oriente en la Mayoría de las cadenas montañosas que resaltan en la zona. Las mejores exposiciones están en los cortes de las carreteras cuyo trazo atraviesa la unidad, tal es el caso de la carretera marginal en un tramo comprendido entre Shapaja y San Juan de Pacaysapa (Moyobamba) y la carretera Sacanche la Colpa.
La Formación Agua Caliente que se ha cartografiado en los cuadrángulos de Moyobamba, Saposoa y Juanjui consiste mayormente de cuarciarenitas blancas a cremas y gris claras, de grano medio a fino con algunos estratos de grano grueso. Ocasionalmente se observan limo arcillitas gris oscuras en estratos delgados, fisibles. Las areniscas exhiben buena selección, escasa matriz limo lítica con cuarzo hialino de forma sub redondeada como componente principal (Microfotografías Nro. 7ª y 7b). Los estratos son más delgados si se comparan con aquellos de la formación Cushabatay siendo similares en Litología, morfología y coloración superficial (Fig. Nro. 4.5).
Los grosores medidos en esta Unidad dentro de la Cuenca Huallaga varían entre 200 a 450 metros, notándose a nivel regional un adelgazamiento en el sector occidental, así, se ha medido un grosor de 300 metros en el rio Shilcayo (Tarapoto). 260 metros en la quebrada Cachiyacu, 300 m. (Moyobamba). 220 m. en la Quebrada Pongoyacu afuente del Saposoa.

Relaciones Estratigráficas.

Su relación es concordante con la Formación Esperanza que infra yace y transicional con la Formación Chonta suprayacente, mostrando una secuencia de limite que representa un paso de las Areniscas a limo arcillitas.

Las Areniscas y limo arcillitas de la formación Agua Caliente representan un ambiente de sedimentación fluvio deltaico, transicional vinculado a una leve regresión durante el Albiano inferior a medio durante la cual se acumularon sedimentos más gruesos que la Unidad infra yacente.

Edad Correlación.

De acuerdo con su posición estratigráfica y algún contenido de polinomorfos, diversos autores, asignan, edades diferentes a la formación Agua Caliente, así, KUMMEL, B. (1949). Señala que es el Altiplano-Albiano; RODRIGUEZ, A. y CHALCO, A. (1975) en su estudio de la cuenca Huallaga le asignan una Edad Albiana-Cenomaniana. SEMINARIO, F. y GUIZADO, J. (1976) en base a muestras del pongo de Tiraco estudiadas por LAMMONS, J. (1970) quien reporta el hallazgo de una asociación persistente de polinoformos de los géneros Galeocornea y Pentapsis a los que se suman Galeropollenites y Amoebapsis consideran que la formación Aguas calientes es del "Cretáceo Medio". CALDAS, J. et. Al (1985). De acuerdo a los estudios palinologicos de MULLER, H. (1982). Asumen que tal Unidad inicio su depositacion a principios del cenomaniano continuando hasta el santoniano medio a superior. SILVA, J. (1991). Teniendo en cuenta su posición estratigráfica con respecto de las formaciones Raya, y Chonta deduce una edad Cenomaniana-Turoniana.
Haciendo una Correlación regional entre las Unidades de la Cuenca Huallaga con las unidades equivalentes de los valles del Utcubamba y marañón y por tanto con la cuenca Cajamarca se nota que la formación Agua Caliente representa una prolongación hacia el este de la parte más superior del Grupo Goyllarisquizga y parte del miembro San Antonio descrito por SANCHEZ, A. (1995). En el rio homónimo

En la carretera de la ciudad de Mendoza. En esta Última localidad el miembro San Antonio en su parte superior contiene macrofósiles del Albiano medio; en el corte de carretera a la localidad de Sauce, se han identificado fósiles del Albiano en la formación Chonta que suprayace a la formación Agua Caliente; por lo tanto se considera que esta unidad debe haberse depositado entre el Altiplano superior y El Albiano inferior a medio.

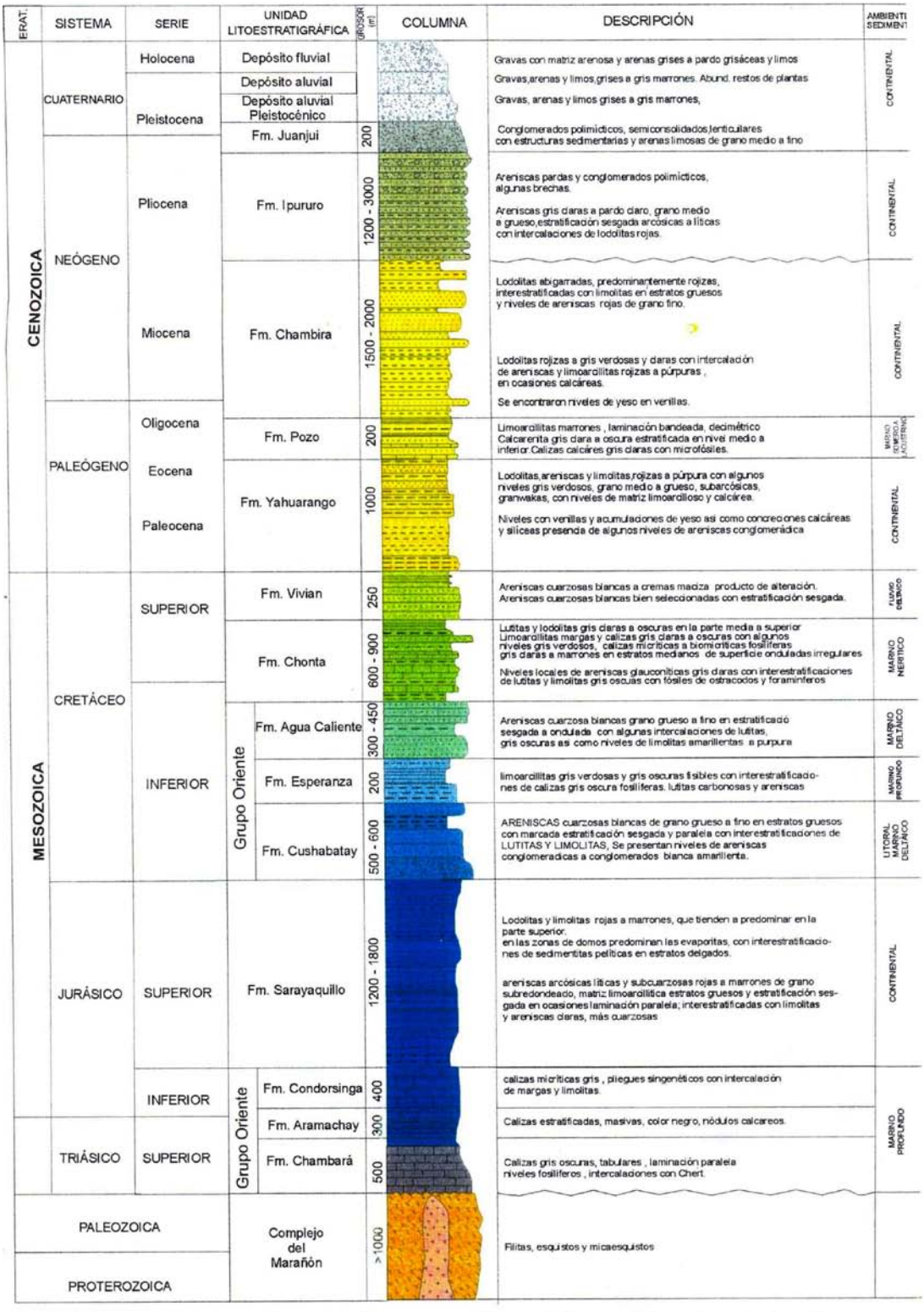


Fig. N° 4.1 Columna Estratigráfica Generalizada de los cuadrángulos de Moyobamba, Saposoa y Juanjui

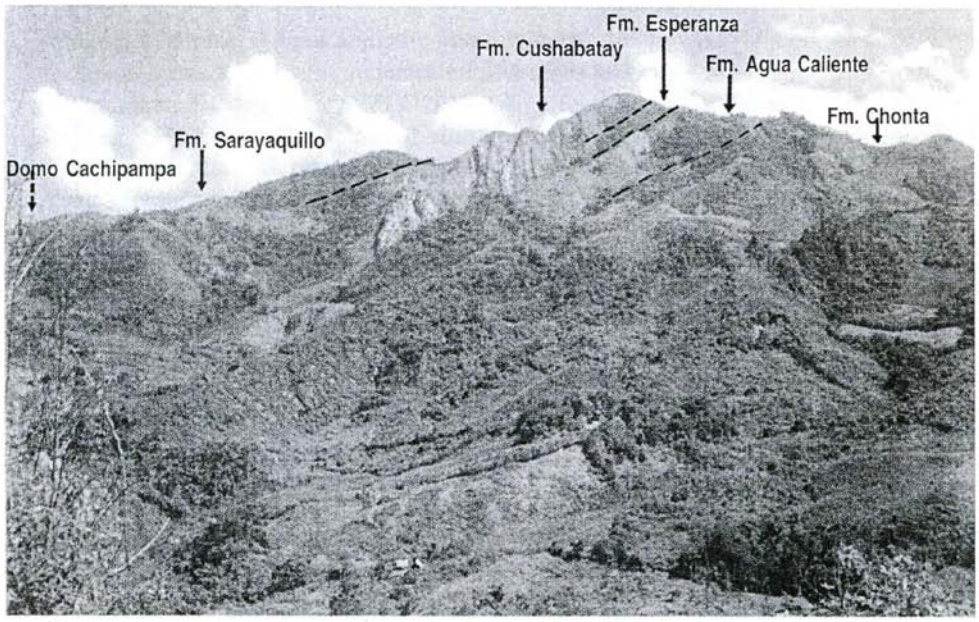


Foto Nº 19. Secuencia cretácea, en la ladera montañosa del Ayu Mayo, donde resaltan las unidades del Grupo Oriente, vista al ONO.

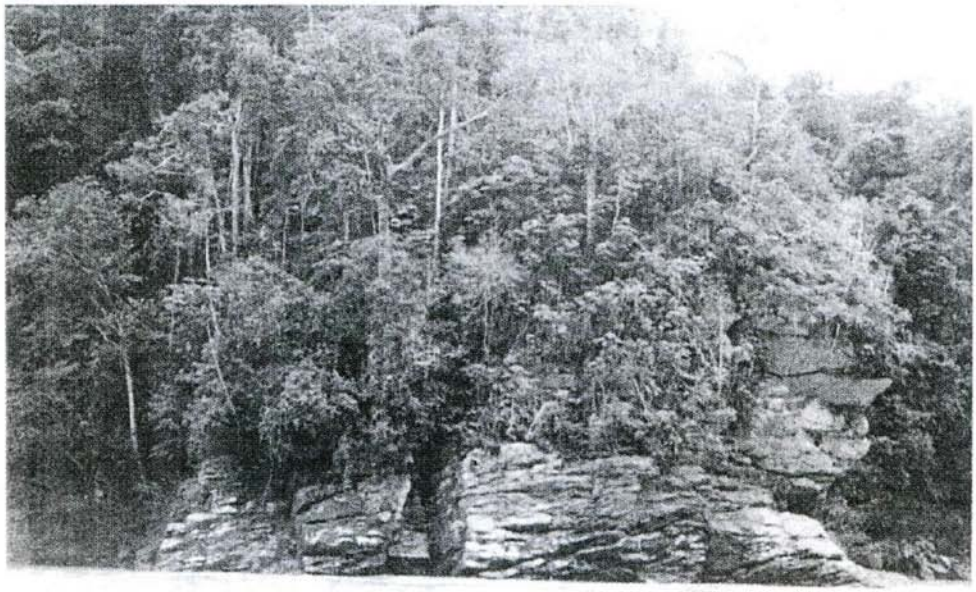


Foto Nº 20. Escarpas poco accesibles de areniscas en capas medias a gruesas en la margen izquierda del río Huayabamba. Mal Paso del Tigre. Grupo Oriente.

GEOMORFOLOGIA DE LOS CUADRANGULOS DE ZARUMILLA, TUMBES, ZORRITOS, LOBITOS, QUEBRADA SECA, TALARA, SULLANA, PAITA, Y PIURA.

Los rasgos geomorfológicos que se observan han sido desarrollados a través de la evolución tectónica, habiéndose incidido también los agentes de erosión, como son la actual mecánica de las Olas en el modelado del borde de litoral, la acción eólica en las pampas y tablazos y la acción de los ríos y quebradas.
La evolución morfológica del Noroeste, se caracterizo por movimientos tafrogeneticos que dieron como resultado la formación de grabens y horst, cuyos elementos tectónicos mayores son las cuencas: Progreso, talara, sechura y la Cordillera de la Costa como elemento positivo.
Se ha incluido la plataforma y el talud, por estar ligados a las Unidades continentales, de las cuales constituyen su prolongación y porque hasta allí llega la extensión del territorio peruano.

UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.
Se conocen regionalmente, las siguientes unidades de Oeste a Este.
- Talud continental.
- Plataforma continental.
- Borde litoral.
- Repisa Litoral.
- Repisa costanera.
- Cordillera de la Costa.
- Depresión para-Andina.
-

TALUD CONTINENTAL.

Esta Unidad comprende la zona a partir de la cual la plataforma continental presenta una caída de pendiente brusca, correspondiendo a ello a partir de la isobata, de los 200 m. hasta el eje de las fosas abisales. En el Noroeste peruano, se puede notar una pendiente fuerte entre los 200 m. a 500 m. de profundidad frente a las costas de Paita, Talara-Lobitos.
Hacia el Norte de Lobitos, el talud presenta un relieve más moderado, el que se va acentuando hacia Tumbes a medida que se acerca al Golfo de Guayaquil.

Plataforma Continental.
Morfológicamente, viene a constituir la prolongación de la Costa, teniendo una superficie levemente inclinada, con cambios de relieve locales, hasta la isobata de los 200 m.
Esta plataforma se presenta desde el Golfo de Guayaquil, hasta el norte de Mancora con un Ancho promedio de 50 Km. Estrechándose al Sur, para formar una Angosta repisa que se prolonga hasta Paita de donde se amplia nuevamente hacia la Bahía de sechura, alcanzando al Sur de los cerros Illescas frente a las costas de Chiclayo, un

Ancho promedio de 110 km. Con una pendiente imperceptible. De 1% 500.

Borde Litoral.

Corresponde al Sector de Playa comprendido desde la línea de Alta y Baja marea, hasta el borde de los Acantilados. Se trata de una estrecha faja cubierta de arena, la misma que en el caso de playas abiertas están limitadas por el cordón litoral.

Repisa costanera.

Esta unidad corresponde a la parte de la costa, comprendida desde el borde litoral hasta los flancos occidentales de los Amotapes, extendiéndose al sur de Talara por los Altos Negritos-Portachuelo y Paita, hasta el desierto de Sechura.

Orientada al Suroeste a Noroeste, esta faja comprende hasta Talara una Longitud de aproximadamente 160 Km. Y de Talara hasta Sechura aprox. 70 Km con un Ancho promedio que varía de 25 a 30 Km.

Su estructuración geológica es de naturaleza sedimentaria (Cretácico-Terciario), la misma que descansa en partes sobre o dosada a rocas del Basamento Paleozoico, Su evolución geomorfológicamente obedece a la estructura tectónica del subsuelo, con levantamientos verticales que siguen un lineamiento y que han dado lugar a terrazas marinas escalonadas, conocidas como tablazos, las mismas que constituyen elementos geomorfológicos importantes dentro de la Repisa Costanera. Estos tablazos forman 4 niveles, siendo los más altos y los más alejados de la línea litoral los más antiguos, así tenemos los Tablazos Mancora, talara, lobitos y salinas.

Cordillera de la Costa.

Está constituida por los macizos paleozoicos con lineamientos arqueados alineados por una serie de elevaciones que se extieneden desde las Islas Lobos de afuera. Los de tierra, Cerro Illescas, silla de Paita, con una dirección Norte-Sur; prolongándose con un giro al noreste hacia los macizos de los Amotapes y la Brea, Continuando en territorio ecuatoriano.

Conforma una cordillera elevada accidentada, cortada por cursos fluviales encanodas como se puede observar en el tramo superior del rio Tumbes. Geológicamente, está constituido por rocas metamórficas e ígneas, paleozoicas y hasta probables Precambriano, sobreponiéndose el Cretácico. Estructuralmente, conforma bloques tipo horts con grabens rellenados por sedimentos terciarios.

El macizo de los Amotapes es el de mayor longitud con aproximadamente 130 km. Teniendo un ancho de 25 a 30 km., y alturas que oscilan entre los 250 y los 1500 msnm., con quebradas de corto recorrido a uno y otro lado, las mismas que del lado oriental forman parte de la cuenca del rio Cira, a excepción de la Qda. Cuzco, que va al rio Tumbes. Del lado Occidental, desaguan directamente al Océano Pacifico, siendo las principales la Qda. Bocapar, la Qda. Mancora-Fernandez, la Qda. Parinas con sus afluentes menores.

La topografía se caracteriza por descensos bruscos a partir de los Flancos de la cordillera hacia la repisa Costanera.

Depresión Para-Andina.

Corresponde al sector Este del Área estudiada, la misma que conforma una penillanura enmarcada entre la Cordillera de la Costa y los contrafuertes de la

cordillera Andina occidental, como una faja paralela a dicha cordillera y extendiéndose al Sur de Piura, para prolongarse por el departamento de Lambayeque, involucrado el desierto de Olmos y confundiéndose con el Desierto de Sechura, llegando hasta el borde litoral, Sobre esta faja se han desarrollado extensas superficies cubiertas por los depósitos eólicos, los mismos que son cortados por los ríos Chira y Piura. Su morfología al Norte del rio Chira (Sullana) es ondulada, de lomadas suaves, con predominio de quebradas y riachuelos. Las Altitudes oscilan entre los 0 m. y los 300 m.s.n.m. presentando un relieve ondulado y/o depresiones próximas al nivel del mar.

La estructuración geológica ha sido conformada sobre rocas sedimentarias, volcánicas o plutónicas cuyas edades fluctúan entre el mesozoico y el Cenozoico. En el Desierto de Sechura, debajo de los depósitos aluviales y eólicos, se encuentran los tablazos marinos pleistocenicos.

La vegetación es de arbustos resistentes a las sequias en las áreas fuera de los valles y de una agricultura con vegetación exuberante en los valles como el Chira y Piura.

Grupo Talara.

El grupo Talara se extiende a lo largo de la faja costanera, al Norte Noreste y Sur de Talara. Esta limitado en partes al Este por la prolongación de la falla Amotape, que lo pone en contacto con la FM Salinas; sus afloramientos están desplazados por numerosas fallas de rumbo NS-SO, de extensión regional y por otras menores en sentido transversal.

Gonzales (1976), describe un miembro inferior lutaceo (Nautilus), seguido por un conglomerado (terebrátula) y luego sedimentos de aguas profundas (Lobitos), con cambios de facies poco marcadas y cerrando el ciclo una secuencia regresiva (Yapato). Describe también zonas faunísticas con foramientos.

La sección inferior conocida como Lutitas Talara", presenta en partes un conglomerado cuarzoso llamado "Conglomerado Lomitos"; hacia la parte media se observan lutitas grises a negras bituminosas muy laminadas, y compactas con contenido de microfauna. Hacia la parte superior las lutitas pasan a areniscas cuarzosas, gris verdoso, de grano a medio intercaladas con lutitas oscuras, plomo grisáceo.

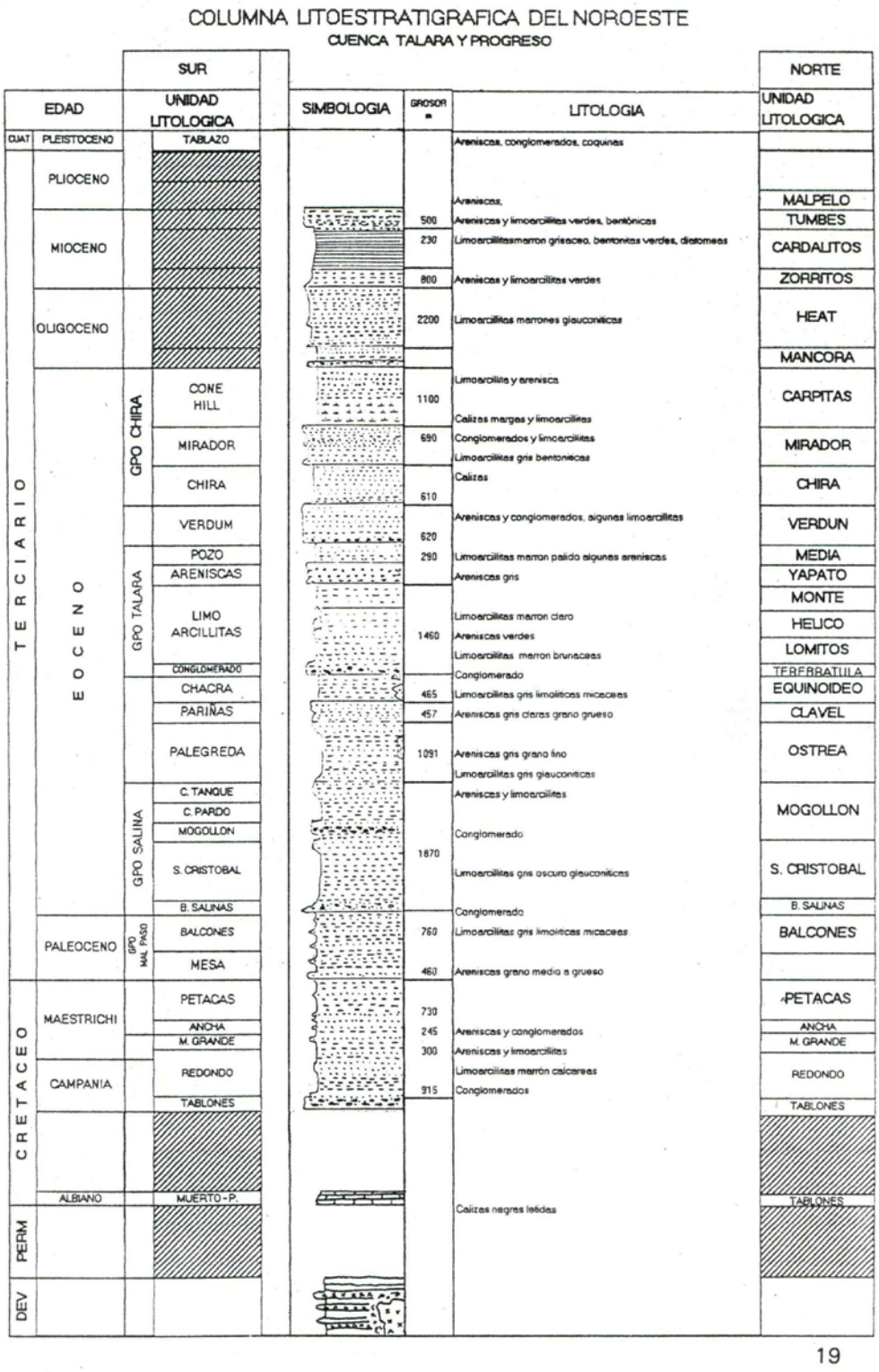
La unidad media es conocida también como "Arenisca Talara", y está compuesta de areniscas de grano fino a medio. Presenta estructuras de rizaduras de olaje lo que nos indica que la cuenca se iba haciendo moderadamente somera. En este miembro se observan turbiditas que vendrían a ser producto de desprendimiento de talud obedeciendo a movimientos epirogeneticos. La fauna corresponde a Cyclamonina sammanica.

La sección superior es una unidad transgresiva, con disposición de facies lutacea y es conocida como "Lutitas Pozo", está constituida por lutitas gris verdosas con laminación delgada, con intercalaciones regulares de capas de areniscas a veces calcáreas, bien estratificadas y compactas.

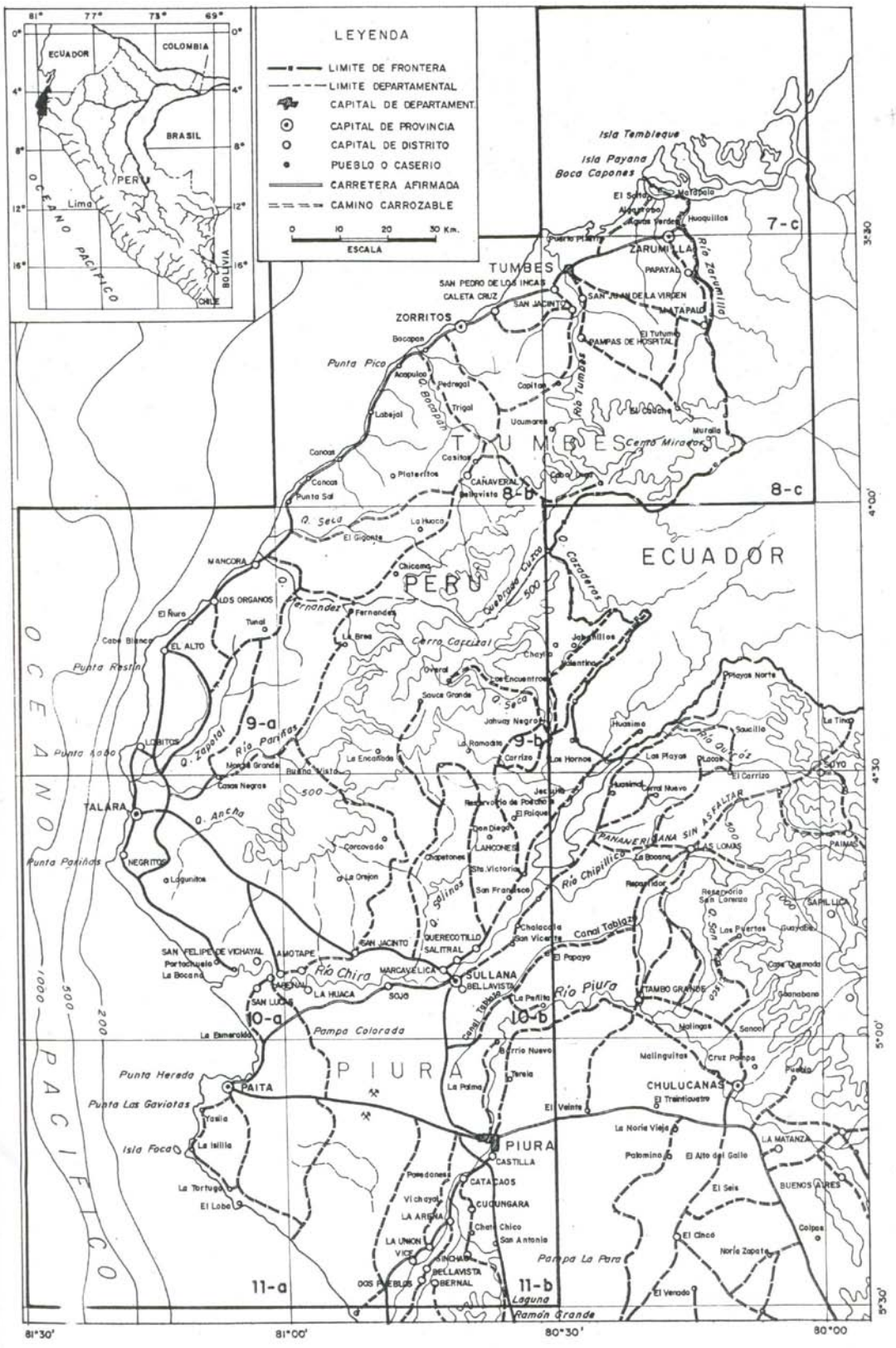
En la región Punta Bravo, se observa un conglomerado basal con areniscas conocido también con el nombre de FM Lomitos, seguido por un paquete de 300 a 400 m. de

Lutitasgris oscuras bien estratificadas con capas delgadas de arenisca. En la parte superior, tiene brechas de facies lutacea de la FM Pozo. Una secuencia similar se observa en la región de Plateritos-Picuira.
En la región Mancora-Fernandez (Qda. Seca). Bocapan (Zorritos), el grupo Talara se divide en dos secciones: inferior y superior. La primera consiste de un conglomerado basal con guijarros de cuarzo, cuarcitas, areniscas arcillosas de color gris, siguen areniscas arcillosas gris verdosas algo oscuras. La parte superior está compuesta por una secuencia lutacea gris oscura, hacia el Este tiene restos de plantas, capas finas ferruginosas con concreciones que se intercalan con areniscas de grano fino y capas muy delgadas de bentonita.
Su espesor varía de un lugar a otro con tendencia a adelgazarse hacia el Este, de más de 3000 m. a menos de 100 m.
Los sedimentos del Grupo Talara, pertenecen a un ciclo transgresivo y son de facies marina, con cambios rápidos debido al paleo relieve y a movimientos verticales.
También varían las condiciones ecológicas, como lo evidencian los diferentes tipos de moluscos y foraminíferos.
Gonzales (1976), denomino a este ciclo sedimentario como ciclo Talara y describió turbiditas originadas por corrientes de turbidez. Entre las estructuras sedimentarias notables, se tienen depósitos de canal presentes en Lutitas marrones y areniscas verdes.
El grupo Talara es la Unidad más productiva del Petróleo en el Noroeste peruano: de rocas reservorio están constituidas por horizontes areniscosos y conglomeradicos; las facies lutaceas constituyen la roca sella. Los entrampes son estratigráficos y los fallamientos en bloques han puesta en contacto con capas permeables con capas impermeables constituyendo trampas estructurales.

Edad y Correlación. Gonzales (1976) en la descripción del ciclo Talara, ha terminado bio-zonas desde la base al techo: Discocylina peruviana, Bolivina recta, Amphistegina speciosa, Hopkinsina talarana, Gaudryna villosa, valvulinaria obesa, Tritaxilina pupa, valvulina corta, que indican una edad que va desde el Eoceno medio a Superior.

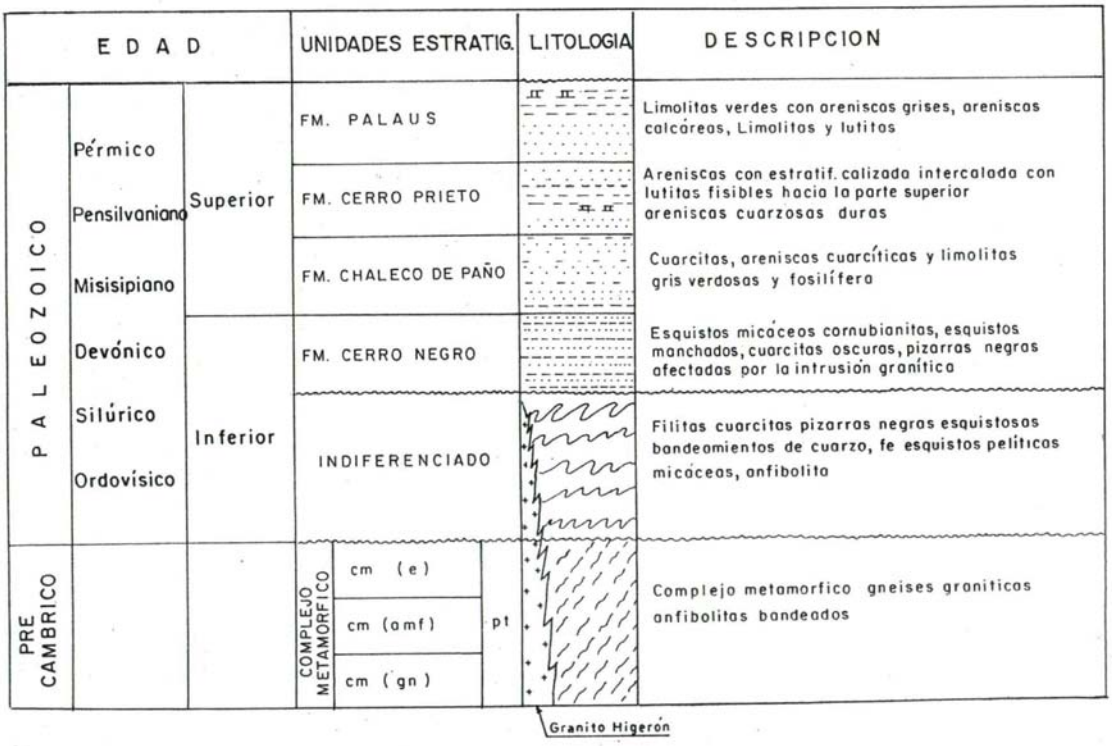

COLUMNA LITOESTRATIGRAFICA DEL NOROESTE
CUENCA TALARA Y PROGRESO
SUR
NORTE
EDAD
UNIDAD LITOLOGICA
SIMBOLOGIA
GROSOR m
LITOLOGIA
UNIDAD LITOLOGICA
CUAT
PLEISTOCENO
TABLAZO
Areniscas, conglomerados, coquinas
PLIOCENO
Areniscas,
MALPELO
MIOCENO
500
Areniscas y limoarcillitas verdes, bentónicas
TUMBES
230
Limoarcillitasmarron grisaceo, bentonitas verdes, diatomeas
CARDALITOS
800
Areniscas y limoarcillitas verdes
ZORRITOS
OLIGOCENO
2200
Limoarcillitas marrones glauconiticas
HEAT
MANCORA
TERCIARIO
EOCENO
GPO CHIRA
CONE HILL
1100
Limoarcillita y arenisca
Calizas margas y limoarcillitas
CARPITAS
MIRADOR
690
Conglomerados y limoarcillitas
Limoarcillitas gris bentoniticas
MIRADOR
CHIRA
Calizas
610
CHIRA
VERDUM
620
Areniscas y conglomerados, algunas limoarcillitas
VERDUN
GPO TALARA
POZO
290
Limoarcillitas marron palido algunas areniscas
MEDIA
ARENISCAS
Areniscas gris
YAPATO
LIMO ARCILLITAS
1460
MONTE
HELICO
LOMITOS
CONGLOMERADO
Conglomerado
TERRRATIILA
CHACRA
465
Limoarcillitas gris limoliticas micaceas
EQUINOIDEO
PARIÑAS
457
Areniscas gris claras grano grueso
CLAVEL
PALEGREDA
1091
Areniscas gris grano fino
Limoarcillitas gris glauconiticas
OSTREA
GPO SALINA
C. TANQUE
C. PARDO
MOGOLLON
Areniscas y limoarcillitas
Conglomerado
MOGOLLON
S. CRISTOBAL
1870
Limoarcillitas gris oscuro glauconiticas
S. CRISTOBAL
B. SALINAS
Conglomerado
B. SALINAS
PALEOCENO
GPO MAL PASO
BALCONES
760
Limoarcillitas gris limoliticas micaceas
BALCONES
MESA
460
Areniscas grano medio a grueso
CRETACEO
MAESTRICHI
PETACAS
730
PETACAS
ANCHA
245
Areniscas y conglomerados
ANCHA
M. GRANDE
300
Areniscas y limoarcillitas
M. GRANDE
CAMPANIA
REDONDO
Limoarcillitas marrón calcareas
915
Conglomerados
REDONDO
TABLONES
TABLONES
ALBIANO
MUERTO - P.
TABLONES
Calizas negras fetidas
PERM
DEV

19


LEYENDA
LIMITE DE FRONTERA
LIMITE DEPARTAMENTAL
CAPITAL DE DEPARTAMENT.
CAPITAL DE PROVINCIA
CAPITAL DE DISTRITO
PUEBLO O CASERIO
CARRETERA AFIRMADA
CAMINO CARROZABLE
ESCALA
ECUADOR
COLOMBIA
BRASIL
PERU
Lima
OCEANO PACIFICO
BOLIVIA
CHILE
TUMBES
ZORRITOS
CANAVERAL
ZARUMILLA
PAPAYAL
MATAPALO
PAMPAS DE HOSPITAL
SAN JACINTO
SAN JUAN DE LA VIRGEN
SAN PEDRO DE LOS INCAS
CALETA CRUZ
Isla Tembleque
Isla Payana
Boca Capones
Punta Pico
Punta Sal
Punta Mero
Punta Restin
Punta Aguja
Punta Pariñas
Punta Herado
Punta Las Gaviotas
Isla Foca
Cabo Blanco
MANCORA
LOS ORGANOS
EL ALTO
LOBITOS
TALARA
NEGRITOS
PAITA
Río Tumbes
Río Zarumilla
Río Chira
Río Piura
Río Chipillico
Río Quiroz
Río Parinas
Q. Seca
Q. Zapotal
Q. Ancha
Q. Salinas
Canal Tablazo
Cerro Caballo Muerto
Cerro Mirador
Cerro Cazcazal
Cerro Negro
Pampa Colorada
Pampa La Para
Laguna Ramón Grande
PIURA
CASTILLA
CATACAOS
CHULUCANAS
SULLANA
BELLAVISTA
LANCONES
PARINAS
LA HUACA
MARCAVELICA
QUERECOTILLO
SALITRAL
AMOTAPE
SAN FELIPE DE VICHAYAL
LA ARENA
LA UNION
VICE
SECHURA
BELLAVISTA
BERNAL
DOS ALTOS
CUCUNGARA
Chato Chico
San Antonio
Vichayal
Paredones
TAMBO GRANDE
CHAPAIRA
Molinos
Molinguitos
Cruz Pampa
El Veinte
El Treintiuno
La Noria Vieja
Palomino
El Alto del Gallo
El Seis
El Cinco
Noria Zapata
El Verado
LA MATANZA
BUENOS AIRES
Colpas
Puente
Sancol
Guayabal
Cerro Quemado
Guanabano
SAPILLICA
PAIMAS
AS LOMAS
La Bocana
Portachuelo
Los Puertos
Canal Tablazo
Reservorio San Lorenzo
Reservorio de Poechos
El Paiche
Chalaco
San Vicente
El Papayo
Recanador
Cerro Nuevo
Ausenca
Los Hornos
Los Playas
Playas Norte
Huasimo
Saucillo
La Tinaja
SOJO
El Carrizo
Carcovado
Chapetones
Sta. Victoria
San Francisco
La Orejon
La Esmeralda
Barrio Nuevo
Tarata
La Palma
Yasila
La Isilla
La Tortuga
El Lobo
Vichayal
Paredones
Chato Chico
San Antonio
Pampa La Para
Laguna Ramón Grande
7-c
8-b
8-c
9-a
9-b
10-a
10-b
11-a
11-b
81°30'
81°00'
80°30'
80°00'
3°30'
4°00'
4°30'
5°00'
5°30'

COLUMNA ESTRATIGRAFICA DEL PALEOZOICO

MACIZO DE LA BREA AMOTAPES



ESTATIGRAFIA GEOLOGICA DE LA CUENCA DEL ALTO MARAÑON
(Departamento de Amazonas) **Comanina – Cenepa – Santiago.**
Issac A. TAFUR H.

RESUMEN

El presente trabajo es el resultado de una serie de exploración geológica (Durante el año 1957) con fines petroleros en la Cuenca Septentrional del Alto Marañón (Departamento de Amazonas), y abarca una extensión de 18,500 Km ², entre las coordenadas Geográficas: 77º35' - 78º37' Long. 0 y 3º00' - 5º30 Lat. S., región comprendida desde el canon de Retena hasta el rio Santiago, y desde este Valle hasta el sistema fluvial Cenepa-Comaina por el oeste.
Gran parte de este trabajo es solo un reconocimiento geológico en las quebradas más .accesibles y el control estratigráfico al detalle se llevo a cabo en tres áreas en las que se han estudiado 11 unidades estratigráficas desde el triásico Superior hasta el Cuaternario-reciente, con un grosor total de 9,818 m. medición incompleta por la base.
La sección estratigráfica está constituida en su mayor parte (95.85%) por rocas sedimentarias de medio ambiente depósitos marino 42.65% y de medio ambiente continental 57.35%.
La estratigrafía de la región es una de las más completas y con interesante valor prospectivo con fines petroleros, desde los aspectos de rocas generados, almacenadoras así como de entrampes estructurales.

INTRODUCCION.

En 1957 estando al servicio como geólogo regional de una compañía petrolera Norteamericana seleccionamos un área geológica que serviría de patrón estratigráfico para la región Nororiental del Alto Marañón y después de 34 años de trabajo de campo efectuado, juzgando necesaria la divulgación geológica para el fomento de la explotación de los recursos naturales del Perú, me permito hacer esta publicación desde algunas notas de campo que he preservado cuidadosamente, sin secreto vedado.

Metodología del trabajo de Campo.

Hecho el reconocimiento general de las formaciones Terciarias, aprovechamos el estiaje del mes de Julio para surcar el rio Cenepa y su tributario principal. El Comaina disponiendo para efecto como base de operaciones el campamento Militar Chávez Valdivia. Nuestro sistema de trabajo en adelante fue por medio de poligonales abiertas taquimetradas, usando teodolito, brújula Brunton, telemetro de mano, cinta metálica, altímetro de precisión, podómetros; y para control de las cartas topográficas de la U.S.S.A.P y aerofotos.

Objetivos y logros.

Con esta expedición, aun cuando con contratiempos se obtuvo una buena información geológica de la región que aun no fuera transitada por geólogos nacionales. Se cumplió con el reconocimiento geológico del Alto marañón para expediciones futuras; se hizo una evaluación estratigráfica-estructural del Canon de Rentena y en general el aspecto estructural regional así como la estimación de un potencial promisor de recursos naturales minero-industriales.

SINOPSIS GEOLOGICA DEL ALTO MARANON.

Observación Geológica del Itinerario.

La exploración comienza con la evaluación de las formaciones cretáceas y del Jurasico Superior Chapiza que se encuentra desde la desembocadura del rio Utcubamba hasta cerca de la boca del rio Chiriaco, formando un simple anticlinorio poco fallado hasta cerca de Tutumberos Montenegro donde vuelve a aparecer el Cretáceo desde la formación inferior Oriente hasta las areniscas Vivian en Yusabarranca cerca de la boca del Chiriaco. En todo este recorrido, las rocas del Jurasico inferior en forma de lutitas negras y calizas concrecionales nodulares, se ha observado en la orilla izquierda de una "muyuna" del rio Marañón en el Área Muyo de Aramango, pero sin el Contacto superior visible.
Desde Yusabarranca las formaciones cretáceas se flexionan hacia el NNE, guiando en ciertos tramos el rumbo del rio, que al cortar a la formación de areniscas Vivian formando algunos rápidos peligrosos con los bloques a flor de agua en los sitios de Cumbinama, Utha, Pongo Tanacupic y Finalmente Huaracayo donde aflora un bloque tipo horts en el Cauce.
Desde la boca del Chiriaco el valle se despeja con las formaciones de Cajas rojas del terciario, cuya monotonía se sigue hasta el Pongo de Manseriche, muy a menudo con Cambios abruptos de rumbos y buzamientos de las capas que indican variabilidad estructural.

Observación Geológica de los ríos Cenepa-Comaina.

A lo largo de estos ríos, solo el rio Comaina da las mejores posibilidades de estudio estratigráfico más completo por ser un rio que discurre transversalmente a la estructura geológica regional de esta parte de la Cuenca del alto Marañón, y es aquí donde se han estudiado 9 unidades estratigráficas desde el Triásico marino hasta el Terciario medio, formación Pozo.

ESTRATIGRAFIA.

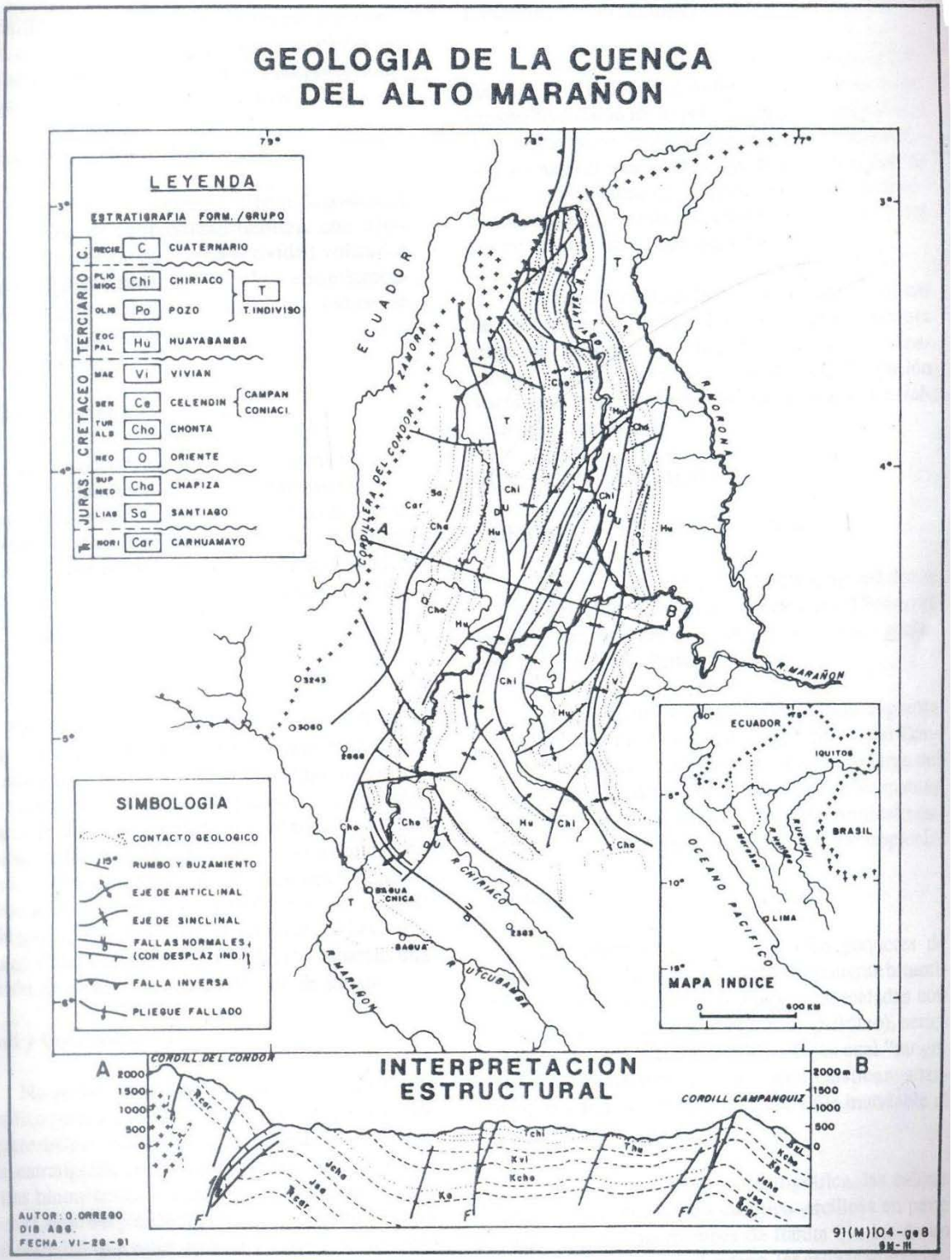
TRIASICO SUPERIOR.

FORMACION CARHUAMAYO - 430 m.

Usamos este nombre para las Calizas del Rio Achuime en Alusión a las Calizas del Cerro Uliachi y Carhuamayo de los Andes Centrales, con las cuales tienen mucho parecido litológico y posición estratigráfica subyacente a las calizas y lutitas negras – bituminosas de edad Liasica.
Estas rocas afloran en el rio Achuime desde un poco más arriba de la boca de la Quebrada Shamata, donde las Calizas gruesas de textura Semi Cristalina se presentan por tramos interrumpidos formando colinas con farallones cavernosos por efecto de las aguas filtrantes. Estos accidentes son conocidos por los indios supersticiosos con el nombre de "huancaqui Cumanda", por la creencia que la roca se encuentra llorando.

Litología.

En el Campo, de las Calizas tienen un color gris medio débilmente azulino, textura micro cristalina o micro clástica, estratificaciones entre gruesa y media con planos ligeramente ondeados, fractura astillosa, olor débilmente petrolífera. Observadas en sección delgada son micro cristalinas con incipiente dolomitizacion y textura drustica, variando a textura microclastica de conchas de moluscos, equinoideos, crinoideos entre cristales de calcita, feldespato y granillos de arena entre cemento arcilloso – terroso. La figuración cruzada tiene aceptable porosidad secundaria.
La estratificación generalmente es gruesa y concrecionada con chert, se encuentran intercalaciones de calizas arcillosas delgadas, en menor proporción Lutitas negras y capas de tufos volcánicos.


GEOLOGIA DE LA CUENCA
DEL ALTO MARAÑON
LEYENDA
ESTRATIGRAFIA FORM. /GRUPO
C. RECIE. C CUATERNARIO
TERCIARIO PLIO MIOC Chi CHIRIACO
OLIG Po POZO
T T. INDIVISO
EOC PAL Hu HUAYABAMBA
CRETACEO MAE Vi VIVIAN
SEN Ce CELENDIN CAMPAN CONIACI
TUR ALB Cho CHONTA
NEO O ORIENTE
JURAS. SUP MED Cha CHAPIZA
LIAS Sa SANTIAGO
NORI Car CARHUAMAYO
ECUADOR
R. ZAMORA
CORDILLERA DEL CONDOR
R. MORONA
R. MARAÑON
R. CHIRIACO
R. UTCUBAMBA
BAGUA CHICA
BAGUA
SIMBOLOGIA
CONTACTO GEOLOGICO
RUMBO Y BUZAMIENTO
EJE DE ANTICLINAL
EJE DE SINCLINAL
FALLAS NORMALES (CON DESPLAZ IND.)
FALLA INVERSA
PLIEGUE FALLADO
ECUADOR
IQUITOS
BRASIL
OCEANO PACIFICO
LIMA
MAPA INDICE
600 KM
INTERPRETACION
ESTRUCTURAL
CORDILL DEL CONDOR
CORDILL CAMPANQUIZ
AUTOR: O. ORREGO
DIB. ABG.
FECHA: VI-28-91
91(M)104-ge8

Medio ambiente deposicional.

Los sedimentos calcáreos fueron depositados en mar abierto de profundidad nerítica, con débil turbidez influenciada por cierta actividad volcánica micropiroclastica y aun tifácea. Del estudio micro petrográfico de las Calizas se deduce un índice de turbidez o RWT entre los límites II1 y II3 con ausencia de microbioclastos.

Alteración Tectónica.

Toda sección estratigráfica se encuentra disturbada por fallamiento menor o fracturamiento repetido y con algunas oclusiones por relleno de calcita formando venillas. Esporádicamente se encuentran delgados diques de roca de composición diabasico-andesita, y en la parte superior de la secuencia capas de tufos volcánicos.

Grosor.

Por razones técnicas de campo no se llego a medir la sección completa hasta el contacto inferior, pero se cree que las mediciones obtenidas en el campo y replanteadas en el laboratorio garantizando un alto porcentaje del grosor verdadero, concordante con los datos obtenidos por H.J.Tschopp en la localidad de Mendes – Ecuador, donde las formaciones Jurasico-Triásicas indiferenciadas tienen entre 1500 y 2700 m. de grosor. Por otra parte, B. Kummel en la Cordillera de Calla Calla (265 Km. Al SE) ha descrito una sección de rocas Triásicas de 495 m. de grosor.

Edad y Correlaciones.

No se han encontrado fósiles con valor estratigráfico para la confirmación de la edad; pero por las características litológicas inconfundibles y la posición estratigráficas subyacente a las series de calizas y lutitas bituminosas y nodulares con Arietites ceratitoides Coqu. Del piso Sinemuriano, nos induce a creer con seriedad que estas gruesas Calizas gris azulinas son equivalentes a las Calizas con Etmonotis Ochotica (keys) Tell , de las localidades de Carhuamayo y del Valle del Utcubamba, estudiadas por el autor.

Posibilidades Económicas.

La falta de un ostensible contenido orgánico de Calizas Triásicas del aChuime no resta su valor prospectivo como rocas potencialmente generadoras de hidrocarburos desde su estado original como sedimento hasta un estado avanzado de una migración de fluidos en el decurso de los eventos tectónicos durante el Jurasico que hubieran podido favorecer sea a una acumulación o sea a una dispersión.
Desde el aspecto petrofísico, las características de las Calizas Triásicas del Achiume, por su textura parcialmente dolomitizada (recristalizada), su capacidad drustica y cavernosa y abundante figuración vacía, pueden ser consideradas como rocas potencialmente almacenadoras.

JURASICO – LIASICO

FORMACION SANTIAGO – 950 m.

La formación Santiago se encuentra expuesta discontinuada mente al pie del la Cordillera del Cóndor, los afloramientos se han estudiado a lo largo del Rio Achuime desde su confluencia con el Nunpatcay hasta la Quebrada Suamata, zona baja, originalmente fallada, inundada y cubierta por bosque tropical.

Litología.

Los afloramientos consisten en paquetes de Calizas negras oscuras, ostensiblemente bituminosas, suaves al tacto, nodulares e intercaladas con lutitas bituminosas y fétidas (olor a petróleo) series que forman montículos o colinas bajas cual "mongotes" como remanentes de una erosión cárstica avanzada destacándose sobre el piso del valle inundable al pie de la Cordillera.
En Observación micro petrográfica, las calizas tienen una composición calcitico-arcillosa en parte Silícea y con concreciones de ftanita que les da un aspecto moduloso. En el campo, las calizas se encuentran intercaladas con menor proporción de lutitas negras algo silíceas, presentando ocasionalmente huellas de escamas de peces. Dentro de la Secuencia general de rocas se encuentran algunas capas de tufos volcánicos y conglomerados calcáreos de textura gruesa intercalados con Calizas en la parte superior de la formación. Este material clástico rodado puede sugerir movimientos tectónicos premonitores de levantamiento y destrucción dentro de la misma cuenca, como preludio de la retirada del mar a finales del Liásico.

Medio ambiente deposicional.

Las características físicas de los depósitos indican origen marino de aguas tranquilas y profundas, entre los límites de lo infra nerítico donde los sedimentos fueron contaminados escasamente por residuos terrígenos en forma de limo, arena fina, detritos conchiliferos y material micropiroclatico aprobado por el transporte hacia la profundidad.

Grosor y Contactos.

La formación Santiago en la región del Comaina no se encuentra expuesta íntegramente. Por la parte inferior se desconoce el contacto sobre la formación triásica Carhuamayo por estar cubierto por depósitos sedimentarios aluviales y fluviales recientes; y por la parte superior la formación se encuentra bloqueada
Por una falla de magnitud desconocida contra la formación Chapiza. Entre estos límites, las mediciones de campo dan un grosor probablemente muy aproximado al grosor verdadero de la formación, un poco mayor de 950 metros.

Paleontología, Edad y Correlaciones.

No se han podido encontrar mejores evidencias paleontológicas que restos de conchas de pelecípodos, dientes y escamas de peces escasamente determinables en las capas inferiores entres horizontes (horiz. 9214-15 y 16), en dos de estos horizontes se han reconocido moldes de conchas comprimidas del genero Aritites sp. , con los cuales se puede hablar del piso Sinemuriano, de acuerdo a las descripciones de G. Steinmann.
La formación Santiago, con estas características físicas y orgánicas distintivas es relativamente extensa dentro del geosinclinal peruano que abarca desde la Cordillera Meridional de Huancavelica y Ayacucho pasando por los Andes Centrales hasta los departamentos de Cajamarca y Amazonas por el norte y cubre la Costa Norte en el departamento de Lambayeque, distritos de Salas y Mayascon del valle del rio la Leche. Por la Región Oriental cubre el Valle del Huallaga Medio así como el valle del rio Santiago y Oriente del Ecuador en las localidades de Macas y Mendes, donde las rocas fueron descritas por los Geólogos K.T. Goldschmid (1940) y H.J. Tschopp (1953).

Posibilidades Económicas.

La Formación Santiago tiene un Alto valor prospectivo como rocas generadoras de hidrocarburos si se tiene en cuenta sus características orgánicas, aspecto bituminoso, olor distintivo a petróleo y un buen grosor como roca potencial.
Pero fuera de estos caracteres la roca tiene buena porosidad secundaria por figuración y cavernosidad adquirida por solución.
Sin embargo, este gran prospecto petrolífero puede ser desestimado;

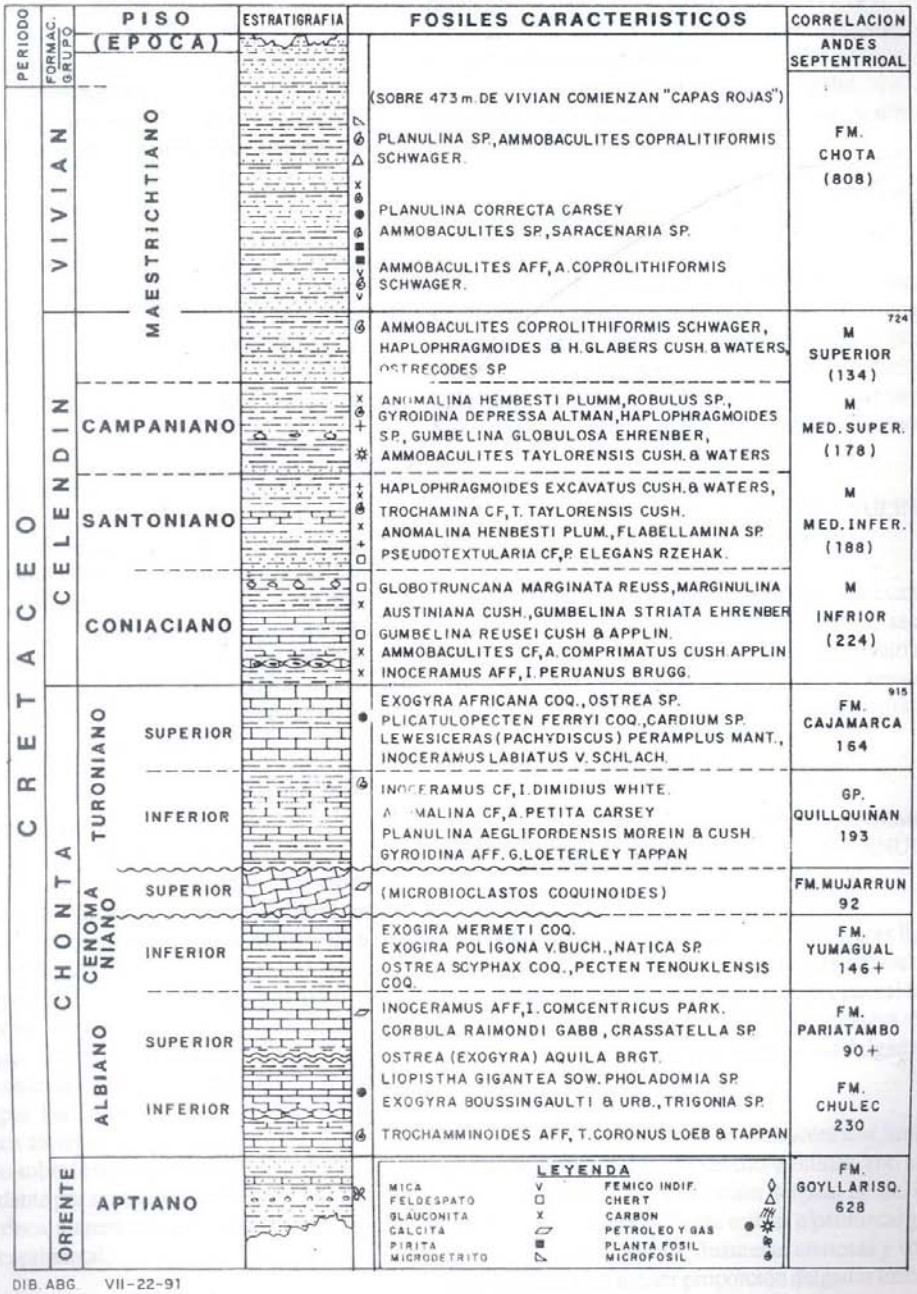
1.) Si la extrema figuración tectónica por repetido plegamiento compresional dentro El geosinclinal Jurasico hubiera disipado el contenido hidrocarburifero.
2.) Si se considera el efecto adverso del intervalo diastrofico post Liásico que hubiera favorecido al escape de los fluidos hidrocarburados, activado por el relativo grado de metamorfismo dinámico que exhiben estas rocas.

JURASICO MEDIO Y SUPERIOR.

FORMACION CHAPIZA 2,372 A 2,500 METROS.

Después de K.T.Goldschmid en el Oriente del Ecuador, seguimos usando este nombre, para esta larga secuencia de turbiditas y volcánicos que estudiamos en la localidad típica del rio Chapiza del Ecuador.
La formación Chapiza, en el rio Comaina comienza en la boca de la Quebrada Chimana y se sigue aguas arriba en el Nunpatcay hasta la desembocadura del rio Achuime que baja de la depresión central de la Cordillera del Cóndor. A lo largo de este sector las series de capas rojas de la formación Chapiza afloran en forma de "buttes" o bloques testigos entre los depósitos fluvio-Aluviales recientes que cubren las riberas bajas del rio dejando aislados a los afloramientos de las rocas más resistentes a la erosión, como conglomerados macizos, areniscas y aglomerados volcánicos.
Haciendo la restauración de la estratigrafía general de la formación desde el eje anticlinal truncado y siguiendo por el flanco occidental con suave buzamiento
Se podido diferenciar la litología de los siguientes miembros desde la parte inferior hasta la parte superior.

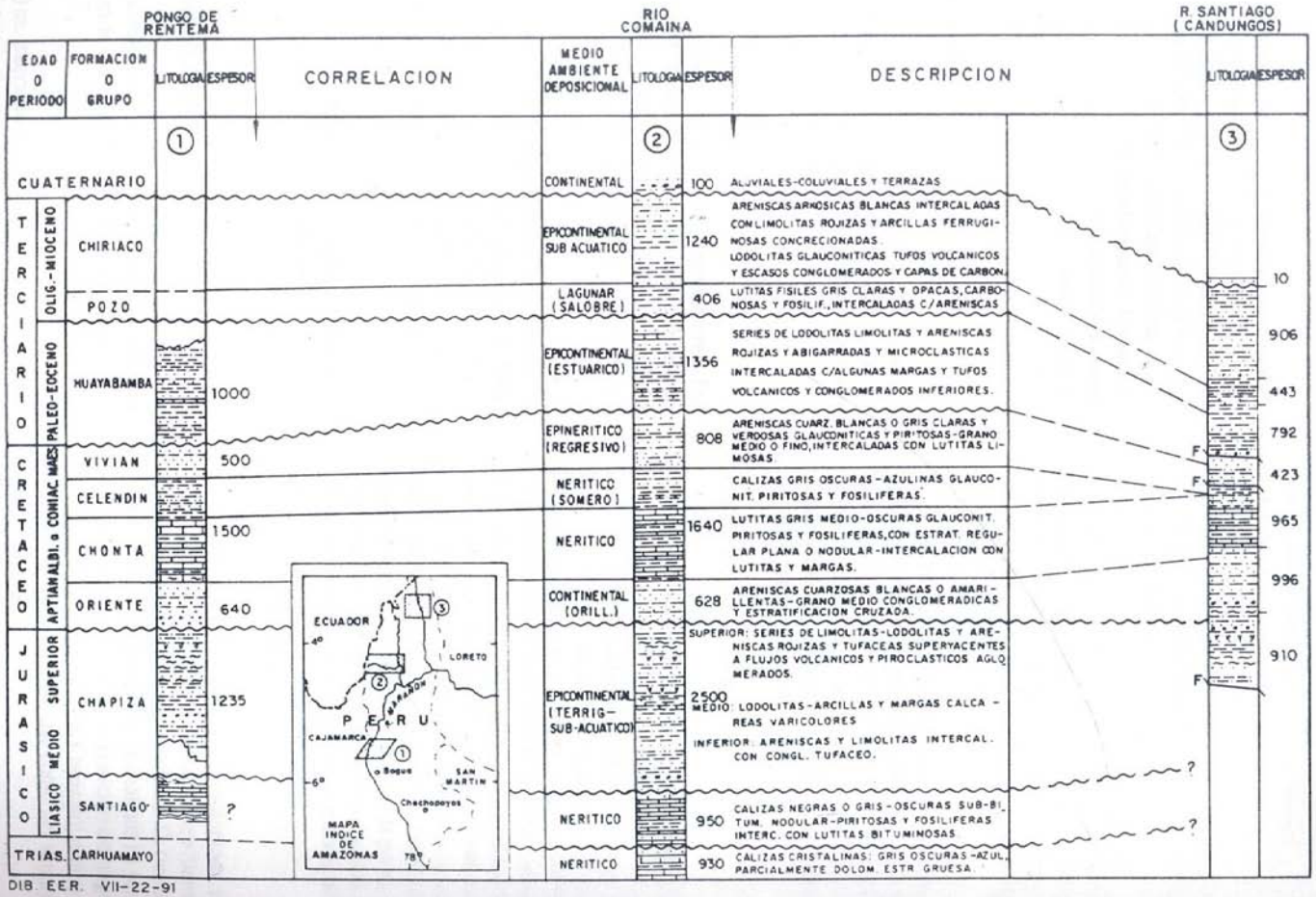
SECCION COMAINA
ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO CHONTA Y FORMACIONES SUPERYACENTES



DIB. ABG. VII-22-91

CORRELACION ESTRATIGRAFICA EN LA CUENCA NOR-MARAÑONICA

(COMPRENDIENDO: RENTEMA Y VALLES COMAINA Y SANTIAGO)



REINTERPRETACION ESTATIGRAFICA DE LAS SECUENCIAS FORMACIONALES REPETIDAS EN EL AREA DE LOBITOS COSTAFUERA NOR-OESTE PERUANO.

Enrique GONZALES TORRES

Con la finalidad de resolver problemas estratigráficos y estructurales de las secuencias formacionales repetidas en el área de Lobitos costa fuera del Noroeste Peruano, probada como productora de petróleo, así como incrementar las reservas de hidrocarburos con la perforación, y una reinterpretación estratigráfica, empleando para ello re análisis de muestras en las secuencias repetidas de las formaciones Chacra, Pariñas y Palegreda.
El presente estudio muestra las factibilidades de empleo de las conservaciones, interpretaciones y conclusiones del mismo, que en el transcurso de diez anos se vienen aplicando con singular éxito (mapa de ubicación).

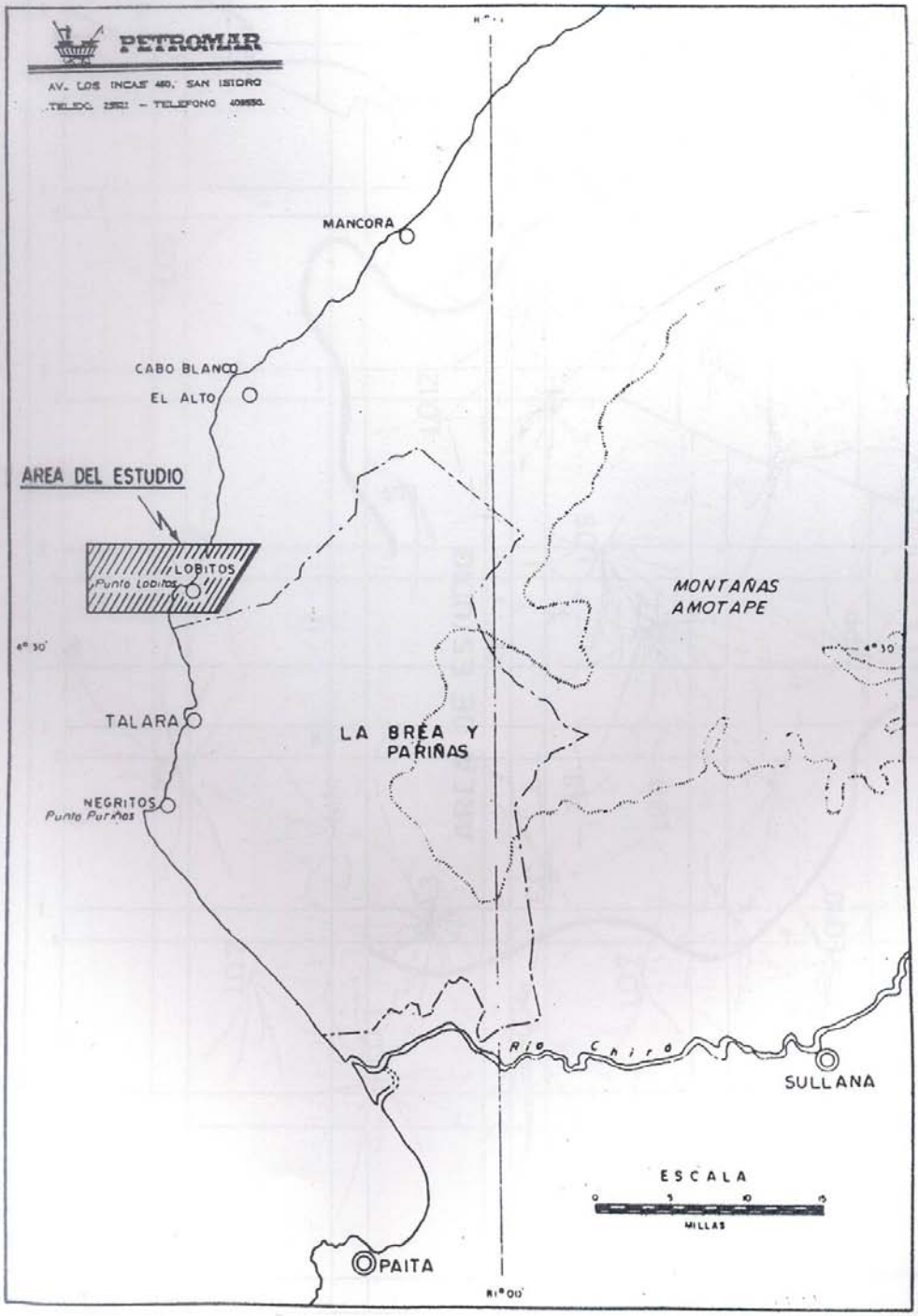
I. ANTECEDENTES.

Los trabajos de exploración y desarrollo en el área de Lobitos costa fuera en los años 1975 y 1976 mostraban una columna estratigráfica constituida por una alternancia monótona de repeticiones formaciones como Talara-Chacra-Talara, -Chacra-Pariñas y Chacra-Palegreda-Chacra (Sección Nro. 1) A estos comportamientos se les asignaba dos teorías: Uno de carácter bioestatigrafico que asumía a las secuencias como resultado de la repetición del medio ambiente en las especies micro-animales protozoarios foraminíferos (J.H. Knight, 1956), y la segunda por efectos tectónicos, de tal manera que fallas regionales de bajo ángulo causaban las secuencias repetidas.
El control geológico de los Pozos en perforación se apreciaba con más pronunciada claridad el problema de las repeticiones oracionales. Debido a que no se disponían de evidencias litológicas, micro paleontológicas y palinologicas precisas acerca de que si el nivel estratigráfico que se estaba analizando correspondía o no al estrato" in place" o in situ, teniendo la presencia de dos conjuntos micro faunas fósiles (foraminíferos). A lops que además de ser escasos, también son poco variados y mal preservados.
b.- Caracterizado por una población de especies bien distribuidas. Ambos no permitían un trabajo micro paleontológico efectivo. A este cuadro bioestratigrafico tan completo se sumaban otros aspectos geológicos como variaciones de espesor formacional y cambio de facies sedimentarias.

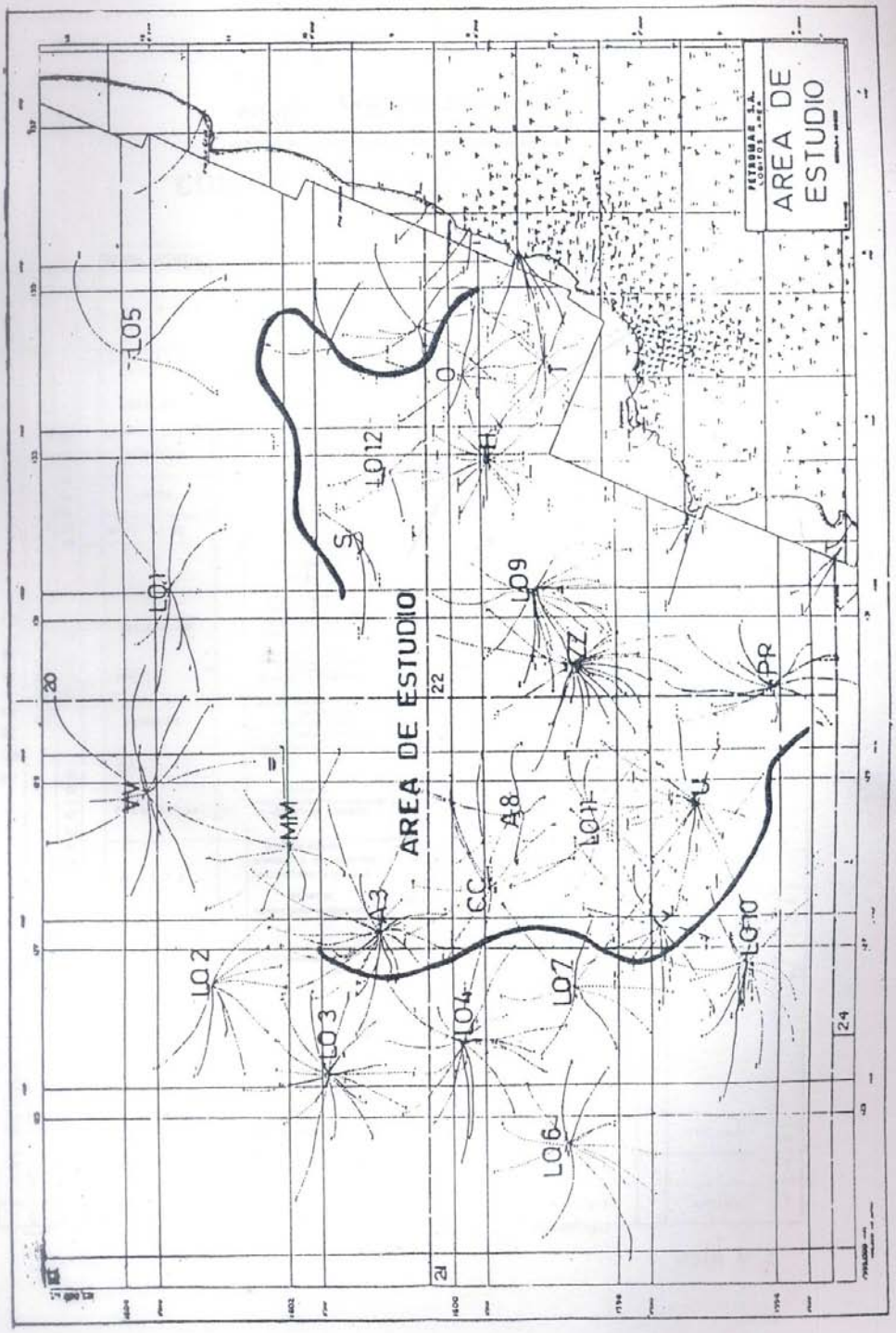
II.- METODO DE REINTERPRETACION ESTRATIGRAFICA

La totalidad de los trabajos de investigación se desarrollaron usando un programa diseñado en función de facilitar la solución de problemas bioestratigraficos ya que necesitaba normar el comportamiento microfaunistico de especies foraminíferas

versus las Litologías y com o resultado de estas correlaciones una columna estratigráfica y de medios ambientes sedimentarios para cada formación.
El sistema se consistió inicialmente en un reprocesamiento y re análisis de 400 muestras de canaleta procedentes de 140 pozos perforados en el área de Lobitos costa fuera. La información de cada pozo fue introducida en histogramas faunísticos, para de esta manera conocer el comportamiento de las formaciones Chacra, Pariñas y palegreda, y por lo tanto establecer correlacion con otras secuencias llamadas ″repetidas″.
Seguidamente se pudo comparar, interpretar y definir diagramas o esquemas estratigráficos de cada ciclo repetido, permitiendo con ello la elaboración de secciones (de carácter regional) y por último mapas de las areas de influencia y aporte de los sedimentos repetidos.

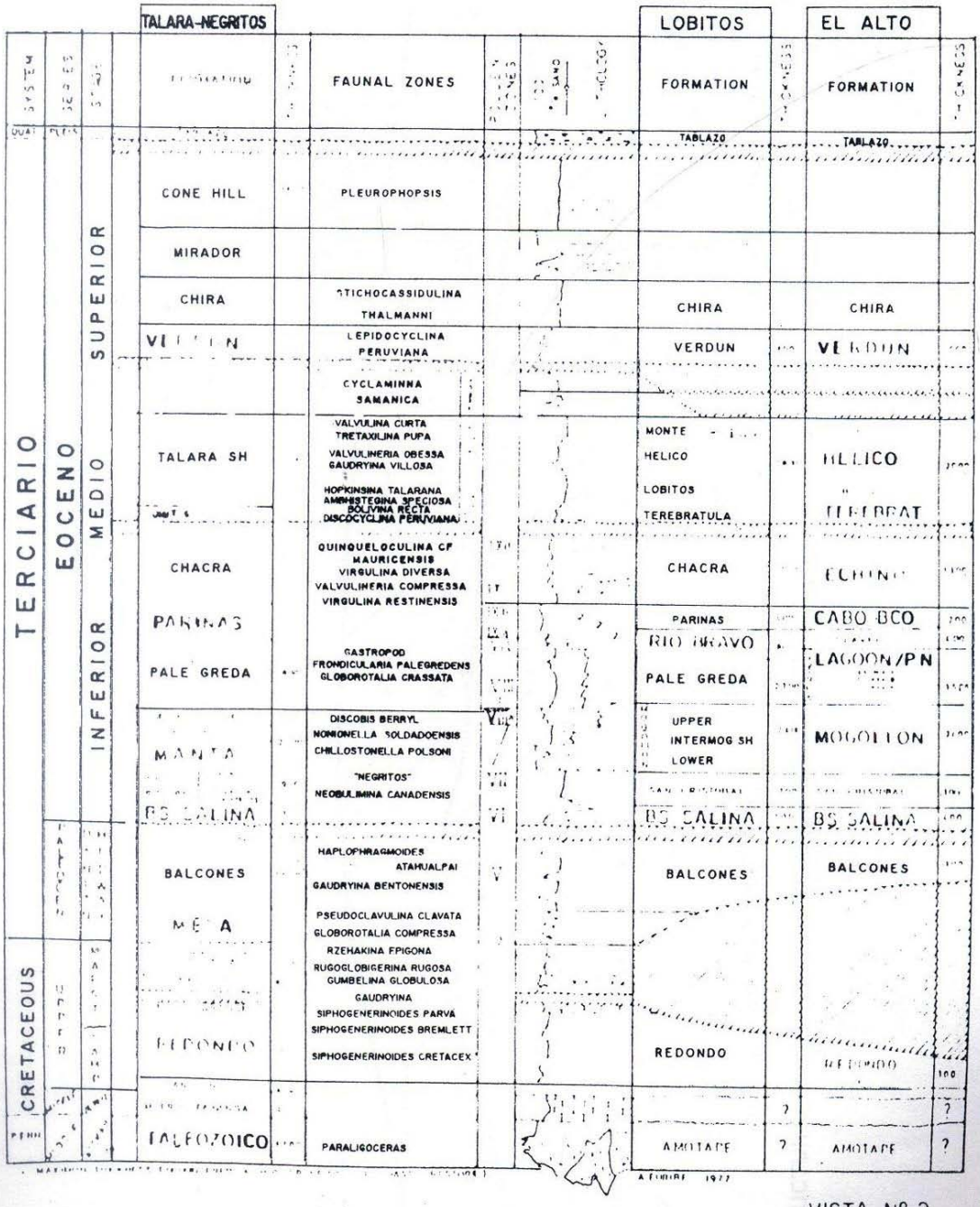


MAPA DE UBICACION DEL AREA LOBITOS MAR


AREA DE ESTUDIO
AREA DE ESTUDIO
LO1
LO2
LO3
LO4
LO5
LO6
LO7
LO9
LO10
LO11
LO12
MM
CC
A3
A8
PR
VV
S
O
T
H
Y
U
20
21
22
24

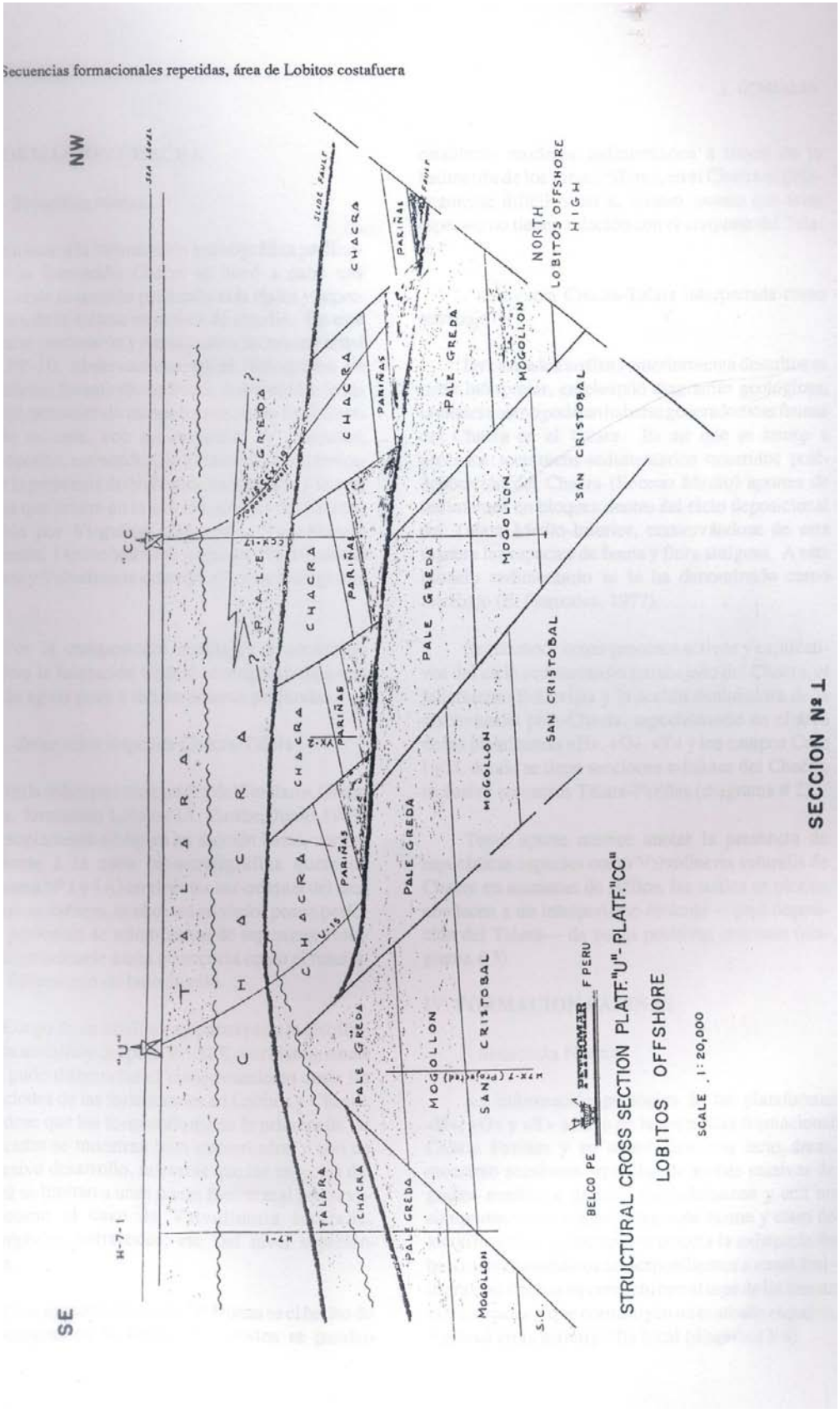
PETROMAR

COLUMNA ESTRATIGRAFICA



VISTA Nº 2

Secuencias formacionales repetidas, área de Lobitos costafuera



III. FORMACION CHACRA.

Secuencia Normal

En base a la información estratigráfica preliminar de la formación Chacra se llevo a cabo una selección de la sección perforada más típica y representativa de la misma en el área de estudio. De esta manera se procesaron y re analizaron las muestras del Pozo PP'10, observándose en el histograma de microfósiles foraminíferos buena distribución de las especies, permitiendo reconocer tres zonas fosilíferas: la más reciente, con un contenido de turritelas, gasteropodos, ostracodos; la intermedia caracterizada por la presencia de valvulineria suturalisis, y la más Antigua que ocurre en la sección inferior del Chacra, definida por Virgulina restinensis, varvulineria compressa, Desinobolimina expanssa, Frondicularia capitana y Valvulineria suturalis.

Por la Composición litológica y contenido fosilífero la formación Chacra correspondería a una facie de aguas poco a medianamente profundas.

Secuencias repetidas Chacra-Talara.

En la columna estratigráfica del terciario, grupo Talara, formación Lobitos (A Euribe, junio 1969) más propiamente dicho en su sección basal, correspondiente a la zona bioestratigrafica quemada (diagrama Nro 1 y 1A.)en el sector sur-oriental del área Lobitos costafuera, se observo en varios pozos perforados presencia de microfaunas de espesores variables asignándoles a esta ocurrencia como el resultado de fallamiento de bajo ángulo.

Luego de un análisis comparativo de la distribución foraminífera del pozo PP-12X (ver histograma Nro. 2), se pudo diferenciar el comportamiento entre las poblaciones de las formaciones de Lobitos y Chacra, notándose que los foraminíferos de la primera de las nombradas se muestran bien conservados con un chacra se limitan a unas pocas faunas mal preservadas, como el caso de vavulineria suturalis, gasterópodos, ostrácodos, etc. del nivel superior-medio.

Otro aspecto notorio de las faunas es el hecho de que mientras en las formaciones lobitos se pueden establecer modelos sedimentarios a través de la batimetría de los foraminíferos, en el Chacra es prácticamente difícil hacer lo mismo, puesto que estas especies no tienen relación con el conjunto del Talara.

Secuencia Chacra-Talara interpretada como re trabajo.

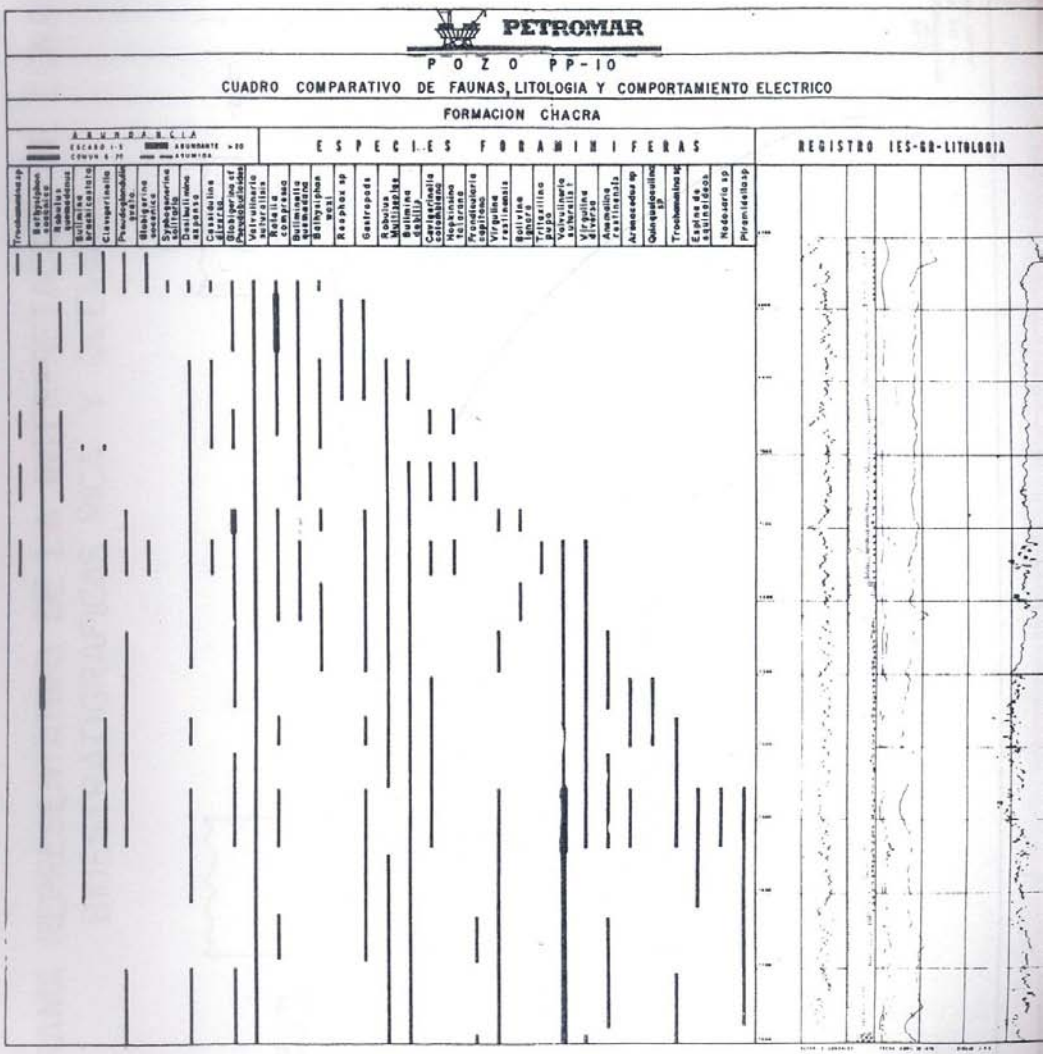
En base a los análisis anteriormente descritos se pudo interpretar, empleando diagramas geológicos, la manera como podrían haberse generados estas faunas del Chacra en el Talara. Es así que se asume a procesos tectónicos-sedimentarios ocurridos postdeposicion del Chacra (Eoceno Medio) aportes de sedimentación en bloques dentro del ciclo deposicional del Talara Medio-Inferior, conservándose de esta manera las especies de fauna y flora antiguas. A este modelo sedimentario se le ha denominado como retrabajo (E. Gonzales, 1977).

Se le reconoce procesos activos y explicativos del ciclo sedimentario retrabajo del Chacra, el fallamiento bellavista y la acción denudadora de la discordancia Post-Chacra

Especialmente en el área de las plataformas H,O,T y los campos Cruz I y II, donde se tiene secciones mínimas del Chacra, Inclusive contactos Talara – Pariñas (diagrama Nro. 2.) Tema aparte merece anotar la presencia de esporádicas especies como Valvulineria suturalisis de Chacra en Areniscas de Helico, las cuales se piensa, obedecen a un intemperismo reciente – postdeposicion del Talara – de zonas positivas cercanas (diagrama Nro. 3).

FORMACION PARIÑAS.

La información Geológica de las plataformas H , O y T, acerca de la secuencia formacional Chacra pariñas y su correlación con otras aéreas, muestran secciones repetidas de arenas masivas de granos medios a gruesos fluviodeltaicos y con un comportamiento eléctrico bastante bueno y claro de identificación. Así mismo es notoria la existencia de horizontes faunísticos correspondientes a zonas fosilíferas del Chacra en contacto con el tope de las arenas mencionadas y que constituyen un marcado esquema regional en la Estratigrafía local (Diagrama Nro. 4).



HISTOGRAMA Nº 1

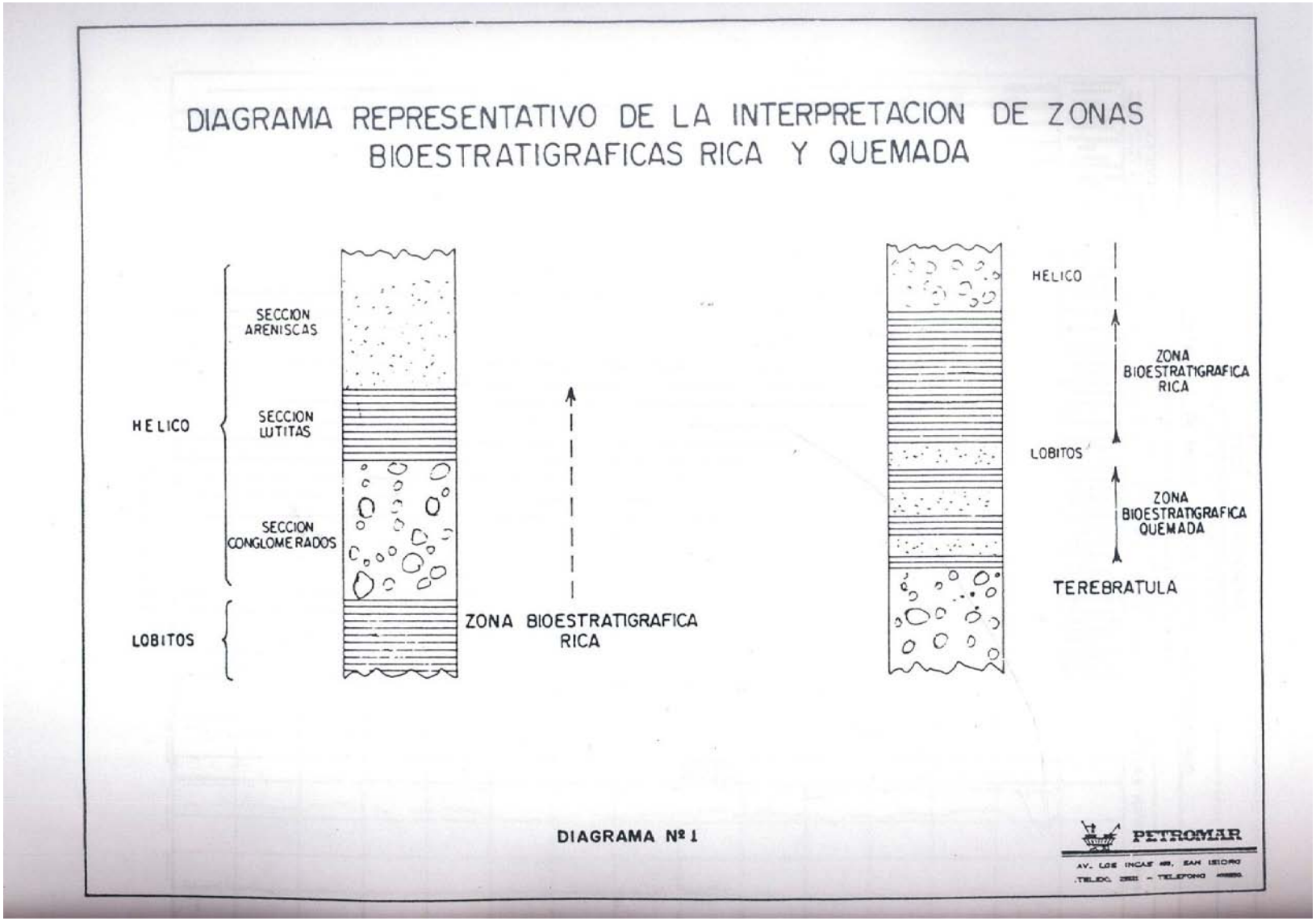
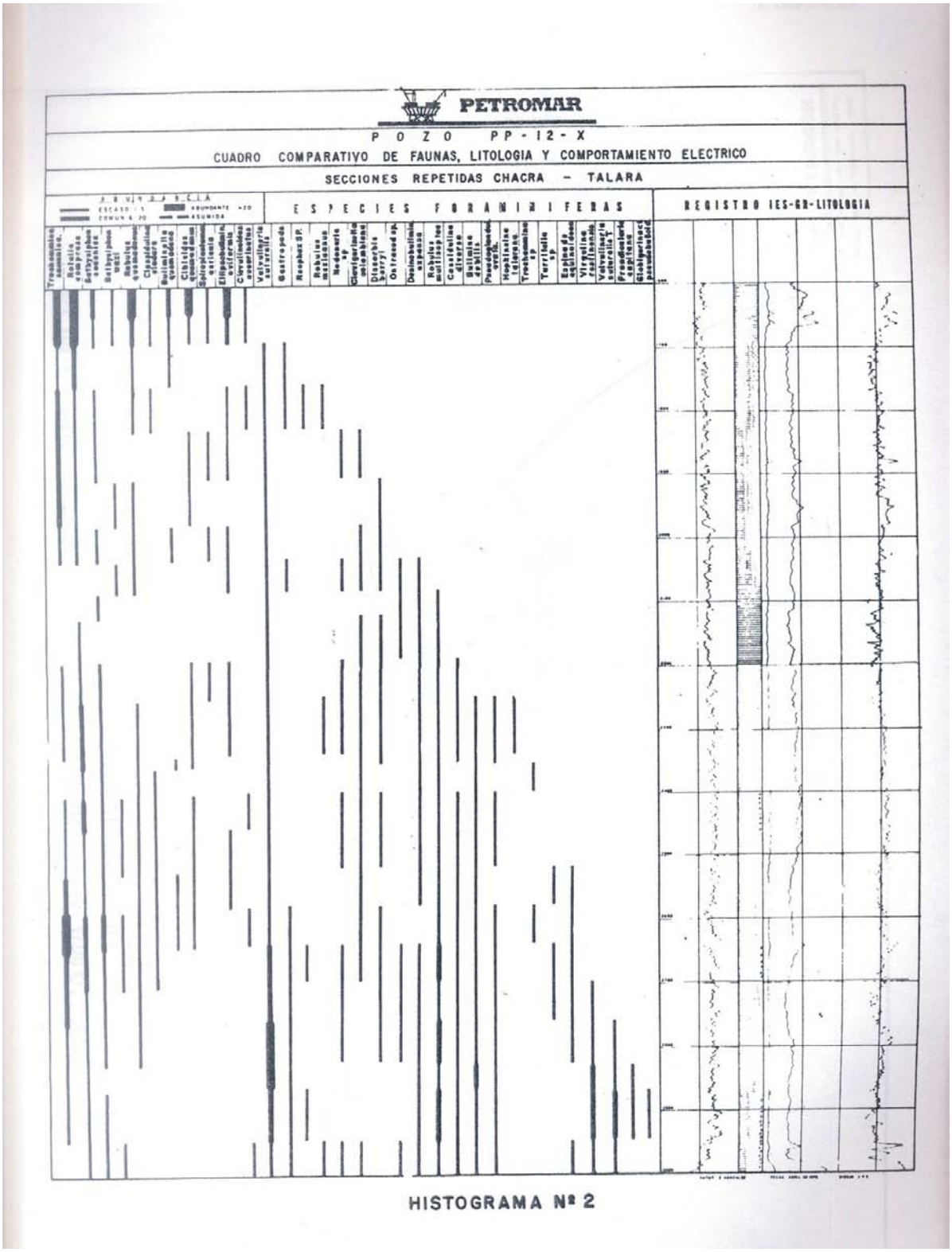


DIAGRAMA REPRESENTATIVO DE LA INTERPRETACION DE ZONAS BIOESTRATIGRAFICAS RICA Y QUEMADA
HELICO
SECCION ARENISCAS
SECCION LUTITAS
SECCION CONGLOMERADOS
LOBITOS
ZONA BIOESTRATIGRAFICA RICA
HELICO
ZONA BIOESTRATIGRAFICA RICA
LOBITOS
ZONA BIOESTRATIGRAFICA QUEMADA
TEREBRATULA
DIAGRAMA Nº 1
PETROMAR



HISTOGRAMA Nº 2

DIAGRAMA RETRABAJO DEL CHACRA EN SECUENCIA DEPOSICIONAL DEL TEREBRATULA

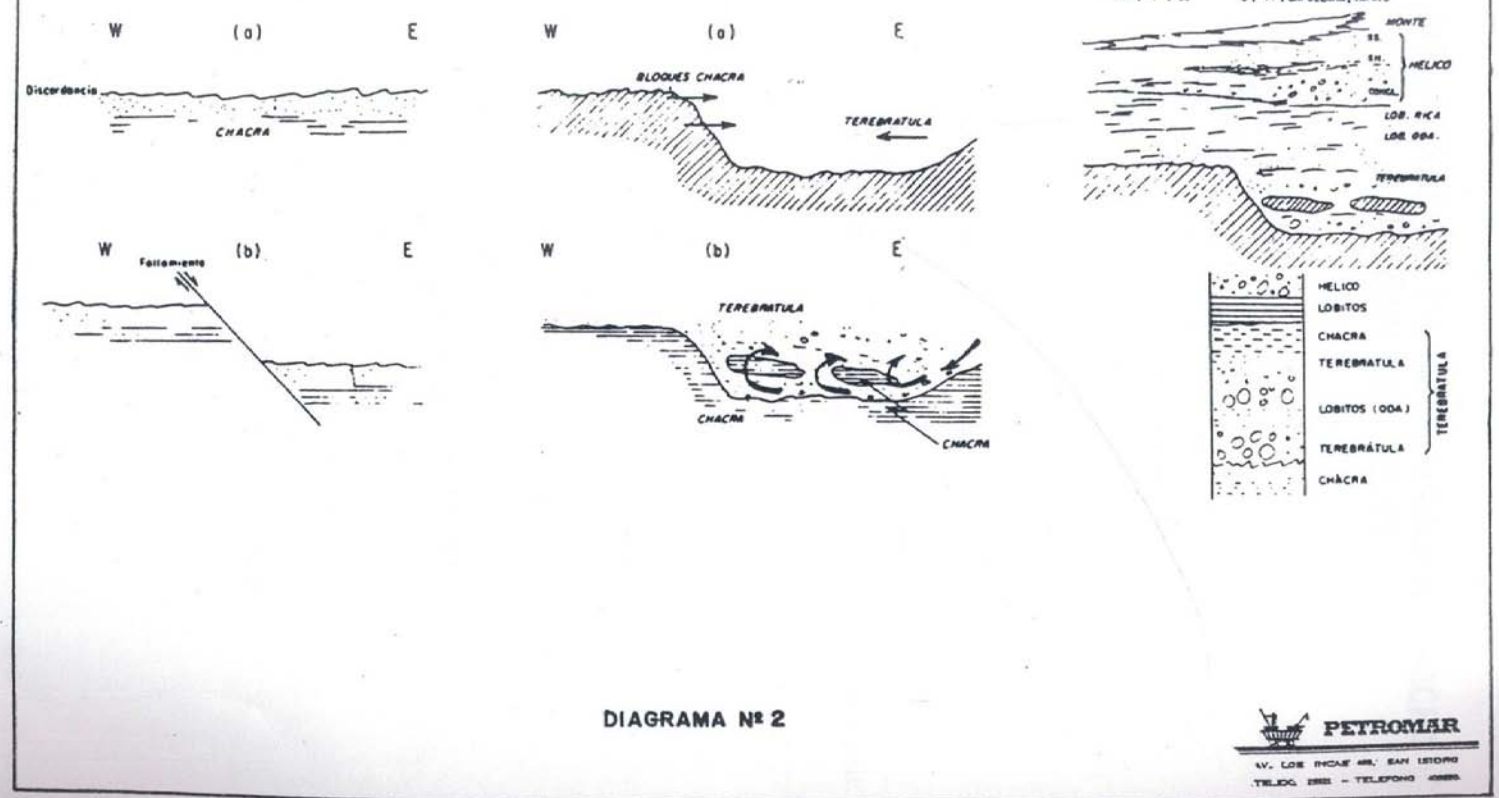


DIAGRAMA Nº 2

PETROMAR

PETROMAR
AV. LOS INCAS 460, SAN ISIDRO
TELEX 25821 – TELEFONO 408850

DIAGRAMA RETRABAJO DE LA FORMACION CHACRA EN LA FORMACION HELICO

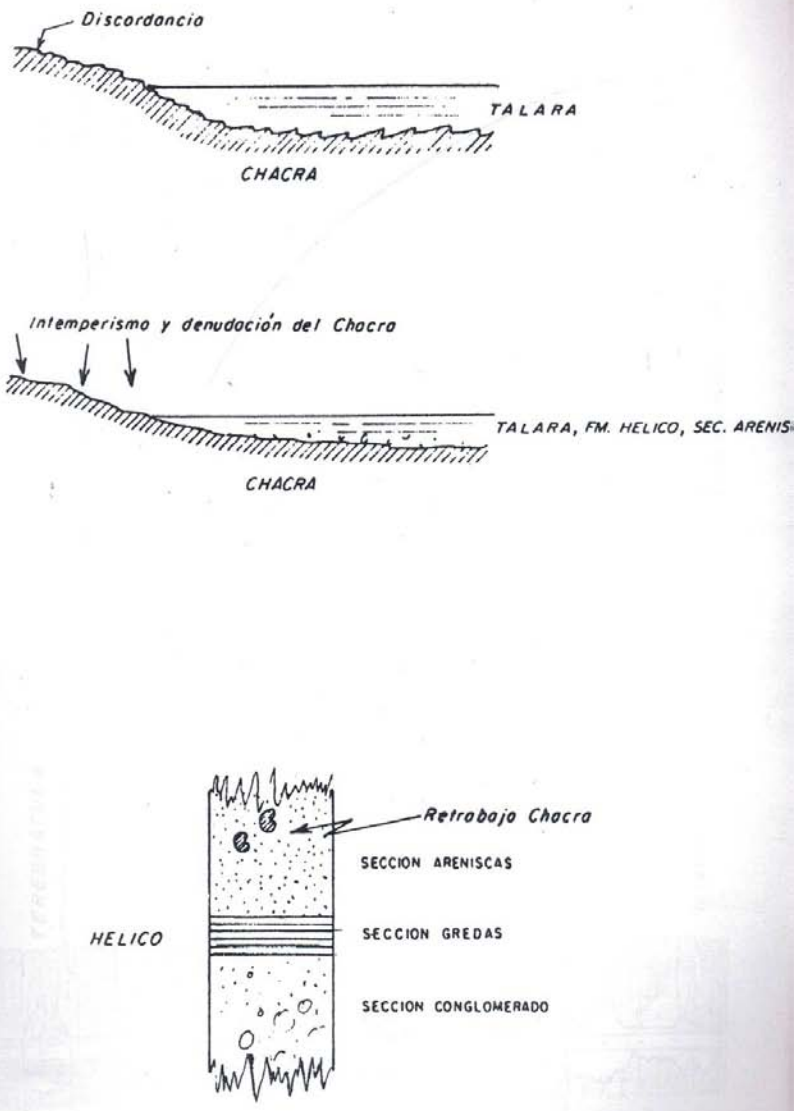


DIAGRAMA Nº 3

DIAGRAMA Nº 4

Secuencias Repetidas Chacra-Pariñas.

En la secuencia estratigráfica Chacra-pariñas del área Nororiental de lobitos costafuera, se tiene según los pozos perforados, la presencia de una a arena extra llamada Parinas y cuya presencia se asume como el resultado de fallamiento ya sea gravitacional o de bajo ángulo, de tal manera que se dispone de uno o dos y en algunos casos hasta tres Pariñas repetidos.
Un re análisis de faunas en las secuencias repetidas, mencionadas anteriormente, según se observa en el histograma Nro. 3, muestra que los contactos superiores de las arenas llamadas pariñas, no se dispone de foraminíferos del conjunto Chacra Inferior ni mucho menos el marcador Valvulineria suturalis T, a excepción de la arena más profunda de la secuencia, la misma que se dispone además de características líticas del pariñas y un buen contacto inferior con la formación palegreda (Pariñas insitu).

-Secuencia Chacra-Pariñas interpretada como arena transversal del Chacra.
En base a los estudios realizados (diagrama Nro. 5). Se ha podido establecer que la secuencia de arenas repetidas interpretadas originalmente como Pariñas corresponden a uno o más aportes transversales a la dirección de sedimentación del Chacra que han provenido de afloramientos cuyos sedimentos no han provenido de afloramientos cuyos no han tenido suficiente energía para mayor recorrido, y por lo tanto son depósitos locales. Esta aseveración fue confirmada con un corte estratigráfico entre las plataformas LO5 LO8 y QQ, quedando demostrado que solo existe un ciclo de pariñas y las otras arenas son de la Fm. Chacra de carácter errático (sección Nro. 2).

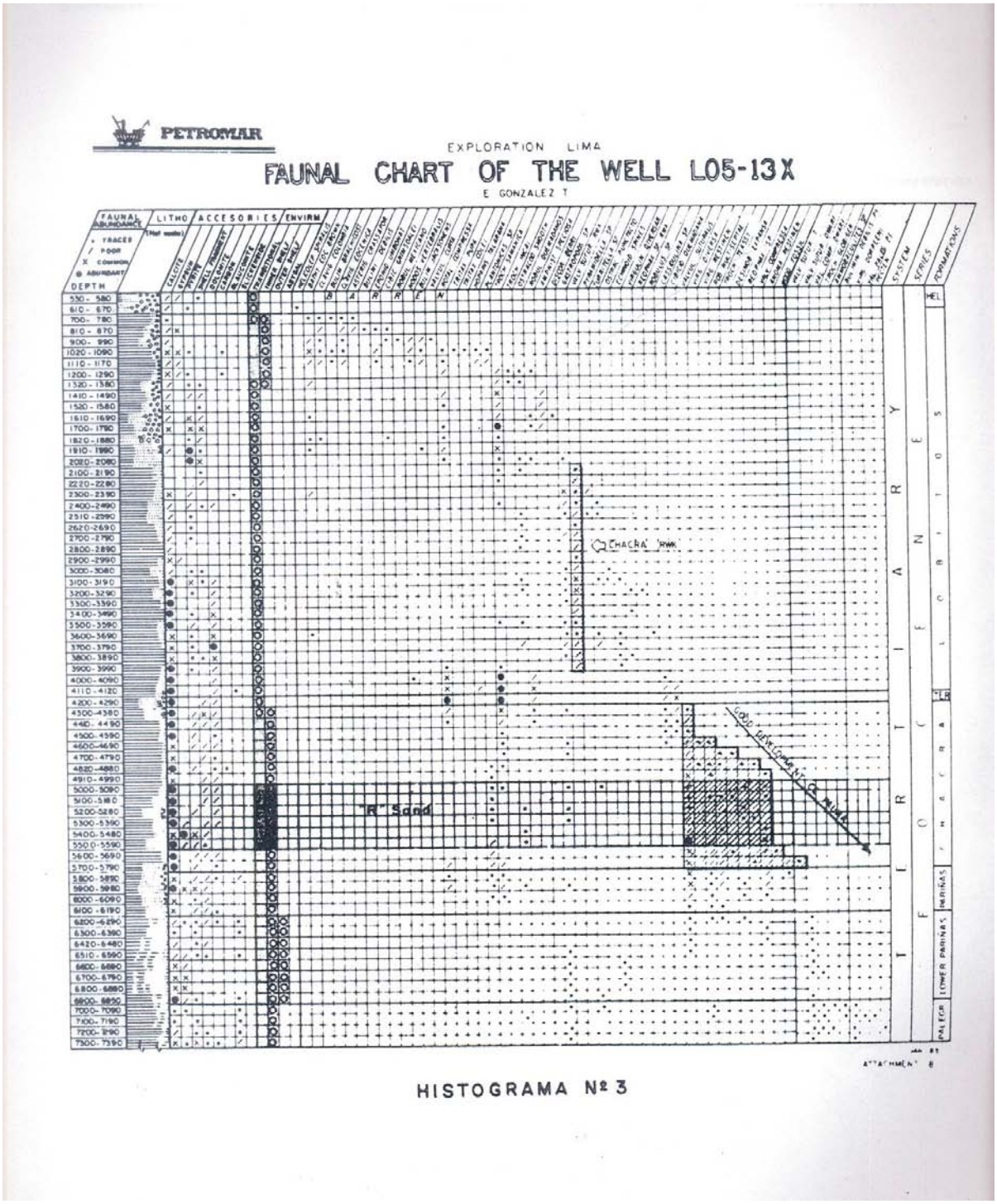
V FORMACION PALEGREDA.
-Secuencia Normal
La secuencia faunística típica del palegreda en el Área de Lobitos costafuera ha sido analizada en el histograma de distribución, estableciéndose que la base al tope, el palegreda muestra un desarrollo decreciente de especies foraminíferas en correlación con las litologías, siendo mas lutaceo en la sección superior y algo mas arenosa y menos marina en la cercanía al contacto con el Salina-Mogollón.
Los microfósiles más clásicos del Tope del palegreda son la valvulineria palegredensis y chillostomella polsoni. En la Sección media se nota la presencia de especies calcáreas como Robulus y por ultimo hacia la base se han detectado faunas de tamaño mucho mayor al frecuente de colores oscuros y de cobertura silíceas y calcáreas como Cyclammina cf. Simiensis, marginulina adunca, etc.

Secuencia repetida Chacra-Palegreda.
Conociendo el cuadro bioestratigrafico del Chacra (Pozo PP-10, histograma Nro.1) y del palegreda (Pozo A1-5X, histograma Nro. 4) se compararon con el pozo CC-8 (histograma Nro. 5). Con la finalidad de analizar y definir el comportamiento de las faunas de las formaciones Palegreda y Chacra que Indicaban representar repeticiones formacionales por efectos de fallamiento de bajo Angulo. Pues bien, el intervalo 1810-4220' del pozo CC-8 muestra un orden de presencia de variedad y abundancia de faunas del Chacra, no sucediendo lo mismo con el Palegreda, puesto que únicamente

se han encontrado las especies Valvulineria palegregredensis y Chillostomella polsoni que corresponden a la sección superior del Palegreda. Iguales ocurrencias se detectaron en otros pozos teniendo en algunos casos hasta dos ciclos repetidos de microfósiles del Palegreda que al referirse
Al Chacra no correspondían al mismo medio ambiente o batimetría de fauna indicando una procedencia aloctona. Todas estas observaciones fueron confirmadas con el estudio de núcleos de pared en el Pozo A8-12 donde se encontraron faunas del Palegreda con determinaciones del Chacra (zona IX) por palinología) (Ver lamina).

- **Secuencia Chacra-Palegreda, Interpretada como Trabajo**

Analizando mas cuidadosamente las faunas del Palegreda encontradas con las del Chacra en las secuencias repetidas, se observo que sus coberturas o caparazones mostraban un deterioro o mal estado de preservación, que conjuntamente a su constante aparición de una o dos especies frente a una mayor abundancia de las del Chacra, como también su no correspondencia de batimetría, o de otro modo, mientras se tiene especies como la Valvulineria Palegredensis, se dispone en el mismo nivel otras del Chacra pero de diferente ambiente (diagrama Nro. 6). De esta manera, se llego a la conclusión de que se trataba de foraminíferos retrabajados de una formación antigua (Palegreda) en un medio moderno (Chacra), y que iguala que el caso del Chacra en Talara, el Palegreda se pudo preservar por corresponder a bloques provenientes de superficies relativamente altas y que fueron deslizados por gravedad (diagrama nro. 7). A zonas profundas por efecto de pendientes fuertes o empinadas que podrían corresponder a un fallamiento normal, de crecimiento "growth faul".
Este modelo de trabajo en sub suelo se ha comparado con un afloramiento del Helico en el área de Lobitos (Mapa de Ubicación Nro. 2). Donde se observa un bloque de litología distinta a la secuencia circundante y que al ser analizado se determinaron faunas de formación Lobitos, por lo tanto confirmando su procedencia distinta o aloctona (ver fotos Nro. 1,2,3).



HISTOGRAMA Nº 3

PETROMAR

AV. LOS INCAS 480, SAN ISIDRO

TELEX [illegible] – TELEFONO [illegible]

DIAGRAMA ARENA TRANSVERSAL EN LA FORMACION CHACRA

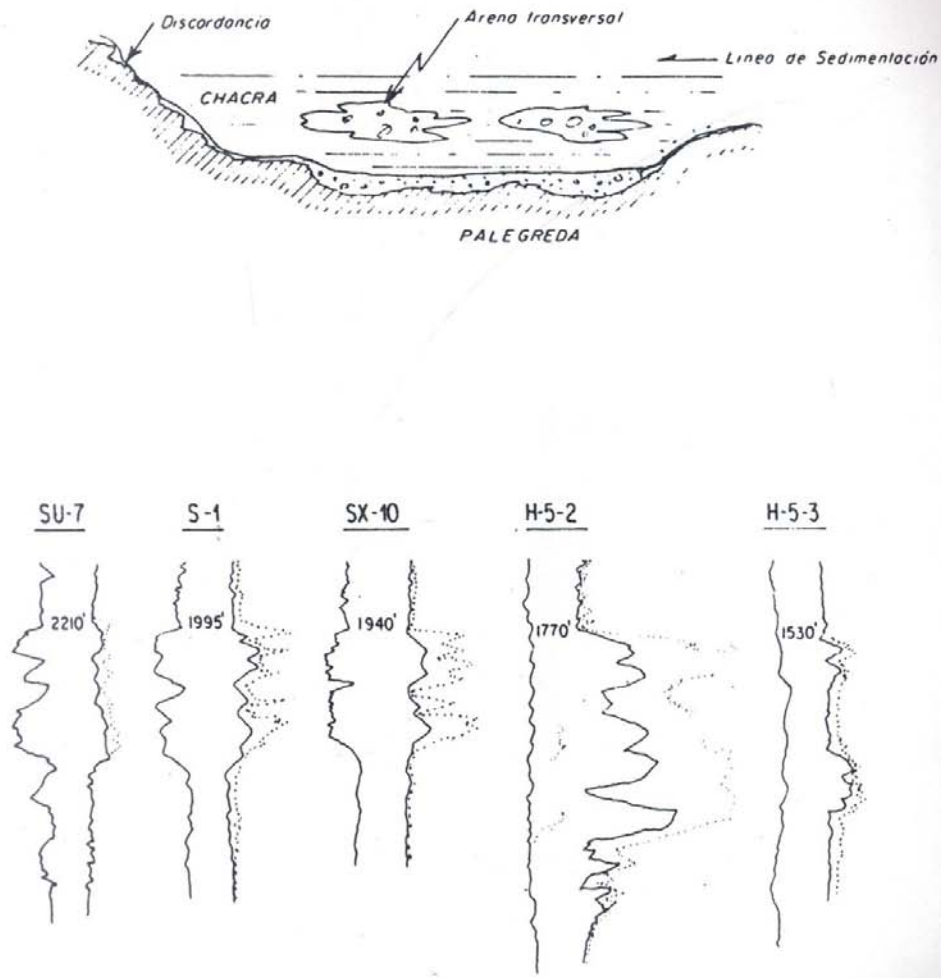
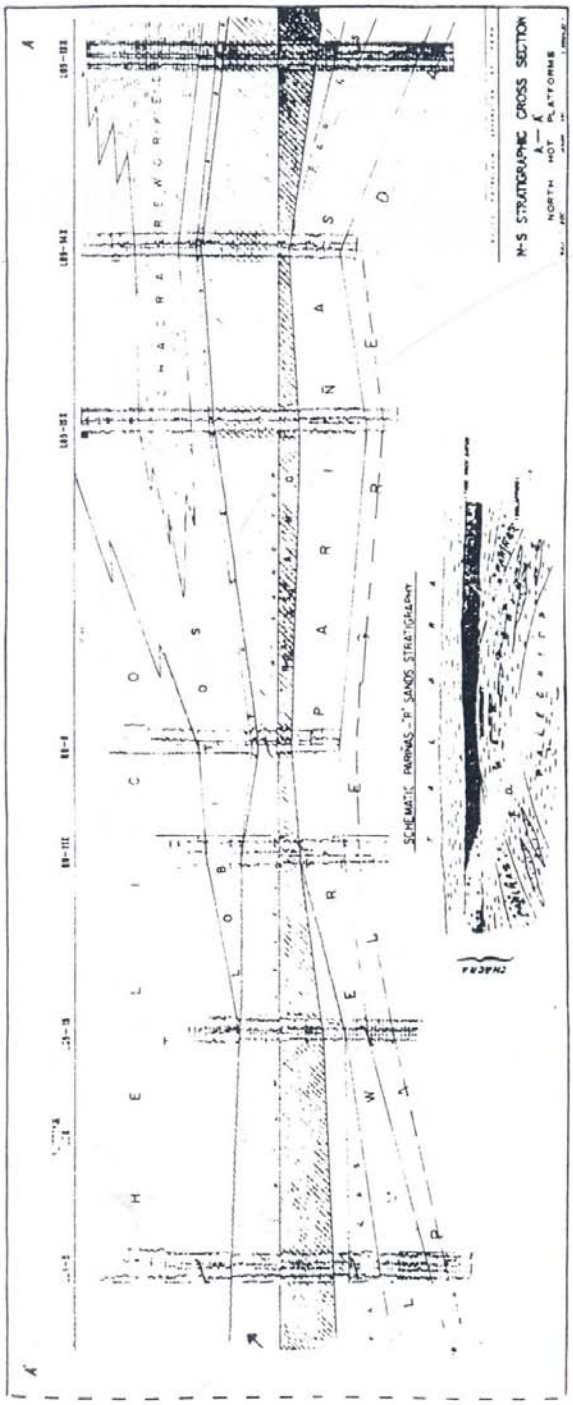
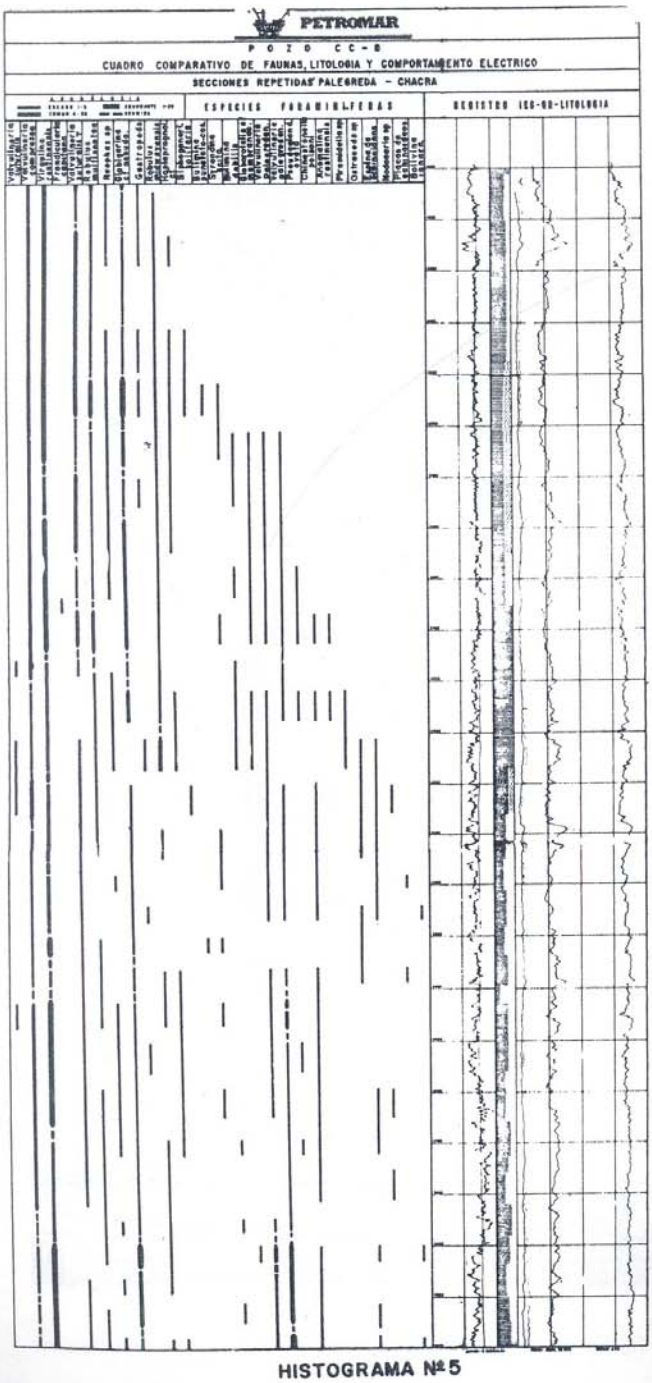


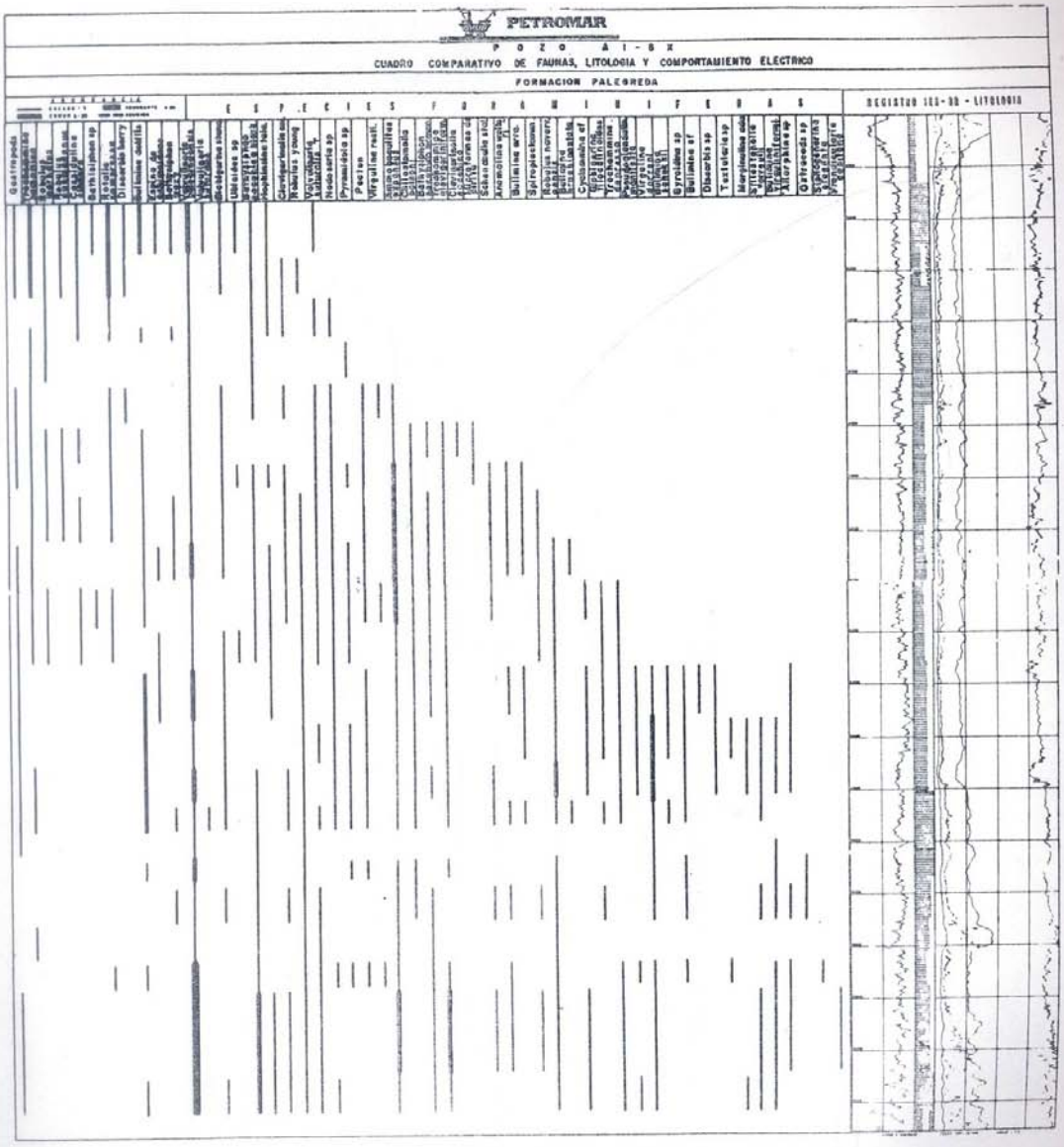
DIAGRAMA Nº 5


N-S STRATIGRAPHIC CROSS SECTION
A — A'
NORTH HOT PLATFORMS
SCHEMATIC PARIÑAS - "P" SANDS STRATIGRAPHY
CHACRA

SECCION Nº 2

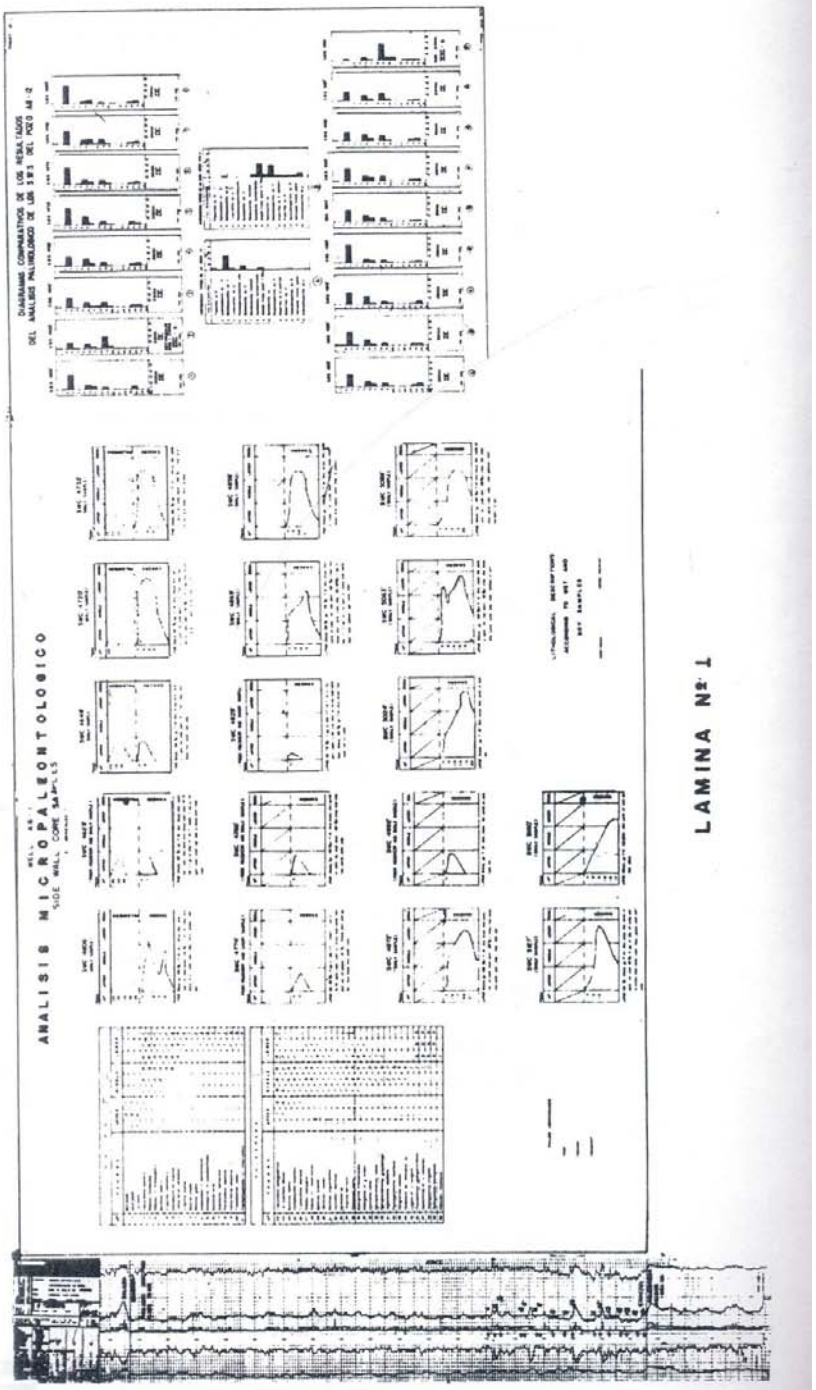


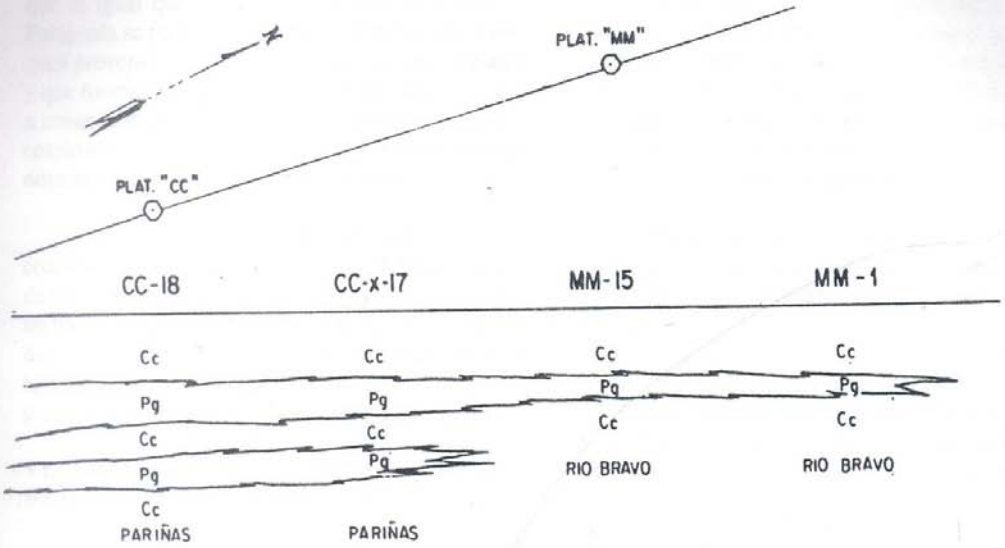
HISTOGRAMA Nº 5



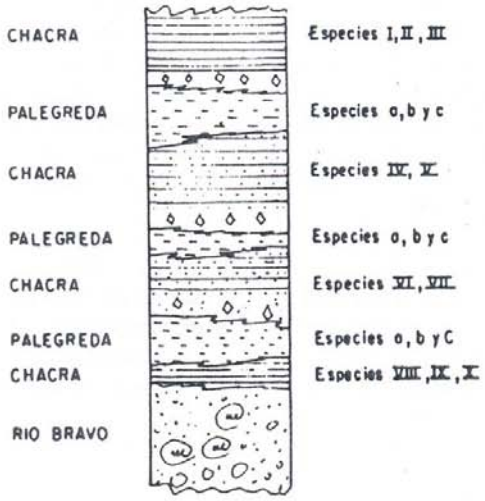
HISTOGRAMA N° 4

Secuencias formacionales repetidas, área de Lobitos costafuera





NOTA: Decrece en potencia y hasta llega a perderse el retrabajo del Palegreda.



NOTA: Notase que mientras el Palegreda se manifiesta muy similar en litología y fauna entre sí, no sucede lo mismo con el Chacra, el cual varía en fauna y hasta cierto punto en litología. El Palegreda "in place" o base se hace notorio por la presencia de accesorios litológicos guías, pirita en microesferas, glauconita, etc., ademas de la abundancia y variedad de faunas o especies.

PETROMAR
AV. LOS INCAS 400, SAN ISIDRO
TELEX [illegible] – TELEFONO [illegible]

DIAGRAMA Nº 6

VI. AREAS DE INFLUENCIA DE RETRABAJOS.

En el área de Lobitos costafuera se tiene tres lugares donde se manifiestan más regularidad los retrabajos y la sedimentación de arenas transversales. Es así que el caso del Chacra en ciclo sedimentario del Talara es frecuente encontrado en la Parte suroriental, plataforma ZZ, PP y pozos dirigidos desde Punta Lobo, etc. Con respecto al Palengreda dentro del Chacra, este retrabajo está localizado desde la coordenada 130 hacia el Oeste, plataformas CC, MM, U,Y etc. Por último, con respecto a la arena transversal del Chacra, a esta, preferentemente se le encuentra en el sector nororiental, plataformas H, O, T, etc.) ver mapa Nro. 3).
En las secciones A1-A2,B1-B2 y C1-C2 se muestra como se interpretaban originalmente las repeticiones Palegreda-Chacra, Chacra-Talara y su interpretación actual como retrabajo, así como también su distribución regional o potencia o espesores.

VII. AREAS DE APORTES SEDIMENTARIOS DE RETRABAJO.

Se ha demostrado que los sedimentos retrabajados tienen relación directa a procesos tectónicos sedimentarios y por lo tanto estos ciclos repetidos formacionales se localizan cerca o muy próximos a estructuras regionales de marcada presencia en el área de estudio. Es así, que la actividad de la falla bellavista es la causa de un proceso de subsidencia en el Eoceno Medio-Superior, y por lo tanto todos los sedimentos procedentes de la erosión del Chacra fueron redepositados en un ambiente más moderno o durante el Talara en el bloque cadoce la mencionada estructura. Como muestra de la denudación del Chacra están los campos Cruz I, Cruz II, etc. donde los espesores formacionales son casi mínimos.
Para el caso de la redeposicion del palegreda en el Chacra se atribuye a un agente tectónico que se ha actuado como falla de crecimiento durante el ciclo Chacra.
A las arenas transversales del Chacra se les considera como flujos sedimentarios de poco recorrido, cuya procedencia son pequeñas quebradas ubicadas cerca al área de sedimentación (Ver mapa Nro.4).

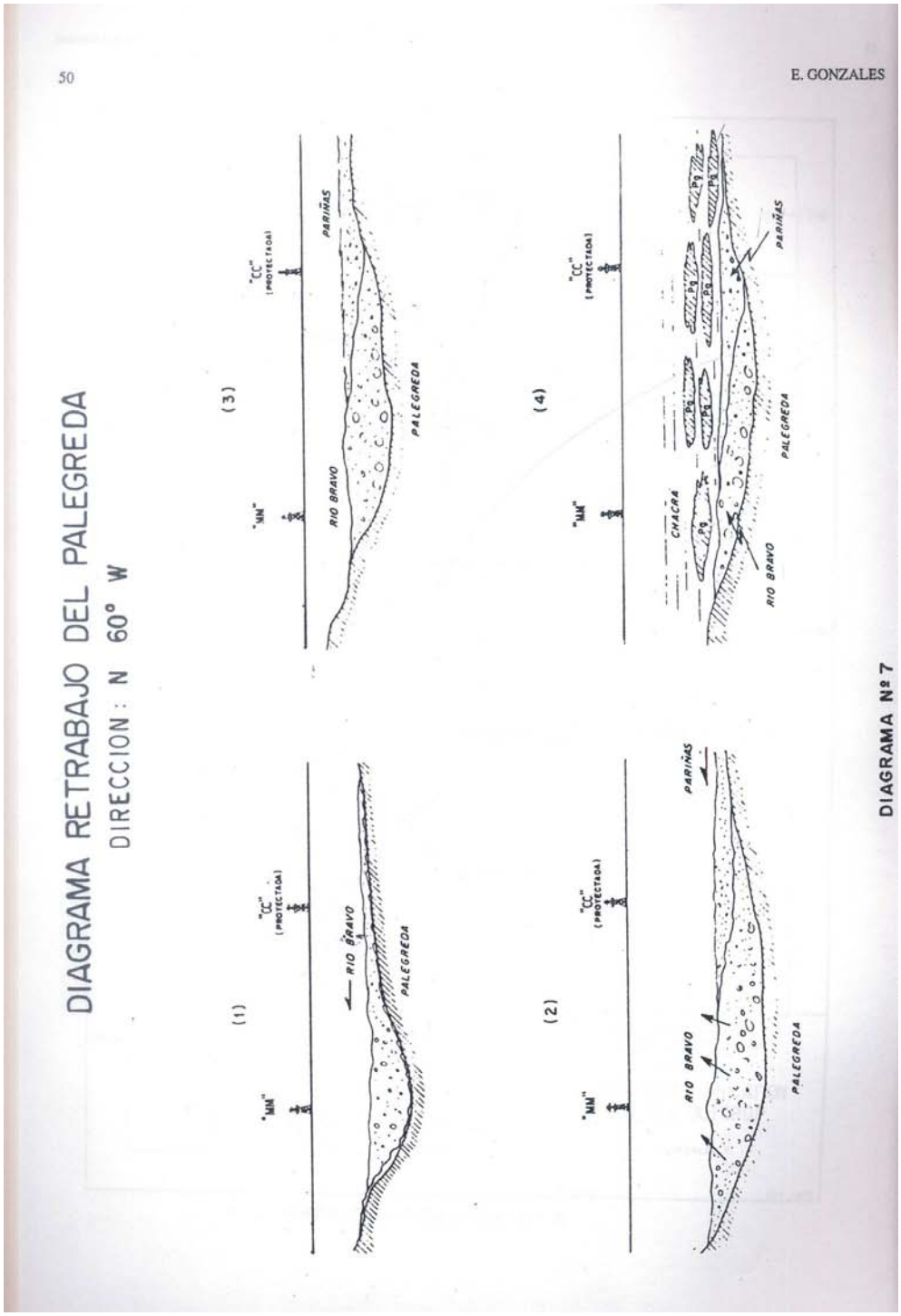
VIII. REPRESENTACION ESTRATIGRAFICA ACTUAL DEL RETRABAJO.

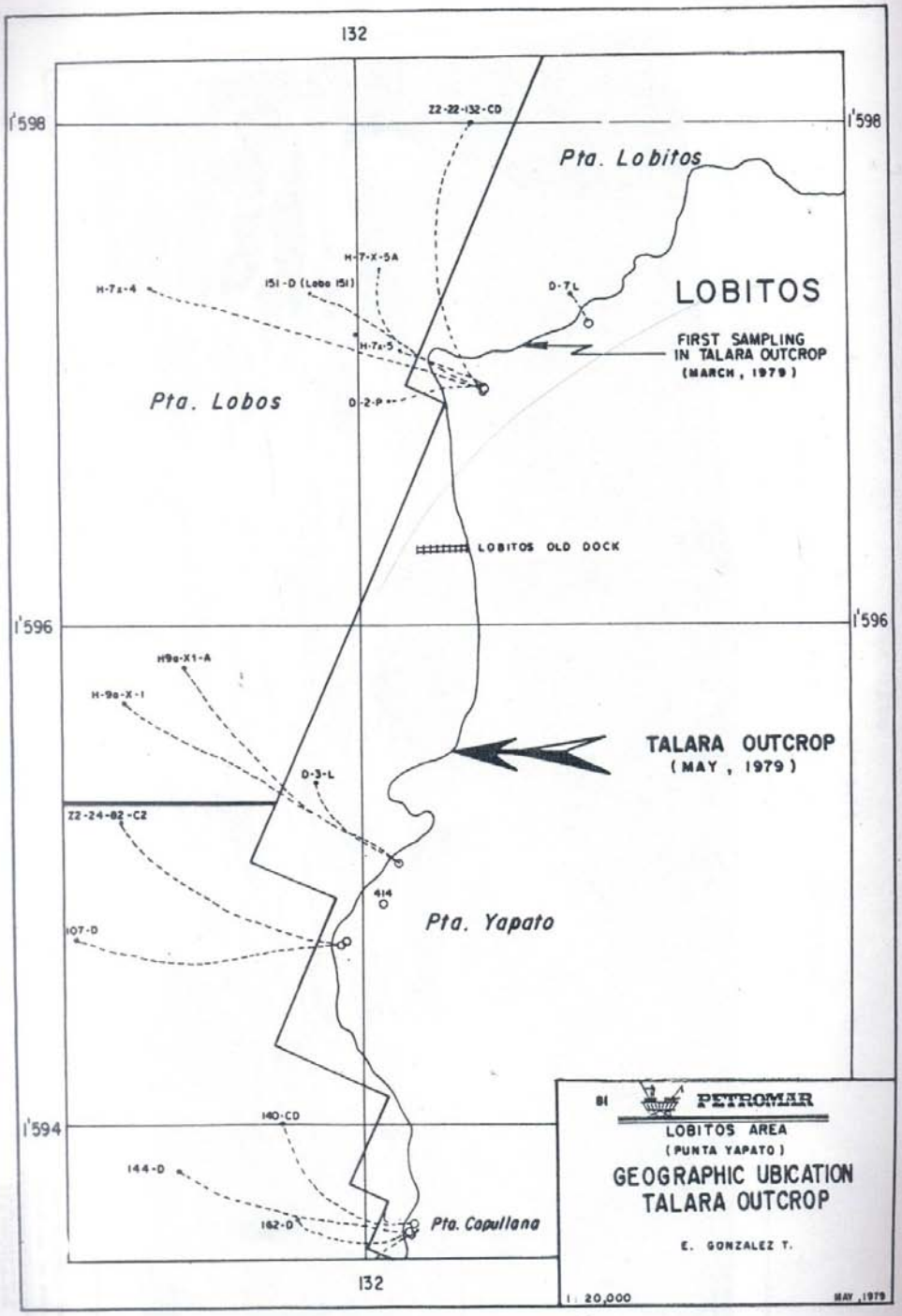
-Retrabajo del chacra en Talara.
Tal como se aprecia en la sección estructural Nro. 3. En la actualidad se considera al sedimento retrabajado como parte integral del Talara y no como una formación repetida. Dichos sedimentos no son susceptibles de mapearse, pero si, se considera como una referencia en el control geológico de los pozos.

-Retrabajo del palegreda en el Chacra.
Para este caso también se ha procedido en igual forma que el anterior, integrando los sedimentos retrabajados a la secuencia del Chacra ya que el espesor no representa una secuencia sedimentaria normal. Igualmente se puede considerar como un nivel de correlación, confirmado por un comportamiento eléctrico característico (ver sección

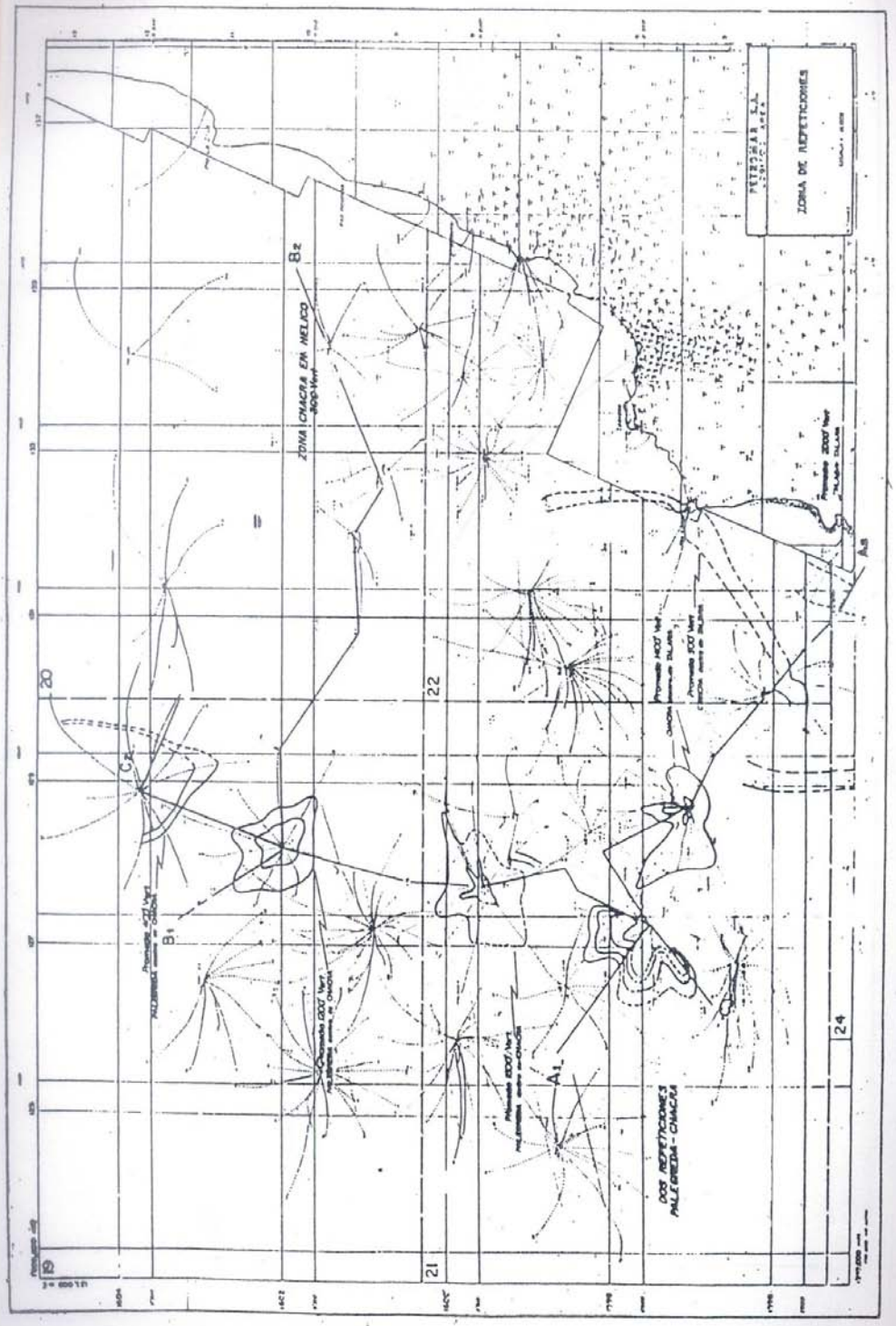
Nro. 4).

Finalmente y de manera de comparación de resultados al estudio que presenta, se puede observar la diferencia de interpretación tectónica entre la sección Nro. 1y Nro. 5; apreciándose una estructura mucho más sencilla y simple que la delineada anteriormente.

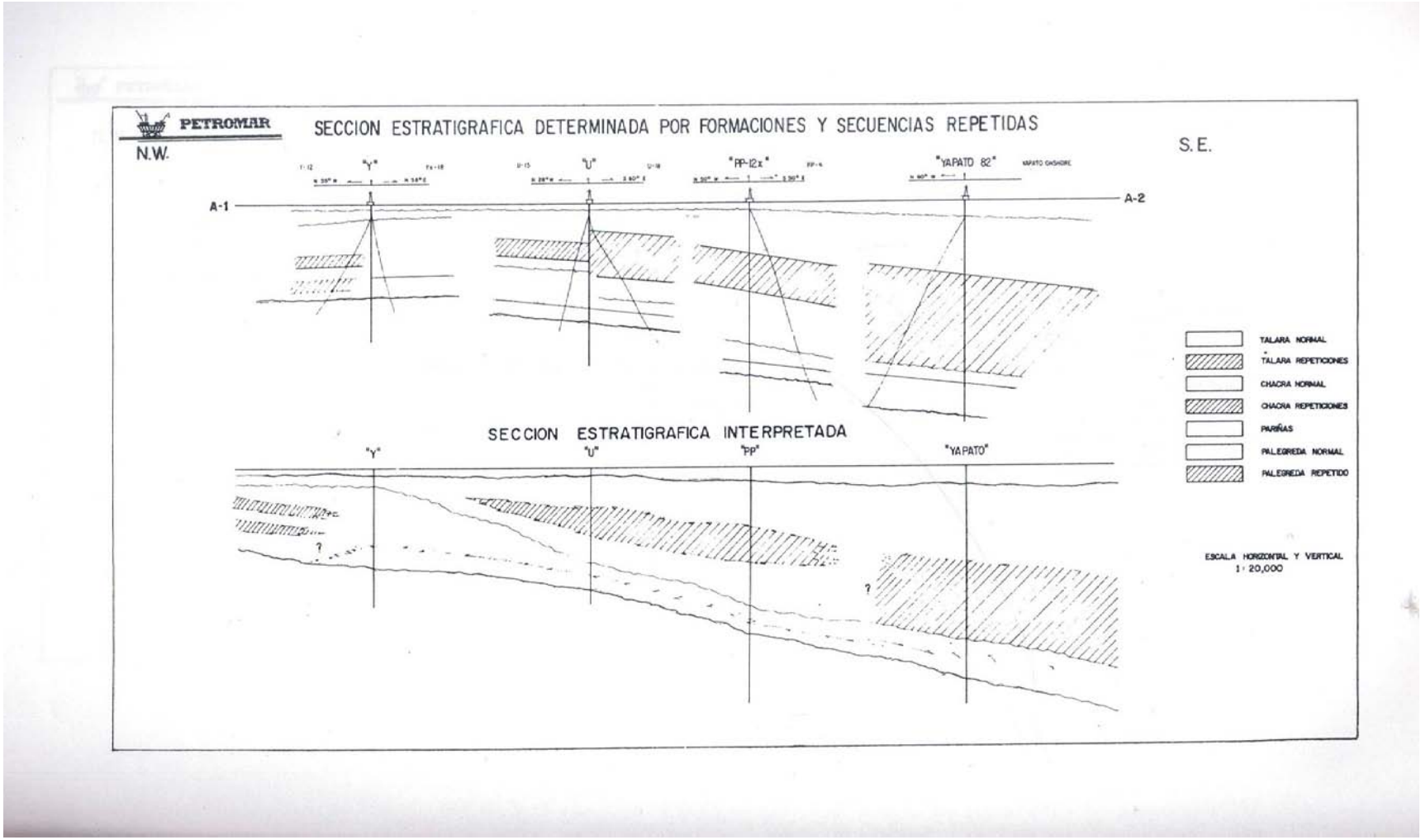


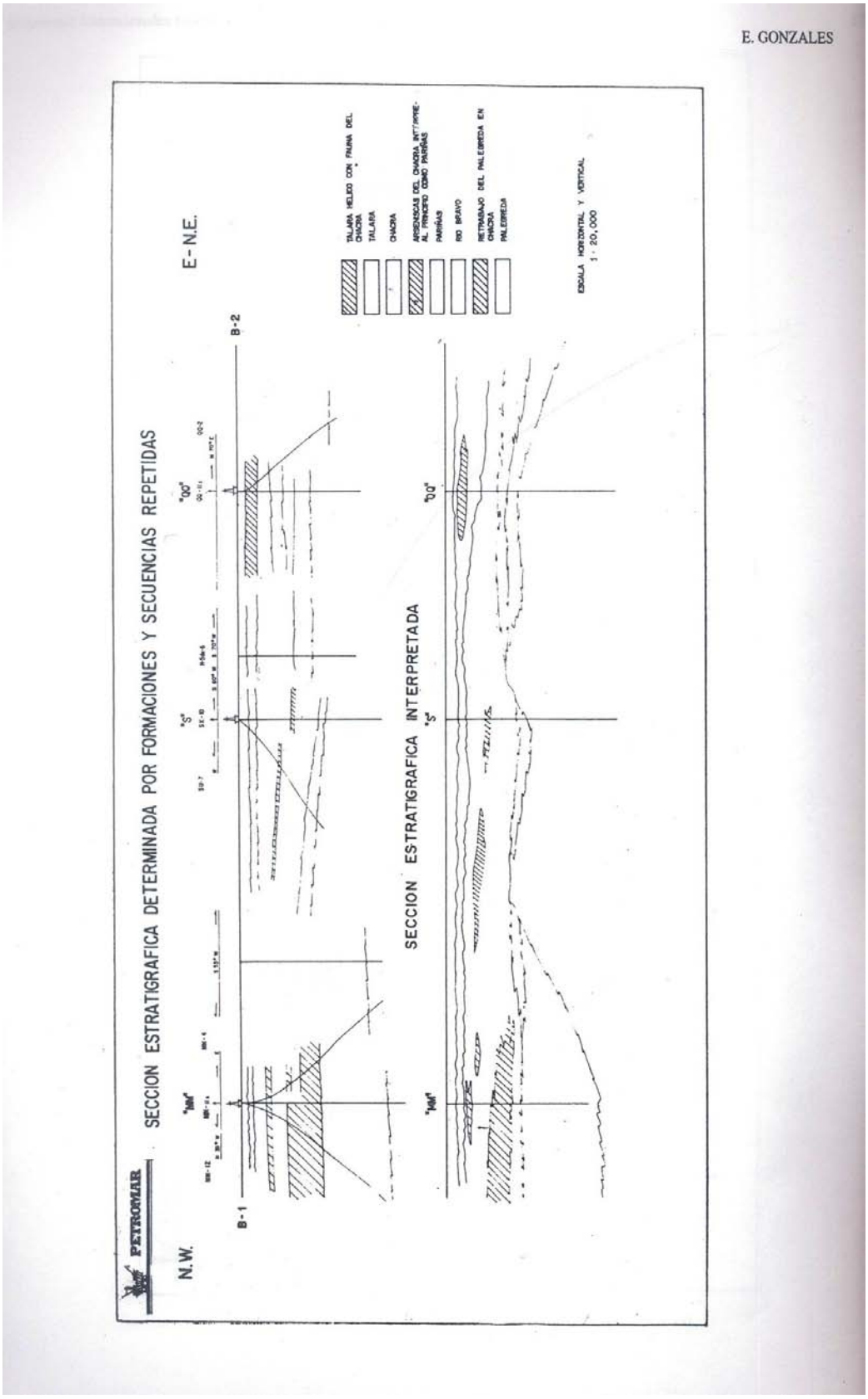


MAPA DE UBICACION Nº 2

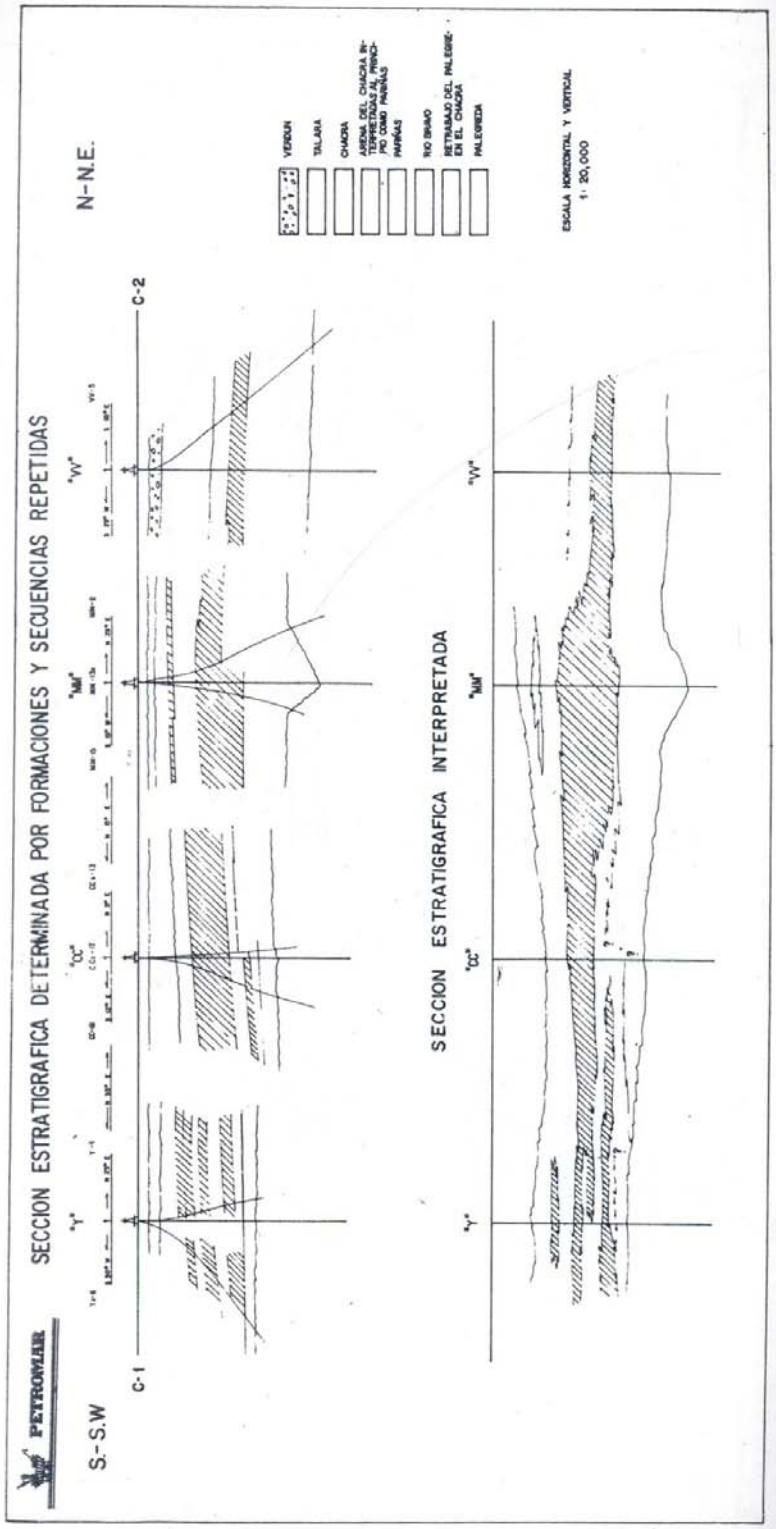

ZONA DE REPETICIONES
ZONA CHACRA EN HELICO
DOS REPETICIONES PALEOCEDA - CHACRA
A1
A3
B1
B2
C2
19
20
21
22
24

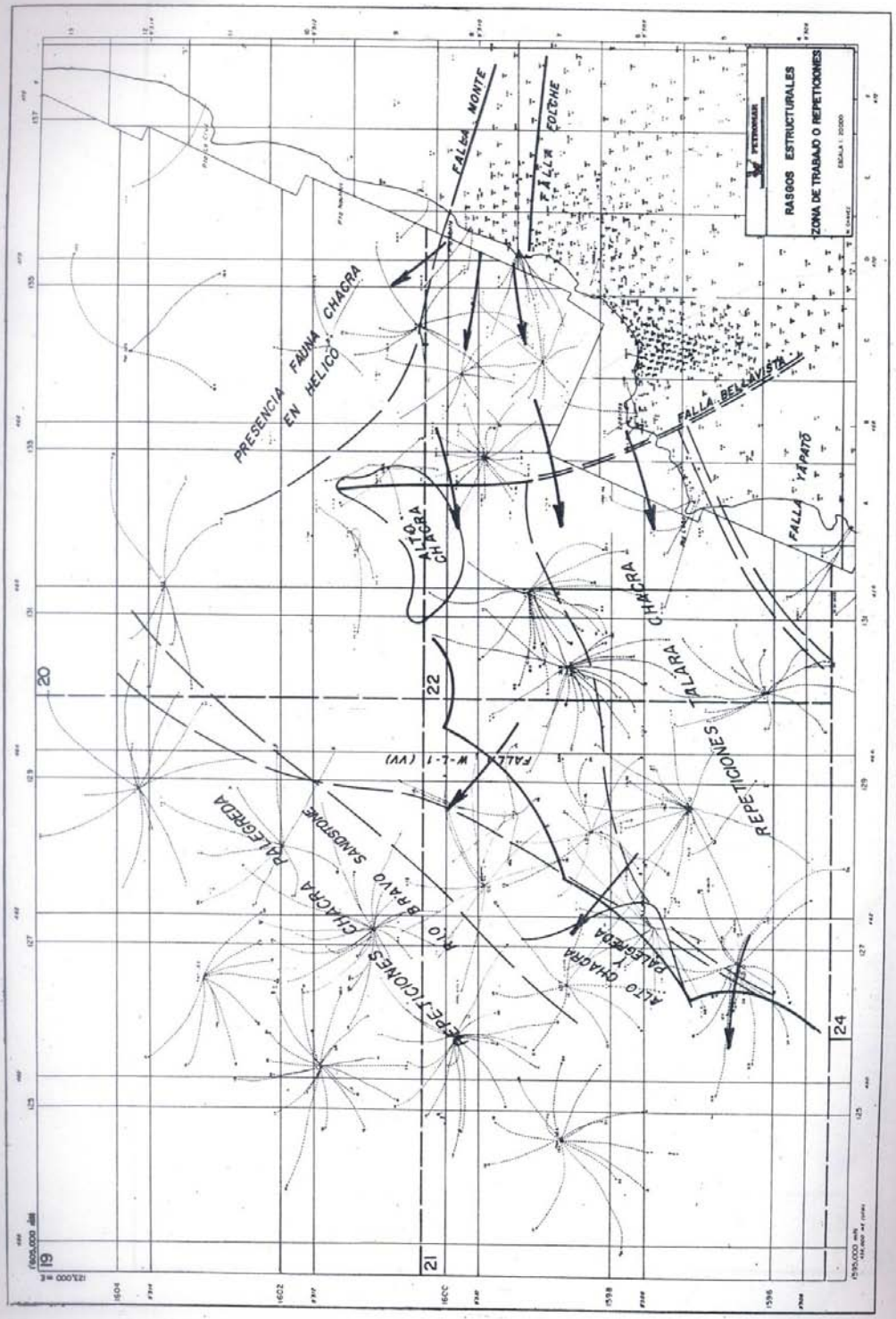
MAPA Nº 3


PETROMAR
SECCION ESTRATIGRAFICA DETERMINADA POR FORMACIONES Y SECUENCIAS REPETIDAS
N.W.
S.E.
"Y"
"U"
"PP-12x"
"YAPATO 82"
A-1
A-2
SECCION ESTRATIGRAFICA INTERPRETADA
"Y"
"U"
"PP"
"YAPATO"
TALARA NORMAL
TALARA REPETICIONES
CHACRA NORMAL
CHACRA REPETICIONES
PARIÑAS
PALEGREDA NORMAL
PALEGREDA REPETIDO
ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL
1: 20,000

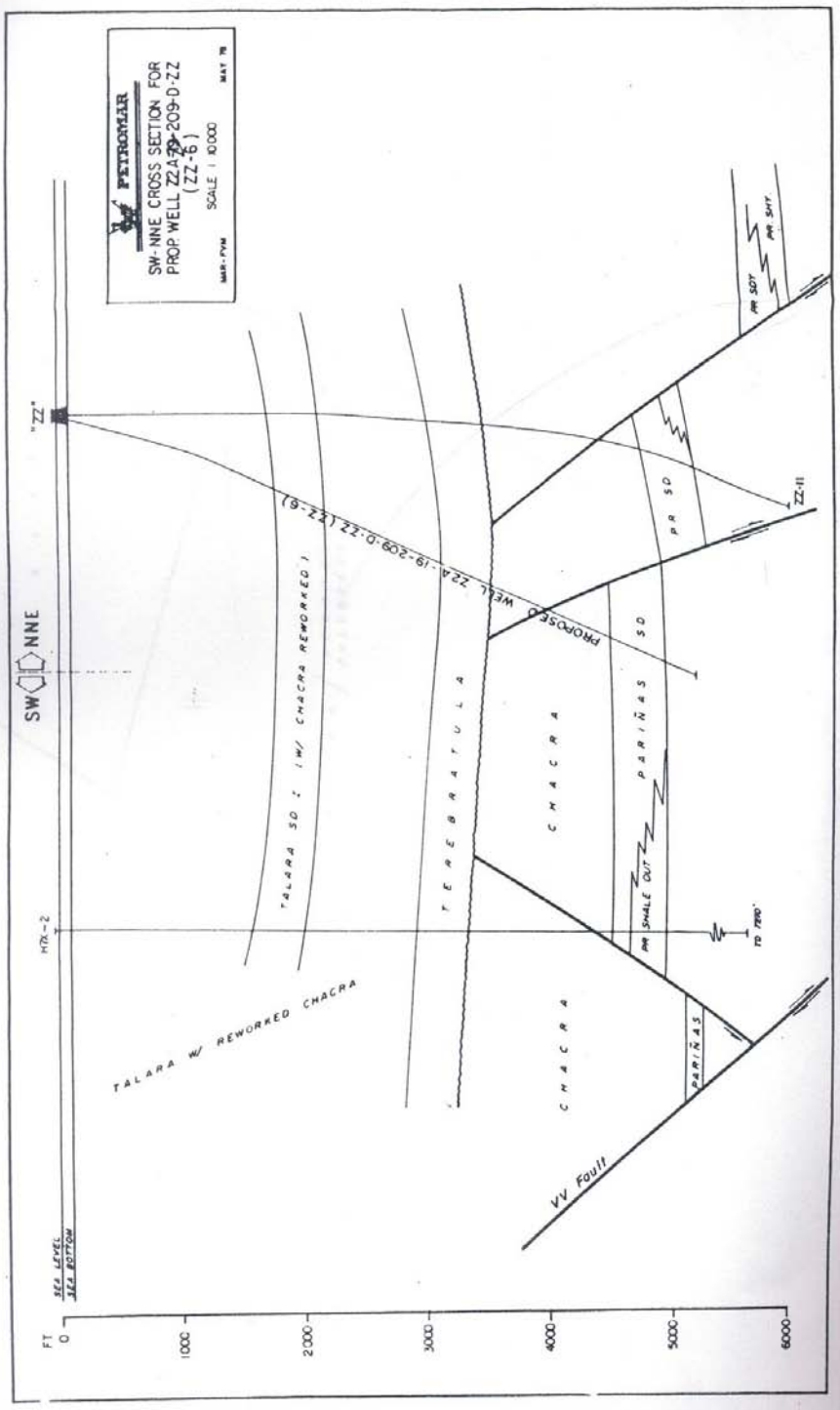

PETROMAR
SECCION ESTRATIGRAFICA DETERMINADA POR FORMACIONES Y SECUENCIAS REPETIDAS
N.W.
E-N.E.
B-1
B-2
SECCION ESTRATIGRAFICA INTERPRETADA
TALARA MEDIO CON FAUNA DEL CHAONA
TALARA
CHAONA
ARENISCAS DEL CHAONA INTERCALADAS AL PRINCIPIO COMO PARIÑAS
PARIÑAS
RIO BRAVO
RETRABAJO DEL PALEOMEDIA EN CHAONA
PALEOMEDIA
ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL
1 : 20,000

Secuencias formacionales repetidas, área de Lobitos costafuera

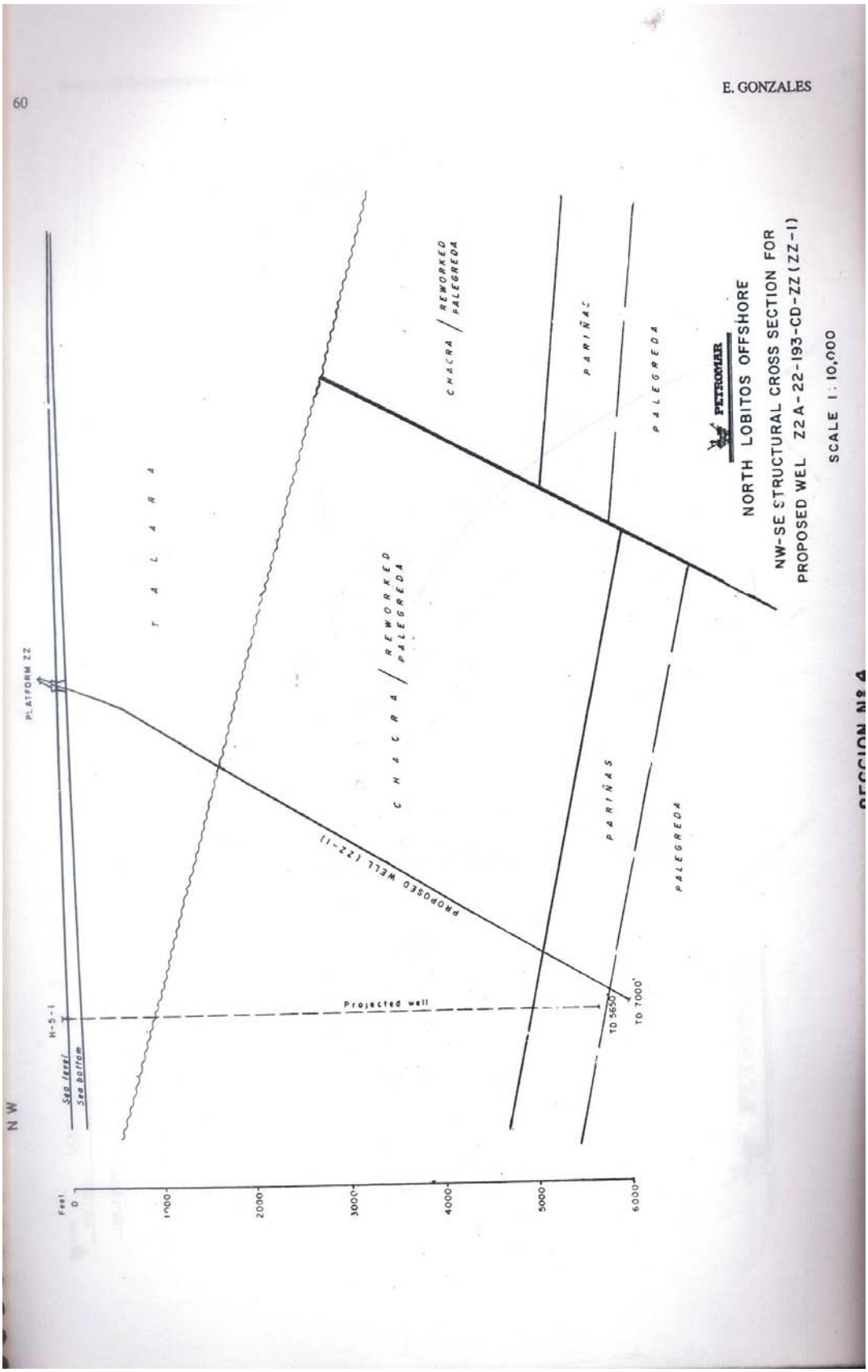


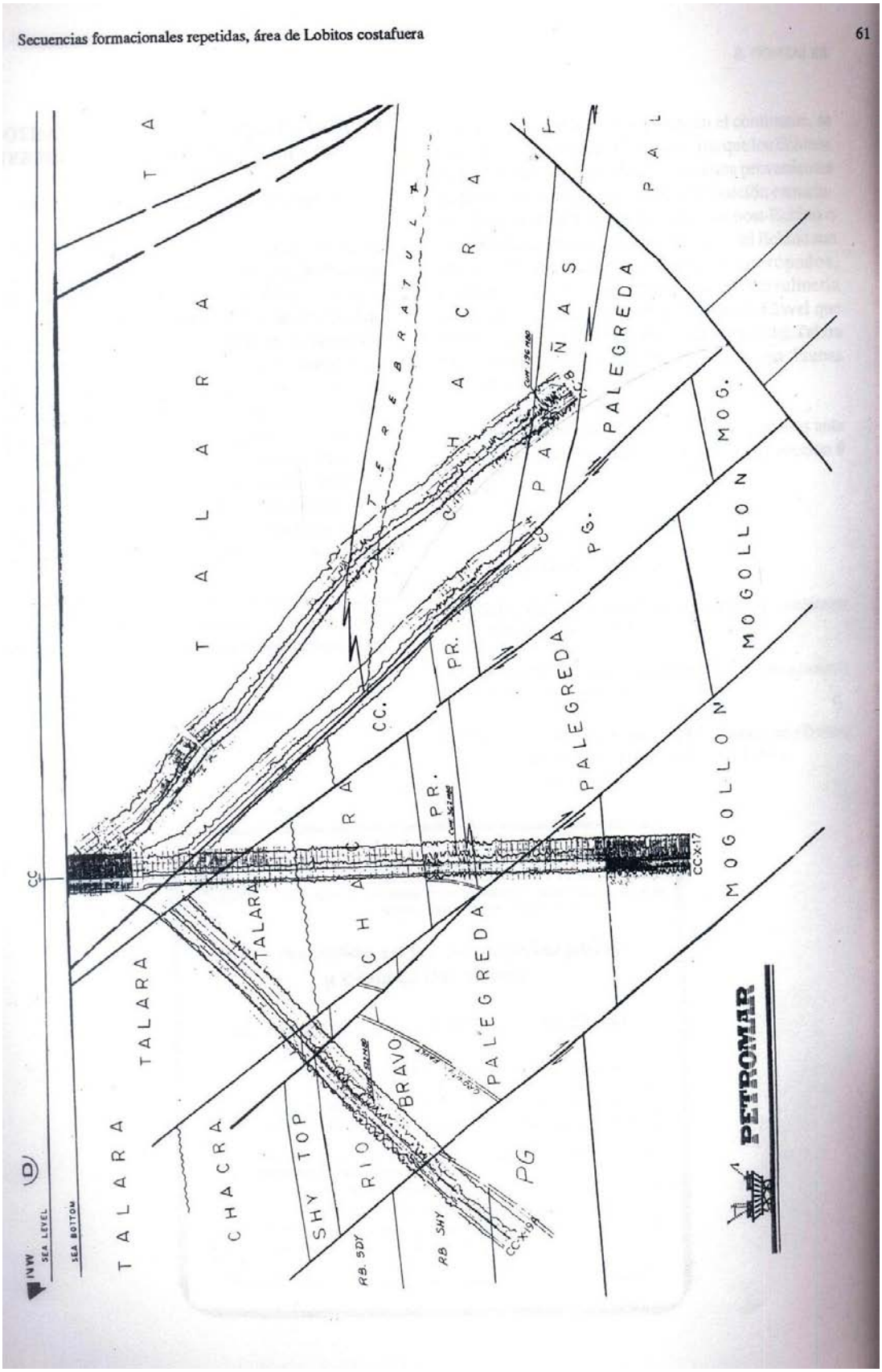

RASGOS ESTRUCTURALES
ZONA DE TRABAJO O REPETICIONES
FALLA MONTE
FALLA FOLCHE
PRESENCIA FAUNA CHACRA EN HELICO
ALTO CHACRA
FALLA BELAVISTA
FALLA YAPATO
CHACRA
TALARA
REPETICIONES
FALLA W-2-1 (VV)
PALEGREDA
SANDSTONE
RIO BRAVO
CHACRA
REPETICIONES
ALTO CHACRA
PALEGREDA
MAPA Nº4
19
20
21
22
24

Secuencias formacionales repetidas, área de Lobitos costafuera



SECCION N°3


NW
PLATFORM ZZ
H-5-1
Sea level
Sea bottom
Feet
0
1000
2000
3000
4000
5000
6000
T A L A R A
C H A C R A / REWORKED PALEGREDA
PARIÑAS
PALEGREDA
PROPOSED WELL (ZZ-1)
Projected well
TD 5650'
TD 7000'
CHACRA / REWORKED PALEGREDA
PARIÑAS
PALEGREDA
PETROMAR
NORTH LOBITOS OFFSHORE
NW-SE STRUCTURAL CROSS SECTION FOR
PROPOSED WEL Z2A-22-193-CD-ZZ(ZZ-1)
SCALE 1: 10,000
SECCION Nº 4


Secuencias formacionales repetidas, área de Lobitos costafuera
61
TALARA
TALARA
TALARA
TALARA
CHACRA
CHACRA
CHACRA
CHACRA
TEREBRATULA
PAÑAS
PALEGREDA
PALEGREDA
PALEGREDA
PALEGREDA
PG.
PR.
PR.
CC.
MOG.
MOGOLLON
MOGOLLON
SHY TOP
RIO BRAVO
PG
RB. SDY
RB SHY
CC
CC-X-17
CC-X-19
INW
SEA LEVEL
SEA BOTTOM
PETROMAR

IX. OTRAS SECUENCIAS FORMACIONALES INTERPRETADAS COMO RETRABAJO.

Otras secuencia, y como se aprecia en la sección Nro. 6 de carácter regional viene aportando buenos resultados, pues con una información más precisa que son los núcleos de pared (SWC's), se ha podido confirmar que ha pesar de la presencia de fauna del balcones "in place", que obedece a una secuencia ordenadamente disrtibuida de especies silíceas en el tope, y calcáreas en la base, y el retrabajo, conformado por especies que por lo común están deterioradas en sus caparazones y que siempre se encuentran con los foramientos del San Cristobal.
Las faunas retrabajadas tendrán su origen en la denudación o erosión de balcones por efecto de intemperismo, cuyo resultado es la discordancia Paleoceno-Eoceno.

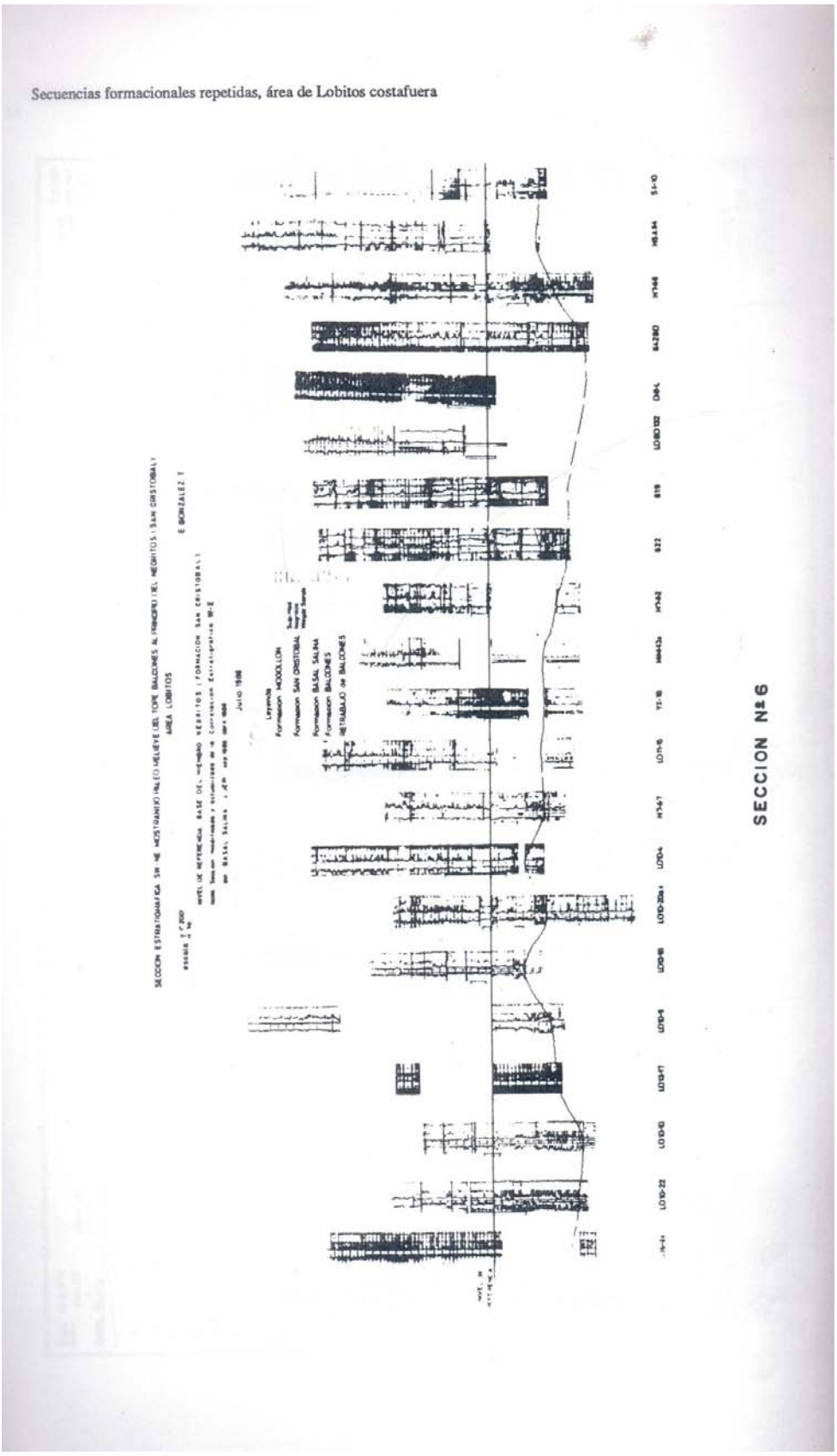
-Retrabajo de Echino en Talara.

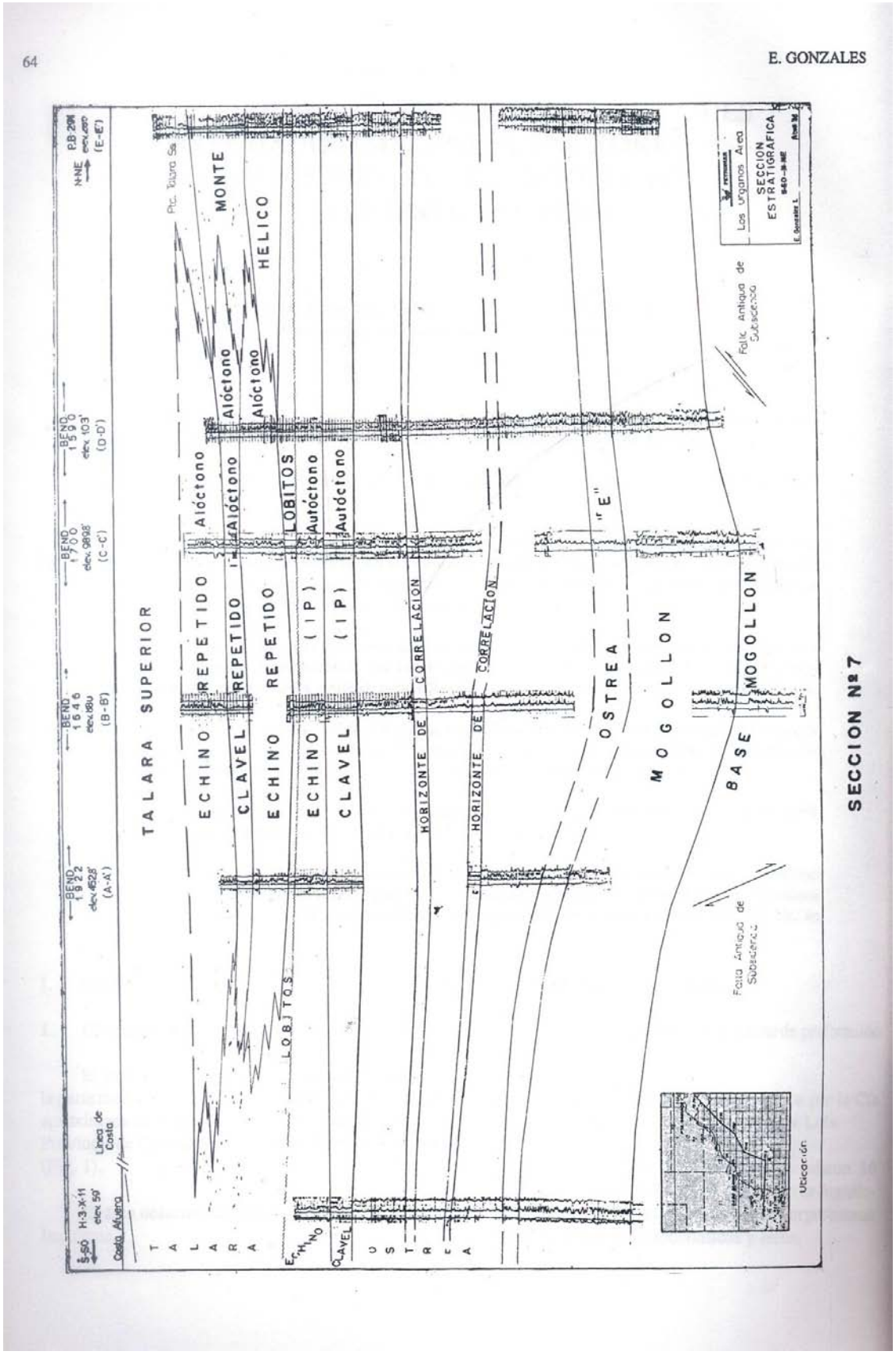
En reciente estudio del área de os Órganos costa fuera, y con apoyo de pozos en el continente, se ha podido establecer preliminarmente que los Echinos repetidos son el resultado de retrabajos provenientes de aéreas que siempre han estado en posición estructural alta y sujetas a erosión en tiempo Post-Echino o pre-Talara. La mayoría de las especies del Echino son restos de microfósiles como Gasteropodos, Ostracodos y foraminíferos como Valvulineria suturalisis, así como especies del conjunto Clavel que están sobreyaciendo a un nivel faunístico del Talara Medio-Inferior (Formacion Lobitos) con faunas marcadoras.
Por lo tanto, la presunción de que estemos ante otro ejemplo de retrabajo, es factible (Ver sección Nro. 7.).

BIBLIOGRAFIA DE CONSULTA.

KNIGHT, H. J. Teoria de la repetición de ambientes sedimentarios, 1956.
KRUMBEIN Y SLOSS. Estratigrafía sedimentación, 1950 1era. Edición.
EURIBE, A. Análisis de secciones del Paleoceno y Eoceno inferior. Área Lobitos costa fuera, 1986.

Secuencias formacionales repetidas, área de Lobitos costafuera




TALARA SUPERIOR
ECHINO
REPETIDO
CLAVEL
REPETIDO
ECHINO
REPETIDO
CLAVEL
LOBITOS
ECHINO
(IP)
CLAVEL
(IP)
Alóctono
Alóctono
Alóctono
Alóctono
Autóctono
Autóctono
MONTE
HELICO
LOBITOS
HORIZONTE DE CORRELACION
HORIZONTE DE CORRELACION
"E"
OSTREA
MOGOLLON
BASE MOGOLLON
Falla Antigua de Subsidencia
Falla Antigua de Subsidencia
Los urganos Area
SECCION ESTRATIGRAFICA
Ubicación
SECCION Nº 7

RESERVORIOS PETROLIFERO EN BLOQUES BRECHADOS (MELANGE), FM. ZORRITOS-YACIMIENTOS COPE, DPTO.TUMBES NOROESTE DEL PERU.

Víctor R. SANZ.

RESUMEN.

El yacimiento Cope está Ubicado en la parte media de la quebrada Tucillal a 4 Kms. SSE del Puerto Zorritos, Provincia Contraalmirante Villar, Departamento de Tumbes.
Regionalmente se encuentra en la Parte alta del Arco, Zorritos, donde forma una ligera flexura.
La columna estratigráfica atravesada por los pozos está limitada a la formación Zorritos del Mioceno Superior que sobre yace a la Formación Health del Mioceno Inferior. La Fm. Zorritos es un Melange, constituido por grandes bloques caóticos de areniscas conglomeradicas y lutitas abigarradas de origen fluvio deltaico-continental.
Estos grandes bloques de areniscas se encuentran en Cope, sellados por lutitas, en base de la Fm. Zorritos constituyendo los reservorios petrolíferos explotados. El origen de estos hidrocarburos se encuentra evidentemente ligados a las lutitas marinas de la Formación health.
El Campo "Cope" ha tenido dos etapas de perforación: en 1898 con 2 pozos perforados por una Cia. Privada, y en 1938-1942 con 16 pozos perforados por antiguo Dpto. de Petróleo del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú, con un espaciamiento aproximado de 100 m.
Ha producido de 1938 a 1965 un total acumulado de 157,920 bls. De 33° a 36° API, principalmente de los pozos RT -10,RT-13,RT-15, RT-19 y RT-20.
Entre los años 1951-1953 la empresa petrolera Fiscal llevo a cabo trabajos de recuperación secundaria con inyección de aire, llegándose a aumentar la producción en un 63%. Se considera que la Inyección de aire es la responsable de la recuperación de aproximadamente 16,151 bls. de petróleo.

I. GENERALIDADES.

1. Ubicación y extensión.

El Yacimiento Cope se encuentra situado en la parte media de la quebrada Tucillal, a una distancia aproximada de 4 Kms. Al SSE del Puerto de Zorritos, Provincia de contralmirante Villar, Dpto. de Tumbes (Fig. 1)
El área desarrollada cubre aproximadamente 5 hectáreas.

2.2. Historia y yacimiento.

El campo de Cope registra 2 etapas de perforación de pozos.
En 1898 fueron perforados 2 pozos por cia. The Mancora Peru Petroleum Syndicate Ldta.
Entre los años 1938-1942 se perforaron 16 pozos por el Dpto. de Petróleo del Cuerpo de Ingeniería de Minas. Se abandonaron 6 pozos, 2 por problemas de

pesca y 4 por no económicos secos.
Desde 1938 hasta enero de 1951 el campo Cope estuvo en producción mediante bombeo mecánico, lográndose una acumulada total de 114,099 barriles.
A partir de enero de 1951 hasta agosto de 1953, se realizaron trabajos de recuperación secundaria mediante inyección de aire, lográndose recuperar 16,151 bls. Adicionales.
Este campo hasta el mes de setiembre de 1965 había logrado una producción acumulada de 157,920 bls. adicionalmente.

GEOLOGIA GENERAL.

I. Estratigrafía.
A lo largo de la Quebrada Tucillal afloran en forma desordenada y en aspecto caótico (Melange). Bloques considerables de areniscas gruesas, conglomeradicas y Lutitas limosas abigarradas. Que han sido consideradas como la Fm. Zorritos del Mioceno Superior.

Estos Bloques Alcanzan tal distorsión que algunos se presentan recumbentes. Hacia la parte alta de la quebrada se observa cierta continuidad en los sedimentos para gradualmente sobre yacer a las lutitas marinas de la Fm Health (Saenz 1973) (ver Fig 2).
La perforación de los pozos en cope han confirmado la presencia de la arenisca conglomeradicas y lutitas abigarradas de la Fm Zorritos y la Posición infra yaciente de la Fm health del Miceno Inferior (Fig. 3).
El pozo RT 63 corto 321 m. de la formación Zorritos, siendo la mayor sección de esta formación atravesada en el yacimiento Cope.
Las secciones de areniscas gruesas, conglomeradicas de zorritos son mayormente de naturaleza cuarzosa semiangulosa, matriz arenosa y de escala arcillocidad.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

Regionalmente el yacimiento Cope se encuentra en la parte alta del arco Zorritos (Fig. 4) Este arco está representado una estructura anticlinal relievante Horitica, limitada por fallas longuitudinales de gran desplazamiento vertical y de rumbo. Localmente la parte media el área de Cope, que es la de mayor importancia económica, se presenta a nivel del tope de la formación health formándose una ligera flexura (Fig. 5 y 6).
Igualmente, en forma local es difícil precisar fallas en superfie, dada la forma caótica como se presentan los bloques de la formación zorritos. En subsuelo, resulta igualmente difícil realizar correlaciones con los registros litológicos de los pozos (Fig. 8 y 9).

II. GEOLOGIA ECONOMICA.

1. Tipo de Yacimiento.

El campo Cope presenta las característica de una ligera flexura algo domatica, con bruscos cierres estratigráficos-estructurales ocasionandos por la discontinuidad de los bloques arcillos que originan, impermeabilidad actuando como sellos. Estas características se pueden observar en los mapas de curvas estructurales en el tope de la formación Health, contornos del nivel productivo y en el iso-produccion acumulado (Fig 5,6 y 7).
La falta de continuidad de los bloques y su brusco sellamiento lateral ha quedado evidenciado durante los trabajos de recuperación secundaria empleando inyección de aire, al haberse comprobado que solo algunos pozos han respondido a la inyección sin respetar la posición estructural o su cercanía a los pozos inyectores.

2.- Roca madre y Reservorio.

El origen de los hidrocarburos del yacimiento Cope evidentemente está ligado a la Fm Health, cuyas lutitas son consideradas roca madre en el área (J. Zegarra, 1965). Esta afirmación es corroborada en gran parte al encontrarse los niveles productivos en la parte inferior de la Formación Zorritos inmediatamente encima de la Formación Health.
La naturaleza fluvio – deltaica con fuerte influencia Zorritos le dan condiciones de buen reservorio, pero no de origen de hidrocarburos.

Reservorio en bloques brechados, Yacimiento Copé

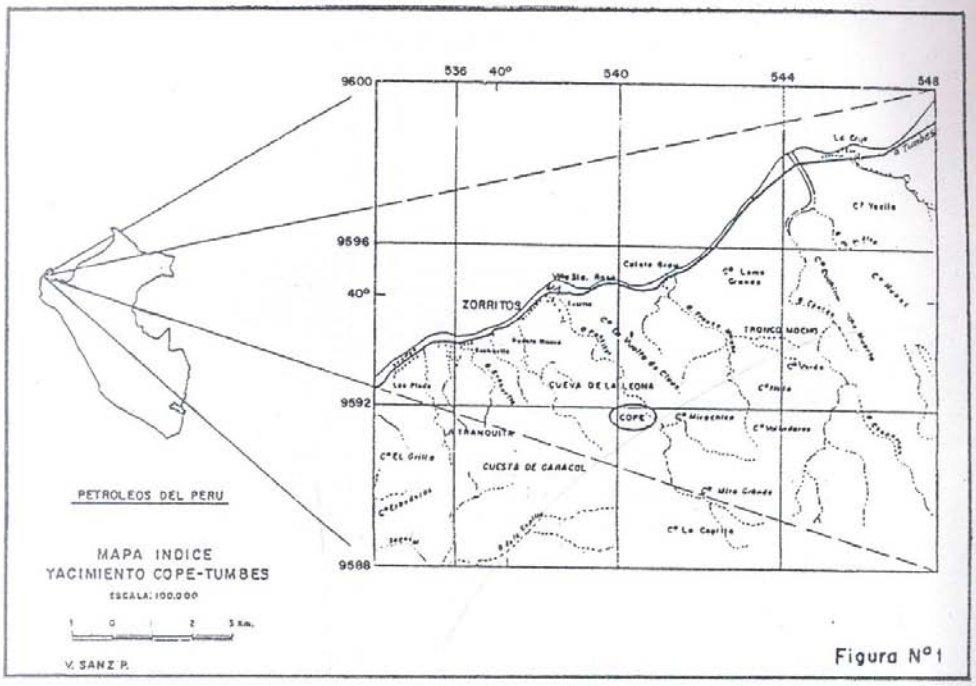


Figura N°1

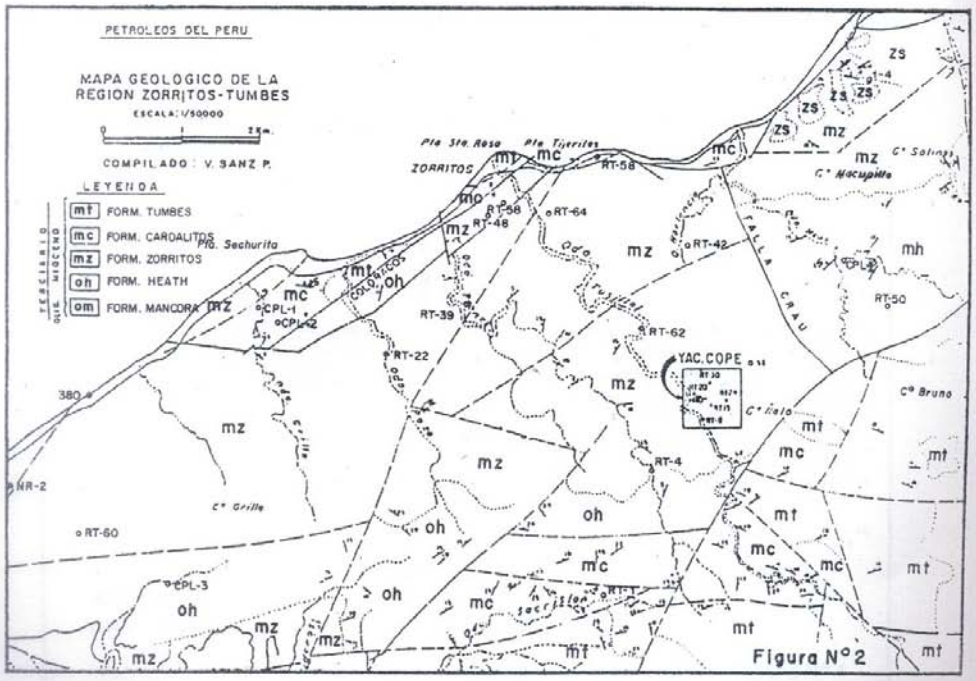


Figura N°2

COLUMNA ESTRATIGRAFICA COMPUESTA
ZORRITOS - TUMBES

V. SANZ P.

ERATEMA	SISTEMA	PISO	FORMACION	LITOLOGIA	ESPESOR(m)	DESCRIPCION	FACIES, TECTONICA
CENOZOICO	TERCIARIO	PLIOC/PLEISTOC	MAL PELO / ZAR MILLA		?	Areniscas cuarzosas, rojizas amarillentas arcillosas. ? ?	FLUV-DELT. SUBSIO
		SUPERIOR	TUMBES		2443	Arenas gruesas conglomerádicas deleznables. DISCORDANCIA SUB PARALELA Conglomerados y Areniscas gruesas, parduzcas a rojizas, arcillosas, bentonit. friables.	FLUV-DELT. FULRTE
			ZORRITOS		216	DISCORDANCIA Lutita gris verdosa a marrón claro.	M-CI REG
					750 1828	DISCORDANCIA Areniscas gruesas, conglomerados, lutitas verds-rojizas, disposicion caótica tipo "Melange".	FL-DEL-M-CI GRAV
		INFERIOR	HEATH		2149	DISCORDANCIA PARALELA Lutita marrón, con algunas intercalaciones delgadas de calizas. Lentes de areniscas y conglomerados bien seleccionados, limpios.	M SUBSIDENCIA
		OLIG SUP	ANCORA		964	DISCORDANCIA PARALELA Areniscas y conglomerados gris verdosos, rojizos, blanquesinos, arcillosos, tufáceos, bentonítica. Estratificación cruzada.	FLUV-DELT
						DISCORDANCIA ANGULAR	
PRE-PALEOZOICO			BASAMENTO CRISTALINO		?	Gneiss gris oscuro, textura cataclástica de cuarzo, feldespato y mica fuerte metamorfismo principalmente dinámico.	POLIFASICA

JUNIO, 1991

Figura N°3

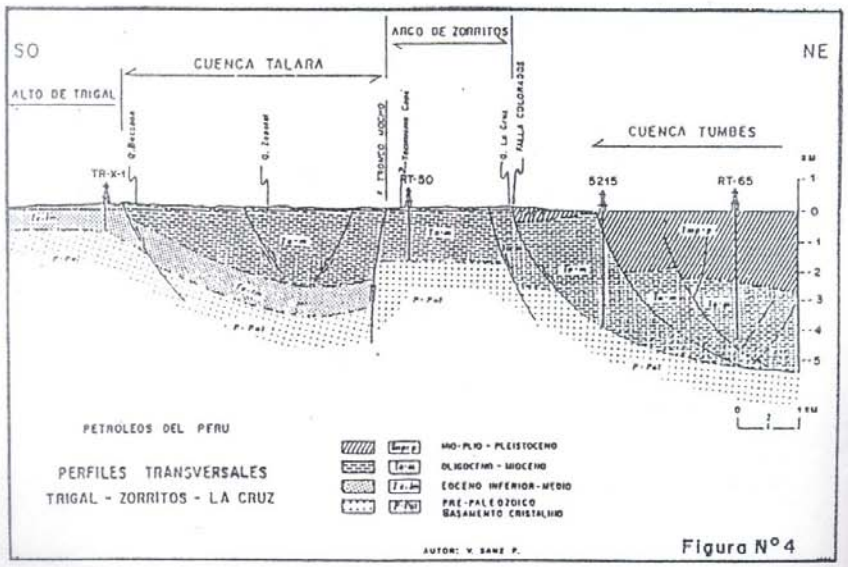


Figura N°4

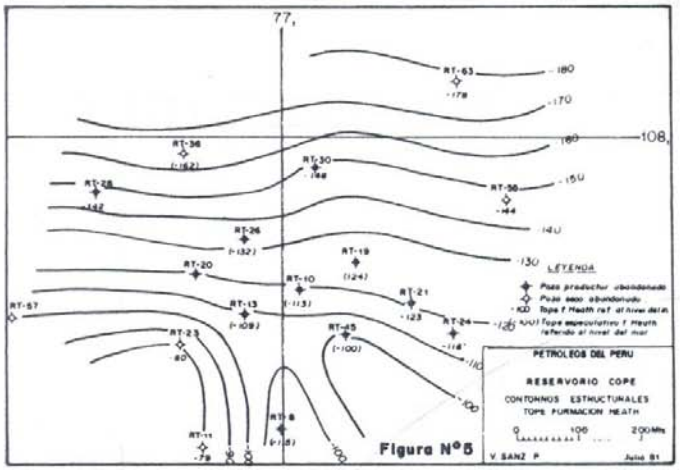


Figura N°5

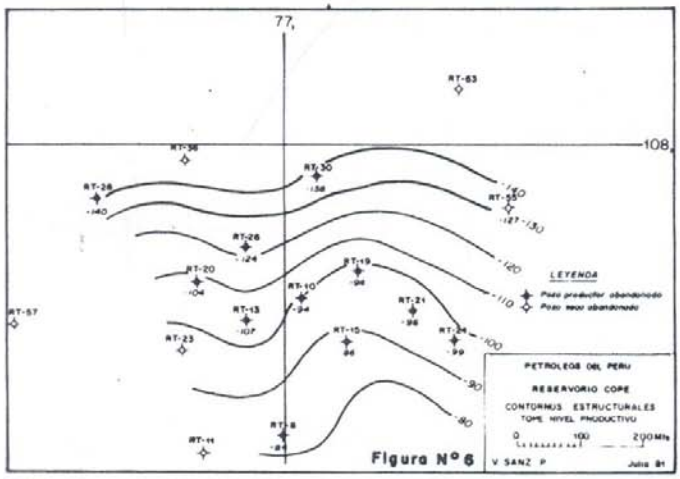


Figura N°6

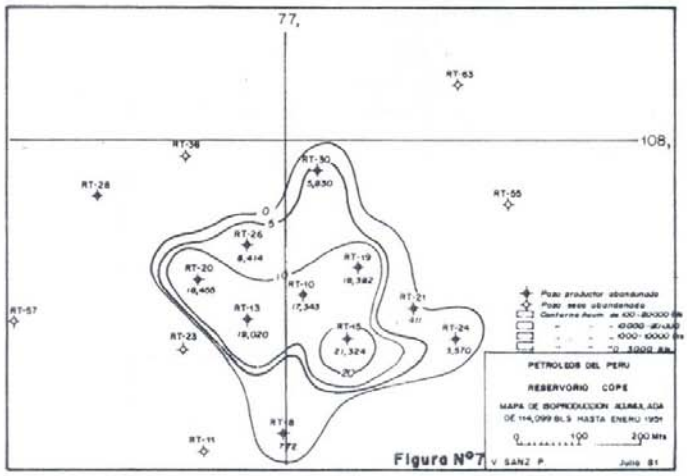


Figura N°7

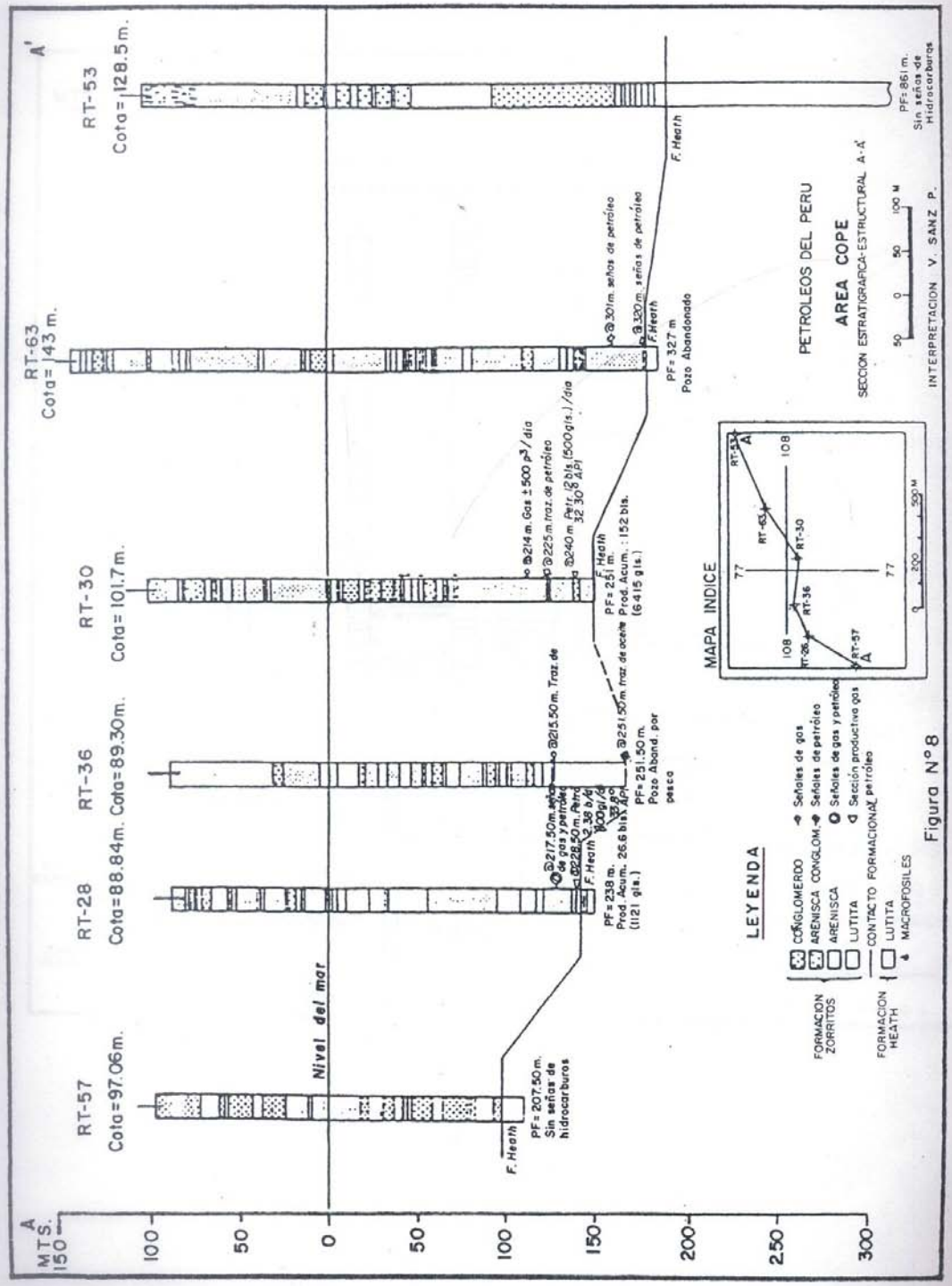

RT-57
Cota=97.06m.
RT-28
Cota=88.84m.
RT-36
Cota=89.30m.
RT-30
Cota=101.7m.
RT-63
Cota=143 m.
RT-53
Cota=128.5m.
A
A'
MTS.
150
100
50
0
50
100
150
200
250
300
Nivel del mar
F. Heath
PF=207.50m.
Sin señas de hidrocarburos
PF=238 m.
Prod. Acum. 26.6 bls. API
(1121 gls.)
PF=251.50 m.
Pozo Aband. por pesca
PF=251 m.
Prod. Acum.: 152 bls.
(6415 gls.)
PF=327 m
Pozo Abandonado
PF=861 m.
Sin señas de Hidrocarburos
LEYENDA
FORMACION ZORRITOS
CONGLOMERDO
ARENISCA CONGLOM.
ARENISCA
LUTITA
FORMACION HEATH
CONTACTO FORMACIONAL
LUTITA
MACROFOSILES
Señales de gas
Señales de petróleo
Señales de gas y petróleo
Sección productiva gas petróleo
MAPA INDICE
PETROLEOS DEL PERU
AREA COPE
SECCION ESTRATIGRAFICA-ESTRUCTURAL A-A'
INTERPRETACION V. SANZ P.

Figura N°8

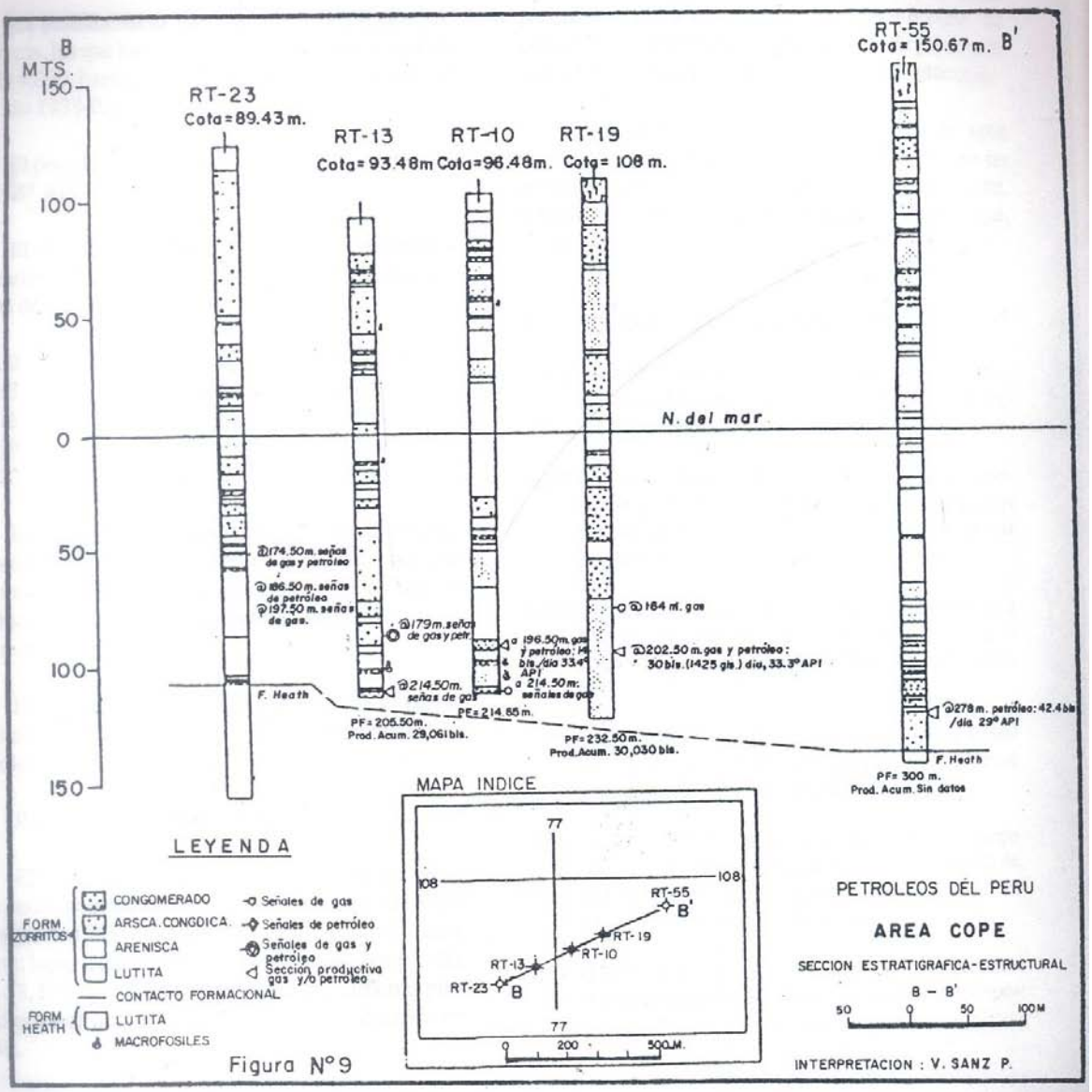

B
MTS.
150
100
50
0
50
100
150
RT-23
Cota=89.43 m.
RT-13
Cota=93.48m
RT-10
Cota=96.48m.
RT-19
Cota= 108 m.
RT-55
Cota= 150.67 m.
B'
N. del mar
@174.50m. señas de gas y petróleo
@186.50 m. señas de petróleo
@197.50 m. señas de gas.
@179m. señas de gas y petr.
@214.50m. señas de gas
@196.50m. gas y petróleo: 14 bls./día 33.4° API
@214.50m. señales de gas
@164 m. gas
@202.50 m. gas y petróleo: 30 bls. (1425 gls.) día, 33.3° API
@278 m. petróleo: 42.4 bls /día 29° API
F. Heath
PF= 205.50m.
Prod. Acum. 29,061 bls.
PF= 214.65 m.
PF= 232.50 m.
Prod. Acum. 30,030 bls.
PF= 300 m.
Prod. Acum. Sin datos
LEYENDA
FORM. ZORRITOS
CONGOMERADO
ARSCA. CONGDICA.
ARENISCA
LUTITA
Señales de gas
Señales de petróleo
Señales de gas y petróleo
Sección productiva gas y/o petróleo
CONTACTO FORMACIONAL
FORM. HEATH
LUTITA
MACROFOSILES
MAPA INDICE
77
108
108
RT-55
B'
RT-19
RT-10
RT-13
RT-23
B
77
0
200
500 M.
PETROLEOS DEL PERU
AREA COPE
SECCION ESTRATIGRAFICA-ESTRUCTURAL
B – B'
50
0
50
100 M
INTERPRETACION : V. SANZ P.

Figura N°9

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

SECTOR COPE-ARCHIVO División de Reservorios-Dpto. de Ingeniería, Área Exploracion-Produccion, Petróleos del Perú.

PETERSEN, G. Marzo (1949) Informe sobre la explotación del sector Cope en la zona reservada para el Estado, en los años 1938-1948, y sus expectativas futuras" Informe Petrolera Fiscal (inédito)

SANZ, V. (1973) Informe de Medición de secciones Mio-Oligocenicas en el Dpto. de Tumbes, Dpto. de exploraciones-Producción, Petróleos del Perú (Inédito).

SOSA, A. (1957): Recuperación Secundaria por Inyección de Agua en el sector Cope Zorritos, Informe Empresa Petrolera Fiscal (inédito).

ZEGARRA, J. (1965). Estudio del Sub Suelo del campo de Zorritos y la factibilidad Técnico Económica de su Extensión en el mar" , Inspetoria de exploración, Empresa Petrolera Fiscal (Inédito).

ZEVALLOS, F.J., (1950): Proyecto de recuperación Secundaria por Inyección de Aire en el Sector Cope Informe Empresa Petrolera Fiscal (inédito).