

**SINOPSIS EXPLICATIVA DEL MAPA
LITOESTRATIGRAFICO DE LA GEOLOGIA DE LA
AMAZONIA PERUANA**



Proyecto **BIODAMAZ**
Peru - Finlandia

Por:

Dr. Hernando Nuñez del Prado S.
Dr. Matti Rasanen
Ing. Fredy Jaimes S.

ENERO, 2007

**SINOPSIS EXPLICATIVA DEL MAPA
LITOESTRATIGRAFICO DE LA GEOLOGIA DE LA
AMAZONIA PERUANA**



Proyecto **BIODAMAZ**
Peru - Finlandia

Por:

**Dr. Hernando Nuñez del Prado S.
Dr. Matti Rasanen
Ing. Fredy Jaimes S.**

ENERO, 2007

CONTENIDO

RESUMEN	05
1. INTRODUCCIÓN	06
DATOS GENERALES	
ANTECEDENTES	
ALCANCES	
OBJETIVOS	
2. MARCO GEOLOGICO	
3. LITO ESTRATIGRAFIA	
3.a CUENCA AMAZONIA NORTE: MARAÑÓN	10
Introducción	
Estratigrafía	
Pre Cambriano – Cambriano	
PALEOZOICO	
Grupo Ambo	
Grupo Tarma	
Grupo Copacabana	
MESOZOICO	
Grupo Pucara	
Formación Sarayaquillo (Shaypaya, Boquerón)	
CRETACEO	
Grupo Oriente	
Formación Cushabatay	
Formación Raya (Esperanza)	
Formación Agua Caliente	
Formación Chonta (Turoniano – Santoniano)	
Formación Vivian (Campaniano, Maestrichtiano)	
Formación Cachiyacu (Maestrichtiano)	
Formación Huchpayacu (Paleoceno Inferior – Superior)	
Formación Casablanca (Límite Cretáceo - Paleoceno)	
CENOZOICO	
Introducción	
Zona Subandina	
Paleógeno- Neógeno	
Formación Huayabamba (Paleoceno ?, Terciario Inferior)	
Formación Pozo (Eoceno - Oligoceno)	
Miembro Arenas Pozo	
Miembro Lutitas Pozo	
Formación Chiriaco	
Formación Tacsha Cushumi	

Llano Amazónico	
Formación Pebas	
Formación Nauta (Mioceno)	
Formación Iquitos	
3.b CUENCA CENTRO AMAZÓNICA: UCAYALI	31
Introducción	31
Estratigrafía	31
PALEOZOICO	32
Formación Contaya	33
Formación Ananea	33
Grupo Cabanillas	33
Grupo Ambo	34
Grupo Tarma	35
Grupo Copacabana	36
Grupo Mainique	37
Formación Ene	37
Formación Shinai	38
Formación Nia	38
MESOZOICO	40
Formación Sarayaquillo	40
CENOZOICO	41
Zona Subandina	41
Formación Yahuarango	41
Formación Chambira	42
Formación Río Picha	42
Formación Ucayali	42
Llano Amazónico	43
Formación Pozo	43
Formación Ipururo (Mioceno – Plioceno)	44
3.c CUENCA AMAZONIA SUR: MADRE DE DIOS	45
Introducción	45
Estratigrafía	
PALEOZOICO	46
Grupo Cabanillas	46
Grupo Ambo	47
Grupo Tarma – Copacabana	48
Miembro Shinai	48
MESOZOICO	48
Formación Agua caliente	48
Formación Chonta	48
Formación Vivian – Cachiyacu	49
CENOZOICO	49
Zona Subandina	50
Formación Punquiri	50
Formación Távara (Oligoceno - Mioceno)	51

Formación Quendeque	51
Formación Charqui	52
Formación Mazuco	52
Llano Amazonico	53
Formación Inambari	53
Formación Madre De Dios	53
Formación Quimiri	54
Formación Puerto Maldonado	54
Miembro Chilive	55
DEPOSITOS CUATERNARIOS	55
ROCAS ÍGNEAS	56
Edad	
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	58
Introducción	58
Marco geológico	58
Principales Estructuras	57
Paleoaltos	
Cuenca Marañón	58
Cuenca Ucayali	61
Cuenca madre de Dios	63
Descripción del Esquema Estructural	64
1) Zona Subandina	64
2) Llano Amazonico	65
El Dominio A	65
El Dominio B	65
El Dominio C	65
Síntesis de la evolución Geológica	66
CONCLUSIONES	67
5. Geología Económica	72
AGRADECIMIENTOS	72
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73

SINOPSIS EXPLICATIVA DEL MAPA LITOESTRATIGRAFICO DE LA GEOLOGIA DE LA AMAZONIA PERUANA. ESC. 1:1'000,000

RESUMEN

La región amazónica alcanza una superficie de 770 000 Km², cubriendo 2/3 partes de territorio peruano y se extiende ampliamente en territorio ecuatoriano, colombiano, boliviano y brasileño; su límite occidental esta conformado por la Cordillera Oriental con cumbres montañosas que sobrepasan los 5000 m.s.n.m.

Podemos distinguir 2 zonas morfoestructurales diferentes: la zona subandina o piedemonte y la zona del llano Amazónico constituido de grandes depresiones por donde discurren ríos que alimentan la hoya del río Amazonas.

Una zona cerca a los ríos actuales, esta cubierto por sedimentos cuaternarios mayormente aluviales y fluviales y gran parte por rocas inconsolidadas del Cenozoico. También se reconocen aislados afloramientos de rocas de probable edad Precambriano, Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico así como algunos cuerpos subvolcánicos Neógenos que cortan a la serie cretácea y originan domamiento en los depósitos cenozoicos.

En la Estratigrafía de la región distinguimos a la base, rocas del proterozoico gneis, esquistos, gneis dioríticos, rocas gnéicas con estaurolitas, granulitos, anfibolitas y esquistos biotíticos.

Las formaciones litoestratigraficas del Paleozoico afloran ampliamente en la cordillera oriental hacia el piedemonte y en profundidad en el llano Distinguimos 2 grandes secuencias:

La secuencia inferior (Ordovícico, Siluriano y Devoniano) caracterizada por presentar predominantemente formaciones silicoclásticas con abundante material esquistoso e importantes espesores.

La secuencia superior (Carbonífero - Pérmico) caracterizada por una sedimentación mixta con formaciones clásticas y carbonatos. El denominado grupo Mainique es necesario precisar su edad, aunque tentativamente se le asigna al Pérmico.

Las formaciones litoestratigráficas del Mesozoico comprenden primero las formaciones calcáreas del Grupo Pucará, seguidos por los potentes depósitos arenosos de la formación Sarayaquillo y la serie cretácea del Grupo Oriente, con sedimentación esencialmente silicoclástica, seguido de la formación Chonta con una sedimentación mixta calcárea-detritica y al tope las arenas de las formaciones Vivian - Casablanca y las capas rojas de Cachiyacu y Huspayacu

Las formaciones litoestratigráficas del Cenozoico es una potente serie inconsolidada de capas rojas con variadas facies y a la cual es especialmente importante subdividir en formaciones litoestratigraficas, por su importancia económica y estratégica para un manejo sostenible de la biodiversidad biológica y el aprovechamiento de los recursos naturales en la selva baja Amazónica.

Rocas Ígneas per-alcalinas (fonolitas) Neógenas han sido reportadas en lugares aislados (entre el río Utoquina y río Abujao), cerro Paco, domo Balsapuerto y la Anortosita (Bitownita) del río Távara.

La estructura en la región es muy compleja, distinguiéndose características de tectónica de piel delgada en la zona subandina, pero también una tectónica que engloba el basamento (Thick), la cual ha sido determinante en la evolución geodinámica con paleoaltos controlados por fallas antiguas y profundas que han sido reactivadas varias veces a través de la evolución geológica.

1. INTRODUCCIÓN

La región Amazónica esta situada en la periferia occidental de la mas grande cuenca sudamericana, se desarrolla en toda la parte oriental del territorio peruano al pie del dominio Andino, diseñando una bota con la punta dirigida hacia el sur. Se prolonga en varias direcciones hacia los diferentes países limítrofes. Esta comprendida entre los 00°07' y 13°30' de latitud sur y los 69° 55' y 76°40' de longitud oeste.

Abarca un área de aproximadamente de 770,000 Km², cubriendo casi el 60 % del territorio de la republica Peruana.

Ya hace mas de una veintena de años ha captado la atención de geocientíficos a nivel mundial, entre los principales figuran finlandeses, y mas recientemente franceses, por su importancia como reserva de la biosfera en el futuro de la humanidad.

Trabajos recientes sobre los depósitos cuaternarios en esta región han sido de tipo multidisciplinario debido a las implicancias de la "teoría de refugios" de Hafner (1969) sobre la variedad de especies, características geomorfológicas, neotectónicas, sedimentológicas y dinámica fluvial. Durante estos estudios se ha documentado una relación entre las formaciones litoestratigráficas y los tipos de vegetación y fauna del área. Para clarificar esta relación se ha construido este mapa litoestratigráfico para ser utilizado como una base para los estudios en el futuro y para ayudar al ordenamiento territorial y a la planificación del uso del área.

El potencial en recursos minerales y energéticos también ha sido poco explorado por lo que es importante evaluarlo y planificar su aprovechamiento en el marco de un desarrollo sostenible.

DATOS GENERALES

La región amazónica, corre paralela a la cordillera de los Andes y se prolonga hacia el norte sin interrupción en territorio ecuatoriano y colombiano, hacia el este en territorio brasileño y hacia el sur a territorio boliviano.

Su límite geográfico occidental esta conformado por la alta cordillera con cumbres montañosas que sobrepasan los 5000 ms.n.m.

La región estudiada comprende la zona de transición de la zona andina hacia el llano amazónico distinguiéndose geográficamente la "selva alta" y la "selva baja" con un límite de elevación aproximado de 660 m.s.n.m.

La selva alta llamada también "zona subandina" donde los terrenos muestran una topografía abrupta haciendo muchas veces inaccesible el acceso

La selva baja corresponde a una "sabana" verde mas o menos uniforme, con planicies inundables, y depresiones por donde discurren ríos muy amplios, que drenan sus aguas hacia las grandes depresiones. El límite corresponde a un brusco cambio topográfico.

La amazonia peruana esta caracterizada por un clima tropical húmedo, cubierta casi en su totalidad de densa vegetación, se caracteriza por la poca variación topográfica y por un ángulo de pendiente bastante suave. Alberga en su territorio a los ríos muy importantes en el Perú, como Marañón, Ucayali, Huallaga y Madre de Dios y también a uno de los mas grandes del mundo, el Amazonas. Estos ríos y sus tributarios conforman un complejo sistema hidrográfico, caracterizado por la migración de los cursos de los ríos.

En la Amazonía se desarrollan varias sub cuencas sedimentarias, tanto en la zona de la faja subandina como en el llano, acumulando importantes espesores de sedimentos cenozoicos. Al norte tenemos la cuenca Marañón que limita hacia el oeste con la cuenca Santiago; al sur del arco de Contaya tenemos la cuenca Huallaga y Pachitea -

Ene en el dominio subandino pasando hacia el este a la gran cuenca Ucayali. Al sur del Alto de Fitzcarraldo, se desarrolla la cuenca Madre de Dios.

El llano amazónico presenta un complicado sistema hidrográfico y amplias áreas de planicies aluviales inundables y terrenos colinosos no inundables.

Los principales ríos en la Zona subandina son de tipo antecedente es decir sobreimpuesto, mientras que el drenaje secundario es subsecuente, desarrollado siguiendo las estructuras. En la zona del llano, las cuencas fluviales están canalizadas y son paralelas a la orientación estructural predominante.

Los cursos fluviales son tipo meandriforme, ocurren grandes derrumbes en las márgenes erosionables y depósito de sedimentos en las márgenes opuestas y elevadas tasas de transporte de sedimentos en suspensión mostrando una dinámica muy activa.

La región comprende 26 cuencas hidrográficas las cuales drenan sus aguas hacia el océano Atlántico

Esta región esta sometida a un clima caluroso tropical con abundantes lluvias y caudalosos cursos fluviales que drenan las alturas andinas para luego discurrir por una superficie mas o menos plana, ampliando su cauce mostrando una divagación en forma de meandros predominantemente.

La dinámica fluvial es muy activa con cursos de tipo meandriforme que erosionan sus márgenes, y que frecuentemente por avulsión abandonan sus cauces originales. Los principales ríos en la Zona subandina son de tipo antecedente, es decir sobreimpuesto, mientras que el drenaje secundario es subsecuente, desarrollado siguiendo las estructuras. En la zona del llano, las cuencas fluviales están canalizadas y son paralelas al "trend" estructural. Se distinguen dos grandes depresiones en la cuenca Marañón, la del río Pastaza y la de Ucamara con amplias llanuras de inundación y lagos de origen tectónico (Dumont, 1993). En la cuenca Ucayali existen también zonas con amplias llanuras de inundación.

Podemos diferenciar dos grandes tipos de ríos según los colores de sus aguas, los de aguas blancas con carga limosa y fuerte caudal provenientes de los Andes y los de aguas negras (ácidos orgánicos) más pequeños que drenan las zonas interfluviales.

A nivel económico la región ofrece grandes posibilidades en recursos hidrocarburíferos, habiendo sido poco explorada hasta la actualidad.

En diferentes ríos sobre todo en la zona de Madre de Dios se explota el oro aluvial, brindando grandes cantidades de recursos, pero que lamentablemente por las malas practicas en el refinamiento, uso del mercurio, origina grandes problemas de contaminación en los ríos y deforestación en las áreas explotadas.

Otros recursos con potencial pero poco explorados son los diferentes tipos de arcillas (Caolines, esmectitas), a las que se les adiciona las cenizas de una corteza vegetal otorgándole propiedades que permiten la elaboración local de cerámicas artesanales También la ocurrencia de niveles de lignitos (carbones) en la Amazonia norte, debe evaluarse su posibilidad de uso como fuente energética alternativa para las poblaciones rurales o como acondicionador de suelos.

Biodiversidad

La región Ecológicamente corresponde a una vasta extensión del bosque húmedo tropical, con una gran diversidad de especies de flora y fauna. La dinámica geológica en la selva Peruana ha determinado la historia de los bosques tropicales en gran escala. En esta área también se ha documentado científicamente una relación íntima de los diferentes tipos de vegetación y las formaciones litoestratigráficas formando el material parental de los suelos del área.

La importancia del estudio de esta región, aparte de su gran extensión, es la gran riqueza ecológica y de biodiversidad que alberga, la cual constituirá en el futuro un recurso biológico para la humanidad.

ANTECEDENTES

El presente estudio esta basado en la elaboración de una base de datos completa sobre los trabajos de investigación realizados en la Amazonía, dando como producto final este nuevo mapa litoestratigráfico de la geología de la Amazonia peruana.

Este trabajo se desarrolló en el marco de un convenio entre el instituto de Investigación de la Amazonia Peruana (IIAP) y su contraparte finlandesa (Proyecto Biodamaz) y el instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) contando con el apoyo financiero del gobierno de Finlandia.

La Base de Datos Espacial Geológica (BDEG) incluye dos unidades principales la Base de datos Alfanuméricos (Access) y la Base de datos Espacial enlazadas mediante un código índice. La base de datos espacial contienen las siguientes entidades componentes: centros poblados, Cuadrángulo, Estratigrafía, estructura, Fisiografía _ geografía, Geología, Geomorfología, Geoquímica, Hidrología, Hidrotermalismo. Infraestructura, Limites, Mineralogía, Minería, Paleontología, pozos de petróleo, reserva natural, sismicidad, suelo, topografía y ubigeo con las capas de distrito, provincia y Departamento. La Base de Datos Alfanumérico contiene además datos de las columnas en litología, icnofacies y estructuras sedimentarias.

ALCANCES

La Amazonia es una región hasta hace pocos años poco estudiada desde el punto de vista geológico, debido a su gran extensión, difícil acceso y pocos afloramientos, restringidos a los cortes de los ríos. En la actualidad se ha hecho necesario contar con un mapa geológico fiable, que cuente con la mayor cantidad de datos de campo y sujeto a un constante mejoramiento con los estudios en curso desarrollados por INGEMMET, Proyecto BIODAMAZ, IIAP etc.

En esta síntesis proponemos una nomenclatura simplificada de las formaciones litoestratigráficas para los terrenos Paleozoicos, Mesozoicos, Paleógenos y Neógenos y aclarar especialmente la estratigrafía del Cenozoico de la región Amazónica peruana.

La nomenclatura de unidades litoestratigráficas utilizada ya sea por las compañías petroleras y en el levantamiento de la carta geológica nacional era muy informal, sin ninguna uniformidad ni tomando en cuenta ningún criterio estratigráfico recomendado internacionalmente.

La nomenclatura utilizada esta basada en los trabajos clásicos sobre la estratigrafía de la Amazonia y trabajos exploratorios por parte de las compañías petroleras realizados en las diferentes cuencas. Entre los mas destacados podemos citar a Williams (1949) y Masón & Rosas (1945) para las cuencas de la Amazonia Norte (Santiago, Huallaga, y Marañón); los trabajos de Kummel (1946, 1948) para las cuencas de la Amazonia central (Ene y Ucayali) y los de Sullins (1960), Hatfield (1962) y Hermoza (2004) para la cuenca de la Amazonia sur peruana conocida como Madre de Dios.

Además se ha revisado los cuadrángulos de la carta Geológica nacional realizados por INGEMMET en el periodo entre los años 1997 - 2002, por la existencia de diferentes problemas de nomenclatura y empalmes entre los diferentes cuadrángulos.

Se ha puesto énfasis en la descripción de las unidades cenozoicas con datos encontrados en la bibliografía, haciéndose una revisión suscita de las unidades estratigráficas de los otros períodos geológicos.

También se presenta una compilación de las estructuras geológicas más importantes que han influido en la evolución geológica, como paleoaltos estructurales que continúan controlando el desarrollo geológico de la Amazonia.

OBJETIVOS

Presentar una primera síntesis sobre el conocimiento geológico actual de esta región y poner en relieve una serie de interrogantes que es necesario abordar a través de estudios pluridisciplinarios.

A nivel estratigráfico el objetivo es no repetir y generalizar nombres formacionales litoestratigráficos que han sido definidos varios cientos de kilómetros en otras cuencas y por otra parte tratar de aportar datos valederos para las interpretaciones sedimentológicas así como ocurrencia de fósiles y dataciones que permitan definir unidades crono-estratigráficas en una posterior etapa.

Las recomendaciones del código estratigráfico internacional son claras y debemos tratar en el futuro de definir unidades cronoestratigráficas; por el momento se plantea algunos nombres de unidades litoestratigráficas con secciones estratigráficas por verificar, describiendo bien su acceso y caracterizar la sección tipo, a nivel litológico, estructuras sedimentarias, ambiente de depósito y datos de flora y fauna que permitan precisar la edad.

Presentar un modelo estructural y comprender la evolución de la región amazónica que permita explicar la evolución paleogeográfica su paleogeodinámica, como los fenómenos y procesos que ocurren en la actualidad.

2. MARCO GEOLOGICO

En el mapa tectónico –estructural sudamericano (Fig.) podemos observar que las Cuencas Antepaís Amazónicas corresponden a la transición entre la antigua plataforma cratónica Guyanes Brasileña y la joven cadena orogénica Andina. En profundidad esta zona transicional corresponde al límite entre la raíz crustal del dominio plástico -elástico Andino y los bloques rígidos de basamento precambrianos. En el marco de la tectónica de placas la zona incluye la interacción convergente de las placas de Nazca, con corteza oceánica y la placa sudamericana con corteza continental.

La morfología actual del llano Amazónico, aparentemente sin mayores variaciones topográficas hace suponer que no ha sufrido deformaciones mayores. Datos de subsuelo (sísmica, Pozos) muestran rasgos estructurales mayores (Laurent & Pardo ,1975), como paleoaltos del basamento precambriano o del paleozoico Fig. . Estos habrían sido reactivados varias veces a través de la historia geológica por tectónicas contraccionales con basculamiento y rotaciones de bloques, fallamientos transcurrentes y esfuerzos extensionales. El resultado es un modelo de deformación regional complejo pero aparentemente simple.

La Zona Subandina es una faja estructural orientada NNW-SSE paralela a la cordillera que corresponde a un cinturón plegado con sistemas de fallas de corrimiento, que traducen la deformación andina en su frente oriental (Baby et. Al).

Geológicamente en la zona subandina se puede distinguir dos subzonas: al oeste la faja plegada y corrida y hacia el este la de bloques basculados (Dumont, 1992); diferenciadas por un notorio cambio topográfico y rasgos de neotectónica que traducen el basculamiento y rotación de bloques en profundidad.

Las cuencas antepaís de edad cenozoica se desarrollan al pie de un orógeno. Probablemente fueron formadas por flexuramiento litosférico ante la deformación originada por el peso del orógeno andino (Roddaz, Hermoza,) En la fig. podemos distinguir la zona de la cuña, correspondiente a la zona subandina, la antifosa del Marañón y en su parte oriental el "promontorio", una estructura epirogénica conocida como "Alto de Iquitos.

Grandes lineamientos de variadas orientaciones están afectando la zona del llano amazónico; estas pueden ser interpretadas como fallas profundas que afectan el basamento y que sufren hoy en día reactivaciones (Neotectónica) Dumont, 1994.

Los paleoaltos estructurales del basamento probablemente han controlado el desarrollo de la paleogeografía en la Amazonia hasta la actualidad.

La neotectónica se traduce por modelos de migración de meandros asimétricos, lagos controlados estructuralmente (Dumont, 1993) interpretaciones de las compañías de exploración de hidrocarburos sugieren que las paleoestructuras influyeron en la evolución tectónica de la amazonia desde el Precretáceo.

3. LITOESTRATIGRAFIA

3. a CUENCA AMAZONICA NORTE: MARAÑON- SANTIAGO

Esta cuenca la de mayor extensión en la Amazonia peruana esta separada de la cuenca Ucayali por intermedio de la antigua orientación estructural SE –NO definida por el arco de Contaya.

En la zona Subandina afloran formaciones mayormente Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas y en la llanura Amazónica ocurren depósitos de rocas semiconsolidadas Paleógenas a Neógenas y depósitos fluviales y aluviales cuaternarios a recientes.

NEOPROTEROZOICO

Esta constituido de gnéis, gneis dioríticos, rocas gnéisicas con estaurolitas, granulitos, anfibolitas y esquistos biotíticos acompañados por limonitas mineralizadas y fuertemente fracturadas y con venas de pegmatitas. El cizallamiento complejo y el plegamiento que las afecta no permiten un estimado de su espesor. Estas rocas afloran en los cortes profundos de la zona subandina (pongos), en el macizo del Shira y entre Sandía y San Juan del oro en la Amazonia sur.

EL PALEOZOICO

Esta serie aflora en la zona subandina limitando hacia el oeste las cuencas Marañón-Santiago, Ucayali y Madre de Dios, constituyendo la cordillera oriental y el macizo del Shira. Es el límite occidental del frente subandino donde la repetición de la serie por fallas es común y también ocurre en los núcleos de algunas estructuras en el llano amazónico.

Se puede separar en dos grandes secuencias:

La secuencia inferior (Ordoviciano, Siluriano y Devoniano) caracterizada por ser predominantemente silicoclástica con abundante material esquistoso de colores grises oscuros con una estratificación monótona alcanza espesores entre 800 hasta 1500 m. Esta secuencia es fosilífera con trilobites, crinoideos, graptolites, braquiópodos y pelecipodos a veces localmente abundantes. Se interpreta que las series se habrían depositado en ambientes litorales a marinos profundos. En la serie sedimentaria podemos distinguir unidades litológicas correspondientes a los sistemas Ordoviciano corresponde al inicio del sistema pre-andino y denominada como Formación Contaya, la cual sobreyace discordantemente al basamento. Esta unidad esta constituida por pizarras duras laminadas de colores grises a negros, Se ha reportado un espesor de máximo 4500 metros en la cordillera del sur del Perú donde tambien se le conoce con los nombres locales de San Jose y Sandía. Esta unidad aflora en el arco de Contaya (150 m.) a 35 Km. al sur de los pozos de Oxapampa en la parte sur y norte de la cuenca Ucayali y tambien ha sido perforada en la parte norte de la cuenca Ucayali.

Aunque no en las cuencas Amazonicas estudiadas siguiendo en la sucesión esta el Siluriano Ademas estan pesentes las formaciones San Jose y Sandía). Sistema Siluriano (formación Ananea), esta representado por mas de 1000 metros de argilitas,

flysch y tillitas en el sur del Perú (Laubacher, 1978). Este ciclo deposicional termina con un episodio erosional que es el resultado de los movimientos tectónicos durante la Orogenia Caledoniana/Taconiana en el oriente peruano. Este ciclo Siluriano conocido como Formación Ananea ocurre conjuntamente con el Grupo Cabanillas que ha sido depositado en las cuencas Madre de Dios, Ucayali y Marañón. La secuencia Siluriana no ha sido perforada en la cuenca Madre de Dios. Y sistema Devoniano (Gp. Cabanillas) de gran distribución en la región sur del Perú donde llega a alcanzar una potencia de más de 2000 metros, mientras que en el norte alcanza los 1000 metros de espesor. En la región sur del Perú se ha distinguido claramente esta unidad denominada como Grupo Cabanillas de edad Devoniana. Esta caracterizada por mudstones gris oscuros, lutitas, limonitas y areniscas. Las lodolitas son micaceas de color gris oscuro y rica en hierro, mostrando un color de intemperismo rojizo con manchas de azufre. Generalmente, se considera que esta unidad se ha depositado en ambientes de aguas moderadamente profundas como turbiditas y depósitos hemipelágicos, los cuales pasan verticalmente hacia arriba a facies de aguas más someras. En pocos lugares se ha puesto en evidencia el Devoniano superior, cuyas excelentes facies de rocas fuente de hidrocarburos han sido puestas en evidencias en perforaciones en la frontera con Brasil mostrando facies de ambientes marinos restringidos, anóxicos tipo "Fiordos" (Mobil.....).

Las rocas del paleozoico inferior en varios sectores se les observa localmente intruidas por stocks graníticos y en lugares por un extensivo enrejado de diques y sills. Las rocas muestran un metamorfismo de bajo grado excepto en las zonas de contacto; Brechas de fallas mineralizadas con fierro son comunes. La edad probable de los stocks es carbonífero o cretácea superior.

La Secuencia Superior: (Carbonífero - Pérmico) caracterizada por una sedimentación mixta con clásticos y carbonatos. Distinguimos unidades estratigráficas correspondientes a los sistemas Misisipiano (Gp. Ambo), Pensilvaniano – Pérmico inf. (Grupos Tarma y Copacabana).

GRUPO AMBO (Carbonífero Temprano)

La sedimentación carbonífera comienza con la serie del grupo Ambo la cual fue depositada en un ambiente continental a marino somero.

Fue definida por Newell (1949) y Dalmayrac (1973) en la zona de Ambo región de Huanuco. Esta en aparente contacto conformable con el grupo Cabanillas infrayacente, mientras que con el grupo Tarma suprayacente parece existir una importante discordancia (Azcu, 1992). Su espesor puede alcanzar los 500 m.

Presenta areniscas terrígenas de grano grueso a fino de colores verdes a blanco friables, intercaladas con delgados niveles de limonitas y lutitas de colores grises, carbonosas o con materia orgánica; en la base ocurren areniscas conglomerádicas en capas gruesas con estratificación cruzada

Contiene abundantes esporas y algunos acritarcos, no hay granos de polen, constituyen la transgresión inicial del Carbonífero temprano. Las asociaciones palinológicas son de más de 60 % de afinidad franja Ecuatorial. (Azcu, 1992). Por estudios palinológicos y relaciones estratigráficas se le asigna a Carbonífero inferior (Misisipiano) Azcu, 1992.

La parte inferior incluye un ambiente interdeltaico a estuarino/Tidal que pasa verticalmente hacia arriba a facies fluviodeltaicas orgánicamente ricas, tipo parálico, y hacia la parte superior condiciones interdeltaicas a marinas restringidas próximas a la costa.

Esta unidad ha sido identificada como la principal roca fuente de los campos de gas y condensado de camisea.

GRUPO TARMA (Carbonifero Superior)

Esta representado por una delgada unidad transgresiva rica en clásticos conocida como formación Tarma, también denominada como la unidad arenisca verdosa.

Fue definida por (Dumbar y Newell 1946) y (Newell, 1949), teniendo su localidad tipo a 1 Km. al sur de Tarma. Su relación con la sobreyacente formación Copacabana es conformable.

Litológicamente esta conformado por calizas micríticas en parte fosilíferas, masivas de tonos claros a cristalinas con intercalaciones de lutitas gris oscuro a gris verdoso. En la parte superior se intercalan niveles evaporíticos.

La ocurrencia de cefalópodos, pelecipodos, corales del tipo solitario y briozoarios permiten asignarle una edad Pensilvaniana. Estudios realizados en la parte superior de esta unidad presenta abundantes granos de polen monosacados y algunas miosporas. Las asociaciones de palinomorfos estudiadas dan típicamente procedencia Gondwanicas asignándole edades del Carbonífero tardío a Pérmico inferior (Azcuay, 1992)

Se interpreta un ambiente marino somero asociado a la plataforma continental, no tan lejos de la costa donde ocurrían áreas boscosas en condiciones de poca humedad.

GRUPO COPACABANA (Permiano)

La secuencia Tarma – Copacabana es de amplia distribución en la mayor parte de las cuencas andinas

El nombre fue asignado por (Cabrera La Rosa y Petersen, 1936) y posteriormente por (Newell, 1945) a una secuencia de calizas y lutitas que aflora cerca al lago Titicaca. Las calizas Copacabanas cubren la mayor parte del subandino Peruano con la excepción del Arco de Contaya y otros altos estructurales donde el cretáceo sobreyace directamente roca de edad paleozoico inferior. A su vez la Formación Copacabana es sobreyacida concordantemente por la formación Ene que contiene lutitas negras con alto contenido orgánico.

Representa una potente secuencia de calizas fosilíferas gris oscuras (de mudstones a grainstones), compactas, y delgadas intercalaciones de lutitas gris oscuras y anhidrita, y algunos bancos de dolomitas gris clara a beige. Presenta abundantes detritus de fósiles y algunos niveles con chert

Esta unidad contiene varios niveles con característicos foraminíferos **Fusulinas** de edad Permiana. Además presenta abundante fauna como braquiopodos, pelecipodos, crinoideos, gasterópodos y tubos de anélidos, permite asignarla al Pérmico inferior. Además presenta abundantes granos de polen y un nivel con importante cantidad de Acritarcos, solo del género **Navifusa**, tal vez indicando condiciones endémicas o restrictivas.

Corresponde al desarrollo de una plataforma carbonatada más o menos extensa y somera, prevaleciendo condiciones marinas.

EL MESOZOICO

Introducción

Esta serie aflora ampliamente hacia el lado oriental de la Amazonia rellenando las tres principales grandes cuencas Marañón, Ucayali y Madre de Dios.

La evolución Tectónica de la cuenca Marañón comienza en el Permiano superior – Triásico temprano, tiempo en el cual un fallamiento extensional mayor y erosión alternada preserva y erosiona las potentes secciones de paleozoico (Parsep, 2002). Esta evolución es atribuida a un proceso de un colapso orogénico siguiendo la orogenia Jurua del Herciniano superior (Tankard, 2001) y marca el comienzo del evento tectónico andino. En las secuencias de rift aisladas se acumularon capas rojas de la Formación Mitu como depósitos "Sag", coalescentes a los segmentos rift de los carbonatos y evaporitas del Grupo Pucará. Este ciclo termina con la depositación de capas rojas Sarayaquillo de amplia distribución. Un ambiente Sabka supratidal regional

se desarrollo en la transición entre el Grupo Pucará y la Formación Sarayaquillo, el cual marca el comienzo de la sedimentación marina somera y continental.

GRUPO PUCARA

El Grupo Pucara representa el evento de máxima inundación de una mega secuencia mayor con las formaciones Chambara y Aramachay inferior formando el ciclo transgresivo inferior y el Aramachay superior y las formaciones Condorsinga/Sarayaquillo forman el ciclo regresivo superior. La formación Condorsinga es sobreyacida concordantemente por la formación Callanayacu predominantemente evaporítica, recientemente definida por Advantage, (2001) o por capas rojas de la formación Sarayaquillo

Se trata de unidades equivalentes laterales de la serie que aflora ampliamente en la zona andina; sus contactos son conformables. Se le ha empleado más en el sentido de facies. Se conoce poco sobre su distribución y bioestratigrafía de esta unidad en esta región.

Consiste de lutitas y calizas bituminosas con estratificación delgada de colores grises a negras, presentan a la base una secuencia de areniscas marrones a gris claro con intercalaciones de lutitas negras. Frecuentemente asociada a fenómenos de diapiros salinos.

En el informe de Parsep (2002), se considera que la mayor parte de la llamada "sal" es de origen "Sabka", relacionada a capas evaporíticas y que no es diapirica en ocurrencia y que se presenta en su posición estratigráfica original. Progresivamente esta unidad evaporítica de tiempo transgresivo decrece en edad del este hacia el oeste, tiene la importancia de potencialmente proveer un excelente sello a los reservorios carbonatados del Pucara de la sobreyacente Sarayaquillo y serie de edad cretáceo (Parsep, 2002).

Se le ha utilizado para designar indistintamente a la secuencia calcárea Triásico - Jurásico en la región Amazónica.

El ambiente deposicional se trató de una gran cuenca "Rift" con fuerte influencia termal, invadida por el mar con desarrollo de una amplia y extensa plataforma carbonatada cuyas facies marginales alcanzaron esta región.

En la zona de los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla y Chachapoyas se puede distinguir los tres miembros Chambaza, Aramachay y Condorsinga (Sanchez, 1995) definidos en la zona andina.

FORMACIÓN ?? CORONTACHACA

Definida por Sanchez (1995) en los cuadrángulos de Bagua Grande, Jumbilla y Chachapoyas, cuya localidad tipo, sería el puente de Corontachaca a 3 Km al NO de Pedro Ruiz. Corresponde a una unidad que separa el grupo Pucara de la formación Sarayaquillo. Aflora en el límite de los cuadrángulos de Bagua grande y Jumbilla, en el río Utucubamba al norte de 6° de latitud sur; también aflora en forma restringida al SE en los alrededores de Chachapoyas. Sus afloramientos forman escarpas pronunciadas por lo que su espesor en la cartografía no refleja el volumen real de esta unidad. Su espesor varía desde 150 metros en el Sonche hasta más de 400 metros en su localidad tipo.

Litológicamente se caracteriza por brechas y brechas conglomerados con clastos calcáreos angulosos a subredondeados, mal seleccionados englobados por una matriz calcárea fuertemente cementada. Son de naturaleza oligomictica y se presentan con estratificación mediana a gruesa; ocasionalmente se observa intercalaciones de limonitas rojizas.

Sus relaciones estratigráficas en discordancia angular con las unidades infrayacentes y sobreyacentes nos permite postular la hipótesis que se trata de una gran discordancia regional que probablemente represente una brecha tectónica originada por colisión del basamento Paleozoico contra las calizas del Pucará (Nuñez del Prado en preparación). Sanchez (1995) sugiere que su origen estaría relacionado a un

levantamiento en el Jurásico medio -superior y erosión intensa de las calizas Pucará, como depósitos de talud en la escarpa oriental Paleozoica pronunciada, pero no explica porque se habría producido el movimiento epirogenético y la escarpa.

FORMACION SARAYAQUILLO (Shaypaya, Boquerón)

Con la regresión del mar Jurásico las formaciones Pucara y Callanayacu fueron sobreyacidas por las capas rojas continentales de la formación Sarayaquillo (Parsep, 2001)

En la columna del Sarayaquillo, varios importantes cuerpos de arenas porosas han sido observados. Una fue identificada en afloramiento a lo largo del río Huallaga donde el ambiente deposicional fue interpretado como de origen eólico. El otro fue identificado en el pozo Orellana 1X en el Marañón Meridional donde la sal fue encontrada directamente sobreyaciendo a la formación Pucara

La terminación de la sedimentación Sarayaquillo coincide con el final del Jurásico, el cual está representada por la discordancia Nevadiana regional sobre la cual yacen sedimentos de edad Cretáceo.

En su localidad tipo los cerros de Cushabatay, donde fue definida por Kummel (1946), y de amplia distribución en la cuenca Huallaga. Su límite inferior es conformable con el Grupo Pucará e infrayace a las series del cretáceo con una discordancia angular aparente de carácter regional. Aflora ampliamente en la faja subandina en la Amazonia centro y norte, también se le ha reconocido en el macizo del Shira y en la sección de Mainique?. Es una unidad incompetente y suave en comparación con el grupo Oriente y presenta algunas tonalidades rojizas.

Son areniscas de grano fino, cuyas tonalidades varían desde blancas gris a rojizas con estratificación cruzada y a veces masiva con algunas intercalaciones de limonitas, algo de lodolitas y delgados lentes de dolomita. En varios lugares ocurren concreciones tipo guijarros pequeños de areniscas. Los paquetes potentes de esta unidad presentan bandas de 5 a 10 cm. coloreadas, las cuales están separadas por intervalos de 1 m..

No se ha reportado fósiles y por correlaciones se le asigna al Jurásico Superior?. Lammons (1968) determinó helechos del Jurásico.

Corresponde a un ambiente complejo con desarrollo de avalanchas silicoclasticas, facies de "Sabka", con evaporitas, zonas con restos vegetales.

CRETACEO

La secuencia cretácea puede ser dividida en una unidad inferior y una unidad superior separadas por la mayor superficie de máxima inundación la cual ocurrió justo encima del tope de la caliza Chonta.

A través de la cuenca marañón, el cretáceo parece que aumenta de espesor dramáticamente hacia el oeste. En parte esto es debido a la subsidencia continua de la cuenca durante la sedimentación al oeste de la falla Charnela de la cuenca Marañón. La otra razón es la naturaleza del tiempo transgresivo del cretáceo. En la sección entre el marcador de Chonta y la base del cretáceo, la secuencia transgresiva del cretáceo, el Cushabatay deviene más joven del oeste hacia el este. En la sección del Cretáceo superior tenemos que ocurre lo opuesto con las areniscas Vivian progradando del sureste hacia el noroeste a través de la cuenca. El Vivian, así como el Cushabatay, son ambos de tiempo transgresivo y generalmente continuó a través de toda la región.

Esta serie aflora ampliamente en el sector de la faja subandina y en la zona del llano amazónico parte oriental, formando estructuras en la frontera con Brasil, en el sector de Ucayali central, probablemente por efecto de fallamiento transcurrente.

El cretáceo sobryace en algunos casos en contacto conformable a la formación Ene, al grupo Mainique, en Ucayali, grupo Pucará y con la secuencia Permiana. Su contacto superior es con el Paleógeno siendo conformable y transicional.

Predominantemente la litología es de naturaleza clástica con abundantes areniscas cuarzosas de colores claros a blancos, con variaciones desde grano fino hasta grueso, friables, en general bien seleccionadas en bancos más o menos potentes; también afloran paquetes de lutitas grises oscuras, suaves, conformando niveles fosilíferos. En menor porcentaje ocurren calizas delgadas, lodolitas y arcillitas de tonos rojizos.

Kummel, (1946,1948) sugirió una nomenclatura en tres conjuntos, la cual ha continuado utilizándose hasta la actualidad, que comprende: el grupo Oriente, Fm. Chonta, Fm. Vivian, Fm. Cachiyacu y Fm. Casablanca.

GRUPO ORIENTE

Término originalmente propuesto por Kummel (1948), en la zona del río Cushabatay (Región de Contama), para la serie Cretácea. Este autor denominó como Formación Oriente a un conjunto de alternancias de areniscas y lutitas, distinguiendo 6 miembros, de la base al tope: Huaya, Agua caliente, Paco, Esperanza, Aguanuya y Cushabatay. Posteriormente se ha generalizado el nombre de grupo Oriente distinguiéndose en la actualidad solo las 3 formaciones Cushabatay, Esperanza y Agua caliente.

Este Grupo está bien expuesto en la faja subandina y sus contactos con las unidades infrayacentes y superiores son conformables y transicionales.

Este grupo es una secuencia conformada por areniscas cuarzosas bien seleccionadas y friables, de colores blanco a marrón amarillento claro, en capas potentes, presentando algunas intercalaciones de lutitas y arcillitas delgadas a medianas. El contacto inferior como el superior son conformables pero en algunos casos es posible observar una disconformidad con las unidades infrayacentes.

Los afloramientos de este grupo son muy conspicuos formando altos topográficos prominentes y forma los llamados "Pongos", donde sus afloramientos son cortados por los ríos y quebradas.

Los ambientes deposicionales se interpretan como de origen marinos a fluvial, por la ocurrencia de estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, talla y grado de redondez de los granos, buena madurez, alta madurez textural y mineralógica, abundancia de ondulitas e intercalaciones de lutitas limolíticas con restos carbonosos y de plantas.

Formación Cushabatay

Definida como la unidad inferior del Grupo Oriente. Su contacto con la formación Sarayaquillo es discordante con una ligera angularidad.

Presenta 750 m de areniscas de grano fino a grueso marrón – amarillenta a blanca. La arenisca muestra abundante estratificación cruzada y masiva ocurrencias de marcas de ondulitas de corriente. También se observa varias capas de lutitas micáceas negras a púrpuras y limonitas que contienen restos de plantas y algunos niveles carbonosos. En la parte inferior de la unidad se observa aisladas capas de conglomerados conteniendo cantos de calizas, cuarzo y escoria

En la parte occidental de la cuenca Marañón, Müller y Aliaga (1981) identificaron dos biozonas. La **biozona inferior** de *Dicheiropollis etruscus*, con *Caytonipollenites palidus*, *Zonalapollenites* y un predominio de *Classopolis spp.* Caracteriza el tercio inferior de la formación, (Gamarra y Aliaga; 1985), (Tarazona, 1985). Su edad es **Berriasiano** según (Müller, 1981) y (Gamarra y Aliaga, 1985), **Neocomiano** según (Aliaga, 1981), **Valanginiano inferior a medio** según (Tarazona, 1985).

La **biozona superior** de *Pentapsis valdiviae*, caracterizada por la ocurrencia de *P. valdiviae*, *Peromonolites peroreticulatus*, *Reticulatosporites jardines*, *Zonalapollenites dampieri* y la escasez de *Classopolis spp.*, se encuentra en el tope de la formación Cushabatay y la base de la formación esperanza (Gamarra y Aliaga, 1985). Su edad es **Aptiano terminal a Albiano basal** (Muller, 1981), (Gamarra y Aliaga, 1985). Por lo tanto (Müller, 1981) supuso la existencia de un hiato sedimentario importante entre estas dos biozonas.

De ambiente deposicional fluviátil con zonas de pantanos en un ambiente de clima semi.- árido Para la parte inferior y que pasa a un ambiente con clima calido y húmedo como lo atestiguan los palinomorfos.

Formación Raya (Esperanza)

Definida por Kummel (1946,1948) en el alto río Cushabatay, puerto Esperanza en el río Cushabatay, donde sobreyace concordantemente al miembro Aguanuya e infrayace al miembro Paco. En los cerros de Contamana al este, se le reconoce como Miembro Raya

Conformado por 150 metros de lutitas negras, limonitas gris marrón y calizas arenosas grises. La caliza es dura y masiva. En la parte media de la formación aflora un banco de arenisca masiva de tonos rojizos a marrones. Corresponde a un ambiente deposicional marino

La fauna marina es mas o menos abundante, dientes, huesos, gasterópodos, cefalópodos y pelecípodos. Se ha reportado un Molusco *Psilomya* cf. *P. Lissoni* Sommermeier, fauna diagnostica del **Aptiano Superior** (Imlay en Kummel, 1948). Estudios palinologicos han permitido determinar 3 biozonas que son constantes y permiten datarla del Albiano inferior - medio a superior (Muller, 1981).

Brenner (1968) y Lammons (1968) determinaron palinomorfos del Albiano-Turoniano en los rios Cushabatay y Huallaga de la zona de Tarapoto y en el pongo de Tiraco, luego Robertson Research (1981) determino una edad **Albiano inferior a medio** para la misma formación, en base a palinomorfos (zona de *Reyrea polymorphus*, asociado con *Perotriletes pannuceus*, *Reticulatasporites jardines* y pequeños *Classopollis*). Ademas de *P. Valdiviae* del **Albiano basal** que caracteriza la base de la formación Esperanza, Müller y Aliaga (1981) definieron dos zonas palinológicas.

La **zona inferior** de "Pseudosofrepites" (pentapsis) con abundantes reticulatasporites protensus asociado con *E. klaszi*, *E. verrucatus*, *Pentapsis valdiviae* y *Reticulatasporites jardines* y *Classopolis* spp., caracteriza la parte media de la formación e indica el **Albiano inferior**.

La **zona superior** de *Elaterosporites protensus* asociado con *E. klaszi*, *E. verrucatus*, *Pentapsis valdiviae* y *Reticulatasporites jardinus*, es de edad **Albiano medio a superior**, ademas Müller nota que estas tres biozonas son muy constantes, e indica que la formación Esperanza constituye un buen nivel guia cronoestratigráfico.

Formación Agua Caliente

Fue definida por Kummel, (1948) en la quebrada homónima en los cerros de Contamana; esta unidad forma una escarpa muy conspicua de areniscas masivas en todas las estructuras de la Amazonia. Sobreyace de manera concordante sobre el miembro Esperanza y se interdigita con la sobreyacente Formación Chonta.

Presenta un banco de 250 a 500 m. de areniscas marrón amarillentas a blancas, con estratificación cruzada, masiva de grano grueso. Presenta abundantes concreciones de fierro en la forma de niveles y manchas aisladas. Se distinguen bandas con granos de cuarzo muy gruesos y guijarros de cuarzo; ocasionalmente se observa delgados niveles de lutitas negras y limonitas laminares que contienen fragmentos de vegetales. Se distinguen varias intercalaciones de areniscas de grano fino. En varios afloramientos ocurren fuentes termales con aguas sulfurosas a elevadas temperaturas dando lugar al remplazamiento de la arenisca con pirita (Kummel, 1948).

Se ha reportado palinomorfos del Albiano – Turoniano. Estudios mas detallados reconocen 3 biozonas que determinan una edad Cenomaniana llegando hasta el Turoniano inferior.

1. En la parte inferior de la formación, la zona de *Elaterosporites klaszi* (con abundantes *Ephedrites* aff. *Brasiliensis*) caracterizaría el **Albiano superior y Cenomaniano inferior a medio**.
2. Las zonas de *Elateroplicites africaensis* (asociado con *Elateroplicites africaensis* (Asociado con *Elaterosporites klaszi*, *Ephedrepites* y *Tricolpites*)

indicarian el Cenomaniano medio base del **Cenomaniano superior** para la parte media a superior de la formación Agua Caliente. La zona de *Triorites africaensis*, con *Galeacornea*, *Elateroplicitis africaensis*, *Gnetaceaepollenites diversus*), encontrada localmente en la parte inferior de la formación (Pongo de Manserriche, Rio Cushabatay), indica el Cenomaniano superior.

3. Finalmente, la zona de *Gnetaceaepollenites crassipoli* (con *G. similis*, *G. Diversus* y *Galeacornea sp.*), que caracteriza el tope de la formación Agua Caliente de la cuenca Marañon y la base de la formación Chonta del Pongo de Manserriche, indica una edad **Turoniana inferior** y probablemente **Cenomaniano Terminal**.

Brenner, (1968) y Lammons, (1968) determinaron palinomorfos del Albiano – Turoniano en la formación Agua Caliente y no fue precisado por el estudio de Robertson Research (1981), ya que la formación Agua Caliente no aflora en el Pongo de Manserriche.

En cambio, Müller y Aliaga (1981), en base a las ostras determinadas por Williams (1949) y a un estudio detallado de los palinomorfos determinaron una edad Cenomaniana para la mayor parte de la formación, siendo el tope del Turoniano inferior.

El ambiente deposicional varia desde un sistema netamente fluvial en la parte oriental hasta un sistema de deposito fluvio deltaico hacia el Noroeste.

FORMACION CHONTA (Turoniano – Santoniano)

El mapa de la relación Arena-Lutita del marcador de la caliza Chonta al tope de Chushabatay refleja un evento transgresivo total que culmina mas o menos con la depositación de la caliza Chonta, y muestra una sedimentación arenosa decreciente del este hacia el oeste a lo largo de una orientación casi norte -sur

En la caliza Chonta se ha reportado la presencia de construcciones carbonatadas anomalas con una forma ovalada, alargadas y alineadas aproximadamente paralelas a la linea charnela de la cuenca en ese tiempo. Se postula que estas anomalias son arrecifes aislados ("Patch") que estarian unidos sobre la superficie de la caliza Chonta. Este tipo de rasgo sedimentario no habia sido descrito antes en la cuenca Marañon hasta los trabajos de Parsep, (2001)

El Término formacional fue propuesto por Moran y Fyfe (1933) para la secuencia sedimentaria muy fosilifera que aflora en la isla de Chonta del rio Pachitea. Sobreyace transicionalmente a la formación Agua Caliente e infrayace de la misma manera la formación Vivian.

Su distinción es obvia al ser una unidad con litologías mas suaves y estar entre dos unidades litológicas arenosas y por su color mas oscuro. Aflora ampliamente en la faja subandina. Se caracteriza en el paisaje por conformar valles estrechos y paralelos al rumbo de las estructuras o depresiones siendo sus afloramientos pobremente expuestos.

Esta conformada de lutitas grises, margas gris rojizas a púrpuras algo fosilifera, calizas masivas negras, grises y verdosas, lodolitas rojo marrón y púrpura y algunos bancos arenosos; con espesores de 150 a 500 m.

Posteriormente trabajos exploratorios mas detallados han permitido diferenciar 3 miembros: Huaya, Pona, Cetico (Azalgara,1970)

Esta unidad contiene fósiles, distinguiéndose Amonites, ostracodos, gasterópodos, Radiolarios, foraminíferos planctónicos y bentónicos, carofitas y algunos restos de dientes pequeños de peces, datándosele del Turoniano a Santoniano,. Robertson Research (1981) ha determinado 3 zonas palinológicas de la formación Chonta: *Elaterocolpites castelaini*, *Elateroplicites*.

1. La zona de *Elaterocolpites castelaini*, *Elaterocolpites castelaini*, *Elaterocolpites africaensis* y *Sofrepites legouxae* data la parte inferior de la formación Chonta del **Albiano superior – Cenomaniano inferior** en el pongo de Manserriche.

2. La zona de *Triorites africáensis* del **Cenomaniano superior – Turoniano** caracteriza la parte media de la formación en el Pongo de Manserriche y la cuenca Marañon.
3. Finalmente la zona de *Hexaporotricolpites emilianovi* de la parte superior de la formación Chonta (Pongo de Manserriche y cuenca Marañon), caracterizaría el **Coniaciano – Santoniano** (Robertson Research 1981).

Seminario y Guizado (1976) mencionaron foraminiferos bentonicos del Cretáceo superior y foraminiferos planctónicos del Coniaciano – Santoniano, siendo probablemente de edad **Cenomaniano** en el pongo de Rentema (Haller 1973, inedito).

Müller y Aliaga (1981) en base a unos análisis de los ammonites, foraminiferos y palinomorfos; dataron la Formación Chonta dentro del intervalo **Turoniano inferior – Santoniano**. Además de la zona de *G. crassipoli* (**Cenomaniano Terminal – Turoniano inferior**) de la base de la formación en la base en el Pongo de Manserriche identificaron 3 biozonas palinológicas:

1. La zona de *Ephedrepites* con estrías finas se encuentra en la base de la formación, y caracteriza el **Turoniano**.
2. La zona de *Tricolporopollenites* S 152 (Con abundantes *Tricolpites* y *Tricolporites*) caracteriza la parte mediana de la formación y representa probablemente el **Coniaciano**.
3. La zona de *Zlivisporites* caracterizada por la aparición de dicho genero y la abundancia de los géneros *Tricolporites*, *Tricolpites* y *Monocolpites*), corresponde al tope de la formación Chonta e indica una edad **Santoniana**.

Ademas, Müller menciona que el contacto entre las formaciones Agua Caliente y Chonta puede ser diacrónica y corresponde localmente a una laguna estratigráfica del **Cenomaniano superior - Turoniano inferior** (pozo Valencia 25-X)

Gutierrez (1982) menciona la ocurrencia de *Tectochara nusiniscateensis* en la parte superior de la formación Chonta de la cuenca Madre de Dios, que atribuye al **Santoniano**. En las cuencas Marañon, Huallaga y Ucayali, se reconoció una zona de *Ammobaculites* spp., asociada con otros foraminiferos bentónicos y algunos planctónicos (*Globotruncana* sp., *Globigerina* sp.), ostrácodos o fósiles marinos, asignada al intervalo **Turoniano – Santoniano**. En las mismas áreas, en el tope de la formación Chonta, Gutierrez (1982) identificó una zona de *Brachyocythera* sp. Con abundantes ostracodos y microgasteropodos, que sobreyace a la zona de *Ammobaculites*. Le asignó la misma edad como la zona anterior, asignándole edades desde el **Albiano superior –Cenomaniano – Turoniano** hasta el **Coniaciano – Santoniano**. Muller y Aliaga (1981) identificaron 4 biozonas palinologicas para esta unidad en el pongo de manserriche: Zona de *tricolpites* y *Tricolporites*

El ambiente deposicional fue marino, variando hacia sistemas deltaicos y zonas de pantanos costeros (lagonales), de aguas poco profundas e influencias de aguas salobres salinas pasando de un ambiente reductor en la parte inferior a un ambiente mas oxidante en la parte superior.

FORMACION VIVIAN (Campaniano-Maestrichtiano).

En una buena porción de la parte norte y oeste de la cuenca Marañon la formación Vivian puede ser dividida en una arena inferior y una arena superior, separadas por un intervalo de lutitas bien desarrollado. Este unidad de lutitas intermedia desaparece y la formación Vivian pasa a ser una unidad de arenisca masiva hacia el oeste donde se le observa con una tasa de 1.0 o mas y hacia el sur-sureste (al norte del arco Contaya) con tasas de valores de 0.5 o mas.

Las arenas Vivian de la cuenca Marañon Oriental podrian ser correlativas en tiempo a las lutitas Chonta del sector occidental. Esto es importante porque cada ciclo progradacional de Vivian podria representar un grupo de cuerpos de arenas

amalgamadas que pueden crear posibilidades de entrapamiento estratigráfico. Esto es particularmente cierto si cada uno es diferenciado por un evento transgresivo menor depositando una unidad de lutita potencialmente sellante.

Kummel, (1946, 1948) designa como formación Vivian a la unidad arenosa que aflora en la región de Contamaná, de Cushabatay y que sobreyace en concordancia a la unidad lutácea Chonta e infrayace en aparente concordancia (fallamiento) a las capas rojas de la formación Cachiyacu. Esta unidad está ampliamente distribuida en la faja subandina y es fácilmente reconocible al formar altos topográficos que generalmente bordean las estructuras que afloran en el subandino

Litológicamente es una secuencia (150 – 300 m.) de areniscas cuarzosas masivas, en parte cuarcítica, de colores blancos a gris claro de grano fino a grueso, y abundantes guijarros de cuarzo a veces conglomerática, subredondeado a subangular, bien seleccionada. Se presenta en bancos medianos a gruesos, varía de friable a dura. Presenta estructuras de laminación y abundante estratificación cruzada. Se intercalan paquetes de lodolitas y arcillitas de tonos rojizos a marrón púrpura, a veces negras, abigarradas en parte. En las facies laminares ocurren abundantes restos vegetales, fragmentos de huesos y copos de mica

Elsik (1964, 1966) determinó una rica asociación de esporas correspondientes mayormente a géneros nuevos. Por lo tanto, no permitieron una precisión cronoestratigráfica. Seminario y Guizado (1976) piensan que abarca el **Campaniano** y parte del **Maestrichtiano**.

Dicha interpretación fue confirmada por Robertson Research (1981) que definió la zona de *Crassitricolporites brasiliensis*, marcada por la presencia de *Buttinia andreevi*, *Gabonispores vigourouxii* y *Foveotriletes margaritae* entre otros.

Müller y Aliaga (1981) definieron la zona de *Monocolpopollenites SCI 39C*, asociado con *Proteacidites tienabaensis* y *Zlivisporites*, en la Formación Vivian y la parte inferior de la formación Cachiyacu (Río Cushabatay, Pongo de Tiraco). Estos especímenes son marcadores del **Senoniano superior** de África occidental. Le asignaron una edad comprendida entre el **Santoniano inferior** y el **Campaniano - Maestrichtiano inferior**. Además anotaron que la base de la formación Vivian podría constituir una buena línea de tiempo. Gutiérrez (1982) la considera como zona estéril.

El medio de depósito tuvo influencia de ambientes deltaicos, así como de zonas litorales, sugiriendo la llegada de una gran cantidad de arenas cuarzosas blancas provenientes de la meteorización intensa del escudo Guayanes que se depositaron en una amplia plataforma de aguas someras de gran distribución en toda la Amazonia.

FORMACION CACHIYACU (Maestrichtiano)

Definida por Kummel (1946, 1948) en la quebrada homónima, tributaria por la margen izquierda del río Ucayali al pie de los cerros de Contamana. También fue reconocida por Williams, (1949), en el flanco oeste del anticlinal del pongo de Manseriche. Sobreyace transicionalmente a la formación Vivian e infrayace de la misma manera a las capas rojas de la formación Huchpayacu.

Se trata de una serie (150 m.) esencialmente constituida de lutitas gris oscuras y lodolitas rojas en parte estratificadas a masivas con capitas de yeso. También ocurren areniscas gris rojizas en bancos delgados, compactas y duras y algunas limonitas, grises compactas con estratificación ondulada.

Se ha encontrado gasterópodos crustáceos, pelecípodos y foraminíferos aglutinados. Los microfósiles incluyen "*Gyroides*" relacionados a ciertas formas de amonites del Maestrichtiano. Se ha determinado una zona Palinológica *Gabonispores sp.* e interpretada como de edad Maestrichtiano, encontrándose tanto en esta unidad como en la formación Huchpayacu sobreyacente (Muller y Aliaga, 1981). También se ha identificado una zona de *Ammobaculites "C"* (Gutiérrez (1982).

Las faunas reportadas son de aguas marinas a salobres, existen niveles claramente marinos separados por niveles depositados en condiciones de aguas, mixtas probablemente estuarinas.

FORMACION HUCHPAYACU (límite Cretáceo –Paleoceno)

Esta unidad fue definida por Kummel (1946, 1948) en la sección del río Huchpayacu, tributario del río Cushabatay; dicho autor la considero como la base del Grupo Contamana el Terciario. Sus relaciones tanto hacia el tope (Formación casa Blanca) como hacia la base (Formación Cachiyacu) son transicionales, muestra importantes variaciones de potencia tanto hacia el norte como hacia el este, engrosándose y adelgazándose respectivamente. No se le ha reconocido en la faja subandina, salvo en su lugar se definición.

Constituida por lodolitas limosas de tonos rojizos, púrpuras y grises con intercalaciones de limolitas calcáreas y bancos de areniscas de grano fino. Se le asigna un espesor de aproximadamente 250 m.

Se ha reportado abundantes oogonias de charofitas en la parte inferior, reconociéndose algas en la parte superior de la secuencia; también se distinguen ostracodos de aguas dulces, gasterópodos y micromoluscos de aguas mixtas. Seminario y Guizado (1976), distinguen la zona de *Sphaerochara brewstrensis*, asignándole una edad tentativa Terciario Inferior, indicando que localmente podría corresponder al límite Cretáceo – Terciario. En el trabajo de revisión de Robertson Research (1981), se distinguen dos zonas *Rhabdochara rolli* y *Feistiella gildemeister*, correspondientes al Paleoceno inferior y superior respectivamente.

Muller y Aliaga, (1981), encontraron *Gabonisorites vigorouxi* en esta unidad del pongo de Tiraco; determinando la Zona palinologica *Gabonisorites sp.*, que indica el Maestrichtiano inferior. Gutiérrez (1982) asigna a las dos zonas reconocidas por Robertson como de edad Maestrichtiano, existiendo por lo tanto una divergencia de opiniones respecto a la edad de las zonas palinologicas reconocidas.

Se interpreta un ambiente mixto de facies continentales con influencias de aguas salobres.

FORMACION CASABLANCA (límite Cretáceo - Paleoceno)

Definida por Kummel, (1946 – 1948) en la zona del río Cushabatay, cuenca Ucayali. Sobreyace con ligera discordancia erosional a la formación Huchpayacu e infrayace conformablemente al **Paleógeno**. Tiene una gran distribución areal por lo que se le puede considerar una buena línea isocrónica (Pardo)

Presenta predominantemente areniscas cuarzosas blancas macizas, a veces deleznales con algunas intercalaciones de lutitas, la serie arenosa presenta una fuerte componente tobacea. La potencia de 50 a 60 m. es bastante uniforme.

Seminario y Guizado (1976) mencionaron palinomorfos con características especiales que requerían estudios detallados, pero piensan que son del Terciario Robertson Research, (1981) ha determinado una zona palinológica, *Proxapertites operculatus*, que cubre la formación Casa Blanca, asignándola al Paleoceno – Eoceno; Mientras que en la zona del río Cushabatay Muller y Aliaga (1981) reportan una abundante y rica asociación de polen y esporas entre los cuales *Buttinia andreevi*, *Foveotriletes margaritae*, *tricornites elongatus* y *Aquilapollenites senegalensis* que estarían datando el Maestrichtiano superior (Jardiné y Magloire, 1964, Regali et.al 1974). Se puede sugerir una edad que marca el límite Cretáceo - Paleoceno.

El ambiente deposicional Corresponde probablemente a un ambiente fluvio deltaico.

CENOZOICO

La depositación del mar epirico Cretaceo terminó durante el cretaceo superior con la llegada de los primeros pulsos de la orogenia andina (fases peruana e incaica), tiempo en el cual a través del Eoceno medio una sedimentación de estilo molásica dominó la cuenca. Esto fue interrumpido durante el Eoceno superior al Oligoceno inferior por una transgresión marina que resultó en la depositación de la formación Pozo. La depositación de las molasas se reanuda en el Oligoceno superior, la cual culminó durante la deformación Miocena Quechua y ha continuado después hasta el presente (Parsep, 2001).

El evento compresional más diastrofico en la cuenca Marañón toma lugar en el Mioceno superior y ha sido designado como la fase Quechua III (Parsep, 2001). La literatura describe típicamente las fases tectónicas Quechua I y Quechua II en el tiempo Mioceno inferior aunque no existen evidencias de estas deformaciones en las cuencas subandinas del Perú (Mathalone & Montoya, 1995) (Comunicación personal de Hermosa W.). La actual configuración de la cuenca antepais de la cuenca marañón toma su forma en este evento, con la combinación de levantamientos verticales a través de reactivaciones mayores de fallas de desgarre como ocurre en las montañas Campanquiz del norte (Fig. 43), las cuales en la actualidad separan la cuenca Santiago de la del Marañón (Parsep, 2001). También un fallamiento de despegue de tectonismo de "piel delgada" con un acortamiento arriba de 50 Km como se observa en la napa de corrimiento de Chazuta, cuyo levantamiento ahora separa en parte las cuencas Huallaga y Marañón (Fig. 44).

Introducción

Para una mejor comprensión de la litoestratigrafía de las cuencas sedimentarias y la descripción diferenciamos dos sectores del este hacia el oeste: la faja Subandina (o parte proximal) y el llano amazónico o zona de cuenca distal.

Por las características descriptivas de cada unidad, sugerimos que todas las secciones Neógenas de la Amazonia necesitan una revisión de campo.

Las cuencas Marañón y Madre de Dios cuentan con información geológica y esta relativamente buena, sin embargo las cuencas Ucayali y Santiago no cuentan con mucha información geológica por lo que se sugiere programar revisiones de campo incidiendo en la estratigrafía del Paleógeno y Neógeno.

Nueva Nomenclatura		Cuenca Marañon		Cuenca Ucayali		Cuenca Madre de Dios	
Periodo	Epoca	Subandino	Llano	Subandino	Llano	Subandino	Llano

CENOZOICO	NEOGENO	Holoceno	Aluviales	Mb. Ucamarca aluvial	Aluviales	Mb. Sin nombre	Aluviales	Mb. Chilivi	
			Mb. Pastaza	Mb. Ucamarca terrazas					
		Pleistoceno	Fm. Mera	Fm. Iquitos	Fm. Ucayali	Fm. Ucayali	Fm. Mazuco	Fm. Puerto Malonado	
		Plioceno							
		Mioceno	Fm. Tacsha Cushumi	Fm. Nauta Mb. San Regis Fm. Pebas	Fm. Rio Picha	Fm. Ipururo	Fm. Charqui	Fm. Madre de Dios	
	PALEOGENO		Fm. Chiriaco	Fm. Chiriaco	Fm. Chambira	Fm. Chambira	Fm. Quendeque	Fm. Inambari	
		Oligoceno							
			Fm. Pozo	Fm. Pozo	Fm. Pozo	Fm. Pozo	Fm. Távora	Fm. Távora	
		Eoceno							
		Paleoceno	Fm. Huayabamba	Fm. Huayabamba	Fm. Yahuarango	Fm. Yahuarango	Fm. Punquiri	Fm. Punquiri	

CENOZOICO

ZONA SUBANDINA

FORMACIÓN HUAYABAMBA (Paleoceno ?, Terciario inferior)

Definida por Williams (1949) en la zona del río del mismo nombre, tributario del río Huallaga. El Grupo Huayabamba alcanza su mejor desarrollo en la parte central de la montaña peruana y se adelgaza hacia el norte hasta adoptar la forma de cuña en el sur del Ecuador.

El espesor disminuye en dirección este desde 1500 metros en el pozo Tanguintza a 750 m. en el pongo de Manseriche. Zegarra (1964) describe en el pongo de Manseriche un miembro inferior con 450 m. de espesor de arenas con fuerte estratificación cruzada, luego sigue una **brecha de 100 m. de potencia** y la parte superior con 350 m. de lodolita con intercalaciones de areniscas. La brecha intraformacional esta constituida de areniscas conglomeraticas con fragmentos angulares de lodolitas varicolor en una matriz arcillosa y con guijarros de cuarzo, cuyo origen podría ser volcánico o piroclástico, o tratarse de una discordancia regional (Zegarra, 1964); Aflora en el río Yutopiza y Putuchin en la cuenca Santiago. El cuerpo brechoso es mas conspicuo en el flanco occidental del pongo de Manseriche y en el flanco este del anticlinal de Campanquiz (Tocsha, Huachiyacu, Mayuriaga); hacia el sur del Pongo de Manseriche disminuye en potencia y tiende a desaparecer (Zegarra, 1964). El espesor varia de 700 a 1500 metros y en general disminuye hacia el oeste.

Hay presencia de *Charophytes* (*Sphaerocharas* del paleoceno inferior), *Tectochara supraplana* (*nitellopsis supraplana*) del Paleoceno (Gutiérrez, 1982; Cooperación técnica Peruana – Alemana, 1982) en Hermoza, 2004. Romero L. (1997), determino los mismos géneros de muestras procedentes de la quebrada Tilapia, cuadrángulo de San Roque (16 -0): *Tectochara supraplana supraplana*, *Sphaerochara breviterensis*, que datan el Paleoceno, (en De la Cruz et. al. 1997)

Se interpreta un ambiente continental (Hermoza 2004).

Su edad corresponde al Paleoceno (Valdivia, 1974; Williams, 1949; Gutiérrez, 1982; Cooperación Técnica Peruano-Alemana, 1982; Carpenter & Berumen, 1999; (en Hermoza, 2004).

FORMACIÓN POZO (Eoceno - Oligoceno)

Constituye una unidad muy importante desde el punto de vista estratigráfico, ya que por su tonalidad gris es fácilmente diferenciable en el campo y permite diferenciar las secuencias de capas rojas inferior y superior a nivel regional (Williams, 1949).

La lutita/arena Pozo siempre ha sido considerada como un horizonte guía de tiempo, a partir del cual constituye el "datum" tanto para las correlaciones de pozos como de sísmica. En los perfiles de sísmica aparece el Pozo como un nivel de tiempo transgresivo a través de la cuenca siendo mas antiguo en el este a mas joven hacia el oeste. Esto se observa bien en las líneas sísmicas donde pueden ser identificados hasta tres ciclos.

Se le definió en la localidad de Pozo, cerca de la desembocadura del río Santiago en el río Marañón, donde Bassler (1924) describe una serie de lutitas grises con vertebrados e invertebrados a las que denomino "Pozo beds".

Litológicamente consiste en lutitas carbonáceas en capas delgadas de color gris oscuro con muchas intercalaciones delgadas de calizas de color gris oscuro, con muchas intercalaciones de calizas de color gris claro. La base esta marcada generalmente por areniscas o conglomerado arenoso. (Williams, 1949).

La formación Pozo ha sido dividida en dos miembros, de la base al tope:

Miembro Arenas Pozo: Esencialmente compuesto de arenas blancas bien clasificadas. La parte superior muestra finas intercalaciones arcillas grises. El espesor varía de 50 a 70 m., presenta un conglomerado basal erosivo y capas de areniscas gris claras de grano medio a grueso depositadas en un ambiente marino. En este miembro ocurre un nivel de tufos volcánicos reconocido tanto al afloramiento (Rojas, 1996) como en sísmica (Navarro, 2005); en Ecuador un nivel equivalente ha sido datado en el Eoceno medio (Christophoul et. al. 2002). A este miembro se le correlaciona con la Fm. Tiyuyacu del Ecuador.

Miembro Lutitas Pozo: Compuesto por arcillas y lutitas gris verdosas. Sus secuencias presentan dos niveles ricos en glauconita (Hermoza 2004), se caracteriza por presentar lutitas gris oscuras carbonosas con varios niveles de calizas grises, análisis efectuadas en muestras del pozo Piuntza (Mobil, 1969) demuestran que son buenas rocas fuentes de hidrocarburos aromáticos.

Se extiende desde la región del Bajo Huallaga, en la zona Nor-central del Perú, hasta la parte Sur del Oriente del Ecuador (Williams, 1949).

Un espesor de 440 m. Alcanza un espesor promedio de 95 m., mostrando variaciones importantes, hacia Yurimaguas se reporta hasta 480 m. y en el pongo de Manseriche 320 m. (Zegarra, 1964); aflora a ambos flancos del anticlinal de Campanquiz y en las estructuras presentes en la cuenca.

En las lutitas se reportan ostrácodos y las calizas tienen fósiles de Turritelas, pelecípodos y gasterópodos; además se reportan hallazgos en el pongo de Manseriche, dientes de Milibatidos, peces ind, coprolitos, Heterocyris sp.

Robertson Research (1981) y Gutiérrez (1982.) distinguen en esta formación una zona inferior de *Ammobaculites* "P", una zona mediana de ostrácodos y una zona superior de *Verrucatosporites usmensis*, que data al Eoceno superior. En los bordes de la cuenca se reportan algas de agua dulce *Pediastrum* sp. asociadas a la parte superior (Jaillard, et. al. 1994).

En el boletín N° 102 de Ingemmet (De la Cruz, et. al. 1997), en la zona de la frontera con Brasil, Romero (1997) ha determinado en el cuadrángulo de San Roque (16 -0), las siguientes Carofitas *Tectochara supraplana* y *Kosmogyrá monolifera*, y se ha determinado los siguientes ostrácodos *Cytheridella strangulata* JONES. *Buntoia howei*, *Pterygocythere* sp. y *Cytheridella* sp.. En el cuadrángulo del cerro San Lucas, Romero (1997) también reporta aparte de los géneros ya mencionados las carofitas *Peckichara palcazuensis* y *Tectochara supraplana sulcata* y los ostrácodos *Cytherillidea* sp. y *Cytherimorpha* sp. y *Haplocytheridea montgomeryensis*, *Buntonia howei*, *Haplocytheridae* aff. *H. Israelsky* y *Pterygocythere* sp. y en el cuadrángulo de Cantagallo (17 -o) el ostrácodo *Leguminocythereis genappensis*.; las mencionadaa asociaciones de flora y fauna datan el Eoceno (Romero, 1997, en De la Cruz, et. al. 1997)

La fauna indica un ambiente marino salobre. Además representan al Eoceno - Oligoceno (A.A. Olsson en Williams M. D.1949)

Se le correlaciona con la Fm. Ortoguaza de Ecuador (Christophoul et. al. 2004).

FORMACIÓN CHIRIACO (Oligoceno)

Esta definida por Williams, (1949) en la zona del río Chiriaco afluente del río Santiago. Aflora bien aguas arriba de los ríos Nieva, Tunduntza, Quinguiza y Llano de la cuenca Santiago.

Constituida esencialmente de secuencias continentales, litológicamente presenta lodolitas, lutitas plásticas y areniscas de colores rojizos a pardo amarillento con intercalaciones de lentes conglomeráticos de naturaleza polimíctica y niveles de limolitas. Esta unidad tiene un espesor de aproximadamente 725 m. alcanzan hasta 1095 m. en el pongo de Manseriche (Zegarra, 1964).

Se encuentran grandes pedazos de madera petrificada y carbonizada, son conspicuos. De edad Terciario superior (Williams, 1949).

Corresponden a un ambiente continental, fluvial. Además constituyen terrenos poco resistentes a la erosión ("bad lands"). Se le observa a ambos flancos de la cadena Campanquiz sobreyaciendo a las pelitas de la formación Pozo

FORMACION TACSHA CUSHUMI, (Terciario superior)

Se le ha definido en la sección de las quebradas Sin Nombre y Muchinguiza, al este de los cerros Campanquiz, en la Amazonía norte.

Infrayace a una secuencia aluvial de 100 m. de espesor y sobreyace a la formación Pozo, de manera concordante. Se ha distinguido dos miembros: uno arenoso inferior de 2982 metros de espesor, equivalente en parte a la formación Chiriaco, y un miembro limolítico superior de 630 m de espesor, probablemente equivalente a la formación. Pebas del Llano Amazónico. Entre los dos miembros aflora una capa de conglomerado que marca el límite superior del miembro inferior (Masón & Rosas, 1955).

El miembro arenoso caracterizado por areniscas de 0,1 a 0,3 mm., de talla de grano mala a pobre clasificación, 4 a 10 % de granos oscuros y de 2 a 5 % de inclusiones carbonaceas gris azulado medio a marrón gris morado, con alternancias de limonitas arenosas de tonos marrón rojizo oscuros a gris azulado, gran parte de afloramientos están muy intemperizados. Se nota la ocurrencia de magnetita y glauconita, un 2 % de arcillas activas y más de 4 % de material carbonáceo, con parches aislados de caolinita y material tufáceo diseminado.

El miembro superior, con limonitas y lodolitas, de tonos gris azul a rojo marrón claro, fuertemente intemperizada y fácilmente erosionable, con más de 5% de material carbonáceo, el cual se concentra a lo largo de los planos de estratificación.

Espesor: 3612 metros.

Edad Terciario superior

De ambiente deposicional continental a lacustrino, tipo pantano

LLANO AMAZONICO

En el Neógeno se puede diferenciar las unidades que afloran en el subandino de las del Llano Amazónico: Se distinguen las siguientes formaciones Pebas, Unidad "B" (Rasanen, et.al.1998, Rebata et. Al. 2006^a) y Nauta, (Rebata et. Al. 2006^b)

FORMACIÓN PEBAS

La localidad tipo se ubica en el poblado de Pebas, a 50 Km. al este de Iquitos, en la margen norte del río Amazonas. El neoestratotipo esta cerca al poblado de Pebas, en la rivera izquierda de Ampiyacu o del río Amazonas, Loreto, Perú (posiblemente en afloramiento infrayaciendo a la base militar de Pijuayal, asignado como neoestratotipo por (Hoorn 1995; Rasanen 1998). Sugerimos como área tipo de la formación Pebas, los afloramientos a lo largo del río Amazonas. Desde el poblado de Pebas 150 m. al W de la Base Naval de Pijuayal (71°50'W, 3°20'S), hasta la localidad de Chimbote (70° 45' W 3° 55' S).

Se extiende en toda la parte nororiental de la Amazonia peruana, prolongándose hacia Brasil y hacia Colombia. concordamente al Miembro San Regis Infrayace

Esta unidad se caracteriza por presentar limolitas púrpura con laminaciones de carbón, pirita, glauconita y fragmentos fósiles de ostrácodos, moluscos, gasterópodos y restos de peces (Gabb, 1869).

Lodolitas, Esmectitas fosilíferas, arenitas inmaduras y lignitos. Las arenitas y lodolitas presentan coloraciones mayormente azules o grises. Los depositos consisten de asociaciones de litofacies granodecrecientes y granocrecientes formando secuencias de 3-8 m de espesor. Sus bases son discordantes. El contacto en la base del

secuencia es extensiva lateralmente más o menos plano y tiene icnofosiles de *Thalassinoides* o *Psilonichnus* que son tubulares, regularmente ramificados, y su diametro es 10-25mm.

Sobreyaciendo el contacto ocurre una facies de limo arenoso masivo granodecreciente de tonalidades azules. Estas facies tiene una "suite" con mezcla de ichnofacies de *Cruziana* y *Skolithos* con una diversidad baja a mediana. Tambien ocurren capas masivas sin bioturbación de "shell hash"

Hacia arriba las facies limo-arenosas cambian gradualmente a un limo arcilloso laminado que tiene icnofosiles de *Planolites* y *Chondrites*. La bioturbacion en estas facies es uniforme y su intensidad es tipicamente alta (60-100%).

Las facies limo arcilloso tiene una tendencia granocreciente gradual y cambian a una estratificación heterolítica de arena fina y limo. Estas facies arenosas heterolíticas tiene una "suite" de baja densidad y baja diversidad de icnofosiles de *Skolithos* alineado y no alineado, *Arenicolites*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha irregulaire*, *Gyrolithes*, *Cylindrichnus*, *Thalassinoides*, *Planolites* and *fugichnia*. Las estructuras sedimentarias consisten de ripples de olas, ripples combinadas y ripples de corriente. Los "foresets" de los ripples tienen frecuentemente laminillas de lodo" y material organico.

Hacia el tope la asociacion de facies muestra la gradación de las facies heterolítica hacia unas facies holítica limosa con ripples y finalmente con intervalos ligníticos, que contienen fosiles de agua dulce comunes como tortugas, caimanes y huesos de vertebrados continentales.

Otras facies observadas son los depositos heterolíticos de canales, sus bases son cortantes, lateralmente limitados y el relleno del canal tiene un tendencia granodecreciente (Gingras et al 2002, Hovikoski et al. en prensa)

Estan presentes fósiles de bivalvos, gasterópodos y restos de vertebrados. Seminario y Guizado determinaron una zona de *Pseudolacuna macroptera* asignándole una edad Mioceno superior - Plioceno; Robertson Research (1981) reconoce la zona *P. macroptera* que esta sobreyacida por la zona de *Crassoretitrites vanraadshooveni* que asociada a *Cicatricosisporites dorogensis* indican una edad Mioceno inferior tardío a Mioceno medio temprano (Robertson Research, 1981). También se encontró *Rotalia* sp., especie que indica un ambiente marino efimero.

El espesor aumenta de este (100-200m) hacia oeste (1000m).

Las secuencias de la formación Pebas se interpretan como sucesiones de margenes de bahía transgresivos-regresivos. Los ambientes de sedimentación varían de bahías mar afuera disoxicas a cara de playa, influenciada tidalmente, salobre y finalmente ambientes de pantano costero de aguas frescas y/o Lagoon. Canales fluviales-tidales con estratificación inclinada heterolítica (EHI) se encuentran frecuentemente (Gingras et al 2002, Hovikoski et al. en prensa)

Su edad corresponde al Mioceno inferior tardío a Mioceno medio temprano (Robertson R. 1981). El medio ambiente deposicional marino a salobre con ocasionales incursiones marinas es controversial (Gingras et al., 2002; Wesselingh, et al., 2002b, Hovikoski et al. en prensa)

Puede ser equivalente con las formaciones Pastaza superior en Ecuador de Tschopp (1953) y Formación Curaray en Colombia.

Miembro San Regis

Se han usado diferentes nombres informales para esta unidad en el area de Nautiquitos, Unidad Canalizada de Porvenir/Unidad B (Räsänen et al. 1998) o formación Ipururo (Martinez-V, et al 1999, Sanches,-F. et al 1999), el "uppermost" Pebas (Rebatta et al. 2006). En esta sinopsis se propone para esta unidad un "status" de Miembro y la denominación de San Regis, nombre que proviene del caserío más grande en su localidad tipo. El Miembro San Regis es un miembro de la Formación Pebas.

La localidad tipo se ubica en la margen norte de Rio Marañon entre la confluencia de rio Tigre y el pueblo Nueva Union (un area 75 km x 10km) según Rebatta et al (2006). Con secciones de referencia en las localidades Santa Rosa-Buen Retiro S 4° 30' 06" W 73° 33' 55", Monte Verde S4° 29' 60", W 73° 55' 21", San Jose S 4°29' 43", W 73° 55' 41", Alberge S 4° 29' 26", W 73° 56' 08", La litología de este Miembro es muy similar a la de la formación Pebas. Se remarca en esta unidad la falta de capas ligníticas y niveles de moluscos. También los canales heterolíticos son mas abundantes y potentes. Rebata et al. (2006) documentan 6 asociaciones de litofacies:

- (1) Capas dobles horizontales heterolíticas con predominancia de limos.
- (2) Limo marron con ripples, lodo marrón con raices
- (3) Arenas lenticulares con estratificación cruzada y laminillas de lodo lenticulares.
- (4,5) Capas con estratificación inclinada heterolítica con predominancia de limo o arena y
- (6) Capas dobles ("Couplets") horizontales con sedimentos heterolíticos con predominancia de arena ?

Esta unidad aflora en un area extensa al lado de los afloramientos de la formacion Nauta en el area del Arco de Iquitos.

Es concordante a la formación Pebas. El cambio es gradacional cuando comienzan aparecer capas sin horizontes de lignito y sin niveles con moluscos del miembro San Regis (Nueva Union). También se observa una mayor ocurrencia de canales con estratificación heterolítica inclinada. El contacto con la sobreyacente formación Nauta es también gradacional el cual puede observarse al costado de la carretera Iquitos – Nauta.

En el area tipo es aproximadamente unas decenas de metros, pero estos evidentemente aumentan hacia el oeste de la cuenca Marañon.

Están presentes algunos dientes de *Purussaurus* sp. se han encontrado en las orillas del rio Marañon en la localidad Señal Bellavista y en el lado del rio Itaya en las cercanías del pueblo Cahuide (Martínez-V. et al., 1999)

La sedimentación ocurrió en el inicio de una última transgresión general en la Amazonia Peruana. Durante el inicio de transgresión las aguas del area habrían tenido una salinidad creciente y han ocurrido progradaciones menores y retrogradaciones en los estuarios y zonas costeras. Las 6 asociaciones de litofacies se interpretan como representativas de:

1. "Shoals" planos subacuáticos, someros y lodosos
2. Paleosuelos.
3. Canales secundarios y cursos tributarios "run-off".
4. Barras en Punta influenciadas tidalmente, y
5. Depósitos de cara de playa, respectivamente.

Las medidas de paleocorrientes indican una dirección de transporte hacia el NO y la costa habría tenido una orientación ENE-OSO.

Datos palinológicos extraídos de muestras recolectadas en las barras "en punta" de los canales costeros, incluyen formas diagnósticas como: *Echitricolporites spinosus*, *Fenestrites spinosus*, *Magnastriatites grandiosus*, *Psiladiporites redundantis*, *Psilaperiporites minimus*,

Cyatheacidites annulatus, *Verrucatosporites usmensis*, and *Monoporites annulatus*. Estas formas se correlacionan con las Zonas Palinológicas de *Fenestrites* y *E. spinosus* que sugieren una edad Mioceno tardío.

En el mapa litoestratigráfico las áreas que indican afloramientos de formación Buena Union, preservan frecuentemente en la parte superior de las colinas depósitos de la formación Nauta sobreyacente.

FORMACIÓN NAUTA (Mioceno)

La localidad tipo: esta en el pueblo de Nauta, cerca de la confluencia del río Marañón con el río Amazonas. Una sección de referencia en la carretera Nauta 2 – Iquitos Km. 9.24 – 9.28, Carretera Nauta 3 – Iquitos Km. 14.52 – 14.6 (Rasanen, et al. 1998).

Se componen de capas de arenas y lodolitas en alternancia comunmente de colores amarillo rojiza, raramente grisacea. Las arenas son más gruesas que en el miembro San Regis. Los sedimentos rellenan grandes complejos de canales con Estratificación Inclinada Heteroleítica (EHI), los cuales están caracterizados por la presencia de retrabajamiento del substrato (presencia de intraclastos de lodolitas); frecuentemente forman estratificaciones en transposición (capas muy deformadas). (Rasanen et al., 1998). Rebata et al. (2006) documentan hasta 3 asociaciones de litofacies 1) arenas con estratificación cruzada en artesa con laminas de lodo débilmente bioturbadas; 2) capas con estratificación heteroleítica inclinada fuertemente bioturbadas, localmente pervasivas, 3) capas dobles (couplets) horizontales de arena y limo moderadamente bioturbadas.

La litología varia entre limonitas lodosas de grano fino amarillas, rojas, marrones a gris claro o arena beige y lodo gris. Arena de grano medio a grueso, areniscas calcareas y margas beige a gris claro tambien se observan localmente. El lodo incluye arcillas esmectíticas azuladas a caoliniticas rojizas con un componente subordinado de illita y cerca a la superficie niveles con clorita y aluminio.

Esta unidad es muy extensiva en el norte de la Amazonia Peruana. Se encuentra esta formación aflorando cerca al Arco de Iquitos pero se distribuye en varias otras areas y evidentemente su extensión era antiguamente mucho más continua. Sobreyace en conformidad al Miembro San Regis y forman la superficie reciente en extensas areas. Infrayace localmente en discordancia a la Formación Iquitos. (Rasanen et al., 1998; Sánchez-F. et al., 1999)

En el area tipo tienen espesores de 30 a 50 m.. Según Sánchez (1999) tienen más espesor hacia el oeste en la cuenca Marañón.

Se encuentran restos de troncos (*Salinoxylon serrae n.sp.*) recolectados en el corte de la carretera Nieva—Urakuza, indican una edad Miocena. Se reporta la ocurrencia de carofitas en la base de la formación correspondientes a la zona de Tectochara ucalensis irregularis (Robertson Research, 1981)

La asociación palinológica de la formación Nauta es dominada por *Psilatricolporites varius*, *Retitricolpites simplex*, *Crototricolpites sp.*, *Psilatricolporites triangularis*, *P. operculatus*, *P. maculosus*, *P. crassoexinatus*, *Psilatricolpites anconis*, *Heterocolpites incomptus*, *Retibrevicolporites grandis*, *Zonocostites*, *Cyperaceapollis*, and *Monoporites annulatus*. *Psiladiporites redundantis*, *Psilaperiporites minimus*, y *Retitricolporites leticianus* se encuentran localmente (Rebata et al., 2006). Esta asociación de palinomorfos esta relacionado a un típico ambiente de manglares (Rebata-H et al., 2006).

Pertencen a un sistema fluvio - estuarino con sobresaturación de sedimentos e influencia de mares y olas en una cuenca cerrada (Rasanem et al. 1998).

La Formación Nauta en su area tipo corresponde a un complejo de canales marinos marginales, someros con predominancia de canales con influencia de mareas que evolucionan en las zonas de aguas salobres inactivas de la planicie de un delta.

Las tres asociaciones de litofacies indican subambientes de 1) dunas subacuáticas tidales en la base de los canales, 2) barras “en punta” depositados por canales tidales y 3) planicies subtidales hasta intertidales.

En base a la zona de carofitas definida se le asigna al Mioceno superior (Robertson Research, 1981).

Aunque la asociación de polen contiene ~~taxas~~ *taxas* comunes en el Mioceno inferior a medio temprano como la zona de rango concurrente *Psiladiporites/Crototricolpites* de Hoorn

(1994^a), no es posible de establecer la edad exacta debido la zona no tiene especies marcadores estratigraficas y esta basado en el decrecimiento de *Retitricolporites guianensis* y la primera aparición de *Crototricolpites annemariae*, *Proxapertites tertiaria*, *Psiladiporites minimus*, y *Retimonocolpites absyae*.

No obstante, la posición estratigrafica de esta unidad en el tope del miembro San Regis, parte mas superior de la formación Pebas sugiere una edad Mioceno superior para la formación Nauta.

El establecimiento del sistema fluvial moderno del río Amazonas hace 8 Ma, marca un limite superior para las muy difundidas condiciones lacustrinas con influencia marina en la Amazonia occidental. Por lo tanto, la edad debe ser Mioceno tardío temprano entre 11 y 8 Ma.

FORMACION IQUITOS

Los autores originales no describen la localidad tipo. Utilizamos el nombre original precisando sus características y porque los principales afloramientos ocurren en los alrededores de la ciudad de Iquitos. Es la unidad geológica que forma las mayores elevaciones en la zona (alturas de hasta 140 m.s.n.m).

El lectostratotipo se encuentra en El Paujil, Quistococha, Km. 25 carretera Iquitos – Nauta (Rasänen et al. 1998)

Constituyen "Arenas blancas de grano fino, localmente de tinte crema. Algunas intercalaciones de grano más grueso. Constituyen la napa freática actualmente explotada." Esta unidad aflora al sur del río Nanay, al oeste del río Itaya y al SO de Iquitos. (Rasanen, et al., 1998).

Sobreyace a la formación Pebas en forma erosional.

Constituyen areniscas cuarzosas blanquecinas. Esta unidad esta conformado por uno o más ciclos granocrecientes. La secuencia tipo de aproximadamente 10 m de espesor, abarca un conglomerado basal con base algo erosiva sobre las lutitas de la formación Pebas; presenta guijarros en matriz arenosa (grain support), hacia arriba la talla de grano disminuye (granodecreciente) y se presenta masiva en 1 a 2 m, aunque a veces se observa estratificación oblicua planar o estratificación cruzada en artesa, que no es muy notoria por la naturaleza monomineral de las arenas. Hacia arriba tenemos un nivel de arenas también granodecrecientes con una típica estratificación cruzada planar, y hacia el tope arenas finas con estratificación horizontal, coronado todo por una lodolita masiva de llanura de inundación (Rasänen et al. 1998). La evolución vertical de facies arenosas traduciría el ciclo fluvial en un canal meandriforme (secuencia tipo barra en punta). (Rasänen et al., 1998; Klemola, 2003). El ambiente deposicional para la formación Iquitos se considera como de arenas de point bar (barras linguoidales), depositadas por la migración del antiguo río Nanay. Tiene espesores de 50 a 100 m.

Se encuentra madera silicificada (Rasänen et al., 1998).

La edad de esta formación es entre el Mioceno tardío y el Cuaternario tardío (8 – 0.1 Ma.) (Rasänen, et. al., 1998).

Los sedimentos sufren fenómenos de meteorización y alteración (podzolización) y deformación (Klemola, 2003).

Tal como fue reconocida en los alrededores de la ciudad de Iquitos abarcaba depósitos de la formación Pebas así como las formaciones neogénicas sobreyacentes (Ruegg & Rosensweig, 1949). Posteriormente se le ha denominado Arenas de Iquitos.

Miembro Pastaza (de Tacsha Cushumi)

Esta constituye una nueva unidad litoestratigrafica que representan los depósitos volcanoclasticos de la parte distal del abanico de Pastaza. Quispesivana et. al. (1999) denominan estos depósitos como "depósitos palustres".

Los pequeños rios secundarios como el rio Chambira son los que forman el drenaje actual del abanico distal.

Las secciones fueron descritas por Quispesivana et. Al. (1999) en las figuras 4.13 a-d. Los sedimentos son arenas y lodolitas con contenido organico como turba. En el rio Corrientes los arenas se describen como arenas gris oscuras de grano medio, subredondeado mal seleccionadas, litoclastica con abundantes fragmentos volcanicos y cuarzosos (liticos de rocas volcánicas hipabisales 58 %, cuarzo monocristalino 26 %, Feldespato/plagioclasa 5 % etc., (Martinez W. et. Al. 1999).

El contacto basal no ha sido documentado, pero es evidentemente concordante con la formacion Tacsha Cushumi; su tope conforma la topografia reciente en la parte distal del abanico del Pastaza. Esta unidad aflora entre los rios Pastaza, Corrientes, Tigre y en ambos margenes del Rio Marañón, cubriendo un area de aproximadamente 30,000 km². La potencia de esta serie no se conocen bien, pueden variar entre unas decenas de metros hasta unos cientos de metros.

Se encuentra material orgánico de restos de arboles que se han datado entre 7000 hasta 8000 mil años, al lado del Rio Corrientes. (Räsänen et al. 1992). Corresponde al Pleistoceno-Reciente

Representa a un ambiente tropical reciente en la planicie distal pantanosa del abanico de Pastaza.

Miembro Ucamara (de Tacsha Cushumi)

Por su importancia práctica como unidades litoestratigraficas que forman los suelos y que corresponden al paisaje en grandes areas de la Amazonia Peruana, se propone usar el nombre litoestratigrafico Miembro Ucamara de la Formacion Tacsha Cushumi, para los sedimentos actuales y las terrazas de la cuenca de Ucamara en los margenes del rio Marañón hasta el borde Brasileño; sus depositos estan todavia muy poco documentados.

La localidad tipo se ubica en la parte central de la depresión de Ucamara. El lectoestratotipo corresponde a la estación Guardabosques PV-2 en Rio Samiria, poblado Leoncio Prado en Rio Samiria (figs 44 y 45 en Martinez W. et. Al. 1999)

Su descripción de asociaciones de litofacies se ha realizado hasta la actualidad solamente por partes. Arcillitas limosas semiconsolidadas de colores pardo oscura y estructura maciza.

Su contacto basal no se ha documentado pero es evidentemente conforme con la Formacion Tacsha Cusuimi. En el este los afloramientos en los margenes del rio Amazonas sobreyacen en discordancia a la formación Pebas. Su tope conforma la topografia reciente. Representan un ambiente fluvial tropical reciente, en una cuenca con subsidencia importante y continua.

El espesor es de unas decenas de metros hasta cientos de metros. De edad Pleistoceno-Reciente

MIEMBRO NAPO (de Fm MERA?)

Para pensar?

CUENCA CENTRO AMAZONICA: UCAYALI

Introducción

La evolución geológica del área de la gran cuenca Ucayali es controlada por dos sistemas tectónicos regionales reconocidos en las cuencas subandinas del Perú. El primero el sistema pre-Andino engloba tres ciclos de edades Ordoviciano, Devoniano y Permo-Carbonífero que sobreyacen al basamento pre-Cambriano de los escudos Guyanes y Brasileño. El segundo, el sistema Andino se inició con el comienzo de la subducción a lo largo de la margen occidental del Perú. Este incluye varias megasecuencias estratigráficas y numerosos ciclos sedimentarios menores, que van desde el Permiano superior hasta el presente.

ESTRATIGRAFÍA

El relleno sedimentario de la cuenca Ucayali es casi similar a la cuenca Marañón sureste incluyendo más de 3000 metros de clásticos molásicos continentales sobreyacentes a cuñas espesas hacia el oeste de principalmente series del Cretáceo, Jurásico y Triásico y una sección de Paleozoico extremadamente variable.

PALEOZOICO

El ciclo **tectónico pre-Andino** incluye los ciclos Ordoviciano, Siluriano, Devoniano y Permo-Carbonífero todos sobreyacentes al basamento cristalino metamórfico. Este sistema tectónico preserva sucesiones discontinuas de las unidades Ambo/Cabanillas/Contaya y más continuas de los grupos Tarma/Copacabana y Capas rojas/Ene, las cuales revelan tectónicas complejas que incluyen un posible "rifting" pre-Cabanillas y peneplanización y un levantamiento Permiano superior y episodio erosional.

La secuencia superior (Carbonífero - Pérmico) caracterizada por una sedimentación mixta con clásticos y carbonatos. Distinguimos unidades estratigráficas correspondientes a los sistemas Misisipiano (Gp. Ambo), Pensilvaniano - Pérmico inf. (Grupos Tarma y Copacabana).

El Permo carbonífero es la siguiente secuencia en la sucesión y es encontrada yaciendo discordantemente sobre el ciclo Devoniano y/o sobre sedimentos ordovícicos y Basamento en las áreas levantadas. Estas rocas tienen una amplia distribución a través de toda la cordillera de los Andes, en el subsuelo de las cuencas orientales Peruanas y en las cuencas brasileñas Acre y Solimoes

FORMACION CONTAYA (Ordoviciano)

Corresponde al inicio del sistema pre-andino y denominada como Formación Contaya, la cual sobreyace discordantemente al basamento. Esta unidad está constituida por pizarras duras laminadas de colores grises a negros, se ha reportado para este ciclo un espesor 4500 m. máximo en la cordillera oriental del sur del Perú donde también se le conoce con los nombres locales de formaciones San José y Sandía. Esta unidad aflora en el arco de Contaya con un espesor de 150 metros y a 35 Km. al sur de los pozos de Oxapampa en la parte sur y norte de la cuenca Ucayali y también ha sido perforada en la parte norte de la cuenca Ucayali.

Series de edad Ordovicianas inician el ciclo pre-Andino y están representadas por la formación Contaya silicoclástica. En el NE del Perú como se le encuentra en la cuenca Marañón, la formación Contaya tiene un espesor mayor a 150 metros. Un máximo espesor de 4500 m., ha sido reportado para este ciclo en la cordillera Oriental del sur del Perú. La formación Contaya aflora en las montañas de Contaya en la parte norte de la cuenca Ucayali.

FORMACION ANANEA (Siluriano)

Una porción de las secuencias clásticas monotonas perforadas por los pozos Panguana 1X y Sepa 1X en la zona sur de Ucayali podían representar este ciclo, aunque la data actual de estos sedimentos no es conocida

Este ciclo está representado por más de 1000 metros de argilitas, flysch y tillitas en el sur del Perú (Laubacher, 1978). Este ciclo deposicional termina con un episodio erosional que es el resultado de los movimientos tectónicos durante la Orogenia Caledoniana/Taconiana en el oriente peruano. Este ciclo Siluriano conocido como Formación Ananea ocurre conjuntamente con el Grupo Cabanillas que ha sido depositado en las cuencas Madre de Dios, Ucayali y Marañón. La secuencia Siluriana no ha sido perforada en la cuenca Madre de Dios.

GRUPO CABANILLAS (Devoniano)

En el sur del Perú, sedimentos Devonianos alcanzan espesores de más de 2000 m, mientras que en el norte del Perú, el máximo espesor alcanzado es de 1000 m. A diferencia de la cuenca Marañón las rocas de edad Devoniana son bastante extensas en la cuenca Ucayali. Particularmente en esta mitad meridional han sido encontrados en varios pozos y secuencias espesas pueden ser identificadas sísmicamente en la cuenca Ucayali centro-sur.

Rocas del grupo Cabanillas de edad Devoniana constituyen una unidad bien definida en esta cuenca, y ha sido encontrada en afloramientos en el pongo de Mainique y en los pozos Sepa 1X y Panguana 1X en el sur y los pozos Rashaya sur 1X y Cashiboya 1A en el norte

La presencia de esta unidad es interpretada sísmicamente a través de gran parte del subsuelo tanto en la zona sur como norte de la cuenca. La presencia de rocas de edad Cabanillas en las áreas de la cuenca Ene es sugerida y bien vista aunque esto no ha sido conclusivamente confirmado (Elf, 1966)

Esta caracterizada por mudstones gris oscuros, lutitas, limonitas y areniscas. Las lodolitas son micáceas de color gris oscuro y rica en hierro, mostrando un color de intemperismo rojizo con manchas de azufre. Generalmente, se considera que esta unidad se ha depositado en ambientes de aguas moderadamente profundas como turbiditas y depósitos hemipelágicos, los cuales pasan verticalmente hacia arriba a facies de aguas más someras.

En afloramientos al oeste de los campos de Camisea, la sección superior está representada por secuencias grano crecientes registrando episodios de progradación de una plataforma hacia una sedimentación deltaica y eventualmente hacia sedimentos representativos de un ambiente de cuenca somera. Cada periodo de programación termina en un evento de inundación que deposita rocas fuente potencialmente ricas en materia orgánica, facies que caracteriza a los sedimentos del grupo Cabanillas

En pocos lugares se ha puesto en evidencia afloramientos del Devoniano superior, cuyas excelentes facies de rocas fuente de hidrocarburos han sido puestas en relieve en las perforaciones Pando en la frontera con Bolivia mostrando facies de ambientes marinos restringidos, anóxicos tipo "Fiordos" (Mobil.....)

GRUPO AMBO (Carbonífero Temprano)

La sedimentación carbonífera comienza con la serie del grupo Ambo la cual fue depositada en un ambiente continental a marino somero. El grupo Ambo es bien conocido en la porción sur de la cuenca donde es generalmente encontrado

sobreyaciendo al grupo Cabanillas y/o al basamento (Parsep2001). Un grueso espesor de 813 m. en el sur disminuye a menos de 300 m. en el area del pozo La Colpa. La distribución en el sector septentrional no es bien conocida.

El grupo Ambo fue definido por Newell (1949) y Dalmayrac (1973) en la zona de Ambo región de Huanuco. Esta en aparente contacto conformable con el grupo Cabanillas infrayacente, mientras que con el grupo Tarma suprayacente parece existir una importante discordancia (Azcuay, 1992). Su espesor puede alcanzar los 500 m.

El Ambo identificado en la cuenca Ene corresponde a una plataforma siliciclastica somera desde facies mar afuera superiores a depositos predominantes de frente deltaico (Elf, 1996). En sus facies mas distales, el Ambo consiste de capas de tempestitas amalgamadas que contienen arenas verdoasas conteniendo restos carboanceos.

Se distinguen areniscas terrigenas de grano a fino a grueso de colores verdes a blanco friables, intercaladas con delgados niveles de limonitas y lutitas de colores grises, carbonosas o con materia organica; en la base ocurren areniscas conglomerádicas en capas gruesas con estratificación cruzada. Presenta restos de plantas y niveles de carbón que constituyen la transgresión inicial del Carbonifero temprano. Estos sedimentos pasan hacia arriba por la formación Tarma rica en clásticos, delgada y transgresiva, la cual es sobreyacida normalmente concordante por los carbonatos masivos de la formación de la Formación Copacana

Ademas contiene abundantes esporas y algunos acritarcos, no hay granos de polen. Las asociaciones palinológicas son de más de 60 % de afinidad franja Ecuatorial. (Azcuay, 1992). Por estudios palinológicos y relaciones estratigráficas se le asigna a Carbonífero inferior (Missisipiano) Azcuay, 1992.

Ambiente deposicional: La parte inferior incluye un ambiente interdeltaico a estuarino/Tidal que pasa verticalmente hacia arriba a facies fluviodeltaicas orgánicamente ricas, tipo parálico, y hacia la parte superior condiciones interdeltaicas a marinas restringidas próximas a la costa.

Esta unidad ha sido identificada como la principal roca fuente de los campos de gas y condensado de camisea.

GRUPO TARMA (Carbonifero superior)

Esta representado por una delgada unidad transgresiva rica en clásticos conocida como formación Tarma, tambien denominada como la unidad arenisca verdosa.

Definida por (Dumbar y Newell 1946) y (Newell, 1949), teniendo su localidad tipo a 1 Km. al sur de Tarma. Su relacion con la sobreyacente potente formación calcarea Copacabana, es conformable.

Esta representada por calizas micríticas en parte fosilíferas, masivas de tonos claros a cristalinas con intercalaciones de lutitas gris oscuro a gris verdoso. En la parte superior se intercalan niveles evaporíticos.

La ocurrencia de cefalópodos, pelecipodos, corales del tipo solitario y briozoarios permiten asignarle una edad Pensilvaniana. Estudios realizados en la parte superior de esta unidad presenta abundantes granos de polen monosacados y algunas miosporas. Las asociaciones de palinomorfos estudiadas dan típicamente procedencia Gondwanicas asignandole edades del Carbonífero tardío a Pérmico inferior (Azcuay, 1992)

Se interpreta un ambiente marino somero asociado a la plataforma continental, no tan lejos de la costa donde ocurrían áreas boscosas en condiciones de poca humedad.

GRUPO COPACABANA (El Permiano)

La secuencia Tarma – Copacabana es de amplia distribución en la mayor parte de las cuencas andinas

El nombre de la formación fue asignado por Cabrera La Rosa y Petersen, (1936) y posteriormente por Newell, (1945) a una secuencia de calizas y lutitas que afloran en la península de Copacabana en el lago Titicaca. Las calizas Copacabanas cubren la mayor parte del subandino Peruano con la excepción del Arco de Contaya y otros altos estructurales donde el cretáceo sobreyace directamente roca de edad paleozoico inferior. A su vez la Formación Copacabana es sobreyacida concordantemente por la formación Ene?

Constituye una potente secuencia de calizas fosilíferas gris oscuras (de mudstones a grainstones), compactas, y con delgadas intercalaciones de lutitas gris oscuras y anhidrita, y algunos bancos de dolomitas gris clara a beige. Presenta abundantes detritus de fósiles y algunos niveles con chert.

Esta unidad contiene varios niveles con característicos foraminíferos **Fusulinas** de edad Permiana. Además presenta abundante fauna como braquiopodos, pelecipodos, crinoideos, gasterópodos y tubos de anélidos, permite asignarla al Pérmico inferior. Además presenta abundantes granos de polen y un nivel con importante cantidad de Acritarcos, solo del género **Navifusa**.

La porción deltaica media tiene normamente valores de TOC de 0,1% y localmente sobre 0,8%, y 18.0 wt % con materia orgánica principalmente sumida con potencial de generación de gas y capacidad de generación de petróleo. Esta unidad es identificada como la principal roca fuente de los campos de gas y condensado de Camisea

El grupo Tarma /Copacabana es de lejos la unidad precretácea más ampliamente distribuida en la cuenca subandina, incluyendo las cuencas Ucayali y Ene.

Generalmente es difícil de marcar un límite superior para el grupo Tarma y las dos unidades juntas son por lo tanto frecuentemente referidas juntas como el grupo Tarma /Copacana. Una separación de los dos unidades puede ser establecida localmente donde el grupo Tarma incluye más intercalaciones Clásticas como en el área del Pongo de Mainique de la parte meridional de la cuenca Ucayali

La unidad inferior del grupo Tarma es una unidad clástica que incluye areniscas verdosas. Limonitas rojizas, lodolitas limosas y capas de anhidrita alcanzando un espesor de 80 m.

La unidad basal clástica de este intervalo es denominada el miembro arenisca verde, la cual típicamente presenta una buena porosidad y un buen potencial de roca reservorio. Esta es una arenisca cloritica y glauconitica, con mediana selección de grano fino a grueso con estratificación cruzada y colores de verde a marrón. Existe un contacto abrupto entre esta unidad y el grupo Ambo infrayacente.

Los clásticos coloreados verdosos disminuyen hacia arriba y la parte superior del grupo Tarma comprende wackestones micríticos y lodolitas gris oscuras estableciendo un contacto gradacional con los carbonatos sobreyacentes del grupo Copacabana. Los carbonatos se tornan una secuencia de unidades espesas de carbonatos esparíticos a micríticos gris oscuros, dolimitas cristalinas marrón claro a blanco, oolitas con estratificación cruzada, wackestones y cherts con distintivos horizontes ricos en Fusulinas en la parte superior (Pongo de mainique, Pozos Agua caliente y San Alejandro 1X). El grupo también incluye algunas capas de anhidrita limpias de 1 a 3 m. de potencia, ocasionalmente 5 m. de potencia, como en el grupo Tarma superior

En los pozos La Colpa 1X y San Martín 1X. En intervalo de 1950m. -2050m. en el pozo La Huaya 3X una unidad de anhidrita de 50 a 60 m. ha sido intersectada en la sección Copacabana y es repetida entre los 2430 – 2500m por una falla de corrimiento a los 2200m

El grupo Copacabana contiene lodolitas negras a gris oscuras ricas en material organica depositadas bajo condiciones de inundación o anoxicas con características de rocas fuente. Bancos de wackestones dolomíticos intercalados con areniscas marron a varios niveles en toda la unidad, producen un debil a fuerte olor a petroleo en superficies rotas frescas. Estos intervalos tienen valores de TOC de 2,0 wt% y están maduras para la generación de petroleo y gas en el pongo de Mainique, Shell, 1997. Cerca al tope los carbonatos están bioturbados y perforados y están infrayaciendo a las lodolitas basales de la formación Ene con ninguna evidencia de karst o brechas. En el pozo la Huaya 3X es comun encontrar dolomitas cerca de las capas de anhídrita. Estas dolomitas son de tonos grises marrones y gris oscuras, localmente yugulares, micriticas, oolíticas y pelletoidal, las cuales son remanentes de calizas originales antes de la dolomitización. La asociación anhídrita/dolomita porosa/carbonatos ricos en materia organica pueden constituir un sistema de petroleo potencial en esta parte de la cuenca

La cubierta tectonoestratigrafica Permiano superior –Jurásico medio fue acumulada en una compleja cuenca compartimentalizada, lo cual se puede corroborar en la sísmica (Parsep, 2001). La cubierta consiste de capas rojas de Mitu en segmentos de rift aislados, acumulación de clásticos de Pucara de grano fino, calizas y evaporitas y terminando con la sedimentación amplia del Sarayaquillo. La iniciación de la subsidencia y deposición de la formación Mitu es atribuida a un proceso de colapso orogénico de la orogenia Juruá del Hercínico superior (Parsep, 2001)

GRUPO MAINIQUE

La Formación Ene (Noipatsite)

Esta formación pertenece al Permiano superior y el grupo de capas rojas concordantemente sobreyacen al grupo Tarma /Copacabana e infrayacen discordantemente al cretáceo en el área de Camisea. El área alrededor del pozo Tamaya, y en una cuneta profunda al sur de las montañas Cushabatay y al oeste del arco de Contaya donde los datos sísmicos revelan la presencia de una espesa secuencia permiana de edad probable Ene que se extiende hacia las áreas perforadas por los pozos Orellana y Huaya.

La presencia de la formación Ene está confirmada en afloramientos al este de las montañas Shira desde el pozo Runuya 1X hasta el pongo de Mainique y en subsuelo en los pozos de Camisea y en varios pozos en la parte oriental de la cuenca Ucayali. Su presencia es bien conocida en los afloramientos de la cuenca Ene donde ha sido reconocida como roca fuente potencialmente petrolífera (Parsep, 2001).

El espesor de esta formación varía substancialmente, controlada por la profundidad de erosión de las discordancias de Permiano Tardío y Base del Cretáceo. Está mejor preservada en la parte sur de la cuenca Ucayali en el área entre Sepa/Camisea y el pongo de Mainique donde la unidad está dividida en tres miembros: la arenisca Ene/Noipatsite y los miembros Noipatsite y Nia con un espesor entre 150 a 220 m- (Shell, 1997)

Los miembros arenisca Ene y Noipatsite son cuerpos de areniscas con espesores de 70 – 150 m. similares en el tipo de roca y yacen sobre una lodolita gris oscura de 6 m. de potencia, roca fuente rica en materia organica con fuerte olor a petroleo en fractura fresca. La lodolita sobreyace las calizas del grupo Copacabana con ningún signo de carstificación o brechificación. Esta lodolita cambia a una limonita grisoscuro a negra en el área al este de las montañas Shira y ella desaparece en el Ucayali norte. Al oeste y al NW del arco de Contaya, un miembro de arenisca uniforme con espesores de 160 – 200m. posiblemente equivalente a la arenisca Ene/Noipatsite es preservada sobreyaciendo al grupo Copacabana el pozo Huaya 3X (identificado por Parsep,

basados en la correlación litoestratigráfica regional) y por Coastal en el pozo Orellana 1X al SE del Marañón.

Las areniscas Ene en el pozo Huaya 3X son blancas, cremas a gris claro, de grano muy fino a medio, subangular a redondeado, con cemento silíceo y no calcareo. La formación Ene (1690 -1850m.) sobreyace al grupo Copacabana y ella es coronada por una unidad de arenisca/conglomerado (1620 – 1690), el cual es sobreyacido por una sección clástica fina de capas rojas (1620 – 1690m.), tentativamente asignada por Parsep al grupo Mitu y Pucara respectivamente. El conglomerado tiene clastos de gneiss granítico con fenocristales de cuarzo-feldespato y cuarzo-feldespato grueso y matriz de fragmentos líticos. La secuencia clástica Ene-Mitu-Pucara (1400 – 1850) así definida, fue originalmente nombrada como formación Sarayaquillo infrayaciendo a la formación Cushabatay y sobreyacente al grupo Copacabana en los informes previos en el pozo Huaya 3X. Adicionalmente la interpretación estructural/estratigráfica de PARSEP en este pozo define una sección repetida de la formación Ene y las calizas superiores y anhidritas del grupo Copacabana.

En la cuenca Ene, la formación Ene consiste de cuatro unidades una lutita negra basal sobreyacida por una arenisca, luego una lutita negra superior sobreyacida por un intervalo dolomítico. Así, es más o menos idéntica al Ene identificado en el sur de la cuenca ucayali (área de Camisea). En la región de la cuenca Ene el contexto deposicional para el Ene corresponde a un ambiente marino marginal (lagoon) a planicie costera con lutitas negras lagoonales, Areniscas fluviales a estuarinas, y peritidal posiblemente una dolomita evaporítica.

Formación Noi (patsite)

La Cia. Shell (1996) definieron esta unidad y la caracterizaron en la sección del pozo de Mainique y en los pozos del área. Sobreyace a la Fm. Ene en aparente concordancia e infrayace a la Fm. Shinai. Es probablemente un equivalente lateral de la Formación Ene. Muestra una ligera influencia tectónica.

La unidad corresponde a arenas cuarzosas eólicas de colores rojizos a naranja (castaño) de grano fino a medio, subredondeados, de composición cuarzo-feldespático, muy bien seleccionado en la parte inferior con talla de grano muy uniforme y excelente madurez mineralógica. Algunas facies definidas son areniscas con estratificación cruzada formadas como dunas e interdunas húmedas, areniscas de grano fino entrecruzadas de bajo ángulo, originadas por corrientes efímeras, areniscas masivas bioturbadas muy finas a limolíticas de ambiente lacustre efímero; presenta intercalaciones de anhidritas. El cemento es arcilloso - dolomítico y muestra halos hematíticos; la estratificación varía desde laminaciones de 1 mm a 6 cm. en grupos de 8 a 10 m (mediana) y a mayor escala con estratificaciones cruzadas planares de alto ángulo producidas por "avalanchas" de películas de arena (Viera et al. 2004).

Se trata de un ambiente eólico desértico marginal, con cursos fluviales efímeros y "sábanas" de arena con el desarrollo de un complejo de dunas eólicas en la parte inferior. Se trata de mega dunas tipo "Erg". Por evidencia palinológica se le asigna al Pérmico – Triásico (Mohler, 1986).

Formación Shinai

También denominado como miembro Shinai, La Cia. Shell (1996) en sus estudios de factibilidad definieron esta unidad y la caracterizaron en la sección del pozo de Mainique y en los pozos del área. Sobreyace a la Fm. Noi - Ene en aparente concordancia e infrayace a la formación Nia en concordancia. Esta unidad se extiende lateralmente sin cambios mayores, constituyéndose en un horizonte guía para las correlaciones de los perfiles de los pozos en el campo de Camisea.

El miembro Shinai corresponde a una lodolita carbonatada con alto contenido orgánico que presenta abundantes laminaciones algales y bancos de calizas wackestones y oolíticas. Estudios más detallados (Viera et. Al. 2004) distinguen a la base de esta unidad un característico paquete arenoso de 30 metros que correspondería a un ascenso del nivel de base que dio lugar al retrabajo de las areniscas infrayacentes. Estudios de núcleos arrojan facies de areniscas con estratificación entrecruzada, algunas de bajo ángulo y otras con estratificación cruzada planar. También ocurren lutitas gris oscuras y niveles de chert que corresponden a la máxima inundación (Viera et. Al. 2004) Las pelitas son masivas y contienen palinomorfos.

Habría sido un ambiente marino cercano a la costa con condiciones estables que prevalecieron durante la sedimentación mayormente en suspensión. La presencia de calizas oolíticas permitirían interpretar una barrera que habría dado lugar a un extenso "lagoon" separado del mar abierto. Alcanza un espesor de hasta 100 metros. Basados en evidencia palinológica se le asigna al Pérmico - Triásico o al pre-cretácico.

La Formación Niakatsirinkari

Consiste de arenitas masivas de grano medio a grueso arcósico a subarcósico con estratificación cruzada métrica sugiriendo un origen eólico aunque no se detectó granos de cuarzo "frosted" en los afloramientos. El complejo de dunas es truncado del oeste hacia el este, debajo de la discordancia cretácea y basados en datos de paleocorrientes, hay una migración hacia el oeste hacia un ambiente Sabka (Shell, 1998). Los contactos inferior y superior con el miembro Shinai y con la formación Lodolita media son superficies planares cortantes como se observó en afloramiento y en los pozos Sepa 1X, Mipaya 1X, Pagoreni 1X y Armihuari 1X. Estos pozos tienen un máximo espesor de 90 a 130 m., el cual contrasta con los aproximadamente 40 m. de la sección inferior preservados debajo de la discordancia cretácea en los otros pozos en los campos de San Martín y Cashirari. Examinación petrográficas en intervalos seleccionados revelan su naturaleza adelgazada laminada y las alternancias de laminaciones bien seleccionadas con laminación clasificadas bimodales y la ausencia de arcillas detríticas. Esto también sugiere un origen eólico.

Lodolita media: esta formación está bien desarrollada en el pongo de Mainique y en el pozo Mipaya 1X donde se le encontró con 175 m y 90 m. respectivamente. La unidad consiste de lodolitas predominantemente roja con una unidad media calcárea roja y lodolitas dolomíticas, carbonatos micríticos delgados con raros pseudomorfos de anhidrita en afloramiento y con dos distintivos niveles de capas de anhidrita masivas de 10 m. de espesor. Como se observó en el pozo Mipaya 1X.

Arenisca superior: Esta formación está solo presente en afloramientos en el área del pongo de Mainique, sobreyaciendo con contacto planar cortante la formación lodolita media y el infrayacente grupo Pucara. Esta es una unidad masiva de grano fino a medio con capas granulares gruesas a gujarros y areniscas feldespáticas moderadamente bien clasificadas. Estratificación cruzada en artesa y tabular de más de varios metros de potencia y observaciones petrográficas sugieren un origen eólico para varios intervalos.

Los episodios tempranos del sistema tectónico andino son preservados en los extremos oeste y noroeste de la cuenca Ucayali, donde cuencas Permianas tardías/jurásicas profundas fueron formadas. Estas cuencas contienen secuencias de sin "rift" continentalmente derivados del grupo Mitu. Sobreyacido por una unidad transicional a marina de edad Triásica a jurásica dominado por sedimentación carbonatada y de evaporitas, el grupo Pucara. El Pucara es sobreyacido por capas rojas continentales regresivas de edad jurásica formación Sarayaquillo.

La identificación del Mitu en la cuenca Ene es considerada ambigua como es la identificación de secuencias mayormente de capas rojas en esta area estructuralmente compleja. Típicamente el Mitu representa la sedimentación de capas rojas en un complejo de horst y grabens a contexto de "pull apart" cercano a escarpas de fallas. Brechas de grano muy grueso e inmaduras han sido generalmente atribuidas al Mitu en esta región aunque ellas podrían muy bien representar subfacies locales del Sarayaquillo cuando están cercanas a las fallas límites de la cuenca Jurasica.

Todo el Pucara representa el evento de máxima inundación de una mayor megasecuencia mayor con las formaciones Chambara y Aramachay inferior formando el ciclo transgresivo inferior y el Aramachay superior y las formaciones Condorsinga/Sarayaquillo forman el ciclo regresivo superior. El Pucara como se ve en afloramiento es una secuencia marina que cambia a facies continentales y se bisela en sus ocurrencias orientales.

Elf concluyo que la formación Pucara en esta area registra una interdigitación entre carbonatos de plataforma interna y facies Sabka costeras relacionadas a las cuales una influencia de aporte silicoclastico está registrado.

Un ambiente sabka supratidal regional desarrollado en la transición entre las formaciones Pucara y Sarayaquillo, el cual marca el comienzo de la sedimentación continental a marina somera.

Con la siguiente regresión del mar jurasico las formaciones Pucara y la unidad evaporítica Callanayacu fueron sobreyacidas por capas rojas continentales del Jurasico medio a superior de la formación Sarayaquillo.

MESOZOICO

FORMACIÓN SARAYAQUILLO

En la cuenca Ucayali esta ampliamente restringida al Ucayali Septentrional, localizado alrededor del arco Contaya, y en la cuenca Ucayali norte a centro oeste donde secciones espesas de la secuencia pueden encontrarse sobreyaciendo la sal de la pared levantada del gran desplazamiento de fallas normales pre-mesozoicas como aquellas descritas en la sección oeste del Rashaya sur. EL Sarayaquillo esta virtualmente ausente de la cuenca ucayali meridional. En la cuenca Ene un considerable espesor de Sarayaquillo ha sido identificado aunque el contacto basal del Sarayaquillo con el Pucara es difícil de definir en esta area, El Sarayaquillo inferior fue descrito por Elf (1996) como correspondiente a un contexto de planicie costera inferior a lagoonal. Las secuencias medias son muy características de esta unidad, conteniendo centenas de metros de conglomerados característicos de un abanico aluvial distal o progradación de una planicie "en trenza", mientras que la secuencia superior es más arenosa y representativa de canales meandriformes y depósitos de desbordamiento de "crevasas" correspondiendo a un contexto de planicie de inundación de baja gradiente. Elf también sugiere que se puede pensar que todas las series conglomeráticas con estructuras de guijarros orientados que fueron asignados al Sarayaquillo medio, pueden ser representativos de facies más distales de las facies de Brechas Mitu.

FORMACIÓN CUSHABATAY- RAYA

Esta unidad está limitada al norte y oeste de la cuenca Ucayali como se mencionó anteriormente y en la cuenca Ene. Variaciones de espesor de la formación varían en un rango de máximo 400 m. en el pozo Santa Clara 1X en el área del arco de Contaya sobre 200 m. en la cuenca Ene y a 0 metros cuando la formación se bisela hacia el sur y este en el Ucayali y posiblemente sobre la parte central y sur del macizo de Shira (Elf, 1996 b). La formación forma una unidad de areniscas grano decrecientes con la base cortante que sobreyace discordantemente sobre la formación

Sarayaquillo. Esta consiste de una amalgamación potente de un cinturón de areniscas canalizadas en trenza a canales de baja sinuosidad. Este amplio cuerpo de arena continuo lateralmente es sobreyacido en discordancia por lutitas marinas a restrictivas de la formación Raya, la cual termina la amplia secuencia transgresiva registrada por el Cushabatay.

FORMACIÓN AGUA CALIENTE

El Agua Caliente superior se le observa "onlapeando" las unidades de edad Paleozoico en la cuenca Ucayali meridional, como toda la secuencia cretacea adelgazada del norte hacia el sur. En los campos de Camisea, Parsep interpreta el tope de la unidad de ser equivalente al tope de la arenisca Chonta basal de la nomenclatura de Shell. Esto se encontro debajo de la unidad de lutita continua que puede ser correlacionada a través de toda el área, aunque el tope litoestratigrafico de este intervalo puede de hecho extenderse hacia arriba dentro de lo que Shell designó al intervalo Chonta inferior. Si asi fuera en consecuencia representaria la continuidad hacia arriba de una secuencia predominantemente transgresiva de areniscas canalizadas y lodolitas.

En la cuenca Ene, Elf refiere al Agua caliente como el Iscozacín (Elf, 1996). Aquí la formación muestra una secuencia somera hacia arriba hasta areniscas litorales, estas areniscas estan interestratificadas con formaciones dominadas por Illita. Este paquete esta sobreyacido por una secuencia espesa de 300 m. extremadamente lutacea de facies de planicie costera inferior conteniendo canales menores y arena de desbordamiento de crevasas. Observaciones de campo (Elf, 1996) muestra que el Iscozacín (Agua caliente) actua como un nivel de despegue con deformaciones internas y duplicaciones.

FORMACIÓN CHONTA

Toda la formación Chonta representa el fin de una transgresión regional y el comienzo de un episodio regresivo. La superficie de máxima inundación que ocurre durante la sedimentación Chonta mas o menos representa la división entre los intervalos Chonta inferior y superior. Durante el periodo de maxima inundación, condiciones marinas fueron prevalecientes a través de toda la cuenca Ucayali y depositación durante este tiempo fue restrictiva primariamente a lutitas marinas y calizas.

La formación Chonta en la cuenca Ene esta edificada de una espesa secuencia de lodolitas carbonatadas con estratificación delgada. Este es claramente transgresivo sobre el tope de agua caliente con un "backstepping" de una plataforma con predominancia silicoclastica, seguido por una agradación de una plataforma carbonatada marina interrumpida por un evento regresivo finalmente.

FORMACIÓN VIVIAN

El complejo de areniscas Vivian extensivas regionalmente esta subdividida en tres unidades, con dos secuencias arenosas, El Vivian superior e inferior separados por el intervalo Cachiyacu. Estas arenas son cuarzoarenitas , blanca, de grano muy fino a muy grueso pobremente cementado con intercrecimientos de cuarzo y con porosidad intergranular moderada a buena. El Vivian superior tipicamente tiene arcillas autigenicas caoliniticas mientras la arenisca Vivian inferior como se noto primeramente en la cuenca Ucayali meridional tiene un carácter de arena mucho mas limpio:

Areniscas canalizadas se desarrollan en la base de ambas unidades areniscosas y yacen sobre contacto erosivos sobre sus respectivas unidades lodolitas inferiores. La Cachiyacu representa el final de un ciclo transgresional (secuencia grano decreciente hacia arriba) que comienza con la sedimentación de la arena inferior. El ciclo Cachiyacu representa un periodo de una considerable variedad estratigráfica como contiene numerosas lutitas y arenas discontinuas que han quedado protegidos del flujo de las aguas frescas lo cual es más común cuando no hay sección de Vivian a través de la cuenca.

El Vivian en la cuenca Ene se encuentra sobreyaciendo al Chonta separados por una importante discordancia erosional y consiste de arenas canalizadas que gradan hacia arriba en facies de planicie costera inferior. Estas arenas inferiores han sido designadas como las areniscas Vivian inferiores. El intervalo de planicie costera muestra un total aumento en influencia marina y es eventualmente sobreyacido por areniscas del frente de playa denominados el Vivian superior. Después de un breve intervalo de emersión hay influencia marina con la depositación de margas y areniscas carbonatadas a calizas arenosas, las cuales han sido designadas como Cachiyacu por Elf (1996b)

CENOZOICO

Los sedimentos de edad terciaria consisten de secuencias de capas rojas inferiores y superiores del Paleoceno/Plioceno superior separadas por la lutita Pozo y la arena Pozo. El par de Lutita y arena Pozo forman uno de los más fuertes eventos sísmicos en la cuenca Marañón y puede ser mapeado en la cuenca Ucayali septentrional. Este evento representa una incursión marina regional en las cuencas subandinas septentrionales y coincide en tiempo con importantes eventos de generación de hidrocarburos. La unidad de capas rojas superior incluye las formaciones Ipururo y Chambira. En la cuenca Ucayali meridional los sedimentos terciarios como se mencionó anteriormente, las unidades de lutita Pozo y arena Pozo son identificables solo en la cuenca Ucayali septentrional aunque marcadores equivalentes en tiempo pueden ser mapeados más hacia el sur de este límite. La lutita Pozo consiste de argilitas verde olivo yaciendo sobre las areniscas Pozo formada de areniscas gris verdosas, de grano fino, limosa, friable, tufacea, micacea y carbonacea.

El Yahuarango o miembro capas rojas inferiores de edad Paleocena está constituido de arcillas rojas y moradas con capas ricas en carbonatos nodulares y contienen carofitas Plaeocenas en el área de Camisea. Capas de areniscas líticas devienen más comunes hacia arriba y grada transicionalmente en el miembro arenoso rojo marrón y limonitas verdosas y lodolitas son comunes en la porción norte de la cuenca.

ZONA SUBANDINA

FORMACIÓN YAHUARANGO (Terciario inferior)

Kummel (1946, 1948), define esta formación en la cuenca Ucayali, localizando la sección tipo en la quebrada Yahuarango, tributaria por la margen septentrional del río Cushabatay, región de Contamana. La sección de referencia se presenta bien expuesta en la boca del río Yanayacu (Kummel 1946, 1948). Se extiende en la amazonía central, rodeando las estructuras, se sea anticlinales, altos estructurales o domos.

Esta constituida por secuencias continentales con algo de influencia marina. La serie presenta conglomerados con guijarros redondeados con estratificación cruzada,

intercalaciones espesas de lutitas rojas interestratificado con limolitas grises y rojas con concreciones de fierro, restos de plantas y algunas capas de yeso; la parte superior contiene dientes fósiles, huesos, plantas, pelecipodos de agua dulce y concreciones de pirita. La formación presenta horizontes duros que forman crestas sobresalientes. Con un espesor de 925m, el espesor original precisado por (Kummel 1946), alcanza los 1500m. en la sección de Cachiyacu.

Presenta numerosos fósiles de dientes, huesos y vertebras de peces, abundantes pelecipodos y restos de plantas, con *Charophytas* en la parte inferior. (Kummel 1946). Trabajos de Seminario y Guizado, (1970), reportan ocurrencia de ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Robertson Research (1981) identificó la zona de *Sphaerochara sp.* con palinomorfos muy similares a los de su zona *P. operculatus* y le asignó una edad eoceno basal; también la zona *SW Monoporites annulatus*. Gutierrez (1982) reconoce una zona inferior de *Sphaerochara sp.* y una zona superior de *Tectochara supraplana sp. (Nitellopsis supraplana)* que son atribuidas al Paleoceno inferior – superior. Además Robertson Research, (1981) definió la zona de *Nitellopsis supraplana* (anteriormente *tectochara supraplana*) y una zona de *Monoporites annulatus* que caracterizarían a la formación Sol, subunidad entre la formación Yahuarango y la formación Pozo, asignándole una edad Eoceno medio. Corresponde al Paleoceno inferior y superior (Gutierrez, 1982), y para Robertson Research (1981) Eoceno inferior a medio.

El ambiente deposicional se interpreta como una planicie de inundación cortada por canales y sistemas de lagos. Esta unidad definida originalmente como miembro Yahuarango en la sección de Cachiyacu, (Kummel, 1946, 1948) presenta lutitas rojas y varicolor con algunas capas margosas conteniendo carofitas en la parte inferior; se reporta fósiles de aguas dulces en un horizonte de limonitas en la parte superior., (400 metros abajo otro horizonte fosilífero).

FORMACIÓN CHAMBIRA (Paleógeno - Neógeno) La localidad tipo se encuentra en la quebrada homónima, afluente por la margen occidental del río Cushabatay.

Tienen una gran distribución en el subandino y llano amazónico.

Litológicamente presenta lutitas rojas limosas, con intercalaciones de areniscas masivas grises marrones de grano fino con estratificación cruzada con interláminas "partings" de lutitas rojas; En algunos lugares las areniscas contienen guijarros pequeños. En la base ocurre un nivel delgado de limolita calcárea y concreciones de calizas rosadas. Un horizonte de tobas masivas nodulares que alcanza unos 40m. de potencia, con tonos grises a verdosos, ocurre en la parte superior, teniendo extensión regional y marcando el límite con la formación Ipururo. Con espesores de 680 m. (Kummel, 1946).

Se reportan fragmentos de huesos de cocodrilo y caracoles (turriform) y troncos carbonizados de árboles pequeños, así como fragmentos de plantas carbonizadas en la parte media de esta unidad (Kummel, 1946). Seminario y Guizado (1976), definieron una zona inferior de *Tectochara ucayalensis* y posteriormente Robertson Research (1981) identificaron una zona inferior de *Tectochara ucayalensis* una mediana de *tectochara Parva* y una superior de *Magnastriatites howard*, siendo esta última de edad Oligoceno – Mioceno inferior. Gutierrez, (1982) distinguió una zona de *T. ucayalensis* principales en la parte inferior de la formación Chambira. Se le asigna una edad comprendida entre Oligoceno – Mioceno inferior (Robertson Research, 1981).

Se presenta en ambiente de inundación de aguas frescas.

En la sección del río Cachiyacu (Newell & Tafur en Kummel, 1946), La unidad está compuesta de lutitas rojas con areniscas rojas y marrones y capas margosas; predominan por sectores sedimentos arcillosos margosos varicolor y ocurren tobas

grises a verdes masivas nodulares. En la parte inferior ocurre un horizonte de 45 metros de lodolitas calcáreas color chocolate; se intercalan potentes barras de arenas con mega estratificación cruzada. Se encontró concreciones y guijarros (más de 2 mm.) de calizas marrones. En la parte inferior se reporta una capa de 1 a 2 metros de tufo volcánico. (Kummel, 1946; Newell & Tafur)

FORMACIÓN RIO PICHA (Mioceno - Plioceno ?)

En la zona de Pucallpa se uso el termino de "rió Picha beds" por los geólogos de la Peruvian Gulf (no tenemos la referencia del autor). Su expresión morfológica son mesetas irregulares cortadas por caídas de agua verticales que originan un drenaje sub paralelo bifurcado.

Esta formación rió Picha sobreyace con discordancia erosional a las areniscas de la Fm. Ipururo en la quebrada Poyeni (León & De la Cruz, 1988), Es probable que haya interdigitaciones con la mencionada unidad hacia el llano Amazonico.

Se extiende a lo largo de la cuenca Ucayali restringida a la Zona subandina.

Presenta conglomerados polimicticos con rodados de cuarcitas, metamórficas, e intrusiones con diámetros entre 0.5 a 7 cm. unidos por una matriz arcillosa-arenosa con cemento calcáreo que se disponen en secuencias irregulares. Existen escasas intercalaciones de areniscas líticas de grano grueso y lodolitas grises en estratos delgados. (León & De la Cruz, 1998). Con espesores de 150 m. de potencia.

Son característicos de ambientes de abanicos aluviales. Se considera de edad Mioceno - Plioceno

León & De la Cruz (1998) la definen como formación precisando que se trata de una secuencia de conglomerados polimicticos depositados en sistemas de abanicos aluviales de piedemonte. Esta unidad aflora en el rió Picha (hoja Quiriguete), afluente del rió Urubamba; también ocurre en la margen de la quebrada Poyeni; sus afloramientos se extienden con dirección NO - SE hacia los cuadrángulos de Sepahua y Quiriguete, donde Zarate & Galdos (1998) no reconocen esta unidad (la denominan Madre de Dios). Hacia el este en la zona de Camisea, la compañía Shell distingue en su estratigrafía de las Capas Rojas, un miembro conglomerático que probablemente sea un equivalente (Mohler, 1987).

FORMACIÓN UCAYALI (Pleistoceno ?)

Serie definida por Kummel, (1946) para la parte superior de la sección en el rió Cushabatay y rió Cachiyacu. Sugerimos que se puede usar el área del Rió Cushabatay como área tipo por presentar los mejores afloramientos.

Aflora muy bien a lo largo de los ríos Ucayali, Cushabatay y Sarayaquillo (Kummel, 1946).

Litologicamente esta constituido de la base al techo por conglomerados de clastos subredondeados de arcilla rojiza en matriz arenosa de granulometría media de 0.40 m., de grosor, seguido de arenisca fina limosa con laminación paralela de 0.20 m., y estructuras convolutas, va gradualmente a una arena suelta cuarzosa blanco amarillenta de 3.0 m., de grosor. El afloramiento en conjunto presenta una coloración amarillenta, óxidos de hierro. (Valenzuela G. & Zavala B. 1998) El espesor es del orden de 25 a 30 m.

Se encuentran abundantes restos de plantas, madera, gasterópodos continentales y pelecipodos ocurren en las capas arcillosas (Kummel,1946). De edad Terciario superior a reciente, Plioceno ? (Kummel,1946), Se correlaciona con la formación Aguaytia de Berry (?)

Corresponde a un ambiente continental fluvial

Aflora muy bien en la quebradas Cachiyacu y Machira, margen derecha del rio ucayali

LLANO AMAZONICO

FORMACIÓN POZO Aflora reducidamente cerca de la frontera con Brasil en los cuadrángulos de Cerro San Lucas y Cantagallo y Divisori Yurua - Ucayali. Esta unidad aflora por efecto de fallamiento transcurrente.

Se trata de una serie predominantemente limolíticas, con algo de arcillas y ocasionales areniscas laminares, los colores son claros tendiendo al verde. Su espesor varía de 50 a 100 m.

En esta área se han reconocido las carofitas *Peckichara Palcazuensis* Rivera, y *tectochara supraplana*, además los ostrácodos *cythridella strangulata* (Jones), *Legumino cytheresis genappensis* Keij (Stephenson) y *Haplocytheridea mortgomeyensis* (Howe & Chambers), (Quispesivana et al., 1997) Pertenecen al Eoceno inferior - Eoceno (De la Cruz, et. al., 1997).

Corresponde a un evento de incursión marina en la cuenca de la Amazonia.

FORMACIÓN IPURURO (Mioceno – Plioceno)

El autor original no describe una localidad tipo, sin embargo da como referencia una sección completa a largo del río Cushabatay, entre el río Ipururo y Huchpayacu en la región de las colinas de Contamana, correspondiente a una quebrada tributaria por el oeste del río Cushabatay. (Kummel, 1946).

La formación Ipururo esta expuesta a lo largo del río Cushabatay (Kummel, 1946), aflora ampliamente a ambos lados de la planicie aluvial del Río Ucayali.

La litología muestra horizontes de lutitas rojas en parte limosas, así como bancos de areniscas potentes con concreciones lenticulares de areniscas cuarcíticas duras y capas de conglomerados de guijarros aislados, con algunas intercalaciones (partings) de lutitas o niveles más potentes de sedimentos finos. Se ha encontrado concreciones ferrosas duras. Con espesores de 1050m (Kummel, 1946).

Están presentes fósiles de plantas y pequeños gasterópodos. (Kummel, 1946). Son de edad Mioceno – Plioceno

Pertenece a un sistema de cursos fluviales con planicies de inundación.

En la base sección de Cashiyacu (Newell & Tafur) ocurren algunas bandas de arcillas con nódulos concrecionarios de calizas.

Miembro xxx?? (de Formación Ucayali)

Se propone el nombre de Miembro xxx para los depósitos fluviales recientes y de las terrazas de los ríos principales en la cuenca Ucayali.

El contacto basal no se ha documentado, solamente en superficie es evidentemente discordante porque todas las unidades se han "incisionado" en los depósitos de la Formación Ucayali. Su tope conforma la topografía reciente.

Se considera todos los depósitos fluviales de los ríos actuales y sus terrazas fluviales desde el alto Apurímac hasta los cerros de Contamana.

La sedimentación se desarrolló en un ambiente fluvial tropical reciente.

Se considera de edad Pleistoceno-Reciente

CUENCA AMAZONIA SUR: MADRE DE DIOS

Introducción

Sedimentos de edad Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica sobreyacen al basamento cristalino en la cuenca Madre de Dios. Depósitos del Ordoviciano, Siluriano y Devoniano alcanza espesores de varios miles de metros en el Sur del Perú. El ciclo sobreyacente del Permo- Carbonífero sobreyace con discordancia sobre el ciclo Devoniano y/o Ordoviciano.

El ciclo Permo carbonífero también está representado en esta cuenca por las unidades conocidas como Ambo y el grupo Tarma/Copacabana ya descritos con detalle anteriormente. Sedimentos de Cretáceo y Terciario sobreyacen las series de edad Paleozoica. La región aparentemente fue levantada o un gran período de erosión removió todas las secuencias triásicas y jurásicas. La sección Cretácea en la cuenca Madre de Dios parece estar representada por las formaciones Agua caliente, Chonta y Vivian.

Los sedimentos de Cretáceo y Terciario sobreyacen sedimentos de edad paleozoica. La región aparentemente fue levantada o un largo período de erosión removió todas las secuencias triásicas y jurásicas. La sección Cretácea en la cuenca Madre de Dios parece estar representada por una unidad basal de arenisca representando la formación Agua caliente, y las formaciones Chonta y Vivian. La depositación en el mar epicontinental terminó durante el Cretáceo superior con la llegada de los primeros pulsos de la orogénesis Andina, tiempo en el cual ocurre la fase Quechua del Mioceno, predominando la sedimentación de tipo molásico en toda la cuenca, lo cual continuó hasta el presente.

Las secuencias Permiano superior, cretáceo y terciarias continentales son deformadas en un amplio sinclinal con un definido depocentro asimétrico. Este depocentro es el resultado de una sobrecarga tectónica. Este centro está localizado al lado de las napas de corrimiento emergentes en el sur. Como resultado, los contornos estructurales sobre la superficie discordante subaflora demostrando un "plunge" parado hacia el sur hacia el depocentro de la cuenca. Cerca al frente de corrimiento, profundidades a la discordancia de 5500 y 6000 m. son comunes. Estas profundidades decrecen rápidamente hacia el norte y noreste.

MADRE DE DIOS BASIN GENERALIZED STRATIGRAPHY

	Group/ Formation	Super sequence	Lithology	Scale m	Shows/ Source Rocks	Tectonic Events
Quaternary				0		Quecha D5 Quecha D4 Quecha D3 Quecha D2 Quecha D1
Tertiary	Ipururo	Corocoro Stage 2	shale	1000		
	Sandstone 500-1000 m					
Tertiary	Huayabamba	Corocoro Stage 1		2000		
	"Lower Red Beds"					
Cretaceous	Qus Bams	Puca C		4000	S	Peruvian (Late Creta.)
	Huchisvaco Vizcan Chonta					
Permian	Mitu	Puca A&B Cuzco		5000	S	EoHercynian (Late Permian)
	Ene Copacabana					
Carboniferous	Tarma			6000	S	
	Ambo 300-1200 m					
Devonian	Cabanillas/ Tomachi 300-1000 m			7000	S	Hercynian (Late Devonian- E. Carb.)
Silurian	Ananea			8000		
Ordovician	San Gabriel					
	Carabaya					
Pre-Cambrian	Basement			9000		

Foreland Basin

Intracratonic Basin

PALEOZOICO

El sistema pre Andino comienza con el ciclo Ordoviciano y es representado por la formación Contaya, que es una unidad de pizarras duras laminadas de colores grises y negras, la cual sobreyace al basamento. Un espesor máximo de 4500 m. han sido reportados para este ciclo en la cordillera oriental del sur del Perú. La formación Contaya aflora 35 Km. al sur de los pozos Oxapampa en el norte y sur de la cuenca Ucayali y ha sido perforada en el norte de la cuenca Ucayali.

Lo siguiente en la sucesión es el ciclo Siluriano representado por más de 1000 m. de argilitas, flysch y tillitas en el sur del Perú (Laubacher, 1978). Este ciclo deposicional termina con un episodio erosional que es el resultado de los movimientos tectónicos durante la Orogenia Caledoniana/Taconiana en el Oriente peruano. Este ciclo Siluriano conocido como Formación Ananea ocurre conjuntamente con el Grupo Cabanillas que ha sido depositado en las cuencas Madre de Dios, Ucayali y Marañón. La secuencia Siluriana no ha sido perforada en la cuenca Madre de Dios.

GRUPO CABANILLAS (Devonico)

Rocas del grupo cabanillas de edad Devoniana constituyen una unidad bien definida en el área de estudio, donde llega a alcanzar espesores de más de 2000 m y una amplia distribución en toda la región sur del Perú

Esta caracterizada por lodolitas gris oscuras, lutitas, limonitas y areniscas. Las lodolitas son micáceas de color gris oscuro y rica en hierro, mostrando un color de intemperismo rojizo con manchas de azufre. Generalmente, se considera que esta unidad se ha depositado en ambientes de aguas moderadamente profundas como turbiditas y depósitos hemipelágicos, los cuales pasan verticalmente hacia arriba a facies de aguas más someras.

GRUPO AMBO (Carbonifero)

En las cuencas peruanas la sedimentación del Carbonífero temprano comienza con el grupo Ambo, el cual generalmente sobreyace al grupo Cabanillas del Devoniano. Un potente espesor de más de 500 m. fue perforado por el pozo Los Amigos 1X.

El Ambo consiste predominantemente de areniscas terrígenas de grano fino a grueso con intercalaciones de limolitas, lutitas grises y con carbón o intercalaciones ricas en materia orgánica depositadas como depósitos fluviales continentales a marinos someros.

Las capas ricas en materia orgánica y carbón representan la transgresión inicial del carbonífero temprano (Grupo Ambo). Esta unidad incluye una parte inferior correspondiente a un ambiente interdeltaico a estuarino/tidal, una parte media deltaica rica en materia orgánica y una sección superior interdeltaica. El grupo Ambo está identificada como la principal roca fuente de área de gas/condensado de Camisea.

GRUPO TARMA – COPACABANA (Pre - Cretaceo)

Ha sido perforado por los 4 pozos en el área en la cuenca Madre de Dios de Antepais. Es la unidad pre-Cretácea de mayor distribución en las cuencas subandinas.

La unidad inferior del grupo Tarma, la Arenisca verde sobreyace con un contacto abrupto al grupo Ambo. Es una unidad clástica que incluye areniscas verdosas, limonitas rojizas, lodolitas limosas y capas de anhidrita alcanzando un espesor de 80 m. con buena porosidad y buen potencial de roca reservorio.

Los carbonatos devienen una secuencia de unidades potentes de carbonatos esparticos a micríticos gris oscuros, dolomitas cristalinas de blancas a marrones claras, oolitas con estratificación cruzada y wackstones.

Este grupo también incluye una unidad de anhidrita de 50 a 60 metros de espesor al nivel del contacto de Tarma con Copacabana y ocasionalmente una anhidrita de 5 m., como en los pozos Puerto primo 2X y Pariamanu 1X cubriendo y sellando la unidad de areniscas verdes con indicios de hidrocarburos y producción de petróleo no comercial. El Copacabana contiene lodolitas gris oscuras a negras ricas orgánicamente depositadas bajo inundaciones o condiciones anoxicas con características de roca fuente. Wackestones dolomíticos interestratifican con areniscas marrones a varios niveles en toda la unidad producen un fuerte a débil olor a petróleo en superficies de corte fresco. Este intervalo tiene un TOC de 2.0 wt% y son maduras para la generación de gas y petróleo en el Pongo de Mainique (Shell, 1997).

GRUPO MAINIQUE

En el área del pongo de Mainique/Camisea/Sepa la unidad es dividida en 3 miembros (Shell, 1997), La Arenisca Ene, y miembros Noipatsite y Shinai con un espesor entre 150 y 220 m. El miembro Shinai fue cortado por el pozo Candamo 1X y una sección silicoclástica perforada por los 4 pozos en la cuenca de Antepais Madre de Dios es atribuida al Ene

Formación Ene (Pérmico ?)

El nombre fue asignado por geólogos de la Internacional Petroleum Company (IPC). Esta unidad tiene su localidad tipo en los cortes de los ríos Ene – Perené y Tambo, localizados al sur del macizo del Shira en la amazonia central (Martín & Paredes, 1975). Sobreyace en concordancia a las formaciones Mitu y Copacabana e infrayace al grupo Mainique del Pérmico.

La formación Ene del Permiano superior sobreyace conformablemente al grupo Tarma /Copacabana e infrayace discordantemente al cretácico en los pozos de antepais.

La presencia de la formación Ene está confirmada en afloramientos desde la parte oriental de las montañas Shira hasta el área de Candamo en el sur. El espesor de esta formación varía habiendo sido controlado por la profundidad de erosión de las discordancias del Permiano superior y cretáceo basal.

Consiste de areniscas cuarcitas blancas y lutitas negras a gris oscuro, que intemperiza a gris olivo oscuro, con olor a petróleo, ligeramente fisible, en capas medianas a potentes con intercalaciones de limonitas y areniscas cuarzosas varicolor de grano muy fino, siendo dura a friable. Las calizas y dolomitas presentan estructuras algares con laminación muy fina y también concreciones de chert. La potencia es variable oscilando desde 100 a 500 metros. Se interpreta un ambiente deposicional estuarino con medios evaporíticos tipo "Sabka".

No se ha reportado mega fósiles en esta unidad. Se ha caracterizado la zona hamiapollenites cf. Karrooensia (Perú – 109), caracterizada por esporas monoletes y esporas trilete cavata, ausencia de típicas taxas Permiano superior y de marcadores Triásicos típicos; La edad interpretada es Permiano inferior a medio (Artinskiano)

Formación Noi (patsite)

La Cia. Shell (1996) definieron esta unidad y la caracterizaron en la sección del pongo de Mainique y en los pozos del área. Sobreyace a la Fm. Ene en aparente concordancia e infrayace a la Fm. Shinai. Es probablemente un equivalente lateral de la Formación Ene. Muestra una ligera influencia tectónica.

La unidad corresponde a arenas cuarzosas eólicas de colores rojizos a naranja (castaño) de grano fino a medio, subredondeados, de composición cuarzo feldespático, muy bien seleccionado en la parte inferior con talla de grano muy uniforme y excelente madurez mineralógica. Algunas facies definidas son areniscas

con estratificación cruzada formadas como dunas e interdunas húmedas, areniscas de grano fino entrecruzadas de bajo ángulo, originadas por corrientes efímeras, areniscas masivas bioturbadas muy finas a limolíticas de ambiente lacustre efímero; presenta intercalaciones de anhidritas. El cemento es arcilloso - dolomítico y muestra halos hematíticos; la estratificación varia desde laminaciones de 1 mm a 6 cm. en grupos de 8 a 10 m (mediana) y a mayor escala con estratificaciones cruzadas planares de alto ángulo producidas por "avalanchas" de películas de arena (Viera et .al.2004).

Se trata de un ambiente eólico desértico marginal, con cursos fluviales efímeros y "sabanas" de arena con el desarrollo de un complejo de dunas eólicas en la parte inferior. Se trata de mega dunas tipo "Erg". Por evidencia palinologica se le asigna al Pérmico - Triasico (Mohler, 1986).

Miembro Shinai

Esta unidad es una lodolita carbonatada rica en materia organica, que alcanza entre 70 y 100 m. de potencia con laminaciones algares, oolitos y carbonatos "wackestones" preservada al sur del Pozo Runuya 1X.

El grupo Mainique de capas rojas de edad Permiano superior y la megasecuencia Permiana superior / Jurásica formada por el syn rift Mitu/Pucara /Sarayaquillo no han sido identificados en la cuenca Madre de Dios.

MESOZOICO

La megasecuencia cretacea cubre la cuenca entera con un adelgazamiento regional hacia el noroeste y posiblemente hacia el noreste en el escudo Brasileño. Las formaciones Cushabatay y Raya no estan presentes con el carácter litoestratigrafico conocido en la gran cuenca Maraño.

Formación Agua Caliente

La correlación litoestratigrafica y bioestratigrafica regional e interpretación en las secciones estratigraficas extienden la sección mas superior de la formación Agua Caliente hacia la cuenca Madre de Dios. PARSEP (2002) localiza el tope de esta formación en el tope de la arenisca Chonta basal de Shell y ademas, ellos tambien incluyen la unidad areniscosa de edad cretácica designada como Nia superior por Shell.

El agua caliente superior "onlapea" las unidades de edad paleozoica en la cuenca Ucayali meridional, asi como toda la secuencia Cretácica se adelgaza de norte a sur. En los campos de Camisea el tope de esta unidad es equivalente al tope de la arenisca basal Chonta de la nomenclatura de Shell (PARSEP, 2002). En el pozo Candamo 1X, corresponde a la arena Nia superior representando la continuación hacia arriba de una secuencia predominantemente transgresiva de canales de areniscas.

Formación Chonta

En general la formación Chonta representa el final de la transgresión y el comienzo de un episodio regresivo. La superficie de maxima inundación que ocurrio durante la depositación Chonta más o menos representa la división entre los intervalos Chonta inferior y superior. En las areas de Camisea y Candamo este intervalo sella los más importantes reservorios.

Formación Vivian - Cachiyacu

El complejo de areniscas Vivian de playa regionalmente extensivas es subdividida en 3 unidades, con las dos secuencias arenosas el Vivian superior e inferior separadas por el intervalo lutaceo Cachiyacu.

Las arenas son cuarzo arenitas, blanca, de grano muy fino a muy grueso pobremente cementado con intercrecimientos de cuarzo y con porosidad intergranular moderada a buena. El Vivian superior típicamente tiene arcillas autigénicas caoliniticas mientras la arenisca Vivian inferior como se noto primeramente en la cuenca Ucayali meridional tiene un carácter de arena mucho mas limpio:

Areniscas canalizadas se desarrollan en la base de ambas unidades areniscosas y yacen sobre contactos erosivos sobre sus respectivos unidades lodolitas inferiores. La Cachiyacu representa el final de un ciclo transgresional (secuencia grano decreciente hacia arriba) que comienza con la sedimentación de la arena inferior.

El ciclo Cachiyacu representa un periodo de una considerable variedad estratigrafica como contiene numerosas lutitas y arenas discontinuas que han quedado protegidos de la escorrentia de las aguas frescas lo cual es mas comun que no en la sección de Vivian a través de la cuenca.

El intervalo lutaceo debajo de las areniscas Vivian en el fondo del pozo Candamo 1X representa varios intervalos repetidos de Cachiyacu (Huchpayacu)

CENOZOICO

La sección terciaria consiste de depositos de ante - cuenca profunda "foredeep" en forma de cuña de ciclos de capas rojas, con un pobre potencial de hidrocarburos que esta ampliamente distribuida en toda la cuenca sobreyaciendo sedimentos de edad cretacea e infrayacen a una cubierta aluvial cuaternaria extensiva.

Los sedimentos de edad terciaria consisten de secuencias de capas rojas inferiores y superiores del Paleoceno /Plioceno. El miembro capas roja superior consisten de arcillas limosas y arenosas rojas y rojas marrones intercaladas con arcillas gris palidas con unidades de areniscas.

La unidad es infrayacida por un miembro conglomeratico de edad Mioceno que consiste de una secuencia espesa de numerosos canales. Un miembro de arenisca infrayace formando una secuencia grano creciente de areniscas canalizadas liticas gris y amarillas intercaladas con arcillas rojas y marrones

La formación Yahuarango o miembro inferior de capas rojas de edad Paleoceno esta construido de arcillas rojas y moradas con capas ricas en carbonatos nodulares y contienen carofitas Paleocenas en el area de Camisea. Bancos de areniscas liticas devienen más comunes hacia arriba y gradan transicionalmente hacia el miembro areniscoso. Limolitas de rojo marron y verdes y lodolitas son comunes en la parte norte de la cuenca.

ZONA SUBANDINA

FORMACION PUNQUIRI

La localidad tipo se encuentra en el sinclinal de Punquiri, alcanza un espesor de más de 650 m.; no se observa la base de esta unidad. Es necesario localizar una sección

tipo con verificación de campo. Es la serie que sobreyace al cretáceo e infrayace a las lutitas de la formación Távvara.

Litologicamente presenta una alternancia de areniscas y limonitas con un notable y prominente conglomerado intraformacional con clastos de bolas de arcillas y "pellets" de limonitas. Las areniscas presentan colores desde el marrón al violeta, morado y gris verdoso claro. La talla de grano es fina a medio. La estratificación varía de delgada a gruesa y es mayormente irregular a canalizado. Las limonitas y lodolitas son varicolor y algunas son arenosas y micáceas, la estratificación es fina a masiva. Aproximadamente hay la misma cantidad de areniscas y limonitas (Hatfield, 1962).

Ambiente deposicional es de facies continentales, correspondientes a sistemas de planicies de inundación con lagos.

Se han encontrado abundantes asociaciones de palinomorfos (MOBIL, 1998) que permiten datar la serie como del Paleoceno.

Esta unidad también ha sido puesta en evidencia en el Pozo Candamo 78 -53 -IX, perforado por MOBIL (1998) donde en la base ocurren 80 m. de serie esencialmente arcillosa sobre el Cretáceo.

FORMACIÓN TÁVVARA (Oligoceno - Mioceno)

La localidad tipo esta por verificar, se trata del río Távvara, un tributario en la parte alta del río Madre de Dios, bordea el anticlinal de Palotoa. Unidad definida informalmente por Sullins (1960) como miembro Távvara, en la zona del río alto Madre de Dios. Esta unidad se localiza en la base de la Fm. Inambari y según Sullins (1960), es parte de esta.

La formación Távvara esta constituida de limolitas rojo marrón, amarillenta por intemperismo, con estratificación delgada, calcárea y fosilífera con un banco delgado (5 cm.) de calizas casi litográficas de color gris oscuro con restos de fósiles. Con un espesor no muy claro, podría alcanzar hasta 30m (Sullins, 1960).

Están presentes Espículas de esponjas, espinas de equinoideos, ostracodos y otros foraminíferos (Sullins, 1960 S-408-S410).

Corresponde a un ambiente marino a salobre; los equinoideos pueden indicar una influencia de agua salada mas pronunciada, Además una edad Eoceno - Oligoceno Eoceno - Oligoceno.

Esta formación probablemente corresponda a la invasión de un brazo marino en la cuenca Madre de Dios hacia el Eoceno - Oligoceno, tal vez equivalente cronoestratigráfico a la formación Pozo de la Amazonia norte (cuenca Marañón).

FORMACIÓN QUENDEQUE)

La localidad tipo esta en los alrededores de la desembocadura del río Quendeque, la cual fue elegido por ser uno de los lugares del Beni (after Schlagintweit (1939) in Suarez and Diaz, 1996). Sugerimos que el afloramiento "MD23" y "MD28" del sinclinal de Punquiri (Río Inambari) descrito por Hermoza, (2004) (figura III. 25) sean usados como sección de referencia en Perú.

La extensión de esta formación es concordante sobre la formación Bala y en discordancia angular con la sobreyacente Formación Charqui.

Se trata de una serie predominantemente arcillosa, muestra varias barras de areniscas cuarzo feldespáticas de colores marrón rojizo con espesores de 6 a 8 m. que se intercalan entre los horizontes limoarcillosos de 10 a 15 m. de potencia. Las areniscas tienen ondulitas de corriente (ripples), estratificaciones cruzadas en artesa, estratificaciones oblicuas planares y estratificación sub horizontal, en la parte inferior de la unidad ocurren niveles arcillosos grises con abundantes restos de hojas monocotiledonias (palmeras) y dicotiledonias (grandes hojas) (Hermoza, 2004). Con espesores de 100 a 300 m.

Se encuentran restos de hojas monocotiledonias (palmeras) y dicotiledonias (grandes hojas) son encontrados en afloramiento del sinclinal de Punquiri (Hermoza, 2004) Charophytes (*Tectochara ucayaliensis coronata*) y un foraminifero (*Bathysiphon*) son reportados en la parte inferior del pozo Candamo (Candamo 78-53-1X [intervalle 2135-2160]), probablemente correspondientes a la formación Quendeque. (Carpenter et Berumen, 1999) in Hermoza, (2004).

Los ambientes de deposición son canales fluviales meandriformes y planicies de inundación en el sinclinal de Punquiri (Hermoza, 2004); planicie costera aluvial estuarina /deltaica en la zona subandina del norte de Bolivia. (Hovikoski et al.). La formación representa una edad de Oligoceno Medio-superior a Mioceno superior, basado sobre AFTA y datos de isótopos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Hermoza, (2004); Strub et al., (2005).

FORMACIÓN CHARQUI (Hermoza, 2004)

Se ha sugerido como sección de referencia los afloramientos MD18-20 del sinclinal de (Río Inambari) descrito por Hermoza (2004) (sus figuras III. 25) estos son usados como sección de referencia en Perú. Se extienden a través del piedemonte de la amazonia sur.

Esta conformado de una sucesión de capas conglomeradas a la base, areniscas cuarzo feldespáticas de color marrón en el tope, la parte media presenta una granulometría mas fina sobre las arcillas grisáceas. La parte superior de la formación Charqui comprende un espesor de 5 m. de volcánicos y de tufos de biotitas (Hermoza, 2004). Con un espesor de 1200 m.

El análisis palinoestratigráfico en las muestras provenientes del pozo Karene 1X, localizado en la parte frontal de la zona subandina, se identifico tres ensambles: *Ambrosia* sp., *Multimarginites vanderhammeni*, *Kuylisporites waterbolki*, *Caryophyllaceae*, *Proteaceae*, *Corsinipollenites oculusnoctis* et *Compositae/Polygonum*. Las asociaciones palinológicas indican una edad Mioceno Terminal (Mobil Oil Corp; 1998). El intervalo 1200 - 2300 m., esta caracterizado por *Polygonum* sp., de edad Mioceno superior (Mobil Oil Corp; 1998). El intervalo 2650 - 3537 m. (T.D.) contiene *Echitricolporites spinosus*, el que corresponde a una edad Mioceno superior, por dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El tufo fue datado por radiocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en 3.23 ± 0.3 Ma (biotite) y 2.96 ± 0.34 Ma (plagioclasa) (Gil, 2001) (Hermoza, 2004). Datación por Ar/Ar en tufos confirman 8 Ma. para la Fm. Charqui (Strub, et al., 2005). (Mobil Oil Corp; 1998). (Hermoza, 2004).

Se depositan en ambientes de conos aluviales.

La formación Charqui fue descrita por primera vez en territorio boliviano, por lo tanto proponemos considerar como descripción original.

FORMACIÓN MAZUCO

Como sección de referencia sugerimos que el afloramiento "MD31" y "MD32" del sinclinal de Punquiri (Río Inambari) descrito por Hermoza, (2004) (figure III. 25) sean usadas como sección de referencia en Perú.

En el sinclinal de Punquiri la formación Mazuko reposa en discordancia progresiva sobre las series sedimentarias de la Formación Charqui. Hermoza, (2004).

Se extiende desde el flanco occidental del sinclinal de Punquiri hasta territorio Boliviano denominado como formación Tutumo, estas formaciones solamente se les encuentra a lo largo del frente de la faja subandina Hermoza, (2004).

La formación Mazuco esta constituido esencialmente de conglomerados poligénicos con clastos de 15 a 30 cm. de diámetro, bien redondeados. Los clastos son de naturaleza esencialmente de rocas intrusivas, volcánicas, esquistos, gneis, cuarcitas. Sus series conglomeradas presentan estratificaciones entrecruzadas en arteza y

estratificaciones oblicuas planas), con espesores de mas de 500 m, representan el Plioceno-Pleistoceno. Corresponden a secuencias progradantes de conos aluviales (Hermoza, 2004)).

Sugerimos el uso del nombre Tutumo original de las cuencas bolivianas para el Perú por presentar una localidad tipo.

LLANO AMAZONICO

FORMACIÓN INAMBARÍ (Mioceno)

Utilizamos esta nomenclatura, ya usada por los petroleros (Sullins, 1960 porque el termino de Ipururo que utiliza Hermoza (2004), fue definido en la cuenca Ucayali, por lo que quedaria restringido su uso para esa cuenca.

Conformados por arcillas y limolitas rojizas con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino. Estos sedimentos edifican secuencias grano decrecientes. Las areniscas son rojas oscuras de grano fino a grueso, subangulosas a subredondeada, no calcarea con estratificación masiva a veces micacea. Las lodolitas de color rojo ladrillo bien intemperizadas algunas no calcáreas otras calcáreas y fosilíferas con intercalaciones de lentes de calizas. Tipico de un ambiente continental Con un espesor despesor 1800 m. Lla base de la formación. Inambari representa una edad eocenica (Sullins 1960).

Esta serie muestra una evolución de facies de registros que traducen un empilamiento vertical cíclico de secuencias fluviales. (Hermoza, 2004).

FORMACION MADRE DE DIOS

Sugerimos como afloramiento lectoestratotipo la Estación Biológica Los Amigos (Cerro Colorado: 12.56787°S, 70.10265°W), Rio Madre de Dios.

Proponemos como afloramiento Hipostratotipo Cocha Cashu (11.90318° S, 71.39417° W), Rio Manù.

En afloramiento se presentan dos tipos de secuencias en lugares diferentes uno de mayor espesor de estratos y el otro con estratos delgados y diferente litología. Los sedimentos forman sucesiones concordantes granodecrecientes de 10-16 m espesor. Estos contactos normalmente presentan clastos de lodolitas, la parte inferior de la sucesión consiste de facies, masivas estratificación en artesa, depositos de arena de grano fino a medio, hacia el tope hay una gradación de estructuras de corriente de arena de grano fino u ondulitas ascendentes heteroliticas y finalmente arenas intercaladas con lodolitas, en el tope puede formarse estratificación oblicua heterolitica (IHS). El espesor de los estratos de las arenas y lodolitas estan en el rango de 20 a 0.5 cm. En el tope de las sucesiones se encuentran paleosuelos, determinando limites de sucesión, el grado de bioturbación en la parte baja es escasa, mientras que en la parte superior esta bioturbación es mas intensa.

La facies para esta secuencia de otro lugar corresponde a la parte inferior de la secuencia anterior, consiste de predominio de lodolitas azulinas, arenas con estratificación oblicua heterolitica, los contactos concordantes y con espesor de 3 m. menores a los estratos de otro lugar, estas secuencias no presentan paleosuelos. La parte inferior esta compuesta de arena de grano fino masiva y con estratificación cruzada, hacia el tope de la secuencia presenta varios tipos de estratificación heterolitica (Hovikoski et al., 2005).

En el subsuelo se presentan barras de areniscas con intercalaciones de lutitas y limolitas que muestran tendencias de tipo "sucias hacia arriba" con secuencias grano decrecientes con secuencias de tipo limpio hacia arriba y del tipo cilindrico que se intercalan.

La formación Madre de Dios con un espesor de 400 m. infrayace en contacto erosional a secuencias cuaternarias, de ambiente de llanura deltaica, canales fluviales y estuarianos, desarrollo de paleosuelos, su extensión se considera desde el límite subandino gran parte del curso del río Madre de Dios, hasta la desembocadura del río Heath en los límites de Perú y Bolivia, por el este se extiende hasta la frontera de Brasil (Oppenheim, 1949; Gingras et al., 2002^a; Hermoza, 2004).

Se encuentran troncos, bivalvos de agua dulce (Wesseling 2003), vertebrados de mastodontes que corresponde al Mioceno tardío (Campbell et al, 2000).

Nosotros sugerimos que el uso de formación Madre de Dios debe ser cambiado ya que el conglomerado de la unidad superior descrito por el autor original está separada de la formación y constituye las secuencias superiores (formación Quimiri).

FORMACION QUIMIRI (Pleistoceno)

Sugerimos que se puede usar el área que el autor original ha descrito como área tipo, desde la confluencia del río Tambopata y Malinowski, a lo largo del río Malinowski, sin embargo esta sección solo debe ser considerada como referencia. Además sugerimos que se puede usar como estratotipo la sección Río Blanco (12° 21"S, 70°48"W) (Rasanen, 1991). Espesor: 20 m. (Sullins 1960).

En la parte sur, límite con Bolivia y como remanente en la zona del alto de Fitzcarrald. Esta formación presenta conglomerados en canales fluviales conglomerados que sobreyacen en discordancia erosional a la Formación Madre de Dios, en su parte superior muestra niveles ferruginosos endurecidos, con estructuras "slumps". Estas facies presentan una típica estratificación cruzada en artesa con guijarros (hasta 3 cm.) de cuarcitas, areniscas blancas así como de intrusivos alterados. Hacia arriba se observa arenas feldespáticas de grano fino poco consolidadas y con laminación horizontal y hacia el tope limos rojizos de llanura de inundación.

Los ambientes de sedimentación son canales fluviales tipo meandriiformes intercalados en la llanura de inundación (Hermoza et al 2004).

Se le asigna una edad Pleistoceno – Holoceno (6220 BP +/-110 hasta 39000 BP) (Rasanen en edición 1991).

FORMACION PUERTO MALDONADO (Pleistoceno)

Para esta unidad Portugal, (1960) y Sullins (1960) usan los nombres Maldonado y Puerto Maldonado respectivamente. Primero, preferimos el nombre Puerto Maldonado porque es el nombre correcto de la ciudad principal en el área. Segundo, se define la unidad para considerar todos los depósitos con gravas en el Llano subandino, los cuales sobreyacen con discordancia a la Formación Madre de Dios y que forman la tierra firme en el área.

Sugerimos que se puede usar el área que el autor original ha descrito como área tipo, desde la confluencia del río Tambopata y Malinowski, a lo largo del río Malinowski, sin embargo esta sección solo debe ser considerada como de referencia. Se sugiere que se puede usar como estratotipo la sección: Río Blanco (12° 21"S, 70°48"W) (Rasanen, 1991). Esta formación aflora como la mayor unidad superficial en la parte sur de la cuenca y continúan hacia Bolivia.

Litológicamente se trata de conglomerados en canales fluviales conglomerados que sobreyacen en discordancia erosional a la Formación Madre de Dios esta unidad en su parte superior muestra niveles ferruginosos endurecidos, con estructuras "slumps". Estas facies presentan una típica estratificación cruzada en artesa con guijarros (hasta 3 cm.) de cuarcitas, areniscas blancas así como de intrusivos alterados. Hacia arriba se observa arenas feldespáticas de grano fino poco consolidadas y con laminación horizontal y hacia el tope limos rojizos de llanura de inundación. Con un espesor de 20 m. (Portugal, Enero 1960 y Sullins febrero 1960).

Se interpreta un ambiente de sedimentación de canales fluviales tipo meandriformes intercalados en la llanura de inundación (Herzoza, 2004). También existen depósitos gravosos de canales tipo anastomosado (braided). A estos depósitos se les asigna una edad Plio-Pleistoceno. Esta compuesto de diversos niveles de agradación fluvial de distintas edades. Las partes más antiguas ocurren en las áreas marginales de la cuenca Madre de Dios.

Miembro Chilive (de Formación Puerto Maldonado)

Se propone esta denominación para los depósitos actuales con gravas de los ríos principales y sus terrazas bajas fluviales en la cuenca Madre de Dios. En anteriores trabajos se han considerado estos depósitos como depósitos cuaternarios recientes (Chávez A. et al. 1998). Se usan las descripciones básicas de Chávez et al. (1998) para caracterizar esta unidad.

La localidad tipo se encuentra en las secciones de las terrazas bajas del Río Madre de Dios entre los tributarios de los ríos Blanco y Chilive.

La sección de referencias es la columna estratigráfica Fig. No 19 (coordenadas 8 621 500, 318 130) (Chávez A. et al. 1998)

En la base ocurren 3,5 m de gravas en estratos de 25 a 80 cm de grosor, los clastos son subredondeados, el diámetro promedio de clastos es mayor de 20 cm, clastos medios de 5-10 cm y clastos menores de 1-5 cm; la litología de los clastos es 95 % cuarcíticas, el resto es cuarzo lechoso, esquistos y pizarras. La matriz es arena gruesa a fina, subangulosa; su litología está compuesta de 90 % de cuarzo el resto son feldespatos, minerales máficos oscuros y algo de hematita. Estas gravas contienen oro aluvial. Hacia arriba continúa 1.5 m de una arena de grado medio, cuarzosa de color amarillento. Se distinguen un 5% de feldespatos y minerales oscuros (ferromagnesianos), la estructura interna de las arenas está constituida por dunas de 20-30 cm de largo y 10-15 cm de alto.

Encima de las arenas se encuentra un nivel de 20 cm de una turba negra, compuesta por restos vegetales algo descompuestos.

Termina la columna con 2 cm de limos amarillentos masivos, cuya parte superior corresponde a un suelo atravesado por raíces de la densa vegetación Amazónica (Chávez A. et al. 1998).

Su contacto basal en las terrazas es una discordancia erosional, su base en subsuelo no se ha determinado pero es evidentemente erosional también, su tope conforma la topografía reciente

Esta unidad corresponde a todos los depósitos fluviales actuales y terrazas bajas en los márgenes de los ríos Andinos en la cuenca de Madre de Dios. Representan un ambiente tropical reciente

Toda la secuencia fluvial alcanza más de 7 m de potencia que han sido perforados. Se puede estimar un espesor que varía entre 8 a 12 metros. El espesor de los limos arcillosos del tope de la sección varía entre 3 y 4.5 metros.

En algunos lugares las gravas basales contienen restos de troncos de árboles.

Son de edad Pleistoceno tardío-Reciente. Se tiene varias dataciones no publicadas de esta unidad y las edades de las terrazas bajas varían de 6000 BP hasta más que 30 000 BP (Räsänen no publicado)

MIEMBRO xxx?? (de Formación Mazuco)

Este miembro se propone para los depósitos actuales gravosos de los ríos principales y sus terrazas fluviales en la zona subandina de la cuenca Madre de Dios.

Localidad Tipo:

Sección de Referencia:

Descripción original:

Relaciones Estratigráficas: Su contacto basal no se han documentado pero es evidentemente concordante con el resto de la Formación Mazuco, su tope conforma la topografía reciente

Extensión geográfica: Esta unidad aflora entre los ríos

Descripción:

Espesor:

Paleontología:

Ambiente: Representan un ambiente reciente tropical

Edad: Pleistoceno-Reciente

Observaciones:

Referencias:

Nota:

DEPOSITOS CUATERNARIOS

Depósitos Aluviales: Están conformados por sedimentos cuaternarios que se localizan en las planicies de los principales ríos amazónicos y en la zona de las depresiones. La litología de estos depósitos es principalmente: gravas, arenas, limos y arcillas poco consolidadas. La mayor extensión de estos depósitos se localiza cerca de los ríos Marañón, Ucayali y Madre de Dios, así como en las zonas de depresión.

Depósito Fluviales Recientes: Las terrazas principalmente ubicadas a lo largo del río Amazonas y otros ríos actuales, conformando grandes barrancos, litológicamente están constituidos por arenas, limos, arcillas y se presentan como estructuras de canales de meandros.

ROCAS IGNEAS

En la región Amazónica se han reportado rocas ígneas peralcalinas (fonolitas) Neógenas, en lugares aislados (entre el río Utoquina y río Abujao), Cerro Paco, domo Balsapuerto (Stewart, 1971) y la Anortosita (Bitownita) del río Távora (Sullins, 1960).

En la zona Amazónica central (al este de Pucallpa) y cerca de la frontera con Brasil llama la atención la presencia de tres estructuras volcánicas que cortan la serie Cenozoica y destacan claramente en la planicie cubierta por vegetación.

Las colinas con afloramientos de rocas ígneas fueron descubiertas por geólogos de la Standard Oil Compañía en 1926 (Cabrera La Rosa, 1962). Posteriormente los geólogos R. Fuentes y A. Salazar, de la misma compañía, llevaron a cabo la cartografía de las estructuras como un muestreo de las rocas aflorantes.

Los afloramientos principales ya indicados corresponden a tres cuellos volcánicos donde se ha identificado rocas con variedades alcalinas bajo saturadas, caracterizadas por Sodalita y Melanita y contienen inclusiones de Jacupirangita; también ocurren traquitas Alcalinas (Stewart, 1971).

Las estructuras están alineadas a lo largo de una estructura positiva de orientación NE, localizada entre los ríos Utoquina y Abujao; esta estructura podría estar relacionada a una fractura profunda de la misma orientación.

El emplazamiento de los "plugs" fue acompañado de domamiento de las capas sobreyacentes y la subsecuente erosión ha llevado a la exposición de un anillo de las areniscas Vivian alrededor de cada una de las intrusiones.

Los tipos de rocas diferenciados son: 1) Fonolitas, sodalita, melanita; 2) Fonolita, nefelina, melanita 3); Traquita alcalina (Stewart, 1971).

A partir de esas ocurrencias es que se infiere la ocurrencia de un complejo plutónico peralcalino asociado probablemente a la tectónica de placas (Stewart, 1971).

EDAD

Si bien existe una afinidad en cuanto a composición de estas rocas con los complejos peralcalinos de Brasil, estos difieren marcadamente en la edad, distinguiéndose dos grupos de 122 a 133 MA y de 51 a 82 MA para Brasil (Amaral y otros, 1967), mientras que los datos con que se cuenta señalan una edad Neógena para las ocurrencias en Perú.

GEOLOGIA ESTRUCTURAL

INTRODUCCIÓN

La revisión bibliográfica de las publicaciones sobre ciencias de la tierra de la región Amazónica, así como la elaboración del nuevo mapa geológico, permitió bosquejar un esquema estructural que nos ayude a comprender la dinámica historia geológica del área, que se traduce por una gran variabilidad tanto geográfica como ecológica y dinámica fluvial actual.

Se cree que la región Amazónica por ser una extensa superficie, aparentemente plana con algunos altos fisiográficos y cubierta con vegetación no presenta rasgos estructurales mayores. El estudio de los datos de subsuelo (Sísmica y Pozos) extraídos de las exploraciones de hidrocarburos (Laurent & Pardo, 1975, Laurent, 1985, House et. al.1999), muestran la existencia de importantes rasgos estructurales en profundidad los cuales han influido notoriamente en el desarrollo de esta compleja región.

MARCO GEOLOGICO

En el marco del continente sudamericano podemos distinguir que las **Cuencas Antepaís** corresponden a una zona transicional entre el dominio cratónico de la plataforma con rocas antiguas y el joven cinturón orogénico andino. (Fig.). La región amazónica corresponde en profundidad a una zona límite de dos placas litosféricas convergentes, la placa de Nazca al oeste y la placa continental sudamericana hacia el este. En la zona límite del orógeno andino con el subandino se localizan zonas sísmicas que traducen la interacción de estas placas en profundidad.

PRINCIPALES ESTRUCTURAS

Introducción.

Describiremos de norte a sur las principales estructuras (Paleoaltos, zonas de cizallamiento, Pliegues y fallas) que tienen una representación fisiográfica actual; y por lo tanto influyen en la repartición faunística y florística. Se les denomina con los nombres de las localidades actuales, indicando su localización aproximada en las cuencas. Estos rasgos estructurales actuales tienen en profundidad sus equivalentes (indicados entre paréntesis), los cuales han sido interpretados en profundidad por estudios sísmicos para la exploración de hidrocarburos (Laurent, 1985).

PaleoAltos

Estas estructuras positivas pueden estar constituidas por rocas del basamento cristalino de edad probable Pre-cambriana o están formados por rocas de edad Paleozoica o mesozoica inferior. Han jugado un rol importante en la evolución tectónica y sedimentaria de las cuencas mesozoicas y cenozoicas, están controladas por fallas profundas antiguas reactivadas en las orogenias. Varias de estas estructuras corresponden a remanentes de antiguas orogenias, como bloques aislados separados resultados de colisiones o son apéndices de grandes bloques de basamento cizallados. Algunos de estas estructuras han sido puestas en evidencia por rasgos geomorfológicos actuales como lagos con control tectónico y el modelo de meandros asimétricos de los ríos (Dumont, 1993). La mayor parte han sido puestas en evidencia a partir de interpretaciones geológicas de perfiles de reflexión sísmicas y registros de pozos. Los altos en su mayoría presentan continuidad regional en el subsuelo y algunos parecen estar aislados. También es importante remarcar que existe una

relación entre el alto gradiente de temperatura que observamos en estas zonas y la presencia de estos bloques del basamento.

Cuenca Marañón

1. Alto de Iquitos

El alto de Iquitos en el paisaje actual corresponde a una superficie suavemente elevada con afloramientos de la formación Pebas (Mioceno) que presenta una dirección predominante NNO-SSE. Se localiza en la parte centro oriental de la cuenca Marañón y se extiende entre el paralelo 1° y 5° de latitud sur, pasando hacia Ecuador y probablemente se prolongue a Brasil (Fig. 2).

Diferentes autores (Patton et. al, 2000, Roddaz et. al, 2005, Jacques, 2003) indican diferentes localizaciones para el denominado "Arco de Iquitos; Wesselingh (2006), diferencia el anticlinal de Iquitos – Aracuara, mas al este, el cual se prolonga hacia Colombia. Caputo, 1991 y Maia et. al (1975) lo sitúan bastante mas alejado en la frontera oriental y sur oriental con Brasil. También se la ha denominado Alto de "Amazonas" por geólogos de Petrobrás. La probable explicación a esta confusión es que existirían varios "bombeamientos" litosféricos en lo que sería el borde sur occidental del protocratón Guyanés.

En la parte norte esta cortado transversalmente por lineamientos recientes de orientación NE –SO, que han sido interpretados a partir de imágenes satelitales los cuales probablemente hayan originado un desplazamiento rotacional hacia el oeste del alto.(Fig.). El borde oeste corresponde en profundidad a un monoclinal afectado por fallas extensionales escalonadas pre-cretácicas dispuestas en "echelon"; en sus lados hundidos occidentales se preservan cuñas de sedimentos pre-mesozoicos.

Esta constituido por rocas del basamento cristalino y esta cubierto directamente por potentes unidades cenozoicas que se adelgazan hacia esta estructura (PARSEP, 2002).

Existen diversas hipótesis respecto a su génesis, una plantea que se trata del "promontorio" (Forebulge) de una cuenca antepais formado por flexuramiento. de la litosfera (Roddaz et. Al , , Decelles, 1996); la otra de Caputo, (1985) que plantea que el Alto se habría formado por un arqueamiento y una intumescencia lateral de la litosférica como respuesta a la sobrecarga del orógeno andino.

2. Alto de Aguaje (Jacques, 2003) Corrientes, Laurent, (1985)

En la fisiografía actual corresponde a una zona de colinas altas, alargadas con altitudes que fluctúan entre 200 a 320 msnm., orientadas NO – SE, en franjas paralelas a los principales ríos.

En toda su larga extensión muestra direcciones que varían de N-S a NNE- SSO, en profundidad muestra una inflexión marcada a la altura del accidente de Corrientes (Laurent, 1985), pasando de N- S a NO – SE. El Paleozoico subaflora principalmente al norte de esta estructura extendiéndose hasta el Ecuador; y también se encuentra como remanentes fallados sobre este alto (Laurent, 1985).

3. Anticlinal de Campanquiz (Alto de Manseriche – Pupuntas, Parsep,2002)

Se localiza en el sector nor-occidental de la Amazonia en la frontera con el Ecuador, presenta una dirección NNO-SSE mostrando varias inflexiones. Constituye el límite oriental de la cuenca Santiago, separándola de la cuenca Marañón y es el límite occidental de la depresión Pastaza. El anticlinal es muy joven (Mioceno - Plioceno) y probablemente esta asociado a un reactivamiento

del Alto de Manseriche-Pupuntas (PARSEP 2002). Este paleoalto definido en profundidad por registro de pozos (Manseriche 1X y Pupuntas 1X), e interpretación sísmica es contiguo al anticlinal de Campanquiz y esta evidenciada por el adelgazamiento del Cretáceo superior y el Terciario tardío que desaparecen sobre esta estructura.

4. Zona de cizalla de Corrientes (Laurent, 1985)

Esta zona de Cizallamiento presenta una orientación preferencial este -oeste, limita por el sur el Alto de Aguaje - Corrientes. Se pone en evidencia por corrimientos laterales de los rasgos estructurales y variación del rumbo estructural en cada lado de NO -SE en el lado norte a NNO -SSE en el lado sur, esto sugiere la ocurrencia de movimientos transcurrentes senestrales en el sector norte del accidente (Laurent, 1965). Hacia el oeste se prolonga, cruzando el anticlinal de Campanquiz a la altura de río Atunhuasni.

5. Abanico del Pastaza (Laurent & Pardo, 1975)

Es una importante geoforma orientada preferencialmente hacia el norte - noroeste. Corresponde al relleno con material volcanoclastico de una zona topográficamente baja. Su límite meridional corresponde aproximadamente a la zona de cizalla de Corrientes y se interdigita con la zona norte de la Depresión de Ucamara. (Fig...). Su límite oriental aproximadamente esta conformado por las colinas que representan el alto de Aguaje - Corrientes.

6. Alto de Yavarí, (Alto de Samiria, Laurent, 1985),

Se localiza en el sector sur oriental de la cuenca Marañón con una dirección NNO -- SSE. Se extiende entre los paralelos 4° y 6° aproximadamente. (Fig.). Probablemente, continua hacia el noroeste, donde se le ha denominado Alto "Concordia", el cual ha sido puesto en evidencia por sísmica (Laurent,1985). Este alineamiento corresponde a altos y fallas (Laurent,1985), que son el límite occidental de una unidad Paleozoica inferior espesa de mas de 1000 metros, que se bisela hacia el este hasta el alto de Iquitos. Este rasgo sufre varios cambios de rumbo, variando de NNO -SSE, a N - S y más al norte NNE - SSO, marcando el límite del afloramiento paleozoico. Se ha sugerido que este paquete podría corresponder al engrosamiento del Ordovícico o Cambriano (Pardo & Laurent,1975).

En profundidad corresponde a un alto del basamento cristalino que subaflora en altos individualizados, siendo el más importante el que ocurre en la zona de deformación "Marañón", definido como alto Samiria, con sus extensiones al NNO y SSE.

Esta limitado por dos lineamientos estructurales actuales como el de Bolognesi de orientación NO - SE, que limita la estructura al NE (Fig.).

7. Zona deformada del Marañón (Laurent, 1985, Dumont, 1992)

Presenta una orientación este - oeste, abarca una zona ancha de mas de 50 Km., y esta cortada por fallas transcurrentes, que forman un ángulo de 15° a 25° con la dirección. El límite meridional esta formado por los altos de basamento cristalino de Santa Lucia y Santa Elena. En esta zona ocurren varios altos aislados, como el remanente de Samiria (Laurent, 1985)

Su continuación hacia el oeste estaría localizada por los ríos Achiyacu y Cahuapanas, incluyendo la estructura de Cuzú

**8., Alto de Yaquerana, (Dumont, 1992), Alto Santa Elena (Laurent ,1985)
Anticlinal del Moa (Radambrasil, 1992)**

Esta elevación actual muestra una orientación preferencial N-S a NNO - SSE, se ubica entre los paralelos 6 y 7°, en el extremo sur oriental de la cuenca Marañón, limitando por el este la depresión de Ucamara. Se interpreta como la expresión actual de un alto del basamento denominado Santa Elena (Laurent,1985). Fallamiento mas reciente como el lineamiento Tapiche con dirección NNO-SSE, limita por el lado este la estructura Yaquerana, La expresión actual mas notoria es la llamada Sierra de Yaquerana de orientación NNO.-SSE, localizada al sur y separada por intermedio de la falla Tapiche (Moa – Yaquerana (Radambrasil, 1978).

El paleoalto Santa Elena ha sido puesto en evidencia por sísmica (Laurent,1985). Es un bloque del basamento cristalino con cubierta paleozoica que esta limitado por accidentes NE – SO y NNO – SSE como el lineamiento Tapiche que limita por el este la estructura.

9.) Alto estructural Shishinagua ((Dumont, 1992), Alto de Santa Lucia, (Laurent, 1985)

Esta estructura se reconoce bien en la imagen satélite presenta una orientación preferencial NNO – SSE. Esta estructura cómica elongada se localiza entre los paralelos 6 y 6°30' en el extremo sur oeste de la cuenca Marañón, constituye el límite oeste de la depresión de Ucamara por intermedio de la falla Samiria. Corresponde a la estructura conocida como "Loreto", que muestra un plegamiento anticlinal asimétrico con un eje NO - SE moderado de secuencias desde el basamento hasta el Neógeno. Se interpreta que se habría formado por reactivamientos de fallas cretáceas y se presenta afectado por flexuramientos debido a la sobrecarga del paleógeno – Neógeno.

Es probable que constituya la expresión actual del paleoAlto de Santa Lucia un bloque de basamento cristalino reconocido por sísmica (Laurent,1985).

10. Depresión de Ucamara

Esta depresión abarca un área aproximada de mas de 25,000 Km2. corresponde a una planicie de inundación donde convergen los drenajes de los principales ríos de la Amazonia Peruana central. Esta cubierta por tierras húmedas y pequeñas colinas aluviales. Esta limitada al norte con el río Marañón y hacia el oeste llega hasta el piedemonte de la zona subandina. Esta importante geoforma negativa actual esta localizada en la parte sur central de la cuenca Marañón, los bordes este y sur son límites morfoestructurales abruptos. Al sur la falla Tapiche y hacia el este las "tierras altas" de yavarí. Corresponde a la zona con varias depresiones profundas caracterizada en profundidad por sísmica (Laurent,1985) limitada por la zona de cizalla de Corrientes al norte, al sur por los altos de Santa Elena y Santa Lucia, por el este los altos de Samiria y Concordia y por el oeste por el alto de Shishinagua y al NO el alto de Chapuli (Laurent, 1985).Las fosas y altos están orientados N- S a NNO – SSE, en la parte oriental y en el sector suroccidental NO – SE. Los altos pre-mesozoicos limitan importantes fosas con hasta 6000 metros de series paleozoicas.

Cuenca Ucayali

11. Domo de Contaya

Constituye el límite que separa las cuencas Marañón y Ucayali, con una orientación predominante NO-SE. AL oeste de este importante rasgo estructural ocurren las montañas de Contamana, estudiadas por Kummel, (1946). En el arco de Contaya afloran unidades Cretáceas que sobreyacen a rocas del Paleozoico inferior; no se han reconocido niveles de Copacabana. Se considera que ocurre el Devoniano en el alto de Contaya y también en el alto del Shira (PARSEP, 2002)

Es rasgo es interpretado como un antiguo horst Permo – Triásico y Jurasico originado por inversión tectónica y posteriormente de nuevo reactivado en el Neógeno. Algunos han sugerido que probablemente se habría originado en el Devoniano. Si ese fuese el origen o es el producto de una inversión Cretácea tardía-Terciario temprano como fue interpretada para el arco de Cushabatay. Tankard (2001) presenta la hipótesis que sería el resultado del desplazamiento continuo a lo largo de la propuesta zona de cizalla Contaya de orientación ENE, la cual separa las cuencas Marañón y Ucayali.

12. Alto de Cushabatay - Pisqui (PARSEP 2005),

Esta conspicuas montañas (Cahuapanas) se extienden a lo largo del sector noroccidental de la cuenca Ucayali con dirección NO-SE, separándola de la cuenca Huallaga, Es un alto estructural bastante destacable en la fisiografía actual, se le conoce en la actualidad como el parque nacional "Sierra Azul" y es la prolongación hacia el ONO de la estructura de Contaya. Fue descrito por Kummel (1946) como un anticlinal de núcleo Jurasico y flancos Cretácicos en base a datos de superficie, su prolongación hacia el sur se conoce como alto de Pisqui. Parsep (2002) interpreta esta estructura en toda su dimensión a partir de data sísmica y pozos.

En superficie aflora la formación Sarayaquillo. Se prolonga en profundidad hacia el norte hasta la Zona deformada del Marañón (prolongación de la deflexión de Huancabamba), presenta inflexiones a la altura de este accidente tectónico.

El alto de Cushabatay es un alto formado por Demi-grabenos rellenados por sedimentos de las unidades Mitu, Pucara, Sarayaquillo y Cretáceo: Se interpreta que al mismo tiempo se desarrollaron los grábens y horst en dirección NO –SE en la Cuenca Marañón en respuesta al evento rift Permo – Triásico.

Se ha sugerido que el alto de Cushabatay y el domo de Tiraco habrían sido originados por una inversión tectónica del rift Triásico durante Cretáceo tardío y Terciario temprano. El domo de Tiraco es una estructura que esta alineada hacia el NO de este alto.

13. Accidente transversal de Masisea

Presenta una orientación NE – SO, y controla el emplazamiento de cuerpos intrusivos que son notorios en el paisaje actual, mostrándose como colinas de 150 a 200 metros de altitud. Este rasgo ha controlado el emplazamiento de varios intrusivos diques (Laurent, 1985 Stewart,).

14. Alto de Utoquina (Laurent, 1985), Alto Ucayali (Robertson Research,2)

Es un alto del basamento que subaflora al Cretáceo hacia el Este, se localiza en la región centro sur (Laurent, 1985), dentro de la cuenca Ucayali entre los paralelos 8° y 9°.aproximadamente. Corresponde a una zona topográficamente elevada actual,

presenta en profundidad una dirección NNO-SSE. Este paleoalto y su prolongación al sur han sido cortados por varios accidentes transversales. El paleozoico limita a esta estructura al sur y norte. El comportamiento positivo empieza por lo menos desde la fase Eohercínica hasta la fase Tardihercínica; este alto probablemente sea el vestigio de una antigua dorsal Lacónica (2000 Ma.) interpretada a partir de datos de los pozos Ranuya y Agua Caliente.

Las prolongaciones en profundidad hacia el sur del alto de Utoquina son bloques aislados que habrían jugado como altos en el Paleozoico, controlados por accidentes transversales NE – SO, distinguimos la zona entre **Agua caliente** y el **pozo Runuya**, la zona de **Sheshea**, la zona de **Sepa - Cohengua**, la zona de **Inuya – Yurua**, (Laurent, 1985). Están cubiertos por una película de poco espesor de material Neógeno a reciente.

15. Macizo del Shira

Es un rasgo estructural muy importante en la cuenca Ucayali, es el límite sur occidental de la cuenca, con una orientación preferencial NNE-SSO.

El alto del Shira es un “espolón” que divide la cuenca en una larga porción este, y una porción oeste que incluye la faja plegada y corrida de Oxapampa/Ene y la subcuenca Pachitea al norte. La data gravimétrica confirma que el basamento es somero en el alto del Shira y que la cobertura sobreyacente es mas delgada que en el resto del área (Elf, 1996).

Su substrato parece que se extiende al norte hacia el área del alto de Contaya siguiendo la superficie alineada de río Ucayali. Este alineamiento estructural regional coincide con el límite occidental de la depositación de las unidades Sarayaquillo y Pucara. Se sugiere que ya constituía un alto en el mesozoico inferior.

El alto del Shira corta la faja plegada y corrida de la región de Ucayali en dos segmentos discontinuos la faja corrida y plegada de Oxapampa/Ene al oeste noroeste y Camisea hacia el este sureste. Este alto estructural probablemente fue originada durante la orogenia Tardihercínica y reactivada en las fases Nevadiana y Andina (PARSEP, 2002). El alto del Shira es interpretado como un antiguo horst formado durante el Pérmico (rift Mitu) y se encontró que tiene sedimentos del Cretáceo tardío sobreyaciendo rocas del Paleozoico en discordancia (PARSEP, 2002).

16. Accidente transversal Atalaya (Laurent, 1985)

Presenta una orientación NE – SO, y corresponde a una depresión de 20 Km. de ancho, según se interpreta en el mapa aeromagnético. Separa los altos Paleozoicos de Sepa – Cohengua al sur del alto de Sheshea al norte. Probablemente hayan sido zonas de cizalla con predominio de movimientos transcurrentes.

17. Alto de Purus (Laurent, 1985)

Se ubica en el extremo sur oriental de la cuenca Ucayali en la frontera con Brasil, tiene una orientación N-S, esta próximo al alto de Fitzcarrald entre los paralelos 9° y 10° S aproximadamente. Esta interpretado por sísmica, como un alto de basamento cristalino aislado. Tiene una orientación predominante norte - sur

Condicionó la sedimentación de unidades desde el Paleozoico hasta el Mesozoico, actualmente este alto estructural esta cubierto por material Neógeno a reciente.

Cuenca Madre de Dios

16. Alto de Fitzcarrald (PARSEP 2002)

Se ubica en el sector Sur-oriental de la región Amazónica, este destacable alto es el límite occidental que separa la cuencas Madre de Dios y Ucayali: Inicialmente fue puesto en evidencia en fotos aéreas e imágenes landsat, por constituir la divisoria de drenajes de los ríos Urubamba hacia el NO del río Madre de Dios hacia el sureste. Tiene una orientación OSO-ENE y se hunde al sur oeste hacia el este de los campos de Camisea.

Esta constituido de unidades de paleozoico, con series de Paleozoico temprano aflorando debajo de secuencia clásticas del Pérmico superior y Cretáceas.

Este alto muestra relaciones de adelgazamiento de las unidades Permianas superior lo que permite postular que podría haberse desarrollado en el Paleozoico tardío.

También exhibe sismicidad actual lo que sugiere que es parcialmente reactivado a lo largo de antiguas debilidades estructurales.

17. Arco del Manu (House et al. 1999) Mishagua

También constituye parte del límite oeste de la cuenca Madre de Dios, se extiende al SO del escudo Brasileño, luego curva hacia el sur hacia el parque nacional del Manu. Este alto ya fue reconocido en estudios fotogeológicos () denominado como alto de Mishagua y también se puede evidenciar a partir de los mapas de gravimetría de Bouguer y mapas magnéticos. La serie sedimentaria tiende a biselarse hacia el NO, interpretaciones de los perfiles sísmicos muestran que la discordancia Permiana va erosionando las unidades paleozoicas hasta hacerlas desaparecer en dirección al basamento cristalino del escudo Brasileño. El truncamiento angular de las unidades paleozoicas PRE Permiano superior hacia el basamento marcan notoriamente la discordancia permiana tardía cerca de los ejes del arco hacia el norte y oeste como se observa en el perfil sísmico regional de la figura

La porción del antepaís de la cuenca Madre de Dios esta caracterizado por un buzamiento suave desde el alto del Manu hacia el sur y este. Este rasgo controla la sedimentación del Neógeno.

18. Arco de Madidi (House et. al. 1999), Alto de Quince mil, Benavides,

Constituye el límite sur oriental de la cuenca Madre de Dios, mostrando una orientación predominante hacia el oeste desde el norte de Bolivia hacia el piedemonte andino en el Sur del Perú. Es un alto que expone el basamento cristalino sea por erosión o no depositación de las series Paleozoicas La interpretación sísmica muestra una discordancia angular que trunca las series pre - permicas y el adelgazamiento de la unidad Permiana superior (Gp. Copacabana), seguido por un "downlap" del mesozoico. Se sugiere que el alto del Madidi se habría formado en el. Permico tardío.

Este importante rasgo estructural ha jugado como "saliente" (Butress zone), el cual ha forzado el nivel de despegue del de los corrimientos mayores en la mitad sur del cinturón plegado y corrido. El efecto del alto de Madidi da lugar a un estilo estructural expresado como la "zona triangular de Candamo", donde los jóvenes corrimientos vergentes hacia el antepaís están sobrescurriendo las estructuras creadas por el efecto saliente del alto.

ZONA SUBANDINA

Esta zona es un rasgo fisiográfico notable bastante continuo pero con desplazamientos notorios por efecto de accidentes transversales. Corresponde a un cinturón plegado y con sistemas de corrimientos. Esta constituida de varias napas que traducen la proyección de la deformación andina hacia el frente oriental. Presenta un diseño de planos y rampas, varias estructuras de anticlinales fallados se empilan y se suceden en dirección este. La deformación corresponde a la que se denomina "Tectónica de piel delgada".

En esta faja se puede diferenciar de Norte a Sur varios segmentos (Fig. 2) diferenciados según la influencia de altos estructurales pre-Andinos y en que tiempo funcionaron. Además la presencia o no de las series Paleozoicas como Triásicos – Jurásicos, por eventos tectónicos condicionaron la evolución en los diferentes sectores.

En la **parte norte** (cuenca Santiago), la margen oeste de la antifosa Marañón, límite entre las cuencas Santiago y Marañón, muestra un cinturón deformado (anticlinal de Campanquiz) con rocas Paleozoicas hasta sedimentos Cenozoicos. Esta área registra una historia de deformación polifásica, la cual predata la orogenia Andina. En la cuenca Santiago la primera fase Andina - Incaica (Paleoceno hasta Eoceno superior/Oligoceno inferior), produjo importantes relieves estructurales a lo largo de las antefosas Paleógenas sinflexurales. Posteriormente la Fase Quechua Mio-Plioceno originó varios **niveles de inversión**, dando lugar a la formación de subcuencas transportadas ("Piggy back") de segundo orden. Estas estuvieron limitadas por fallas "en Echelon", formadas en un contexto general de zona de basculamiento y desgarre dextral...(Le Vot & Froute 1999)

Hacia el sur, la **cuenca Huallaga**, se caracteriza por una evolución sedimentaria y estructural pre-Andina similar a la zona anterior. Su desarrollo estuvo controlada por un marco estructural Herciniano heredado del basamento, mostrando orientaciones NO –SE y ENE – OSO. La ocurrencia de Evaporitas mesozoicas (Jurásicas?) han producido localmente estructuras halocinéticas ampliamente englobadas en las deformaciones terciarias y localmente reconocidas a lo largo de los límites de los diferentes corrimientos. Además, las evaporitas actúan como niveles mayores de despegues, dando lugar a importantes movimientos de los corrimientos y al desarrollo de grandes anticlinales tipo "Hanging wall", así como imbricaciones a lo largo de los límites principales de los diferentes corrimientos (Le vot & Froute, 1999).

Mas hacia el sur en la subcuenca **Pachitea**, limitada al este por el macizo del Shira. También se han preservado remanentes de estructuras halocinéticas y se muestra una tectónica que involucra el basamento de edad **Mio –Pliocena**. A lo largo de lineamientos pre-existentes NS y ONO –ENE, los cuales habrían controlado la distribución de las facies Paleozoica y Jurásicas. Estas series han influido notoriamente en las deformaciones Andinas en la cuenca Ene, donde geometrías de plano- rampa de "tectónica de piel delgada" interactúan hacia el este con el núcleo estructural del basamento del alto del Shira.

En la parte **meridional** de la cuenca **Ucayali**, en la misma dirección que la falla transversal conocida como **Tambo – Perene** (Martin y Paredes, 1975), orientada ONO –ESE, deformaciones de "piel delgada" afectan la cobertura sedimentaria. A partir de un despegue basal, se pasa hacia arriba desde la base del Paleozoico hasta el terciario, dando lugar a la formación del **anticlinal rampa Cashiriari** y a los

anticlinales **San Martín y Mipaya**, los cuales constituyen las trampas del campo de gas y condensado de Camisea. También en esta zona las deformaciones parecen haber comenzado temprano en el Paleoceno, aunque las geometrías actuales de la estructuras fueron adquiridas durante las más recientes fases Quechuas.

Al este de Camisea, eventos tectónicos similares son registrados a lo largo del margen meridional de la cuenca Madre de Dios hasta el límite con Bolivia. El heredado Palealto transcontinental **Madidi** (House et. al. 1999), ha actuado mayormente como zona saliente ("Butress") durante el Paleozoico y ha condicionado el desarrollo de las napas de corrimientos cretáceas a lo largo del límite sur del sinclinal despegado Terciario externo. Este arco que atraviesa la cuenca ha dado lugar a la zona triangular de Candamo. Este contexto estructural es el resultado tanto de secuencias de deformación "overstep" y "transportadas" con eventos de neotectónica sobre impuestos (Le vot & Froute, 1999).

LLANO AMAZONICO

En la zona del "Llano" Amazónico podemos diferenciar de Norte a Sur cuatro Dominios estructurales, denominadas A, B, C y D para su descripción, (Fig. 02).

El Dominio "A", corresponde al borde sur oeste del cratón Guyanés, esta limitada al sur por el accidente de Corrientes (Laurent, 1985). En esta zona ocurre mayormente el basamento cristalino y algunos remanentes paleozoicos, formando paleoaltos como el de Corrientes – Aguaje y el de Iquitos más al este. En la parte nororiental se distinguen lineamientos de orientación NE – SO, que han controlado la sedimentación Neógena; además dan lugar a cambios bruscos en la orientación de los cursos de agua de los ríos Napo y Putumayo. Se les ha denominado de norte a sur como: Loreto, Campoya y Cunapi. (Fig. 02)

El Dominio "B", muestra la ocurrencia en profundidad del basamento cristalino en el lado oriental y formando altos que influyen la estructuración de una cuenca paleozoica superior, que se desarrolla de norte a sur. El límite norte es la zona de cizalla de Corrientes y la parte sur incluye la zona deformada de Marañón (Dumont, 1992). En esta zona los paleoaltos del basamento están afectados por accidentes transcurrentes, separándolos en bloques aislados (Alto de Samiria). La zona estructural del Marañón (Laurent & Pardo, 1975) esta caracterizada por una Franja de mas de 50 Km de ancho, con basculamiento de bloques y fallamientos del basamento pre-cretaceo complejos. Actualmente este dominio corresponde a la depresión de Ucamara, donde convergen varios drenajes presentando grandes pantanos y lagos y los ríos Pacaya y Samiria.

Esta área siempre ha jugado como zona negativa limitada por altos estructurales tanto del basamento como del Paleozoico (Fig. 2).

El Dominio "C", corresponde a una amplia zona intercratonica (Fig. 1) limitada al Norte por la zona deformada del Marañón y hacia el accidente transversal de Jurua. Esta caracterizado por la ocurrencia de varios paleoaltos de basamento aislados, los cuales a través de la historia geológica han sido varias veces basculados. Accidentes cizallantes de orientación NE – SO han sido reactivados varias veces y han originado el basculamiento de los bloques.

En este sector las estructuras (altos y fallas) diseñan una "joroba" hacia el este (Fig. 02). Esta zona fue denominada por Dumont (1992), como la Zona Subandina de Bloques Basculados (STBZ).

Los profundos accidentes antiguos transcurrentes de orientación ENE -OSO muestran desgarres con movimientos sinestrales de varias estructuras anticlinales con afloramientos de rocas cretáceas y de la Formación Pozo. También han controlado el ascenso de magmas profundos (accidente de Masisea) que han dado lugar a los afloramientos de rocas Ígneas peralcalinas como Fonolitas y Traquitas (Stewart, 1978). En esta zona ocurren varios altos estructurales orientados NNO -SSE, como el domo de Contaya, Yaquerana, Yavari, Shishinagua, limitados por fallas de la misma orientación. En la parte sur es notorio el gran macizo del Shira, constituido por rocas del basamento y Paleozoicas. En esta zona también ocurren en profundidad paleoaltos del basamento cristalino y paleozoico determinados a partir de interpretaciones sísmicas y datos de subsuelo, como el de Utoquina . Inuya, sheshea, Sepa etc, los cuales habrían controlado la sedimentación durante el mesozoico (Fig. 2) En el límite meridional de este Dominio se ha determinado en el mapa aeromagnético depresiones entre 18 a 20 Km. que constituyen accidentes significativos como la falla de Atalaya y la de Jurua mas al sur que afectan a varios altos del basamento (Fig. 2). Esta zona presenta las características de un Cinturón Transcurrente Intraplaca (CTI).

El Dominio "D" abarca el área al sur del accidente de Jurua, donde ocurren varios paleoaltos estructurales de naturaleza Cratónica .denominados Fitzcarraldo, Manu y Madidi (Fig. 2), que probablemente correspondan a prolongaciones occidentales del craton Brasileño.

Los núcleos de basamento cristalino están cubiertos por una delgada cubierta de sedimentos de edad Neógena a reciente. Corresponden a levantamientos transcontinentales que forman arcos de gran extensión que atraviesan gran parte de la cuenca Madre de Dios. Influencian de manera muy importante la sedimentación desde el paleozoico superior, y han condicionado de manera significativa el desarrollo de los estilos estructurales (Zona triangular de Candamo). Si observamos la figura 2, notamos que estos altos habrían dado lugar al cambio de rumbo y convergencia de las principales lineamientos de dirección andina NO - SE que tienden a amalgamarse hacia el NO.

SÍNTESIS GEOLOGICA

La evolución geológica de la región Amazónica estuvo fuertemente influenciada por la presencia de las prolongaciones del basamento metamórfico proterozoico (Escudos Guyanés y Brasileño), los cuales formaron grandes arcos que han controlado toda la formación y evolución de las cuencas de sedimentación. Estos bloques han sido varias veces basculados controlados por fallas profundas.

En el paleozoico inferior en la región se formaron cuencas marinas predominantemente silicoclásticas, donde se depositaron potentes series de sedimentos limo-pelíticos.

En el Paleozoico superior se comienza a desarrollar una cuenca importante, al sur del accidente de Corrientes, probablemente tipo cuenca de antearco, tal vez asociada a la formación de un prisma de acreción en el margen continental activo de Gondwana.

En el Pérmico -Triásico, se forma un sistema de "Rift", probablemente asociado a una colisión continental. Se postula que varios de los accidentes que limitaban este sistema rift han sido reactivados durante las orogenias. El importante magmatismo asociado a moladas pos-tectónicas (Herciniano) da lugar a una potente serie conocida como grupo Mitu. Luego se instalaron en la región importantes sistemas de dunas en ambientes desérticos depositando importantes series silicoclásticas con abundante cuarzo que provenía de la erosión de los escudos.

En el Triásico el mar ingresa y cubre toda la cuenca depositando importante cantidad de carbonatos (grupo Pucará).

En el Jurásico también se tiene evidencias de una tectónica colisional en la zona norte de la Amazonia (discordancia Intra-sarayaquillo). En ese tiempo se desarrolla una cuenca extensional importante con influencia continental que deposita esencialmente sedimentos arenosos con colores rojos (Formación Sarayaquillo).

En el Cretáceo inferior la zona es un dominio de "By pas" ya que todos los sedimentos progradan hacia la zona andina donde se habían formado grandes cuencas de sedimentación. Hacia el cretáceo medio y superior se estructuran cuencas con influencia marina dando lugar a depósitos silicoclásticos (Grupo Oriente), sedimentos mixtos clásticos – carbonatados (formación Chonta) y hacia arriba depósitos de arenas de gran extensión (Formación Vivian) que cubrieron toda el área de la Amazonia.

Hacia el Paleógeno y Neógeno la región fue el lugar de importantes series con lodositas, limos y arenas de tonos rojizos (capas rojizas) que se depositaron en cuencas controlados en gran parte por las fallas y altos estructurales.

Existen varias hipótesis respecto a la estructuración, evolución tectónica e historia deposicional de esta zona de antepais. Dumont, (1988, 1996), plantea la ocurrencia de ejes morfo estructurales como el arco de Iquitos, y zonas de deformación localizadas controladas por fallas normales o transcurrentes; posteriormente trabajos del equipo de la universidad de Toulouse reactualizan la teoría flexural, que daría lugar a cuencas separadas por el alto de Iquitos (Hermoza, 2004, Roddaz, 2005).

La zona central de la Amazonia la interpretamos como un **Cinturón Transcurrente intraplaca (CTI)**, que lo denominamos tentativamente "Ucayali - Pachitea" y que habría jugado un rol muy importante en la distribución de los yacimientos de hidrocarburos como Aguaytia, Maquia etc.

CONCLUSIONES

La evolución geológica de la región Amazonica ha tenido una gran influencia de los bordes cratónicos de los escudos Guyanes y Brasileño. Se plantea como hipótesis que habrían habido varias colisiones del basamento cristalino contra el edificio andino en formación.

Consideramos que las estructuras antiguas como los Altos del basamento cristalino y fallas profundas, controlaron la sedimentación desde el Paleozoico, Mesozoico continuando durante el Paleógeno – Neógeno y Cuaternario. Su posición, evolución y dinámica serían las responsables de la dinámica actual y migración de los ríos y de la gran biodiversidad existente en esta región.

Este nuevo modelo sugiere que varios de los altos de basamento han sido basculados y transportados varias veces, en varias direcciones y su disposición actual es el resultado de la cinemática de los Cinturones Transcurrentes Intrapalacas (CTI).

Los CTI se puede interpretar como un pocomposito de fracturas crustales profundas, las cuales a una escala regional se inter-asocian para formar cinturones transcontinentales o zonas que puedan acomodar la deformación intraplaca durante los episodios de reorganización de placas.

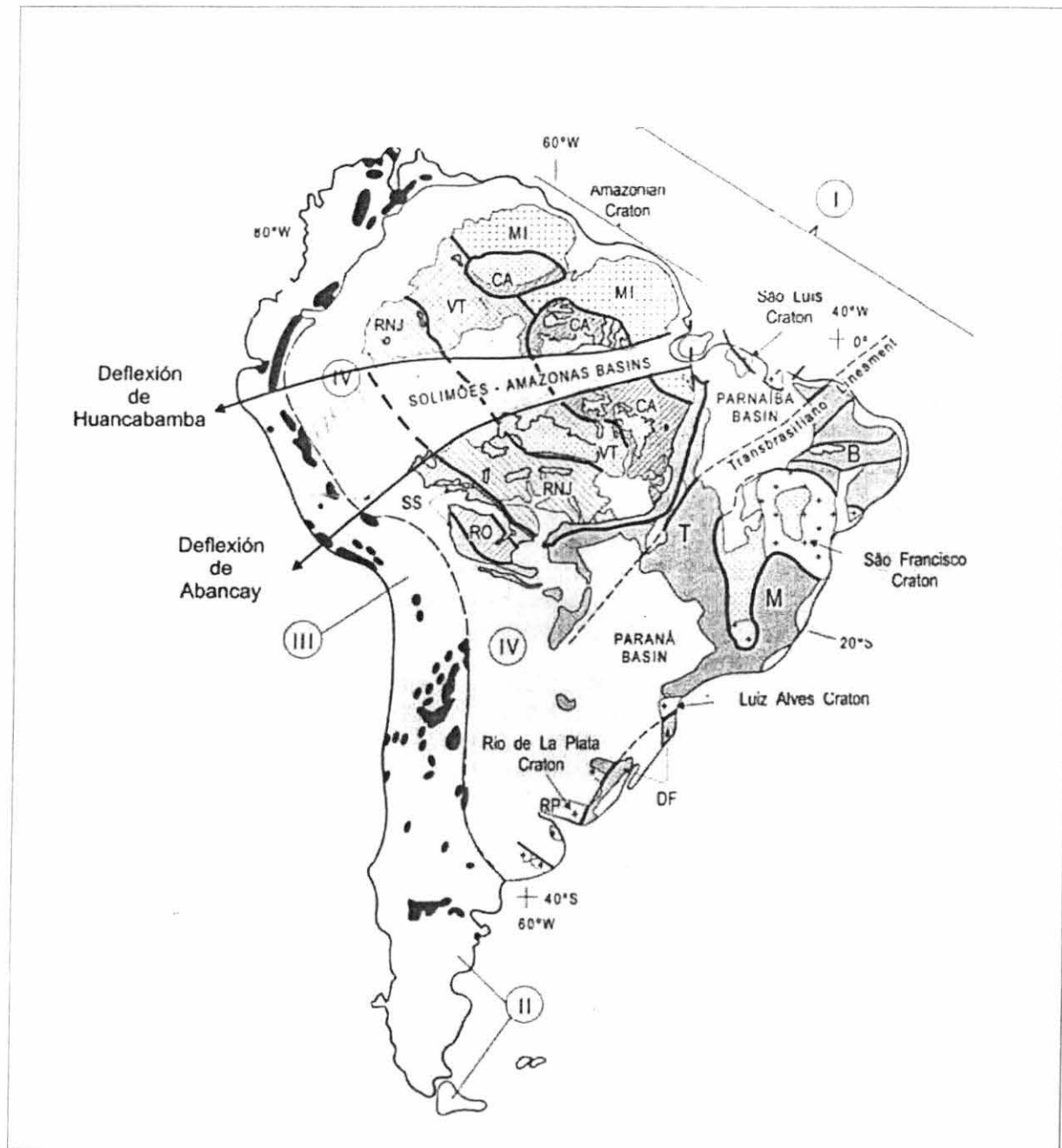
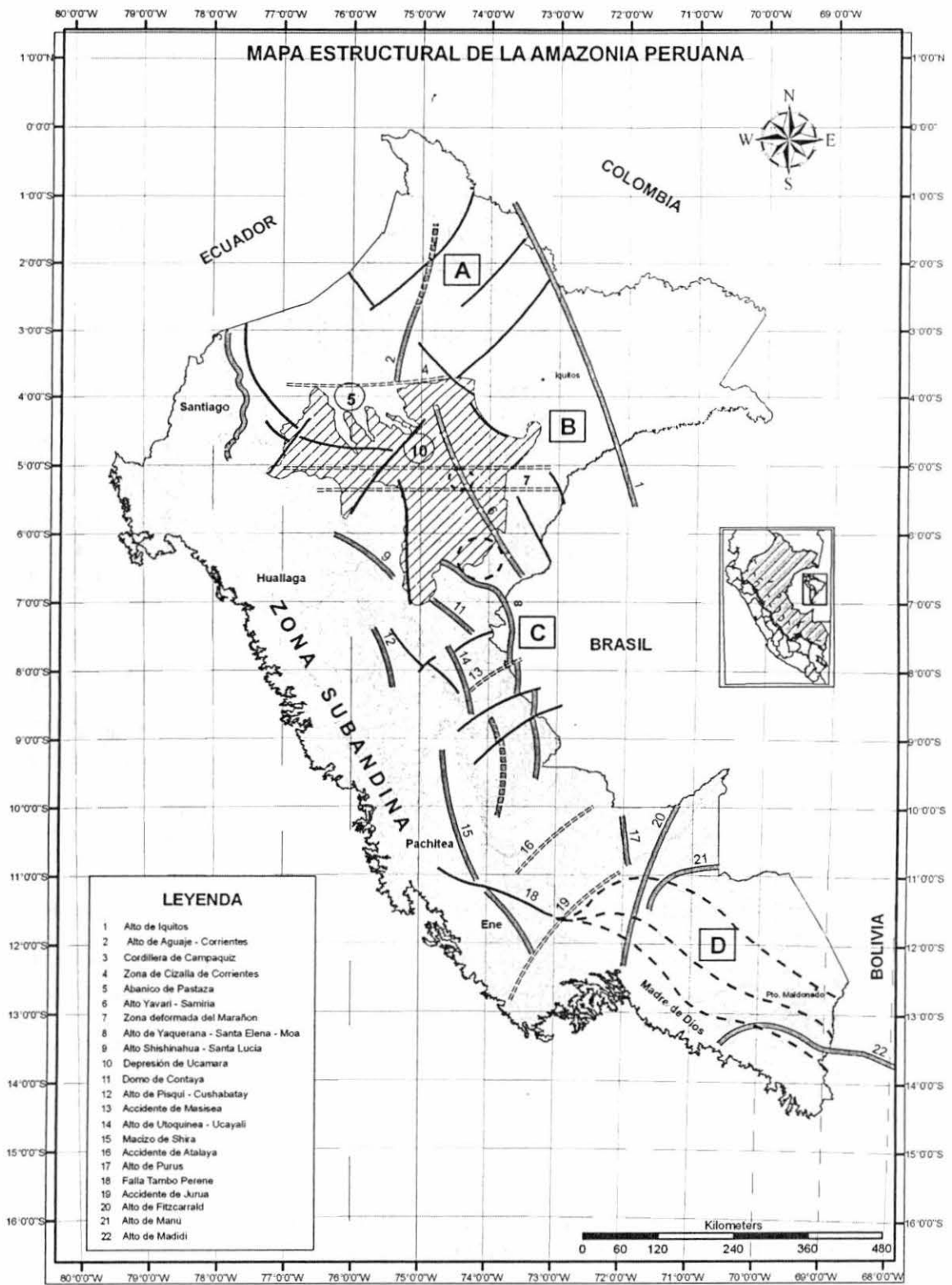


Fig. 01 Mapa Geológico de sudamérica mostrando los principales rasgos tectónicos



GEOLOGIA ECONOMICA

A nivel económico la región ofrece grandes posibilidades en recursos hidrocarburíferos, habiendo sido poco explorada hasta la actualidad.

Las posibilidades de encontrar nuevas reservas son importantes pero se considera que ha habido poca inversión en los últimos 20 años y solo un 20 a 30 % del área total de la Amazonia ha sido explorada.

Cada segmento del subandino (norte, centro y sur) presenta características estructurales diferentes lo que influye también en la repartición de los sistemas petrolíferos.

En la zona subandina, la faja plegada y corrida septentrional son predominantes las rocas fuente mesozoicas hasta la parte sur donde las rocas fuente Paleozoicas constituyen la base para los sistemas petroleros, parámetros tales como geometría estructurales, cinemática de la deformación así como la secuencia y velocidades de corrimientos, sedimentación sintectónica y procesos erosionales, subsidencia flexural local y levantamientos han influenciado fuertemente la historia de la maduración de la materia orgánica así como la evolución de los reservorios. El entendimiento de estos y otros parámetros para los diferentes segmentos definidos en el piedemonte Peruano es la clave para evaluar el potencial petrolero de esta gran y compleja área de frontera.

Nuevas posibilidades están cifradas en las series infra-cretácea, las cuales no han sido evaluadas hasta el momento.

Los CTI son zonas de alto flujo de calor y tienen un importante rol en la maduración de la materia orgánica, por lo que habrá que considerar "cocinas" locales, en los trabajos de exploración sobretodo en la cuenca Ucayali.

En diferentes ríos sobre todo en la zona de Madre de Dios se explota el oro aluvial, brindando grandes cantidades de recursos, pero que lamentablemente por las malas prácticas en el refinamiento, uso del mercurio, origina grandes problemas de contaminación en los ríos y deforestación en las áreas explotadas.

Otros recursos con potencial pero poco explorados son los diferentes tipos de arcillas (caolines, esmectitas), aunque usados para la elaboración local de cerámicas artesanales; asimismo la ocurrencia de niveles de lignitos (carbones) en la Amazonia norte, debe evaluarse su posibilidad de uso como fuente energética alternativa para las poblaciones rurales.

La importante riqueza ecológica y de biodiversidad de las regiones amazónicas, debe ser explicada, evaluada y aprovechada en el marco de un desarrollo sostenible.

AGRADECIMIENTOS

Este proyecto se llevó a cabo en el marco de un convenio entre (El Proyecto de Investigación de la Biodiversidad de la Amazonia - BIODAMAZ) y el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET); Los autores desean expresar su agradecimiento por el apoyo a BIODAMAZ y financiamiento del gobierno de Finlandia, así como el apoyo logístico de INGEMMET. Agradecemos los valiosos aportes de los geólogos Matti Rasanen, Jussi Hovikosky, cuyos datos y experiencia han sido importantes para el desarrollo del proyecto.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Asociación LAGESA - CFGS, (1997) Geología de los cuadrangulos de Satipo (23-n) y Puerto Prado (23-ñ), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 86, serie A. Carta geologica nacional, 250 p., 4 figs., 15 láms., 33 fots., 30 microfots., 2 mapas,
- Asociación LAGESA - CFGS, (1997.) Geología de los cuadrangulos de Obenteni (22-ñ) y Atalaya (22-o), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A: Carta geologica nacional, N° 95, 163 p., 9 figs., 12 láms., 42 fots., 1 perf., 2 mapas, 95
- Azcuy C., (1992). Palinología del Paleozoico superior en las nacientes del rio Urubamba. Convenio de Cooperación Técnica Petroperú S.A. – Universidad de Buenos Aires. 52 p.
- Barreda J. & Cuba A., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Quiteni (24-ñ) y Canaire (25-ñ), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 118, serie A. Carta geologica nacional, 230 p., 14 figs., 5 láms., 46 fots., 1 perf., 2 mapas, 118
- Brenner, G. (1968) Middle Cretaceous spores and pollens from northeastern Perú. Pollens et spores, 10., Paris.
- Benavides V. (1
- Cabrera La Rosa A. & Petersen G., (1936) Reconocimiento geológico de los yacimientos petrolíferos del departamento de Puno. Bol. Cuerpo Ing. Minas Perú, N° 115, pp. 7-100, 2 mapas, 2 lam.
- Cabrera La Rosa, A. (1943) Características geomorfológicos de los rios de la región Amazonica.
- Chase, P.W. (1933) The Geology Along the Perene and Tambo Rivers of Eastern Perú.
- Campbell, K. E.; Frailey, C. D.; Romero P. L., (2000). The late Miocene gomphothere *Amahuacaterium peruvium* (Proboscidea: Gomphotheriidae) from amazonian Perú: implications for the Great American Faunal Interchange. Instituto Geológico Minero Metalúrgico. Bol. Serie D: Estudios Regionales 23, 1 – 152.
- Campbell, K.E., Heizler, M., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L., and Prothero, D.R. (2001) Upper Cenozoic chronostratigraphy of the southwestern Amazon Basin. *Geology*, 29, 595-598.
- Campbell, K.E. et al., (2006). The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. Elsevier. pp. 54.
- Carlotto V., Cárdenas J., Romero D., Valdivia W. & Jaimes F., (1998) Geología de los cuadrangulos de Soledad (25-x) y Alegría (25-y), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín: N° 107, serie A: Carta geologica nacional, 172 p., 36 figs., 42 fots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. San Antonio Abad del Cusco),
- Carlotto V., Cárdenas J., Romero D., Valdivia W. & Tintaya D., (1999) Geología de los cuadrangulos de Quillabamba (26-q) y Machupicchu (27-q), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 127, serie A: Carta geologica nacional, 320 p., 56 figs., 2 láms., 90 fots., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. San Antonio Abad del Cusco,
- Cerrón F., Atencio E. 1998) Geología de los cuadrangulos de Río Biabo (16-k), Manco Cápac (16-l) y Vencedor (16-m), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 97, serie A: Carta geologica nacional, 156 p., 15 figs. 40 fots. 1 perf., 3 mapas,
- Cerrón F., Galloso A. & Chumpitaz M (1998.) Geología de los cuadrangulos de Uracusa (10-g) y Cachiyacu (11-h), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 117, serie A: Carta geologica nacional, 213 p., 20 figs., 9 láms., 60 fots., 1 perf., 2 mapas

- Cuyubamba, V. (2002) Evolución y Características estructurales del Domo de Contaya, Provincia de Ucayali – Región Loreto. Tesis Prof. Ing. Geólogo, Univ. San Marcos. 45 p.
- CGS Consultores Asociados (1997) Geología de los cuadrangulos de Codo del Pozuzo (20-m) y Río Palcazu (20-n), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A: Carta geologica nacional,
- CGS Consultores Asociados (1997) Geología de los cuadrangulos de Codo del Pozuzo (20-m) y Río Palcazu (20-n), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 88, serie A: Carta geologica nacional, 165 p., 14, 144 p., 13 figs., 21 fots., 39 microfots., 1 perf., 2 mapas
- Chávez A., Salas G., Gutiérrez E. & Cuadros J., (1997.) Geología de los cuadrangulos de Corani (28-u) y Ayapata (28-v), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 90, serie A. Carta geologica nacional 128 p., 21 figs., 33 fots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio- Univ. Nac. de San Agustín de Arequipa)
- Chávez A., Salas G., Cuadros J. & Gutiérrez E., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Fitzcarrald (25-u) y Ríos Los Amigos (25-v), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín: N° 106, serie A: Carta geologica nacional, 94 p., 24 figs., 15 fots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. de San Agustín de Arequipa),
- Chira J., Atencio E. & Quispe L., (1998) Geología de los cuadrangulos de Quebrada Mashansha (21-p), Raya (21-q), La Repartición (21-r), Río Inuya (22-p), Amasisa (22-q) y Varadero (22-r), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 110, serie A. Carta geologica nacional 142 p., 25 figs., 1 lám., 28 fots., 1 perf., 2 mapas 1:200,000,
- Christopoul F. Baby P. & Davila C. (2002) Stratigraphic responses to a major tectonic event in a foreland basin: The Ecuadorian Oriente Basin from Eocene to Oligocene times. *Tectonophysics* 345, pp. 281 – 296.
- Christopoul, F., (2004). Dinámica de la Cuenca de Ante-pais Oriente desde el Paleógeno. *La Cuenca Oriente Geología y Petróleo*. IFEA, IRD, Petroecuador P. 93 – 113.
- De la Cruz N. & Carpio M., (1996) Geología de los cuadrangulos de Sandia (29-y) y San Ignacio(29-z), (1996) . Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A. N° 82. 165 p., 14 figs., 8 láms., 39 fots., 1 perf., 2 mapas
- De la Cruz N., Zedano J. & Zapata A., (1997) Geología de los Cuadrángulos de San Roque(16-n), Río Calleria(16-ñ), San Lucas(18-o), Pucallpa(17-n), Nuevo Utiniquia(17-ñ), Cantagallo(17-o) y Divisor Yurúa Ucayali. (17-p), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín, N° 102, serie A: carta geologica nacional, 156 p., 14 figs., 5 láms., 22 fots., 1 perf., 7 mapas,
- De la Cruz J (1995) Geología de los cuadrangulos Río Santa Águeda (10-f), San Ignacio (11-f) y Aramango (11-g), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A , N° 57, 147 p., 31 fots., 3 perfs., 3 mapas
- .De la Cruz J., Valencia M. & Boulanger E. (1996) Geología de los cuadrangulos de Aguaytía (19-l), Panao (20-l) y Pozuzo (21-l), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 80, Serie A: Carta geologica nacional pp.134 ., 12 figs., 33 fots., 4 láms., 1 perf., 3 mapas
- De la Cruz J., Lara M. & Raymundo T., (1997.) Geología de los cuadrangulos de San Alejandro (18-m), Santa Rosa (18-n), Río Nova (19-m) y Puerto Inca (19-n), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 98, Serie A: Carta geologica nacional ,118 p., 16 figs., 14 fots., 1 perf., 4 mapas,
- De la Cruz J., Lara M. & Raymundo T., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Cahuapanas (11-í) y Nueva Cajamarca (12-i), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 115, Serie A: Carta geologica nacional, 125 p., 15 figs., 1 lám., 22 fots., 1 perf., 2 mapas,

- De la Cruz N., Zapata A. & Larico W., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Timpia (25-q), Calangato (25-r) y Río Providencia (25-s), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 115, Serie A: Carta geologica nacional, 224 p., 21 figs., 4 láms., 47 fots., 1 perf., 3 mapas, 121
- De la Cruz N., Zuloaga A., Geldrés M., Fidel L., Caverro R., Hipólito A., Lipa V., Ticona P. & Valdivia W., (1999) Geología de los cuadrangulos de Lagunas (11-l), Río Cauchío (11-m), Santa Cruz (12-l), Río Sacarita (12-m), Río Samiria (11-n), Bretaña (11-ñ), Requena (11-o), Remoyacu (11-p), Angamos (11-q), Santa Isabel (12-n), Tamanco (12-ñ), Nueva Esperanza (12-o), Buenas Lomas (12-p), Laguna Portugal (12-q), Puerto Rico (13-ñ), Tabalosos (14-ñ), Curinga (13-o), Quebrada Capanahua (14-o), Qda. Betilia (13-p), y Río Yaquerana (14-p), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 134, Serie A: Carta geologica nacional, 256 p., 65 figs., 4 láms., 50 fots., 20 mapas,
- Díaz G., Huayhua J., Milla D., Montoya C. & Luque R., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Barranquita (11-j) y Jeberos (11-k), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 105, Serie A: Carta geologica nacional , 126 p., 18 figs., 3 láms., 27 fots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. de Ingeniería),
- Díaz G., Milla D., Huayhua J., Montoya A. & Castro W., (1998). Geología de los cuadrangulos de Tocache (17-j) y Uchiza (17-k), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 126, Serie A: Carta geologica nacional, 234 p., 33 figs., 9 láms., 54 fots., 6 microfots., 1perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. de Ingeniería), 126
- Dumbar C. & Newell N. (1946) Marine early Permian of the Central Andes and its fusuline faunas. Part 1. Amer. Jour. Sci. Vol. 244 N° 6.
- Dumont J. F. (1991). Fluvial Shifting in the Ucamara Depresión as related to the neotectonics of the Andean foreland Brazilian Cratón Border (Perú). pp. 9 – 20.
- Dumont J. F. (1992). Rasgos morfoestructurales de la llanura Amazónica del Perú: Efectos de la Neotectónica sobre los cambios fluviales y la delimitación de las provincias morfológicas. Bull Inst. Fr. Etud. Andines 21 (3): 801 – 833.
- Dumont J. F. (1993). Lake patterns as related to neotectonics in subsiding basins: the example of the Ucamara Depression, Perú. Tectonophysics, 222: 69 – 78.
- Dumont J. F. (1994). Neotectonics of the Subandes – Brazilian craton boundary using geomorphological data: the Marañon and Beni basins. Tectonophysics p. 137 – 151.
- Dumont J. F. & Fournier, M., (1994) Geodynamic environment of Quaternary morphostructures of the subandean foreland basins of Perú and Bolivia: characteristics and study methods. Quant. Int., 21: 129 – 142.
- Dumont J. F., Lamotte, S. & Fournier, M., (1992). Neotectonica del Arco de Iquitos (Jenaro Herrera, Perú) Bol. Soc. Geol. Perú, 77: 7-17.
- Dumont J. F., García, F., and Fournier, M., (1992) Registros de cambios climáticos por los depósitos y morfologías fluviales en la amazonia occidental. En: L. Orliieb and J. Machare (editors), Paleo ENSO Records: Int. Symp., Lima, Ext. Abstr. Pp. 87 – 92.
- Elsik, W.C. (1964). A new sporomorph genera from eastern Perú. Pollen et Spores, 6., Paris.
- Elsik, W.C. (1966) New sporomorph genera from the Upper Cretaceous of Perú. Pollen et Spores, 8., Paris.
- Fidel L., & Valenzuela G., (1997.) Geología de los cuadrangulos de Súngaro (13-n) y Capanahua (14-n), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Bol. N° 96, serie A: Carta geologica nacional, 135 p., 12 figs., 3 láms., 43 fots., 1 perf., 2 mapas, 96
- Fidel L., Boulanger E. & Caverro R., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Río Las Piedras (23-s), Río Citiyacu (23-t), Esperanza (23-u), Tayacome (24-s), Paquitsa (24-t) y Río Lidia (24-u), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Bol. N° 113, serie A: Carta geologica nacional, 132 p., 24 figs., 30 fots., 1 perf., 1 mapa 1:200,000,
- Galdos J., Larico W., Chacaltana C., Cerrón F., Sánchez J. & Rossel W., (1999) Geología de los cuadrangulos de Río Güeppí (1-l), Güeppí (1-m), Santa Teresa (1-n),

- Puerto Véliz (1-ñ), Pantoja (2-m), Río Angusilla (2-n), Angusilla (2-ñ), Quebrada Lobo (3-l), Vencedores (3-m), Chingana (3-n), Nueva Jerusalén (3-ñ), Yabuyanós (3-o), Bellavista (4-l), Arica (4-m), San Martín (4-n), Tamboryacu (4-ñ) y Campuya (4-o), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Bol. N° 129, serie A: Carta geológica nacional, . 240 p., 47 figs., 4 láms., 71 fots., 17 mapas,
- Gamarra, S. & Aliaga, E. (1985) Revisión palinológica del Cretáceo de la sección de campo del Pongo de Tiraco. Formación Cushabatay – Esperanza basal. Informe inédito PetroPerú, 8p., Lima.
- Gil, W. (2001). Evolution laterale de la deformation d'un front orogénique : Exemple des bassins subandins entre 0° et 16° S. PhD. Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 150 pp.
- Gingras M.K., Räsänen M.E., and Ranzi A. (2002), The Significance of Bioturbated Inclined Heterolithic Stratification in the Southern Part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazonia Brazil. *Palaios*, 17, 591-601.
- Gingras M.K., Räsänen M.E., Pemberton S.G., Romero L.P., 2002b, Ichnology and sedimentology reveal depositional characteristics of bay margin parasequences in the Miocene Amazonian Foreland basin. *J. Sed. Res.* 72, 871-883.
- Gutiérrez M. (1975) Contribución al conocimiento micropaleontológico del oriente peruano. BSGP. T. 49. pp. 25 -52.
- Gutiérrez, M. (1982) Zonación Bioestratigráfico del intervalo Cretáceo superior – Terciario inferior. In: Evaluación del potencial petrolífero de las Cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios. PetroPerú, informe inédito, 30 p., Lima.
- Guzmán A., Zavala B. & Aldana M (1997.), Geología de los cuadrángulos de Dos de Mayo (13-m) y Orellana (14-m),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Bol. N° 92, serie A: Carta geológica nacional, 160 p., 15 figs., 35 fots., 9 microfots., 1 perf., 2 mapas,
- Guzmán A. & Núñez S., (1998.) Geología de los cuadrángulos de Masisea (18-ñ), Huarimán (18-o), Iparía (19-ñ), Noaya (19-o), Sempaya (20-ñ) y Cumaria (20-o),),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Bol. N° 114, serie A: Carta geológica nacional, 143 p., 34 figs., 5 láms., 6 microfots., 1 perf., 6 mapas,
- Guzmán A., Núñez S., Usnayo D., Zavala B., De la Cruz O., Aldana M., Valenzuela G., Rosas M. & Quispe L., (1999) Geología de los cuadrángulos de Punchana (5-s), Remanso (5-t), San Martín de Soledad (5-u), Qda. Esperanza (5-v), Río Yahuillo (6-s), Qda. Lupuna (6-t), Río Yaguas (6-u), Primavera (6-v), Pebas (7-s), Río Atacuari (7-t), Río Cotuhé (7-u), Qda. Chontadero (7-v), San Francisco (8-s), Chambira (8-t), Caballococha (8-u), San Juan de Cacao (8-v), Carolina (9-s), San Pablo de Loreto (9-t), San Pedro (9-u), Islandia (9-v), Isla Chinería (9-x) y Lagogrande (10-s),),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Bol. N° 133, serie A: Carta geológica nacional, 258 p., 25 figs., 6 láms., 97 fots., 8 microfots., 22 mapas,
- Haffer, J., (1969) Speciation in Amazonian forest birds. *Science* 1965: 131 - 137
- Hermoza, W., 2004. Dynamique tectono-sédimentaire et restauration séquentielle du retro-bassin d'avant-pays. des Andes centrales. PhD Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, Francia.
- Hoorn, C. (1994) Miocene palynostratigraphy and paleoenvironments of northwestern Amazonia: Evidence of marine incursions and the influence of Andean tectonics. PhD thesis, Amsterdam, Netherlands, University of Amsterdam, 156 pp.
- Hoorn, C. (1994) An Environmental Reconstruction of the Paleo-amazon rivers system (Middle Late Miocene, NW Amazonia). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* , 112: 187-238.
- Hoorn, C., (1995) Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America.

- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Romero-Pittman, L., Lertola, K. (2005) Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru, *Geology*, 33, 177-180.
- Huff K. F., (1949) Sedimentos del Jurásico superior y cretácico inferior en el Este del Perú. Sociedad Geológica del Perú. Volumen Jubilar XXV Aniversario parte II. Pp. 1 – 10.
- Jaén H., Vargas L. & Ortiz G., (1997.) Geología de los cuadrangulos de Bolognesi (21-ñ) y Puntijao (21-o), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Bol. N° 104, serie A: Carta geologica nacional, 162 p., 6 figs., 10 láms., 22 fots., 1 perf., 2 mapas, Jaillard, et al., (1994). Síntesis estratigráfica del Cretáceo y Paleógeno de la cuenca Oriental del Perú. Informe parcial del convenio ORSTOM – PetroPerú.60 p.
- Kaandorp, R.J.G., Vonhof, H.B., Wesselingh, F.P., Romero Pittman, L., Kroon, D., and van Hinte, J.E., (2005) Seasonal Amazonian rainfall variation in the Miocene Climate Optimum. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 221, 1-6.
- Klemola, L. (2003). Stratigraphy and the properties of the Iquitos white sand formation in the Allpahuayo – Mishana Reserve, north – eastern Perú. University of Turku Institute of Geology Department of Quaternary Geology. 78 p.
- Koch, E., (1959). Geología del campo petrolífero Maquia en el Oriente del Perú y su ubicación Regional. Bol. Soc. Geol. del Perú. Tomo 34, pp. 42-58.
- Koch, E., (1961). Perfil tectónico a través de la Cordillera Oriental y la Faja Subandina (Entre Tingo Maria, Pisqui Medio y Contaya). Bol. Soc. Geol. del Perú Tomo 36, pp. 131-138.
- Koch, E. & Blissenbach, E. (1962). Las Capas Rojas del Cretáceo Superior – Terciario en la región del curso medio de la región de Ucayali, Oriente del Perú. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 39, 7-141, Lima.
- Kummel, B. (1948), Geological reconnaissance of the Contamana Region, Peru. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 69, 1217-1266.
- Laurent H. & Pardo, A. (1975) Ensayo de interpretación del Basamento del nor-oriente peruano. BSGP, t. 48 Pp.25 -48.
- León W., Monge R. & Chacón N (1996.) Geología de los cuadrangulos de Chuchurras (21-m), Ulcumayo (22-l), Oxapampa (22-m) y La Merced (23-m), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A: carta geologica, N°, 183 p., 13 figs., 73 fots., 1 perf., 4 mapas
- Leon W. & De la Cruz (1998) Geología de los Cuadrángulos de Puyeni y Cutivireni. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 111, serie A: Carta Geológica Nacional, 165 p., 16 figs., 7 láms., 42 fots., 21 microfots., 1 perf., 2 mapas,
- Lipa V., Larico W. & Cuyubamba V., (1977.) Geología de los cuadrangulos de Puerto Oriente (15-n), Ana María (15-ñ) y Río Tapiche (15-o), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín, N° 101, serie A: carta geologica nacional., 152 p., 21 figs., 40 fots. 1 perf., 3 mapas,
- Lipa V., Zedano J. & Ticona P., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Palestina (19-u), Curanjillo (20-t), Puerto Esperanza (20-u), Río Curanja (21-s), Balta (21-t), José Gálvez (21-u), Alerta (22-s), Río Cocama (22-t) y Río Yaco (22-u), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín, N° 108, serie A: carta geologica nacional., 125 p., 36 figs., 6 láms., 19 fots., 1 perf., 2 mapas 1:200,000,
- Lammons, J. M. (1970) *Pentapsis*, a new palynomorph genus from cretaceous (Apitan) of Perú. *Micropaleontology* , 16
- Martínez W., Valdivia E. & Sánchez J., (1997) Geología de los cuadrangulos de Nuevo Edén (17-l) y Puerto Bolívar (17-m), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín, N° 101, serie A: carta geologica nacional, 250 p., 45 figs., 65 fots., 60 microfots., 8 láms., 1 perf., 2 mapas, 93
- Martínez W., Valdivia E. & Cuyubamba V., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Aucayacu (18-k), Río Santa Ana (18-l) y Tingo María (19-k),. Instituto Geológico

- Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín, N° 112, serie A: carta geológica nacional., 204 p., 30 figs., 6 láms., 50 fots., 1 perf., 3 mapas,
- Martínez W., Morales M., Romero L. & Raymundo T.(Ingemmet); Díaz G., Milla D., Montoya C. & Huayhua J. (UNI), (1999) Geología de los cuadrangulos de Bolívar (5-n), Curaray (5-ñ), Santa Clotilde (5-o), Quebrada Aguablanca (6-n), Quebrada Sabaloyacu (6-ñ), San Lorenzo (6-o), Intuto (7-n), Río Pintoyacu (7-ñ), Río Mazán (7-o), Río Corrientes (8-n), Libertad (8-ñ), Río Nanay (8-o), Santa Rosa (9-n), Yacumama (9-ñ), Río Itaya (9-o), Yanayacu (10-n), Chapajilla (10-ñ) y Nauta (10-o),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín, N° 131, serie A: carta geológica nacional, 372 p., 46 figs., 7 láms., 77 fots., 18 mapas,
- Mason & Rosas,(1955) Stratigraphy and structure of Quebradas Sin Nombre y Muchinguisa, OPG, N°.
- Milani E.J., & Filho A. T., (2000). Sedimentary domains of the South American Plate. *Sedimentary Basins of South America* pp. 389 – 448.
- Mohler, H., et al., (1991). The Hydrocarbon habitat of the southern Ucayali basin, Perú. *Exploration Bulletin*, vol. 259, n. 6, pp. 27 – 54, 1991.
- Monge R., López J.C., Boulanger E. & Carpio M., (1997) Geología de los cuadrangulos de Esquena (28-x), Santa Bárbara (28-y) y Azata (28-z), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín, N° 91, serie A: carta geológica nacional, 124 p., 15 figs., 41 fots., 1 perf., 3 mapas.
- Monge R., Valencia M. & Sánchez J. (1998.), Geología de los cuadrangulos de Llochegua (25-o), Río Picha (25-p) y San Francisco (26-o), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín, N° 91, serie A: carta geológica nacional, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín, N° 120, serie A: carta geológica nacional, 253 p., 21 figs., 72 fots., 25 microfots., 1 perf., 3 mapas,
- Moran & Fyfe (1933). Geología de la Región del Bajo Pachitea. *Bol. Dir. Min. E Ind.* N°. 41, pp. 43-54.
- Müller , H. E. Aliaga (1981). Estudios Bioestratigráficos del Cretáceo de la cuenca Marañon PetroPerú, informe inedito, 57 pp., Lima.
- Muller, H. (1982) Evaluación potencial petrolifero, cuencas Huallaga, Ucayali y Madre de Dios: Estudio Palinologico del Mesozoico y Paleozoico. Cooperación Técnica Peruano – Alemana, Petroperú, Lima, Anx. D -1, INV – 084-82 (Informe Interno).
- Navarro L. (2005). La Cuenca Santiago: Estilo Estructural y Sistemas de Petroleo. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa.
- Newell N.D. & Tafur (1943) Ordovisico Fosilifero en la Selva Oriental del Perú. *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Tomo XIV p. 5-16.
- Oppenheim, V. (1943) Geología de la Sierra de Cutucu frontera Perú Ecuador, *Bol. Soc. Geol. del Perú* Vol. Jubilar Parte II, fac. 17, pp. 137 y siguientes, Lima.
- Proyecto de Asistencia para la Reglamentación del sector Energetico del Perú, PARSEP (2001) Hydrocarbon Potencial of NE Perú, Huallaga, Santiago and Marañon basin: Final Report on the Huallaga basin and Adjacent Area, Lima Perú, Enero, 2001
- PARSEP (2001)The Hydrocarbon Potencial of NE Perú, Huallaga, Santiago and Marañon basin; Final report of the Santiago Basin, Peru. Vol 1, Lima, Perú Sept. 2001
- PARSEP (2002) The Hydrocarbon Potencial of NE Perú, Huallaga, Santiago and Marañon basin: Marañon basin Technical Report, Lima , Perú, Sept 2002, vol 1
- PARSEP (2002) The Hydrocarbon potencial of the southern Sub-andean basins Project, Ucayali, Ene and madre de Dios basins: Ucayali & Ene Basins Technical Basins, Lima , Perú, Diciembre , 2002
- PARSEP (2002) The Hydrocarbon potencial of the southern Sub-andean basins Project, Ucayali, Ene and Madre de Dios basins: Madre de Dios Basin Technical Basins, Perupetro, Lima , Perú, Diciembre , 2002

- Palacios O., Molina O., Galloso A. & Reyna C., (1996) Geología de los cuadrangulos de Puerto Luz (26-u), Colorado (26-v), Laberinto (26-x), Puerto Maldonado (26-y), Quincemil (27-u), Masuco (27-v), Astillero (27-x) y Reserva Tambopata-Candamo (27-y), . Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A. N° 81., 190 p., 33 figs., 5 láms., 34 fots., 1 perf., 8 mapas
- Palacios O., Molina O., Galloso A. & Reyna C (1996.) Geología de los cuadrangulos de Puerto Luz (26-u), Colorado (26-v), Laberinto (26-x), Puerto Maldonado (26-y), Quincemil (27-u), Masuco (27-v), Astillero (27-x) y Reserva Tambopata-Candamo (27-y),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A. N° 81., 190 p., 33 figs., 5 láms., 34 fots., 1 perf., 8 mapas
- Pardo A. & Zuñiga F. (1973). Estratigrafía y Evolución Tectónica de la Región de la Selva del Perú. *II Latino Americano de Geología*. Caracas, Venezuela, pp. 569-608.
- Quispesivana, L. et al., (1997). Geología de los Cuadrángulos de Teniente Pinglo, Santa María de Nieva, Puerto Alegria y Puerto America. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín serie A. N° 99.
- Quispesivana L (1996) Geología de los cuadrangulos de Puesto Llave (9-f) y Río Comaina (9-g), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 64, serie A.: carta geologica nacional, 120 p., 50 fots., 14 figs., 1 perf., 2 mapas
- Quispesivana L., (1996) Huánuco (20-k), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru Bol N° 74, Serie A: carta geologica nacional, 138 p., 15 figs., 39 fots., 1 perf., 1 mapa
- Quispesivana L., Zuloaga A. & Paz M., (1997.) Geología de los cuadrangulos de Teniente Pinglo (9-h), Santa María de Nieva (10-h), Puerto Alegria (9-i) y Puerto América (10-i), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 99, serie A.: carta geologica nacional, 186 p., 24 figs., 50 fots., 1 perf., 4 mapas,
- Quispesivana L., Paz M. & Zuloaga A., (1998.) Geología de los cuadrangulos de Río Santiago (7-h), Huijín (7-i), Río Huasaga (7-j), Ayambis (8-h), Bagazán (8-i) y Limoncocha (8-j), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 124, serie A.: carta geologica nacional, 160 p., 22 figs., 5 láms., 37 fots., 1 perf., 6 mapas, 124.
- Quispesivana L., Zapata A., Atencio E. & Cuyubamba V. (Ingemmet); Sánchez J., Lagos A. & Álvarez D. (UNMSM), (1999) Geología de los cuadrangulos de Cunambo (5-k), Mariscal Cáceres (5-l), Río Pucacuro (5-m), Vargas Guerra (6-h), Río Huitoyacu (6-i), Checherta (6-j), Andoas (6-k), Lamastipishca (6-l), San Antonio (6-m), Nuevo Soplín (7-k), Valencia (7-l), Pucacuro (7-m), Sungache (8-k), Pucuna (8-l), Villa Trompeteros (8-m), San Fernando (9-j), San Juan de Pavayacu (9-k), Río Urituyacu (9-l), Santa Martha (9-m), Barranca (10-j), San Isidro (10-k), Río Nucuray (10-l) y Urarinas (10-m), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 130, serie A.: carta geologica nacional, , 212 p., 57 figs., 3 láms., 56 fots., 23 mapas,
- Quispesivana L. & Zárate H., (1999) Geología de los cuadrangulos de Río Naraima (7-g), Río Machinaza (8-f) y Jiménez Banda (8-g),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 135, serie A.: carta geologica nacional, 156 p., 12 figs., 81 fots., 3 mapas 135
- Rebata-H., L.A., Räsänen, M.E., Gingras, M.K., Viera, V., Barberi, M., Irion, G. (In press) Sedimentology and ichnology of tide-influenced late Miocene successions in Western Amazonia: the gradual transition between the Pebas and Nauta Formations. In: Neogene Amazonia (Eds C. Hoorn, and H. Vonhof), J. S. Am. Earth Sci. Spec. Issue.
- Robertson Research (US) INC (1990) Informe final. Evaluación Geologica-Geofisica por hidrocarburos – selva peruana Lotes 8, 31, 35. Vol 2 (Geología Regional), preparado para Petroperu
- Robertson Research (1981). Bioestratigraphy. Informe inedito PetroPerú, Robertson Research, 78 – 111, Lima.

- Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Hermoza, W., and Darrozes, J.M. (2005) Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru). *Tectonophysics*, 399, 87-108.
- Rosenzweig, A. (1953) Reconocimiento geológico del curso medio del Río Huallaga. *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Tomo 26 pp. 155-190.
- Räsänen, M.E., et al (1987) Fluvial perturbation in the western Amazon Basin: regulation by long-term sub-Andean tectonics. *Science* 238, 1398 -1401.
- Räsänen, M.E., et al., (1990). Evolution del Western Amozón lowland relief : impact of Andean foreland dynamics. *Terra nova* 2, 320 – 332.
- Räsänen, M.E., et al., (1992). Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian Foreland Basins, Perú. *Geological Magazine* 129 (3), 293 – 306.
- Räsänen, M.E., et al., (1995). Late Miocene tidal deposits in the Amazonian Foreland Basin. *Science* 269, 386 – 390.
- Räsänen, M.E., Linna, A., Irion, G., Rebata-H., L., Wesselingh, F. and Vargas, R. (1998) Geología y geformas de la zona de Iquitos. In: *Geocología y desarrollo Amozónico. Estudio integrado en la zona de Iquitos, Perú* (Eds R. Kalliola and S. Flores), *Annales Universitatis Turkuensis Ser. A II*, 114, 59-137.
- Romero L., Morales M. & Carpio M., (1998) Geología de los cuadrangulos de Río Acre (22-v), Iñapari (22-x), Qda. Mala (23-v), Iberia (23-x), San Lorenzo (23-y), Puerto Lidia (24-v), Río Manuripe (24-x), Mavila (24-y), Santa María (24-z), Valencia (25-z), Palma Real (26-z) y Río Heath (27-z),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 123, serie A: Carta geologica nacional 200 p., 47 figs., 5 láms., 39 fots., 1 perf., 2 mapas 1:200,000,
- Ruegg, W., (1947). Estratigrafía comparada del Oriente Peruano *Bol. Soc. Geol. del Perú*. Tomo 20, p. 57-100.
- Ruegg, W., & Rosenzweig, A (1949). Contribuciones a la Geología de las formaciones modernas de Iquitos y de la Amazonia superior. *Soc. Geol. Perú*, parte II, fase 3, Lima.
- S & Z Consultores Asociados (1997.) Geología de los cuadrangulos de Bajo Pichanaqui (22-n) y Puerto Bermúdez (21-n), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 85, serie A: Carta geologica nacional, 180 p., 14 figs., 43 fots.,1 perf., 2 mapas
- Salas G. Chávez A. & Cuadros J., (1999) Geología de los cuadrangulos de Quebrada Honda (26-r) y Parobamba (26-s),. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 128, serie A: Carta geologica nacional, 122 p., 23 figs., 42 fots., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. de San Agustín de Arequipa),
- Sánchez A., (1995) Geología de los cuadrangulos de Bagua Grande (12-g), Jumbilla (12-h), Lonya Grande (13-g), Chachapoyas (13-h), Rioja (13-i), Leimebamba (14-h) y Bolívar (15-h), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 56, serie A: Carta geologica nacional 400 p., 46 figs., 61 fots., 14 perms., 7 mapas.
- Sánchez A., Chira J. & Valencia M., (1997) Geología de los cuadrangulos de Tarapoto (13-k), Papa Playa (13-l), Utcucarca (14-k) y Yanayacu (14-l), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín N° 94, serie A: Carta Geológica nacional, 250 p., 34 figs., 7 láms., 48 fots., 1 perf., 4 mapas,
- Sánchez A. & Herrera I., (1998) Geología de los cuadrangulos de Moyobamba (13-j), Saposoa (14-j) y Juanjuí (15-j), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Peru. Boletín. N° 122, serie A: Carta geológica nacional, 271 p., 34 figs., 7 láms., 40 fots., 1 perf., 3 mapas,
- Sánchez A., Chira J., Romero D., De la Cruz J., Herrera I., Cervantes J., Monge R., Valencia M. & Cuba A., (1999) Geología de los cuadrangulos de Puerto Arturo (4-p), Flor de Agosto (5-p), San Antonio del Estrecho (5-q), Nuevo Perú (5-r), San Felipe (6-p), Río Algodón (6-q), Quebrada Airambo (6-r), Mazán (7-p), Francisco de Orellana (7-q), Huanta (7-r), Iquitos (8-p), Río Maníñf (8-q), Yanashi (8-r), Tamshiyacu (9-p), Río Tamshiyacu (9-q), Buen- jardín (9-r), Ramón Castilla (10-p), Río Yavarí Mirín (10-q) y

- Buenavista (10-r), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 132, serie A: Carta geológica nacional, 310 p., 58 figs., 5 láms., 94 fots., 19 mapas,
- Sánchez J. & Jacay (1997) Geología de los cuadrangulos de Huayabamba (14-i) y Río Jelache (15-i), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 87, serie A: Carta geológica nacional, 225 p., 31 figs., 6 láms., 33 fots., 26 microfots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. Mayor de San Marcos),
- Sánchez J., Alvarez D., Lagos A. & Huamán N., (1997.) Geología de los cuadrangulos de Balsapuerto (12-j) y Yurimaguas (12-k), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 103, serie A: Carta geológica nacional, 204 p., 22 figs., 4 láms., 30 fotos, 16 microfots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. Mayor de San Marcos),
- Sánchez J., Álvarez D. & Lagos A., (1998) Geología de los cuadrangulos de Juscusbamba (16-i) y Pólvora (16-j), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 119, serie A: Carta geológica nacional, 262 p., 23 figs., 5 láms., 44 fots., 40 microfots., 1 perf., 2 mapas. (Convenio-Univ. Nac. Mayor de San Marcos),
- Sanchez, A. et al., (1999). Geología de los Cuadrángulos de Puerto Arturo, Flor de Agosto, San Antonio del Estrecho, Nuevo Perú, San Felipe, Río Algodón, Quebrada Airambo, Mazan, Francisco de Orellana, Huanta, Iquitos, Río Maniti, Yanashi, Tamshiyacu, Río Tanshiyacu, Buen Jardín, Ra. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 132, serie A: Carta geologica nacional
- Seminario, F. & Guizado, J. (1976) Síntesis Bioestratigráfica de la región de la Selva del Perú. Actas del 2do Congreso Latinoamericano de geología, Caracas 1973, 2, 881 – 892.
- Schlagintweit, O., (1939). Informe preliminar sobre reconocimientos entre San Borja y Huachi y Rurrenabaque, repport interne YPFB (GXG-127).
- Shell, (1982), Palynostratigraphy of Blocks 38/42, Ucayali Basin, Perú, Progress Report (M. Bouman): Shell Exploradora y Productora del Perú B. V.
- Shell, (1987), Evaluation Blocks 38/42 (A.A. Dijkstra and H. P. Mohler): Shell Exploradora y Productora del Perú B. V., Vol. 1
- Siironen P., Räsänen M, Gingras M, Harris C, Irion G, Pemberton SG, Ranzi, A. (2005) Application of laser diffraction grain-size analysis to reveal depositional processes in tidally-influenced systems, In: Fluvial Sedimentology VII (Eds M. Blum, S. Marriott and S. Leclair), Int. Assoc.Sedimentol. Spec. Publ., 35, 159-180.
- Singewald J. (1926). Pongo de Manserriche. Bulletin of the Geological Society of America. Vol. 38. pp. 479 – 492.
- Soruzo, R., Martínez, E., (1996) Lexico Estratigrafico de Bolivia. Revista Tecnica de YPFB, Bolivia.
- Strub, M., Hérial, G., Darrozes, J., García-Duarte, R., Astorga, G., (2005) Neogene to Present tectonic and orographic evolution of the Beni Subandean Zone. ISAG 2005, extended conference abstract, 709-713.
- Tarazona, A. (1992) Informe Palinoestratigráfico de la sección del río Alto Inambari. Cuenca Madre de Dios. Informe inedito PetroPerú, 11 p., Lima.
- Wesselingh, F. (2003) A Miocene faunule from Madre de Dios (Peru). Internal report, 172, Division of Cenozoic Mollusca, Nationaal Natuurhistorisch Museum Naturalis, Leiden, Netherlands, 4 pp.
- Williams M.D. (1949) Depósitos terciarios continentales del valle del Alto Amazonas. Volumen Jubilar XXV Aniversario parte II. Sociedad Geológica del Perú 1949 15 pp.
- Sullins M.J. (1960) Reconaissance Geology of a Portion of the Mallinowski River and its Afluent Qda. Texas. Inf. Int.
- Valenzuela, G. & Zavala B. (1998). Geología de los Cuadrángulos de Puerto Putuya 18-p, Río Shahuinto 18-q, Jacaya 19-p, Santa Rosa 19-q, Río Breu 19-r Parantari 20-p, Breu 20-q, y Río Piquiyacu 20-r. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 109. serie A: Carta geologica nacional, 137 p., 10 figs., 43 fots., 4 microfots., 1 perf., 2 mapas 1:200,000

- Valdivia, H. (1974). Estratigrafía de la Faja Subandina de la región de Madre de Dios. Informe Departamento Tecnología de Exploración, PetroPerú. 50 pp.
- Valenzuela G. & Zavala B. (1998) Geología de los cuadrángulos de Puerto Putuya 18-p, Río Shahuinto 18-q, Jacaya 19-p, Santa Rosa 19-q, Río Breu 19-r, Parantari 20-p, Breu 20-q, y Río Piquiyacu 20-r. Boletín 109. Serie A. 135 pp. 9
- Vargas L. & Hipólito A., (1998.) Geología de los Cuadrángulos de Río Pinquén (25-t), Pillcopata (26-t) y Chontachaca (27-t), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín. N° 116. serie A: Carta geologica nacional, 155 p., 19 figs., 6 láms., 41 fots., 1 perf., 3 mapas,
- Zárate H., Galdos J. & Ticona P., (1997.) Geología de los Cuadrángulos de San Rafael (15-k), Río Cushabatay (15-l) e Inahuaya (15-m), Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín N° 100, serie A.: Carta Geológica nacional, 191 p., 26 figs., 5 láms., 50 fots., 1 perf., 3 mapas,
- Zarate, J. & Galdos, J., (1998). Geología de los Cuadrángulos de Sepahua (23-p), Maria 23-q, Unión 23-r, Quirigueta 24-p, Camisea 24-q y Río Cashpajali 24-r. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico del Perú. Boletín N° 125, serie A: Carta Geológica nacional, 204 p., 31 figs., 5 láms., 24 fots., 43 microfots., 1 perf., 6 mapas, 125
- Zegarra C. J., (1964). Geología del flanco Nor-Este de la Cordillera Oriental de los Andes Peruanos considerando la formación Chonta en particular. (Región Campanquiz – Pongo de Manserriche – Yurimaguas). Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 88 p.

