

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS Fundada en 1551

FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA

UNIDAD DE POST GRADO

Estilo estructural del flanco oriental de las montañas del sira.

TESIS para optar el Grado Académico de: **MAGÍSTER EN GEOLOGÍA CON MENCIÓN EN
TECTÓNICA Y GEOLOGÍA REGIONAL**

AUTOR:

LUIS GUILLERMO REYES RIVERA

LIMA – PERÚ 2002

DEDICATORIA

A mis queridos padres, esposa, hijos y hermanos.

AGRADECIMIENTOS

A la Gerencia de REPSOL-YPF, en la persona del Ing. Marco Vásquez Flores, por haberme concedido el permiso en la elaboración de esta Tesis y del Ing. Ernesto Reyna por su invaluable apoyo de asistencia profesional.

A mi asesor Doctor Néstor Teves Rivas, por sus recomendaciones y dedicación durante el desarrollo de esta Tesis.

Al Doctor René Marocco, Representante del I.R.D. en el Perú, por su colaboración como especialista en capítulo de estratigrafía.

Al Ingeniero Javier Jacay Huarache, por su colaboración profesional en la elaboración del presente trabajo.

A los Estudiantes Jessica Huamantalla e Iván Moreno por su apoyo en la parte de edición y diseño de gráficos e imágenes.

A la dirección de la Unidad de Post-Grado, Dr. Néstor Chacón Abad, por su apoyo incondicional en la culminación de esta Tesis.

CONTENIDO

		Pag.
I	RESUMEN	1
II	INTRODUCCIÓN	3
	2.1 ANTECEDENTES	3
	2.2 OBJETIVOS	4
	2.3 HIPÓTESIS	4
	2.4 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD	5
	2.5 MÉTODO DE TRABAJO	7
III	GEOGRAFÍA	10
	3.1 UNIDADES GEOGRÁFICAS	10
	3.1.1 Selva Alta	10
	3.1.2 Valles Juveniles y Semimaduros	10
	3.1.3 Selva Baja	12
	3.2 CLIMA	12
	3.3 HIDROGRAFÍA	12
IV	GEOMORFOLOGÍA	13
	4.1 LAS MONTAÑAS DEL SIRA Y RAMAL SECUNDARIO	13
	4.2 LLANURA: UCAYALI-TAMBO-URUBAMBA	13
V	GEOLOGÍA	15
VI	ESTRATIGRAFÍA	16
	6.1 NEOPROTEROZOICO	17
	6.1.1 Complejo Maraón (Neoproterozoico)	17
	6.2 PALEOZOICO	18
	6.2.1 Grupo Ambo (Carbonífero inferior)	18
	6.2.2 Grupo Tarma (Carbonífero superior)	26
	6.2.3 Grupo Copacabana (Pérmico inferior)	28
	6.2.4 Formación Ene (Pérmico inferior)	30
	6.2.5 Formación Mainique (Pérmico superior)	33
	6.3 MESOZOICO	37
	6.3.1 Grupo Oriente (Albiano-Cenomaniano)	37
	6.3.2 Formación Chonta (Cretáceo superior)	38
	6.3.3 Formación Vivian (Cretáceo superior)	40

6.4	CENOZOICO	41
6.4.1	Grupo Huayabamba (Paleógeno-Neógeno)	41
6.5	CUATERNARIO	42
VII	ROCAS ÍGNEAS	43
7.1	INTRUSIVOS GNEISIFICADOS (Neoproterozoico)	43
7.2	GABROS (Cretáceo-Paleógeno ?)	43
VIII	TECTÓNICA	44
8.1	ESTILO ESTRUCTURAL	46
8.2	ANTICLINAL DEL SIRA	48
8.3	SOBREESCURRIMIENTO OCCIDENTAL (Thrust Fault)	51
8.4	PLIEGUES EN LA FAJA ORIENTAL DEL SIRA	53
8.5	SOBREESCURRIMIENTO ORIENTAL (Thrust Fault)	54
8.6	SOBREESCURRIMIENTO CANUJA (Thrust Fault)	54
8.7	ONDULACIÓN UCAYALTAMBO-URUBAMBA	54
8.8	SECUENCIA TECTÓNICA	55
8.9	RELACIÓN CON EL SUBSTRATUM	57
8.10	BALANCEO DE ESTRUCTURAS	57
8.11	TECTONISMO DEL ZÓCALO	58
8.12	FRANJAS ALÓCTONAS Y PALEOGEOGRAFÍA	58
IX	RECURSOS NATURALES	62
X	CONCLUSIONES	63
XI	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	66

LISTA DE FIGURAS

- | | |
|------------|--|
| FIGURA 1. | MAPA DE UBICACIÓN. |
| FIGURA 2. | MAPA DE SECCIONES MEDIDAS. |
| FIGURA 3. | MAPA DE UNIDADES GEOGRÁFICAS. |
| FIGURA 4. | MAPA DE UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS. |
| FIGURA 5. | MAPA GEOLÓGICO GENERAL. |
| FIGURA 6. | COLUMNA ESTRATIGRÁFICA GENERALIZADA. |
| FIGURA 7. | COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO AMBO – QUEBRADA
MASHANTONI. |
| FIGURA 8. | CORRELACIÓN TRANSVERSAL EN EL NORTE DEL ÁREA. |
| FIGURA 9. | CORRELACIÓN TRANSVERSAL EN EL SUR DEL ÁREA. |
| FIGURA 10. | COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO TARMA – QUEBRADA
CHORINASHI. |
| FIGURA 11. | COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO COPACABANA Y CAPAS ROJAS
– QUEBRADA TARIZA. |
| FIGURA 12. | COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LAS FORMACIONES MAINIQUE Y
CHONTA – QUEBRADA GAT O. |
| FIGURA 13. | PERFILES DIAGRAMÁTICOS. |
| FIGURA 14. | BLOCK DIAGRAMA ADAPTADO. |
| FIGURA 15. | ESTILO ESTRUCTURAL. |
| FIGURA 16. | PERFIL GEOLÓGICO A-A´. |
| FIGURA 17. | PERFIL GEOLÓGICO B-B´. |
| FIGURA 18. | PERFIL GEOLÓGICO C-C´. |
| FIGURA 19. | BALANCEO DE ESTRUCTURA A-A´. |
| FIGURA 20. | BALANCEO DE ESTRUCTURA B-B´. |
| FIGURA 21. | BALANCEO DE ESTRUCTURA C-C´. |

I. RESUMEN

En las Montañas del Sira, aflora un basamento Neoproterozoico, sobre el cual descansan unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior, tales como los Grupos Ambo, Tarma, Copacabana, formaciones Ene y Mainique, seguido de rocas cretáceas del Grupo Oriente, formaciones Chonta y Vivian, culminando con las Capas Rojas del Paleógeno-Neógeno.

En corte transversal, la secuencia estratigráfica tiende a adelgazarse hacia el Oriente, siendo bien marcado en las formaciones Ene y Mainique. Las rocas aflorantes muestran un estilo estructural dominante de plegamientos anchos y largos de dirección NO-SE, relacionados a sobreescurrecimientos (**Thrust Fault**) regionales, ocurridos en el Mioplioceno. En el flanco oriental de las Montañas del Sira, se han cartografiado dos sobreescurrecimientos subparalelos descritos como occidental y oriental, respectivamente, separados aproximadamente por 4 – 5 Km.

El sobreescurrecimiento occidental es el de mayor envergadura y exposición, compromete al basamento, es el causante del gran anticlinal del Sira y de las interrupciones estratigráficas que causan confusiones y dificultades en el cartografiado e interpretaciones a nivel local. A lo largo de esta estructura ocurren contactos anormales entre las formaciones paleozoicas y las Capas Rojas paleógena-neógenas; entre las formaciones paleozoicas y cretáceas, y entre las mismas formaciones paleozoicas. Eventualmente, cerca a este sobreescurrecimiento, las rocas paleozoicas llegan a la subverticalidad y a la inversión de estratos. Así mismo por esta estructura emanan aguas sulfurosas en la Quebrada Aruya. Una ramificación del sobreescurrecimiento occidental afecta al basamento insinuando la profundidad de su raíz, lo que implica el acortamiento de la corteza y acercamientos de las facies sedimentarias.

El sobreescurrecimiento oriental tiene menos exposición que el anterior, porque colinda con el llano amazónico, es el causante de la franja de

plegamientos amplios y de la emanación de aguas termales en el Fundo Bella Olinda, en el Río Unine.

El ramal secundario del Sira se ubica al Este del sobreescurrecimiento oriental, este ramal está afectado por un sobreescurrecimiento menor cerca del pueblo de Atalaya. La disposición escalonada hacia el Este de estos tipos de estructuras sugiere que en ellos podría estar incluido el anticlinal del Sepa, sin descartar la posibilidad de reajustes de fallas sub-verticales.

La secuencia paleozoica yace sin metamorfismo sobre el basamento gneisificado, insinuando que ella, está sobre el borde del Escudo brasileiro, y estando los sobreescurrecimientos inclinados hacia el Oeste, el basamento sería positivo hacia el Oriente.

La ausencia de sedimentos del Paleozoico inferior, Triásico, Jurásico y parte del Cretáceo inferior, significa que el área fue afectada por fallamientos subverticales distensivos en el post-Devónico tardío, reactivados en el Mesozoico y en el Neógeno por esfuerzos compresivos; éstas antiguas fallas normales funcionaron como inversas en el subandino, generándose los sobreescurrecimientos y plegamientos.

Queda como comentario, la similitud litológica entre la Formación Mainique, (Pérmico) y el Grupo Oriente (Cretáceo) Ambos afloran sobre la Formación Ene y debajo de la Formación Chonta pero contienen palinomorfos de diferentes edades, pudiéndose especular que los hallados en la Formación Mainique podrían ser reciclados de formaciones paleozoicas y que aún no se han hallado palinomorfos jurásicos o cretáceos, recomendándose su análisis detallado. Entretanto, el mapa geológico elaborado contiene la información presente.

II. INTRODUCCIÓN

Toda evaluación geológica de un área o región tiene etapas, que implica el acopio de informaciones, levantamientos fotogeológicos, trabajo de campo, cartografiado de las unidades estratigráficas y estructurales, muestreo sistemático, y análisis sedimentológico, paleontológico, palinológico, geoquímico, petrofísicos, y correlaciones. Posteriormente se hacen las investigaciones del subsuelo donde la geofísica es el apoyo más importante, se extrapolan informaciones de superficie, concluyéndose con los sondeos o perforaciones.

Para la elaboración de la presente Tesis se utilizó la evaluación geológica de las Montañas del Sira en su primera etapa, que REPSOL-YPF desarrollaba con fines hidrocarburíferos.

2.1 ANTECEDENTES

En el área materia de estudio, existen informaciones geológicas de superficie, otras orientadas a la prospección de hidrocarburos y de información de pozos perforados.

Se cuenta con las columnas estratigráficas de los pozos Sepa 38-45-1X de 1983 (Shell) y Runuya 36-14-1X (Hispanoil-1985), informe interno inédito de exploración de campo de la Compañía Occidental Petroleum Corp. (1987) e información geológica de superficie del INGEMMET:

Geología de los Cuadrángulos de Bolognesi y Puntijao por Jaén et al. (1997), Geología de los Cuadrángulos de Obentení y Atalaya por León et al. (1997), Geología de los Cuadrángulos de Masicea, Huarimán, Iparía, Noaya, Sempaya, y Cumarú por Guzmán et al. (1998), Geología de los Cuadrángulos de Quebrada Mashansha, Raya, La Repartición, Río Inuya, Amasisa y Varadero por Chira et al. (1988), Memoria Explicativa del Mapa Geológico del Perú por León et al. (2000) .

La información geológica de superficie disponible era insuficiente para el conocimiento detallado de la región, consecuentemente se justificaba desarrollar un minucioso programa estratigráfico, estructural y económico.

Entre 1999-2001, el autor participó en los estudios de evaluación geológica de campo en las Montañas del Sira que desarrolló REPSOL-YPF en la región.

2.2 OBJETIVOS

Investigar la columna estratigráfica, el estilo estructural y los recursos naturales (por hidrocarburos) de las Montañas del Sira, en base a medición de secciones y observaciones de campo, cuyos resultados, adicionados a los disponibles permitan elaborar un mapa geológico del área que servirá como modelo a extrapolar a las áreas circundantes y a las áreas longitudinales del límite oriental de la faja subandina que tiene similar tectonismo y estratigrafía.

2.3 HIPÓTESIS

Las unidades estratigráficas y fases tectónicas del Paleozoico en el Perú son de dimensiones regionales, cualquier alteración de las mismas debe tener un sustento coherente.

La información geológica de la compañía Occidental Petroleum Corp. de 1987 registra en algunas áreas de las Montañas del Sira, rocas de los grupos Tarma – Copacabana y del Grupo Cabanillas (Devónico) sobre el basamento Neo - Proterozoico.

La información de la Carta Geológica Nacional muestra a los grupos Tarma - Copacabana sobreyaciendo al basamento Neo-Proterozoico.

Los afloramientos del Paleozoico en ambos trabajos no concuerdan con el conocimiento estratigráfico y tectónico regional, dado que estas unidades son de dimensiones regionales y los ciclos tectónicos deben registrarse en periodos conocidos; consecuentemente en la secuencia del Paleozoico superior debe

concebirse la presencia del Grupo Ambo y entre el Paleozoico inferior y superior debe estar también el Grupo Ambo, salvo que por alguna influencia tectónica, se justificaría su ausencia.

Asimismo debe existir una explicación para la ausencia de las unidades del Grupo Pucará y de la Formación Sarayaquillo (Triásico y Jurásico), y para el límite de la Formación Mainique (Pérmico) con el Grupo Oriente (Cretáceo).

En la presente investigación se trata además de dar un estilo estructural coherente en base a las fallas inversas mostradas en la Carta Geológica Nacional y armonizar las unidades estratigráficas con las áreas adyacentes.

Resumiendo, se postula que el Grupo Ambo debe estar presente en la región, existencia de dos “HIATOS” uno pre Ambo y otro post Pérmico - Cretáceo temprano.

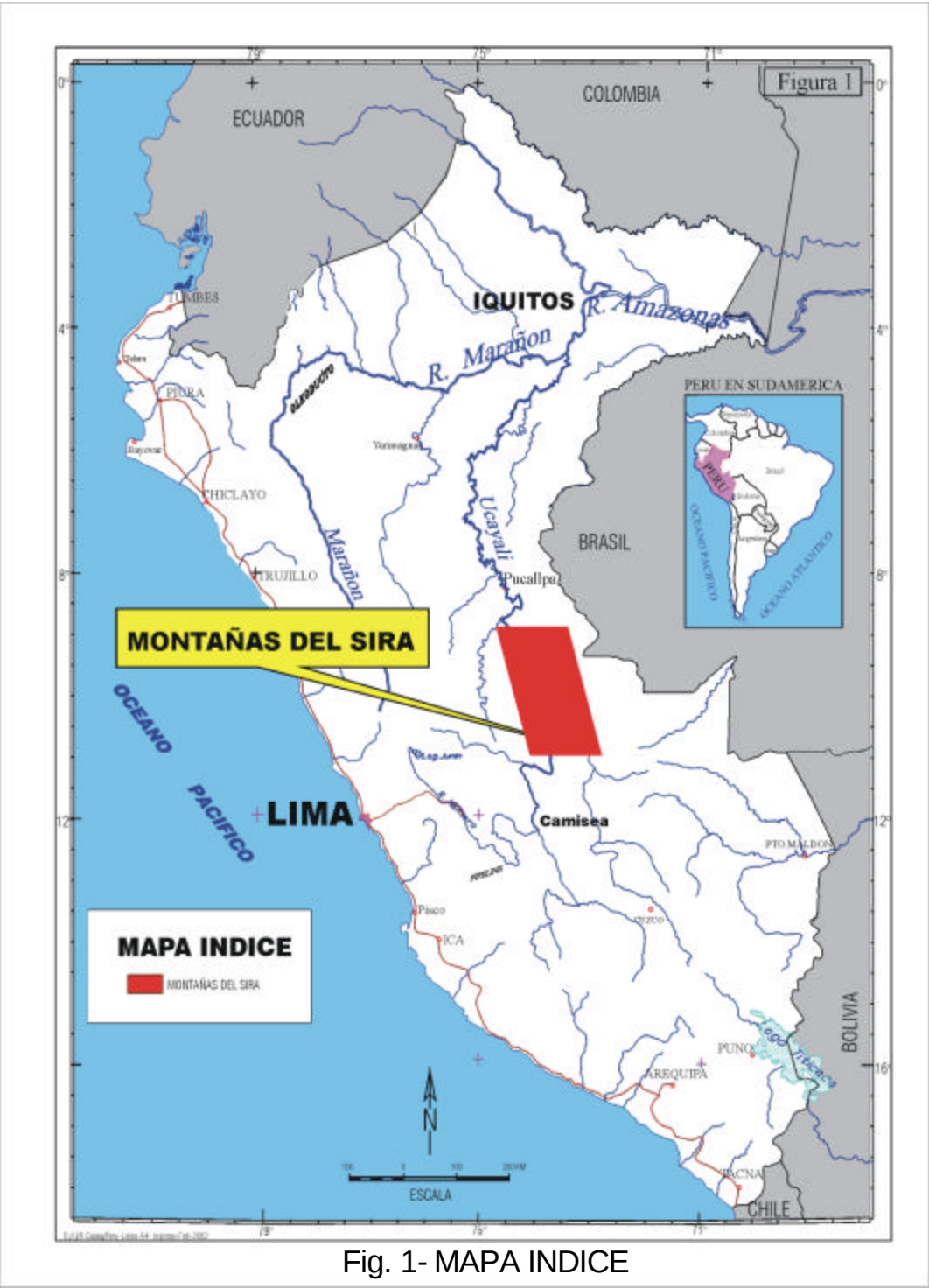
2.4 UBICACIÓN Y ACCESIBILIDAD

Las Montañas del Sira se ubican en el límite oriental de la zona subandina del Perú, en el Alto Ucayali, entre los pueblos de Iparía, Amaquería, Runuya, Bolognesi y Betania. Políticamente comprende los departamentos de Pasco, Huánuco y Ucayali. La extensión del área es de aproximadamente, 250 Km. de largo por 40 Km. de ancho, es decir, 10,000 km². (Fig.-1)

El acceso rápido al área es por la vía aérea. También se llega a la zona por las vías terrestre - fluvial. Generalmente se usan las vías mixtas con las siguientes alternativas:

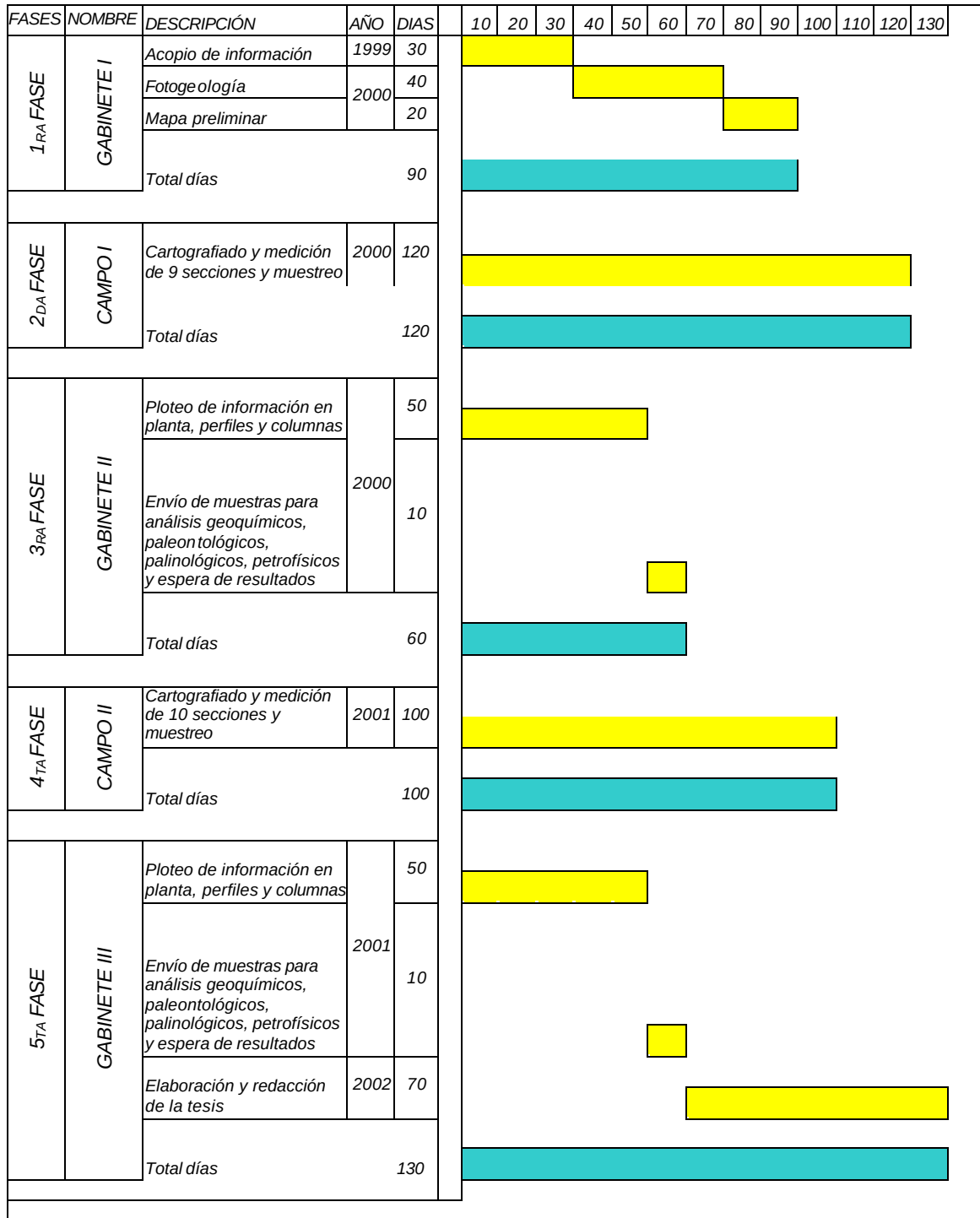
- Aéreo: Lima-Pucallpa, Pucallpa-Atalaya
- Terrestre: Lima – Pucallpa, Lima-Puerto Ocopa
- Fluvial: Pucallpa –Atalaya, Puerto Ocopa- Atalaya.

Algunas quebradas son accesibles con canoas hasta ciertos trechos, la mayoría del recorrido debe hacerse a pie por caminos de herradura, abriendo trochas ó siguiendo lechos de los ríos.



2.5 MÉTODO DE TRABAJO

El estudio se desarrollo en cinco fases siguiendo un programa:



Para las mediciones de las 19 secciones estratigráficas, se levantaron campamentos bases en los ríos principales (Ucayali, Urubamba, Unine y Tambo). De estos, se movilizaron las brigadas a pié por caminos de herradura abriendo trochas o siguiendo lechos de los ríos, transportando el equipo, víveres, menajes, etc y haciendo campamentos alternos hacia las partes altas de las quebradas.

En las mediciones se utilizaron brújulas azimutales Brunton, telémetro digital, wincha de 50 mts., cámaras fotográficas y GPS para la toma de coordenadas de puntos confiables en cada quebrada.

Se tomó nota de los recursos naturales referidos a la flora, fauna, así como información hídrica y de probables rocas generadoras de hidrocarburos para análisis geoquímico; asimismo se muestrearon sistemáticamente las rocas sedimentarias para efectuarles los análisis palinológicos, paleo y micro paleontológicos. En gabinete se elaboraron los planos y perfiles geológicos. Finalmente se levantaron las columnas estratigráficas, efectuándose las correlaciones e interpretaciones geológicas. (Fig.-2)

CONSULTAR IMAGEN EN FORMATO IMPRESO:

III. GEOGRAFÍA

Las Montañas del Sira ocupan el espacio central oriental de la faja subandina del Perú y colindan con la llanura amazónica del Alto Ucayali, está drenada por los ríos Ucayali, Urubamba y Tambo con sus respectivos afluentes.

El relieve topográfico del flanco oriental de las Montañas del Sira es irregular y con cotas entre 2,300 y 200 m.s.n.m., cuya pendiente es bien pronunciada en la parte alta y moderada en la parte baja

3.1 UNIDADES GEOGRÁFICAS

Se han reconocido 3 Unidades geográficas denominadas: Selva Alta, Valles Juveniles y Semimaduros, y Selva Baja.(Fig. -3)

3.1.1 Selva Alta

Comprende parte de la faja subandina, incluyendo a las Montañas del Sira que constituye su límite oriental; está modelada entre los 450 y 2200 m.s.n.m. , cubierta por abundante vegetación arbórea, la cual es explotada por su variedad de maderas.

3.1.2 Valles Juveniles y Semimaduros

Los valles juveniles han sido labrados sobre el flanco oriental de las Montañas del Sira, son rectilíneos, de pendientes pronunciadas y encañonados. Estos valles disminuyen sus pendientes a medida que se aproximan a los valles semimaduros.

Los principales valles juveniles son: Unine, Anaquiari, Chipani, Mashantoni, Catsingari Sur, Catsingari Norte, Chinipo, Kipachari Medio, Ariapo, Aruya, Runuya, Iparía, etc.

CONSULTAR IMAGEN EN FORMATO IMPRESO:

Los Valles semimaduros tienen en parte desarrollos sinuosos alternando con segmentos meandriformes. Estos valles son: Ucayali, Tambo y Urubamba, de fondos amplios y con terrazas fluviales inundables en tiempos de crecidas.

3.1.3 Selva Baja

Constituye el comienzo del llano amazónico entre los 450 y 250 m.n.s.m., de morfología ondulada con abundantes lomadas y terrazas fluviales, cubiertas íntegramente por vegetación arbolácea, que es explotada por su diversidad de maderas; está relacionada mayormente con sedimentos de las Capas Rojas Paleógeno-Neógeno y Cuaternario, está disectada por los ríos Urubamba, Tambo , Ucayali y por sus afluentes orientales.

3.2 CLIMA

El clima reinante en la zona es subtropical a tropical, distinguiéndose dos tipos de climas: el de temperatura baja (20° a 17° C.) relacionado con las Montañas del Sira, (450-2200 m.s.n.m.) y, el de temperatura alta (25° a 38° C) relacionado a la llanura amazónica (200-450 m.s.n.m.)

En las Montañas del Sira las precipitaciones fluviales son más frecuentes y tormentosas, la temperatura descende en las noches y los vientos son más frescos; en el llano, la humedad es más notoria y la temperatura más elevada se da al mediodía.

3.3 HIDROGRAFÍA

Los ríos Ucayali, Tambo y Urubamba constituyen la red hidrográfica principal, cuyos numerosos afluentes occidentales son de gran poder erosivo porque descenden de las Montañas del Sira, generando cascadas y encañonamientos de las quebradas. Estos afluentes contribuyen a incrementar los caudales de los ríos principales haciéndolos navegables y en época de creciente, los ríos principales inundan grandes áreas y en algunos casos cambian de curso, dejando meandros abandonados.

IV. GEOMORFOLOGÍA

Los rasgos geomorfológicos definidos en el área de estudio son: las Montañas del Sira con su ramal secundario y la Llanura Ucayali - Tambo - Urubamba (Fig.-4)

4.1 MONTAÑAS DEL SIRA –RAMAL SECUNDARIO

Constituye la unidad geomorfológica, límite oriental de la faja subandina, de forma elongada y de orientación NO-SE, con una longitud de aproximadamente 200 Km. Estas montañas están relacionadas al evento tectónico del Mioplioceno donde la competencia de las rocas paleozoicas y neoproterozoicas son evidentes; montañas similares ocurren en el Norte y en el sur de la faja subandina con los nombres de Campanquiz, Quinguinza, Biabo, Cushabatay, Pantiacolla, etc.

El ramal secundario del Sira, a manera de apéndice, se extiende hacia el Este de la montaña principal, entre el Río Unine y el pueblo de Atalaya, al parecer su ocurrencia también está relacionada al tectonismo compresivo del Mioplioceno y a la competencia de las rocas paleozóicas, constituyendo una lomada de ladera abrupta en su parte alta y moderada hacia abajo.

4.2 LLANURA UCAYALI – TAMBO - URUBAMBA

Está conformada por una extensa peniplanicie cubierta por densa vegetación, disectada por los ríos caudalosos del Ucayali, Tambo, Urubamba y afluentes, entre los 200 y 400 m.s.n.m. Está relacionada con las ondulaciones de las Capas Rojas paleógena-neógena, las mismas que en épocas lluviosas hacen más difícil el acceso.

CONSULTAR IMAGEN EN FORMATO IMPRESO:

V. GEOLOGÍA

Las Montañas del Sira forman la unidad estructural positiva oriental de las cuencas Pachitea y Ene, que limitan hacia el Este con la Cuenca Ucayali. En las montañas afloran rocas metamórficas y sedimentarias comprendidas entre el Neoproterozoico y Cenozoico. La cobertura sedimentaria está afectada por plegamientos moderados dominantes, relacionados a fallas de sobreescurrecimientos que comprometen al basamento (**Thrust Fault**), como consecuencia de la tectónica compresiva del Mioplioceno.

No existen rocas del Paleozoico inferior, de manera que las del Paleozoico superior descansan directamente sobre el basamento; así mismo están ausentes las rocas del Triásico, Jurásico y gran parte del Cretáceo inferior. Al parecer en los altos estructurales en el Devónico tardío desaparecieron por erosión las rocas del Paleozoico inferior y posteriormente estos altos se reactivaron en el Mesozoico temprano generándose un hiato, vacuidad o laguna estratigráfica impidiendo la sedimentación en este periodo, hasta la transgresión marina en el Cretáceo superior.

En base a información de campo y estudios palinológicos se ha incorporado el Grupo Ambo a los mapas geológicos anteriores, también se han corregido edades y límites estratigráficos de formaciones consideradas cretáceas (Raya, Esperanza y parte inferior del Grupo Oriente) por Formación Ene (Pérmico); el Grupo Oriente (Cretáceo) en el sector sur del área ha sido cambiado por Formación Mainique (Pérmico) permaneciendo conforme en el sector Norte. Estas modificaciones implicarían cambiar el mapa geológico del Perú en grandes áreas al sur de las Montañas del Sira. (Fig-5 adjunto)

VI. ESTRATIGRAFÍA

Las rocas más antiguas de las Montañas del Sira, son los intrusivos gneisificados conocidos como Complejo Maraón (Wilson et al. 1967) sobre el cual descansa toda la columna estratigráfica del Paleozoico hasta el Cuaternario, mostradas en la columna generalizada (Fig. 6) como resumen de las 19 secciones medidas : Iparía, Ariapo, Runuya, Aruya, Kipachari Medio, Shinipo, Catsingari sur y Norte, Chorinashi, Mashantoni, Tariza, Chipani, Anaquiari, Unine, Mamoriari, Sapani, Perro, Gato y Yanayacu.

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA	COLUMNA	GROSOR (M.)	DESCRIPCION		
CUATERNARIO						Terrazas fluviales y aluviales		
CENOZOICO	PALEOGENO NEOGENO	PALEOCENO MIOCENO	GP. HUAYABAMBA (CAPAS ROJAS)		+ 600	Lodolita marrón rojiza. Lodolita marrón rojiza intercalada con arenisca gris clara blanquecina.		
			FM. VIVIAN		40	Arenisca cuarzosa, blanca, porosa		
	CRETACEO	SUPERIOR	FM. CHONTA		263 485	Lutita gris y gris clara con abundantes fósiles marinos Caliza gris clara interc. c/ lutita. Lutita gris.		
			GP. ORIENTE		518	Lodolita marrón gris rojizo. Arenisca cuarzosa blanca bien clasificada. Lodolita marrón bruna.		
		JURASICO						
	TRIASICO					HIATO.		
	PALEOZOICO	PERMICO	SUP.	FM. MAINIQUE		218 385	Intercalación de lodolita marrón rojiza y arenisca cuarzosa blanca. Arenisca cuarzosa blanca.	
				FM. ENE		405 544	Limolita y lutita intercaladas. Arenisca cuarzosa blanca, friable. Lutita negra.	
			INFERIOR	GP. COPACABANA		708 121 5	Caliza gris clara en bancos de 1 metro intercaladas con horizontes de lutita gris. Caliza gris en bancos y estratos delgados con chert negro. Caliza gris clara, bioclástica.	
			CARBONIFERO	SUP.	GP. TARMA		150 280	Intercalación de caliz. y lut. grises. Arenisca cuarzosa blanquecina.
				INFERIOR	GP. AMBO		560 750	Lutita negra, carbonosa, fisible con restos de tallos. Arenisca gris clara, cuarzosa, de grano medio con puntos negros (z) y conglomerado basal.
		DEVONICO	SUP.					
			INF.				HIATO.	
		NEO PROTEROZOICO			COMPLEJO MARAÑON.			Intrusivos gneisificados cortados por diques de gabros.

Fig. 6.- Columna estratigráfica generalizada

6.1 NEOPROTEROZOICO

El basamento gneisificado ha sido expuesto por tectonismo, al parecer, éste corresponde al borde del Escudo brasileiro y soporta una potente secuencia sedimentaria sin metamorfismo.

6.1.1 Complejo Maraón (Neoproterozoico)

El Complejo Maraón (Wilson, 1967) es conocido informalmente en el ambiente petrolero como Complejo Sira, este involucra a dos intrusivos gneisificados, un granito gris claro rosado y una diorita gris que a veces se torna bien bandeada.

El granito presenta estructura masiva con textura bandeada, eventualmente de aspecto augegn  sico, con cristales de ortosa rosada, granos de cuarzo, plagioclasa y biotita. Ocasionalmente es cortado por filones de cuarzo blanco lechoso, como ocurre en la quebrada Catsingari Sur, aflora también en las quebradas Tariza, Mashantoni, Chorinashi e Ipar  , y se observan rodados en las quebradas Ariapo y Runuya.(Fotos 1-2)





La diorita también tiene textura bandeadada de minerales félsicos y máficos, algunas veces vista desde lejos, puede confundírsela con sedimentos como ocurre en la quebrada Shinipo. Aflora también en las quebradas Kipachari Medio e Iparía.

6.2 PALEOZOICO

En las Montañas del Sira no se han encontrado las formaciones del Paleozoico inferior siendo las unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior que sobreyacen directamente sobre el basamento Neoproterozoico. Estas empiezan con una secuencia areniscosa lutácea, seguida de una intermedia carbonatada, rematando con sedimentos lutáceos, areniscosos y lodolíticos.

6.2.1 Grupo Ambo (Carbonífero Inferior)

El Grupo Ambo definido por Newell et al. (1953) consiste de una secuencia areniscosa lutácea con grosores variables entre 560-750 m. en las quebradas Shinipo, Chipani, Tariza y Mashantoni. Descansa en discordancia angular sobre el Complejo Sira, aflorando parcialmente en las quebradas Chorinashi, Anaquiari, Kipachari Medio, Ariapo e Iparía (Fig.-7). En el Grupo Ambo se reconocen dos unidades litológicas definidas, una inferior areniscosa y otra superior lutácea.

La unidad inferior, en las quebradas Mashantoni, Catsingari Sur e Iparía, se inicia con un conglomerado basal y arenisca gruesa cuarzosa a microconglomerática de color gris claro, dura, en bancos de 0.80 a 1.00 m.; los elementos conglomerádicos son de cuarzo y arenisca subangulares de 2.00 a 3.00 cm. de longitud, hacia arriba los microconglomerados disminuyen y predominan las areniscas cuarzosas de grano medio con puntos negros de materia carbonosa (?) alternando eventualmente con horizontes de lutita gris clara verdosa (Foto 3).



MASHANTONI -GPO. AMBO

FIG 7

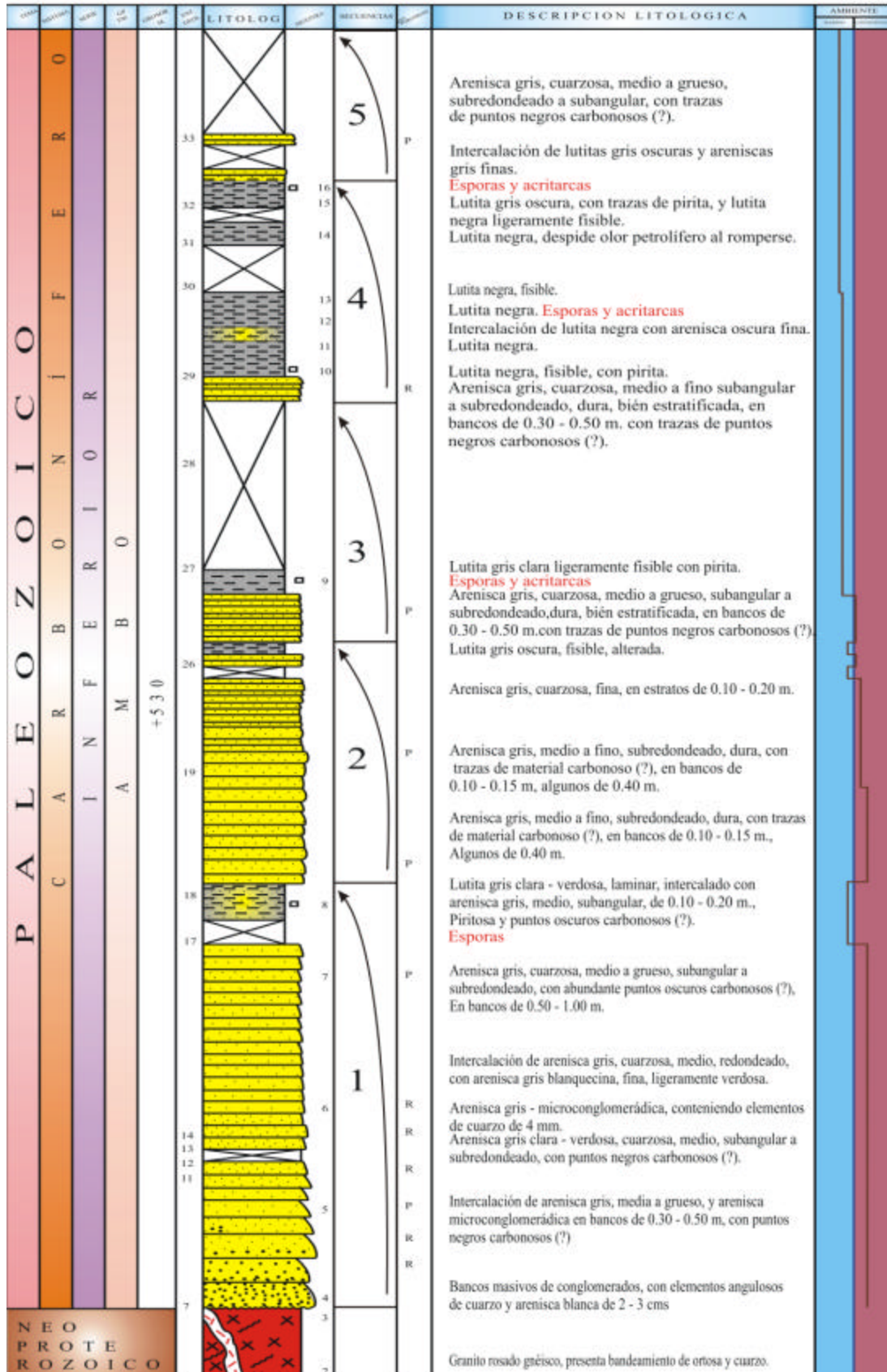


Fig. 7.- Columna estratigráfica del Grupo Ambo – Quebrada Mashantoni.

En las quebradas Chipani y Tariza no es visible la base de las areniscas pero éstas contienen abundantes rodados de cristales de ortosa casi enteras hasta de 1 cm de longitud, estos van disminuyendo de tamaño hacia arriba, en la parte media se intercalan lechos de lodolita marrón y las areniscas empiezan a contener trazas de glauconita hasta su tope, donde ocurren también lechos de lutita gris. El grosor de la unidad inferior varía entre 260 a 360 m (Foto 4).



Foto - 4 QUEBRADA CHIPANI: GRUPO AMBO, BANCOS DE ARENISCAS GRIS CLARAS, CON LAMINACIÓN CRUZADA, INTERCALADA CON LECHOS DE LODOLITA MARRÓN

La unidad superior es predominantemente de lutita negra, fisible, piritosa, con restos de tallos y despiden olor a hidrocarburos al fracturarlas, ocasionalmente se intercalan horizontes de areniscas cuarzosas gris de grano fino a medio. Esta unidad alcanza un grosor promedio de 300 m. (Fotos 5-6).



Foto - 5 QUEBRADA MASHANTONI, GRUPO AMBO: TOPE DE UNIDAD INFERIOR DE ARENISCAS CUARZOSAS GRIS BLANQUECINA, LUEGO LA UNIDAD SUPERIOR, CON LIMOLITAS GRIS EN LA BASE SEGUIDO DE LUTITAS GRIS OSCURAS.



Foto - 6 QUEBRADA ANAQUIARI: GRUPO AMBO, UNIDAD SUPERIOR LUTITA NEGRA , CON FUERTE BUZAMIENTO, LIGERAMENTE PIRITOSA.

En ambas unidades se han reconocido palinomorfos del Carbonífero temprano (Tournaisiano -Viseano) y Devónico tardío (Fameniano –Struniano).

CUADRO I
UBICACIÓN TEMPORAL DE LAS MUESTRAS

Muestras sigladas:			MAS 8-12-16	CATS 3-6-9-14	CHO 4-8-13	ANA 5-14-15	ANA-29	CHI 11-14	PER-9	GATO-2
TRIASICO										
PERMICO	Ochoano									
	Guadalupiano									
	Leonardiano									
	Sakmario									
	Asseliano									
CARBONIFERO	Pennsyl- vaniano	Uraliano								
		Moscoviano								
		Boshkiriano								
		Namuriano								
	Mississi- piano	Viseano								
		Tournaisiano								
	DEVONICO	Famenniano								
		Frasniano								
		Givetiano								
		Eifeliano								
		Emsiano								
		Siegeniano								
		Gedinniano								

*Haq and Van Eysinga (1987)

Mashantoni = MAS

Catsingari Sur =CATS

Chorinashi = CHO

Anaquiri = ANA

Chipani = CHI

Perro = PER

Gato =GATO

Las esporas que indican edad Tournaisiano–Viseniano son: *Indotriradites* sp., *Endosporites* cf. *E. micromanifestus*; las esporas comunes a los niveles del

Devónico tardío y Carbonífero temprano son: *Anapiculatisporites* sp, *Cyclogranisporites* sp, *Retusotriletes* p.

Los palinomorfos característicos del Devónico cuspidal (Fameniano – Struaniano) son: *Umbellosphaeridium scharicum* y *Retispora lepidophyta*; y las esporas y acritarcas subordinados a la edad devónica son: *Puntactisporites* sp, *Diexallosphaxis remota*, *Multiplicisphaeridium* sp, *Navifusa bacillum*, *Poligonium* sp, *Tyligmasoma alargadum*, *Veryhachium trispinosum* .

Las evidencias palinomórficas definen que el Grupo Ambo empezó a depositarse en el Devónico superior y se desarrolló en el Carbonífero inferior, coincidiendo con las determinaciones reportadas para esta misma unidad litoestratigráfica (Grupo Ambo) en la región del Lago Titicaca (Vavrdová et al. 1991 y 1993).

Al oeste del alto del Sira en el Río Nevati, Montoya M. y Berrospi T. en 1990, hallaron en una secuencia continua de argilitas, palinomorfos Famenianos asignados al Grupo Cabanillas y en la parte superior de intercalaciones de argilitas negras y grises palinomorfos Tournaisianos del Grupo Ambo, se asume ahora que toda la secuencia pertenece al Grupo Ambo.

Se considera que el Grupo Ambo pertenece a un sistema deltáico cuyo ambiente depositacional empieza en un medio mixto, pasando a marino somero, por la presencia de glauconita. Las series descritas en este grupo se organizan en cinco secuencias menores de carácter estrato-grano decreciente confirmando la evolución de una cuenca mixta a una marina (Fig. 7).

En el sector Norte, en sección transversal, hacia el pozo Runuya, se observa cierto adelgazamiento hacia el Oriente y en el sector sur, hacia el pozo Sepa, mantiene su grosor (Fig. 8-9).

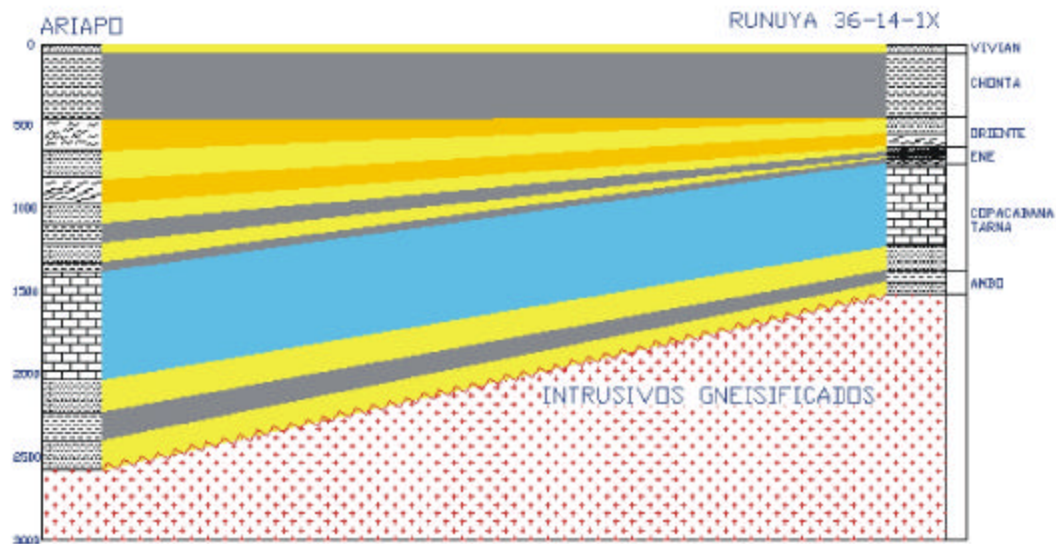
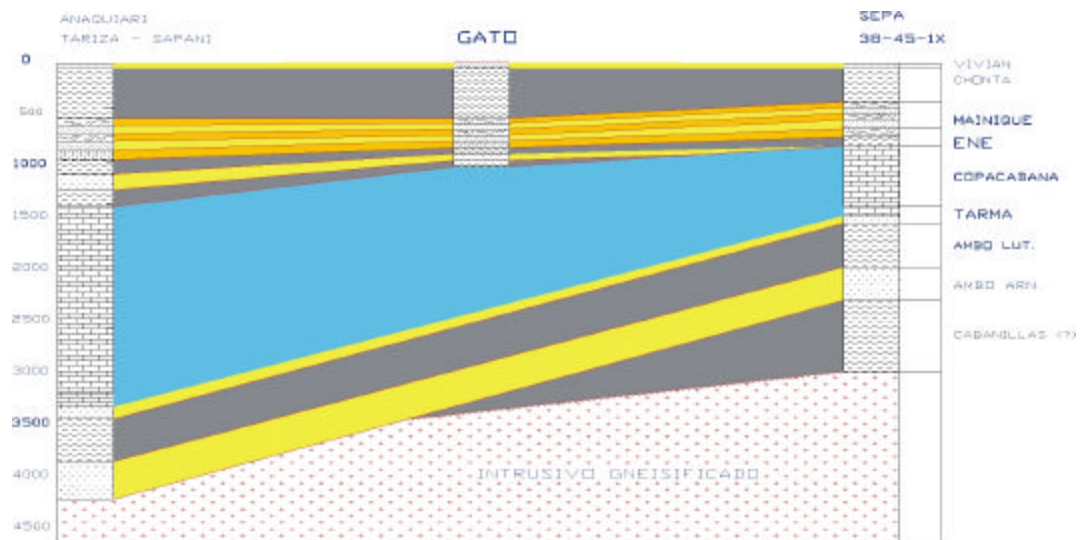


Fig. 8.- Sección transversal en el norte del área

Arenisca Lutita Caliza Lodolita



Arenisca Lutita Caliza Lodolita

Fig. 9.- Sección transversal en el sur del área.

6.2.2 Grupo Tarma (Carbonífero Superior)

Definido por Newell et al. (1953), aflora en las quebradas Anaquiari Chipani, Tariza, Mashantoni, Catsingari Sur, Chorinashi, Ariapo y Kipachari Medio, con grosores variables entre 150 – 280 m.; sobreyace concordante al Grupo Ambo y su tope no está definido, estimándose sea concordante al Grupo Copacabana.

Tiene dos unidades litológicas definidas, una inferior areniscosa y otra superior lutácea carbonatada (Fig. -10).

En la unidad inferior la arenisca es cuarzosa, blanquecina, ligeramente verdosa, de grano fino a medio, subredondeados, no calcáreos, con trazas de glauconita, eventualmente se intercalan lechos de lutita gris (Foto 7).

CHORINASHI- GPO. TARMA

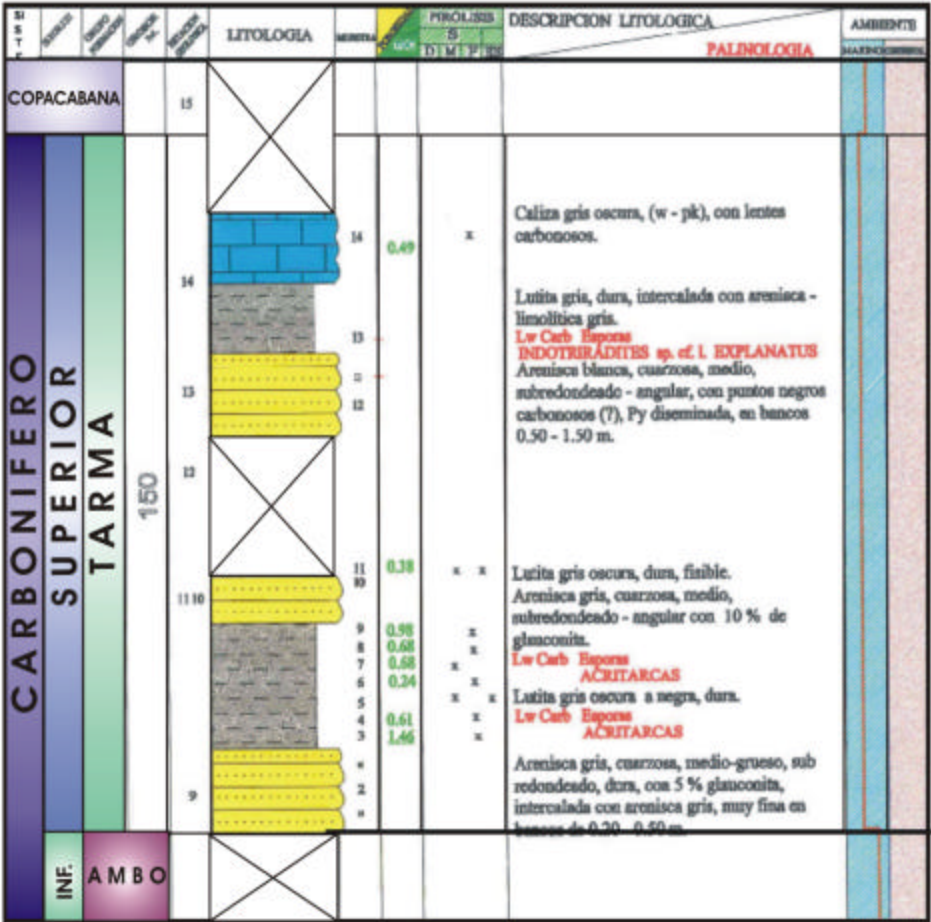


Fig. 10 .- Columna estratigráfica del Grupo Tarma – Quebrada Chorinashi



En la unidad superior, alternan lutitas gris oscuras y calizas gris fosilíferas, las lutitas expelen olor ligero a hidrocarburos al fracturarlas. Las lutitas, calizas marinas y la presencia de glauconita determinan el ambiente depositacional marino de plataforma somera para el Grupo Tarma (Foto 8).



6.2.3 Grupo Copacabana (Pérmico Inferior)

El Grupo Copacabana es predominantemente calcáreo, por esta razón genera encañonamientos y cataratas, aflora íntegramente en las quebradas Anaquiari, Catsingari Norte y Ariapo, con grosores de 1215, 1015 y 778 m. respectivamente; detalladas en las columnas estratigráficas correspondientes. Aflora parcialmente en las quebradas Gato, Chipani, Tariza, Mashantoni, Chorinashi, Catsingari Sur, Aruya, Runuya y Quipachari Medio; en las otras quebradas está ausente por efectos estructurales. (Fig.11)

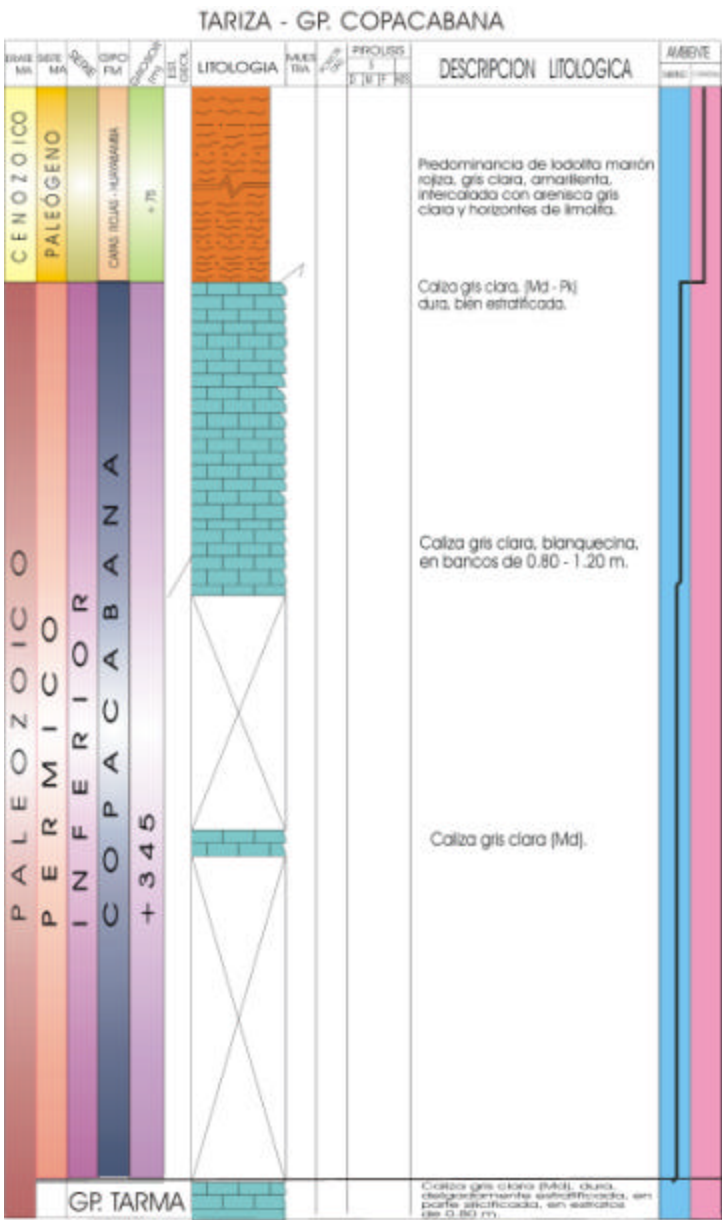
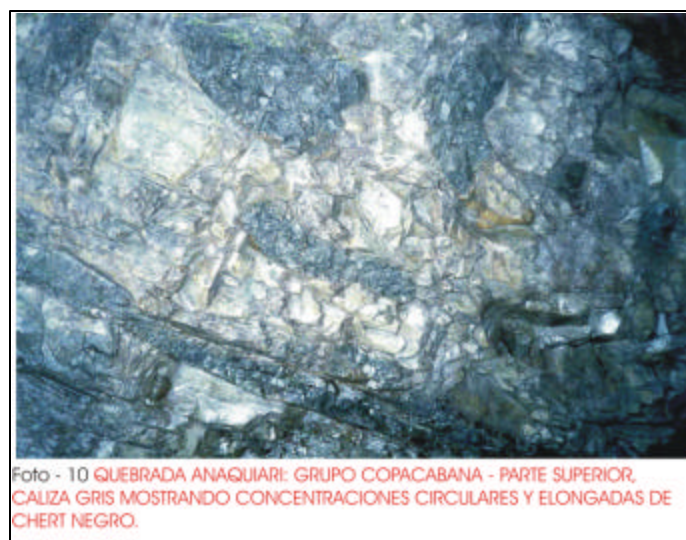


Fig. 11 .- Columna Estratigráfica del Grupo Copacabana y Capas Roias – Ouebrada Tariza.

El Grupo Copacabana sobreyace e infrayace concordante al Grupo Tarma y Fm. Ene, respectivamente. Casi siempre se inicia con calizas grises claras, bioclásticas, alternando con calizas oscuras en bancos de 0.30 a 0.40 m.; se presentan ocasionalmente calizas delgadas grises con bandas de chert negro (Foto 9)



Hacia la parte media, predominan las calizas gris en bancos de 0.50 a 0.80 m. alternando con calizas oscuras fosilíferas, en parte oolíticas. Estas despiden olores sulfurados al fracturarlas. A menudo contienen lentes y nódulos de chert oscuro. En algunos casos se intercalan lechos de lutita gris. (Foto 10)



Hacia la parte superior predominan los bancos de calizas gris claras y disminuye el contenido de chert, alternándose algunos horizontes de lutita gris oscura.

En las quebradas Anaquiari y Catsingari norte se han reconocido fauna marina del Pérmico inferior: *Rhombopora picchuensis* CHRONIC, *Polypoinimica* CHRONIC, *Acanthocladia biserialis* CHRONIC, *Rhipidomella cora* (D'ORBIGNY).

Por las características litológicas y fosilíferas, el ambiente depositacional de este grupo es de plataforma marina somera alternada con profundidades mayores. En sección transversal, en el Norte y sur del área, se observa un ligero adelgazamiento hacia el Oriente. (Fig. 8-9)

6.2.4 Formación Ene (Pérmico Inferior)

Definido por Leigh y Rejas (1966) en una sección parcial en el Pongo de Paquizapango del Río Ene; la Formación Ene aflora íntegramente en las quebradas Gato (250m.), Mamoriari-Unine (544m), Anaquiari (405 m.), Ariapo, Aruya y Kipachari Medio, en las tres últimas, con un promedio de 408 m de grosor. Por fallamiento aflora parcialmente en las quebradas Sapani, Catsingari Norte, Runuya e Iparía. En las otras quebradas no aflora por erosión reciente.

La Formación Ene suprayace concordante al Grupo Copacabana, en el sector sur del área infrayace concordante a la Formación Mainique y en el sector Norte infrayace en "discordancia erosional" al Grupo Oriente.

En las secciones donde aflora íntegramente se diferencian cuatro unidades litológicas definidas.

La unidad inferior es lutácea, de color gris oscuro a negro, piritosa, expele olor a hidrocarburos al fracturarla, su grosor varía entre 30 a 100 m. (Foto 11)



La segunda unidad es predominantemente de arenisca blanca cuarzosa, a veces de tonos rosáceos, de grano medio a fino, sub-redondeados, ligeramente friable, de porosidad visible buena, con puntos negros aparentemente de materia carbonosa, en bancos de 1.00 - 2.00 m.; con laminación cruzada, de grosores variables entre 180-235 m. frecuentemente se intercalan horizontes delgados de lutita oscura (Foto 12).



En la tercera unidad predominan lutita y limolita grises oscuras, piritosas, despiden olor a hidrógeno sulfurado al fracturarlas. Eventualmente se intercalan lechos de caliza, lodolita roja y verdosa, su grosor varía entre 52 – 85 m. (Foto 13)



La cuarta unidad, en el sector sur, consiste de intercalaciones de limolita gris clara, verdosa, violácea, lutita gris y gris oscura, lechos de caliza gris clara y bancos de arenisca cuarzosa gris dura; y en el sector norte es mayormente de arenisca blanca cuarzosa, de grano medio subredondeado, friable, con estratificación cruzada. Su base es transicional de la unidad tres, su grosor varía entre 60 – 100 m. (Foto 14)



En las secciones Perro y Anaquiari, se han reconocido palinomorfos en la Formación Ene, referidos al lapso Pérmico – Triásico por la presencia de estriados y polen de *Pteridospermas* y *Platysaccus*. (Cuadro I)

En 1974, Fernández y Reyes reconocieron palinomorfos referidos al lapso Pérmico-Triásico en la Formación Pinquén (Alto Madre de Dios), equivalente lateral de la Formación Ene.

Por las características litológicas, el ambiente depositacional de esta Formación es marino somero a llanura de inundación y/o facies de Lagoon. En corte transversal hacia los pozos Sepa y Runuya se observa su adelgazamiento hacia el este. (Fig. 8-9)

6.2.5 Formación Mainique (Pérmico Superior)

La Formación Mainique fue descrita inicialmente por geólogos de la compañía Chevron en 1986 en el pongo del mismo nombre del Río Urubamba, esta se extiende solamente por el sector sur del área, donde INGEMMET (Asoc. Lagesa-CFGS 1997; Jaen H.-Novoa Ingenieros 1997) la denomina Secuencia Superior del Grupo Copacabana. Ha sido medida íntegramente en las quebradas Gato, Sapani, Anaquiari y Unine; con grosores de 218, 325, 260 y 305 m., respectivamente; aflora parcialmente en las quebradas Perro y Yanayacu. En las otras quebradas no aflora, por erosión reciente. Esta Formación sobreyace concordante a la Formación Ene e infrayace en discordancia paralela a la Formación Chonta del Cretáceo Superior. (Fig.-12)

La Formación Mainique consiste de alternancia de areniscas blancas y limolitas con lodolitas marrón rojizas, diferenciándose cuatro unidades litológicas.

La unidad inferior es de arenisca cuarzosa blanca, localmente brunácea, de grano grueso a medio, en parte microconglomerática, friable, con porosidad visual buena, en bancos de 0.50 a 1.00 m. con laminación cruzada. Entre los bancos de areniscas suelen intercalarse lechos de lodolita roja.

En la quebrada Anaquiari , esta unidad tiene un conglomerado basal en arenisca gruesa con bancos de 2 – 5 m., con estratificación cruzada. El grosor de la unidad es variable con tendencia a disminuir hacia el Oriente, así tiene 80 y 135 mts. en Anaquiari y Unine mientras que en Perro, Gato y Sapani sólo 40, 50 y 55 m. (Foto 15)



La segunda unidad es lodolítica, limolítica, marrón rojiza, intercalada con delgados lechos de arenisca fina gris clara blanquecina, eventualmente en la parte media de la unidad se presenta un horizonte de arenisca blanca. El grosor de la unidad fluctúa entre 85 – 100 m. (Foto 16)



La tercera unidad es de arenisca cuarzosa blanca a gris clara, de grano fino subredondeado, friable, de porosidad visual buena, en bancos de 1.00 a 2.00 m., su grosor varía entre 40 y 50 m. (Foto 17)



La cuarta unidad es de lodolita y limolita, de colores marrón rojiza, violácea y gris verdosa intercaladas con lechos de arenisca fina gris clara; eventualmente ocurren lechos de caliza gris clara, su grosor varía entre 50 a 150 m. (Foto 18)



En la sección Gato, en el tope de la Formación Mainique, se reconocieron palinomorfos referidos al lapso Pérmico- Triásico, por la presencia de polen de *Pteridospermas* junto a *Samaropollenites* sp ? (Cuadro I)

Por las características litológicas, el ambiente depositacional de esta Formación es continental, con influencia lacustre, fluvial y eólico. Se considera que esta formación es el equivalente lateral del Grupo Mitu. En el sector sur, en sección transversal, hacia el pozo Sepa se observa el mantenimiento de su grosor hacia el Oriente. (Fig. 9)

6.3 MESOZOICO

En el área estudiada están ausentes las formaciones del Triásico, Jurásico y gran parte del Cretáceo inferior (Grupo Oriente). En el sector Norte del área, el Grupo Oriente, corresponde al Albiano-Cenomaniano seguido de las formaciones Chonta y Vivian que se extienden por toda el área.

6.3.1 Grupo Oriente (Albiano-Cenomaniano)

El Grupo Oriente se extiende sólo por el sector Norte del área y es predominantemente lodolítico arenoso, ocasionalmente se presentan horizontes calcáreos gris claro, suprayace en aparente discordancia erosional a la Formación Ene. Casi siempre la cobertura cuaternaria ha dificultado fijar su límite superior, estimándose sea concordante a la Formación Chonta. Aflora en las quebradas Iparía, Ariapo, Runuya , Aruya y Quipachari Medio, alcanzando un grosor de 518 m. en la quebrada Ariapo.

En el Grupo Oriente se distinguen tres unidades litológicas definidas. La unidad inferior es predominantemente lodolítica, de color marrón bruno, alternando con lodolita gris clara, ligeramente verdosa, limolita y arenisca fina grises; alcanzando un grosor de 204 m. en la quebrada Ariapo. En la quebrada Iparía está mayormente cubierto y en las otras quebradas afectado por fallamientos.

La unidad intermedia es areniscosa cuarzosa, blanca amarillenta, en bancos de 0.80 – 1.00 m. alternando con arenisca marrón claro, ambas areniscas son de grano medio a fino, subredondeados, bien sorteada, con laminación cruzada y porosidad visible buena; en la quebrada Runuya contiene olistolitos de caliza gris clara. Esta unidad está bien expuesta en las quebradas Iparía (165 m.), Ariapo (220 m.) y Runuya (205 m.) Eventualmente se intercalan lechos de lodolita marrón rojiza.

La unidad superior es lodolítica limolítica de variados colores, marrón brunáceo, gris claro verdoso; aflora parcialmente en las quebradas Quipachari Medio y Aruya; en las otras quebradas está cubierta.

En las unidades inferior y superior se han reconocido palinomorfos que indicarían edades Albiano-Cenomaniano a través de miosporas: *Elaterosporites* sp. cf. *E. Klaszu*, *Elaterosporites* sp. cf. *E. Protensus*, *Elaterosporites africaensis*, *Equisetosporites elsiku*, *Equisetosporites* sp, *Perotriletes pannunceus* y *Tricolpites* sp.

Por las características litológicas, el ambiente depositacional de este Grupo es continental y en el no se diferencian las formaciones clásicas de Cushabatay, Raya y Agua Caliente. En el sector Norte del área, en sección transversal, se observa su adelgazamiento hacia el Oriente. (Fig. 8)

6.3.2 Formación Chonta (Cretáceo superior)

La Formación Chonta se extiende por toda el área, es predominantemente lutácea, en el sector sur suprayace en discordancia erosional a la Formación Mainique (Fig. 12) y en el sector Norte, al Grupo Oriente; en toda el área infrayace concordante la Formación Vivian.

La Formación Chonta ha sido medida íntegramente en las quebradas Yanayacu, Sapani y Kipachari Medio con grosores de 263, 485 y 440 m. respectivamente; aflora parcialmente en las quebradas Anaquiari, Unine, Gato, Iparía, Ariapo y Aruya.

Esta Formación se inicia con lutita gris verdosa, ligeramente calcárea, intercalada con delgados lechos de arenisca fina, subredondeada y con trazas de glauconita, hacia arriba las lutitas son bien fosilíferas y se intercalan con calizas delgadas gris claro; toda la parte media y superior es lutácea, con abundante pelecípodos, estas rocas, al fracturarlas, expelen olores a hidrocarburos muy bajos, (Fotos 19-20)



En la Formación Chonta se han reconocido fósiles marinos que han determinado su edad Senoniano – Turoniano: *Ostrea sp.* *Neithea sierversi*, *Ostrea*



pendenciana, *Vepricardium pulchrum* (BRUGGEN), *Paracypris triangularis* (ROSENFELD), *Tylostoma cossoni* (FORMAS & PERON).

Por sus características litológicas y fosilíferas su ambiente deposicional es marino somero, de plataforma de mar abierto.

Se estima que la Formación Chonta representa la transgresión marina en el Cretáceo superior. En el sector Norte del área, en sección transversal hacia el pozo Runuya se observa el mantenimiento de su grosor, pero en el sector sur hacia el pozo Sepa se observa su adelgazamiento hacia el Oriente. (Fig.8-9)

6.3.3 Formación Vivian (Cretáceo Superior)

La Formación Vivian es predominantemente areniscosa, cuarzosa, blanca, de grano medio a fino, subredondeado, friable, bien sorteada, de porosidad visible muy buena, con un grosor promedio de 40 m.; suprayace concordante a la Formación Chonta y su techo pasa gradual a las Capas Rojas paleógena-neógena.

Esta Formación ha sido medida íntegramente en las quebradas Sapani, Iparía y Ariapo; aflora parcialmente en las quebradas Yanayacu y Anaquiari, está cubierta en otras quebradas y en algunas, ausente por erosión reciente.

Por sus características litológicas su ambiente deposicional es playero a continental, estimándose que esta formación marca el aporte final de la progradación del Cretáceo superior.

6.4 CENOZOICO

6.4.1 Grupo Huayabamba – Capas Rojas (Paleógeno- Neógeno)

El Grupo Huayabamba es una secuencia predominante de lodolita marrón rojiza, limolita gris brunácea y arenisca gris clara, denominadas Capas Rojas (Fig. 11). Este presenta su base como pase gradual de las areniscas de la Fm. Vivian, insinuando que el tope del Cretáceo continúa dentro de los niveles inferiores de las Capas Rojas hasta donde la secuencia se hace monótona marrón rojiza.

El Grupo Huayabamba aflora en las partes inferiores de las quebradas Sapani, Chorinashi, Catsingari Sur y Norte, Mashantoni, Chipani, Tariza, Shinipo, Kipachari Medio, Aruya, Runuya, Ariapo e Iparía y también al Este de los ríos Tambo, Urubamba y Ucayali (Foto 21).



Las lodolitas y limolitas de este Grupo, describen caprichosas figuras, al parecer, por diagénesis y/o estructuras sedimentarias.

Por sus características litológicas, su ambiente depositacional es continental, lacustre, lagunar.

6.5. CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios no han sido diferenciados; sin embargo, en el campo se observan en los ríos Ucayali, Urubamba y Tambo, terrazas fluviales conteniendo rodados de intrusivos gneisificados, volcánicos y cuarcitas en matriz arenosa suprayaciendo en discordancia erosional a formaciones cenozoicas; estas terrazas son pleistocénicas.

Los depósitos aluviales se ubican al pie de las quebradas, conteniendo materiales subangulares, polimícticos, mal clasificados, acarreados por flujos aluvionales de épocas de máxima precipitación relacionados a edad reciente.

COMENTARIOS:

Definida la estratigrafía de las Montañas del Sira se descubre la similitud litológica entre Grupo Oriente del sector Norte y la Formación Mainique del sector sur del área. Ambas unidades contienen palinomorfos de diferentes edades y estratigráficamente ocupan niveles similares.

Sin embargo surge la interrogante, al suponer que si los palinomorfos hallados en la Formación Mainique fueron reciclados de otras formaciones paleozoicas, faltaría hallar las especies jurásicas o cretáceas en Mainique.

Se debería analizar mayor cantidad de muestras, a fin de establecer si el Grupo Oriente y la Formación Mainique son de edades diferentes o iguales o pueden ser subdivididas. Mientras tanto, en este trabajo se los consideran de edades diferentes.

VII. ROCAS ÍGNEAS

7.1 INTRUSIVOS GNEISIFICADOS (Neoproterozoico)

Las rocas ígneas antiguas han sido descritas en el capítulo de Estratigrafía como Complejo Sira mencionándose a dos intrusivos gneisificados: un granito rosado y una diorita. ubicados a lo largo del gran anticlinal de las Montañas del Sira. El granito tiene mayor extensión y es frecuente hallarlo al sur del área. Ambos afloran en el sector Norte (Fotos 1-2)

El granito gneisificado se altera fácilmente por meteorización, preservando una costra húmeda y deleznable.

Estos intrusivos gneisificados han sufrido metamorfismo regional profundo a medio, por lo que sus minerales se han dispuesto en forma de capas o bandeamientos. Se estiman de edad Neoproterozoico.

7.2 GABROS (Cretáceo – Paleógeno?)

Estas rocas básicas afloran en forma de diques y sills afectando a los gneis proterozoicos y rocas del Paleozoico superior, en diferentes quebradas estudiadas. Es visible en el Alto Chipani, donde afloran subverticales y paralelas a los estratos del Grupo Ambo.

Los gabros son de textura holocristalina, de granos finos de plagioclasas, piroxeno y sericita. Se estima que el emplazamiento de estos cuerpos, fue posterior al Paleozoico superior, probablemente, Mesozoico – Cenozoico, no tienen señales de metamorfismo, podría corresponder al periodo de distensión Permo-Triásica (**Rift**) o al periodo de transcurencia del Jurásico superior.

VIII. TECTÓNICA

En el continente sudamericano, la tectónica de placas se manifiesta con la Formación de cuencas, relleno y deformación de los materiales, sea por pulsos distensivos o compresivos, definiendo unidades estratigráficas y estructurales de buena exposición en los Andes y zona subandina.

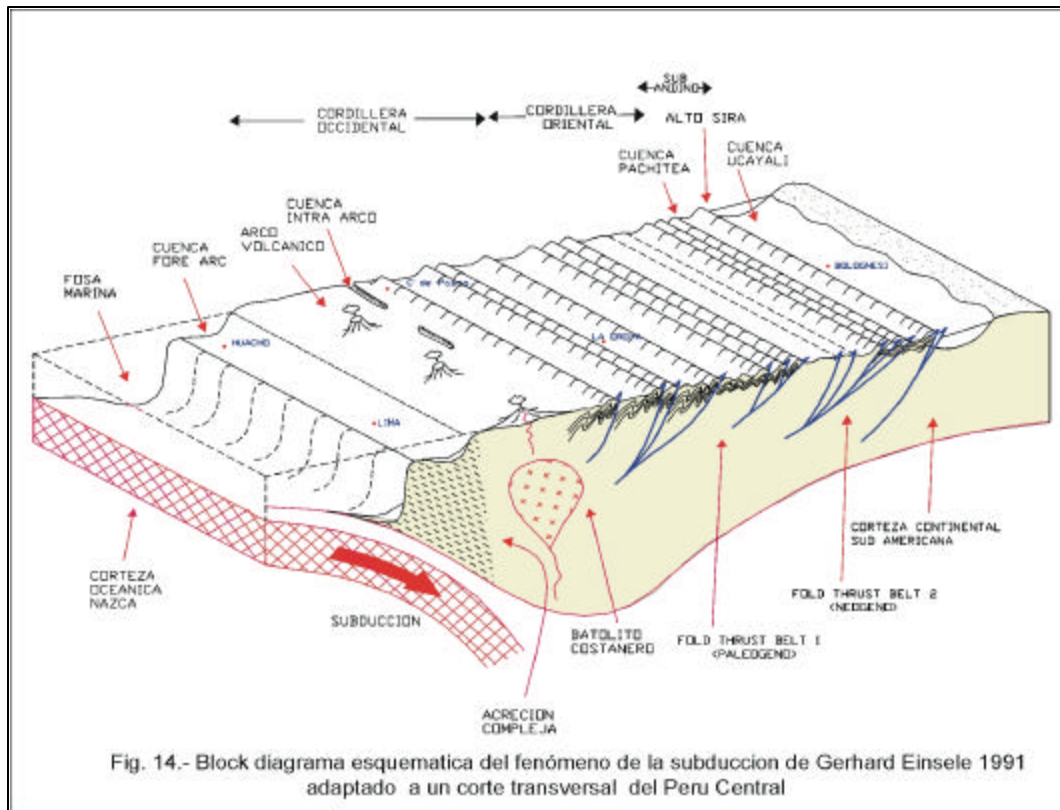
El segmento central de la zona subandina involucra a las áreas de las cuencas Pachitea y Ene. En ellas, entre el Paleozoico y Cenozoico, se registran movimientos tectónicos subverticales distensivos y subhorizontales compresivos que han influenciado en la formación de las unidades estratigráficas y estructurales.

En el Devónico tardío las áreas de estas cuencas funcionaron como altos estructurales, activadas por fallas normales longitudinales del zócalo, exponiendo al basamento a la erosión de manera que el Paleozoico superior se depositó sobre él. (Fig13:1-2).

En el Mesozoico temprano, las fallas heredadas del Paleozoico inferior se reactivaron como consecuencia de la Fase Nevadiana en la región, evitando la depositación triásica, jurásica y del Cretáceo inferior (hiato), llegando la transgresión marina en el Cretáceo superior, seguido de los depósitos continentales cenozoicos (Fig. 13:3).

En el Cenozoico, el fenómeno de la subducción entre las placas oceánica Nazca y continental Sudamericana generó dos tectonismos compresivos, favoreciendo la inversión tectónica por reactivamiento de las antiguas fallas normales como inversas. El primero ocurre en el Paleógeno en áreas de las cordilleras occidental y oriental, y el segundo, en el Neógeno en la zona subandina, formando en ambos casos plegamientos ligados a sobreescurrecimientos (**Thrust Faults**) y definiendo franjas estructurales conocidas como "**Fold & Thrust Belt**" (Fig. 13:4) y (Fig.14).

CONSULTAR IMAGEN EN FORMATO IMPRESO:



8.1 ESTILO ESTRUCTURAL

El área de estudio, ubicada en el lado oriental de las cuencas Pachitea y Ene, tiene los plegamientos incidiendo en la cobertura sedimentaria sin metamorfismo y los sobreescurremientos regionales afectando al basamento; esto implica fractura y acortamiento de la corteza, profundidad de las fallas, acercamiento de facies sedimentarias y existencia de un substratum rígido con pendiente positiva hacia el Oriente.

Las observaciones de campo e interpretaciones de imágenes satelitales para el área muestran la existencia de una complejidad estructural típica de la formación de cabalgamientos “**sequence of thrusting**” (Boyer & Elliot, 1982; Butler, 1982). El desarrollo del sistema de pliegues inclinado hacia el oeste que se desarrollan por delante del sistema de cabalgamiento oriental, corresponden a

pliegues de propagación de fallas (**Fault Propagation**) en el sentido de Suppe & Medwedeff (1990).

Entre los sistemas de cabalgamiento occidental y oriental se desarrolla una estructura anticlinal sinclinal que expone en superficie a las formaciones cretáceas, desarrollando éstas un sistema de estructuras en **duplex**, que deforman superficialmente al anticlinal, “**true duplex**” en el modelo de Mitra, (1986).

Para la estructuración de una secuencia por fallas inversas en cabalgamientos y duplex en un contexto de tectónica compresiva (como la tectónica andina), es necesario la presencia de unidades competentes que se fracturen (por donde migran los esfuerzos a diferentes niveles) e incompetentes (por donde migran lateralmente los esfuerzos), los cuales conforman una secuencia de rampas y Flats respectivamente (Dahlstrom, 1969). De lo expuesto se puede deducir, que las litologías del tope del Grupo Ambo, Formación Ene y base de la secuencia del Huayabamba poseen un comportamiento de unidades incompetentes y juegan un rol importante de unidades de despegue para las unidades del Paleozoico y del Mesozoico; los Grupos Ambo, Tarma, Copacabana, Oriente y Formación Chonta poseen características de unidades competentes y conforman el apilamiento tectónico.

La deformación involucra a la cobertura sedimentaria paleozoica (grupos Ambo, Tarma y Copacabana), y mesozoica (Grupo Oriente, Formación Chonta, Vivian y Huayabamba) así como al basamento metamórfico del Neoproterozoico del Complejo del Marañón. Estas unidades están comprometidas en una tectónica compresiva tangencial, cuya deformación fue progresiva y episódica siendo los cabalgamientos de aparición conforme en el orden siguiente (de oeste a este) cabalgamiento Occidental, cabalgamiento Oriental y cabalgamiento Canuja, siendo la deformación más intensa en la zona interna, cuyo estilo de deformación es caracterizado por un sistema de **duplex** consistente en cabalgamientos de desplazamiento uniforme. El hecho de que esté involucrada toda la secuencia paleozoica y mesozoica, hace pensar que en ésta parte la

“Subandean Thrust and Fold Belt” (STFB) representa una tectónica de **think-skinned** (Thompson, 1981) y que el alzamiento del basamento, por medio de fallas pre-existentes controló parte de la evolución de las estructuras de la cobertura; los cuales son considerados de edad Mioceno – Plioceno, llamado “Pulso Tectónico F6” en el área Sub-Andina (Sebrier y Soler-1991) y equivalente a la Fase Quechua IV (Guevara C. y Dávila .,1983, Benavides V. ,1999)

A lo largo de los sobreescurrecimientos regionales, ocurre superposición de formaciones antiguas a las jóvenes, desapariciones y apariciones kilométricas de formaciones, todo ello suele representar dificultades en el cartografiado geológico y conduce a interpretaciones erradas, cuando la visualización es local.

En la parte intermedia del flanco oriental de las Montañas del Sira, ocurre el denominado sobreescurrecimiento occidental, y otro ubicado en la parte baja del mismo flanco, denominado sobreescurrecimiento oriental. Estas estructuras falladas son subparalelas y crean una franja de 4 a 5 Km. de ancho donde las rocas están moderadamente plegadas (Fig. 15).

8.2 ANTICLINAL DEL SIRA

Las Montañas del Sira emergen como expresión topográfica de un gran anticlinal asimétrico, con su flanco oriental más pronunciado, en el cual los estratos llegan a la subverticalidad e inversión, en varios lugares, por su proximidad al sobreescurrecimiento regional occidental

El eje del anticlinal alcanza los 2200 m.s.n.m. en el Cerro Shironpeveni y su flanco Oriental desciende hasta los 400 m.s.n.m. subparalelo al Río Ucayali.

A lo largo del eje del anticlinal afloran alternadamente los intrusivos gneisificados neoproterozoicos y rocas paleozoicas. Los primeros son visibles en las quebradas Tariza, Mashantoni, Catsingari Sur, Shinipo, Kípatchari Medio e Iparía; se observan rodados de estos intrusivos en las quebradas Ariapo, Runuya, Amaquiría Norte, Aruya y Chipani. Las rocas paleozóicas son visibles en los ríos

Tambo, Unine y en las quebradas Anaquiari, Catsingari Norte, Ariapo, Runuya y Aruya (Fig. 5,15).

El flanco oriental del anticlinal ha sido analizado desde la quebrada de Iparía, por el Norte, hasta las cercanías del Río Tambo por el sur, en una longitud de aproximadamente 200 Km., observándose que la inclinación de los estratos hacia el Oriente, varía desde lo normal, subvertical a invertidos. Así mismo en algunos lugares ocurren replegamientos menores como reacomodo de la masa alóctona migrante hacia el Este (Catsingari Norte).

CONSULTAR IMAGEN EN FORMATO IMPRESO:

8.3 SOBREESCURRIMIENTO OCCIDENTAL (Thrust Fault)

Esta estructura es de longitud regional con 250 Km. de longitud en el area de estudio, de dirección NO-SE, es vergente al Este, de buena exposición sobre el terreno, con ramificaciones subsidiarias, ha originado el anticlinal del Sira y la inclinación de los pliegues y repliegues son hacia el Oeste (Fig. 15).

A lo largo de la estructura se dan casos de formaciones paleozoicas superpuestas a formaciones paleógena-neógenas, a cretáceas y a paleozoicas; ocasionando desapariciones y reapariciones kilométricas de formaciones que crean confusión en el cartografiado geológico. La superposición de las formaciones mencionadas, dan idea de la magnitud del salto vertical y del desplazamiento horizontal de la estructura (Fig. 16 -18). Ver plano geológico.

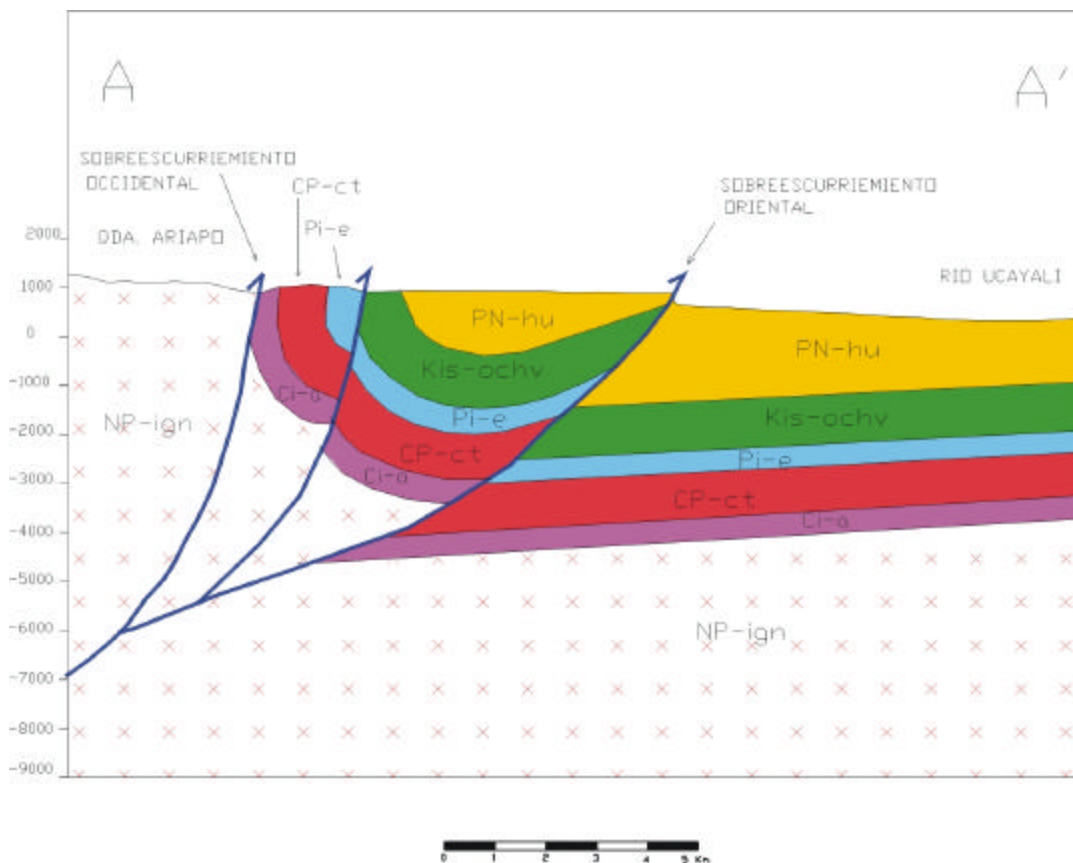


FIG 16

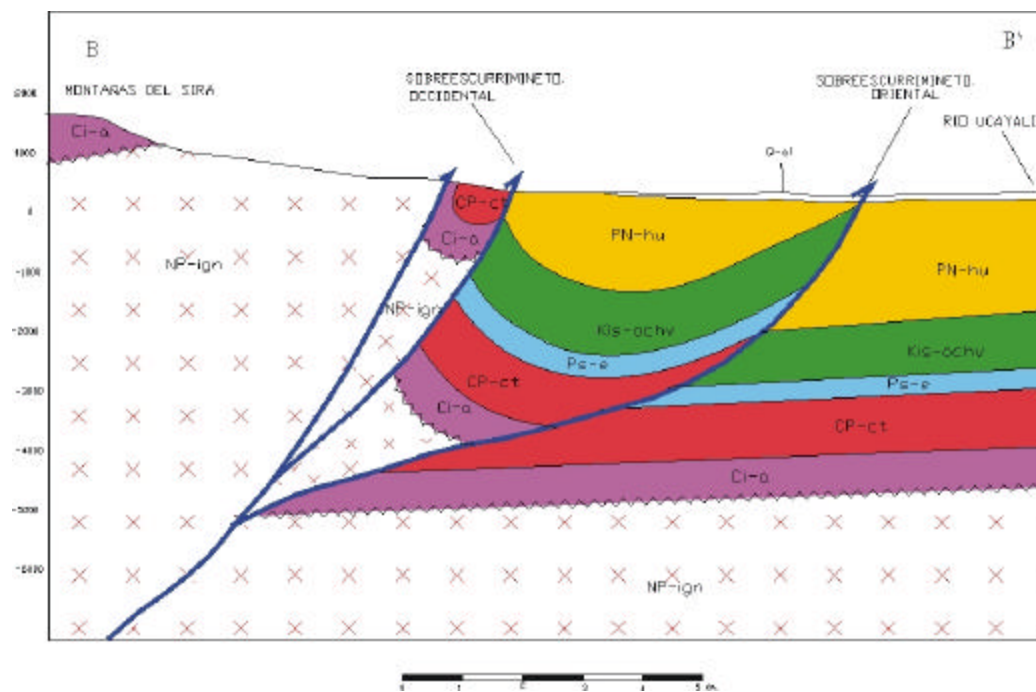


Fig. 17

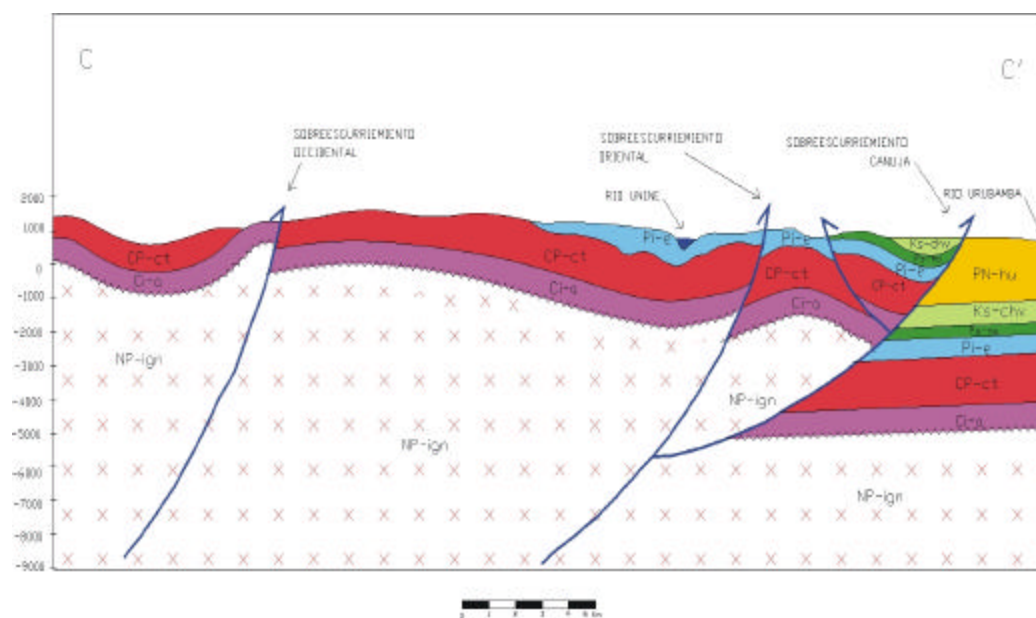


Fig. 18

En el extremo NO (Iparía, Ariapo, Runuya) y parte central del área (Curahuanía, Chorinashi y Catsingari Norte) la estructura pone en contacto a las formaciones paleozoicas con formaciones paleógena-neógenas; y entre el NO medio (Aruya, Shahuaya) y el extremo SE del área (Anaquiari, Unine), el contacto es entre formaciones paleozoicas (Fig. 16–18). En la quebrada Aruya, próxima a la estructura, hay emanaciones de aguas sulfurosas con olores característicos.

En las quebradas Chorinashi y Curahuanía al Oeste del Sobreescurrecimiento Occidental, a unos 900 m. aproximadamente, se registra un sobreescurrecimiento subsidiario entre el granito gneisificado y las rocas paleozoicas. Esta ocurrencia significa que la profundidad de la estructura no es epidérmica porque compromete al basamento, consecuentemente el intrusivo gneisificado es cabalgante con sobreescurrecimiento kilométrico (Fig. 17).

Entre las quebradas Aruya y Runuya existe otra ramificación paralela al Este de la estructura principal, que pone en contacto a las formaciones paleozoica y cretácea.

8.4 PLIEGUES EN LA FAJA ORIENTAL DEL SIRA

Bajo esta denominación se involucra la parte baja de las Montañas del Sira, delimitada por los sobreescurrecimientos oriental y occidental. En gran parte de esta franja se extienden un sinclinal y un anticlinal con buzamientos moderados, relacionados al sobreescurrecimiento oriental (Fig. 15).

Al SE de la franja se involucra una parte del ramal secundario del Sira donde el plegamiento afecta a las formaciones paleozoicas, cretáceas y paleógena-neógenas, identificándose el sinclinal Anaquiari- Chipani- Catsingari y el anticlinal de la misión Unine. El NO. de la franja comprende las ondulaciones del Shinipo, Kipachari, Amaquiría y Runuya, afectando a las formaciones cretáceas y paleógena – neógenas (Fig. 5).

8.5 SOBREESCURRIMIENTO ORIENTAL (Thrust Fault)

Esta estructura también es regional pero menos visible que el occidental, porque las estribaciones de la montaña colindan mayormente con la llanura amazónica y da origen a los pliegues de la franja oriental del Sira llegando a la inversión de estratos en la Quebrada Ariapo (Fig. 15).

Al parecer este sobreescurrecimiento es de menor desplazamiento horizontal porque en el NO y NO medio, el contacto anormal se da entre formaciones cretáceas y neógenas-paleógenas, y entre formaciones paleozoicas en el extremo SE. (Unine - Betania). En el Fundo Bella Olinda (Unine) por la estructura emerge agua caliente.

8.6 SOBREESCURRIMIENTO CANUJA (Thrust Fault)

Esta estructura es local con afloramiento visible de 30 Km., se extiende entre la planta eléctrica de Canuja y cerca a la boca de la quebrada Sapani, próximo al pueblo de Atalaya, representa el límite oriental del ramal secundario del Sira y es causante del plegamiento moderado de este ramal (Fig.15).

Entre la boca de la quebrada Sapani y la comunidad de Betania en el río Tambo, aparentemente, se genera un sobreescurrecimiento de buzamiento hacia el Este o retrocabalgamiento (**Back Thrust Fault**) del cual se necesitaría más información de campo para confirmar este tipo de estructura.

8.7 ONDULACIÓN UCAYALI-TAMBO- URUBAMBA

En la llanura amazónica existen grandes ondulaciones que deben ser clarificadas con trabajos geofísicos. Sin embargo, algunas son deducibles como el sinclinal al Este del Río Tambo y, otras visibles como el Anticlinal del Sepa (Fig.15).

Estas ondulaciones insinúan que en el subsuelo, podrían estar los comienzos y/o terminaciones de otros sobreescurrecimientos ciegos y por coincidir con la extensión del ramal secundario del Sira, podría representar la sucesión en “echelón” hacia el Este de estos tipos de estructuras, o en su defecto, las ondulaciones podrían estar relacionadas a fallas sub-verticales reajustadas. .

8.8 SECUENCIA TECTÓNICA

La ausencia de las formaciones del Paleozoico inferior, Triásico, Jurásico y gran parte del Cretáceo inferior como consecuencia de la fase Nevadiana o Araucana, significa que en el post-Devónico, fallas normales distensivas generaron altos estructurales ó regiones positivas, que se reactivaron en el Mesozoico temprano. En estos altos se erosionaron los primeros sedimentos y evitaron las depositaciones de los segundos (hiato).

Los sedimentos del Paleozoico inferior hallados en las perforaciones petroleras, en la parte oriental del Sira, significa que en el post-Devónico hubo preservación de ellos en las depresiones o partes negativas.

De los altos estructurales salieron gran parte de los aportes de materiales para el Grupo Ambo, este contiene conglomerado basal, areniscas microconglomeráticas y en algunos casos, granos de cristales de ortosa provenientes del granito gneisificado Neoproterozoico.

La depositación marina fue continua en el área, durante el Paleozoico superior, con los Grupos: Ambo, Tarma, Copacabana y Formación Ene, culminando con depósitos continentales en el Pérmico superior con la Formación Mainique; desde entonces, el área habría permanecido estable ó emergida entre el Triásico, y gran parte del Cretáceo inferior, por reactivamiento de las fallas heredadas del Paleozoico, evitando la sedimentación.

Solamente en la parte NO del área existe sedimentos continentales del Grupo Oriente del Cretáceo inferior, seguido de sedimentos marinos de la

Formación Chonta, correspondiente a la transgresión marina del Cretáceo superior, culminado con la Formación Vivian que representa la progradación de este ciclo sedimentario.

Durante la acumulación de la vasta columna sedimentaria de las Capas Rojas de ambiente continental (Paleógeno-Neógeno), en el llano amazónico algunas ondulaciones halladas son consecuencia de la tectónica compresiva desde la Fase Peruana a Incaica, de fallas heredadas del Paleozoico.

Durante el Mioplioceno, el área fue objeto de una intensa tectónica compresiva por reactivación de las antiguas fallas normales como inversas, formándose los amplios y largos plegamientos de la cobertura sedimentaria relacionados a los sobreescurrecimientos regionales que compromete al basamento, estos por presión hacia el Este despegan algún nivel lutáceo del Paleozoico, formándose otros “**Thrusts**”. Este evento tectónico se superimpuso a los anteriores figurando como dominante.

De lo descrito se deduce que la tectónica Eohercínica (pre-Carbonífera) se manifiesta en el área con fallamientos normales sub-verticales y la tectónica Tardi y Finihercínica (Pérmico Superior) se manifiesta como reactivación de estas fallas subverticales.

La tectónica Nevadiana crea un hiato, vacuidad o laguna estratigráfica en el Triásico – Jurasico. La tectónica Andina, en sus fases, Peruana e Inca (Cretáceo-Paleógeno) pasan desapercibidas en el área, siendo bien acentuada la fase Quechua IV (Mio–Plioceno) de carácter compresivo, relacionado a los sobreescurrecimientos descritos.

Esta secuencia tectónica armoniza la estratigrafía y el estilo estructural de las Montañas del Sira que constituyen uno de los objetivos principales de la presente investigación.

8.9 RELACIÓN CON EL SUBSTRATUM

La tectónica compresiva del Míoplioceno acorta el substratum Neoproterozoico a través de la fallas inversas, sin embargo, este evento tectónico no metamorfiza a la cobertura sedimentaria, sólo la pliega moderadamente por efecto del despegue de algún nivel lutáceo Paleozoico, y siendo la inclinación de los sobreescurrecimientos hacia el Oeste, el borde del basamento gneisificado (Escudo brasileiro) tendría que ser positivo gradualmente hacia el Este (Figs. 8, 9,13).

Hacia el Oeste de la Cuenca Pachitea la cobertura sedimentaria no metamorfizada continúa sobre el basamento gneisificado, en la Cordillera Oriental cambia este comportamiento; porque la pendiente del basamento se profundiza hacia el Oeste, el cambio brusco se da en el límite occidental del subandino, considerado como la franja donde se generan las mayores fallas inversas cabalgando por despegues la cobertura sedimentaria formándose las franjas plegadas y sobreescurrecimientos conocidas como “**Fold Thrust Belt**” (Fig. 13, 14)

8.10 BALANCEO DE ESTRUCTURAS

Los perfiles A-A', B-B' y C-C' ilustran el dispositivo estructural de las Montañas del Sira y la cobertura sedimentaria alóctona involucrada. El balanceo de los cortes estructurales ha sido hecho manualmente.

8.11 TECTONISMO DEL ZÓCALO

Los perfiles estructurales muestran a las antiguas fallas normales distensivas afectando al basamento y reactivadas como fallas inversas por compresión con vergencia hacia el Oeste y con acortamientos subhorizontales de 4.2 Km. (19.79%) en A-A', 5.3 Km. (35.04%) en B-B' y 4.47 Km. (17.21%) en C-C', (Figs. 19 -21).

El tectonismo del zócalo se extiende hasta el borde occidental de la Cuenca Pachitea (Fig. 13).

8.12 FRANJAS ALÓCTONAS Y PALEOGEOGRAFÍA

En los segmentos central y Norte del área, la falla inversa occidental al presionar sobre la cobertura sedimentaria, despega (Klippes) algún nivel lutáceo paleozoico y genera el sobreescurrecimiento oriental; la cobertura migrante hacia el Este es plegada y desarrolla un modelo alóctono descrita en el ítem 8.4 como pliegues de la faja oriental del Sira (Fig. 15). Consecuentemente, entre el Paleozoico y Cretáceo existió el dispositivo paleogeográfico para controlar las unidades estratigráficas mesozoicas y posteriormente a los sobreescurrecimientos neógenos (Figs. 13, 19, 20, 21).

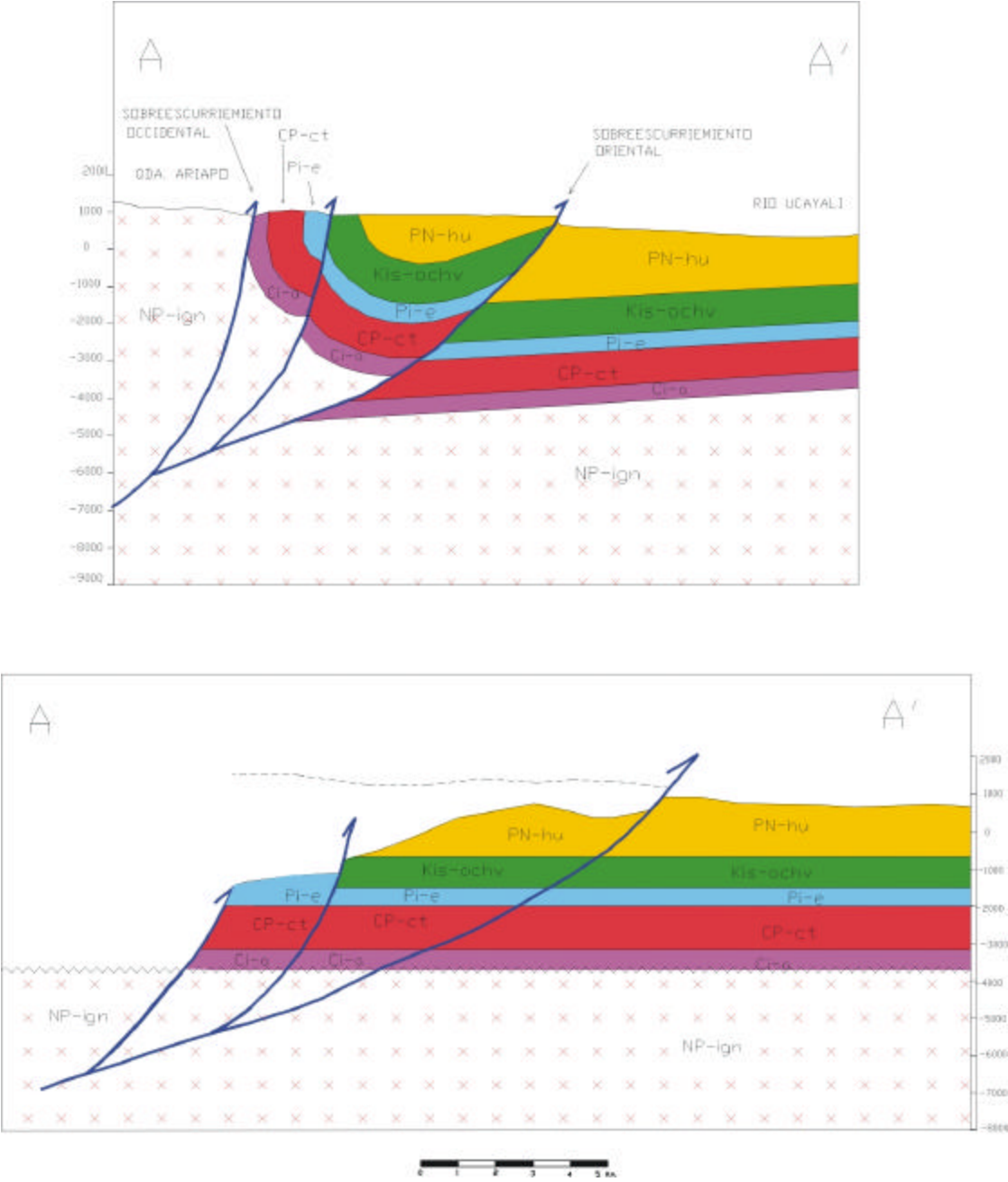


Fig. 19

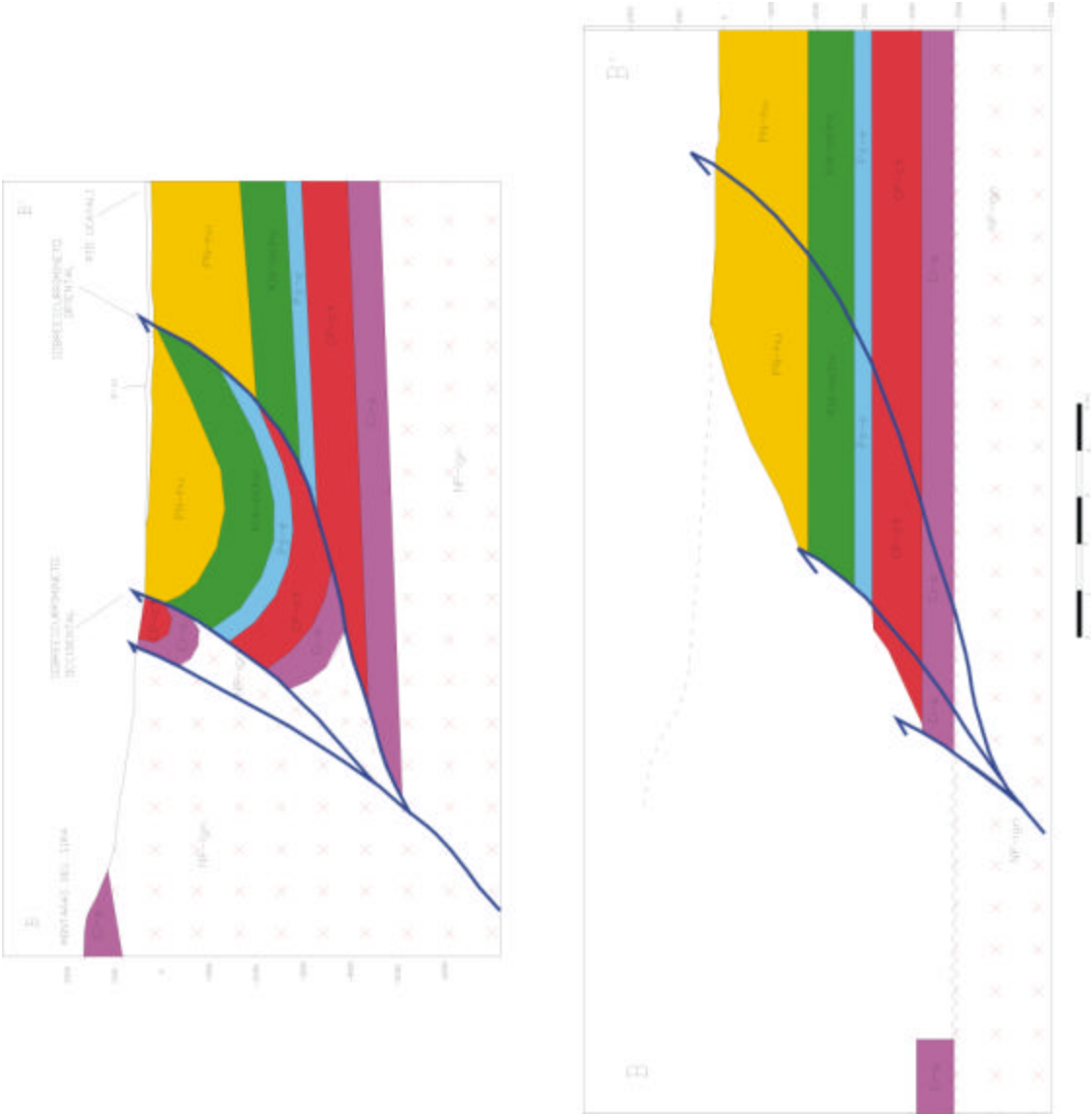


Fig. 20

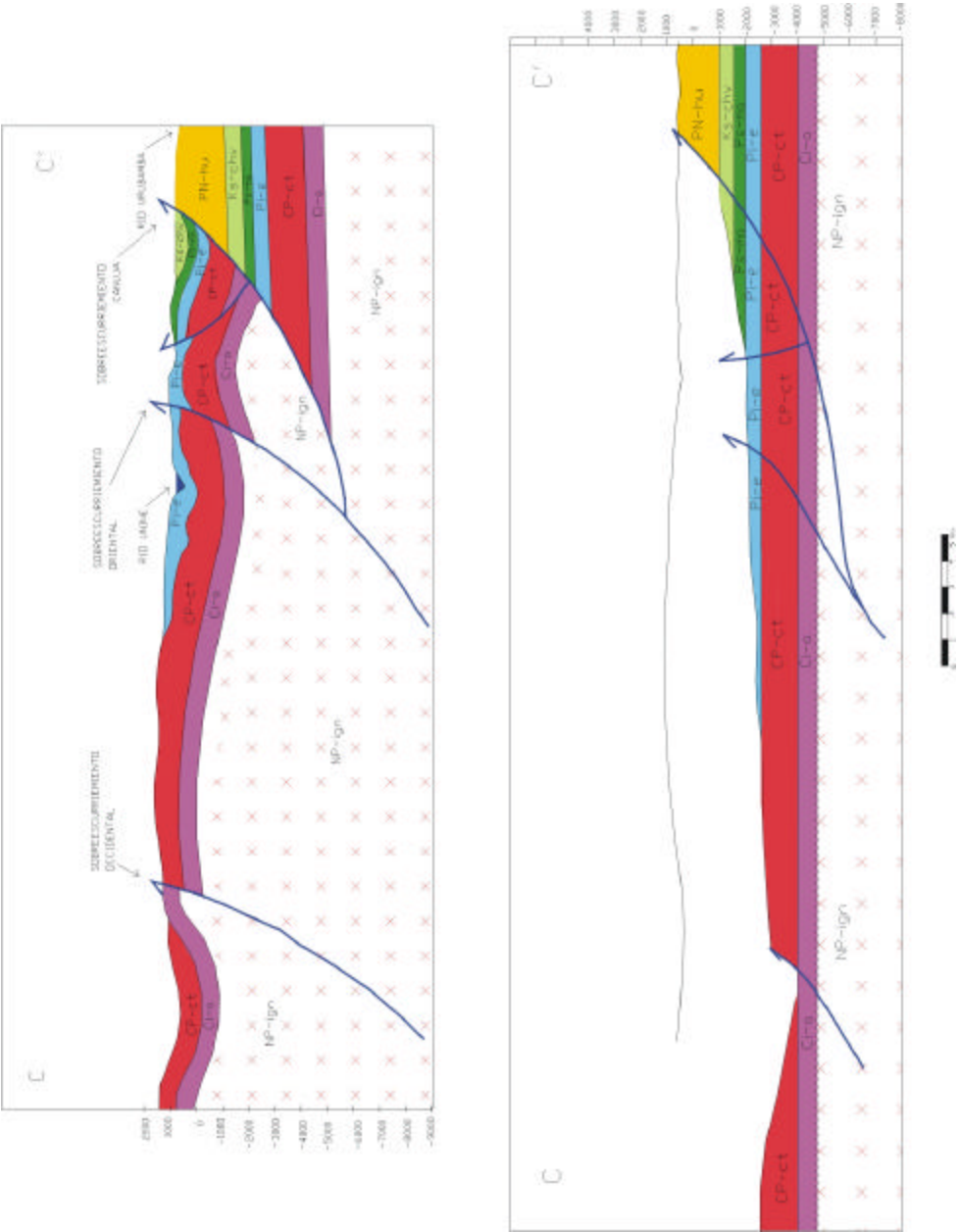


Fig. 21

IX RECURSOS NATURALES

El potencial de los recursos naturales está constituido por: variedad de maderas, pastos naturales, ganadería, pesca, ríos para generación de energía eléctrica, rocas y estructuras geológicas en el subsuelo para la exploración por hidrocarburos. La explotación de las maderas ha sido intensa en el pasado, quedando aún lugares que continúan explotándose; en la parte baja se han talado árboles para la siembra de pastizales, plátanos, maíz, frejoles y café.

En época de estío, los grandes ríos son invadidos por personas que pescan toneladas de peces y lo transportan a los pueblos para el consumo humano ya sea en su estado natural o seco y salado. La explotación del recurso hídrico para la energía eléctrica es incipiente, en la mayoría de los pueblos del interior usan petróleo, gasolina y leña para alumbrarse.

Las calizas de las Montañas del Sira, pueden ser utilizadas en la industria del cemento, fertilizantes y cerámica; las areniscas pueden servir como materiales para mejorar el drenaje de las carreteras; y las gravas, como materiales de construcción. Las lutitas y las calizas constituyen materiales especiales para evaluar el potencial hidrocarburífero de la región. Visualmente se han reconocido rocas generadoras de hidrocarburos, cuyas muestras deben ser analizadas geoquímicamente en laboratorio para reconocer los tipos de materia orgánica, ventana de generación, etc. También se han reconocido visualmente rocas reservorios de buena porosidad que deben ser analizadas petrofísicamente en los laboratorios.

Conocidos estos parámetros será necesario desarrollar un programa de exploración sísmica a fin de ubicar estructuras favorables que justifiquen continuar su exploración.

X. CONCLUSIONES

1. En las Montañas del Sira afloran rocas de edades precambriana, paleozoica, mesozoica y cenozoica, las que muestran como estilo estructural dominante a los amplios y largos pliegues de dirección NO-SE relacionados a sobreescurremientos (**Thrust Faults - Fold & Thrust Belt**) ocurridos en el Mioplioceno.
2. Sobre el substratum Neoproterozoico descansan formaciones de Paleozoico superior (Grupos Ambo, Tarma, Copacabana y formaciones Ene y Mainique) seguido de formaciones cretáceas (Grupo Oriente, y formaciones Chonta y Vivian) y de las Capas Rojas Neógena-Paleógena. Cabe resaltar que el Grupo Oriente aflora solo en el sector Norte del área.
3. La ausencia de rocas del Paleozoico inferior, Triásico, Jurásico y gran parte del Cretáceo inferior, significa que hubieron altos estructurales post devónicos, y reactivados en el Mesozoico temprano. Estos eventos causaron la erosión de los primeros sedimentos y no permitieron la depositación de los segundos (hiato).
4. El activamiento de fallas normales distensivas del zócalo en el Devónico tardío y Mesozoico temprano, controlaron a las unidades estratigráficas y estructurales, pero en el Cenozoico, por el fenómeno de la subducción, se generaron esfuerzos compresivos y las antiguas fallas normales funcionaron como inversas en la zona subandina, incluyendo la zona de estudio (Neógeno).
5. Los sobreescurremientos (**Thrust Fault**) son de dimensiones regionales. Los principales Occidental y Oriental causan desapariciones y reapariciones kilométricas de las formaciones dificultando el cartografiado y podrían llevar a conclusiones erradas cuando su conocimiento es local.

6. El sobreescurrecimiento Occidental genera el gran anticlinal de Sira, en cuyo flanco Este, se dan los contactos anormales entre las formaciones paleozóicas con las Capas Rojas paleógena-neógena, entre las paleozóicas y cretáceas y entre formaciones paleozoicas.
7. El sobreescurrecimiento Oriental es de menor envergadura, al parecer está conectado con el sobreescurrecimiento Occidental, ondula la cobertura sedimentaria por despegue y los contactos anormales se dan entre formaciones cretáceas y paleógena-neógena.
8. El substratum Neoproterozoico está afectado por los sobreescurrecimientos, determinando acortamiento de la corteza terrestre, profundidad de sus raíces y acercamientos de facies sedimentarias.
9. La inclinación de los sobreescurrecimientos hacia el occidente y la presencia de la columna estratigráfica sin metamorfismo sobre el substratum gneisificado, sugiere lejanía del tectonismo profundo y que este basamento se hace positivo hacia el Oriente. Consecuentemente se trataría del borde del Escudo brasileiro.
10. En la región, la transgresión marina llegó en el Cretáceo superior con la Formación Chonta, culminando el ciclo con la progradación de la Formación Vivian.
11. Se debe hacer un estudio detallado palinológico de la Formación Mainique a fin de hallar especies de edades jurásicas o cretáceas. En caso de encontrarse dichas especies, se podría cambiar su asignación de edad. Mientras tanto, para el presente estudio, la Formación Mainique y el Grupo Oriente son de diferentes edades.
12. El estilo estructural definido en el flanco oriental de Las Montañas del Sira, debe ser tomado como modelo de aplicación en áreas colindantes y con algunas reservas para el resto del límite oriental de la faja subandina, por estar afectado por el mismo tectonismo, incidiendo sobre el borde occidental del Escudo brasileiro, además de tener la misma estratigrafía.

XI. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Asociación LAGESA – CFGS. León W, Cossío A, García W. (1997) Geología de los Cuadrángulos de Obenteni y Atalaya. INGEMMET. Serie A: Carta Geológica Nacional. Bol. 95, 104 p.

Benavides V. (1999) Orogenic Evolution of The Peruvian Andes: Andean Cycle. Geology and Ore Deposits of The Central Andes, Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication, Number 7. Michigan - U.S.A.

Binger S. (1974) The Geology of the Pongo de Coñec. Perú Cities Service, Inc. Sucursal del Perú. Reporte interno Geol Rpt. PCSI # 3, 32 p.

Boyer S., Elliott D. (1982) Thrust System. Bull of the Amer. Assoc. of Petrol. Geol, Nº 66, pp 1196-1230

Butler R. W. H. (1982). The Terminology of Structures of Thrust Belts. Journal of Structural Geology, Vol. 4, p: 239-245.

Chira J, Atencio E, Quispe L. (1998) Geología de los Cuadrángulos de Quebrada Mashansha, Raya, La Repartición, Río Inuya, Amasisa y Varadero. INGEMMET. Serie A Carta Geológica Nacional. Bol. 110, 143 p.

Dahlstrom. C.D.A. (1969) Balanced Cross sections Canadian Journal of Earth Sciences Nº 6 743-757

Dalmayrac. B. (1986) Estudio Geológico de la Cordillera Oriental Región de Huánuco. INGEMMET. Bol. 11, Serie D: Estudios Especiales. 150 p.

Einsele G. (1991) Sedimentary basins – evolution, facies, and sediment budget, part I Types of sedimentary basins, pp 1 – 10 . ed. Berlin – Printed Germany

Fernández Dávila M, Reyes Rivera L. (1974) Section Measured along the upper Pinquén River. Perú Cities Service INC Sucursal del Perú. Reporte inédito PCSI # 4, 21 p.

Gil Rodríguez Willy F. (1997) Importance du Raccourcissement et influence des paleostructures dans le developpement de la zone subandine du Perou Central. Mémoire présenté les 23 & 24 juin 1997 á Grenoble (Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier), 23 pp.

Guevara C, Dávila D. (1983) Estratigrafía y Tectónica Terciaria del área Coracora - Pacapausa . Sociedad Geológica del Perú, Bol. 71; Pág. 281-294

Guzmán A, Núñez S. (1998) Geología de los Cuadrángulos de Masisea, Huarimán, Iparía, Noaya, Sempaya y Cumaría. INGEMMET. Serie A: Carta Geológica Nacional Bol. 114, 143 pp.

Hispanoil. (1985) Columna estratigráfica del pozo Runuya 36-14-1X.

Haq B. and Van Eysinga. (1987) Geological Time Table. Fourth, revised and enlarged, edition Elsevier science publishers B.V.

Jaén H. – Novoa Ingenieros, Vargas VL, Ortiz G. (1997) Geología de los Cuadrángulos de Bolognesi y Puntijao. INGEMMET. Serie A: Carta Geológica Nacional. Bol. 104, 59 pp.

Leigh R, Rejas A. (1966) Columna estratigráfica Pongo de Paquitzapango, Río Ene. Reporte Inédito. PETROPERU.

León W, Palacios O, Vargas L, Sánchez A. (2000) Memoria explicativa del Mapa Geológico del Perú. INGEMMET. Serie A: Carta Geológica Nacional. Bol 136, 63 pp.

Mitra S. (1986) Duplex structures and imbricate Thrust System: Geometry, Structural Position, and Hydrocarbon Potential.a.a.p.g. Bull. Vol 70 Nº 9pp 1087-1112

Montoya M., Berrospi A. (1990) Secciones Estratigráficas Quebradas Apurucayali y Nevati, Cuenca Ucayali. Reporte inédito PETROPERU

Newell N. Chronic J. Roberts T. (1953), Upper Paleozoic of Peru. Geol. Soc. Amer. Memoir 58, 276pp , 43 pl.

Occidental Petroleum Corp. (1987) Geología de exploración en Montañas del Shira. Reporte inédito. 18 pp.

Shell. (1983) Columna estratigráfica del pozo Sepa 38-45-1X.

Sebrier M., Soler P. (1991) Tectonics and Magmatism in the Peruvian Andes From Late Oligocene Time to the Present. Special paper 265, Geological Society of America, pp. 259-270.

Suppe J. Medwedeff D. (1990) Geometry and Kinematics of fault-propagation folding. Eclo. Geol. Helv.,83,3, pp. 409 – 454

Thompson R. (1981). The Nature and Significance of Large “Blind Thrust” Within the Northern Rocky Mountains of Canada. In: K.R. Mc Clay and N.J. Price (eds)., Thrust and Nappe on Tectonics. London Geological Society, special publication 9, p: 449-462.

Vásquez M., Reyes L., Reyna E. (2002) Faja Subandina en la Cuenca Ucayali-Perú. INGEPET 2002 1 – 14 p.

Vásquez M., Reyes L., Reyna E. (2000) Correlación Cronoestratigráfica en el Flanco Oriental de la Cordillera del Sira Lotes 34 – 35. X Congreso de Geología.

Vásquez M. (1991) Evaluación Geofísica y de Reservorios potenciales por hidrocarburos en el Paleozoico – Región Subandina del Perú. Tesis UNMSM, 101 p.

Vásquez M. (2001) Exploración en Perú. Un desafío Amazónico. Publicación BIP (junio 2001) 18-26 p.

Vavrdová M., Isaacson P. E., Díaz E. y Bek J. (1991) Palinología del Limite Devoniano Carbonífero Entorno al Lago Titicaca, Bolivia: Resultados Preliminares. Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos, Vol. 12(2), p: 303-313.

Vavrdová M., Isaacson P. E., Díaz E. y Bek J. (1993) Devonian – Carboniferous Boundary at Lake Titikaka, Bolivia: Preliminary Results. XII International Congress on Carboniferous – Permian, Buenos Aires. Comptes Rendus, Vol. 1, p: 187-199.

Wilson J. Reyes L. Y Garayar J. (1967) Geología de los Cuadrángulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz y Huari. Servicio de Geología y Minería. Bol.16, 95 p.