

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**



**INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS, ÁREAS
FUENTE DE SEDIMENTO Y ORIENTACIÓN DEL CAMPO DE
ESFUERZOS INTRAPLACA CON EL REGISTRO FORMATION
MICROIMAGER (FMI): APLICACIONES PRÁCTICAS EN EL
CRETÁCICO DE LA CUENCA MARAÑÓN, PERÚ**

**TESIS
PARA OPTAR AL TÍTULO PROFESIONAL DE
INGENIERO GEÓLOGO**

DIANA KARINA ESPINO CERNA

LIMA-PERÚ

2007

DEDICATORIA:

*Esta tesis la dedico a mi familia
con mucho amor, en especial:
a mi madre, Luz María,
por su apoyo constante
y sus sabios consejos,
a mi padre, Javier Eladio,
por apostar todo por mi educación,
a mis hermanos, Javier Ignacio y Lucero del Pilar,
por ser piezas fundamentales en mi vida,
a Luis por brindarme amor
todos estos años.*

DEDICATORIA:

*Esta tesis la dedico a mi familia
con mucho amor, en especial:
a mi madre, Luz María,
por su apoyo constante
y sus sabios consejos,
a mi padre, Javier Eladio,
por apostar todo por mi educación,
a mis hermanos, Javier Ignacio y Lucero del Pilar,
por ser piezas fundamentales en mi vida,
a Luis por brindarme su cariño
todos estos años.*

CONTENIDO

CAPÍTULO I : RESUMEN.	1
CAPÍTULO II : CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	4
CAPÍTULO III : INTRODUCCIÓN.	8
3.1. Objetivo del estudio.	8
3.2. Localización y extensión del área de trabajo.	8
3.2.1. Ubicación.	8
3.2.2. Accesibilidad.	9
3.2.3. Topografía.	9
3.3. Método de Trabajo realizado.	9
3.3.1. Correlaciones Estratigráficas.	10
3.3.2. Sumatoria de Reservorios y Mapas de Isópacas.	10
3.3.3. Recopilación de informes de descripción de núcleos, informes litológicos de pozos e informes petrográficos.	11
3.3.4. Procesado e interpretación de Registros de imagen: Herramienta Formation Microlmager (FMI).	12
3.4. Breve historia de las actividades de exploración, explotación en la Cuenca Marañón.	14
3.5. Agradecimientos.	16
CAPÍTULO IV : GEOLOGÍA DE LA CUENCA MARAÑÓN.	17
4.1. Introducción a la Cuenca Marañón.	17
4.2. Estratigrafía de la Cuenca Marañón.	17
4.2.1. Basamento.	17
4.2.2. Paleozoico.	18
4.2.2.1. Formación Contaya.	18
4.2.2.2. Grupo Cabanillas.	18
4.2.2.3. Grupo Ambo.	19
4.2.2.4. Grupo Tarma.	19
4.2.2.5. Grupo Copacabana.	19

4.2.2.6. Grupo Mitu.	19
4.2.3. Mesozoico.	20
4.2.3.1. Grupo Pucará.	20
4.2.3.2. Formación Sarayaquillo.	21
4.2.3.3. Formación Cushabatay.	21
4.2.3.4. Formación Raya.	22
4.2.3.5. Formación Agua Caliente.	23
4.2.3.6. Formación Chonta.	24
4.2.3.6.1. Miembro Cetico inferior.	24
4.2.3.6.2. Miembro Cetico superior.	25
4.2.3.6.3. Miembro Lupuna.	25
4.2.3.6.4. Miembro Pona.	25
4.2.3.7. Formación Vivian.	25
4.2.3.8. Formación Cachiyacu.	26
4.2.3.9. Formación Casablanca.	27
4.2.4. Cenozoico.	27
4.2.4.1. Formación Yahuarango.	27
4.2.4.2. Formación Pozo.	28
4.2.4.3. Formación Chambira.	28
4.2.4.4. Formación Pebas.	29
4.2.4.5. Formación Marañón.	29
4.2.4.6. Formación Corrientes.	29
4.3. Evolución tectónica de la Cuenca Marañón.	29

CAPÍTULO V : REGISTRO FORMATION MICROIMAGER (FMI):

MEDICIONES FÍSICAS, MODALIDADES DE PERFILAJE Y APLICACIONES.

5.1. Introducción.	36
5.2. El Microbarredor de Formación de Cobertura total – FMI.	37
5.3. Mediciones Físicas.	37
5.4. Modalidades del perfilaje.	38
5.5. Aplicaciones del FMI.	38
5.5.1. Aplicaciones en la Geología Estructural.	38

5.5.2. Aplicaciones en la Sedimentología.	39
5.5.3. Aplicaciones en el Análisis Textural.	39
5.5.4. Complemento de los núcleos laterales y programas de pruebas de Formación.	40
5.5.5. Aplicaciones en los Análisis Geomecánicos.	40
5.5.6. Aplicaciones en la Geología y Geofísica.	40
5.6. Beneficios del FMI.	40
5.7. Aplicaciones del registro de imagen Formation MicroImager (FMI) en el presente estudio.	41
CAPÍTULO VI : INTERPRETACION DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL CRETÁCICO EN LA CUENCA MARAÑÓN CON LA CONTRIBUCION DEL REGISTRO FMI.	42
6.1. Introducción .	42
6.2. Formación Cushabatay.	42
6.3. Formación Raya.	45
6.4. Formación Agua Caliente .	45
6.5. Formación Chonta .	47
6.6. Formación Vivian.	50
6.7. Formación Casablanca.	51
CAPÍTULO VII : RELACIÓN TECTÓNICA – SEDIMENTACIÓN EN LA CUENCA MARAÑÓN.	53
7.1. Ciclos tectónicos y su influencia sobre la ubicación de las áreas fuente, depocentros sedimentarios y su migración en el tiempo.	53
7.2. Determinación del campo de esfuerzos regional imperante sobre las Cuencas Marañón y Ucayali: relación con la tectónica de placas, obtenidos con el registro de imagen FMI.	56
7.2.1 Tipo I: Fracturas Hidráulicas Inducidas.	56
7.2.2 Tipo II: Breakouts.	57
7.3. Causas de la rotación regional del campo de esfuerzos.	60
7.4. Conclusiones.	60

CAPÍTULO VIII : MARCO SECUENCIAL DEL CRETÁCICO EN LA CUENCA MARAÑÓN.	62
8.1. Introducción.	62
8.2. Ciclo Cushabatay – Vivian.	63
8.2.1. Secuencia Deposicional 1 (DS-1).	63
8.2.2. Secuencia Deposicional 2 (DS-2).	64
8.2.3. Secuencia Deposicional 3 (DS-3).	65
8.2.4. Secuencia Deposicional 4 (DS-4).	65
8.2.5. Secuencia Deposicional 5 (DS-5).	66
8.3. Conclusiones.	66
CAPÍTULO IX : DIAGÉNESIS Y CALIDAD DE LOS RESERVORIOS	68
9.1. Introducción.	68
9.2. Efecto de la composición y procedencia de las areniscas Cretácicas en su evolución diagenética posterior.	68
9.2.1. Formación Cushabatay.	70
9.2.1.1. Composición.	70
9.2.1.2. Porosidad.	70
9.2.1.3. Procedencia del sedimento.	71
9.2.2. Formación Agua Caliente.	71
9.2.2.1. Composición.	71
9.2.2.2. Porosidad.	71
9.2.2.3. Procedencia del sedimento.	71
9.2.3. Formación Chonta (Miembro Cético).	72
9.2.3.1. Composición.	72
9.2.3.2. Porosidad.	72
9.2.3.3. Procedencia del sedimento.	72
9.2.4. Formación Vivian – Casablanca.	73
9.2.4.1. Composición.	73
9.2.4.2. Porosidad.	73
9.2.4.3. Procedencia del sedimento.	74
9.2.5. Diferencias composicionales según la procedencia.	75
9.2.5.1. Areniscas procedentes de Bloques Continentales.	

Estables (Cratones).	75
9.2.5.2. Areniscas procedentes de un "Foreland" emergente.	77
9.3. Secuencia paragenética general para la Cuenca Marañón.	77
9.3.1. Primera vía diagenética: Formaciones Cushabatay, Agua Caliente y Chonta.	78
9.3.2. Segunda vía diagenética: Formaciones Vivian y Casablanca.	78
9.4. Diagénesis y calidad de reservorios: ¿mito o realidad?.	85
BIBLIOGRAFIA.	87
REFERENCIAS EN INTERNET	97

CAPÍTULO I: RESUMEN

La presente Tesis se ha realizado con el fin de optar al Título Profesional de Ingeniero Geólogo de la Universidad Nacional de Ingeniería y se presenta al jurado de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica.

Este es un trabajo de investigación acerca de los procesos sedimentarios durante el Cretácico. El conocimiento de la cuenca Marañón se basa principalmente en métodos indirectos como son los registros eléctricos, sísmica, algunos pocos núcleos de pozo y registros litológicos de pozos. El presente estudio combina la aplicación de algunos de estos métodos indirectos con otros más novedosos como el registro de imagen FMI* (Formation Microlmager), nombre comercial para esta herramienta perteneciente a Schlumberger), cuya aplicación e interpretación en este estudio permite junto con otras técnicas la interpretación de ambientes sedimentarios, campos de esfuerzos cercanos a los pozos y la orientación de las áreas fuente responsables del aporte de sedimentos durante el Cretácico para el ámbito regional de la Cuenca Marañón.

El presente estudio ha llevado a cabo una compilación de todo tipo de datos existentes (estudios internos, registros litológicos, informes petrográficos, etc. estudiados por otros autores desde una perspectiva más local) y otros datos nuevos extraídos de los registros FMI, con el fin de interpretar las áreas fuente de sedimentos, ambientes sedimentarios y la posterior evolución diagenética de los mismos en función de su composición. Adicionalmente se hace una interpretación de los esfuerzos regionales, cuya evolución y orientación incide sin lugar a dudas en la posición y evolución de las áreas fuente.

El Cretácico del Perú fue depositado bajo la influencia de un gran ciclo transgresivo-regresivo de escala global. Este megaciclo está constituido por 5 secuencias deposicionales de tercer orden, las 4 primeras controladas por variaciones eustáticas del nivel del mar y la última de ellas con una componente tectónica reconocida. La sedimentación producida dentro de este megaciclo tiene la morfología de una cuña abierta hacia el W, la cual está representada por cinco grandes paquetes areniscos conformados por las formaciones Cushabatay, Agua Caliente, Chonta (Miembro Cetico), Vivian y Casablanca y tres lutíticos conformados por las formaciones Raya, Chonta (Miembros Lupuna y Pona) y

Cachiyacu. Todas estas secuencias areniscosas, así como las lutíticas fueron depositadas en ambientes variables de fluvial a marino marginal. Los tres episodios lutíticos representan tres grandes eventos transgresivos ocurridos durante el Cretácico, siendo el más importante de ellos el iniciado en el Cenomaniense con el depósito de la Formación Chonta Inferior o Miembro Cético y tiene su momento culminante con un nivel máximo de inundación durante el Coniaciense-Santoniense con el depósito de las lutitas orgánicas de la Formación Chonta Lupuna-Pona.

El relleno molásico Terciario constituido por las arcillas rojas de la Formación Yahuarango, areniscas, tobas y arcillas de la Formación Pozo, areniscas de llanura aluvial de la Formación Chambira y las arcillas rojas y evaporitas de la Formación Pebas con > 4000 m de espesor, depositados en un contexto de cuenca de antepaís, es el responsable del hundimiento rápido del antepaís y por tanto del alto grado de compactación que afecta a las series Cretácicas, así como de la generación de condiciones ideales para el desarrollo de los procesos de cementación de las areniscas (sobrecrecimiento de cuarzo, calcita, etc.).

La variación lateral de ambientes sedimentarios, así como de la composición de las areniscas está fuertemente controlada por las oscilaciones del nivel del mar, las cuales condicionan la proximalidad-distalidad de los sistemas sedimentarios. Esta proximalidad-distalidad de los mismos condiciona a su vez la madurez textural de los sedimentos y por lo tanto tiene una incidencia directa en la diagénesis sufrida por estos sedimentos con posterioridad.

La interpretación de los campos de esfuerzos basada en los registros de imagen (FMI) indica la existencia de dos campos de esfuerzos bien diferenciados dentro de dos de las Cuencas orientales del Perú (Cuenca Marañón y Ucayali), por un lado las orientaciones consistentes para el máximo esfuerzo horizontal con una (σ_1 =S70°E) y mínimo esfuerzo horizontal con una dirección de (σ_3 =N20°E) dentro de la Cuenca Marañón y medidas en los registros FMI de 5 pozos en base a la interpretación de fracturas inducidas (indicadoras de la dirección del σ_1) y breakouts (indicadores de la dirección del σ_3). Este campo de esfuerzos parece estar controlado por la resultante de los esfuerzos compresivos generados en la zona de subducción por la variación en las direcciones de la convergencia existente entre las Placas Sudamericana y de Nazca.

Por otro lado, los esfuerzos imperantes en la Cuenca Ucayali-Madre de Dios con un máximo esfuerzo horizontal (σ_1) de dirección aproximada N30°E muestran evidencias de estar controlados por la resultante de los esfuerzos compresivos en la zona de subducción de las placas Sudamericana y de Nazca, a su vez son coincidentes con la dirección de compresión que marca la subducción de la Dorsal de Nazca y también coincidentes con la dirección axial del Arco de Fitzcarrald.

Todos los esfuerzos registrados en los sedimentos Cretácicos se pueden interpretar como esfuerzos heredados del último evento que ha actuado sobre los sedimentos y es fácilmente observable que tiene relación directa con la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, la cual ha sido responsable del levantamiento de la Cadena Andina.

Otro de los puntos más importantes analizados es la relación de la diagénesis con la composición y procedencia de las areniscas, el establecimiento de un marco diagenético regional consistente en el estudio de los procesos diagenéticos a escala de la cuenca, el análisis de los sistemas de flujo de fluidos responsables de los procesos diagenéticos observados y el análisis de la relación existente entre la calidad de los reservorios con la profundidad.

CAPÍTULO II: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Se han procesado e interpretado registros de imagen de 6 pozos adquiridos con la herramienta FMI (Formation MicroImager). Por medio de la misma se interpretan ambientes sedimentarios y paleocorrientes para los sedimentos Cretácicos de las Formaciones Casablanca a Cushabatay, adicionalmente y por medio de la interpretación de los mismos perfiles se ha podido interpretar el campo de esfuerzos actual en varios lugares de las Cuencas de Marañón y Ucayali.
- Parte del trabajo presentado consiste en la interpretación de perfiles eléctricos de más de 110 pozos en toda la Cuenca de Marañón. La interpretación fue realizada identificando límites de parasecuencia y superficies de inundación marina para poder así realizar correlaciones de tipo cronoestratigráfico. Esto ha permitido realizar correlaciones detalladas y con carácter secuencial en la Cuenca, por medio de las cuales se han podido extraer una serie de conclusiones, parte de las cuales se muestran a continuación.
- El análisis de áreas fuente en base a mapas isópacos y paleocorrientes muestra la existencia de al menos tres áreas de entrada en la cuenca de sedimentos clásticos. Algunas de estas zonas son activas en determinados períodos solamente (Geoanticlinal del Marañón), si bien el área continental estable relacionada con los Escudos Brasileño-Guyanés (con dos fuentes de entrada una al E y otra al SE) se mantuvo activa alimentando la sedimentación Cretácica de forma ininterrumpida.
- Se ha diferenciado en la Formación Cushabatay dos intervalos de los cuales se ha deducido: que el intervalo de Cushabatay A representa un evento fluvial de colmatación de un depocentro elongado en dirección E-W previo, al que posteriormente se le superpone, a modo de manto clástico uniforme, el evento Cushabatay B, responsable de la peneplanización y uniformización del relieve existente. Las áreas de aporte de sedimento en

este evento estarían localizadas al E (Escudo Brasileño-Guayanés). La separación entre ambos pudiera deberse a la influencia de los depocentros Paleozoicos de la Cuenca Solimoes de Brasil para la sedimentación de la parte inferior de Cushabatay (Cushabatay A), idea que ya fue adelantada por otros autores como Laurent et.al. (1995).

- La Formación Raya tiene una variación marcada de facies hacia el E de la Cuenca Maraón debido a su posición más proximal con respecto a las fuentes de aporte de sedimento, llegando a hacerse completamente arenosa y muy difícil de diferenciar de las formaciones Cushabatay y Agua Caliente. Esta línea de cambio de facies representa además el punto a partir del cual el sello vertical de la Formación Raya deja de ser eficiente, y por lo tanto los fluidos circulando a través del reservorio de la Formación Cushabatay pudieran experimentar una migración hacia los reservorios superiores como la Formación Agua Caliente y otras.
- En base al análisis de recortes de perforación, paleocorrientes y registros eléctricos se interpreta que la Formación Agua Caliente fue depositada bajo la acción de un sistema fluvial entrelazado regional. Las fuentes de ingreso de sedimento para este evento habrían estado situadas en el SE y E de la cuenca (Escudo Brasileño-Guyano).
- El reservorio de Chonta fue depositado bajo la influencia de un sistema fluvial entrelazado (hacia el E) con entrada en el medio marino, donde los sedimentos habrían sido redistribuidos por corrientes litorales con dirección N-S en forma de dunas submarinas migratorias dentro de una columna de agua poco profunda.
- Las formaciones Vivian y Casablanca se interpreta que fueron también depositadas bajo la influencia de un sistema fluvial de tipo trenzado. La principal zona de aportes para estos sedimentos se interpreta en base a paleocorrientes y espesor de sedimentos (mapas isópacos) que provendría del Escudo Brasileño-Guyano. De cualquier manera, los mapas isópacos y

composición de las areniscas sugieren que el W de la Cuenca (relictos del área levantada del Geoanticlinal del Marañón) pudo haber funcionado como área de aporte para estos sedimentos.

- El esfuerzo máximo horizontal regional en la Cuenca Marañón tiene una orientación S70°E y el mínimo esfuerzo horizontal regional tiene una orientación N20°E. Estos esfuerzos coinciden con uno de los vectores de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana. En la Cuenca de Ucayali es aproximadamente perpendicular al observado en la Cuenca Marañón, mostrando una dirección N30°E para el esfuerzo máximo horizontal regional y S60°E para el mínimo esfuerzo horizontal regional, este campo parece estar controlado por la convergencia de la Dorsal de Nazca bajo la placa Sudamericana.
- La variación textural y composicional de las areniscas parece ser la que controla en mayor medida la diagénesis en los distintos almacenes. Es por ello que los reservorios conformados por areniscas de composición subarcósica como Cushabatay, Agua Caliente y Chonta son más susceptibles a la generación de minerales autigénicos de tipo arcilla (illita, kaolinita y clorita) que los de composición cuarciarenítica como los reservorios de Vivian y Casablanca. Asimismo son también más susceptibles al mayor efecto compactacional dado por la ductilidad de los granos de feldespato. Los procesos posteriores de cementación sobre impuestos a los anteriormente citados (p.e. cementación y/o disolución de calcita) controlan la calidad final de los reservorios.
- No hay que descartar zonas con potencial exploratorio por el simple hecho de suponer que la profundidad haya contribuido a un mayor desarrollo de los procesos diagenéticos y por tanto a una destrucción de la porosidad. Gran cantidad de reservorios mundiales en areniscas se encuentran a grandes profundidades habiendo preservado intactas sus propiedades iniciales. El buen entendimiento de los procesos diagenéticos y el timing de generación, expulsión y migración es un factor clave para descartar zonas

con potencial en base a criterios diferentes a la profundidad actual de estos reservorios.

- Se recomienda seguir realizando interpretaciones integradas de los resultados obtenidos de las interpretaciones de registros de imagen.
- Sería recomendable a futuro la dedicación exclusiva de futuros profesionales al estudio y entendimiento de los procesos diagenéticos en la Cuenca de Marañón por medio de la integración de datos ya existentes en estudios actuales con otros a realizar.

CAPÍTULO III: INTRODUCCIÓN

3.1. Objetivo del Estudio

El objetivo principal de este estudio es optar al título Profesional de Ingeniero Geólogo que otorga la Universidad Nacional de Ingeniería, para lo cual se han establecido unos objetivos secundarios:

- Interpretar el marco estratigráfico y sedimentario en la Cuenca Marañón durante el Cretácico.
- Interpretar ambientes sedimentarios para el Cretácico en la Cuenca Marañón.
- Reconocer la relación tectónica-sedimentación para el intervalo Cretácico.
- Determinación cualitativa del campo regional de esfuerzos horizontales en la Cuenca Marañón y su relación con la interacción entre las Placas de Nazca y Sudamericana.
- Definir las áreas fuentes principales de los sedimentos clásticos para el Cretácico en la Cuenca Marañón.
- Establecer la relación entre áreas fuente, composición de las areniscas y calidad de los reservorios Cretácicos en la Cuenca Marañón.
- Integrar la información diagenética de los reservorios de la Cuenca Marañón en un marco regional y definir secuencias paragenéticas para los mismos.

3.2. Localización y extensión del área de trabajo

3.2.1. Ubicación.

La Cuenca Marañón es una depresión estructural asimétrica. Esta localizada geográficamente en el Nor-Oriente peruano, entre los paralelos 00° 01' 36" y 8° 41' 36" Latitud Sur y los meridianos 69° 56' 05" y 77° 48' 20" Longitud Oeste. La Cuenca Marañón es denominada una Cuenca de Antepaís por su posición morfoestructural, limitada al E por el Escudo Brasileiro y Guyano, al W por los cerros Campanquiz y la Cordillera de los Andes, al N tiene su continuación con la Cuenca Oriente de Ecuador y con la Cuenca Putumayo de Colombia y al S limitada de la Cuenca Ucayali por el arco de Contaya. Se trata de una cuenca

generada en un contexto de margen divergente de placas desde el Paleozoico hasta el Terciario, la cual ha evolucionado a una cuenca antepaís o “foreland” durante el Terciario y Cuaternario. La Cuenca Marañón abarca un área aproximada de 200,000 Km², contando con alrededor de 118 pozos exploratorios desde 1972 hasta el agosto del 2006. Ver Fig. 3.1.

3.2.2. Accesibilidad.

El acceso hacia la región Loreto puede ser de dos tipos principalmente:

- **Acceso Aéreo:** Existen vuelos diarios desde Lima (1:45 horas aprox.) hacia la ciudad de Iquitos, también hay servicios desde las ciudades de Tarapoto y Caballococha, también se puede ingresar con Helicópteros.
- **Acceso Fluvial:** Desde el puerto pucallpino de la Hoyada (2.5 Km. de la ciudad) es posible viajar a Iquitos, vía el río Ucayali, realizando paradas en los puertos de Requena y Contamana. Deslizador: Lancha chica pero rápida, la que tiene una duración de viaje de 2 a 3 días aprox. dependiendo de la corriente del río.

3.2.3. Topografía.

En la Selva Baja (90 - 500 m.s.n.m.), los gradientes en la elevación son a menudo pequeños, sin embargo, en la zona cercana a los Andes y en algunas montañas bajas (Contamana, Sierra del Divisor), con elevaciones hasta cientos de metros sobre el nivel de las áreas circundantes, pueden ocurrir gradientes de elevación que son significativos para la flora y fauna. (BIODAMAZ y IIAP, 2001)

En la Selva Baja se presentan llanura aluvial, terrazas altas, lomas y colinas con pendientes diferentes, lo que proyectado se visualiza como un gran mosaico de áreas geomorfológicamente diferentes. Los tipos de suelo y su drenaje responden a la variabilidad del relieve, contribuyendo a la distribución de las especies vegetales. (BIODAMAZ y IIAP, 2001)

3.3. Método de Trabajo realizado

Los métodos empleados en la consecución del presente estudio han sido muy variados, innovadores en muchos casos y de aplicación actual en la industria petrolera. Se utilizó software de alta tecnología, así como otras técnicas de

cálculo de parámetros que fueron posteriormente utilizados para la elaboración de los productos que se mostrarán más adelante. La mayoría de las aplicaciones de software utilizadas están comprendidas dentro de la plataforma GeoFrame (firma comercial de GeoQuest, que pertenece a Schlumberger). Esta plataforma funciona con el sistema operativo Unix y ofrece gran cantidad de módulos técnicos entre los cuales destacan (Fig. 3.2): WellPix, WellEdit, ResSum, así como los de interpretación de imágenes de pozo (BorEid, BorScale, BorNor, BorView).

3.3.1. Correlaciones Estratigráficas.

Para las correlaciones regionales de los pozos, se utilizó el módulo WellPix, el cual permite poner los marcadores deseados (topes, fallas, contactos agua-petróleo, etc.) para correlacionar los pozos. Los criterios para identificar los topes formacionales siempre fueron criterios secuenciales, tales como:

- Identificación de superficies de máxima inundación las cuales representan intervalos que pueden ser trazados a lo largo de toda la cuenca.
- Identificación de parasecuencias y patrones de apilamiento de parasecuencias, permiten identificar paquetes sedimentarios depositados bajo las mismas condiciones de nivel del mar en ascenso, descenso o estático en la cuenca.

Esto evita la correlación, siempre peligrosa, basada en criterios estrictamente litológicos que han sido por largo tiempo utilizados en la Cuenca Maraón, para ello se han utilizado un total de 110 pozos distribuidos entre las Cuencas Maraón y Oriente (algunos pozos del S). El producto final de estas correlaciones se mostrará en el capítulo IV, consiste en la elaboración de 10 secciones regionales, 9 de ellos en dirección NE-SW y 1 en dirección NNW-SSE.

3.3.2. Sumatoria de Reservorios y Mapas Isópacos.

Luego de haber seleccionado los criterios para definir los topes formacionales deseados, se utilizó del módulo WellEdit (Fig. 3.2). Con este módulo, se procedió a elegir los paquetes arenosos más importantes de toda la sección Cretácica y a aplicarles un corte de arena o "Cut off", por medio del cual se puede llegar a calcular el espesor de arena neta por encima de un valor de corte. Para realizar

estos cortes se toman los registros de Rayos Gamma, GR, (unidades API variables normalmente entre 0 y 150), se elige la parte más limpia a la que asignamos el valor de 1 y la más sucia le asignamos el valor de 0, se formulan ambos valores y se termina convirtiendo la curva GR en otra curva recalculada llamada volumen de arcilla o lutita, Vcl o Vsh, (Volume of Clay o Volume of Shale). A esta curva se le aplica un "Cut off" normalmente de 0.4 y los valores que lo pasan son considerados arena limpia ("net sand"). Posteriormente con la ayuda del Módulo Ressum (Fig. 3.2), se procede al cálculo exacto de arena neta y otros parámetros de importancia del reservorio. Con este valor de arena neta obtenida de cada pozo para cada Formación en particular del Cretácico, se contornearon los mapas isópacos de arena neta para la Cuenca Marañón y el S de la Cuenca Oriente. En total se generaron 12 mapas isópacos de las formaciones y de algunas unidades en especial del Cretácico, estos mapas fueron usados como base para la interpretación de la ubicación de las áreas fuente, paleocorrientes, ambientes sedimentarios, etc.

3.3.3. Recopilación de informes de descripción de núcleos, informes litológicos de pozos e informes petrográficos.

Se recopiló información existente de la base de datos de PERUPETRO (Convenio UNI-PERUPETRO firmado por ambas partes para realización del presente trabajo de investigación). Se buscaron reportes técnicos de núcleos de los pozos del lote 1AB, lote 8, lote 64 y de algunos otros pozos de la Cuenca Marañón, los cuales nos sirvieron para la interpretación de ambientes sedimentarios en combinación con las imágenes de pozo. Se buscaron reportes litológicos de pozos que estén ubicados en forma aleatoria en la cuenca, es decir se tomaron algunos datos de la columna cretácica de pozos ubicados al N, S, E y W de la cuenca, para poder verificar en forma regional la variación de la composición de los sedimentos.

Así mismo, se recopilieron informes petrográficos de los pozos del lote 1AB, lote 8, lote 64 y de otros pozos de la Cuenca Marañón, esta información fue de vital importancia para el capítulo IX de Diagénesis, también se tomó en consideración las tablas composicionales de las Tesis de: Cossio, P. (1992) y de Gutierrez, R. (1994) quienes trabajarán en los reservorios de Vivian y Chonta del Lote 1AB respectivamente.

3.3.4. Procesado e interpretación de Registros de Imagen: Herramienta Formation Microlmager (FMI).

Adicionalmente, se utilizaron los módulos de procesamiento de registros de imágenes de pozo FMI (Fig. 3.3) con objeto de procesar e identificar las imágenes de pared de pozo más representativas dentro de la Cuenca Marañón en base a su calidad y distribución espacial. En estos registros se pueden hacer interpretaciones tanto sedimentológicas (determinación de estructuras sedimentarias, paleocorrientes, etc.) así como interpretaciones estructurales (determinación de fallas por cambios de buzamiento, interpretación de los esfuerzos máximos y mínimos horizontales, los cuales serán utilizados para determinar de manera cualitativa el campo de esfuerzos, etc.). Los 6 pozos seleccionados para tal fin fueron Buena Vista 1X, Delfín 2X, Carmen Este 1503D, Carmen 1502D, Guineayacu 1X, y Pavayacu 1113D. Adicionalmente se tomaron también 3 registros de imagen de tipo FMS4 ya interpretados (Corrientes 141D, Pavayacu 145D y Pavayacu 150D) para la obtención de información parcial. Los registros que se han procesado e interpretado personalmente son los del FMI, mientras que de los registros FMS4 se han considerado los valores interpretados brindados por PERUPETRO con el fin de contar con una mayor cantidad de datos. Así mismo, se han considerado las direcciones de esfuerzos máximos interpretados del Pozo Mashansha y el campo San Martín de la Cuenca Ucayali (Husen et al, 2003) para comparar la variación de los campos de esfuerzos entre cuencas. Cabe aclarar que mucha de la data con la que se ha trabajado es proveniente de Repsol Exploración Perú (Buena Vista 1X, Delfín 2X, Mashansha 1X) y la restante han sido trabajadas parcialmente de la fuente de PERUPETRO.

Cadena de Procesado e Interpretación lógica.

La cadena de procesado e interpretación lógica dentro de la plataforma Geoframe incluye los siguientes módulos (Fig. 3.3):

- **DataLoad.-** En este módulo se carga la data que proviene del campo en formato DLIS a la base de datos del Pozo, al realizar la carga se obtienen las curvas con información de las imágenes del pozo.
- **BorEid.-** Su aplicación permite realizar correcciones básicas o editar los datos de imagen y Dipmeter (medidor del buzamiento y dirección de

buzamiento de las capas dentro del pozo en profundidad) antes del procesado y la interpretación, para así detectar y corregir los botones defectuosos.

- **BorScale.-** Este módulo escala la respuesta de los botones de microresistividad con la ayuda de un registro lateral somero (Laterolog Shallow, LLS) o un SFL (Spherically Focused), el registro Caliper (registro con valores de la variación del diámetro del hoyo en profundidad) y el registro de resistividad del lodo (Rm) con el que se perforó el pozo. Las imágenes a escala son requeridas para estimar las aberturas de las fracturas en el módulo BorView, el cual se explicará más adelante. Además, la alta resolución de las curvas de resistividad pueden ser generadas por el BorScale para el análisis de capas delgadas.
- **BorNor.-** Este módulo construye una gama de colores que correlacionada con las variaciones de la resistividad (normalización de la imagen), asigna una escala de colores a la imagen basada en la medida de la microresistividad por los botones de cada Pad (Fig. 5.2). Se utiliza una Técnica que es aumentar la discriminación de los detalles en una imagen optimizando el uso de los colores, utilizando colores obtenidos con igual frecuencia. La normalización se realiza de dos manera paralelas:
Procesamiento Estático. Se aplica una normalización que comprende los máximos y mínimos de microresistividad de la imagen completa de base a tope y genera una escala de colores asociada a esas variaciones de resistividad.
Procesamiento Dinámico. La ventana de procesamiento se puede elegir manualmente, de tal manera que el software procesa una escala de colores para la ventana seleccionada (normalmente 1 m), dentro de esta ventana toma los máximos y mínimos de resistividad y construye una escala de colores asociada a una escala de resistividad.
- **BorView.-** Este es sin duda el más importante de los módulos ya que constituye el módulo de interpretación por medio del cual se obtiene el producto final que es la imagen interpretada. Las imágenes con las que se trabaja proceden del último módulo de procesado (BorNor) y son las

imágenes Estática y Dinámica. La interpretación se realiza con ayuda de herramientas como son el ImageView y el StereoNet.

Es importante destacar que cualquier plano de estratificación que tenga un ángulo mayor a 1-2° de buzamiento se muestra como un senoide dentro de la imagen, dado el hecho que la imagen es representada en un cilindro abierto, tal y como se observa en la Fig. 3.4. “la expresión de un plano inclinado cortando a un cilindro no es más que un senoide”.

El *ImageView* nos permite interactuar con la imagen del pozo, en este módulo podemos dibujar los sinusoides que representan a las superficies de estratificaciones cruzadas, de planos de estratificación, discordancias, etc., se pueden dibujar las fracturas verticales: BreakOuts y Fracturas Inducidas, así como las fracturas naturales. En el *StereoNet* se puede visualizar sobre una red de Schmit los polos de los planos, así como obtener rosetas con los rumbos y direcciones de buzamiento de las estratificaciones y las fracturas.

3.4. Breve historia de las actividades de exploración y explotación en la Cuenca Marañón.

La región nororiental así como el resto de la selva peruana, ha sido considerada como una región con potencial hidrocarburífero desde el siglo pasado, en razón del gran número de referencias que se tenían sobre la existencia de afloramientos de petróleo y gas en el borde andino oriental.

Hasta antes de 1920, debido a lo apartado de la región, lo inhóspito y el difícil acceso, así como el poco desarrollo tecnológico para trabajar en estas áreas, originaron que los primeros trabajos de exploración se limitaran a reconocimientos geológicos de superficie. Entre 1920 y 1930 se realizó un mapeo de superficie realizado por IPC & Shell las que se encontraban evaluando el potencial exploratorio activamente esta situación prevaleció hasta casi finalizar la década. El otorgamiento de áreas en concesión, por la promulgación de la Ley de Petróleo N° 11780 del año 1952 incentiva la exploración petrolífera. Durante el periodo 1953-1957 la Cía. Texaco realizó estudios de sísmica regional, magnetometría, llegando a perforar 3 pozos, los pozos Yurimaguas, a lo largo de ambas

márgenes del río Marañón, pero siendo abandonados por no encontrar petróleo. Fuente del MINEM.

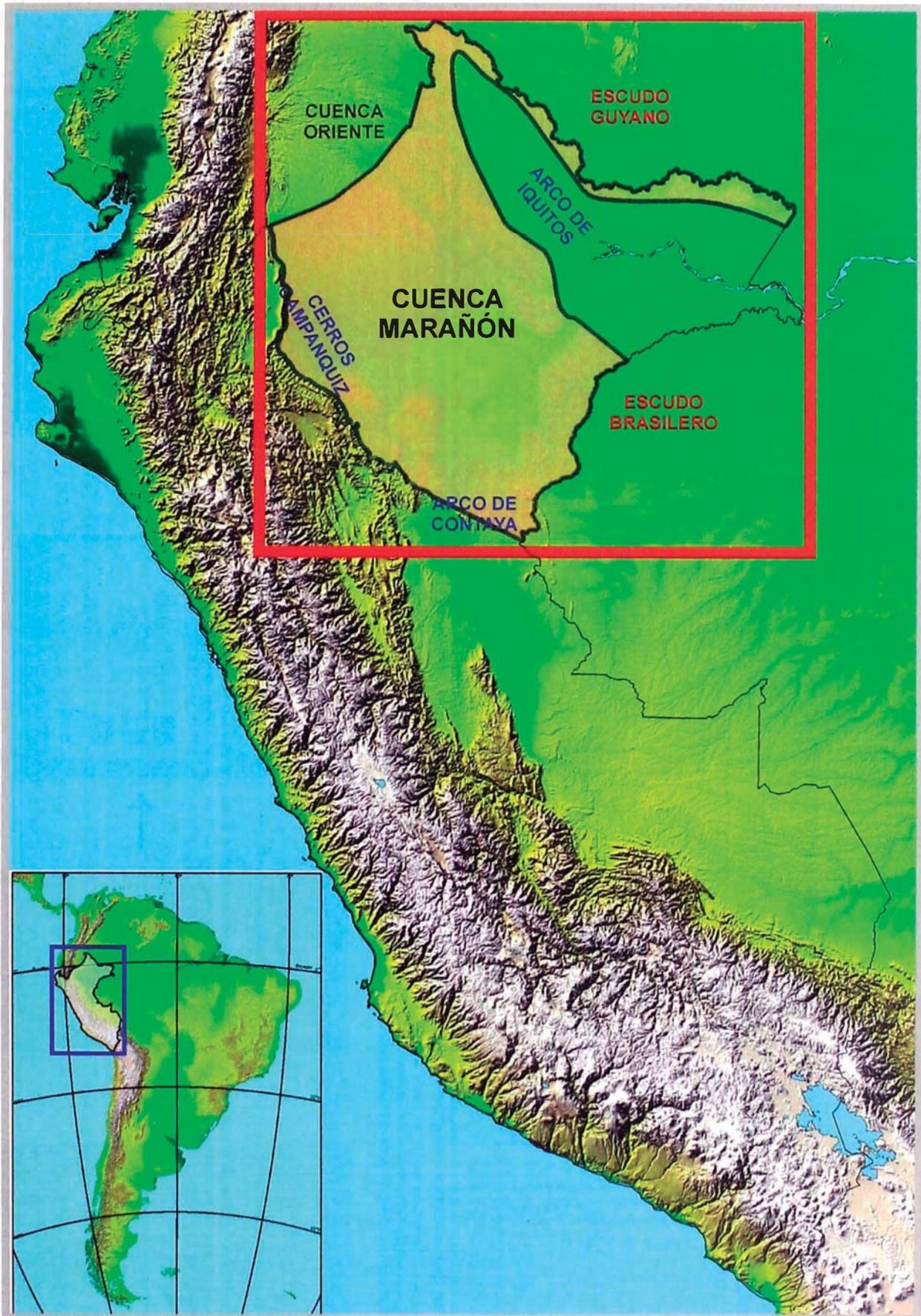
Entre 1957-1961, la Cia. Internacional Petroleum Company realizó un levantamiento gravimétrico, que cubrió gran parte de las cuencas de los ríos Pastaza y Tigre. A partir de 1969 con la promulgación de la Ley N° 17440 el gobierno militar impulsa la exploración por petróleo mediante operaciones directas de PETROPERU y con apoyo de capital extranjero, para lo cual diseñó el contrato de operaciones "modelo peruano". Desde 1970 se inician los trabajos de levantamiento sísmico de PETROPERU, fue la primera sísmica con alrededor de 50,000 Km. de sísmica 2D, se identificaron algunos Leads estructurales y luego continuaron con la perforación de pozos exploratorios, PETROPERU descubre el yacimiento de Corrientes con una producción de 3000 BOPD y Occidental descubrió el yacimiento Capahuari Norte. En 1973 se inicia la construcción del Oleoducto Nor-Peruano, el cual es terminado y comienza a operar desde 1977. En 1980 se perforan pozos más profundos como Chapuli y Huitoyacu perforados por Superior Oil Company, los pozos Pastococha y Viracocha perforados por Hamilton y el pozo Mahuaca perforado por Texaco. En 1992 en estas cuencas han trabajado, además de PETROPERU numerosas empresas petroleras internacionales, habiéndose aproximadamente acumulado cerca 50,000 Km. de líneas sísmicas y más de 80 pozos exploratorios, la mayoría de ellos abandonados por haber resultado "secos". Sólo PETROPERU en el Lote 8 y Occidental Petroleum en el Lote 1 A-B, descubrieron yacimientos petrolíferos con reservas aproximadas de 800 millones de barriles de petróleo. Los yacimientos de PETROPERU se encuentran ubicados en ambas márgenes del río Corrientes (Capirona, Pavayacu, Valencia, Nueva Esperanza y Chambira) y uno al sur del río Marañón (Yanayacu). Occidental Petroleum descubrió numerosos yacimientos entre los ríos Pastaza-Corrientes y Tigre (Capahuari, Shiviayacu, Huayuri, Carmen, Forestal, Dorissa, Ceci, Jibarito, San Jacinto, Bartra) (Fuente: MINEM). A partir del 20 de Agosto de 1993 entró en vigencia la nueva Ley Orgánica de Hidrocarburos N° 26221, que ha permitido una nueva "ola" de contratos petroleros en el país. Se considera a la Cuenca Marañón como una cuenca inmadura, porque le falta aún mucha exploración, con el tiempo disminuyó la actividad exploratoria, por ejemplo hasta la década de los 70s se habían perforado cerca de

59 pozos exploratorios, en la década de los 80s cerca de 23 pozos exploratorios, en los años 90s cerca de 12 pozos exploratorios y desde el año 2000 hasta Agosto del 2006 cerca de 10 pozos exploratorios (Fig. 3.5). A partir del año 2004 el incremento del número de contratos de empresas extranjeras y PETROPERU han generado el incremento de la creación y adquisición de nuevos bloques y por ende el aumento de la exploración en la Cuenca Marañón, debido a los incentivos adicionales que se han incorporado al Modelo de Contrato generando así una Flexibilización del programa mínimo de Trabajo Exploratorio, esto junto con el continuo incremento del precio del Petróleo a nivel mundial hacen pensar que en la Cuenca Marañón empezará una actividad exploratoria intensiva en estos próximos años.

3.5. Agradecimiento.

En primer lugar agradecer a mi Alma Mater la Universidad Nacional de Ingeniería por albergarme en sus aulas durante mi etapa universitaria, a mis queridos y dedicados maestros, en especial a aquellos que me apoyaron en la revisión de mi Tesis, al Dr. Victor Sanz y al Dr. Humberto Chirif.

Debo hacer un agradecimiento especial a mi querido amigo y director de Tesis el Dr. Mikel Erquiaga por sus sabias enseñanzas y por inculcarme que todo lo que me proponga lo puedo lograr en base al esfuerzo y dedicación que invierta. A Repsol Exploración Perú, empresa que me dio la primera oportunidad de desenvolverme profesionalmente y a la que le doy las gracias por colaborar con el desarrollo de mi tesis, en especial a su Ex Gerente General el Sr. Gabriel Leret y al su actual Gerente de Exploración, el Sr. Carlos Riaza.



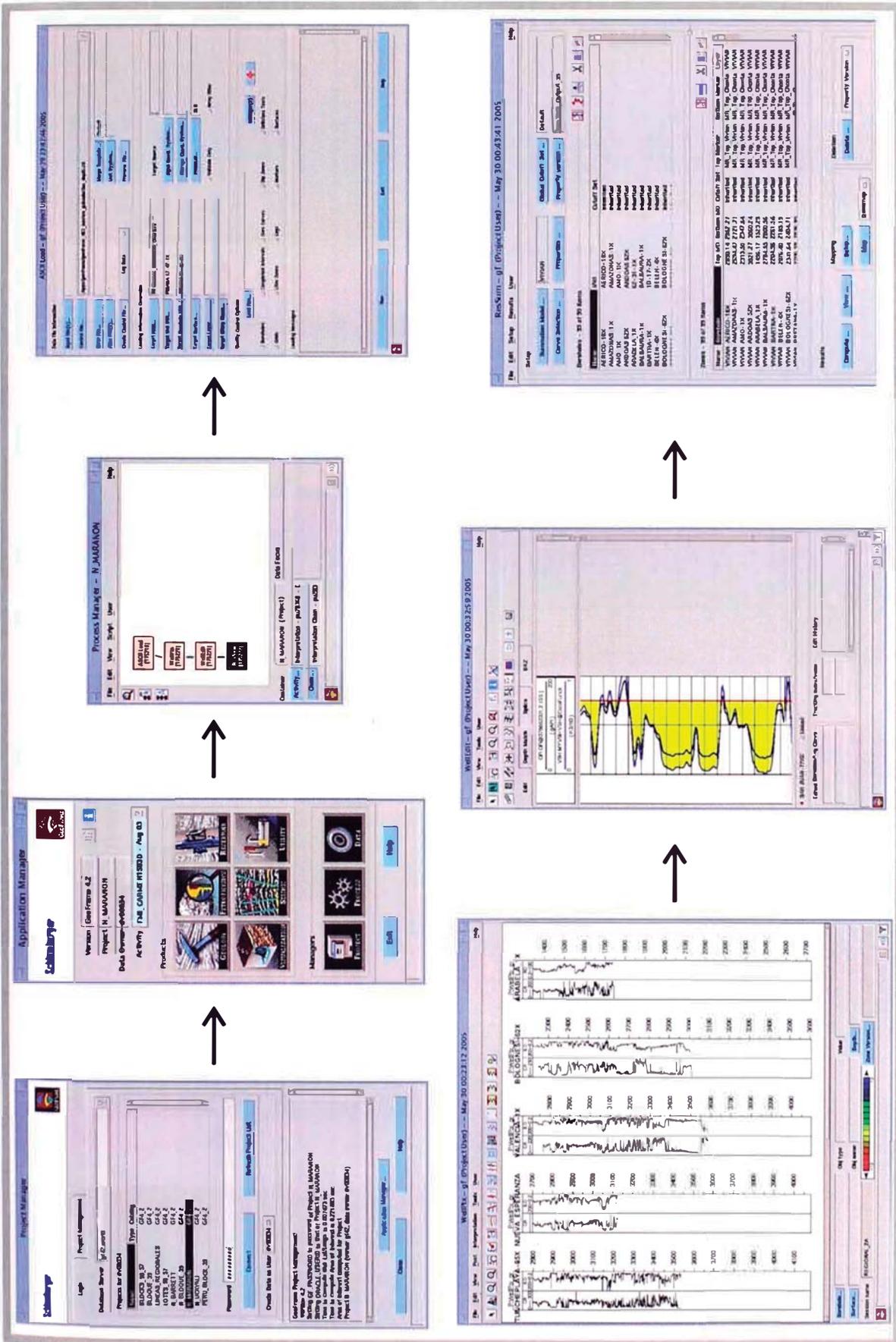
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 3.1. Mapa de ubicación y límites del área de Estudio: Cuenca Marañón-Perú.

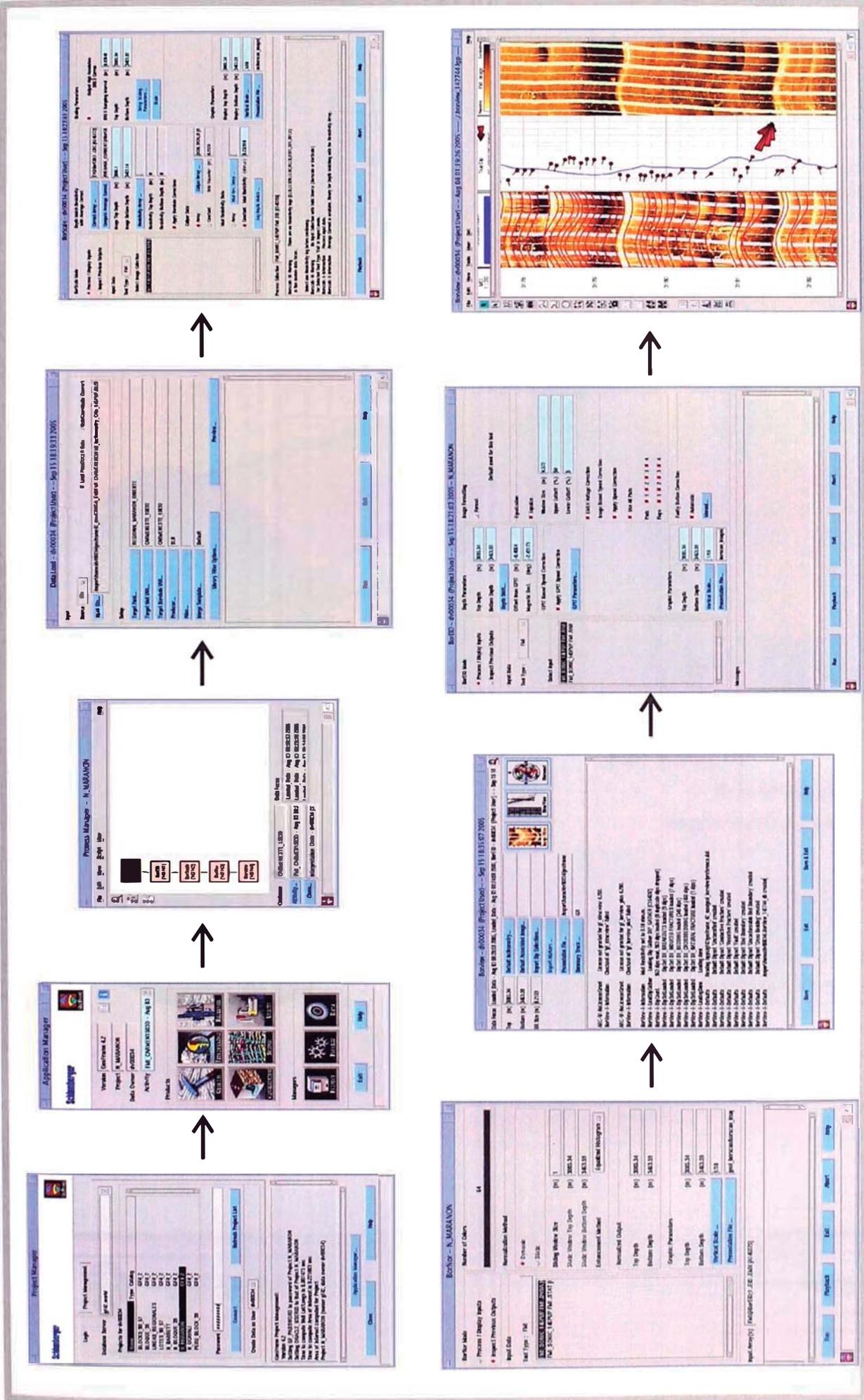


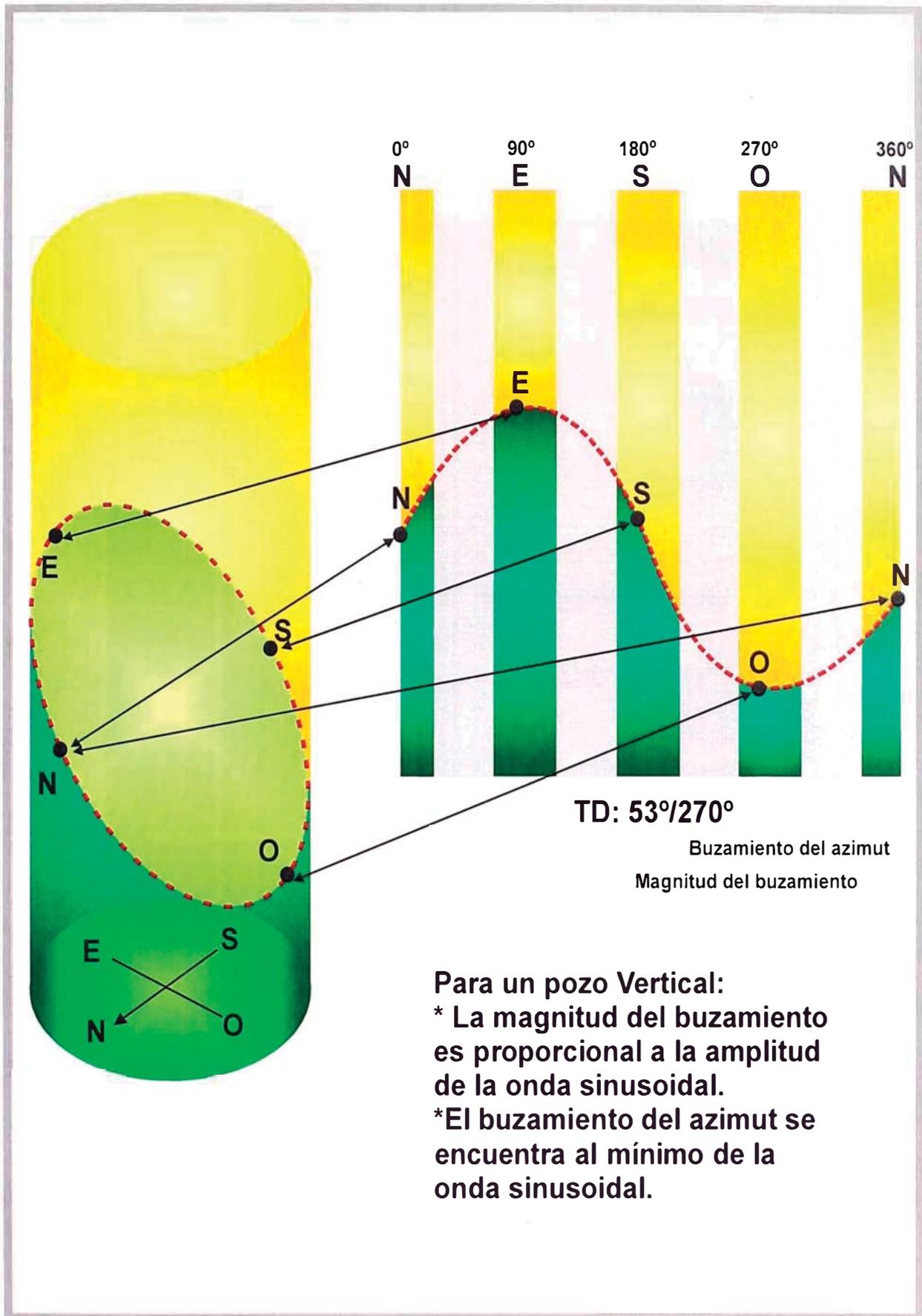

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

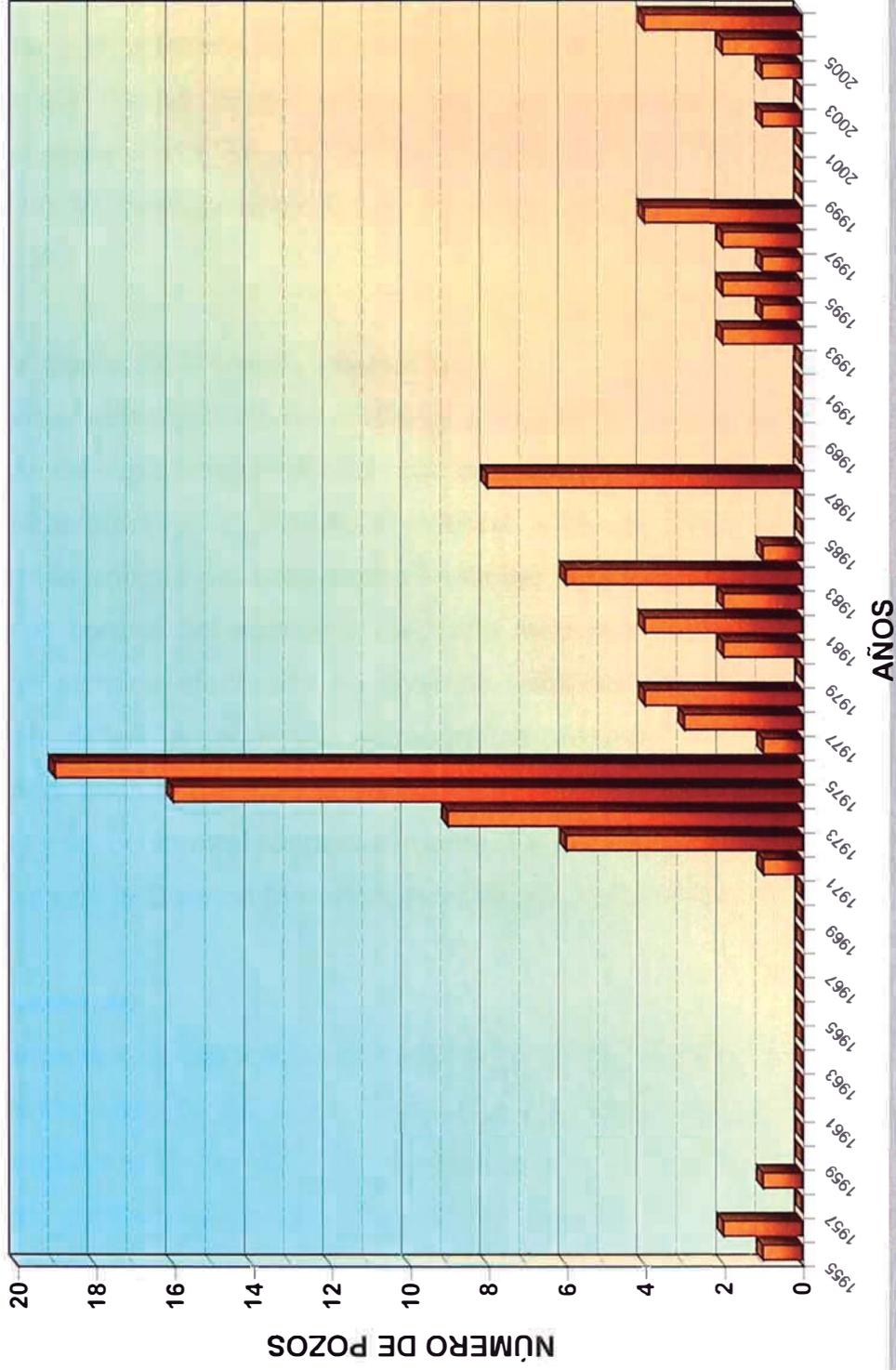
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 3.2. Cuadro explicativo de los distintos módulos dentro de la plataforma Geoframe de Geoqueest, así como la metodología de trabajo seguida durante la elaboración de mapas isópacos.





**CUENCA MARAÑÓN
PERÚ
POZOS EXPLORATORIOS DESDE 1955 HASTA AGOSTO DEL 2006**





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú

"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 3.5. Resumen Histórico de la Actividad Exploratoria de la Cuenca Marañón.

CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA DE LA CUENCA MARAÑÓN

4.1. Introducción.

La Cuenca Marañón ha sido estudiada por muchos años y por diversos autores debido a su gran potencial petrolífero, es una de las más importantes cuencas del Perú y la que mayor producción de petróleo ha generado. Debido a que los principales reservorios se ubican en el Cretácico se ha creído conveniente enfatizar en la descripción de sus unidades estratigráficas como se verá a continuación.

4.2. Estratigrafía de la Cuenca Marañón.

La secuencia estratigráfica de la Cuenca Marañón está definida en base a la información de superficie constituida por los afloramientos expuestos a lo largo de la Faja Subandina y la Cordillera Oriental, con un rango que va desde las unidades más antigua del basamento hasta las más recientes del cuaternario, así como por el control del subsuelo realizado mediante los registros litológicos de pozos y de sísmica efectuada en diversos sectores del área estudiada, todo lo cual permite definir la secuencia estratigráfica presente en el subsuelo, cuya pila sedimentaria fluctúa de los 3,000 m a 10,000 m de espesor en el sector nororiental y suroccidental respectivamente. En la Fig. 4.1 se presenta la columna generalizada de la Cuenca Marañón. (Modificado de MINEM, 2001)

4.2.1. Basamento

Los afloramientos de las rocas del basamento se encuentran al E, en los escudos Brasileiro y Guyano, así como a lo largo del Geoanticlinal del Marañón (Benavides, 1956), también al E de la Cordillera de los Andes (Dalmayrac et al, 1983). El basamento, conformado litológicamente por granitos de color rojo, rosado, con presencia de feldespato, hornablenda, cuarzo translúcido a lechoso, teniendo como constituyentes a la ortosa, cuarzo, clorita y máficos alterados. Algunos de los pozos que han reportado llegar hasta el basamento en la Cuenca Marañón son: Paiche 1X (2021 m.), Piraña 1X (2114 m), Dorado (2234 m.), Arabela 1X (1737 m), Bartra 3X (2713 m), Tangarana 4X (2286 m), Valencia 25X (3551 m),

Yarina 2X (3637 m), Zapote 3X (4012 m), Tapiche 2X (3740 m) y Santa Elena (3118 m) (INGEMMET, 1999).

4.2.2. Paleozoico

Las secuencias litoestratigráficas correspondientes al paleozoico han sido encontradas en pocos pozos exploratorios. Muchas de las rocas pre-cretácicas han sido preservadas en la extensión de grabens durante el Permiano tardío hasta el Triásico temprano relacionado con la ruptura de la pangea. Las secuencias paleozoicas están caracterizadas por múltiples discordancias que reflejan eventos tectónicos regionales ocurridos en ese periodo. La litología y edad de las formaciones son extrapoladas con afloramientos cercanos y con estratigrafía registrada en los pozos: Palmera 4X, Nahuapa, La Frontera 3X, Palo Seco, Loreto, Shanusi, Marañón 110-1, Tamanco, Tapiche 2X, Yarina, Zapote (INGEMMET, 1999).

4.2.2.1. Formación Contaya (Ordoviciano)

Unidad que ha sido definida en los cerros Contaya donde está representada por 150 m de espesor, conformado por lutitas argiláceas, con estratificación laminada, color gris oscuro (Newell & Tafur, 1942) las que poseen gran cantidad de fósiles como graptolites de edad Llanvirniano. La Formación Contaya ha sido reconocida litológicamente en las perforaciones de los pozos Palmera 4X (+ 160.2 m), Tapiche 2X (+ 436 m), La Frontera 3X (+ 445 m), Yarina 1X (+298 m), al W en el pozo Marañón-110-1 (+237 m) la Formación Contaya está descrita como limoarcillas argiláceas y en menor proporción cuarcitas (INGEMMET, 1999).

4.2.2.2. Grupo Cabanillas (Devoniano)

Esta unidad sedimentaria esta compuesta por intercalaciones de lutitas y areniscas de origen marino y continental. La edad datada para esta unidad varía desde el Emisiano-Fameniano (Devoniano Inf.-Sup.). Por medio de registros litológicos de pozos y registros sísmicos se ha interpretado que su distribución espacial en la Cuenca Marañón se extiende hasta el N. La unidad ha sido reportada en los pozos exploratorios Bretaña 1X, La Frontera 3X, Tapiche 2X, Marañón-110-1, Palmera 4X y Yarina 1X (INGEMMET, 1999).

4.2.2.3. Grupo Ambo (Missisipiano)

Este grupo fue reconocido por Steimman (1929) y luego descrito y definido por Newell et. al. (1949) la depositación previa a esta unidad sufrió una profunda deformación producida por la Orogenia Eoherciniana en los Andes, en cambio en el Antepaís, la deformación fue incipiente o no existe. En la base está constituido por conglomerados polimícticos, sedimentos de facies playeras y de plataforma marina, extendiéndose más al E en facies continentales. En la Cuenca Marañón, el Grupo Ambo ha sido identificado y datado del Viseano (Robertson Research, 1990). Los pozos que han registrado al Grupo Ambo en la Cuenca Marañón son: La Frontera 3X (247 m), Nahuapa 24X (125 m), Marañón 110-1 (137 m), Yarina 1X (205 m), Palmera 4X (319 m) y Tapiche 2X (312 m). (INGEMMET, 1999)

4.2.2.4. Grupo Tarma (Pennsylvaniano)

En la localidad de Tarma, Dumbar, C. y Newell, N. (1946) identificaron las secuencias del Grupo Tarma conformado por intercalaciones de sedimentos de origen continental y marino, consta de lutitas grises a negras, lutitas verdosas y grises intercaladas con calizas, con presencia de fauna fósil que indicaría una edad del Pennsylvaniano medio. En los pozos Yarina 1X, Palmera 4X y Marañón 110-1X, el Grupo Tarma descansa en discordancia sobre el Devónico (Velarde et. al. 1978).

4.2.2.5. Grupo Copacabana (Pérmico Inferior)

Su localidad tipo esta en Tiquina, un pequeño pueblo cerca de la Península del Copacabana, SE del Lago Titicaca en Bolivia (Newell et. al. 1948). El Grupo Copacabana en la cuenca Marañón es predominantemente una secuencia carbonatada constituida por calizas, localmente dolomíticas e intercaladas con láminas delgadas de lutitas y calizas. Este grupo ha sido encontrado en algunos pozos de la parte sur de la cuenca: Marañón 110-1X (+139 m.), Tamanco (+557 m), Zapote (+290 m) y Yarina 1X (+254 m.). (INGEMMET, 1999)

4.2.2.6. Grupo Mitu (Pérmico Superior)

Denominación dada inicialmente por McLaughlin (1924) quien uso el nombre de Mitu para una secuencia de areniscas arcósicas rojas, lutitas y volcánicos. En la

Cuenca Marañón se describe como una secuencia de origen continental, constituida por conglomerados polimícticos, arcosas, limoarcillitas de color gris rojizo, y derrames volcánicos. Las unidades litológicas denominadas como Mitu han sido datadas en los pozos Pavayacu 3X, Corrientes-1X, Capirona-2X y Bolognesi-62X. (INGEMMET, 1999).

4.2.3. Mesozoico

Se mencionarán a las unidades Triásico-Jurásicas en forma descriptiva, pero el principal interés recaerá sobre el Cretácico de la Cuenca Marañón, debido a que los principales reservorios pertenecen al Cretácico. De manera generalizada, la estratigrafía del Cretácico en la cuenca Marañón es bastante conocida, las correlaciones estratigráficas regionales utilizadas tradicionalmente se basaban en criterios meramente lito-estratigráficos y esta ha sido una de las razones por las cuales se ha introducido mucha incertidumbre. En el presente estudio, las correlaciones han sido realizadas utilizando criterios de estratigrafía secuencial y las bases de correlación están marcadas por el patrón de apilamiento de las parasecuencias, lo cual hace de la correlación una herramienta mucho más útil y real. Se han realizado 10 correlaciones regionales que muestran la continuidad de facies, cambios laterales de las mismas, el método de correlación basado en criterios secuenciales más que litoestratigráficos. Las mencionadas correlaciones pueden verse en las Fig. 4.2, 3, 4, 5, 6.

4.2.3.1. Grupo Pucará (Triásico Superior-Jurásico Inferior)

Secuencias carbonatadas que se encuentran ubicadas estratigráficamente en discordancia con el Grupo Mitu debido a la fase compresiva Tardiherciniana, unidad descrita por McLaughlin (1924). Su litología corresponde a intercalaciones principalmente de calizas grises fosilíferas, areniscas, limos y localmente productos volcánicos (pozo Forestal-3X). (INGEMMET, 1999). El pozo Forestal-3X ha reportado 370m de esta unidad. De acuerdo a los registros sísmicos y de pozos, presenta una mayor distribución longitudinal al W de la cuenca donde se ubica la zona de mayor depresión. (INGEMMET, 1999)

4.2.3.2. Formación Sarayaquillo (Jurásico)

Denominación dada por KUMMEL, B. (1946) a una secuencia de areniscas rojas que afloran en el río Sarayaquillo, provincia de Contamana. De acuerdo a los registros de estos pozos (Cunambo, Pavayacu, Jíbaro, Capirona, Corrientes, Cuinico, Capahuari) y registros sísmicos, se distribuye ampliamente al W de la Cuenca Marañón, mostrando un adelgazamiento, acuñaamiento y ocurrencias aisladas hacia el NE, en el sector de los pozos Valencia y Aerico. Esta unidad en el sector NW, está constituida litológicamente de areniscas cuarcíticas a limolitas, de color anaranjado, brunáceo, intercalada con limolitas, arcillitas y lodolitas de color marrón claro rojizo ligeramente micromicáceo. Los espesores en los pozos varían de 200 a 450 m. En los pozos Valencia, Bartra y todos los pozos del lote 67 y 39 está ausente esta unidad, así como en otros pozos del sector del borde de Cuenca el Cretácico se encuentra en contacto directo con el Basamento, la Formación Sarayaquillo tiene la forma de una cuña abierta hacia el W de la Cuenca Marañón. (INGEMMET, 1999)

4.2.3.3. Formación Cushabatay (Aptiano-Albiano)

Históricamente la Formación Cushabatay fue descrita como localidad tipo en el río Cushabatay, Provincia de Contamana, Departamento de Loreto, donde la Formación consiste de una potente secuencia de areniscas de grano fino a grueso y muy a menudo conglomeráticas, con estratificación cruzada, las cuales hacia el tope retrogradan a lutitas. Se postula una edad Aptiano para las mismas (Kummel, 1948, Rodríguez y Chalco, 1975). En la parte oriental de la Cuenca los sedimentos cretácicos recubren ("overlap") formaciones Jurásicas o al basamento cristalino. Con objeto de identificar sus límites superior e inferior en registros eléctricos, se tuvo que recurrir a la definición de algunos criterios aplicables a lo largo de toda la cuenca tales como:

- La base está claramente definida por la transición que existe entre la Formación Sarayaquillo (arcillas continentales masivas con alta lectura de GR), el basamento cristalino o cuerpos intrusivos de edad cretácica (granitos y granodioritas con altas lecturas de resistividad) y la Formación Cushabatay (Fig. 4.7).

- Su tope es también sencillo de identificar (Fig. 4.7), comúnmente se le ubica al tope del paquete masivo de areniscas que en sus últimos metros muestran un carácter retrogradante, es decir haciéndose de materiales finos al tope (“Thining Fining Upwards”).

Tal y como se describirá más adelante la Formación Cushabatay presenta dos miembros claramente diferenciables, el inferior, al que hemos llamado Cushabatay A y el superior denominado Cushabatay B. Ambos están separados por un nivel lutítico fácilmente identificable (Fig. 4.7).

La respuesta en registros eléctricos de Cushabatay A es de un paquete de arena masiva, conformando un apilamiento de parasecuencias arenosas con carácter agradante. Por el contrario, el Cushabatay B muestra una respuesta más compleja, con un primer “set de parasecuencias” retrogradante de gran amplitud, seguido de uno progradante también de gran amplitud y finalizando con un set retrogradante de muy baja amplitud.

4.2.3.4. Formación Raya (Albiano medio-superior)

Inicialmente se la consideró como equivalente lateral de los Miembros Paco, Esperanza y Aguanuya descritos por Kummel (1948) en la localidad tipo del río Cushabatay. Posteriormente se elevó este conjunto a la categoría de “Formación” con el sobrenombre de Formación Raya. A la misma se le asigna una edad Albiano. La Formación Raya esta representada por lutitas verdes oscuras carbonosas y glauconíticas, con intercalaciones de niveles finos de areniscas blancas, y algunas veces calizas grises de plataforma mixta. Hacia la parte oriental de la cuenca pierde su carácter lutítico para ir haciéndose limolítica a areniscosa. Con objeto de poder correlacionarla regionalmente, se interpretan base y tope según los siguientes criterios:

- La base se situaría en la parte final de la secuencia retrogradante que conforma el tope de la Formación Cushabatay, más concretamente en el punto donde se observa el pico máximo de arcillosidad (GR más alto, que equivale al máximo de inundación marina).
- El tope se identifica en la base de los paquetes de areniscas masivas pertenecientes a la Formación Agua Caliente. Si bien este criterio es relativamente sencillo de aplicar en el sector occidental de la cuenca,

debido al carácter extremadamente lutítico de la Formación Raya, no lo es tanto en el sector oriental debido a que esta cambia de facies a limolitas-areniscas, haciéndose muy difícil la interpretación de su tope e incluso la base (Fig. 4.7).

La expresión en registros eléctricos de la Formación Raya es diferente en función de en que parte de la cuenca nos encontremos:

- En el sector occidental (parte más marina), muestra una respuesta típica de lutitas con dos o tres cuerpos areno-arcillosos intercalados (Fig. 4.7), los cuales muestran un patrón de apilamiento de parasecuencias del tipo retrogradante.
- En el sector oriental de la cuenca (parte más próxima al continente), la Formación Raya se hace muy arenosa y su respuesta en los registros eléctricos es de un GR limpio (arenoso), conformado por un cuerpo arenoso con un patrón de apilamiento también del tipo retrogradante (Fig. 4.7).

4.2.3.5. Formación Agua Caliente (Albiano Superior-Cenomaniano)

Descrita por Morán y Fyfe (1930) en el río Pachitea y por Kummel (1948) con el rango de Miembro, en la zona de Contamana. Litológicamente esta Formación consiste de areniscas blancas, grises, rosadas de grano fino a grueso, y en menor proporción por lutitas y limolitas. A menudo presenta interestratificación de limolita y lutita oscura micácea, pirita y carbón. Suprayace concordantemente y de manera gradacional a la Formación Raya (INGEMMET, 1999). Litológicamente la Formación Agua Caliente es muy similar a la Formación Cushabatay, al igual que lo es su respuesta en los registros eléctricos. Con objeto de poder correlacionarla regionalmente, se interpretan base y tope según los siguientes criterios:

- La base de la Formación Agua Caliente se ubica con la entrada brusca de areniscas masivas.
- Su tope se localiza en el máximo de arcillosidad que precede a un intervalo que consiste en una intercalación de areniscas y lutitas de la Formación Chonta Inferior (Miembro Cetico).

La expresión en registros eléctricos de la Formación Agua Caliente es muy similar en toda la cuenca, tal y como se observa en la Fig. 4.7 está constituida por un paquete inferior de espesor variable de pozo a pozo que muestra un apilamiento de parasecuencias de carácter agradante (paquetes masivos de arena) y un

paquete superior compuesto por un apilamiento de parasecuencias con carácter retrogradante (“Thining Fining Upwards”), estando ambos paquetes separados por un paquete lutítico fácilmente correlacionable regionalmente y el cual indica probablemente una incursión marina a ese nivel.

4.2.3.6. Formación Chonta (Cenomaniano-Santoniano)

Descrita por Morán y Fyfe (1933) en su localidad tipo en la isla Chonta en el Río Pachitea, Provincia de mismo nombre, Departamento de Huanuco. En conjunto esta Formación consiste fundamentalmente en lutitas grises, calizas gris claras y marrones, margas y areniscas glauconíticas. Estudios recientes (Álvarez, 1979, Soto, 1985 y 1986, Tarazona, 1986, Ríos, 1990, Salas 1991) la sitúan entre el Coniaciano inferior – Santoniano (INGEMMET, 1999).

Tradicionalmente la Formación Chonta ha sido dividida en tres miembros: miembro Cetico, miembro Lupuna y miembro Pona. Se tomará con mayor atención al miembro Cetico inferior en todo el estudio, por ser uno de los más importantes reservorios de la Cuenca Marañón.

4.2.3.6.1. Miembro Cetico inferior.

El Cenomaniano en la Cuenca Marañón esta definido por el Miembro Cetico de la Formación Chonta. La base se ubica en la transición de areniscas masivas (Formación Agua Caliente) a intercalación de areniscas y lutitas. El tope esta ubicado en la parte superior del intervalo carbonatado conocido como Caliza de Chonta (en aquellos casos en los que esta exista, muestra una disminución de espesor marcada de dirección W a E y de S a N, finalmente desapareciendo hacia el E y quedando representado por un fino intervalo de lutitas calcáreas).

En la mayoría de los casos observados, está constituido por dos paquetes de arenas masivas, muy glauconíticas con un carácter distintivo muy claro en los registros eléctricos (Fig. 4.8), las arenas basales muestran una respuesta retrogradante, mientras que las que se sitúan por encima definen un paquete de areniscas masivas con un carácter agradante. Ambos paquetes de arenas están separados por un intervalo lutítico importante que puede ser trazado desde las zonas profundas de la cuenca hasta las más someras.

4.2.3.6.2. Miembro Cetico superior.

La base de este intervalo viene definida por la parte basal de un set de parasecuencias retrogradantes (Fig. 4.8) apiladas por encima del intervalo conocido como "Caliza de Chonta". El tope del mismo lo define la aparición de un segundo episodio carbonatado, mucho más reducido en espesor que la "Caliza de Chonta", una respuesta retrogradante en registros eléctricos. Consiste en una alternancia de areniscas que verticalmente gradan hasta un paquete grueso de lutitas.

4.2.3.6.3. Miembro Lupuna.

Caracterizado por una sucesión de areniscas y lutitas grises a negras de plataforma. Esta secuencia se encuentra especialmente bien desarrollada hacia el NW de la Cuenca Marañón.

Su base se localiza a la base de unas areniscas cuya expresión en registros eléctricos es la de un set de parasecuencias retrogradante que grada desde arenas a lutitas y su tope se localiza en la base de la Caliza "M1" (denominación que recibe en la Cuenca Oriente y que solo se observa en el sector norte de la Cuenca Marañón, p.e en los lotes 64, 1AB, y parte del 39) (Fig. 4.8).

4.2.3.6.4. Miembro Pona.

Se trata de un intervalo muy lutítico, compuesto por lutitas grises oscuras a negras, cuya base se sitúa a la base de la Caliza "M1" y cuyo tope se puede ubicar en el paquete arenoso masivo de la base de la Formación Vivian. Cabe resaltar que este intervalo en secciones cercanas al borde de cuenca cambia lateralmente a facies más arenosas.

Su expresión en los registros eléctricos tal y como puede verse en la Fig. 4.8 es la de un paquete lutítico más bien homogéneo.

4.2.3.7. Formación Vivian (Campaniano-Maastrichtiano)

Kummel (1948) describe con este nombre a una unidad de areniscas cuarzosas de grano grueso a fino con estratificación cruzada y algunas intercalaciones de lutitas negras.

Se le asigna como edad del Campaniano al Maastrichtiano datada por bioestratigrafía de Müller & Aliaga en 1981 (INGEMMET, 1999). Las relaciones de transición que existen entre las Formaciones Vivian, Cachiyacu (Suprayacente) y Chonta (Infrayacente) no contradicen dicha datación. Con objeto de poder correlacionarla regionalmente, se interpretan base y tope según los siguientes criterios:

- La base se ubica al tope de la secuencia lutítica de la Formación Chonta (miembro Pona) y está representada por un cambio muy marcado en la lectura del GR tal y como se aprecia en la Fig. 4.8.
- El tope se sitúa en el pico de máxima arcillosidad por encima del paquete masivo de areniscas, los últimos metros de la Formación Vivian vienen definidos por una tendencia retrogradante del GR hasta pasar a este máximo de arcillosidad.

En ocasiones, su expresión en registros eléctricos deja ver la existencia de dos paquetes arenosos, uno inferior con un apilamiento de parasecuencias agradantes (Vivian inferior) y otro superior con una o varias parasecuencias retrogradantes (Vivian Superior) que terminan en un intervalo lutítico conformado por la Formación Cachiyacu. Estas areniscas muestran características muy homogéneas a lo largo de toda la Cuenca Marañón.

4.2.3.8. Formación Cachiyacu (Maastrichtiano inferior)

Nombre asignado por Kummel (1948), definiendo como localidad tipo la quebrada de Cachiyacu al E del río Ucayali. Suprayaciendo en forma concordante a la Formación Vivian, Kummel describe un conjunto de lutitas oscuras, arcillas margosas y limolitas, que se encuentran por debajo de las areniscas de la Formación Casablanca. Con objeto de poder correlacionarla regionalmente, se interpretan base y tope según los siguientes criterios:

- La base se ubica al tope de la arena masiva de la Formación Vivian y es fácilmente reconocible por el paso de un paquete arenoso de bajo GR a uno lutítico de alto GR tal y como se aprecia en la Fig. 4.8.
- La tope es fácilmente identificable con el GR por la entrada en las arenas masivas de la Formación Casablanca.

Su expresión en registros eléctricos es variable, mostrando un paquete lutítico homogéneo (alto GR) o bien un paquete fino arenoso retrogradante dentro de un paquete lutítico mayor.

4.2.3.9. Formación Casablanca (Maastrichtiano superior-Paleoceno?)

Aflora en el río Cushabatay, Kummel (1948) describió una sección de unos 60 m de areniscas blancas masivas que se intercalan con limolitas negras en la base. Inicialmente fue asignada al Paleógeno pero estudios palinológicos realizados con posterioridad la datan como Cretácico superior. Con objeto de poder correlacionarla regionalmente, se interpretan base y tope según los siguientes criterios:

- Su base se ubica hacia el tope del intervalo lutítico que representa a la Formación Cachiyacu, con un lectura baja de GR (Fig. 4.8).
- Su tope se ubica en el paso a las series Terciarias continentales de la Formación Yahuarango, el cual resulta de fácil identificación con la lectura del GR (Fig. 4.8). Su expresión en registros eléctricos, como puede verse en la Fig. 4.8, es la de un paquete arenoso masivo que a su tope muestra una tendencia retrogradante.

4.2.4. Cenozoico

El Paleógeno presenta un ciclo sedimentario exclusivamente de depósitos continentales de antepaís interrumpidos con incursiones marinas excepcionales. El Paleoceno – Mioceno – Plioceno – Cuaternario, corresponde a las unidades sedimentarias de cuenca de Antepaís esencialmente continentales, en la que interfiere la transgresión marina miocena proveniente del Norte (Formación Pebas).

4.2.4.1. Formación Yahuarango (Paleoceno-Eoceno medio)

KUMMEL, B. (1946) describe en la Quebrada Yahuarango, región de Santa Clara, distrito de Contamana una secuencia de lutitas rojas intercaladas con limos, y la denomina Miembro Yahuarango, como parte del Grupo Contamana. Posteriormente (1948), es elevado a la categoría de Formación. La Formación Yahuarango consiste principalmente de areniscas de grano fino gris blanquecinas,

amarillentas y rojizas, calcáreas lodolitas marrones, arcillitas abigarradas, limolitas arcillosas rojizas con micas y anhidrita. Sus mayores grosores se registran en los pozos Andoas con 817 m y Yánez con 935 m. Regionalmente la secuencia se adelgaza hacia el E infrayace en discordancia a los sedimentos de la Formación Pozo y suprayace en la misma relación a las areniscas de la Formación Casablanca. Según el estudio de palinomorfos y carofitas realizados por ALIAGA & MULLER (1980) y por su posición estratigráfica, se asigna a esta Formación una edad que va desde Paleoceno hasta el Eoceno medio.

4.2.4.2. Formación Pozo (Eoceno-Oligoceno)

Nomenclatura usada por WILLIAMS en 1949 para describir una secuencia constituida de lutitas fosilíferas, intercaladas con delgados niveles de calizas y areniscas aflorantes en el área del río Santiago. Se le encuentra en casi todo el Oriente, también la parte NE del Ecuador (INGEMMET, 1999). Esta constituida por areniscas blancas, cuarzosas, gris clara a verdosa, de grano fino a medio, friables, con matriz poco arcillosa, un tanto calcárea. En el tope esta conformada por lutitas gris verdosa a gris azulina, fisibles intercaladas con horizontes de calizas fosilíferas. La Formación Pozo muestra un engrosamiento regional hacia el E. Se encuentra infrayaciendo a la Formación Chambira en contacto concordante y suprayace a la Formación Yahuarango en contacto discordante. Así mismo, de acuerdo a los últimos estudios palinológicos realizado por ROBERTSON RESEARCH (1990), se le asigna una edad Eoceno – Oligoceno. Su ambiente de depositación varía de un medio marino deltáico somero a lacustre (INGEMMET, 1999).

4.2.4.3. Formación Chambira

Nombre dado por KUMMEL, B. (1948) al describir una secuencia molásica rojiza aflorante en la quebrada Chambira, provincia de Ucayali. Esta unidad está constituida por lodolitas abigarradas, mayormente rojiza con algunas intercalaciones de grano fino con presencia de anhidrita, se observan también pirita, carbón, conteniendo carofitas, ostrácodos y restos de peces.

Los mayores grosores se registran en los pozos Andoas con 1512 m, Tambo con 1450 m, Capahuari con 1496 m. Esta Formación descansa concordantemente

sobre la Formación Pozo e infrayace concordantemente a la Formación Pebas. (INGEMMET, 1999).

4.2.4.4. Formación Pebas

Fue descrita por GABBS en 1868, su localidad tipo está cerca al poblado de Pebas, aflorando en la margen izquierda del río Amazonas y al E de Iquitos. (INGEMMET, 1999). Su litología consiste de lutitas grises y verde claras, arcillitas grises, lodolitas gris claras con intercalaciones de areniscas blancas de grano fino, de regular selección, caliza gris blanquecina, horizontes de carbón, pirita, glauconita y abundante microfauna. En general muestra un adelgazamiento regional de dirección NE-SO. Se encuentra suprayaciendo a la Formación Chambira en contacto concordante. Se le asigna la edad Mioceno medio (aprox. 18 – 11 m.a.). Esta unidad se depositó en un ambiente lacustrino de aguas someras con cierta influencia fluvial (nivel areniscoso). (INGEMMET, 1999).

4.2.4.5. Formación Marañón

El Plioceno en la cuenca Marañón está representado por la Formación Marañón, la cual consiste en intercalación de conglomerados con intercalación de areniscas de grano fino a grueso que gradan hacia el E a limolitas moteadas con capas de evaporitas. Esta Formación fue depositada por procesos fluviales y documenta la parte final de la fase Quechua de la Orogenia Andina. (INGEMMET, 1999).

4.2.4.6. Formación Corrientes

El Pleistoceno en la Cuenca Marañón está representado por la Formación Corrientes, la cual consiste de Conglomerados de colores variados, areniscas y lodolitas depositadas por procesos fluviales. Esta secuencia forma los altos topográficos y las extensas terrazas. Esta secuencia se produce por la continua erosión de la faja plegada. (INGEMMET, 1999).

4.3. Evolución Tectónica en la Cuenca Marañón.

La Cuenca Marañón integra rocas sedimentarias de edad del Paleozoico al Cuaternario reciente, estas unidades sedimentarias yacen sobre el basamento pre-Cambriano constituido por rocas metamórficas. La Cuenca Marañón ha

mostrado episodios variados y continuos de deformación desde el Paleozoico inferior hasta la actualidad.

Durante el Cámbrico inferior al Ordovícico inferior, el borde occidental de Sudamérica era un margen pasivo (Sempere, 1995), lo cual favoreció la máxima expansión de facies marinas sobre el continente, este carácter expansivo marino cesa en el Ordovícico Medio, volviéndose a acelerar en el Ordovícico Superior y continuándose hasta el Silúrico (Aceñolaza, 1992). Para estos tiempos la sedimentación se producía en una cuenca intra-cratónica de tipo rift situada entre dos áreas cratónicas constituidas por el Escudo Brasileño y el Macizo de Arequipa, la sedimentación Ordovícica está representada por las areniscas marinas de la Formación Contaya (presentes a la base del Cretácico en el Arco del mismo nombre). Al curso del Devónico Superior y Carbonífero Inferior una cuenca de antepaís se estableció sobre una gran parte de la margen occidental de los Andes Centrales, esto en respuesta a la actividad tectónica y magmática a nivel de la margen activa de Gondwana (Gil, 2001). Casi de manera concordante con el Ordovícico, se depositaron las areniscas Devónicas del Grupo Cabanillas, las cuales pasan a lutitas hacia el S y pueden llegar a constituirse como buenas rocas madre de hidrocarburos. Durante el Devónico-Carbonífero, se desarrolla la primera fase del ciclo Hercínico (Fase Eoherciniana) sobre el borde occidental del continente sudamericano en respuesta a la actividad tectónica y magmática en este margen activo del supercontinente Gondwana (Sempere, 1989, 1993 y 1995). La fase Eohercínica está caracterizada por ser una tectónica de compresión que da lugar a plegamientos, re-plegamientos y a un metamorfismo regional, cuyo nivel estructural origina un frente de esquistosidad así como un plutonismo sintectónico. Esta fase tectónica, la principal del ciclo hercínico, está marcada por la discordancia general del Paleozoico superior (Carbonífero-Pérmico) sobre el Paleozoico inferior fuertemente plegado.

Durante el Carbonífero-Pérmico Inferior la sedimentación y los depocentros sedimentarios se localizaban junto a las grandes fallas con dirección NW-SE. Los primeros depósitos del Carbonífero están representados por conglomerados, areniscas, lutitas y carbones fluviales del Dinantiense del Grupo Ambo. Durante el Namuriense no hubo sedimentación y el Westphaliense viene representado por un evento transgresivo que da lugar al depósito de areniscas, carbonatos y tobas

del Grupo Tarma. Como el área había sido peneplanizada por sedimentación, no existen clásticos groseros. De manera discordante al Grupo Tarma se depositaron las calizas de plataforma del Grupo Copacabana de edad Westphaliense-Pérmico Temprano. Estas calizas pasan lateralmente a evaporitas y cubrieron la mayor parte del Perú. De manera concordante al Grupo Copacabana tuvo lugar la sedimentación de la Formación Ene, constituida por lutitas negras ricas en materia orgánica, areniscas subordinadas y dolomías. Forma parte de una gran secuencia regresiva hipersalina.

Tras esta sedimentación, se produjo la deformación Tardiherciniana que se manifestó con una intensidad y naturaleza que difiere de Sur al Centro. En los Andes centrales la discordancia Tardiherciniana se evidencia en el cambio litológico radical que se da al pasar del Pérmico inferior al Pérmico superior, pues de una facies marinas se pasa a una facies continental. En cambio en el sur Audebad y Laubacher, (1969), han evidenciado un intenso plegamiento en el Carbonífero y Permiano inferior, sobre el cual se han depositado en discordancia angular molasas continentales del Pérmico superior, esta tectónica desde Vilcabamba (Cusco) hasta el Perú Central se caracteriza por un levantamiento en bloques, a lo largo de fallas de rumbo NW-SE, las que dieron lugar a la formación de fosas y pilares tectónicos con el consiguiente retiro de los mares, lo que fue seguido por la erosión que motivó la acumulación de las molasas rojas correspondientes al Grupo Mitu. Esta tectónica compresiva afecta a la secuencia Carbonífero-Pérmico con un fuerte plegamiento (Palacios, 1995).

Tras este evento de la Tectónica Herciniana, asociado con el debut de la fragmentación de la Pangea, se inicia la apertura de un gran y extenso sistema *rift* Permo-Triásico (desde Argentina a Venezuela), el cual se inicia de manera paralela al desmantelamiento de la Cadena Hercínica anteriormente formada. Se tiene evidencias de una fase Finiherciniana, en algunas partes del Perú Central han registrado que entre las capas rojas del grupo Mitu y el Grupo Pucará del Triásico superior existe una discordancia que indica que entre estos dos ciclos sedimentarios se produjeron movimientos asociados a la fase terminal del ciclo Hercínico. Tal parece ser, que se produjo una reactivación de la fase Tardiherciniana con fallamientos en bloques y desplazamientos importantes asociados a una tectónica distensiva, definiéndose estructuras del tipo fosas y

pilares tectónicos a lo largo de un fallamiento longitudinal NNW-SSE. La apertura de este sistema *rift* continúa al menos hasta el Jurásico, y se asocia a la expansión del sistema marino y transgresión marina, dando como resultado el depósito del Grupo Pucará. Este fue depositado en un bajo estructural muy extendido en las Cuencas de Marañón, Ucayali y Oriente. La parte basal de Pucará viene representada por anhidritas y halitas depositadas en un ambiente restringido, por encima de estas evaporitas se produjo el depósito de calizas arcillosas, lutitas negras y calizas de plataforma. Las evaporitas experimentaron un movimiento de acomodación temprano, que provocó un depósito discordante de los conglomerados y areniscas continentales rojizas de la Formación Sarayaquillo sobre el Grupo Pucará, al cual cubrieron en toda su extensión. A partir del Jurásico Temprano se instaura una zona de subducción (la misma que existe en la actualidad) en el margen occidental de América del Norte y Sur, la cual va acompañada de un magmatismo de arco (Arco volcánico de Oyotun). Al E de este arco volcánico se desarrolló una cuenca extensiva del tipo tras-arco o “*back arc*”. Al W del arco volcánico secuencias sedimentarias volcano-clásticas son interpretadas como depósitos de ante-arco o “*forearc*”. La instauración de esta zona de subducción se produce en respuesta a un evento extensional de la plataforma continental Atlántica previa a la apertura del Atlántico durante el Cretácico Temprano.

Entre el Jurásico final y Cretácico precoz se produce una tectónica transtensiva que originó una cuenca de tras-arco, asociada a movimientos transcurrentes. En efecto, en el NW peruano, al S de Ecuador, es descrita una compresión oblicua asociada a la colisión de bloques alóctonos (Amotapes) que ya se habían individualizado durante el Títoniano. Durante esta época, el oriente ecuatoriano y el conjunto peruano-boliviano, se caracterizaron por eventos extensivos.

El inicio del Ciclo Mochica en el Cretácico temprano (Albiano) ayuda a acentuar la discordancia entre la Formación Sarayaquillo del Jurásico Superior y el Cretácico suprayacente (“gap” sedimentario de unos 20 m.a.). (Palacios, 1995)

Es así, que se considera que los movimientos tectónicos Andinos comienzan desde el Triásico Superior, con la extensión que guía la sedimentación mesozoica. Sin embargo, la tectónica andina propiamente dicha, o sea la tectónica en compresión se manifestó a partir del Cretácico. El ciclo de

sedimentación Andino se estableció sobre la margen continental a partir del funcionamiento de la zona de subducción en el Jurásico, estos eventos compresivos se producen en respuesta a los cambios de velocidad y dirección de convergencia de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana, no obstante, la tectónica compresiva que afectó la extremidad E del back-arc (es decir el dominio subandino y el antepaís), se manifestó desde el Turoniano.

El Cretácico consiste en una cuña sedimentaria abierta hacia el W y está representado por tres paquetes areniscosos y dos lutíticos depositados en ambientes variables de fluvial a marino marginal, la morfología de cuña del conjunto obedece a procesos eustáticos y tectónicos. El episodio Aptiense-Albiense viene representado por los depósitos de la Formación Cushabatay, esta representa las primeras arenas transgresivas del Cretácico. Se trata de arcossuarciarenitas en paquetes gruesos, de grano medio-grueso que fueron depositadas en una planicie deltáica y/o marino marginal. Inmediatamente por encima fue depositada la Formación Raya de edad Albiense. La Formación Raya representa unas lutitas de ambiente marino restringido, las cuales engruesan hacia el W hasta llegar a los 300 m. Hacia el E disminuyen drásticamente su espesor y cambian de facies a areniscas marinas y limolitas. Las lutitas presentan alto contenido orgánico hacia el W. Sobre las lutitas de Raya, tuvo lugar el depósito de areniscas de grano grueso y estratificación cruzada alimentadas desde el Escudo Brasileño, estas areniscas representan a la Formación Agua Caliente de edad Albiense Tardío-Cenomaniense Temprano y experimentan un cambio lateral de facies muy marcado desde fluviales hasta areniscas marinas marginales. El mayor evento transgresivo de todo el Cretácico se inicia en el Cenomaniense con el depósito de la Formación Chonta Inferior o Miembro Cetico y tiene su momento culminante con una máxima inundación durante el Coniaciense-Santoniense con el depósito de las lutitas orgánicas de la Formación Chonta Miembros Cetico Superior y Pona. El intervalo Chonta Inferior es por lo general arenoso, y tanto más arenosos cuanto más hacia el E, y presenta gran cantidad de glauconita, estos depósitos gradan hacia tope a lutitas orgánicas de plataforma interna. Los intervalos Chonta Superior e Inferior están separados por un episodio carbonatado de edad Turoniense muy extendido en toda la cuenca y que se conoce como Caliza de Chonta. De manera general la Formación

adalgaza y se hace más arenosa hacia el este de acuerdo con la somerización. Las areniscas de la Formación Vivian se interpretan como areniscas transgresivas y sus sedimentos son principalmente areniscas fluviales de canales trenzados. Por encima se depositaron las lutitas de la Formación Cachiyacu que representan lutitas de origen marino, suprayaciendo esta Formación se identifican a las arenas de la Formación Casablanca que corresponden a ambientes fluviales trenzados.

El ciclo Andino que se caracteriza por ser una Tectónica Compresiva, se inicia con el Evento Peruano (≈ 83 m.a.), se continúa con los Eventos Inca I, II y III ($\approx 55, 42$ y 33 m.a. respectivamente) y culmina con los Eventos Quechua I, II, III y IV ($\approx 15, 10, 7$ y $2,7$ m.a. respectivamente). Todos estos eventos correspondientes a la tectónica Andina, desde su inicio con la Fase Peruana hasta la Quechua IV en la actualidad, son responsables de la inversión de depocentros sedimentarios previos, del crecimiento y engrosamiento hacia el W de la Faja Plegada Andina y del desarrollo de la cuenca de Antepaís, producto de la fragmentación de Gondwana y la apertura del Atlántico (separación de los continentes Sudamericano y Africano) que se establece en respuesta a los cambios de velocidad y de dirección de convergencia de las placas subductadas bajo la placa sudamericana. (Palacios, 1995)

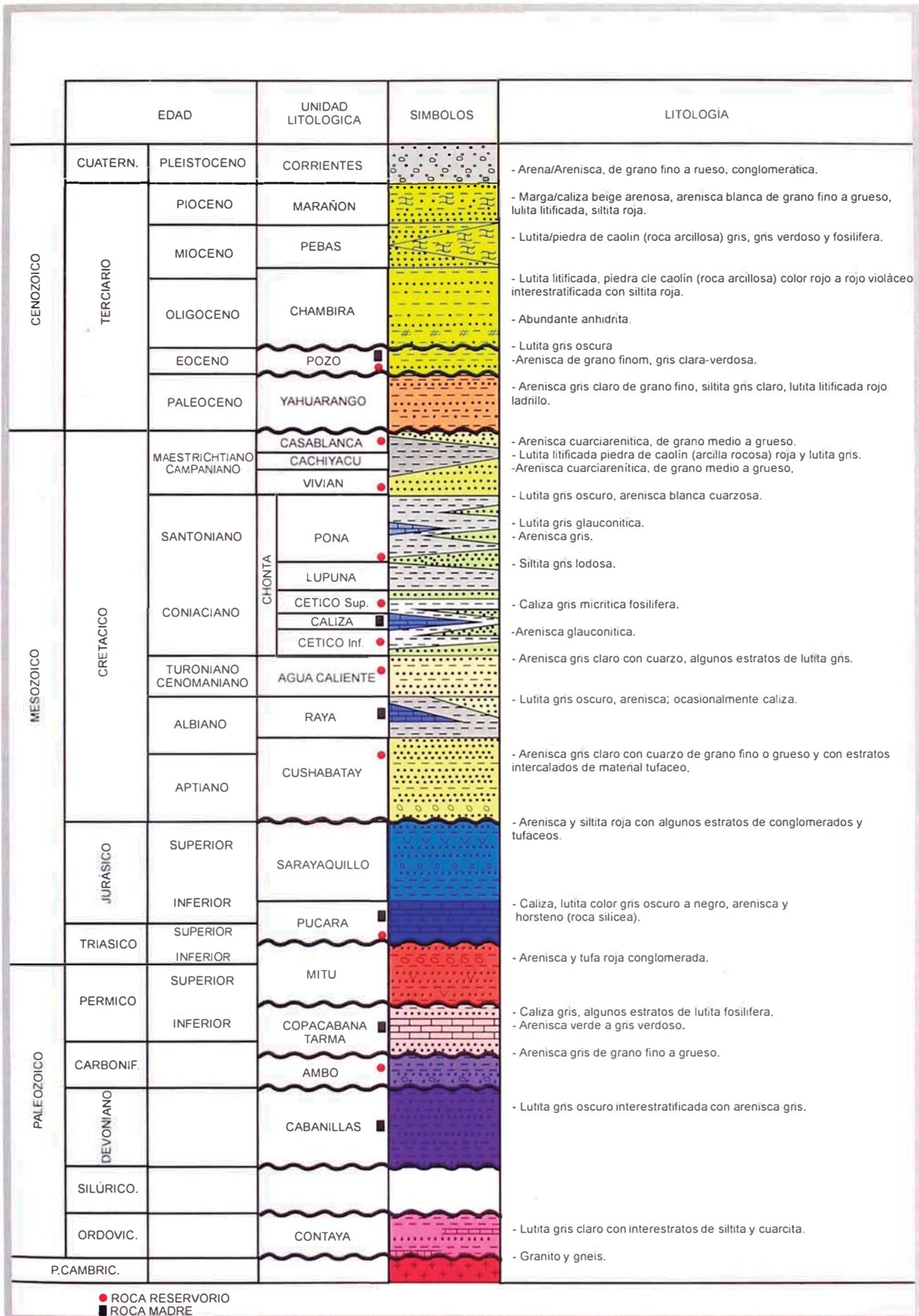
Las series sedimentarias terciarias de las cuencas Oriente, Marañón y Santiago reposan sobre el Cretácico y probablemente se encuentran directamente sobre el basamento en los extremos orientales de la Cuenca Marañón, cerca al escudo.

El ciclo sedimentario paleógeno presenta exclusivamente depósitos de Antepaís continentales interrumpidos de excepcionales incursiones marinas.

Por encima de toda la secuencia Cretácica hay un relleno molásico Terciario que es de más de 4000 m de espesor, que se produce en respuesta a los Eventos Inca-Quechua, los cuales son responsables de una cordillera emergente que surtirá de clásticos a la cuenca de Antepaís Terciaria. Este relleno comienza con las arcillas rojas de la Formación Yahuarango de edad Paleoceno, las cuales cubren de manera concordante la sucesión Cretácica, conforman una cuña de unos 300 m que engruesa hacia el oeste. Por encima se deposita la Formación Pozo, la cual consiste en areniscas, tobas y algunas lutitas atribuidas a una incursión marina, la edad de la Formación Pozo es Eoceno Superior a Oligoceno

Inferior, el depósito de esta unidad se atribuye a un aumento de la erosión en la cordillera en levantamiento y el consecuente relleno de la depresión flexural originada (evento Incaico). El Oligoceno-Mioceno Medio viene representado por la Formación Chambira, la cual está compuesta por un grueso paquete de lutitas rojas con areniscas de llanura aluvial, como es típico en estas formaciones molásicas, la Formación Chambira engruesa hacia el oeste. Por encima aparece la Formación Pebas, compuesta principalmente de arcillas rojas y evaporitas de manera localizada, las cuales representan un periodo de calma tectónica que precede a la fase Quechua III del Mioceno-Plioceno. Finalmente el Plioceno viene representado por el depósito de molasas conglomeráticas en respuesta al levantamiento más importante sucedido durante el evento Quechua III.

La gran importancia de esta tectónica Inca-Quechua es que va a tener un efecto directo sobre los procesos diagenéticos que se produzcan con posterioridad en las areniscas Cretácicas de la cuenca, puesto que será la que marque el régimen compactacional y flujo de calor, ambos responsables de la mayor parte de los procesos diagenéticos ocurridos.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

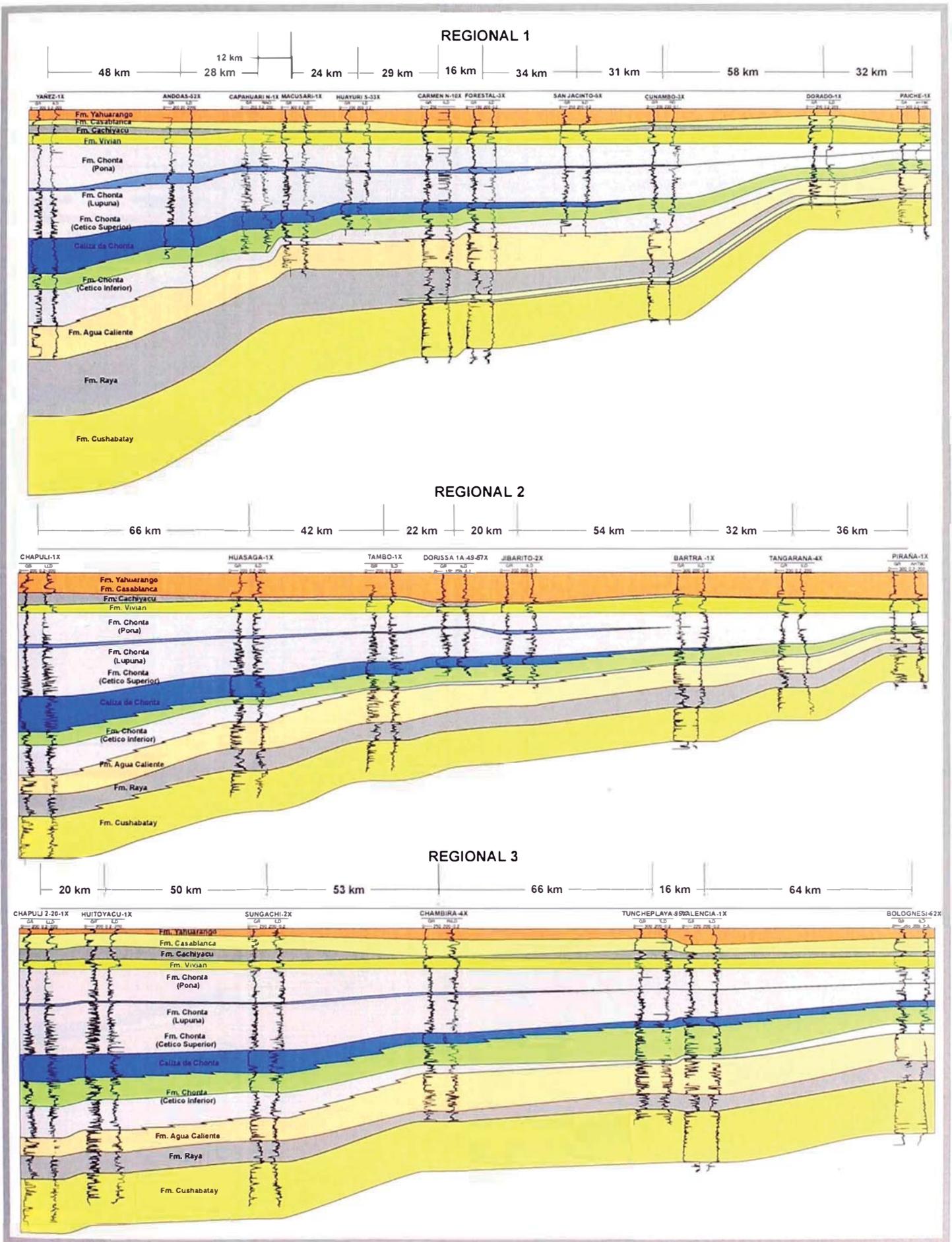


“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Aplicaciones en el Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 4.1. Columna Estratigráfica generalizada para la Cuenca Marañón. Modificada del MINEM (2001)



	<p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica Escuela Profesional de Ingeniería Geológica</p>	<p>REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ Sucursal del Perú</p>	
<p align="center">"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañon, Perú"</p>			
<p>Fig. 4.2. Mapa base de la Cuenca Marañon, con la ubicación de los pozos estudiados y las correlaciones regionales.</p>			



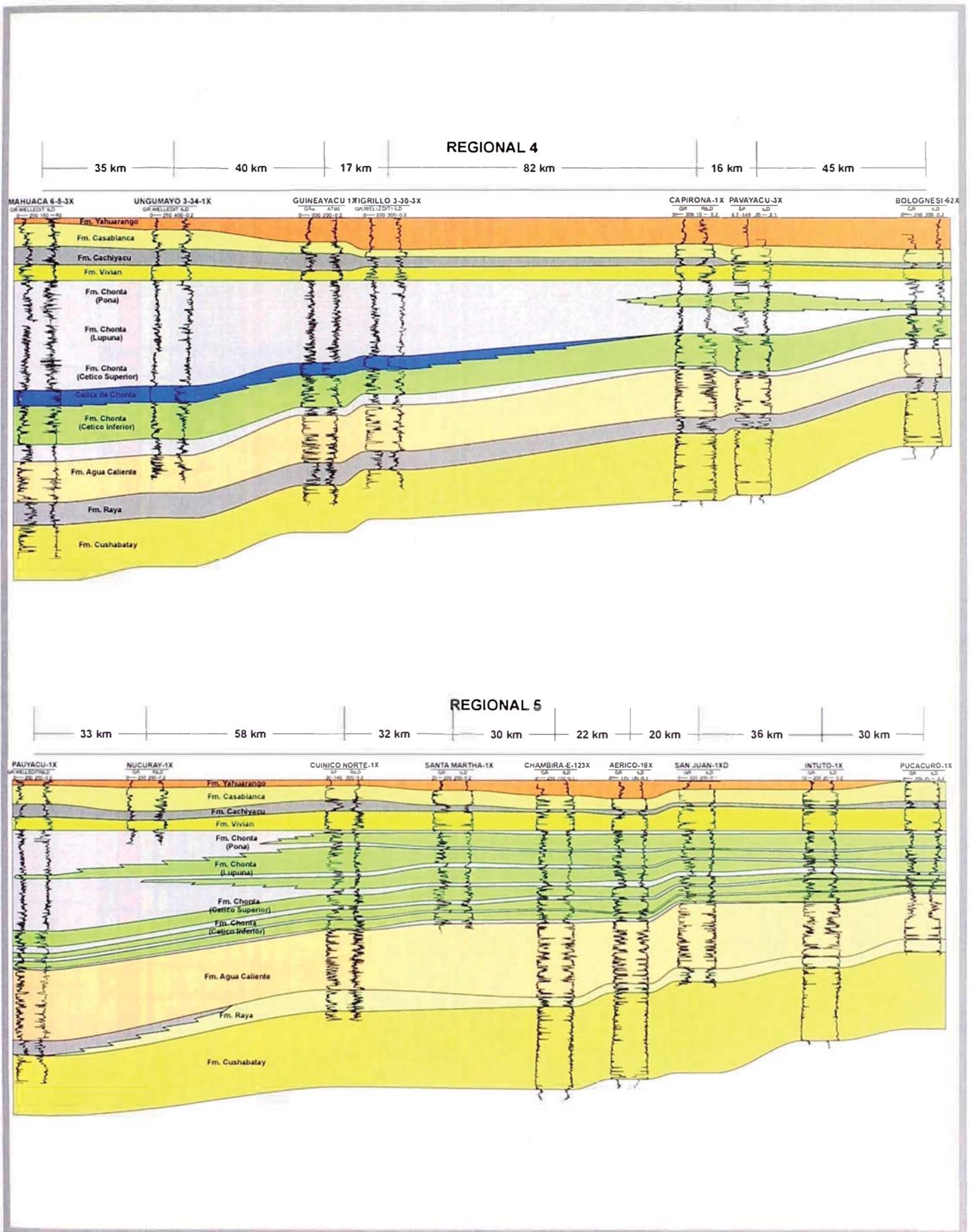
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 4.3. Correlaciones estratigráficas de la Cuenca Marañón. Regional 1, Regional 2 & Regional 3.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

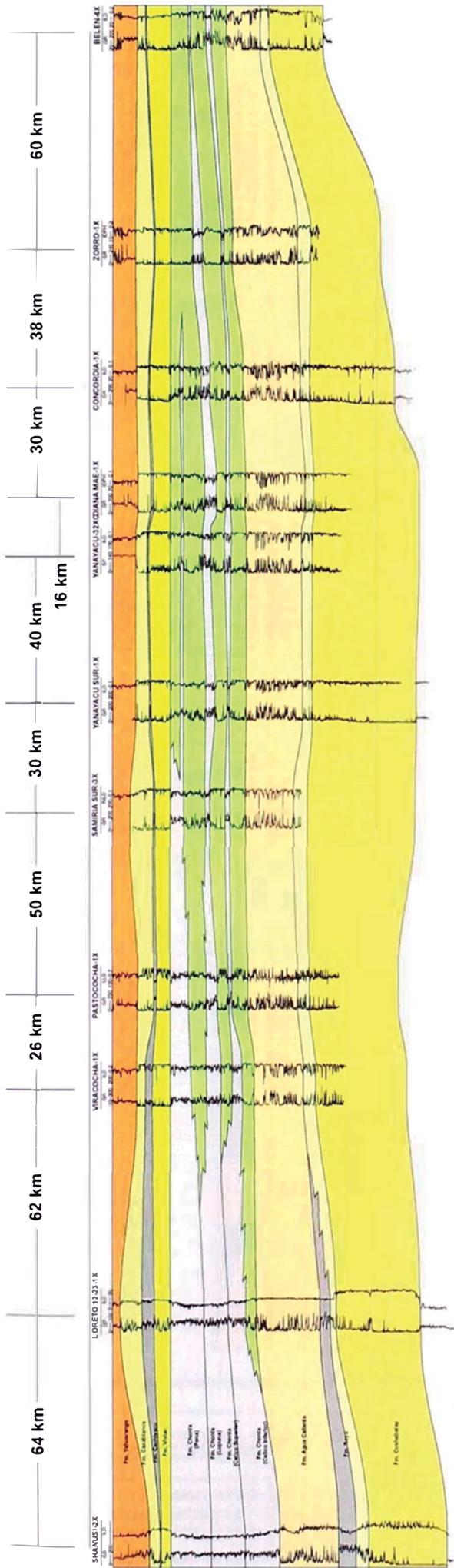
REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



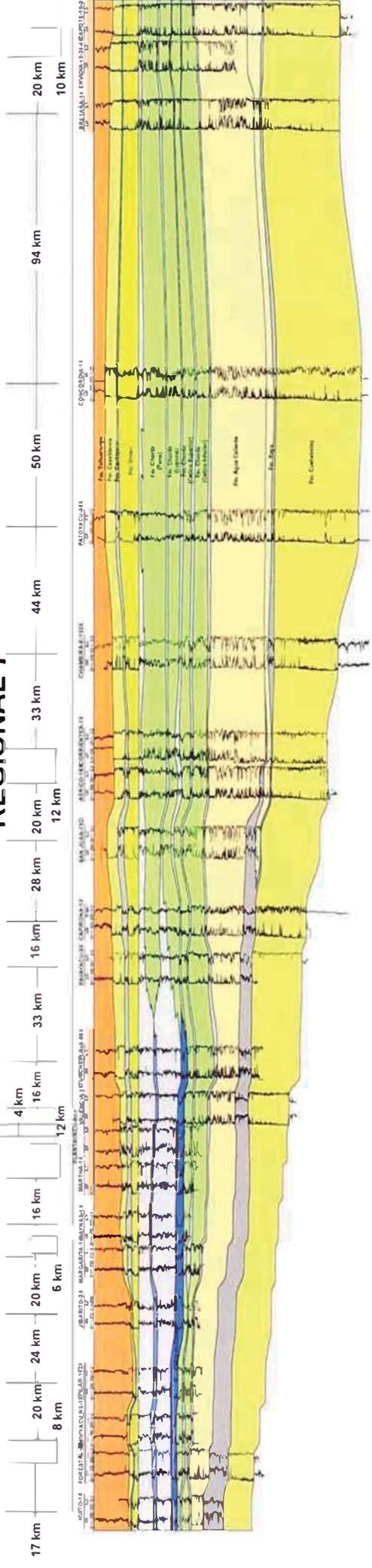
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 4.4. Correlaciones estratigráficas de la Cuenca Marañón. Regional 4 & Regional 5.

REGIONAL 6



REGIONAL 7





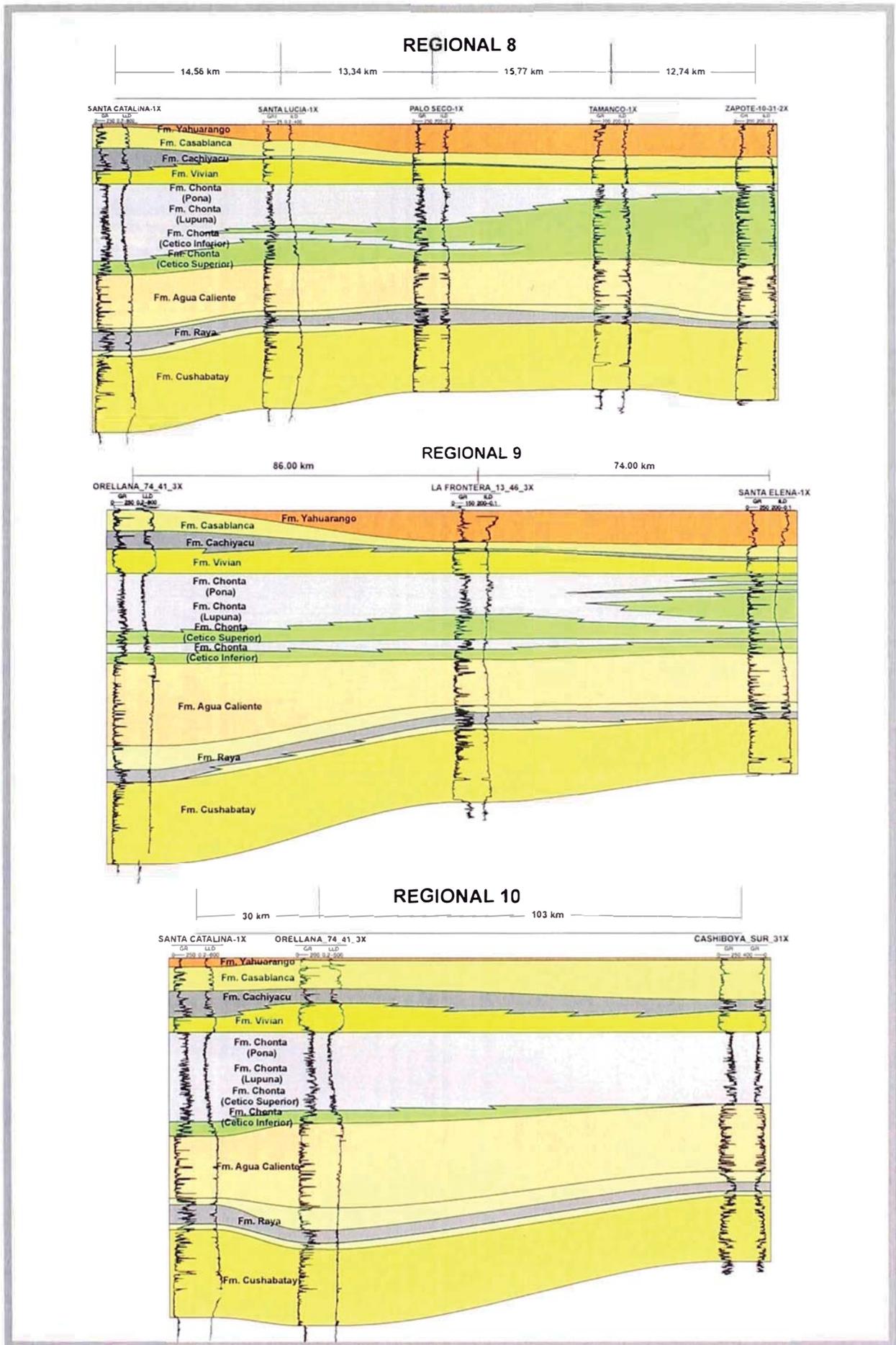
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú

"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 4.5. Correlaciones estratigráficas de la Cuenca Marañón. Regional 6 & Regional 7



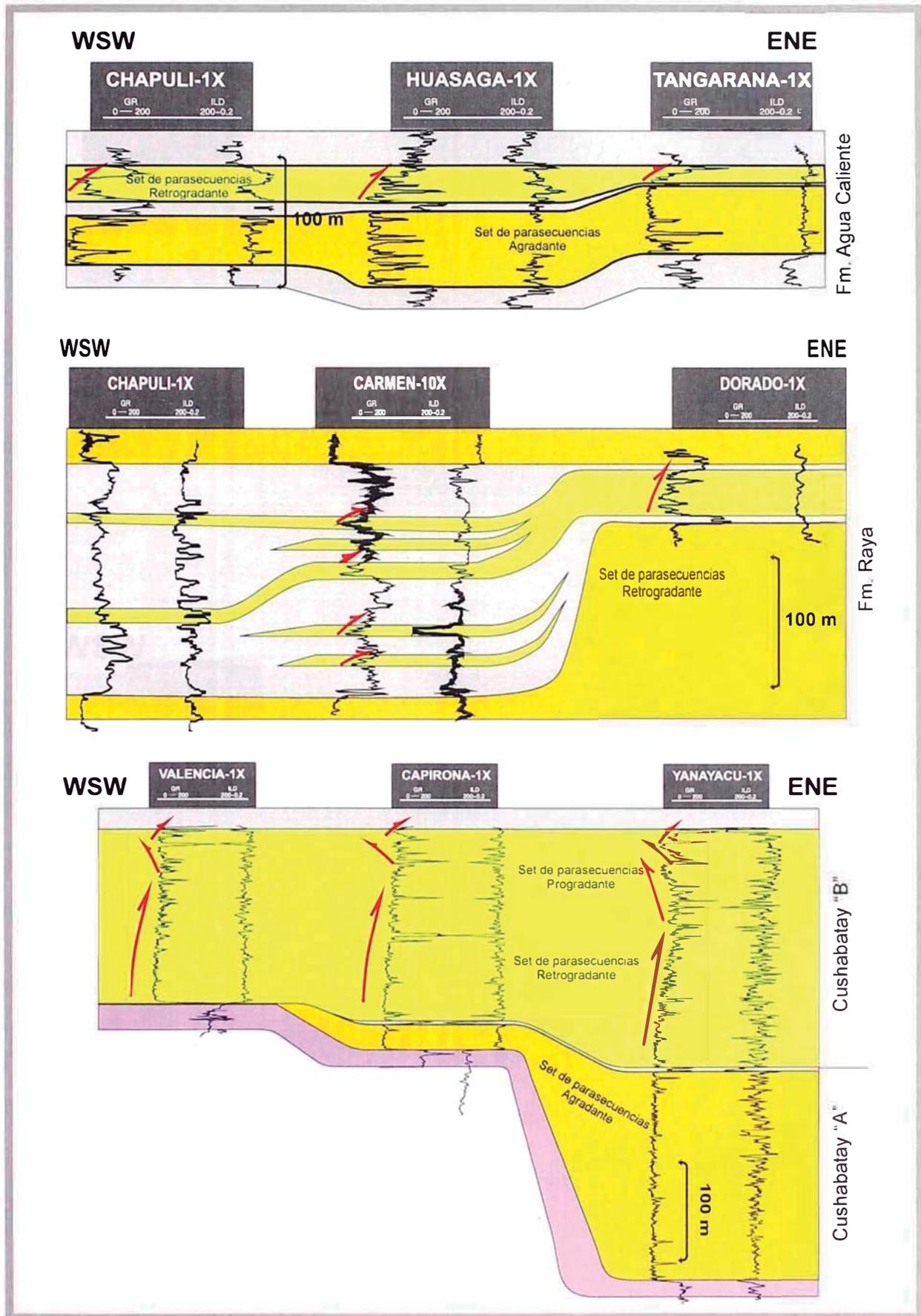
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 4.6. Correlaciones estratigráficas de la Cuenca Marañón. Regional 8, Regional 9 & Regional 10.



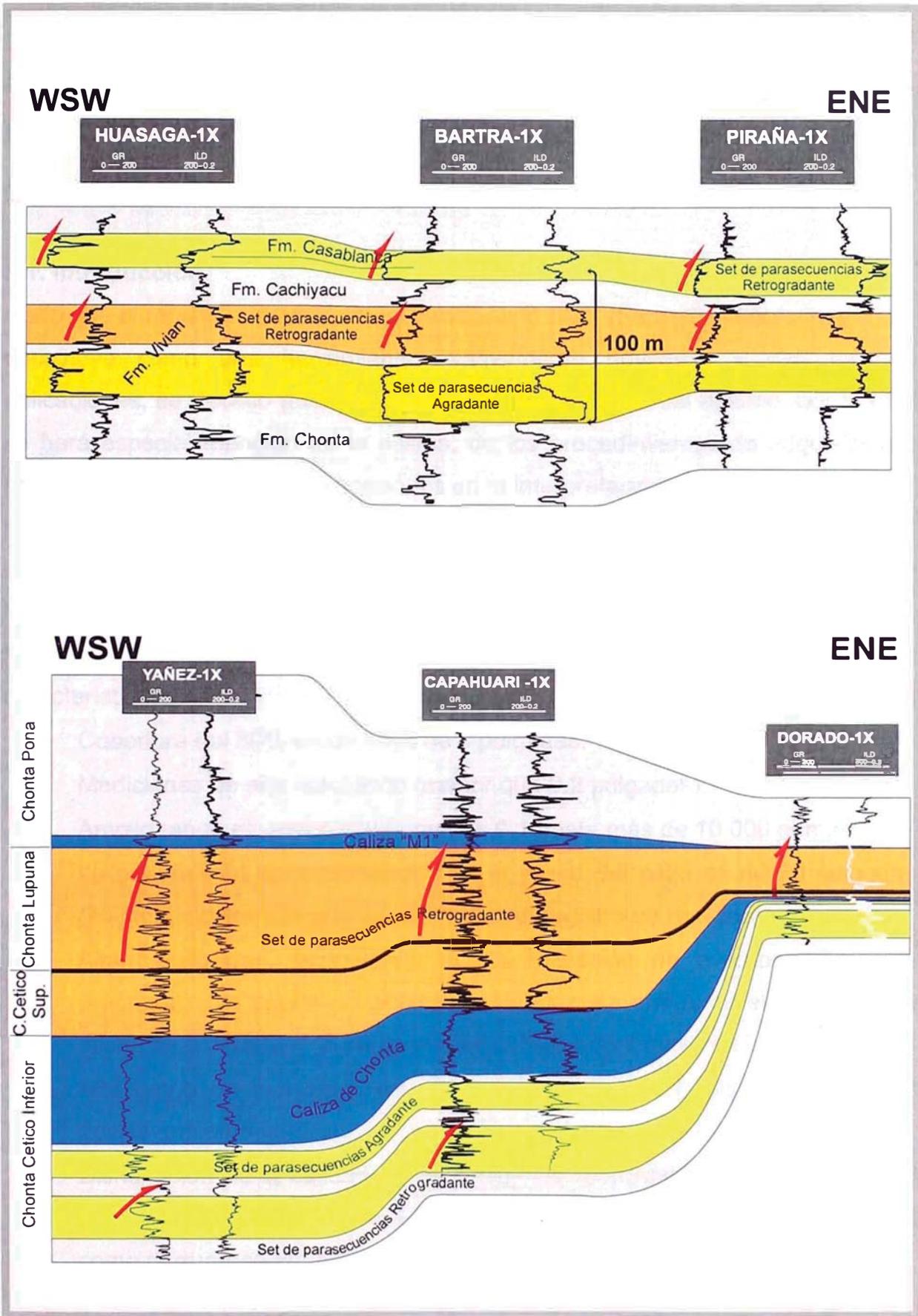
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 4.7. Expresión en registros eléctricos de la Fm. Cushabatay, Fm. Raya y Fm. Agua Caliente.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 4.8. Expresión en registros eléctricos de la Fm. Chonta (Miembros Cetico, Lupuna y Pona), Fm. Vivian, Fm. Cachiyacu y Fm. Casablanca.

CAPÍTULO V: REGISTRO FORMATION MICROIMAGER (FMI): MEDICIONES FÍSICAS, MODALIDADES DE PERFILAJE Y APLICACIONES

5.1. Introducción.

Dado que el registro eléctrico antes mencionado FMI* (Formation MicroImager) se constituye como una herramienta relativamente novedosa y con muchas aplicaciones, se decidió utilizarla como estandarte dentro del estudio, por lo cual se hará especial mención de la misma, de los procedimientos de adquisición y sobre todo de sus diversas aplicaciones en la interpretación de pozos petroleros. La herramienta FMI* permite la observación continua de detalles verticales y laterales en las propiedades de las Formaciones. Esta herramienta provee imágenes de las paredes del pozo con el uso de microresistividades las cuales lucen como si se tratará de una fotografía de núcleos, con las siguientes características:

- Cobertura del 80% en un hoyo de 8 pulgadas.
- Mediciones de alta resolución (menor que 0.2 pulgadas).
- Amplio rango dinámico desde menos 0.1 hasta más de 10,000 ohm.m.
- La profundidad de investigación en la pared del pozo es de 30 pulgadas (76 cm.), similar a la que se obtiene en el registro de resistividad somera.
- Alta sensibilidad, permitiendo así la detección de eventos muy finos (fracturas), las cuales se pueden detectar unas aberturas en el orden de micrones o decenas de micrones, o por bajos contrastes en la resistividad.
- Alto rango de muestreo, una muestra por cada 0.1 pulgadas (2.5 mm) desplazamiento vertical.
- Disminución de la calidad de las imágenes afectadas por la rugosidad del pozo y washouts (caída repentina de la presión en el pozo, que se refleja como derrumbes en el intervalo afectado).
- Baja sensibilidad frente a un lodo pesado, ovalización del hoyo y rugosidad.

La herramienta incluye un Inclinómetro Cartridge el cual provee data de un acelerómetro y un magnetómetro. El acelerómetro triaxial brinda rápida

determinación y permite recalcular la posición exacta de la herramienta. El magnetómetro determina la orientación de la herramienta. La herramienta FMI* trabaja con lodo a base de agua, pero existe su equivalente que trabaja con lodos a base de aceites, que es la herramienta OBMI* (herramienta de Schlumberger). Cabe hacer la aclaración que toda la información que se leerá a continuación referente a la herramienta FMI y sus características han sido fragmentos extraídos de folletos y algunos manuales del FMI distribuidos por Schlumberger, FMI* es el nombre comercial de esta herramienta que ha sido creada por Schlumberger.

5.2. El Microbarredor de Formación de Cobertura total – FMI.

El uso de las imágenes de pozo ha demostrado ser de gran utilidad para la industria petrolera desde su introducción a mediados de los 80's. El registro FMI, con lodos conductivos, provee imágenes eléctricas casi sin limitaciones en cuanto a las condiciones del hoyo y ofrece la posibilidad de cuantificar la información, en particular para análisis de fracturas.

5.3. Mediciones Físicas

La Fig. 5.1 muestra el diseño de la herramienta y el principio físico de medición. Una aplicación de voltaje causa corriente alterna (CA) que fluye por cada electrodo en la sección inferior del pad (cojín o almohadilla que se encuentra en los patines de la herramienta y está en contacto directo con la pared de la Formación) a través de la Formación hacia los electrodos superiores.

Como la corriente emerge desde el pad inferior, su trayectoria está inicialmente enfocada sobre un pequeño volumen de la Formación que se encuentra directamente hacia la cara de los botones. La trayectoria de la corriente se expande rápidamente para cubrir un gran volumen de la Formación entre los electrodos inferiores y superiores. La corriente consiste de dos componentes:

- Componente de alta resolución, regulado por variaciones de la resistividad en la Formación directamente hacia la cara de los botones.
- Componente de baja resolución, regulado por la resistividad entre los electrodos inferiores y superiores.

La imagen de microresistividad de la pared del pozo es creada por la medida de la corriente en el registro de botones. El componente de alta resolución predomina

en la imagen debido a que sus valores varían de botón a botón. El componente de baja resolución aparece solamente en un cambio gradual del background.

Los cambios de microresistividad relacionados con variaciones petrofísicas y litológicas en la roca, los cuales son adquiridas principalmente por la componente de alta resolución de la corriente, son interpretados sobre la imagen en términos de textura de la roca, características estructurales o estratigráficas, fracturas.

Los botones del FMI producen solamente un perfil de conductividad, la respuesta se correlaciona con la conductividad de la Formación, más que con una medida actual de la conductividad/resistividad. La respuesta del botón es típicamente escalada para presentar una curva de resistividad que coincide con el registro lateral somero (LLS) sobre distancias que son largas en comparación con el espaciamiento de los electrodos del FMI. Para distancias comparativamente cortas, la curva graduada provee una alta resolución, pero aproximada al registro de resistividad.

5.4. Modalidades de Perfilaje

- La modalidad de Imagen Total provee imágenes de alta resolución con cobertura casi total.
- La modalidad de cuatro patines provee imágenes parecidas al FMS.
- La modalidad de Dipmeter permite la adquisición de datos a partir de ocho botones con la finalidad de producir registros tipo SHDT.

Número de sensores	192	96	8
Covertura	80%	40%	-

5.5. Aplicaciones del FMI:

Debido a que esta herramienta últimamente está siendo muy usada en los pozos exploratorios y de desarrollo de las diversas Cuencas del Perú, se ha creído conveniente explicar sus aplicaciones.

5.5.1. Aplicaciones en Geología Estructural:

La interpretación estructural basada en diagramas de flechas y patrones de colores, está siendo reemplazada por la técnica de imágenes eléctricas. Las imágenes de FMI tienen beneficios adicionales para el intérprete:

- Detección y definición de fallas, aún en la ausencia de arrastre.
- Discriminación de buzamientos sedimentarios.
- Determinación del buzamiento estructural, aún en formaciones fracturadas y formaciones conglomerádicas.
- Visualización de estructuras complejas.

5.5.2. Aplicaciones en Sedimentología:

La interpretación y evaluación de eventos sedimentológicos se facilita con el incremento de la resolución y la cobertura adicional que proveen las imágenes del FMI. Las imágenes del FMI ayudan al intérprete a:

- Definir y caracterizar cuerpos sedimentarios, así como el reconocimiento y evaluación de capas finas.
- Reconocer anisotropías, barreras y/o direcciones de permeabilidad.
- Determinar buzamientos sedimentarios aún en presencia de eventos truncados, determinar dirección de paleocorrientes.

5.5.3. Aplicaciones en Análisis Textural:

El conocimiento de la estructura interna de la roca de yacimiento, concierne tanto a los geólogos como a los ingenieros de yacimientos. Pequeñas características de la roca observadas en núcleos y en imágenes eléctricas pueden confirmar importantes hipótesis acerca de su evolución geológica. El entendimiento de la evolución de la porosidad y permeabilidad de un yacimiento se logra cuando la influencia de las características texturales tales como estilolitas, bioturbaciones, moldes, concreciones, etc., son consideradas dentro de un modelo global.

Pequeñas características de la Formación asociadas con cambios en porosidad y permeabilidad pueden ser documentadas con instrumentos basados en principios eléctricos. La precisión de la descripción obtenida con las imágenes se relaciona con la resolución del sensor. El reconocimiento y la interpretación de pequeños detalles en la roca dependen en gran medida de la extensión de la imagen y su correlación con otras observaciones. Las imágenes del FMI ayudan al intérprete a entender:

- Perfil cualitativo del tamaño de grano vertical.
- Textura de los carbonatos.

- Porosidad Secundaria.
- Sistema de fracturas.

5.5.4. Complemento de los núcleos, núcleos laterales y programas de pruebas de Formación.

Debido a que las imágenes de pozo tienen alta resolución y representan en cierta medida una fotografía de la pared del pozo interactúan con los núcleos de la siguiente manera:

- Profundidad calibrada y orientación para todo el núcleo.
- Descripción de reservorios en intervalos no coreados.
- Calibración de la profundidad para muestras de núcleos laterales y MDT (Modular Formation Dynamics Tester, módulo para probar a la formación).

5.5.5. Aplicaciones en los Análisis Geomecánicos.

- Características inducidas por la perforación.
- Calibración para el modelamiento mecánico de la tierra.
- Selección del Peso del lodo.

5.5.6. Aplicaciones en Geología y Geofísica

- Modelamiento determinístico del reservorio.
- Parámetros realísticos de la Petrofísica.

5.6. Beneficios del FMI:

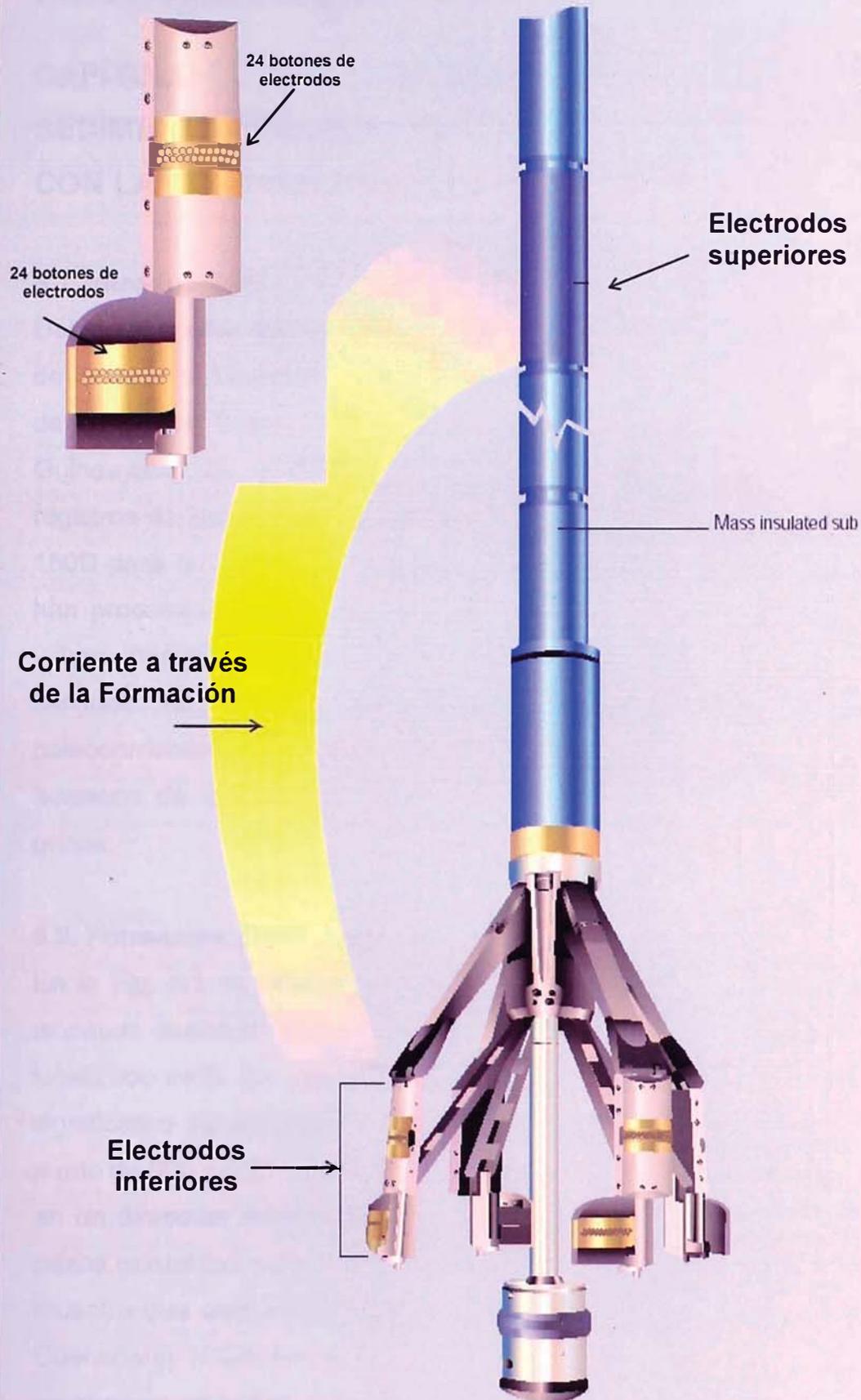
- Interpretación precisa y puntual de las características de la Formación.
- Data obtenida en ambientes difíciles, incluyendo pozos horizontales y desviados.
- Descripción mejorada de los reservorios.
- Estimación precisa del Pay (Zona considerada con petróleo que se pueda extraer).
- Resultado de los productos durante la fase de perforación, para la toma de decisiones.

5.7. Aplicaciones del registro de imagen Formation Microlmager en el presente estudio.

Las principales aplicaciones en las que se ha utilizado esta herramienta en el presente trabajo de investigación han sido:

- Interpretación de buzamientos estructurales y estructuras sedimentarias en todos los pozos.
- Interpretación de estratificaciones cruzadas en cada una de las formaciones arenosas del Cretácico, como son: Cushabatay, Agua Caliente, Chonta (Miembro Cético), Vivian y Casablanca.
- Con el azimut y el buzamiento de cada uno de los sets de estratificaciones cruzadas, se procedió a estimar las paleocorrientes correspondientes para cada una de las formaciones antes mencionadas.
- Con la dirección de las paleocorrientes y los mapas de isópacas de arena neta de cada una de las formaciones antes mencionadas se pudo reconocer las áreas fuentes para cada una de las formaciones del Cretácico de la Cuenca Marañón.
- Con el registro de Imagen se pudo identificar la dirección de los Campos de Esfuerzos circundantes a cada uno de los pozos que serán mencionados en el siguiente capítulo.
- Se pudo interpretar las direcciones de máximo esfuerzo horizontal (Fracturas Inducidas) y mínimo esfuerzo horizontal (Breakouts) circundante al pozo.
- Estas medidas de las direcciones de máximo y mínimo esfuerzo luego sirvieron para ser correlacionadas con la dirección de convergencia de placas y con algunos modelos como el del "World Stress Map" y el modelo de la NASA "Global Solid Earth Dynamics".

FLAP con 2 PADS



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Aplicaciones en el Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 5.1. Esquema de flujo de corriente eléctrica dentro de la herramienta FMI. Fuente: Schlumberger.

CAPÍTULO VI: INTERPRETACIÓN DE AMBIENTES SEDIMENTARIOS DEL CRETÁCICO EN LA CUENCA MARAÑÓN CON LA CONTRIBUCIÓN DEL REGISTRO FMI

6.1. Introducción.

Debido al interés que se tiene en seguir investigando los reservorios del Cretácico de la Cuenca Marañón, este estudio evaluó registros de imágenes de pozo FMI de los pozos: Buena Vista 1X, Delfin 2X, Carmen Este 1503D, Carmen 1502D, Guineayacu 1X, y Pavayacu 1113D. Adicionalmente se tomaron también 3 registros de imagen de tipo FMS4: Corrientes 141D, Pavayacu 145D y Pavayacu 150D para su chequeo y obtención de información parcial. Los registros que se han procesado son los de FMI, de los registros FMS4 se han considerado los valores finales obtenidos de algunos informes con el fin de contar con una mayor cantidad de datos y así poder interpretar estructuras sedimentarias y paleocorrientes, con ayuda de correlaciones estratigráficas regionales, mapas isópacos de arena neta, descripción de núcleos y de registros litológicos de pozos.

6.2. Formación Cushabatay

En la Fig. 6.1 se muestra el mapa isópaco para la Formación Cushabatay. Las isópacos muestran de manera clara la existencia de un depocentro sedimentario localizado entre los pozos Santa Elena y Patoyacu, el cual muestra un aumento significativo del espesor de la Formación Cushabatay (desde un espesor de 30 m a uno de 500 m). El depocentro muestra una clara morfología elongada y estrecha en un dirección aproximada E-W. El análisis de una línea de correlación de los pozos existentes siguiendo una transversal a la zona de engrosamiento (Fig. 6.2) muestra que este se produce especialmente en la parte inferior de la Formación Cushabatay (Cushabatay A), esta no esta presente en todos los pozos tal y como se observa en la Fig. 6.2, sino que parece acuñarse y desaparecer al alejarse de la zona con mayores valores isopáquicos tal y como se observa en el mapa isópaco para la Formación Cushabatay "A" (Fig. 6.3). El tope de Cushabatay A viene representado por un delgado nivel lutítico de amplia distribución regional y

que puede trazarse a modo de nivel guía. Por encima de este nivel inferior de la Formación Cushabatay, el espesor restante es prácticamente isópaco y lo llamaremos Cushabatay B, tal y como se muestra en el mapa isópaco de este miembro en la Fig. 6.4. Con estas observaciones pudiera deducirse que el intervalo de Cushabatay A representa un evento de colmatación de un depocentro previo al que posteriormente se le superpone el evento Cushabatay B, el cual daría lugar a una peneplanización y uniformización del relieve existente, mostrándose a modo de manto clástico uniforme sobre toda la cuenca. No existen datos de paleocorrientes dentro del intervalo Cushabatay "A", si bien es de esperar que muestren un patrón E-W debido a una sedimentación confinada en un depocentro alargado en esa misma dirección, por el contrario, las paleocorrientes medidas dentro del intervalo Cushabatay B (medidas en los pozos Buena Vista-1X y Guineayacu-1X por medio del análisis de FMI) tendrían una dispersión considerable tal y como puede observarse en la Fig. 6.1 en la cual se muestra el mapa isópaco con superposición de las paleocorrientes extraídas de los FMI de estos pozos, debido a la ausencia de barreras laterales que canalizan el flujo clástico.

El origen de este depocentro sedimentario pudiera ser discutido, pero existen evidencias suficientes para pensar que se trata de una prolongación del tren de Rifts Paleozoicos desarrollados en las cuencas intracratónicas Brasileñas de Acre y Solimoes estudiadas por Mossman (1986) como ya ha sido adelantado por Laurent (1995). Parte de estas evidencias son:

- Continuidad lateral entre el depocentro y la prolongación de los rifts Fig. 6.5.
- Extensión lateral similar mayor de 400 Km.
- Extensión temporal muy similar, los rifts paleozoicos tienen una extensión temporal hasta el Cretácico Inferior.

La expresión en registros eléctricos (GR) del intervalo Cushabatay A es principalmente masiva y agradante. El intervalo Cushabatay B muestra una respuesta muy similar en su parte inferior, si bien los últimos metros vienen representados por un carácter retrogradante (Fig. 4.7).

Las areniscas de Cushabatay A son generalmente blancas a cremosas, con tamaño de grano grueso a muy grueso, subangular a angular, clasificación pobre y matriz tobácea.

Las areniscas de Cushabatay B son por lo general rojo púrpura, ocasionalmente blancas, el tamaño de grano es de grueso a muy grueso (hasta microconglomerático), menormente mediano, los granos de cuarzo son hialinos, sueltos, de subangulares a subredondeados, con clasificación pobre y comúnmente matriz tobácea. Hacia el tope se produce un cambio importante, y las areniscas se transforman en blancas, claras con granos de cuarzo translúcidos y tamaño de grano fino a medio.

Puede apreciarse que las arenas de Cushabatay A y B no presentan variaciones litológicas muy marcadas, siendo el color y la angulosidad de los granos los únicos elementos cambiantes.

La supuesta orientación proviene de las paleocorrientes con dirección estimada E-W, junto con la litología, carácter masivo en los registros eléctricos (grandes paquetes agradantes de arena de entre 30-50 m de espesor separados por intervalos métricos lutíticos), sugieren el depósito bajo condiciones fluviales en sistemas trenzados para el intervalo de Cushabatay A, si bien con un alto grado de encajonamiento para el sistema (paleocorrientes unidireccionales hacia el W) debido a las condiciones confinadas del depocentro sedimentario.

Para el Cushabatay B, las litologías presentes, fundamentalmente microconglomerados tobáceos, con pobre selección y carácter subredondeado de los granos de cuarzo junto con el carácter disperso de las paleocorrientes con azimuts de 250°-310° (Fig. 6.4, 6.5, 6.6 y 6.7), la existencia de gran cantidad de superficies de erosión internas dentro de las arenas, así como de gran cantidad de intervalos más lutíticos con desarrollo de huellas de raíces (posibles barras fluviales abandonadas), el carácter masivo y agradable de los registros eléctricos, y la amplia distribución areal de los sedimentos de Cushabatay B a lo largo de toda la cuenca, sugieren que la sedimentación se produjo bajo la acción de corrientes fluviales de tipo trenzado alimentadas por un gran sistema fluvial procedente del E o cuenca Protoamazónica (Martinez, 1980).

La presencia de glauconita en grandes cantidades hacia la parte superior, junto con la expresión retrogradante que muestran los registros eléctricos (llegando a pasar a lutitas en última instancia al tope de Cushabatay) y el carácter de las areniscas (finas a medias), sugieren un cambio en las condiciones de sedimentación, mostrando una influencia marina significativa y una ralentización

en la sedimentación. No existen evidencias sobre los posibles ambientes sedimentarios bajo los cuales tuvo lugar la sedimentación del tope de Cushabatay B, pero pareciera lógico pensar en unas condiciones estuarinas o similares.

6.3. Formación Raya

La Formación Raya debido a su carácter marino abierto, está representada, sobre todo en la región W de la cuenca por un grueso paquete de lutitas fácilmente identificable por su GR en registros eléctricos (Fig.4.7). Estas lutitas experimentan un marcado cambio lateral de facies hacia el E, el cual se observa claramente en el mapa isópaco de arena neta (Fig. 6.8), se puede ver claramente que a partir de una línea bien definida, las lutitas pasan a arenas y comienzan a tener cada vez un mayor espesor. Esta línea de cambio representa además el punto a partir del cual el sello vertical de la Formación Raya deja de ser eficiente (informe interno de Repsol YPF) y por lo tanto los potenciales fluidos circulando a través del reservorio de la Formación Cushabatay pudieran experimentar el proceso de migración vertical y migrar a través de este intervalo (cada vez más arenoso hacia el E) hacia los reservorios superiores como la Formación Agua Caliente y otros. El registro FMI no ha sido conclusivo en cuanto a ambientes sedimentarios de la Formación Raya se refiere.

6.4. Formación Agua Caliente

El mapa isópaco de la Formación Agua Caliente (Fig. 6.9) muestra una concentración de arenas en la parte E y SE de la cuenca. El trazado de las curvas isópacas muestra lóbulos arenosos elongados según esas direcciones. Hacia la zona del lote 1AB no se tiene la data suficiente para poder definir la forma exacta de la distribución de arenas, debido a que muchos de los pozos no han llegado a perforar hasta la Formación Agua Caliente, es por eso que con estos pocos datos, se ha tratado de inferir la forma de los depósitos de las arenas. Tan solo 4 de todos los pozos que han atravesado la Formación Agua Caliente en la cuenca tienen registro de imagen FMI, dado que se hayan distribuidos de manera que cubren todo el espectro completo desde plataforma hasta cuenca, los resultados han podido ser analizados dentro de un marco regional con resultados interesantes.

Las areniscas de la Formación Agua Caliente son por lo general blancas, blancas amarillentas o rosadas. Los granos de cuarzo son por lo general claros, translúcidos con tamaño de grano de medio a grueso y ocasionalmente muy grueso. Son granos subangulares a subredondeados y con un clasificación pobre. La respuesta de los registros eléctricos es muy similar para todos los pozos de la cuenca, mostrando entre uno y dos paquetes arenosos, masivos hacia la base y con carácter retrogradante (adelgazamiento del espesor de las capas y carácter granodecreciente) hacia el tope (Fig. 4.7).

Las paleocorrientes muestran gran dispersión (hasta 180 grados en la parte central, en el pozo Guineayacu tal y como puede observarse en la Fig. 6.10A), si bien llevan una dirección dominante E-W y SE-NW. En los pozos del N, como Carmen, Buena Vista y Delfín los aportes indican direcciones SE-NW.

Es destacable que hacia el tope del primer paquete arenoso de la Formación Agua Caliente se han observado patrones de paleocorrientes con carácter bipolar, indicativas de una posible influencia marina (Fig. 6.10B), lo cual confirma que esta Formación pudiera tener una influencia marina hacia el tope de cada uno de los dos ciclos (adelgazamiento del espesor de las capas y carácter granodecreciente). Adicionalmente, alguno de los pozos del Campo Carmen muestra la presencia de estructuras que parecen ser galerías de bioturbación, lo cual en caso de ser cierto confirmaría la existencia de eventos de incursión marina. Las litologías encontradas en los paquetes arenosos masivos (areniscas blancas, gruesas a muy gruesas, mala clasificación y un carácter masivo en los registros eléctricos) junto con las paleocorrientes observadas, la presencia de bioturbación y la repetida presencia de superficies de erosión internas dentro de los paquetes de arena pudieran indicar condiciones fluviales para su depósito, específicamente se trataría de areniscas depositadas bajo la influencia de un sistema fluvial tipo trenzado, con canales trenzados muy poco profundos, muy divagantes y barras arenosas a microconglomeráticas. Estos sistemas tendrían una amplia distribución lateral, o sea que habrían sido depositados en amplias llanuras aluviales con extensiones superiores a los 400-500 Km., ejemplos actuales con el sistema braided del Río Bramaputra en la India documentan su existencia pasada.

6.5. Formación Chonta

Con objeto de proceder al conteo de espesores de arena, se decidió dividir a la Formación Chonta en tres miembros, a los que hemos denominado Chonta 1, 2 y 3 (Fig. 4.8):

- Chonta (1) viene representado por aquellas arenas que se encuentren por debajo de la base de la Caliza Chonta y sobre el tope de la Formación Agua Caliente, para los casos en que la Caliza no se encuentra presente en el registro, se ha correlacionado un marcador regional (tope de un set de parasecuencias retrogradante). El mapa isópaco de arena neta de este Miembro se muestra en la Fig. 6.11. El que tendría su equivalencia con la arena principal de Chonta Cético, uno de los reservorios más importantes en la Cuenca Marañón.

- Chonta (2) viene representado por las arenas que se encuentran entre el tope de la Caliza principal de Chonta y la base de la Caliza "M1" (nombre que se utiliza para denominar a esta caliza en la Cuenca Oriente), se la ha denominado Miembro Chonta (2). La Caliza "M1" se logra apreciar en algunos pozos, sobre todo en aquellos ubicados en la zona Noroeste de la Cuenca como son Forestal-3X, Shiviyacu NE-1X, Jibarito-2X. El mapa isópaco de arena neta para este Miembro se muestra en la Fig. 6.12.

- Chonta (3) viene representado por las arenas que se encuentren entre el tope de la Caliza "M1" y el tope de la Formación Chonta, se contabilizarían como areniscas del miembro Chonta (3). El mapa isópaco para este Miembro se muestra en la Fig. 6.13, como se aprecia en la figura este intervalo arenoso se ubica hacia el SE de la Cuenca Marañón, indicando la posible cercanía de la zona de aporte para esta Formación.

Se decidió realizar esta separación porque el software de conteo de arenas basa sus medidas en un cut off de GR que las calizas pasan (GR limpio similar al de las arenas). De haber tomado el paquete en conjunto, las calizas hubieran sumado también como arenas netas, por lo cual se decidió sacarlas por medio de un filtro manual y realizando un conteo separado. Finalmente se sumaron las arenas de Chonta 1, 2 y 3 y se sacó un único mapa isópaco, el cual se muestra en la Fig. 6.14. Este mapa muestra espesores importantes de arena en la zona S y Centro de la Cuenca, estas arenas muestran una geometría de los cuerpos alargados según una dirección SSE-NNW. Las paleocorrientes de los cuerpos muestran una

elongación igual a la de los cuerpos arenosos con orientaciones azimutales de 320° , si bien existen dispersiones importantes de hasta 100° (de 220° - 320°). En particular los mapas de las Fig. 6.11, 6.13 y 6.14 muestran cuerpos aislados y alargados de manera paralela a la paleolínea de costa. El mapa de la Fig. 6.12 no muestra este efecto.

Una correlación regional siguiendo esta línea de elongación (Fig. 4.5, Regional 7) muestra que los cuerpos arenosos tienen espesores muy importantes en la zona centro & sur y pasan lateralmente hacia el NNW a paquetes lutíticos de gran espesor intercalados con paquetes arenosos. Los patrones de apilamiento de estas arenas son los de dos grandes sets de parasecuencias retrogradantes (adelgazamiento del espesor de las capas y carácter granodecreciente hacia el tope), constituidas por al menos 5-6 parasecuencias con la misma respuesta (Fig. 6.15). Ambos sets de parasecuencias están separados por un set de parasecuencias progradante (engrosamiento del espesor de las capas y carácter granocreciente) tal y como puede observarse en la Fig. 6.15. La parte superior de la Formación Chonta (Mbo. Pona) presenta carácter lutítico regionalmente desde el depocentro de la cuenca hasta sus márgenes.

Como se detalla más adelante la caliza de Chonta tiene una distribución regional condicionada por la proximalidad-distalidad de las fuentes de sedimentos clásticos en la cuenca, es así que donde disminuye la cantidad de clásticos tiene desarrollo la plataforma carbonatada (Fig. 4.5, Regional 7).

Las litologías observadas en los rípios y núcleos de la Formación Chonta indican la presencia de gran cantidad de glauconita para toda la sección, en los pozos del Bloque 39 de Repsol YPF, la glauconita está ausente en la parte inferior de la Formación Chonta y coincidentemente las facies son algo distintas, esta parte inferior muestra granulometrías gruesas a muy gruesas, clasificación pobre, granos subangulosos a subredondeados y ausencia de glauconita, adicionalmente las paleocorrientes no son bidireccionales como en el resto de la sección (Fig. 6.16). El resto de la sección arenosa consiste en areniscas finas a medias con granos de cuarzo subredondeados, con buena clasificación y gran abundancia de glauconita, adicionalmente y como se ve en la Fig. 6.16 las paleocorrientes son bidireccionales. En base a las litologías de este intervalo inferior y también en base al carácter unidireccional de las paleocorrientes hacia

el WNW, se estima que puedan haberse depositado en ambientes fluviales tipo trenzado, si bien la parte superior con sus litologías y paleocorrientes pareciera estar indicando ambientes deposicionales dentro de la plataforma marina con gran influencia mareal, probablemente en un contexto de dunas submarinas “sand waves” migrando de S a N. Los estudios de núcleos realizados para los campos del Bloque 1AB, muestran una variedad de ambientes que van desde ambientes de playa (desde la zona submareal “shoreface” a zona supramareal “backshore”), canales mareales hasta lagoon (Pardo & Orosco, 1992).

La zona centro y E de la cuenca (área del Lote 8) muestra espesores de arena en esta Formación que son totalmente anómalos al compararlos con las arenas dentro de los Lotes 39 y 1AB (Fig. 4.5). Estas arenas muestran características sedimentológicas indicativas de una sedimentación producida en un medio ambiente costero, con paso de ambientes desde fluvial hasta una zona submareal “shoreface” (Blanco et al., 2002). Los sedimentos registran un paso de estuario dominado por mareas suprayaciendo a fluviales trenzados “braided”, pasando a condiciones más marinas con la instauración de una zona submareal abierta “shoreface”. Estos grandes espesores de arena podrían conciliar con una sedimentación producida en un ambiente de boca de estuario con grandes cordones arenosos de tipo “inlet”/barrera estuarina, como los observados en los ejemplos de (Reinson, 1992) (Fig. 6.17) o también con dunas submarinas / barras submarinas (“sand waves”/“offshore bars”) migratorias paralelos a la línea de costa en las proximidades de una boca de estuario a juzgar por las paleocorrientes paralelas a la línea de costa observadas como p.e. en los pozos Pavayacu-113D y Carmen-1503D (Fig. 6.18 A&B), a estas paleocorrientes paralelas a la costa, se superponen otras perpendiculares que son más bien indicativas de la influencia mareal sobre estas barras. Ejemplos similares pueden observarse en las areniscas Shannon de edad Cretácico en Wyoming (Bloch, 2002). Las corrientes responsables de la morfología y elongación paralela a la línea de costa que muestran los cuerpos vendrían dadas por las corrientes de plataforma “longshore currents” (Fuente Internet: Nacional Imagery and Mapping Agency). La distribución vertical de los cuerpos estaría controlada por el eustatismo, así como su estructura interna (distribución de parasecuencias) tal y como puede observarse en la Fig. 6.15. Adicionalmente a todo lo anterior, la

Formación Chonta presenta en casi todos los pozos estudiados signos inequívocos de bioturbación, lo cual certifica su sedimentación bajo condiciones marinas, un ejemplo de la presencia de bioturbación puede observarse con claridad en el pozo Buena Vista-1X (Fig. 6.18 C).

La zona de alimentación de clásticos estaría situada en la zona centro o sur (desembocadura del Protoamazonas) y de ahí una vez llevados dentro del medio marino, estos habrían sido transportados de S a N según la dirección regional de corrientes marinas en forma de dunas submarinas migratorias dentro de una columna de agua poco profunda.

6.6. Formación Vivian

En el mapa isópaco de la Fig. 6.19 se pueden observar dos zonas con espesores importantes de arenas, una de ellas en el margen E de la cuenca y la otra en el margen W. La zona E muestra una banda N-S de arenas con espesores importantes de (> 80 m), esta banda se desarrolla entre la zona sur del Bloque 39 de Repsol y pasa sobre el Arco de Contaya extendiéndose hasta el Bloque 31-F de Maple. La zona W tiene muy pocos datos y todos ellos procedentes de afloramientos, los valores de espesor han sido restituidos palinspasticamente a su posición original previa la deformación que levanta la cordillera.

Las areniscas de carácter masivo (parte baja y media) de la Formación Vivian (Fig. 4.8) son blancas, con granos de cuarzo sueltos, con tamaño de grano entre medio y muy grueso, muestran buena clasificación y son subredondeadas a subangulosas. Por el contrario, hacia el tope las areniscas se hacen finas a muy finas, subangulares a subredondeadas, con buena clasificación y muestran abundante presencia de glauconita. Esta parte superior coincide con la parte en la cual los registros eléctricos muestran un patrón tipo retrogradante, como el que se observa en la Fig. 4.8.

Las paleocorrientes determinadas a partir de la interpretación de 6 registros de imagen indican un patrón de orientaciones muy disperso (de hasta 90°), si bien hay tres patrones claros y repetidos con azimuts de 205°, 270° y 300°. La combinación de la información litológica (areniscas gruesas, con buena clasificación, subredondeadas), paleocorrientes con alta dispersión pero unidireccionalidad marcada hacia el W y ángulos progresivamente más bajos en

la vertical de los cuerpos arenosos (Fig. 6.20 A), presencia de estructuras tales como huellas de raíces o “root casts” observados en FMI (Fig. 6.20 B), presencia de superficies de erosión (interpretadas en registro FMI) y la morfología de los cuerpos determinada por medio de los mapas isópacos, nos permiten determinar que las areniscas de la Formación Vivian fueron probablemente depositadas bajo la influencia de un sistema fluvial trenzado de tipo “braided” (amplia dispersión en abanico de las paleocorrientes como se ve en las Fig. 6.21 A y B) cuya entrada en la cuenca es desde el E (Escudo Brasileño), donde el sistema fluvial se abre como un embudo una vez que sale del encajonamiento experimentado dentro del valle fluvial del Protoamazonas aguas arriba tal y como se observa en las Fig. 6.22 A y B donde las paleocorrientes son más unidireccionales y con un patrón de menor dispersión.

Las evidencias litológicas (areniscas más finas y escogidas con abundante glauconita) combinadas con la morfología de los registros eléctricos y con la ayuda del FMI, el cual visualiza la presencia de intervalos altamente bioturbados para la parte superior de la Formación Vivian (Fig. 6.21), indican condiciones marinas para la sedimentación de la parte superior de este intervalo.

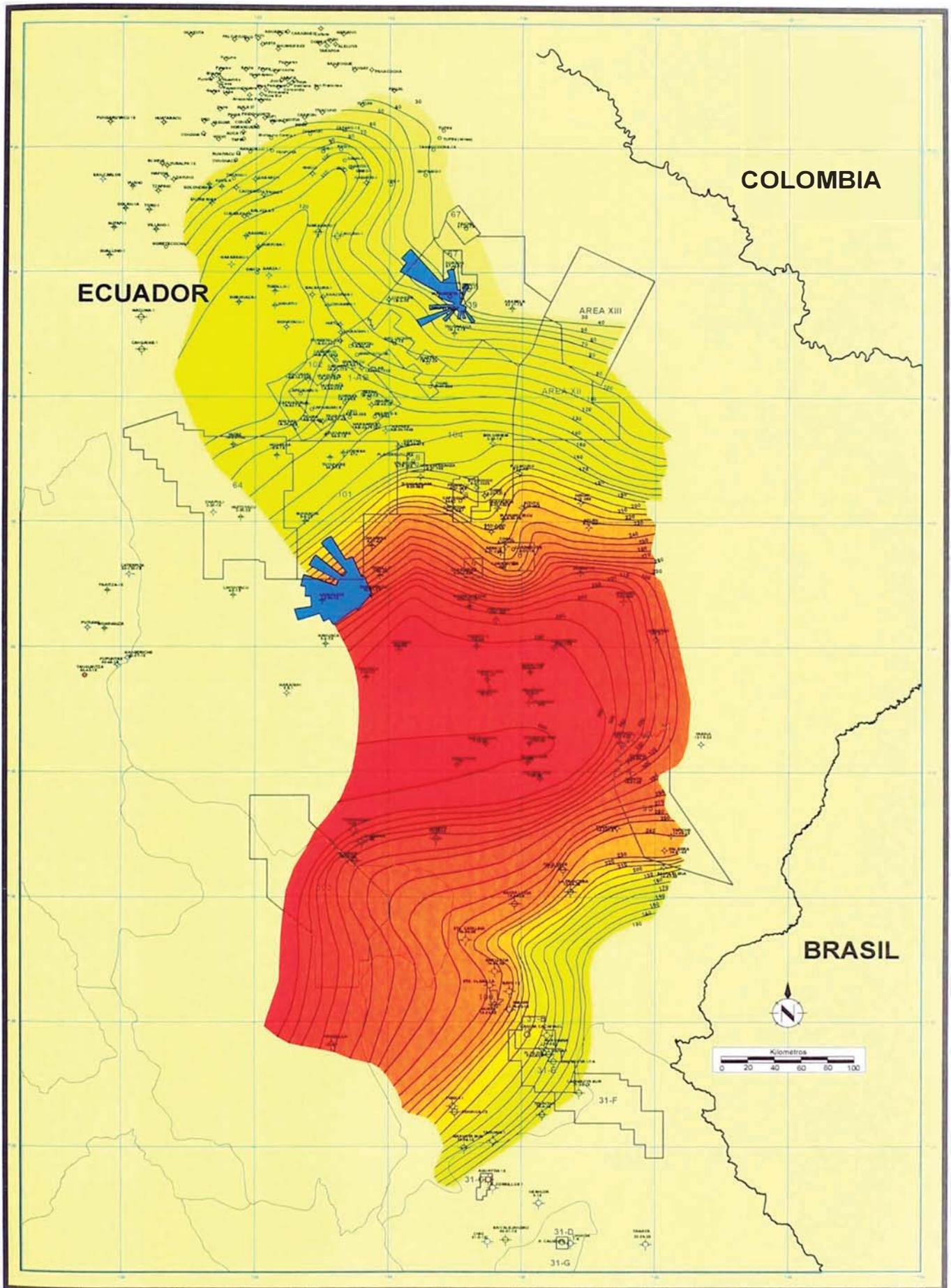
6.7. Formación Casablanca

Algo muy similar a lo observado en la Formación Vivian es lo que se interpreta en la Formación Casablanca, si bien en el mapa isópaco de la Fig. 6.23 se observa que los cuerpos arenosos engrosados tienen una expresión más marcada en el interior de la cuenca que en el caso de la Formación Vivian donde los grandes espesores se localizan en las proximidades del escudo. Parece también observarse un efecto compensatorio de la sedimentación y migración del depocentro hacia el N de donde se localizaba en la Formación Vivian. El efecto embudo por la entrada del sistema fluvial Protoamazónico en la llanura aluvial es observado de la misma manera que en la Formación Vivian.

Las paleocorrientes interpretadas a partir del registro de imagen FMI, indican patrones con una dispersión similar a la observada en la Formación Vivian, con orientaciones predominantes para los 5 pozos existentes con azimut de 320° pero con una alta dispersión asociada (Fig. 6.24), si bien existen también algunas paleocorrientes con azimuts de 270° y 360°. No existen pozos con registros de

imagen FMI al S de la posible entrada del Protoamazonas en la Cuenca Marañón, si bien se piensa que en caso de poder medir paleocorrientes en pozos de ese sector, estas indicarían azimuts de 200° y 270°.

Al igual que en la Formación Vivian, la Formación Casablanca muestra un patrón de registros eléctricos muy similar, con un miembro inferior masivo y de carácter agradable y un miembro superior retrogradante con un patrón típico de adelgazamiento de capas hacia el tope así como una tendencia granodecreciente (Fig. 4.8). Las litologías al igual que en la Formación Vivian reflejan esta diferencia en el patrón de los registros eléctricos, teniendo en la parte inferior areniscas masivas gruesas a microconglomeráticas, con granos subredondeados a subangulares y clasificación pobre. En esta parte inferior se observan estratos convolutos "convolute bedding" indicativos de capas apretadas (compresión) presentándose como un estructura sedimentaria similar a un anticlinal confinado entre capas no deformadas, teniendo un ejemplo muy claro en el pozo Buena Vista-1X, tal y como se observa en la Fig. 6.25. Hacia la parte superior las areniscas se hacen más sucias, finas a muy finas, con matriz arcillosa, subredondeadas a subangulares, con buena clasificación y gran presencia de glauconita. Las interpretaciones basadas en las litologías, paleocorrientes y mapas isópacos sugieren una depositación bajo sistemas fluviales tipo trenzado o "braided" para la parte inferior y una notable influencia marina para la parte superior, con presencia de areniscas depositadas bajo la acción del oleaje en una posible zona sublitoral "shoreface". La orientación preferente de las paleocorrientes según unos azimuts de 320° a 360° refleja la posible migración de los sistemas fluviales hacia el N en respuesta a una migración en el mismo sentido del depocentro como parte de la actividad compensatoria de la sedimentación.



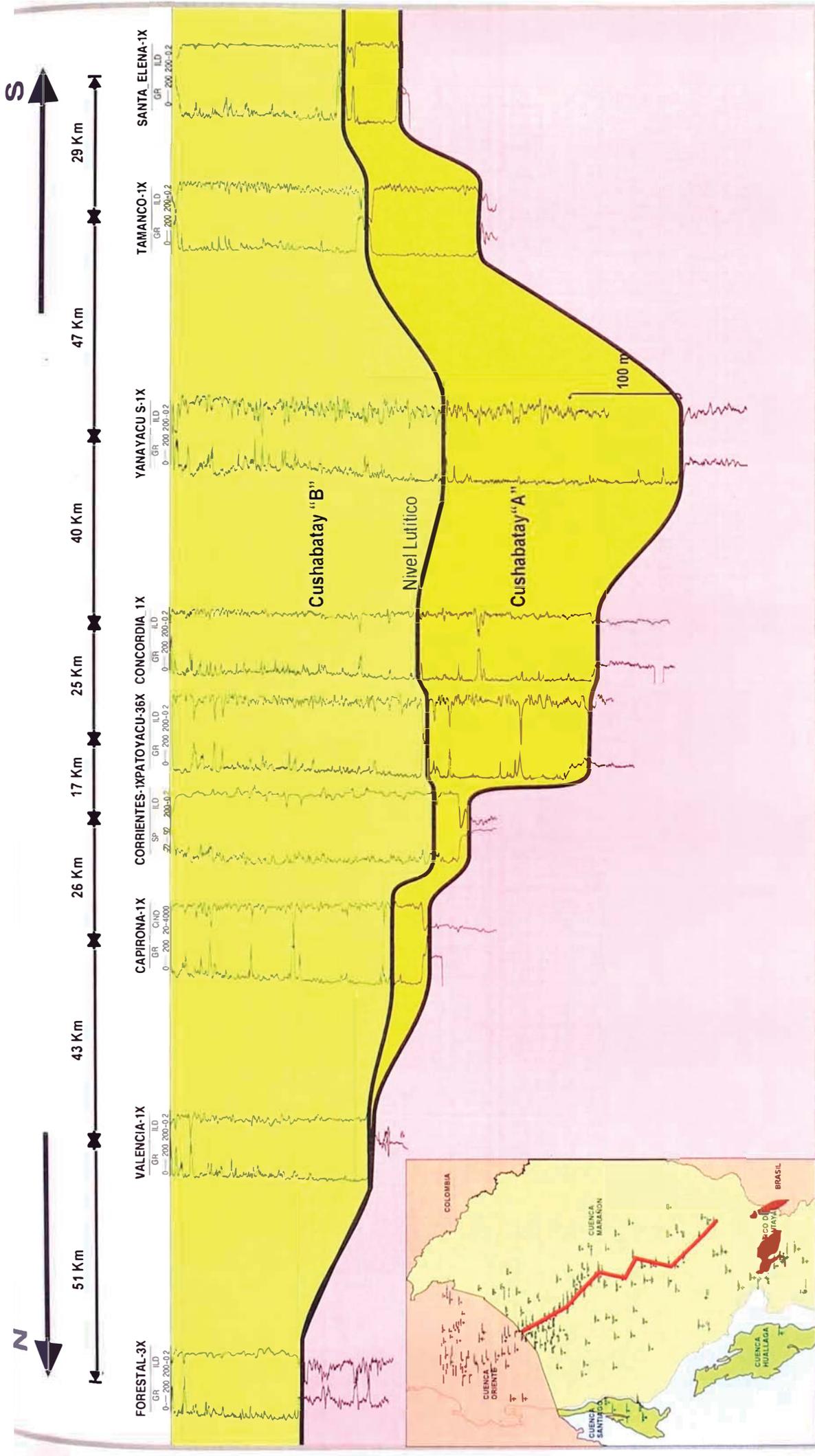
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.1. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Cushabatay Total. En azul se muestran las rosas de orientación de paleocorrientes medidas en los dos únicos pozos con registro de imagen en la Fm. Cushabatay.

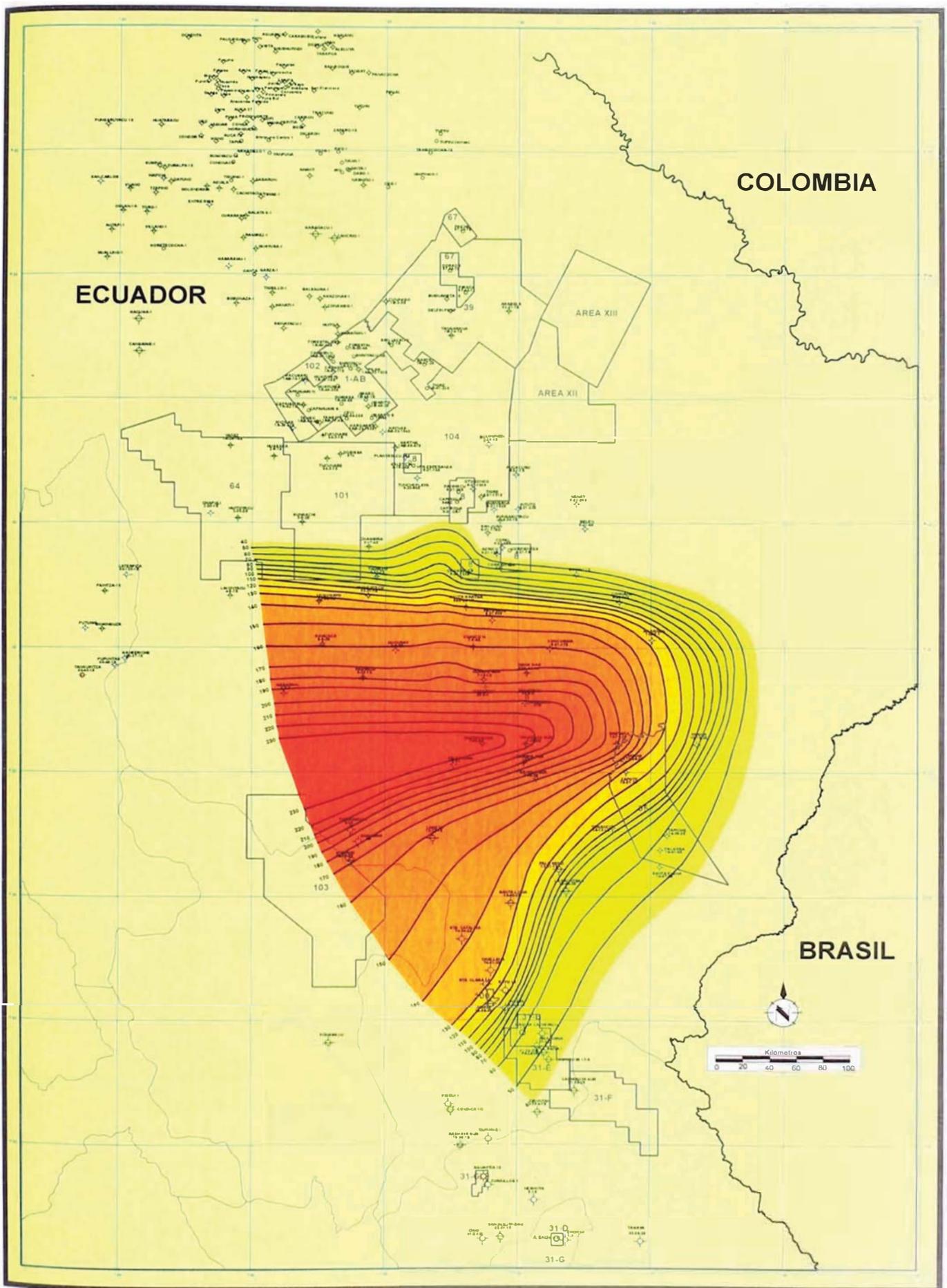


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañon, Perú”

Fig. 6.2. Corte transversal a través del depocentro sedimentario de la F.m. Cushabatay. El corte muestra claramente la existencia de los Miembros Cushabatay “A” y “B”, ambos separados por un nivel lutítico de distribución regional.



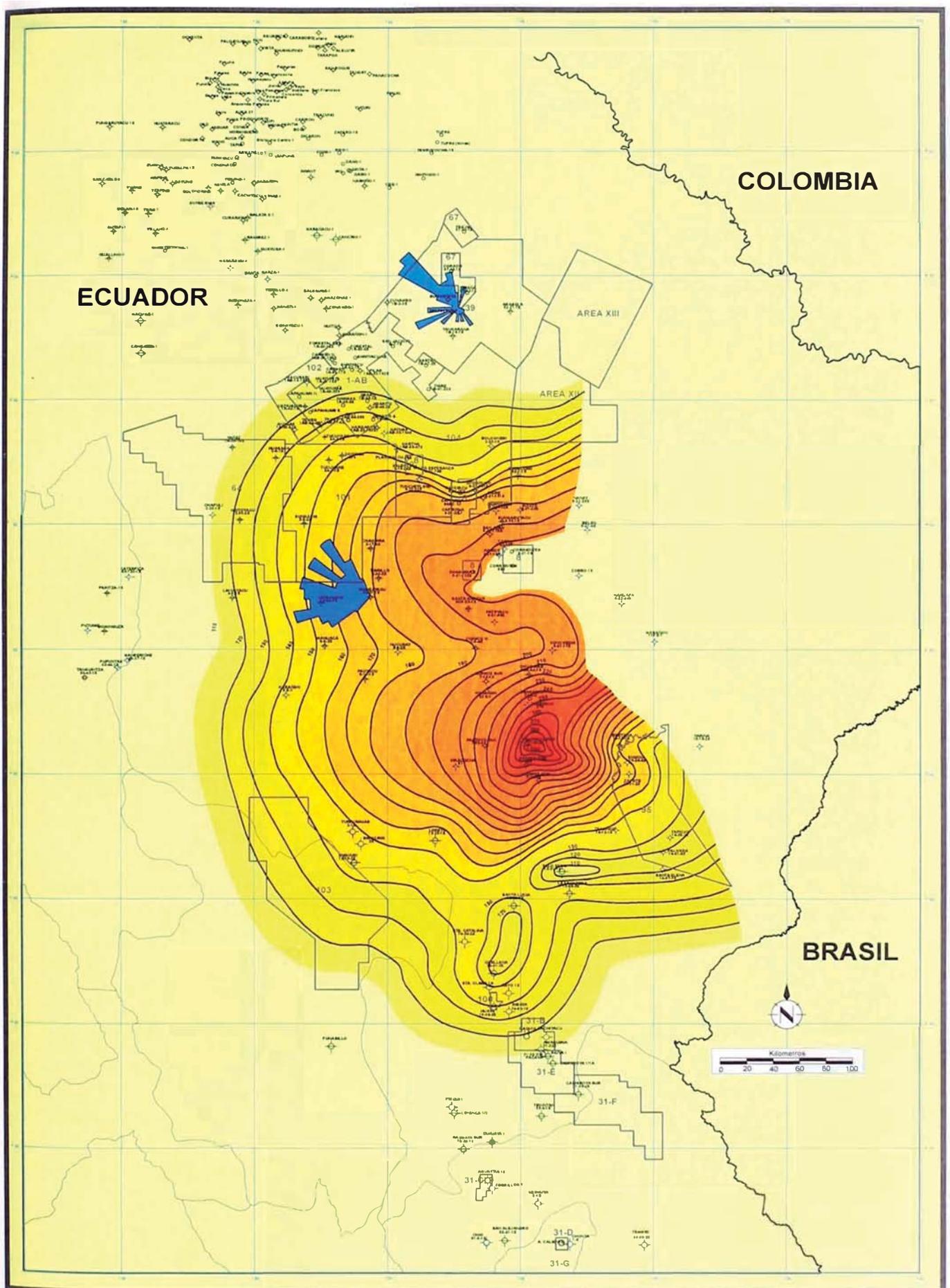
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.3. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Cushabatay “A”. La figura muestra claramente la concentración de arenas dentro del depocentro y su acuñamiento hacia los bordes del mismo.



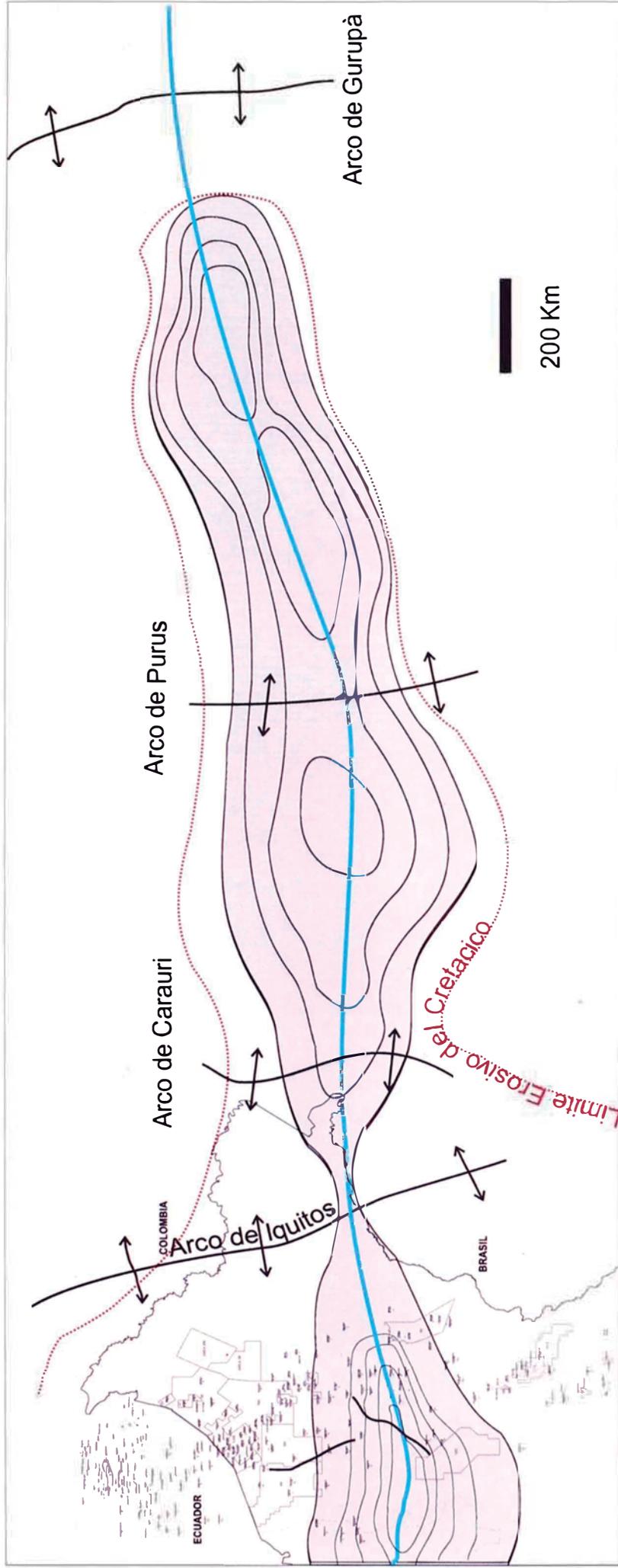
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.4. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Cushabatay “B”. La figura muestra claramente la colmatación del depocentro anterior y la sedimentación extensa de este nuevo miembro.



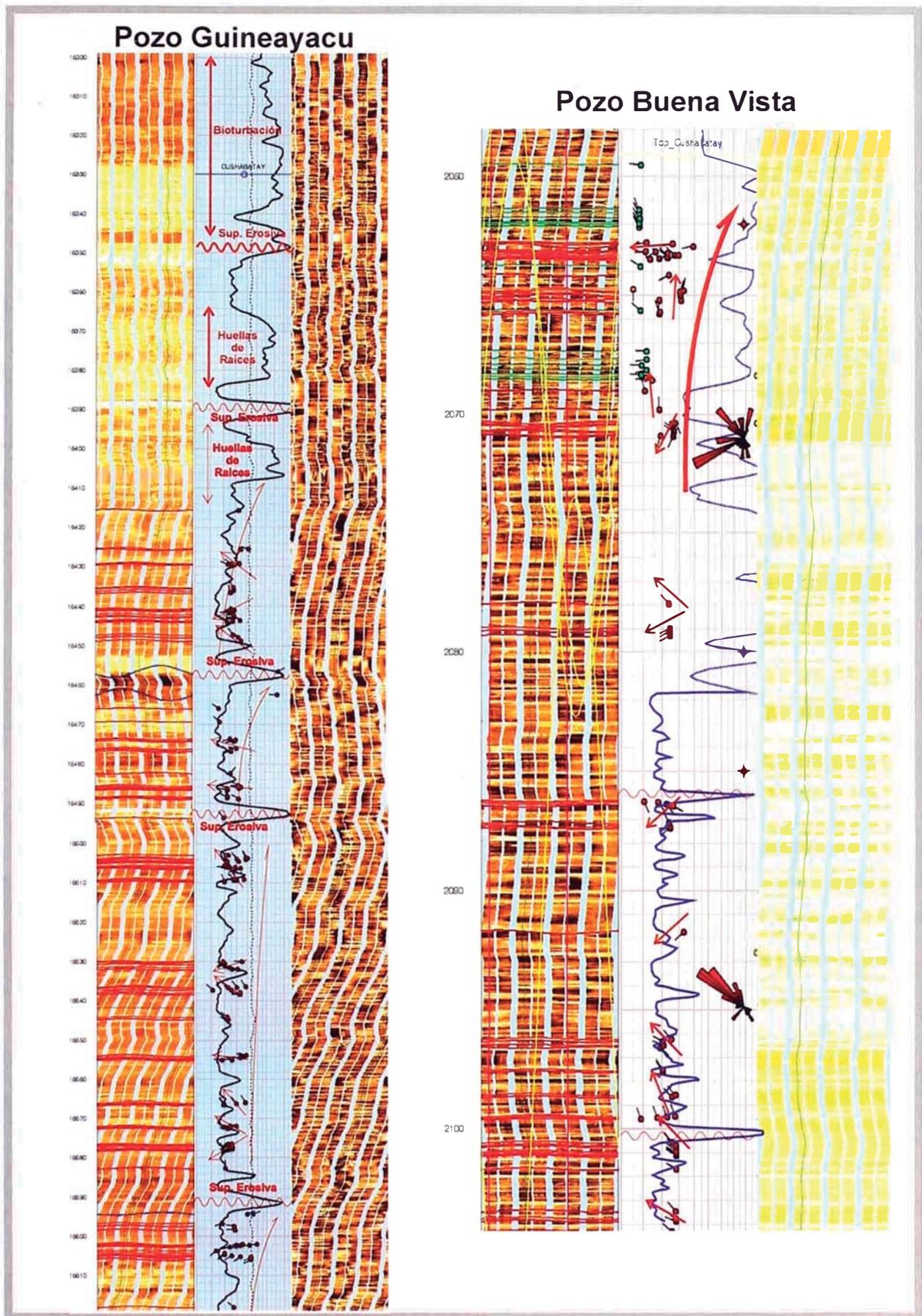
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERU
Sucursal del Perú

"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Aplicaciones en el Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 6.5. Continuidad lateral entre los depocentros sedimentarios Paleozoicos en las Cuenca Acre-Solimoes y el depocentro sedimentario para el Cretácico Inferior en la Cuenca Marañón. Modificado de Mosman et al (1986)



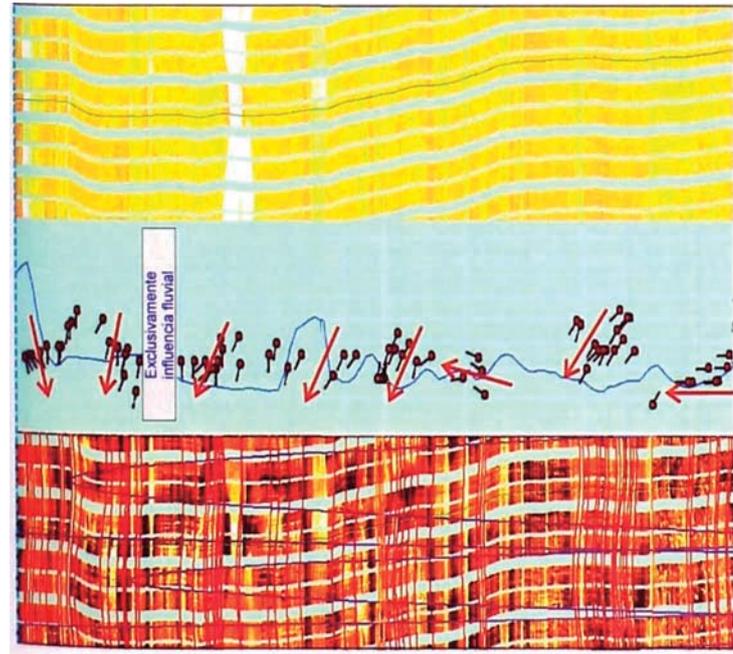
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



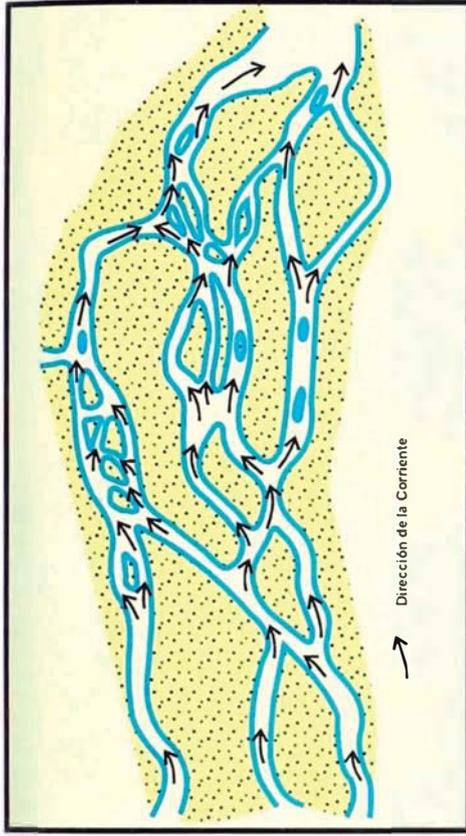
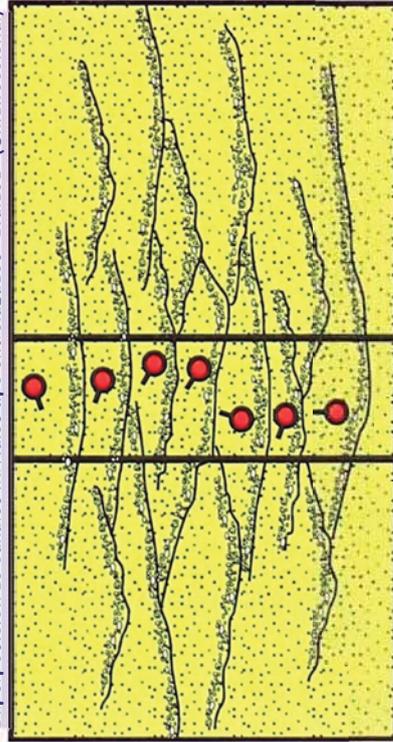
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.6. Estratificaciones cruzadas planares típicas de la Fm. Cushabatay en los pozos A) Guineayacu y B) Buena Vista. Se puede observar la existencia de otras características típicas de sistemas fluviales entrelazados “braided” como las huellas de raíces en barras, abandonadas, superficies de erosión y paleocorrientes de gran dispersión (de hasta 180°).

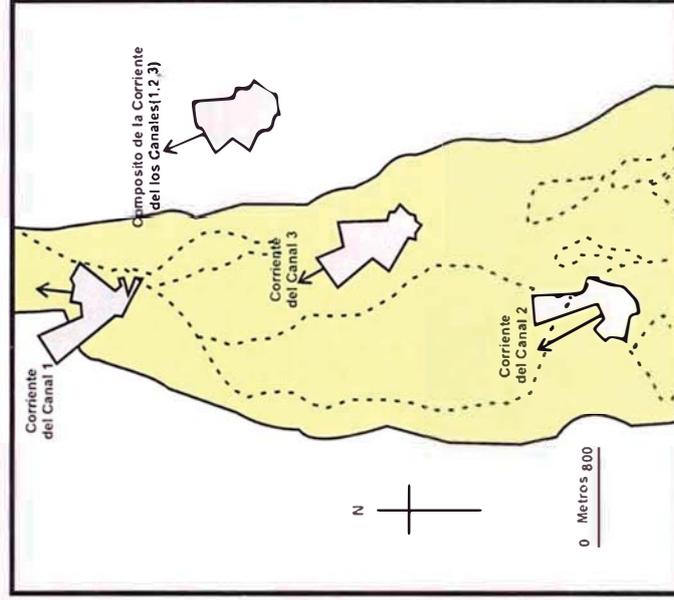


A)

Superposición de canales fluviales tipo entrelazados "braided" (Unidireccional)



B)

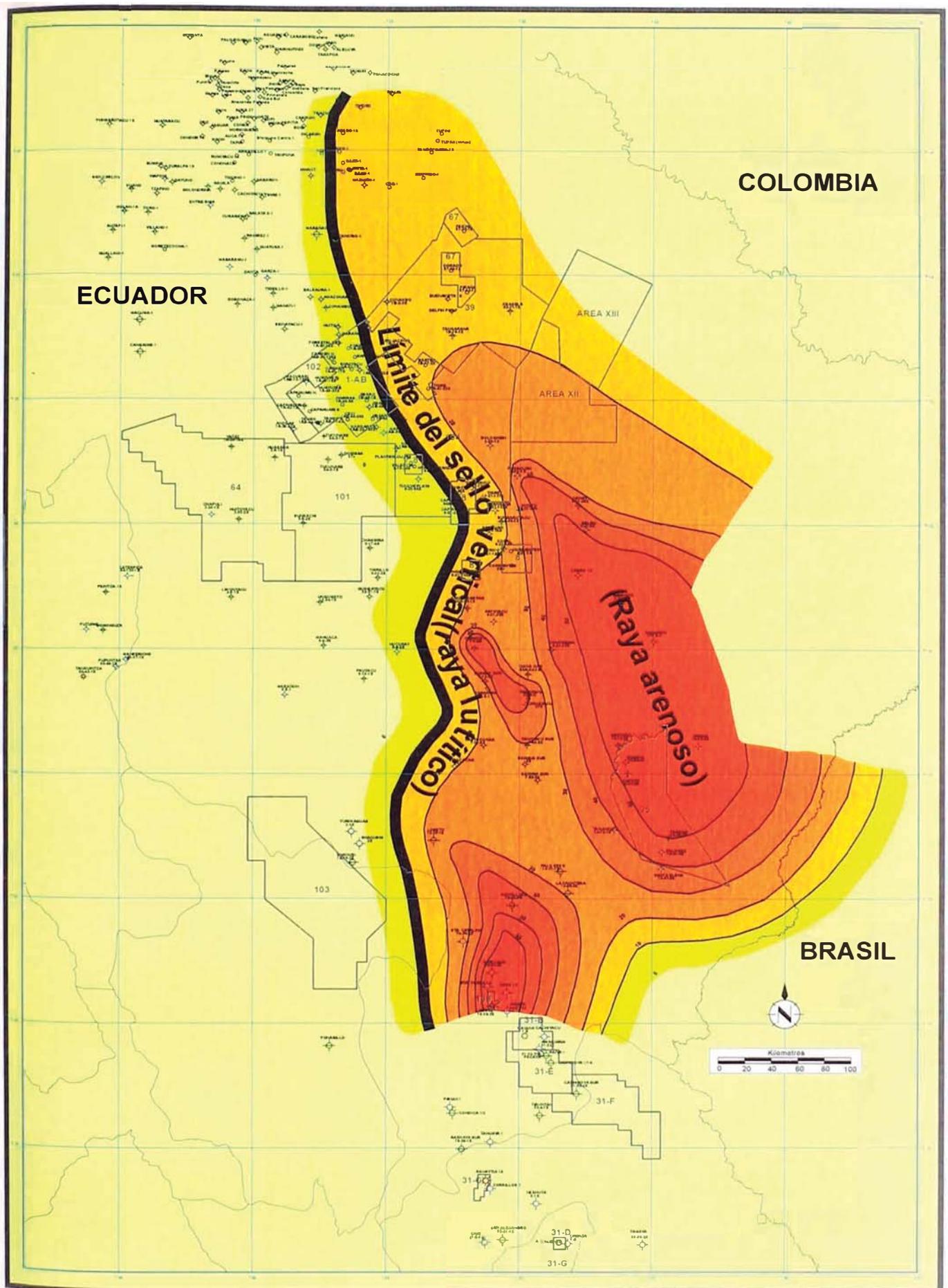


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minería y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERU
Sucursal del Perú
REPSOL
YPF

"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maranhão, Perú"

Fig. 6.7. A) Superposición de canales fluviales trenzados. Las paleocorrientes son unidireccionales (van todas hacia el W, si bien existe una gran dispersión de hasta 100° entre ellas. B) Carácter disperso de las paleocorrientes en un sistema fluvial entrelazado.



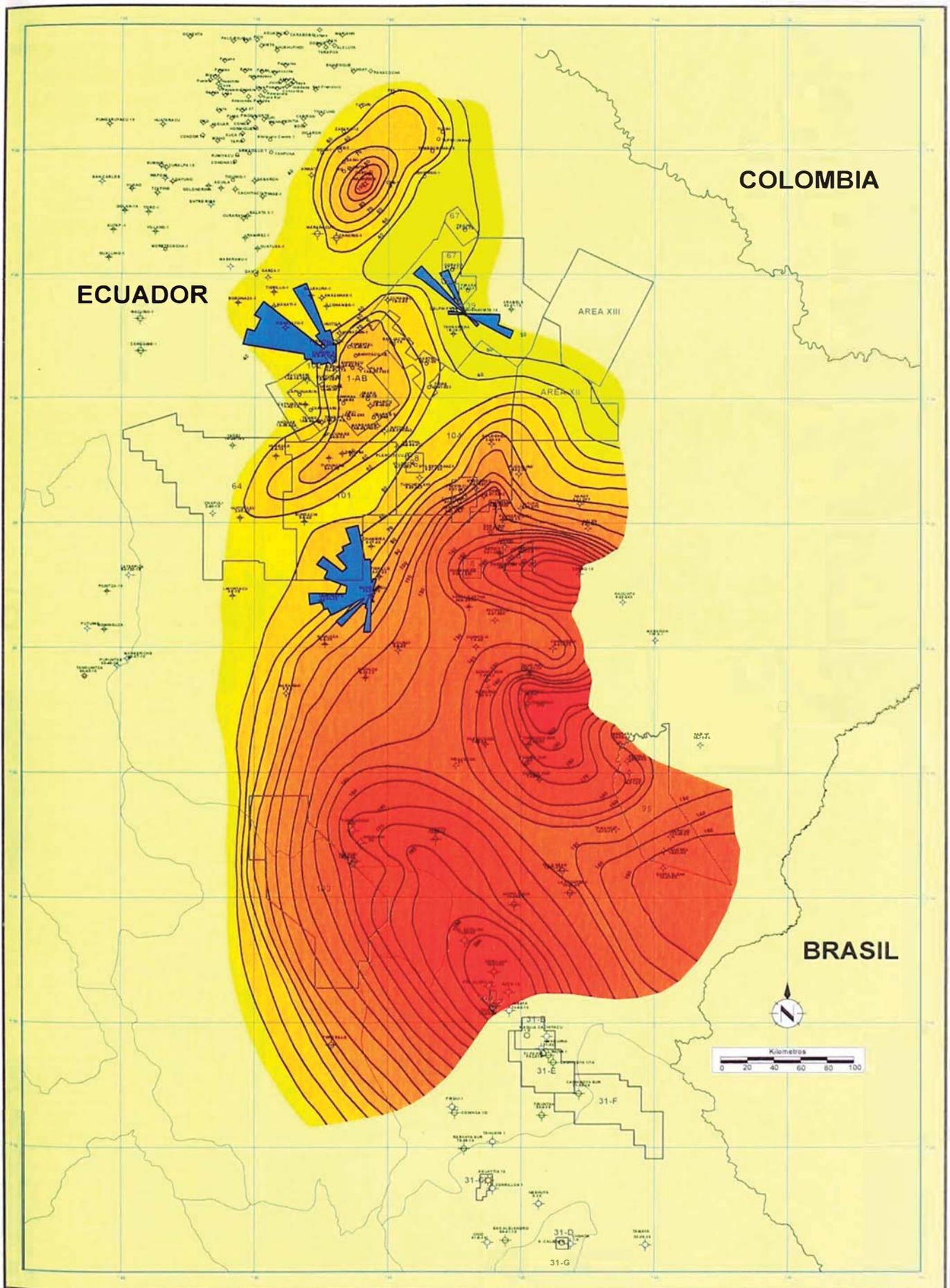
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.8. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Raya. Se puede observar con claridad el limite de desaparición de las arenas dentro de la formación hacia el W.



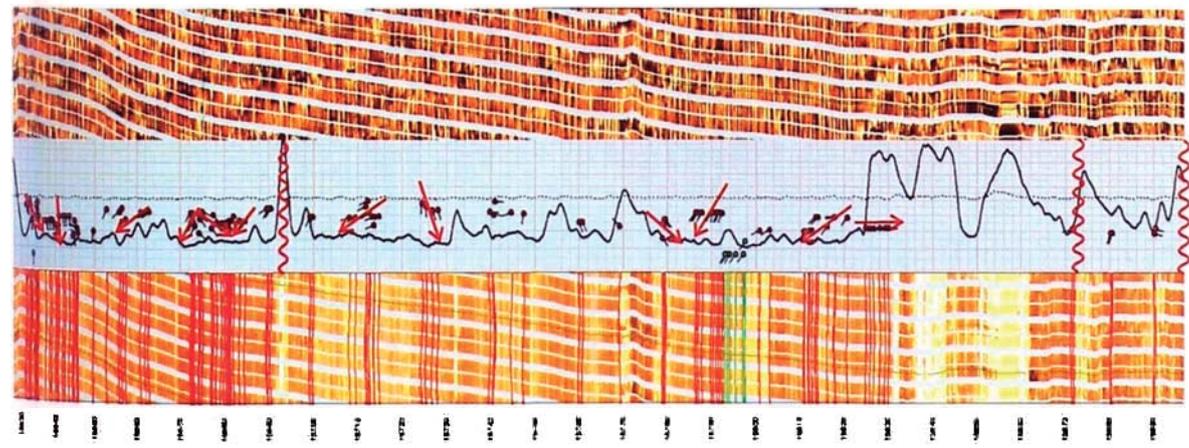
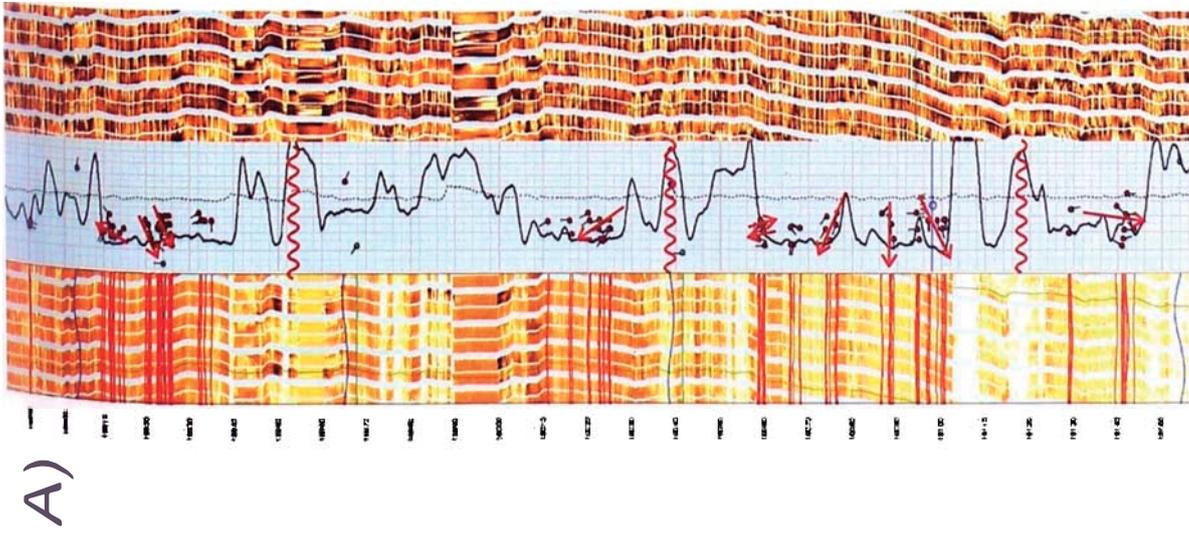
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

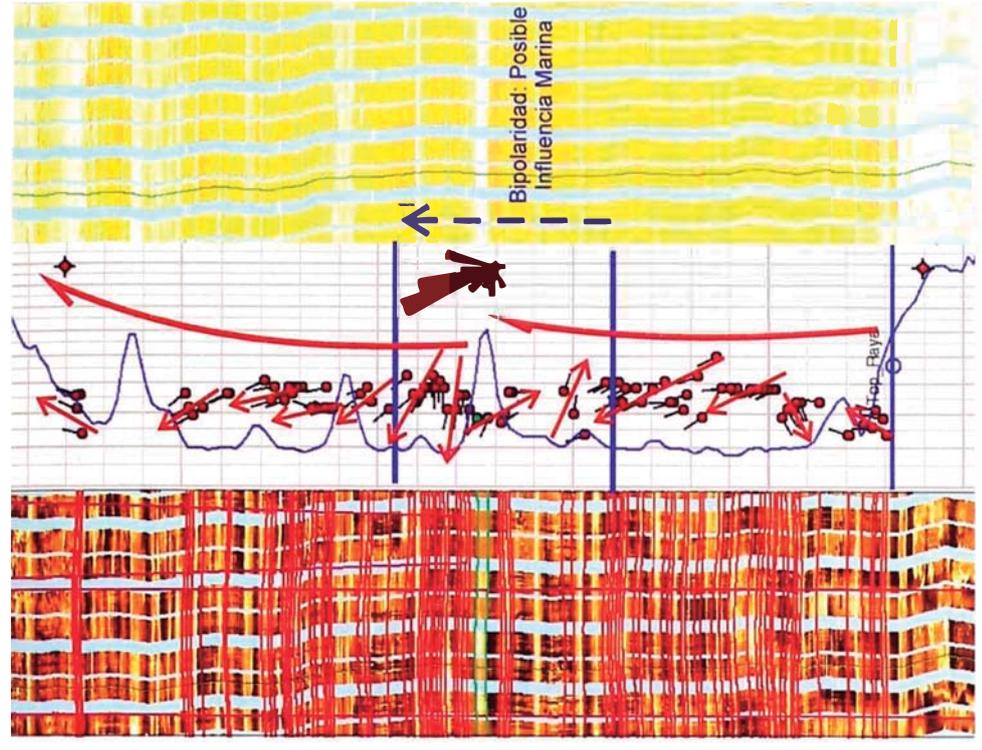


“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.9. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Agua Caliente. Se puede observar la existencia de engrosamientos de arenas en el E y SE.



B)





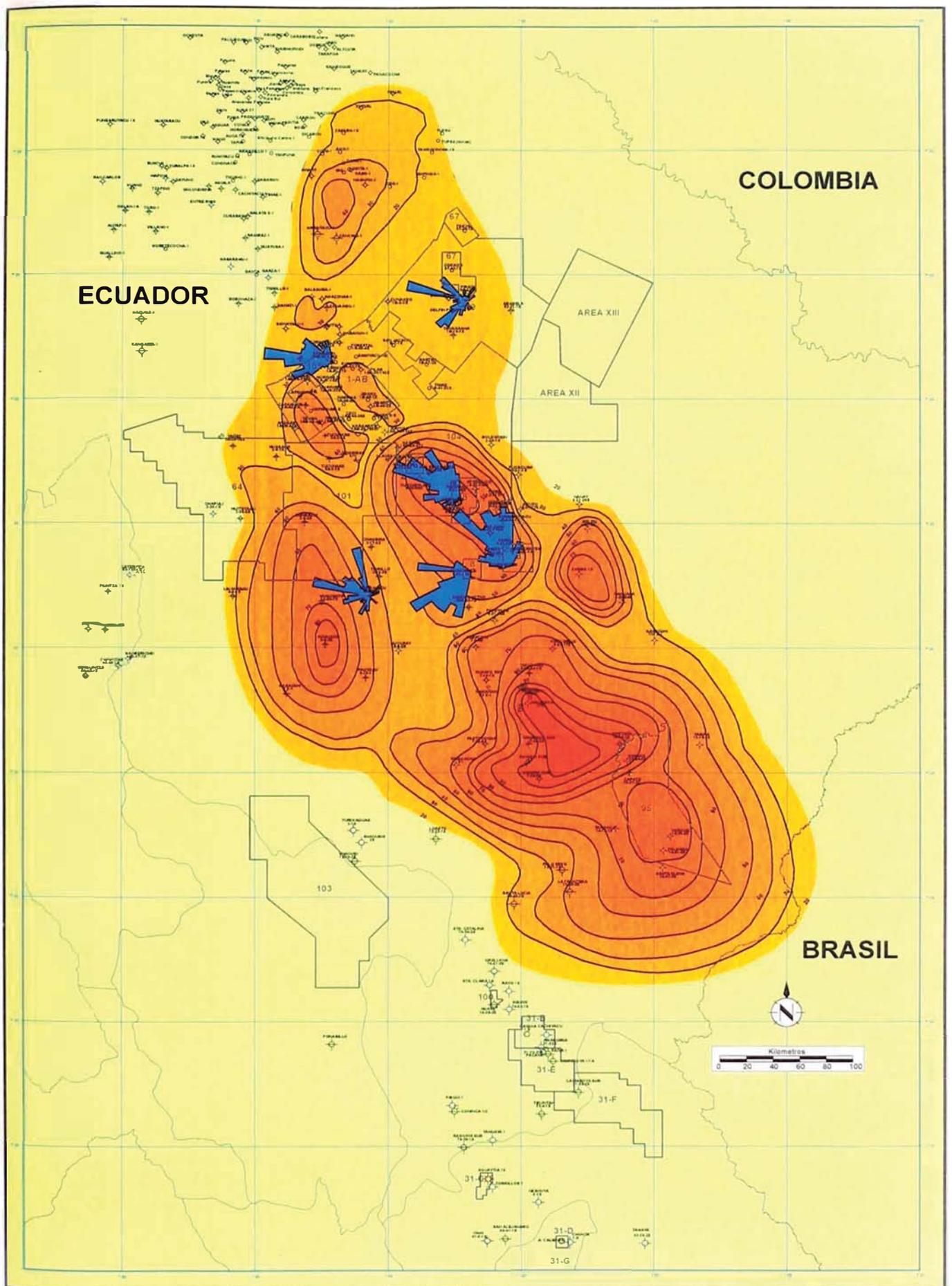
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minería y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERU
Sucursal del Perú



"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 6.10. A) Distribución de las paleocorrientes dentro del pozo Guineayacu, la gran dispersión puede llegar hasta los 180° en algunas ocasiones. B) Distribución de las paleocorrientes dentro del pozo Buena Vista, la cual llega hasta los 120°; así como una zona de bipolaridad, que se podría interpretar como una posible influencia marina dentro de la Fm. Agua Caliente



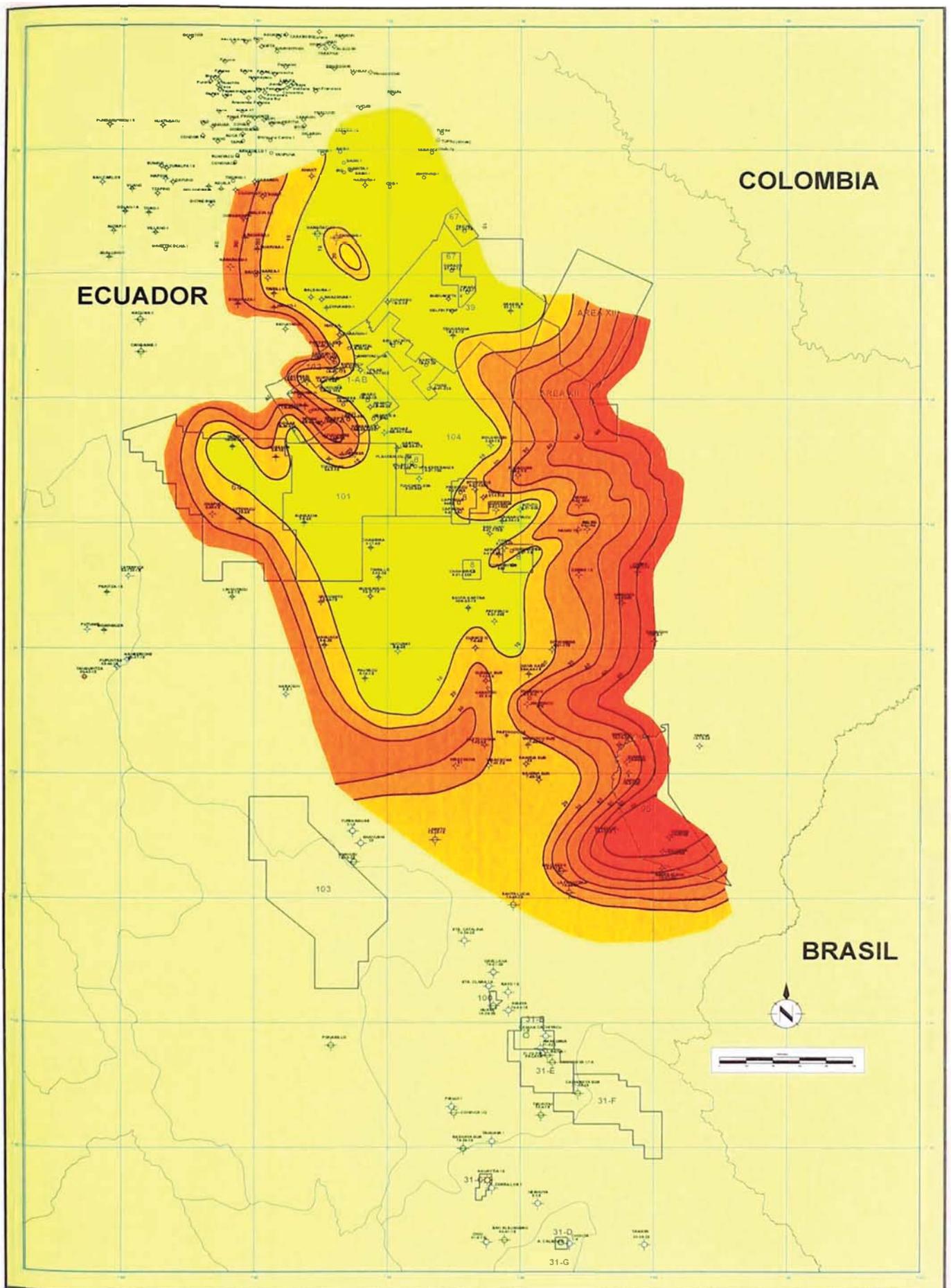
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.11. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Chonta Miembro (1).



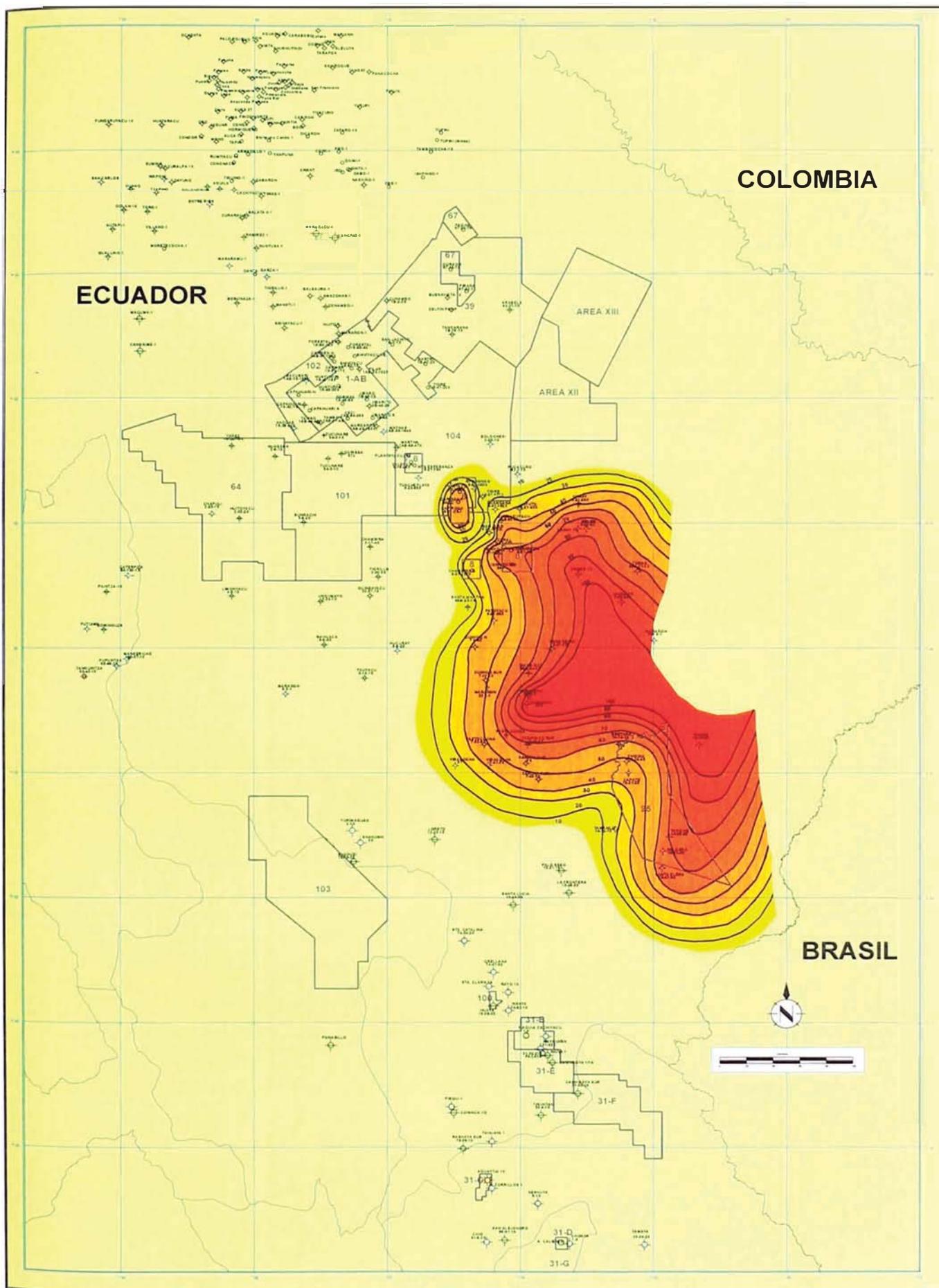
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.12. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Chonta Miembro (2).



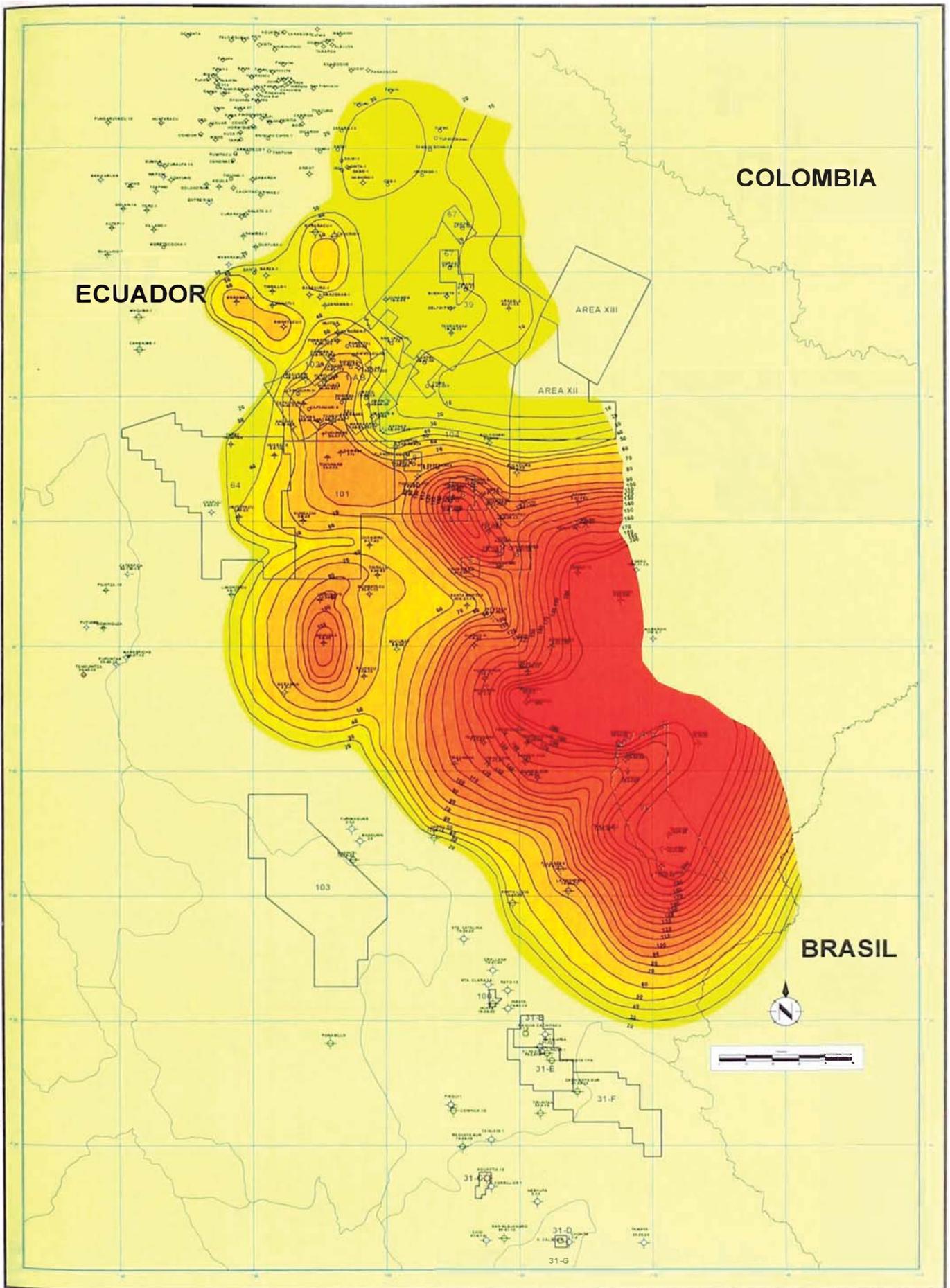
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.13. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Chonta Miembro (3).



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

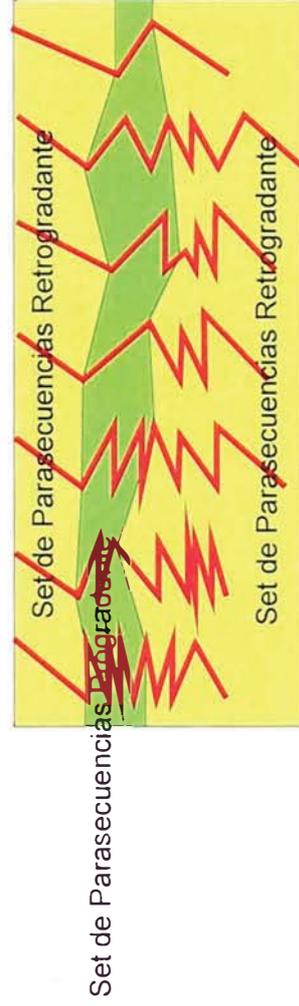
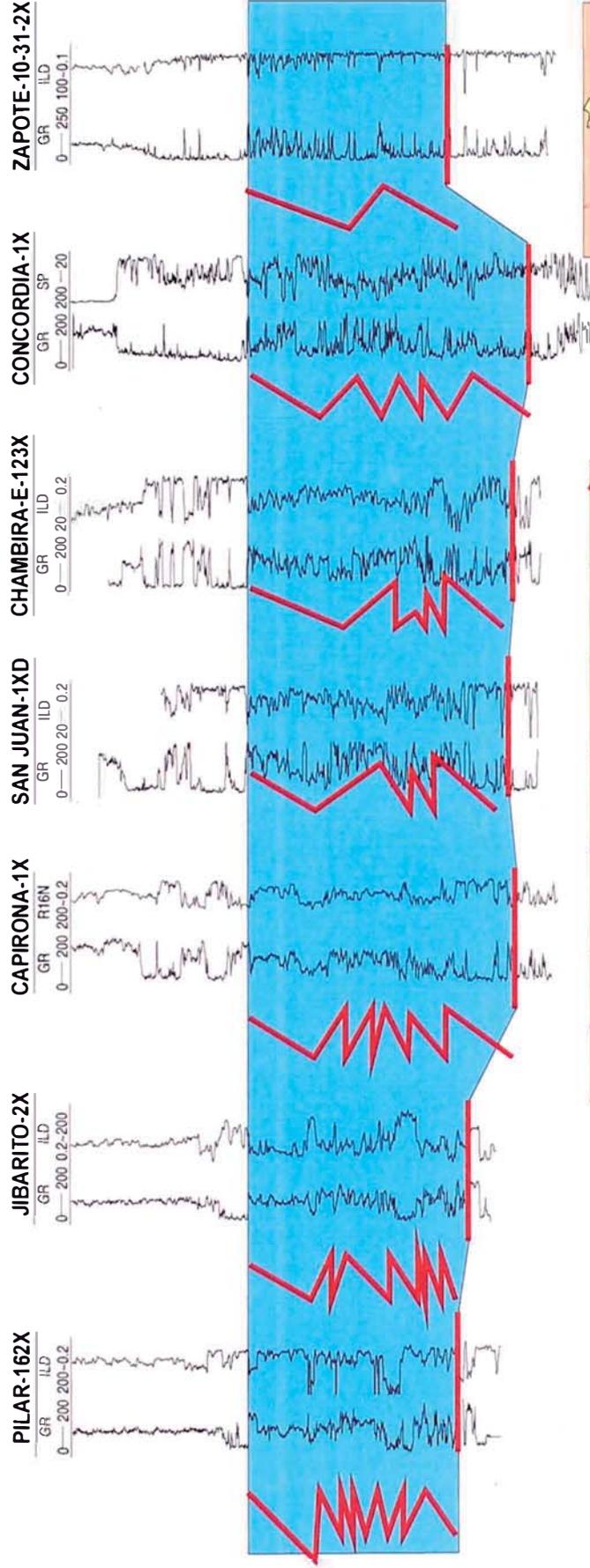


“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.14. Mapa Isópaco Total de arena neta para la Fm. Chonta.

NNW

SSE





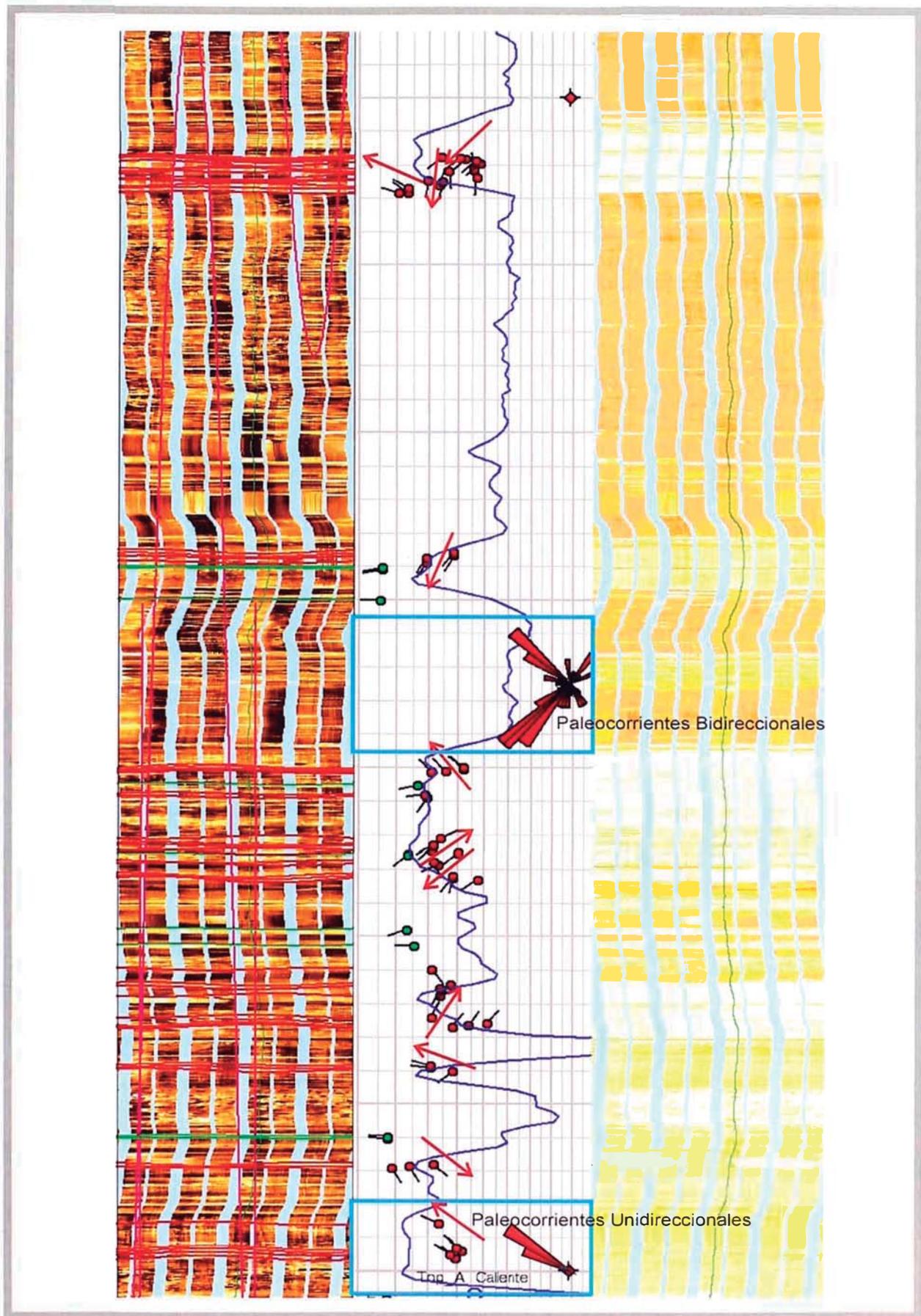
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERU
Sucursal del Perú

“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.15. Patrón de aplamiento de parasecuencias en la Fm. Chonta.



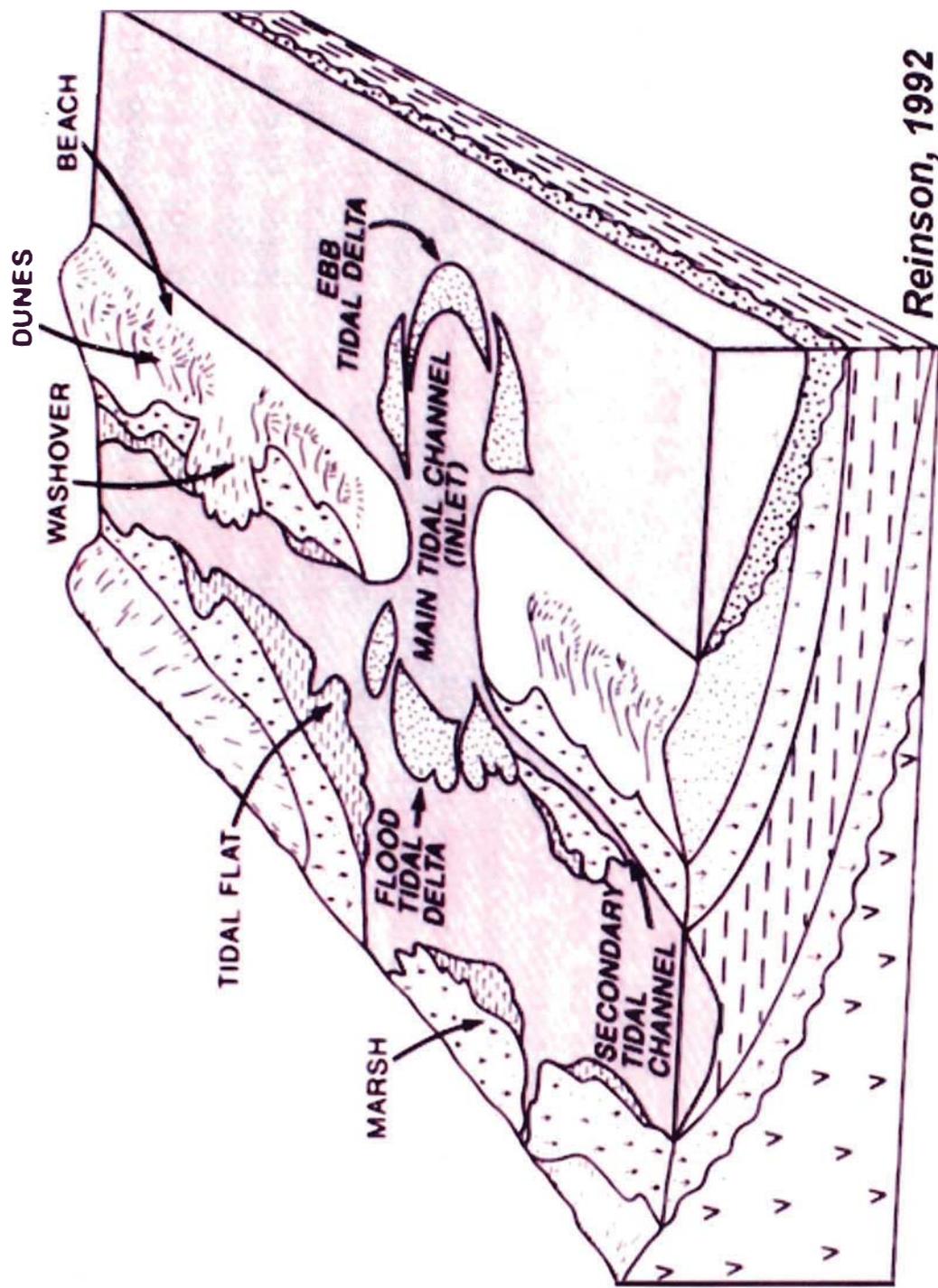
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.16. Paleocorrientes de la Fm. Chonta Cetico en el pozo Buena Vista-1X.



Reinson, 1992



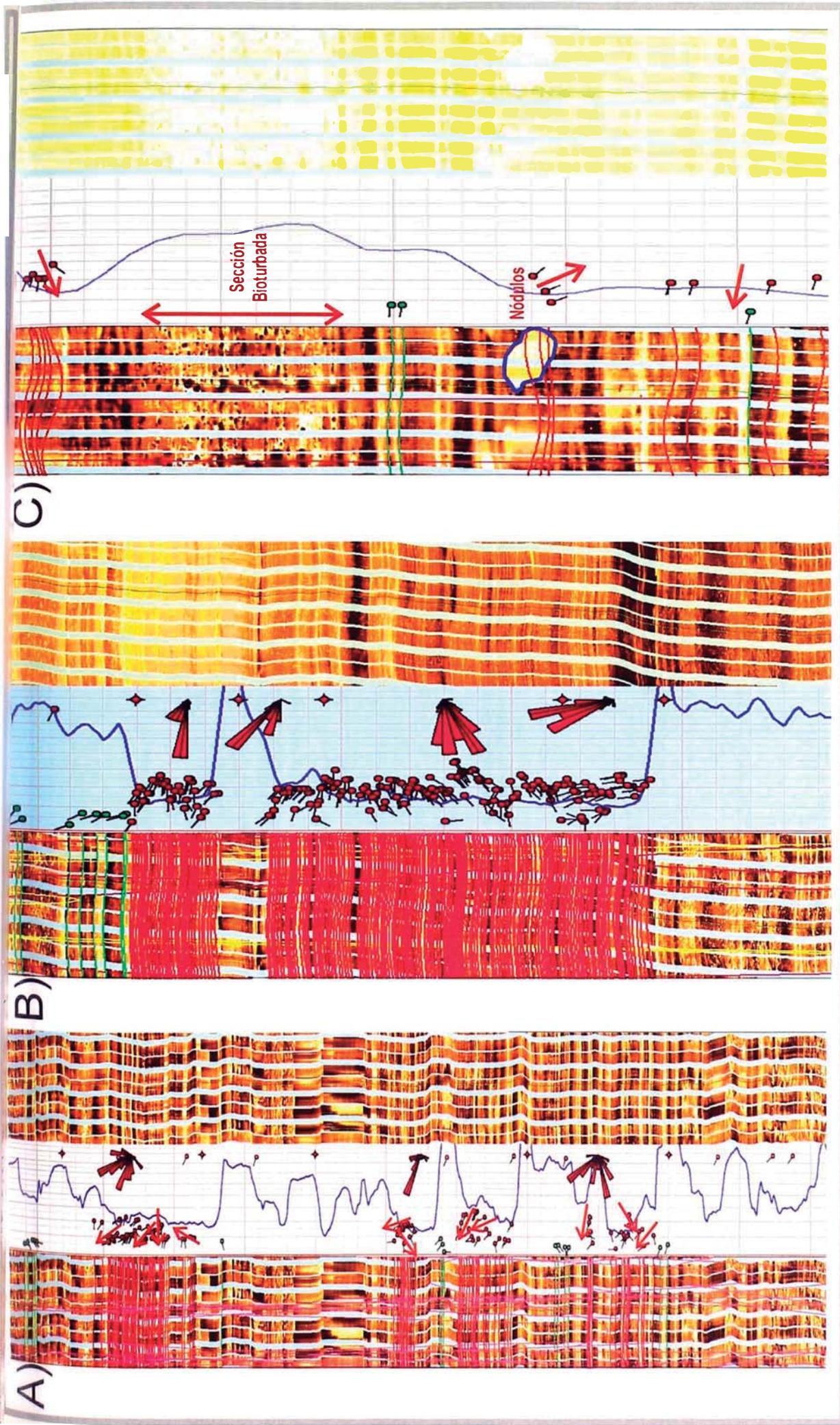
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Aplicaciones en el Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.17. Modelo de Inlet MareaI y Barras submarinas “sand waves”. Tomado de Reinson (1992)





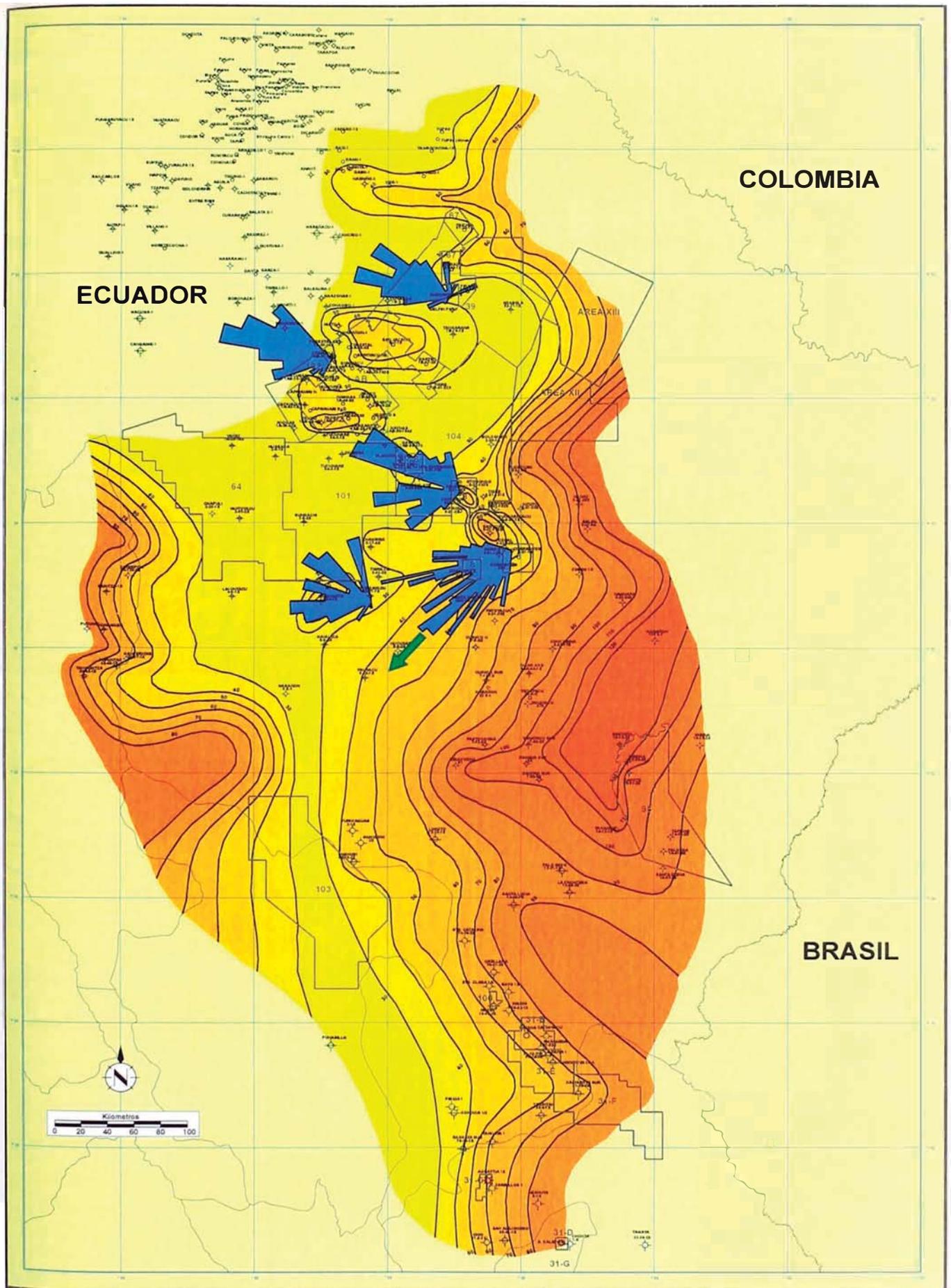
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.18. A) Paleocorrientes de la Fm. Chonta en el pozo Pavayacu-113D. B) Paleocorrientes en el pozo Carmen 1503D
 C) Ejemplo de bioturbada en facies de plataforma de la Fm. Chonta en el Pozo Buena Vista-1X.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



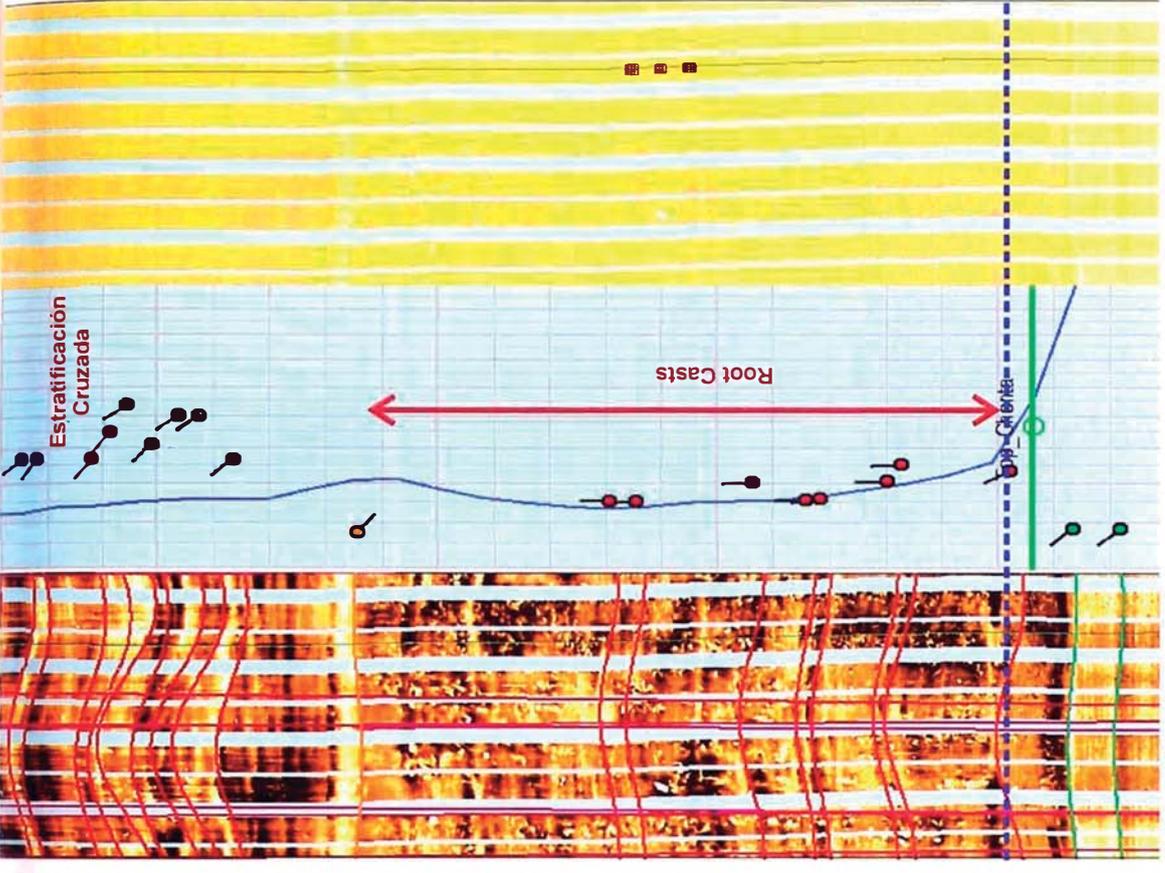
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.19. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Vivian.

A)



B)



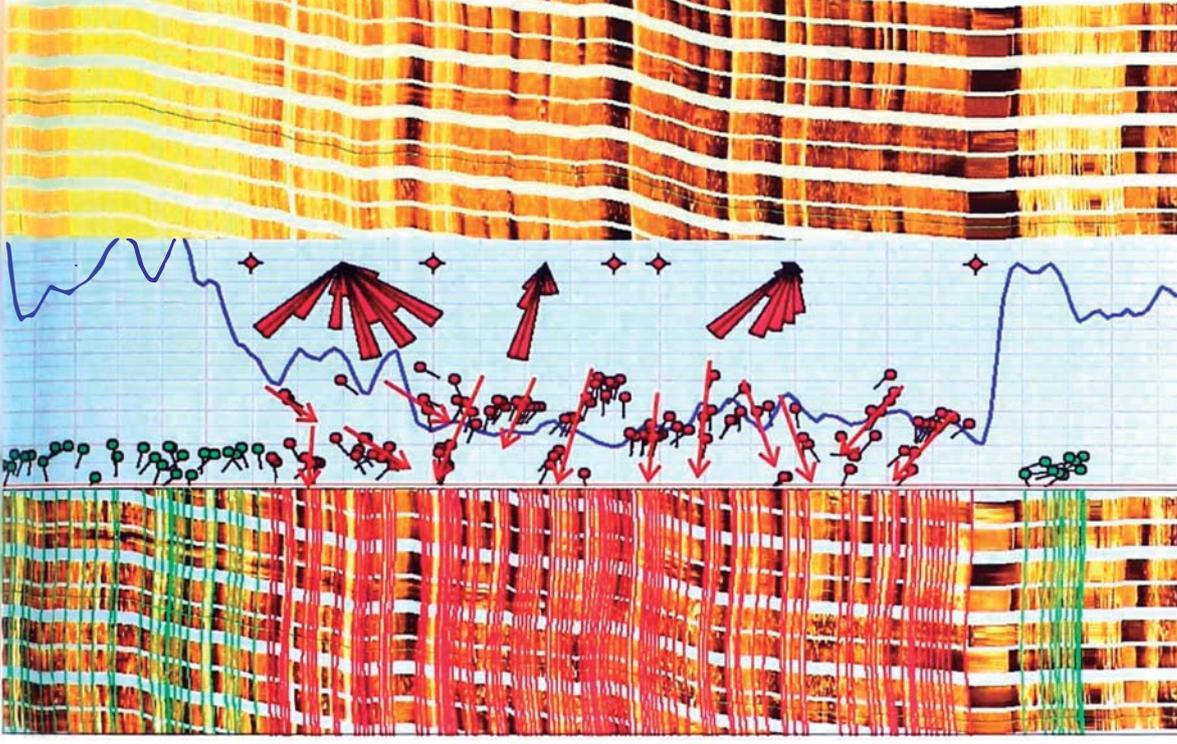
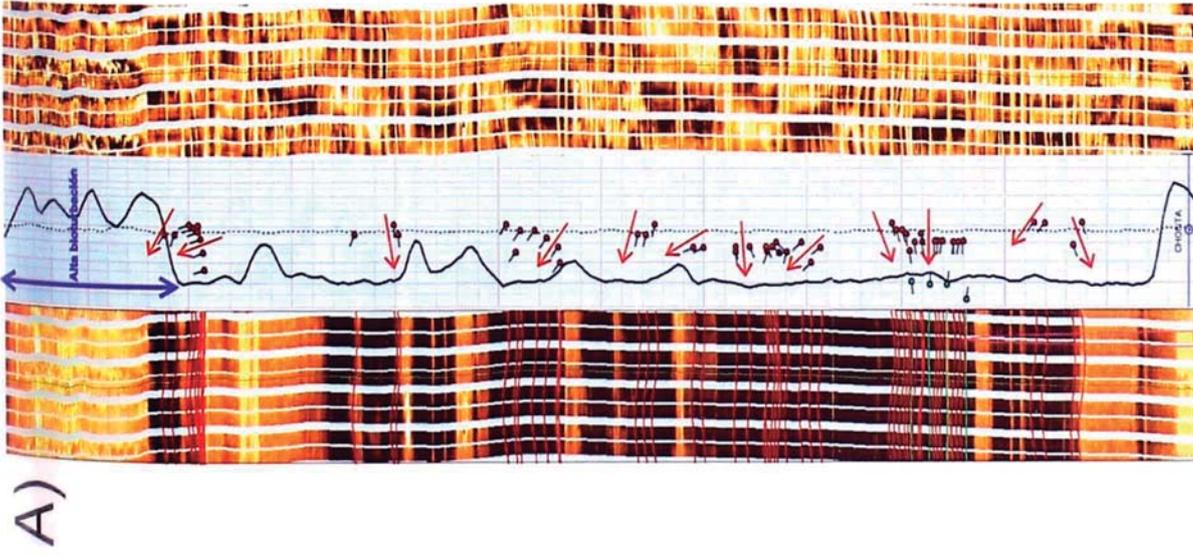
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERU
 Sucursal del Peru



"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 6.20. A) Alta dispersión de paleocorrientes y aumentos progresivos del ángulo de buzamiento en las capas típicas de sistemas fluviales braided. Pozo Carmen-1503D. B) Huellas de raíces en la Fm. Vivian. Pozo Buena Vista 1X-



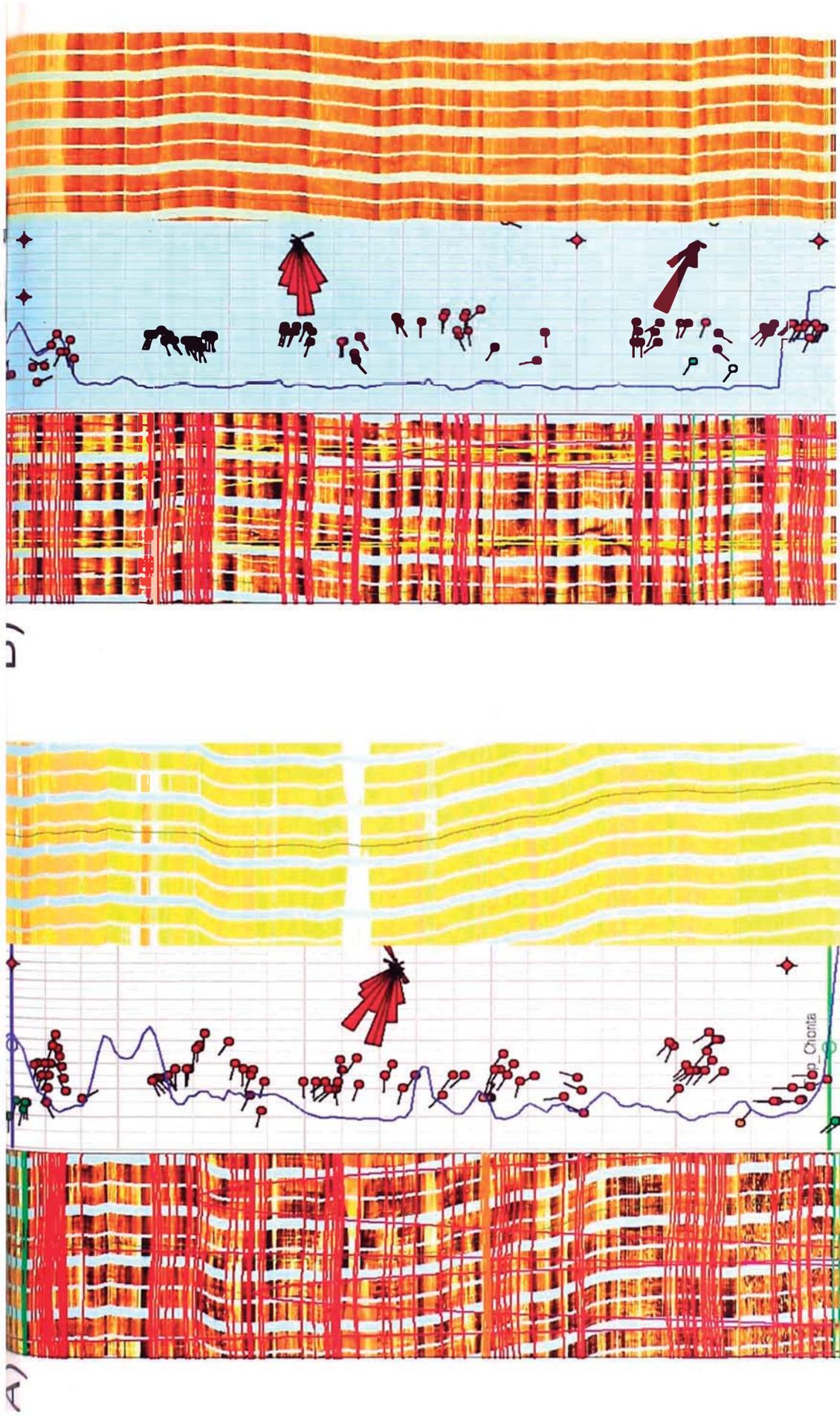
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 6.21. A) Alta dispersión de paleocorrientes observada en el pozo Guineayacu-1X. B) Alta dispersión de paleocorrientes observada en el pozo Carmen-1503D.



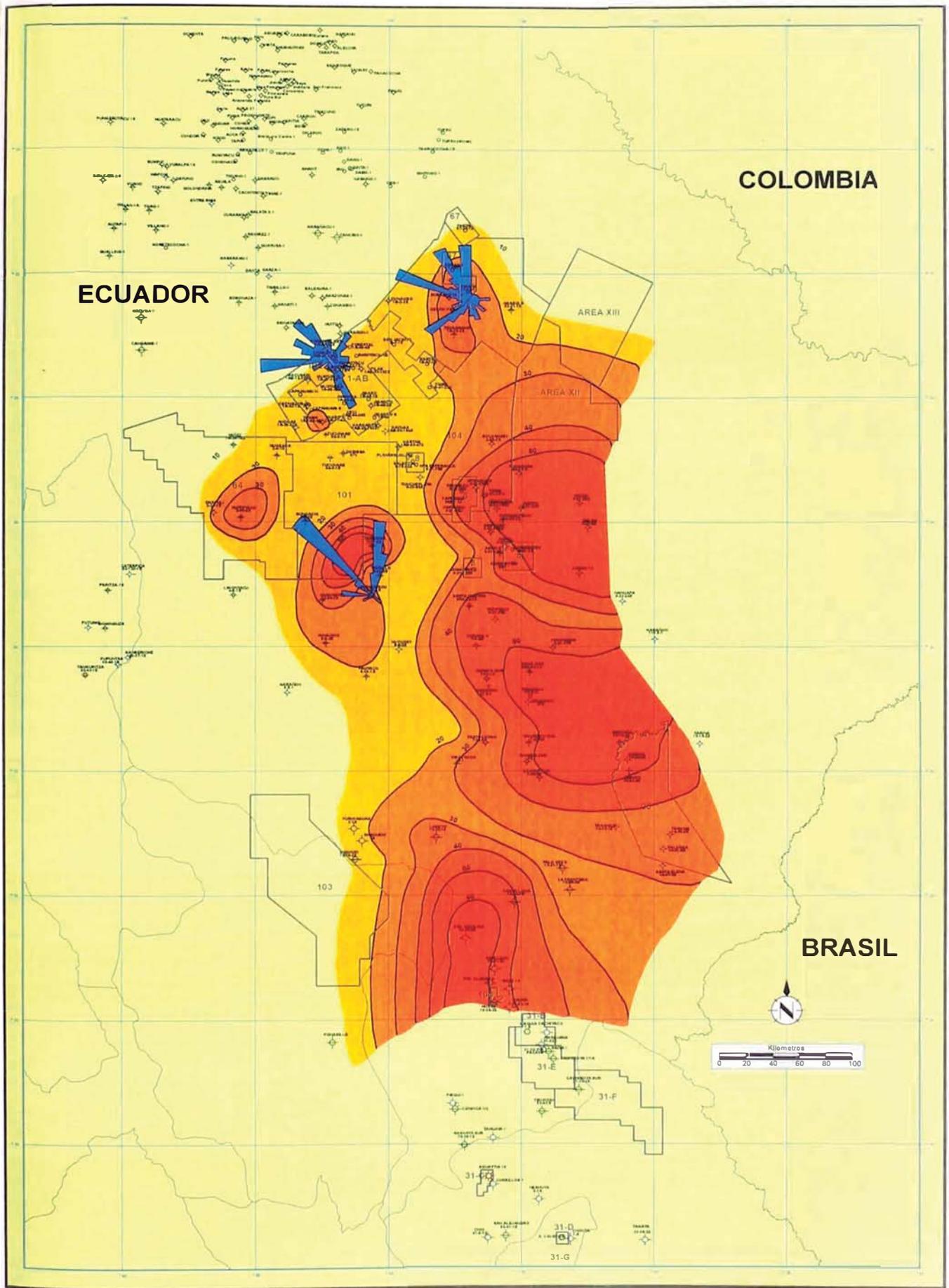
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 6.22. A) Patrón de paleocorrientes menos disperso observado en el pozo Buena Vista-1X
 B) Patrón de paleocorrientes menos disperso observado en el pozo Carmen-1502D



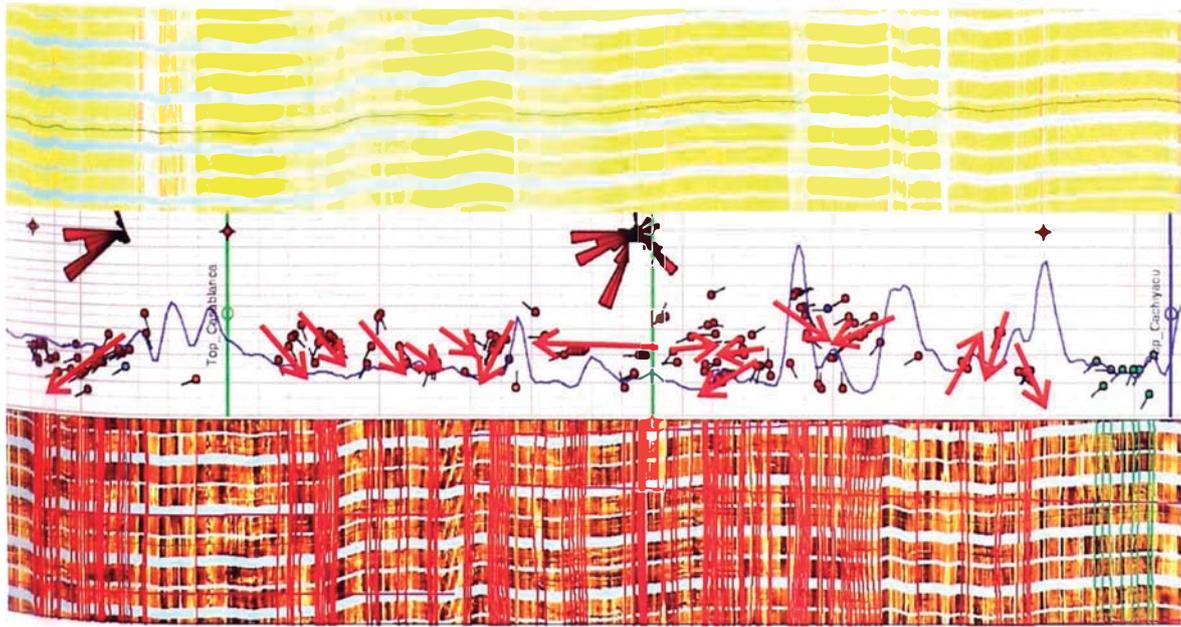
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

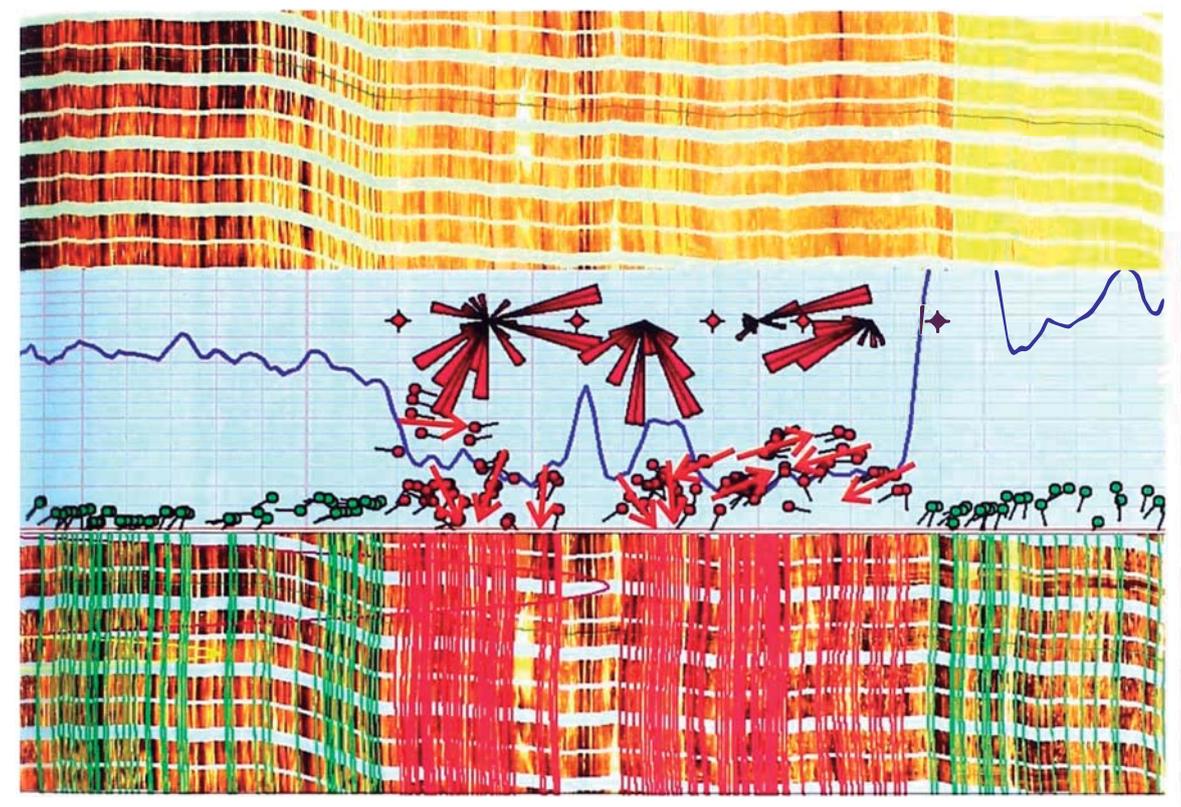


“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 6.23. Mapa Isópaco de arena neta para la Fm. Casablanca.



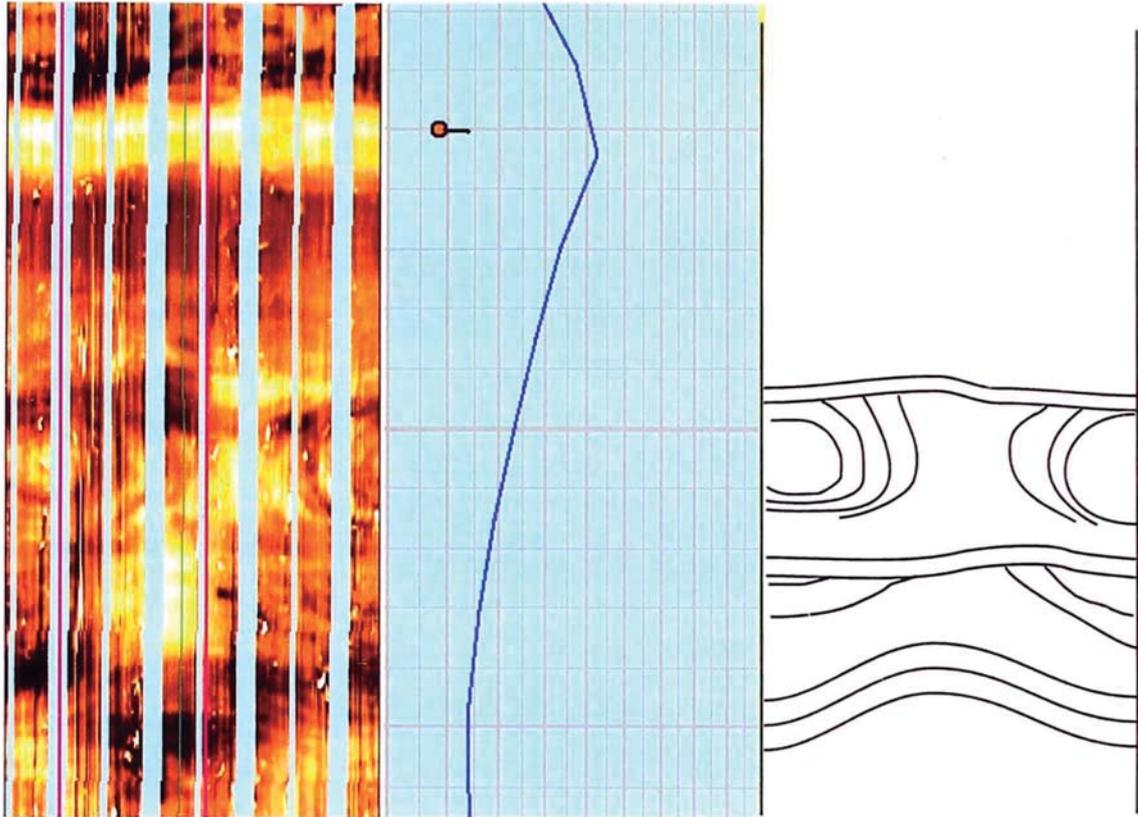
A)



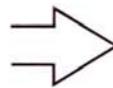
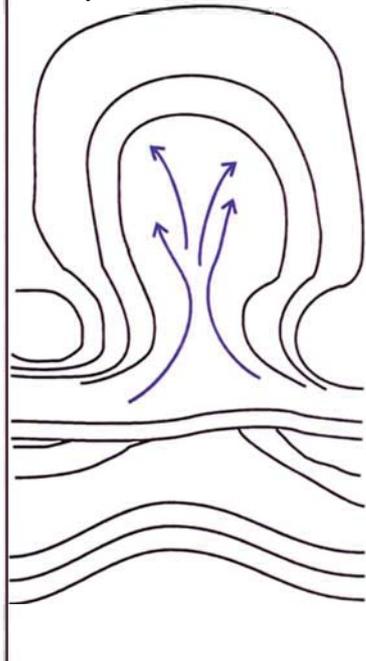
B)

 UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica Escuela Profesional de Ingeniería Geológica	 REPSOL EXPLORACIÓN PERU Sucursal del Perú
<p>"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañon, Perú"</p>	
<p>Fig. 6.24. A) Patrón de dispersión de paleocorrientes en el pozo Buena Vista-1X. B) Patrón de dispersión de paleocorrientes en el pozo Carmen-1503D.</p>	

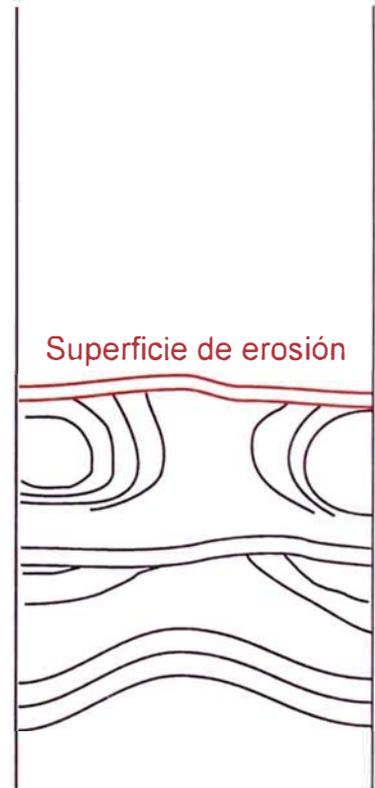
1775



Estructura formada por escape de agua: Capas deformadas



Superficie de erosión



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 6.25. Ejemplo de en el pozo Buena Vista-1X.

CAPITULO VII: RELACIÓN TECTÓNICA-SEDIMENTACIÓN EN LA CUENCA MARAÑÓN

7.1. Ciclos tectónicos y su influencia sobre la ubicación de las áreas fuente, depocentros sedimentarios y su migración en el tiempo.

A pesar que la base, sustento y fuente de la sedimentación de las cuencas de América del Sur (al menos desde el Pérmico) ha estado dictada por las grandes áreas cratónicas estables de los escudos Guyano y Brasileiro (Fig. 7.1), existen eventos tectónicos que han contribuido a la modificación de las áreas fuente y depocentros sedimentarios, como p.e., la extensión hacia el W de la línea de fractura de las cuencas Paleozoicas Brasileñas de Acre-Solimoes (Mosmann, 1986), régimen tectónico extensional Permo-Triásico responsable de la generación de semigrábenes, levantamiento incipiente durante el Cretácico de la Cadena Andina.

La fuente de ingreso principal de sedimentos clásticos durante el Cretácico estuvo localizada en la misma línea actual del Río Amazonas (Protoamazonas) (Martinez, 1980) y los clásticos para este tiempo venían tanto del NE como del SW y E (Fig. 7.1), quedando canalizados en la gran línea de fractura que divide ambos escudos para ser llevados hacia su desembocadura en la Cuenca Marañón.

Esta línea de fractura (Proto-Amazonas) se extiende a lo largo de las cuencas intracratónicas Paleozoicas Brasileñas y entra en la Cuenca Marañón, donde genera una zona de flexura litosférica que da lugar a la generación de un depocentro sedimentario con una orientación aproximada WSW-ENE y que acoge volúmenes importantes de sedimentos de edad Aptiano? (Cushabatay A) con espesores de hasta 230 m registrados en el pozo Pastococha. Este depocentro queda colmatado tras este importante evento de relleno y la sedimentación se peneplaniza volviendo a condiciones normales (Cushabatay B) en una cuenca extensa y tranquila de margen de cratón, si bien en cierta manera aún se observa cierto control del depocentro Paleozoico.

Los mapas isópacos de las Fig. 6.1, 6.3 y 6.4 y los de áreas fuente de las Fig. 7.2 (extraídos a partir de los mapas isópacos) muestran con claridad que la sedimentación para este intervalo procede única y exclusivamente del Escudo

Brasileño al E. Los sedimentos generados de las rocas procedentes del escudo Brasileño poseen un carácter particular en términos de composición y textura.

En el caso particular del intervalo de la Formación Agua Caliente, los mapas isópacos y de áreas fuente de las Fig. 6.9 y Fig. 7.3 muestran con gran claridad una doble contribución en la sedimentación, por una parte una entrada de sedimentos desde el Escudo Brasileño al E y la otra procedente desde el SSE y cuya área fuente pudiera estar localizada en áreas del Escudo Brasileiro hacia el SE. Las primeras ideas que surgieron en este trabajo apuntaban al Arco de Contaya como posible área fuente de sedimentos para este periodo, si bien observaciones sísmicas posteriores han permitido constatar que el Cretácico pasa sobre el Arco hacia el sur sin evidencias de haber estado expuesto en ningún momento (Interpretación hecha por W.I. Martinez, para un trabajo interno de Repsol Exploración Perú). Fig. 7.4

Pindel & Tabbutt (1995) reportan la existencia de un alto regional (Geoanticlinal del Maraón) desde el Jurásico Medio-Tardío hasta el Campaniense, este se localiza hacia el W de la Cuenca Maraón, en la porción hoy ocupada por la Cordillera Oriental y habría funcionado como área emergida durante este tiempo?. La información trabajada muestra que este Arco (Geoanticlinal del Maraón) no habría tenido impacto alguno en cuanto a fuente de clásticos se trata tal y como se ve en los mapas isópacos de las Formaciones Cushabatay y Agua Caliente de las Fig. 6.1, 6.3, 6.4 y 6.9, al menos para los pozos estudiados, con excepción de los pozos: Shanushi, Yurimaguas, Tanguinza, Pupuntas, Manseriche, Domingua, Putuime, Piuntza y Caterpinza situados bien en el "foothill" de la zona cabalgada de Tarapoto o en la Cuenca de Santiago.

Para el caso particular de la Formación Chonta, se realizaron varios mapas isópacos puesto que la misma fue dividida en tres miembros. Adicionalmente se hizo un mapa de la Caliza de Chonta para ver su área de distribución dentro de la plataforma Cretácica. Para efectos de estudiar las áreas fuente solo se han considerado el mapa de Chonta 1 (Mbo. Cético) y Chonta Total, el cual muestra la distribución y espesor total de todas las arenas en conjunto. De la observación de las Fig. 7.5 se puede concluir que todos los aportes para este tiempo provienen del ENE, o sea de las áreas levantadas y estables del Escudo Brasileño y Sur del Escudo Guyanés. Ambas figuras permiten ver los dos posibles modelos

sedimentarios interpretados para la Formación Chonta (barras o dunas submarinas y "tidal inlets" o islas barrera mareales). El mapa isópaco de la caliza de Chonta en la Fig. 7.6 muestra claramente que su distribución estaría condicionada por la distalidad del área fuente de los clásticos de la Formación Chonta, es decir se formarían en extensiones donde llega menor cantidad de clásticos, debido a que los clásticos presentan un efecto adverso sobre la producción de carbonatos. Más evidente resulta este efecto cuando se superponen ambos mapas (Fig. 7.7).

La Formación Vivian muestra un patrón distinto que los anteriores y más parecido a la Formación Agua Caliente. El mapa de áreas fuente de la Fig. 7.8 A muestra la existencia de tres zonas de aporte. Por un lado el área tradicional estable de los Cratones Brasileño y Guyanés, por otro lado existiría una zona de aporte desde el SE (posiblemente de la parte sur del Escudo Brasileño) y finalmente para este tiempo se observa un claro influjo de clásticos desde el W, los cuales pudieran estar viniendo de los relictos del área levantada del Geoanticlinal del Marañón y/o del precursor de la faja plegada?. Es de esperar que la composición de las areniscas en los tres casos pueda ser bien diferente en función de su procedencia (Dickinson & Suczek, 1979).

Para el caso concreto de la Formación Casablanca (Fig. 7.8 B) tan solo se aprecian dos zonas de aporte, la tradicional procedente de los Escudos Brasileño y Guyanés y un segundo foco de aportes procedentes del SE al igual que para el tiempo de la Formación Vivian.

Paralelamente al proceso de generación de mapas de áreas fuente se ha realizado un mapa superponiendo las áreas fuente para cada una de las formaciones Cretácicas de interés (Fig. 7.9), de tal manera que puede apreciarse la variación de amplitud y entrada en la cuenca de las áreas fuentes así como el desplazamiento lateral de los depocentros sedimentarios.

Es de destacar que las Formación Agua Caliente, Vivian y Casablanca muestran la mayor amplitud de aportes desde los escudos Brasileño-Guyanés en la cuenca Marañón para todo el Cretácico, estando estos más restringidos para las Formación Cushabatay y Chonta. Básicamente se observa que los depocentros y áreas fuente se mantienen estables a lo largo del tiempo, no observándose grandes desplazamientos laterales de los mismos.

7.2. Determinación del campo de esfuerzos regional imperante sobre las Cuencas Maraón y Ucayali: relación con la tectónica de placas, obtenidos con el registro de imagen FMI

Otra de las aplicaciones prácticas de la interpretación de los registros de imagen FMI es la posibilidad que ofrecen de medir la orientación del campo de esfuerzos aledaños a los pozos, aunque solo sea de manera cualitativa. Esto es posible gracias a que en la mayoría de los casos el campo de esfuerzos en las inmediaciones del pozo se ve reflejado en el mismo en forma de fracturas inducidas generadas durante la perforación como es el caso de las fracturas hidráulicas inducidas y "breakouts" de pozo, los cuales tiene cierta orientación diagnóstica.

Debido a que dentro del pozo existe presión de fluido durante la perforación, el estado de esfuerzos en las paredes viene dado por tres esfuerzos normales y una componente de cizalla (Fig. 7.10) (Aadnoy, 1998). La presión de fluido en el interior del hoyo es conocida como esfuerzo de presión (σ_r), adicionalmente están el esfuerzo axial ($\sigma_{x,y}$) y el tangencial (σ_θ). El esfuerzo de cizalla se produce entre el axial y el tangencial (Aadnoy, 1998).

En muchas ocasiones a su vez, el campo de esfuerzos en las inmediaciones del pozo se ve afectado por los esfuerzos regionales imperantes a nivel de placa y pueden servir de guía en la interpretación regional del campo de esfuerzos a nivel de placas. Generalmente aquellas orientaciones repetidas en varios puntos de una cuenca suelen ser reflejo de una tectónica regional más que de procesos locales a nivel de una estructura en particular.

Haciendo uso de todas estas posibilidades, se puede llegar a hacer una interpretación confiable de la orientación del campo de esfuerzos tan solo interpretando las fracturas generadas (Inducidas) en el pozo como respuesta a la interacción del mismo con el campo de esfuerzos en sus inmediaciones.

Las fracturas inducidas son de dos tipos:

7.2.1. Tipo I: Fracturas Hidráulicas Inducidas

Son fracturas tensiles que se producen como consecuencia de la sobrepresurización del fluido (lodo) de un pozo hasta que se produce la rotura (fracturamiento). Son generadas durante las operaciones de perforación debido al

sobre-balance de lodo en la columna, este llega a superar la resistencia tensil de la roca y esta se fractura, generando una fractura que se propaga en una dirección paralela al máximo esfuerzo horizontal (σ_1) (Aadnoy, 1998). La condición de fractura se produce cuando el esfuerzo horizontal menor excede la resistencia tensil de la roca o esta es cero. Estas fracturas pueden ser de dos tipos en función de la orientación de la trayectoria del pozo con respecto al campo de esfuerzos.

- Cuando el pozo es vertical (la mayoría de los pozos estudiados), este intercepta el campo de esfuerzos perpendicularmente. En esta situación el esfuerzo tangencial corresponde al esfuerzo horizontal mínimo, y si este es superado, se genera una fractura que será vertical y paralela al eje del pozo (Aadnoy, 1998) (Fig. 7.11).

- Cuando el pozo es desviado o bien el campo de esfuerzos no es perfectamente horizontal, la trayectoria del pozo no corta perpendicularmente al campo de esfuerzos horizontal y por ello la fractura generada si este es superado no cortará todo el pozo, sino que se concentrará en una banda de 30° de la circunferencia (Aadnoy, 1998) (Fig. 7.12).

7.2.2. Tipo II: Breakouts

Muchos pozos durante la perforación tienden a hacerse ovalados o pseudos-elípticos. Esto se puede deber a dos razones principalmente:

- Colapso mecánico del pozo en respuesta a la anisotropía del campo de esfuerzos, si la diferencia en magnitud horizontal entre los dos esfuerzos horizontales principales es suficientemente grande (Fig. 7.13). Los breakouts se formarán en un contexto de rotura por cizalla compresiva. La rotura extensional se debería a la gran presión tangencial y una ausencia de presión de confinamiento del fluido de perforación.

- Acción mecánica de la sarta de perforación sobre las paredes del pozo (ojo de llave).

Solo el primero de los casos (breakout) tiene relación con el campo de esfuerzos y podrá utilizarse a los efectos deseados.

Los breakouts se propagan siempre en la dirección del σ_3 (σ min.), o sea en una dirección perpendicular a las fracturas hidráulicas inducidas, las cuales se propagan en la dirección del σ_1 (σ máx.) (Aadnoy, 1998) (Fig. 7.11).

Por medio de la interpretación de las Fracturas Hidráulicas Inducidas y Breakouts en 8 pozos de las Cuencas Marañón y Ucayali se ha podido determinar que hay dos patrones de orientación para el campo de esfuerzos:

- Por un lado todos los pozos interpretados en la Cuenca Marañón (6 pozos) indican una orientación del máximo esfuerzo horizontal S70°E tal y como puede observarse en la Fig. 7.14.
- Por otro lado los pozos interpretados tanto en Camisea - Campo San Martín (Husen et al, 2003) como dentro del antiguo bloque 34 (actual bloque 90) de Repsol (Mashansha) indican una orientación casi perpendicular al anterior, según una dirección N20-30°E (Fig. 7.14 y 7.15).

Este contraste observado a nivel de las dos cuencas tiene posiblemente una explicación regional en términos de tectónica de placas, y siempre relacionada con la convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana.

Estas observaciones están en consonancia con la base de datos del "World Stress Field Map", la cual se muestra en la Fig. 7.15. Las causas de esta diferencia en la orientación del campo de esfuerzos se deben a que si bien la dirección de convergencia resultante de la Placa Nazca hacia la Placa Sudamericana es aproximadamente ESE-WNW, existen vectores de convergencia internos con direcciones muy variables como en este caso. Existen proyectos similares al del "World Stress Map" que estudian el desplazamiento de la corteza y movimiento de placas, tal y como es el proyecto que lleva a cabo el Space Geodesy Laboratory, como parte del Solar System Exploration Division (SSE) con base en el Goddard Space Flight Center de la NASA (GSFC). Este laboratorio desarrolla una rama de investigación científica en "Global Solid Earth Dynamics", relacionado con la geodesia especial o que se apoya en la geodesia especial como fuente de observación.

En la Fig. 7.16 se pueden observar los vectores de movimiento estimados por el GSFC en base al análisis de datos tomados por SLR (Satellite Laser Ranging). Estos datos se muestran con fechas azules sobre el mapa. Por otro lado, los vectores rojos indican el movimiento de las placas tal y como lo dicta el modelo

geológico de movimiento de placas NUVEL-1 A. Hay que tener en cuenta que este modelo solo es una aproximación de la velocidad relativa a un manto fijo. La velocidad de las placas utilizada en el modelo NUVEL-1 A se obtiene del patrón de anomalías magnéticas en el fondo oceánico. Se han utilizado datos de los últimos 3 m.a. Por otra parte, los datos procedentes del SLR para estimar el movimiento de placas, contienen tan solo información de los últimos 15 años.

Los tres puntos que se muestran en la Fig. 7.16 son puntos clave en el contexto de dinámica de placas (Arequipa, Santiago e Isla de Pascua):

- Isla de Pascua: se localiza en el punto de mayor velocidad de placas. El vector de movimiento basado en LSR a pesar de tener la misma dirección de movimiento que el basado en NUVEL-1 A, indica menores velocidades que este último y se debe a que en los últimos 15 años pudiera haberse ralentizado el movimiento de las placas en este punto.
- Arequipa y Santiago: se sitúan en el límite de colisión entre las Placas de Nazca y Sudamericana. La Placa de Nazca subduce bajo la sudamericana y una porción del movimiento de subducción es transferido a la placa cabalgante, es por este motivo que los modelados basados en el LSR indican movimientos hacia el N en lugar de hacia el E como el modelado NUVEL-1 A.

El aspecto más importante de estos focos de investigación es que son congruentes con los datos obtenidos a partir del estudio de imágenes de pozo:

- Por un lado, los datos obtenidos a partir de estudios de Fracturas hidráulicas inducidas y Breakouts para el sector N del Perú (Cuenca Marañón) apuntan a que las direcciones de movimiento para la porción Norte del Perú o Cuenca Marañón son del todo compatibles con los extraídos de la base de datos del "World Stress Field Map" y parecieran reflejar el vector de movimiento con dirección WNW-ESE relacionado con el límite divergente entre las Placas Nazca y Pacífica, tal y como puede observarse en la Fig. 7.17. De igual manera estas direcciones perpendiculares al límite divergente son perpendiculares al límite de convergencia del borde W de Sudamérica (zona de subducción).
- Por otro lado, los datos obtenidos a partir de estudios de Fracturas hidráulicas inducidas y Breakouts para el sector S del Perú (Cuenca

Ucayali) (Fig. 7.18) muestran que el máximo esfuerzo horizontal medido es consistente con la extrapolación del movimiento de placas obtenido a partir del NUVEL-1 A (Fig. 7.16), no es consistente con el del LSR debido a que los GPS que lo miden están situados en el mismo límite convergente y miden más bien movimientos laterales.

7.3. Causas del cambio regional en la orientación del campo de esfuerzos.

Las observaciones regionales indican que el cambio regional en la orientación del campo de esfuerzos observado en el Perú se debe como decíamos a que los esfuerzos compresivos (asociados al límite convergente) se distribuyen principalmente de manera perpendicular al límite de convergencia, si bien existen pequeñas componentes de transcurrancia a lo largo del mismo. Husen et. Al (2003) reportan el campo de esfuerzos encontrado en los pozos de Camisea como un campo de esfuerzos más local que regional, las observaciones regionales realizadas bajo el foco de este estudio revelan que las orientaciones del campo de esfuerzos horizontal interpretado en los pozos de Camisea, así como el de bloques contiguos son reflejo de una señal regional más que local. Observaciones realizadas por Hampel (2002) y Baby P., et al (2005), indican que los esfuerzos observados pudieran tener relación con la subducción experimentada por la Dorsal de Nazca bajo el límite de subducción del margen W de la Placa Sudamericana (Fig. 7.18) desde hace aproximadamente hace 5 m.a., lo cual originó el levantamiento del Arco de Fitzcarrald (coincidencia perfecta entre ambos elementos estructurales). Los pozos analizados en la Cuenca Marañón indican una dirección de compresión N110°, mientras que los de la Cuenca Ucayali indican direcciones N20°. Ambas son direcciones perpendiculares y cuya rotación es posiblemente debida a lo anteriormente mencionado.

Si bien el campo rota de manera local, la resultante regional del mismo es una sola y puede verse en la Fig. 7.17.

7.4. Conclusiones.

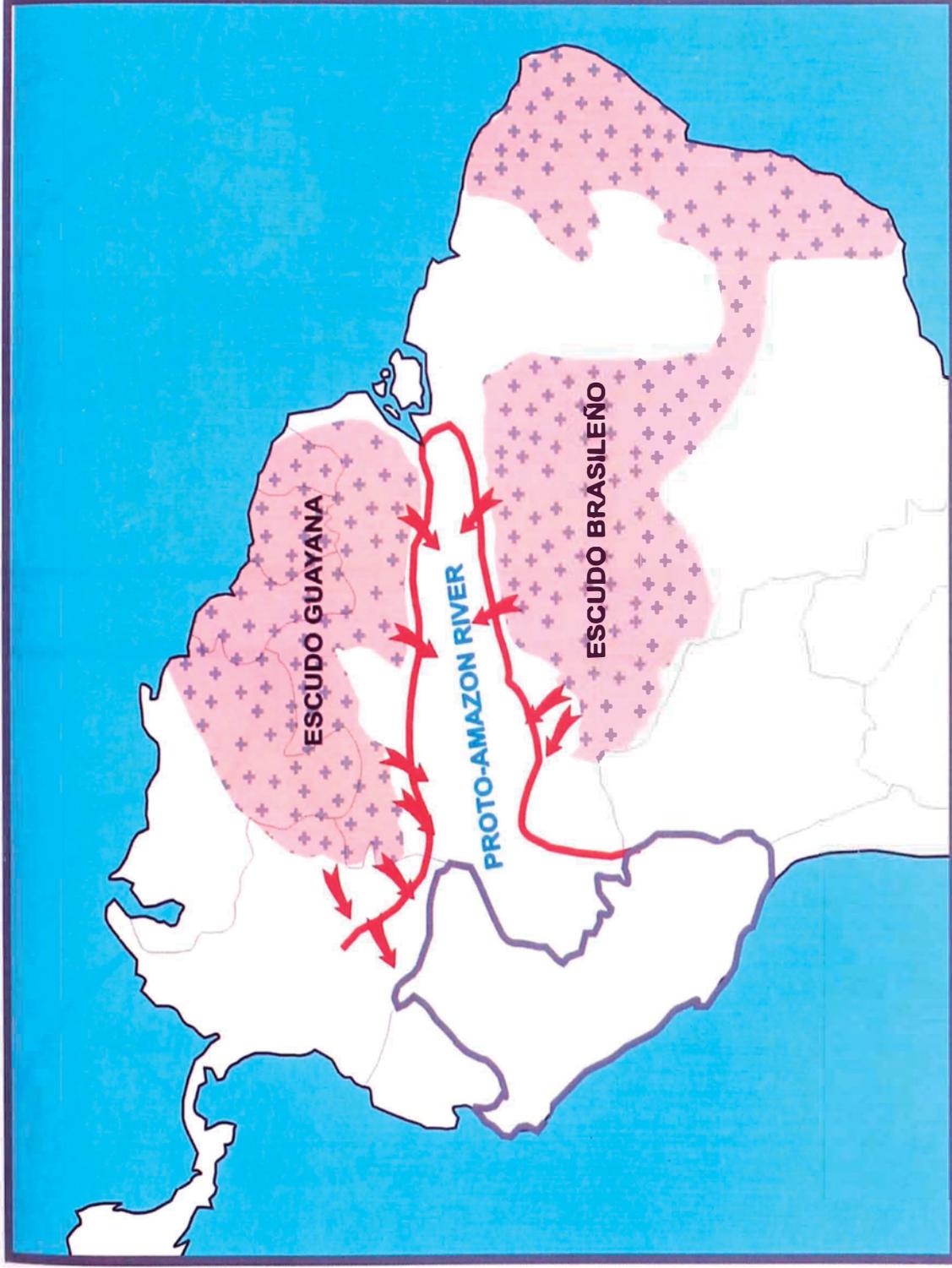
El análisis de áreas fuente en base a mapas isópacos muestra la existencia de al menos tres áreas de entrada en la cuenca de sedimentos clásticos. Algunas de estas zonas son activas en determinados momentos solamente, si bien el área

continental estable relacionada con los Escudos Brasileño-Guyanés se mantuvo activa alimentando la sedimentación Cretácica de forma ininterrumpida.

Es muy probable que el campo de esfuerzos haya sufrido una rotación importante a lo largo del tiempo en la Cuenca Maraón. Por la posición de la fosa y Arco Volcánico durante el Cretácico Inferior, se estima que la dirección de convergencia y por tanto el Esfuerzo Máximo Horizontal (σ_1) tendría una dirección aproximada NE (aprox. N45°E) (Pindell & Tabbutt, 1995). Elementos positivos tales como el Geoanticlinal del Maraón (activo desde el Jurásico Medio-Tardío) habrían tenido su origen en los movimientos compresivos asociados a la subducción iniciada en el Jurásico Inferior, por lo cual la elongación de estos elementos es aproximadamente perpendicular a la dirección de convergencia. De igual manera la elongación general de los depocentros sedimentarios en la Cuenca Maraón sería también perpendicular a estas direcciones.

Los esfuerzos medidos hoy en día en los pozos de la Cuenca Maraón son aproximadamente perpendiculares a las direcciones estimadas por Pindell & Tabbutt (1995), lo cual estaría indicando que estos son esfuerzos actuales regionales debidos a uno de los vectores de convergencia de la Placa de Nazca.

Para el caso de la Cuenca Ucayali, los esfuerzos principales registrados son muy parecidos a los indicados por Pindell & Tabbutt (1995) desde el Triásico Final y muy similares también a los observados en el Mio-Plioceno con la subducción de la Dorsal de Nazca, por lo cual son sin lugar a dudas indicativos de una tectónica más regional a nivel de placa.



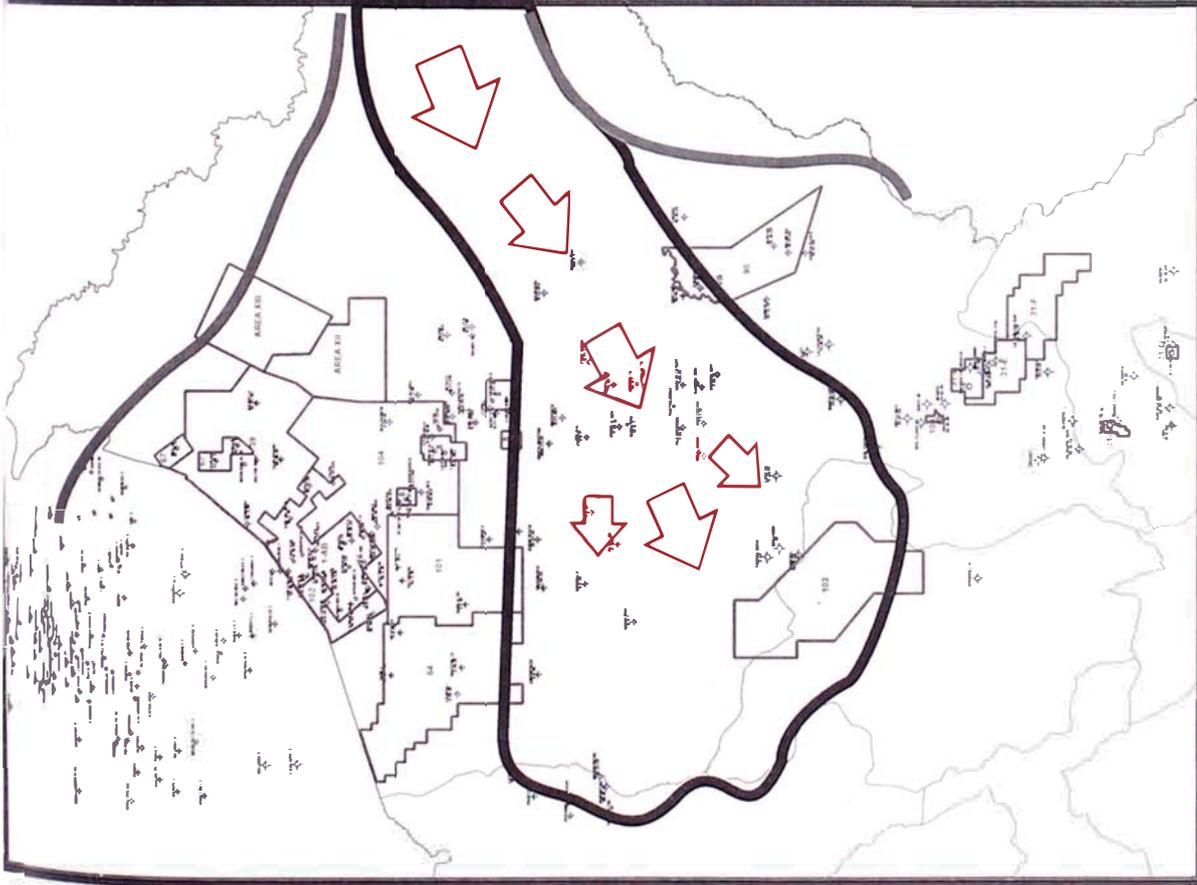
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA,
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú

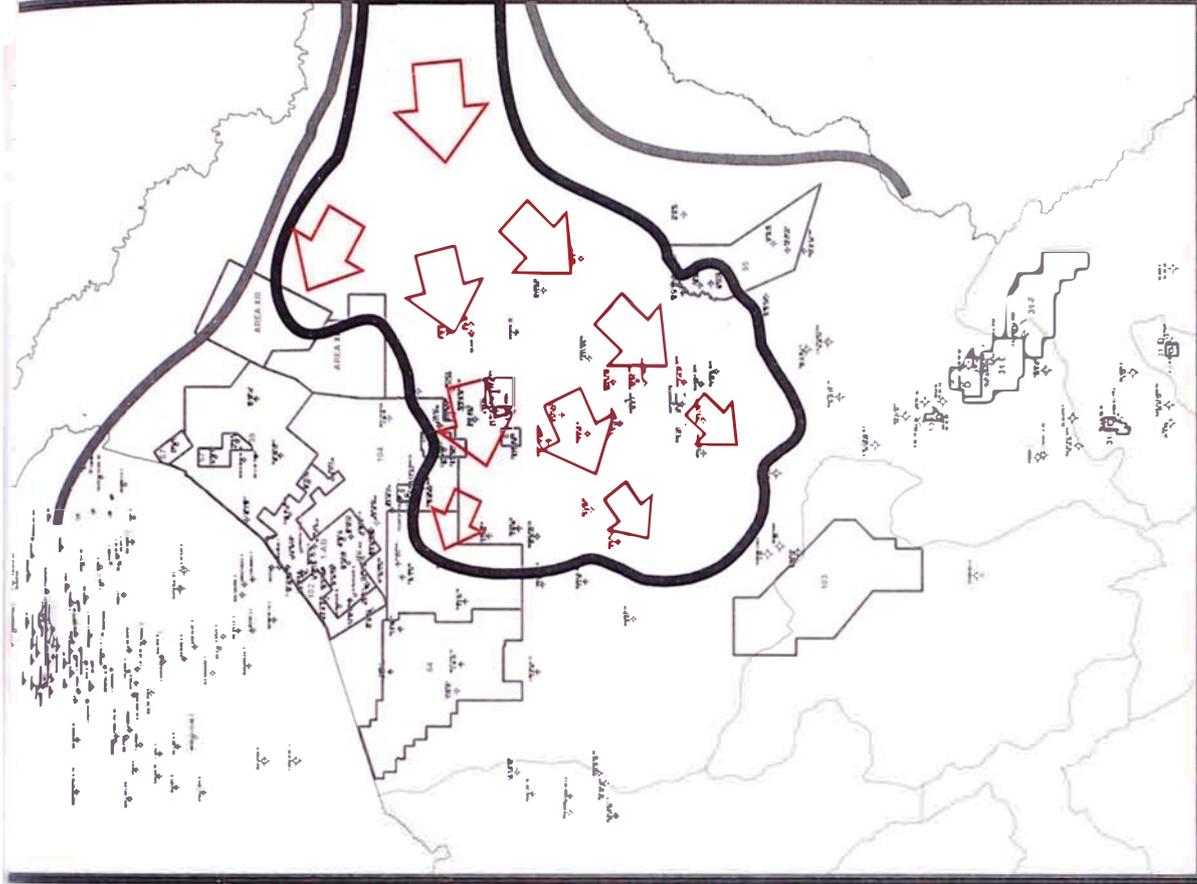


“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7. 1. Zona de aportes de los Escudos Brasileño y Guayano. Modificado de Mosmann et al. 1986.



A)



B)



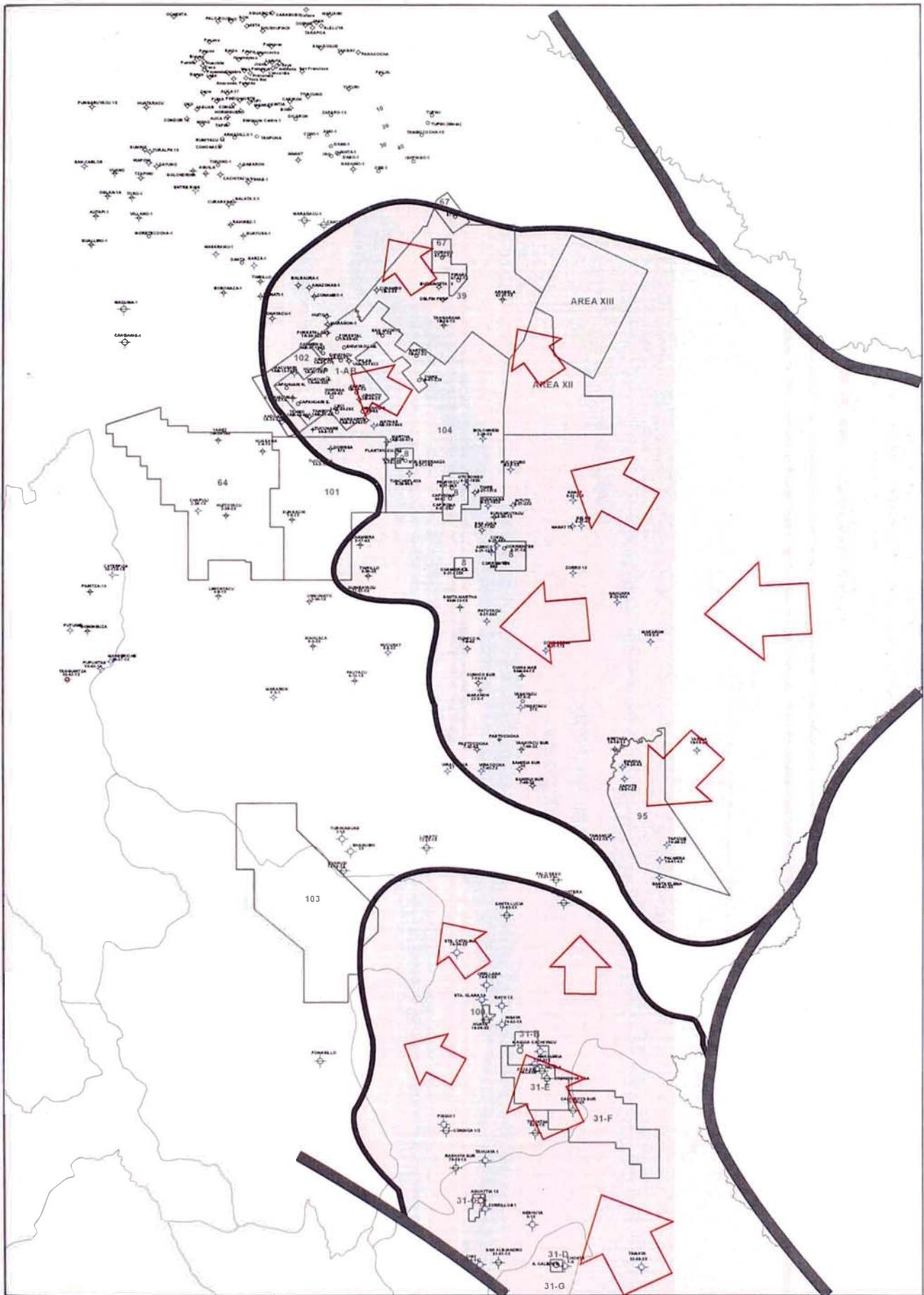
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERU
 Sucursal del Perú

“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7. 2. A) Mapa de áreas fuente para la Fm. Cuzhatatay A en el cual se muestran aportes canalizados desde el ENE dentro de la línea de fractura Protoamazonica. B) Mapa de áreas fuente para la Fm. Cuzhatatay B en el cual se muestran aportes menos canalizados y de mayor dispersión que en Cuzhatatay A.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



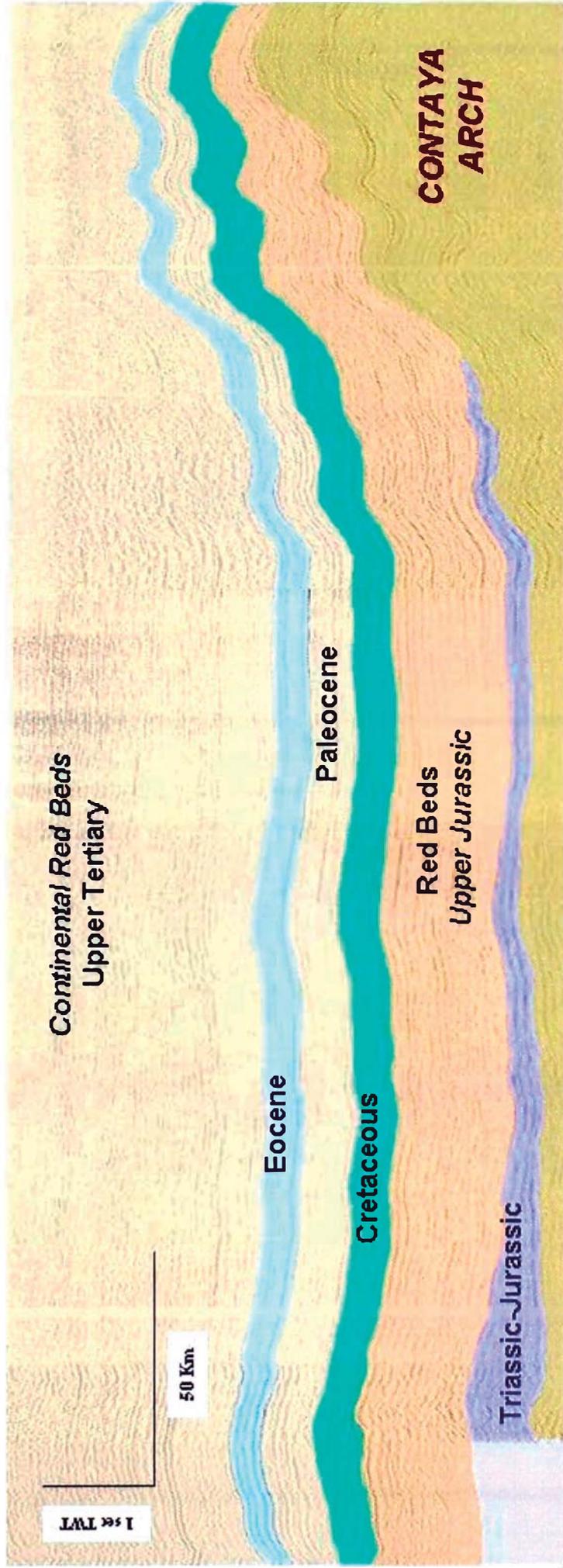
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig.7.3. Mapa de áreas fuente para la Fm. Agua Caliente, donde se observa la primera entrada apreciable de sedimento desde el SE.

NNW

NNW-SSE COMPOSED SEISMIC LINE

SSE



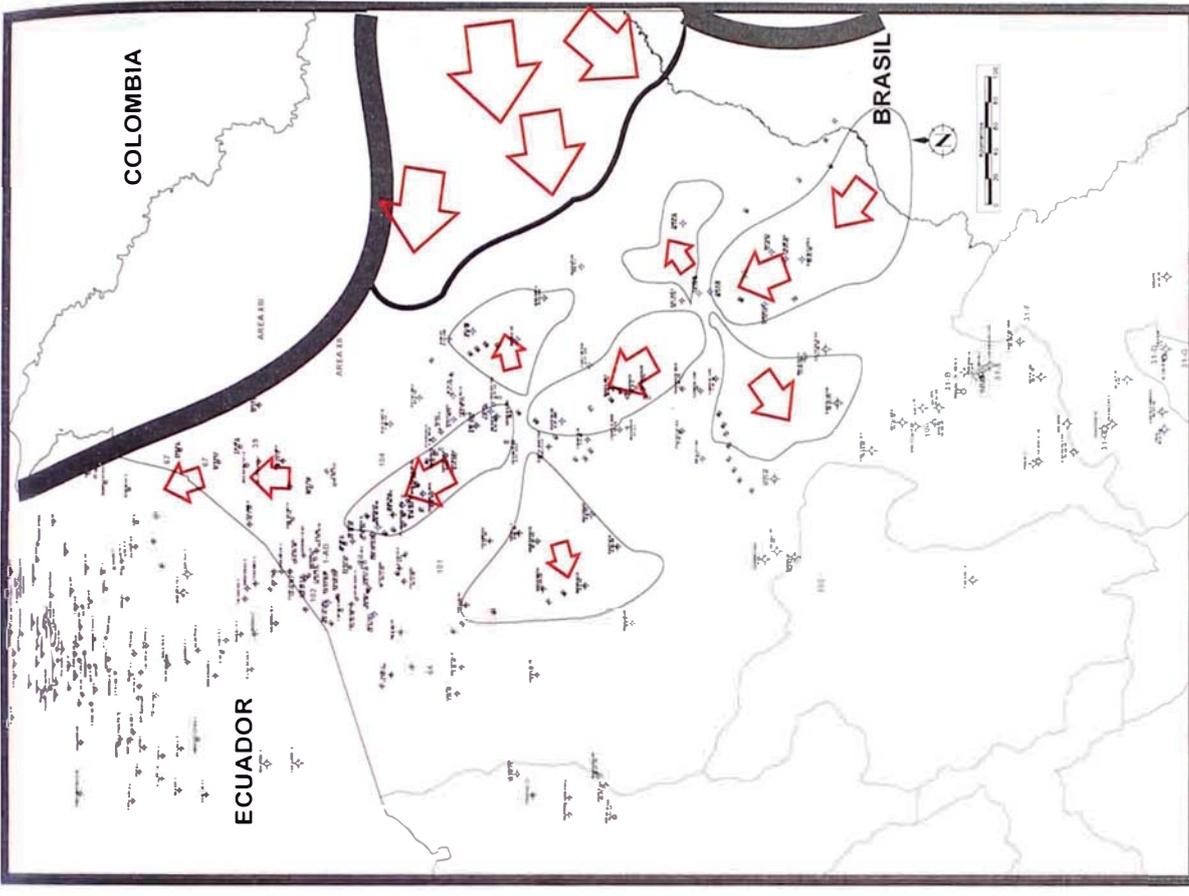
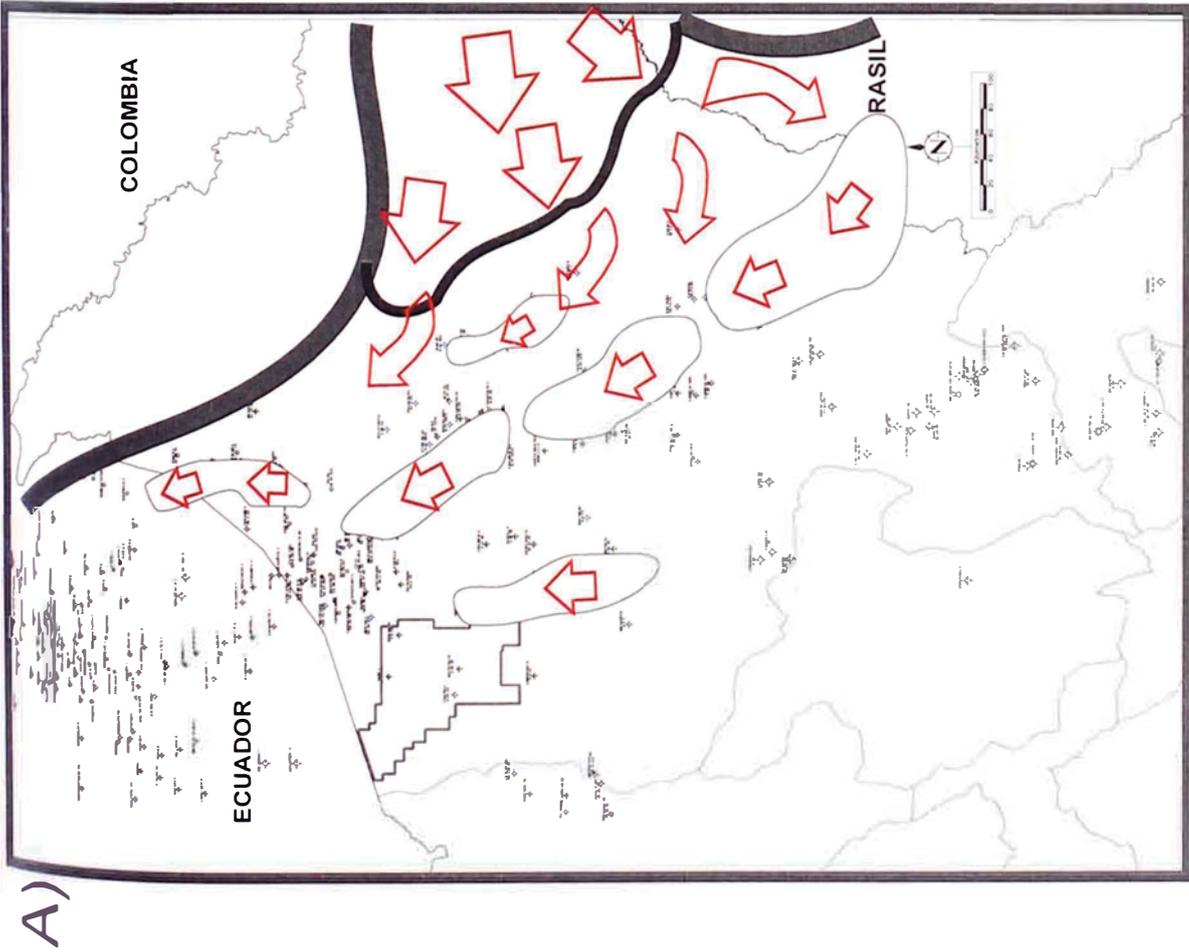
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERU
 Sucursal del Peru

"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 7.4. Línea Sísmica con orientación NNW-SSE donde se verifica que el Arco de Contaya está cubierto por sedimentos Cretácicos. Interpretación hecha por W.I. Martínez para un trabajo interno de Repsol Exploración Perú.



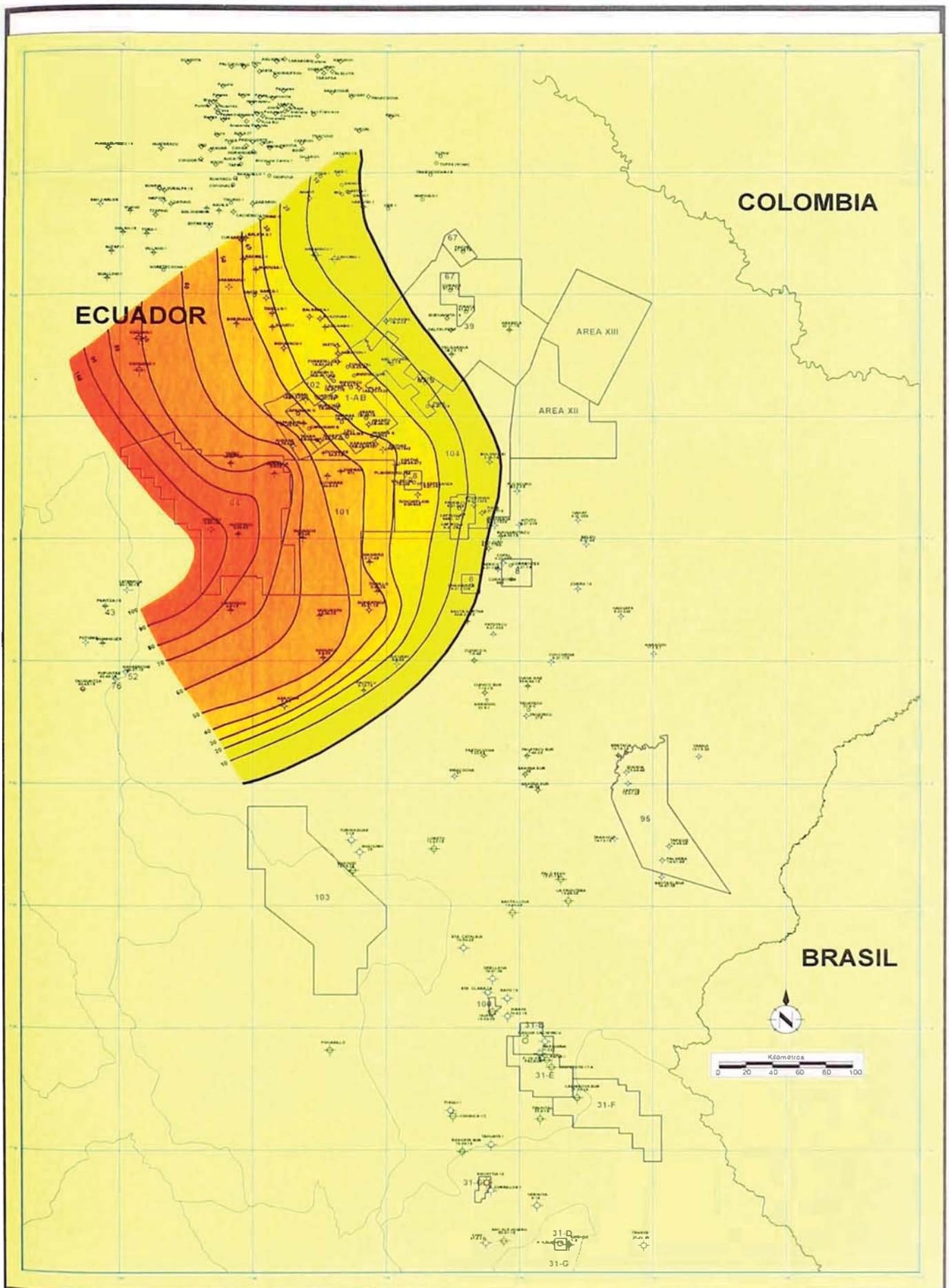
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig.7.5. A) Mapa de áreas fuente para la Fm. Chonta 1 (arenas principales del Miembro Cético) asumiendo el depósito según un modelo de barras o dunas arenosas de offshore dominadas por corrientes de plataforma “longshore current”.
 B) Asumiendo un depósito según un modelo de cordones litorales tipo “inlet” a la salida de un estuario.



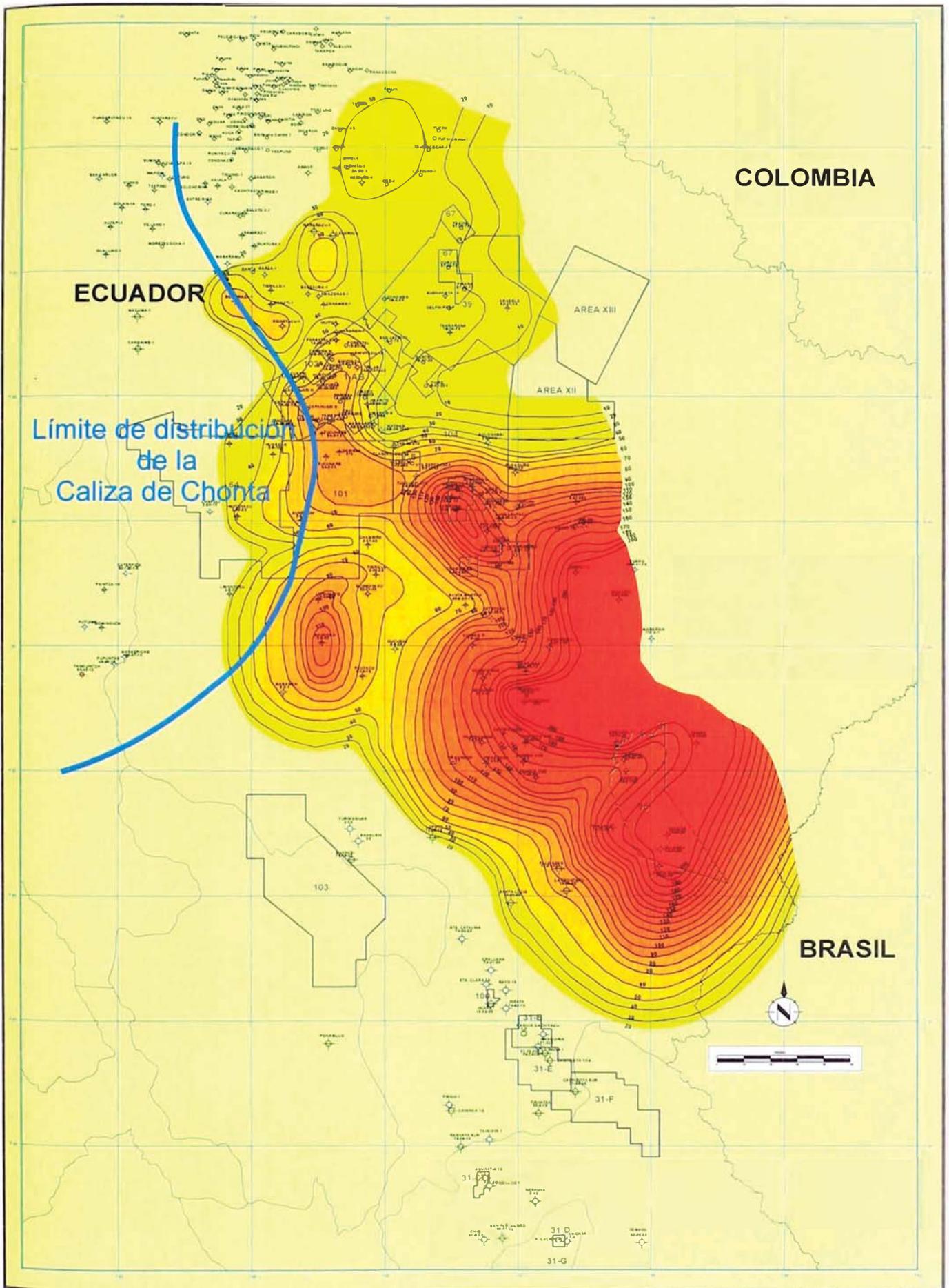
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 7.6. Mapa Isópaco para la Caliza de Chonta. Se puede observar que su distribución está relegada al sector NW de la cuenca.



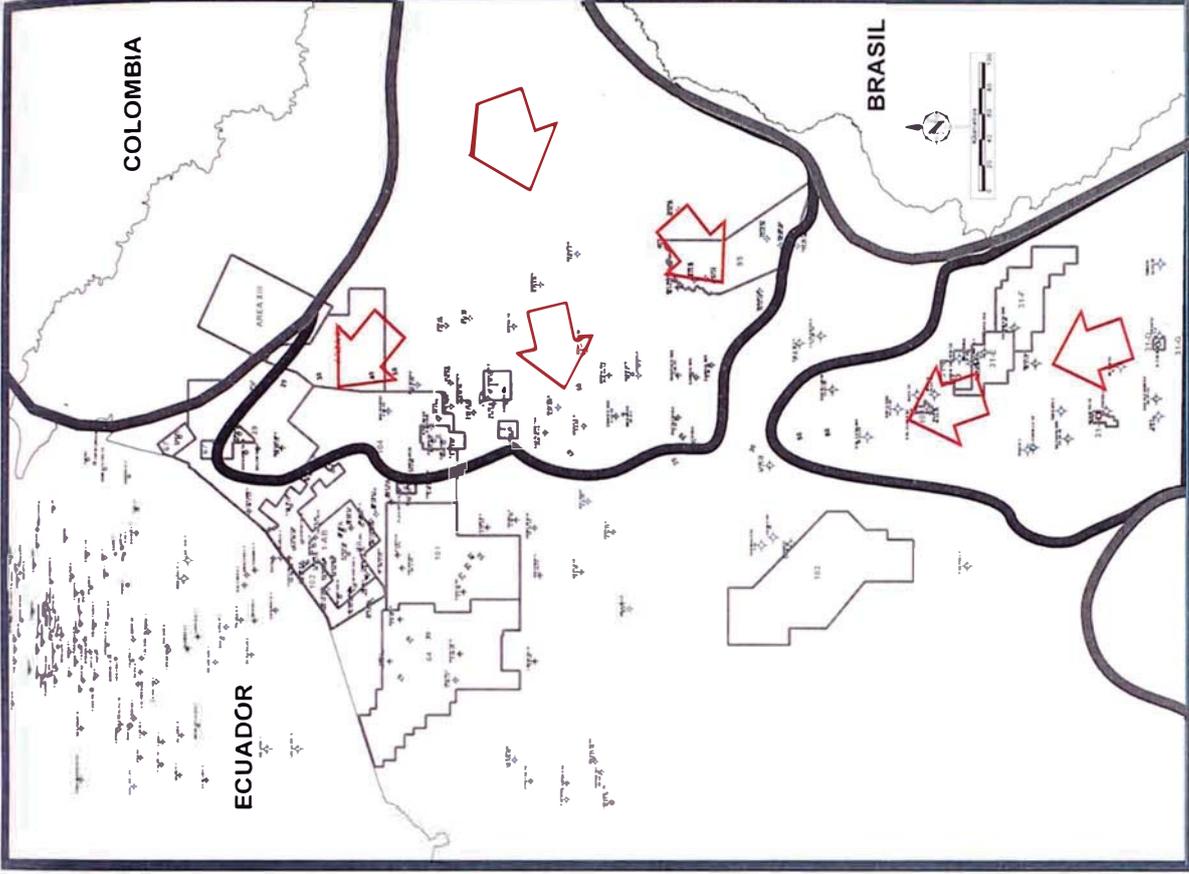
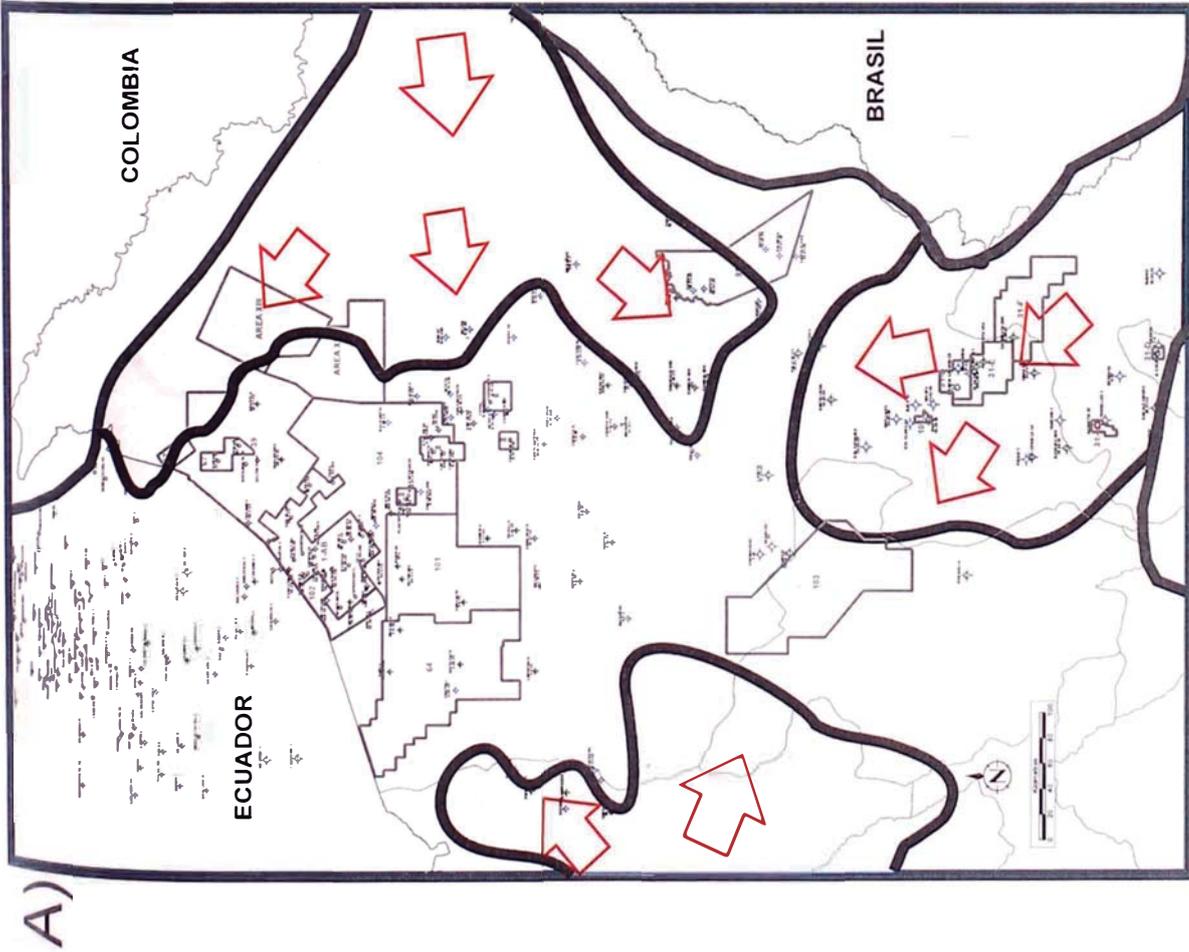
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 7.7. Superposición del mapa isópaco de arena neta de la Fm. Chonta Total con el limite de desaparición de la Caliza de Chonta. La combinación permite ver con claridad que la caliza desaparece donde los clásticos empiezan a tener un espesor significativo.

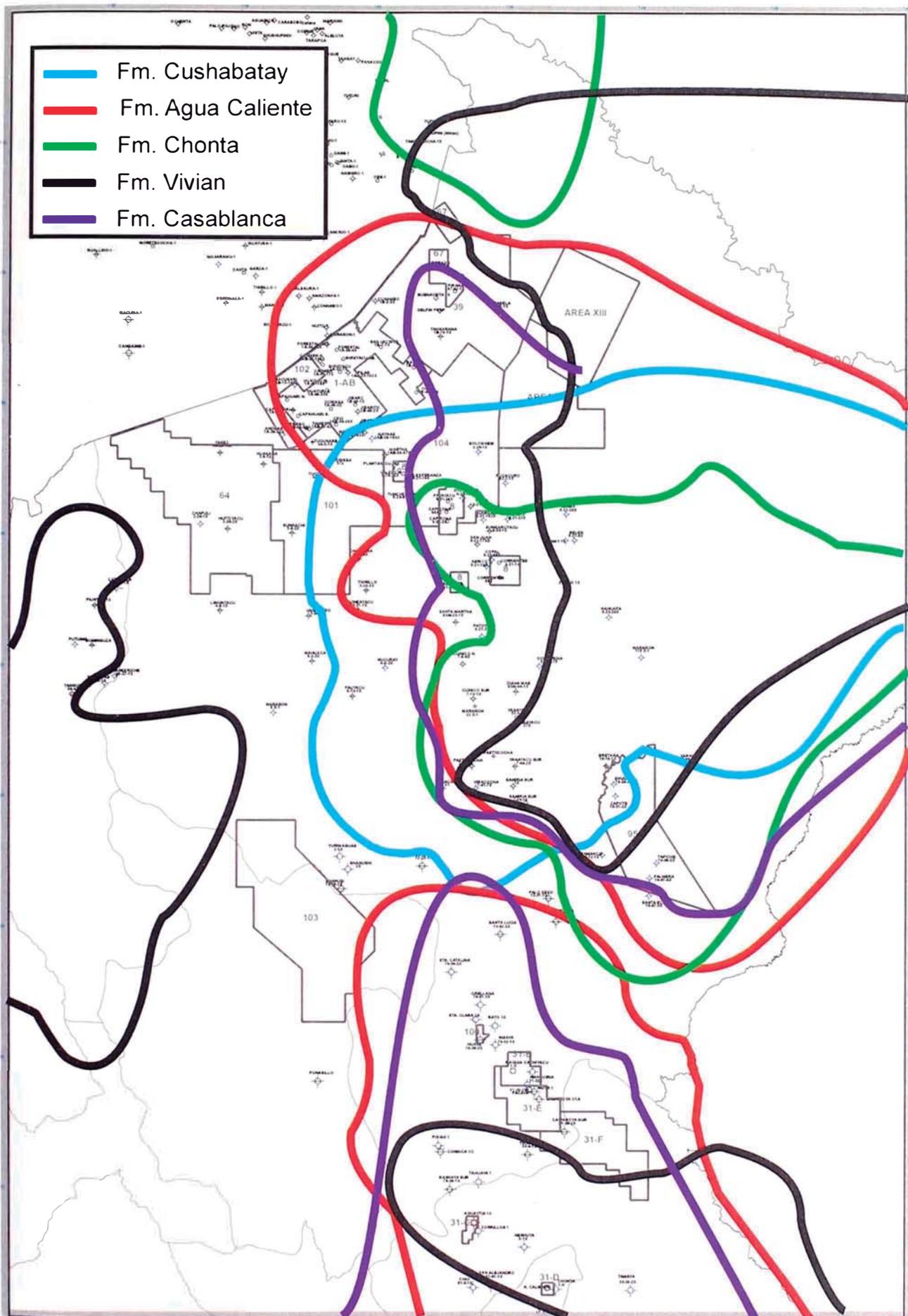


UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.8. A) Mapa de áreas fuente para la Fm. Vivian. Se observa claramente la entrada de clásticos desde tres zonas de aporte diferentes. B) Mapa de áreas fuente para la Fm. Casablanca. Se observa claramente la entrada de clásticos desde dos zonas de aportes diferentes, habiendo desaparecido la de procedencia W



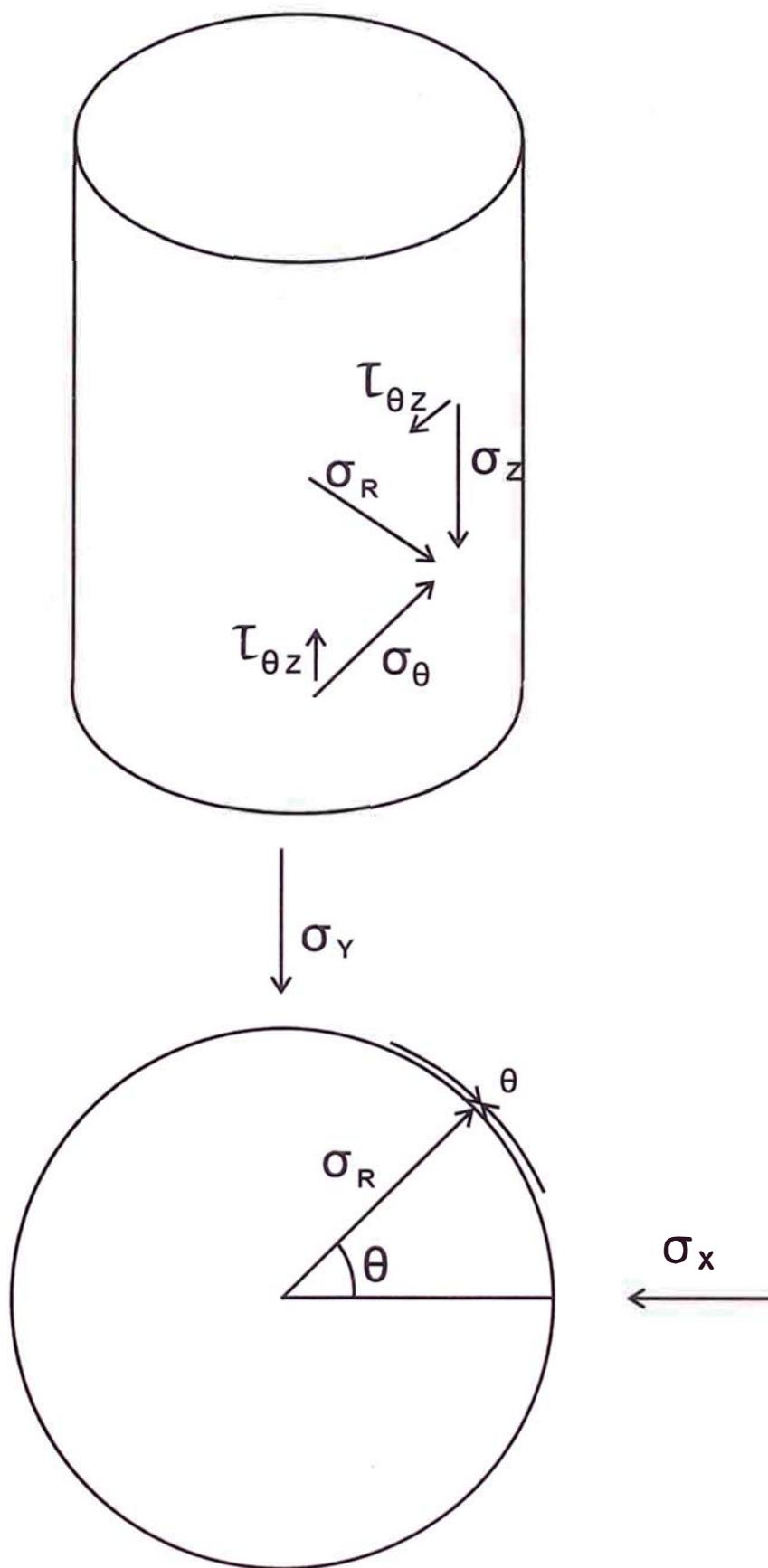
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



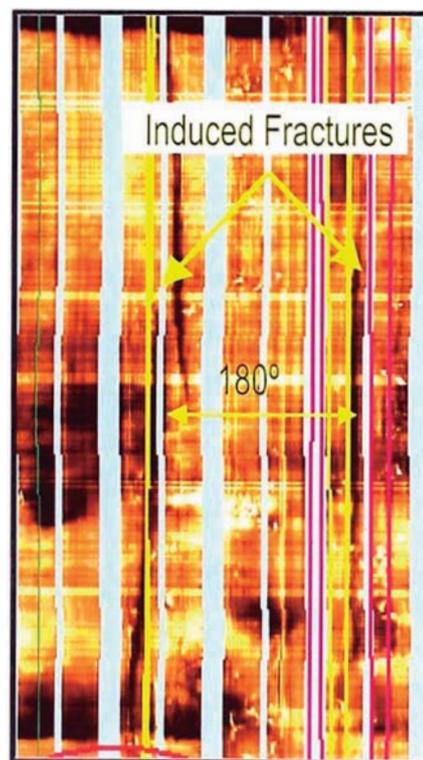
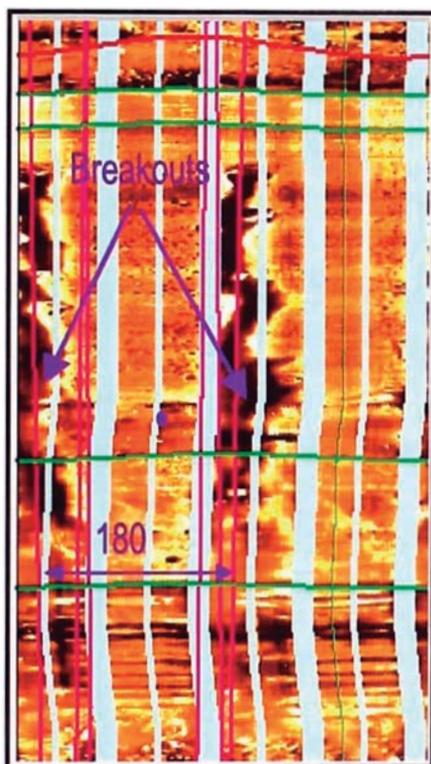
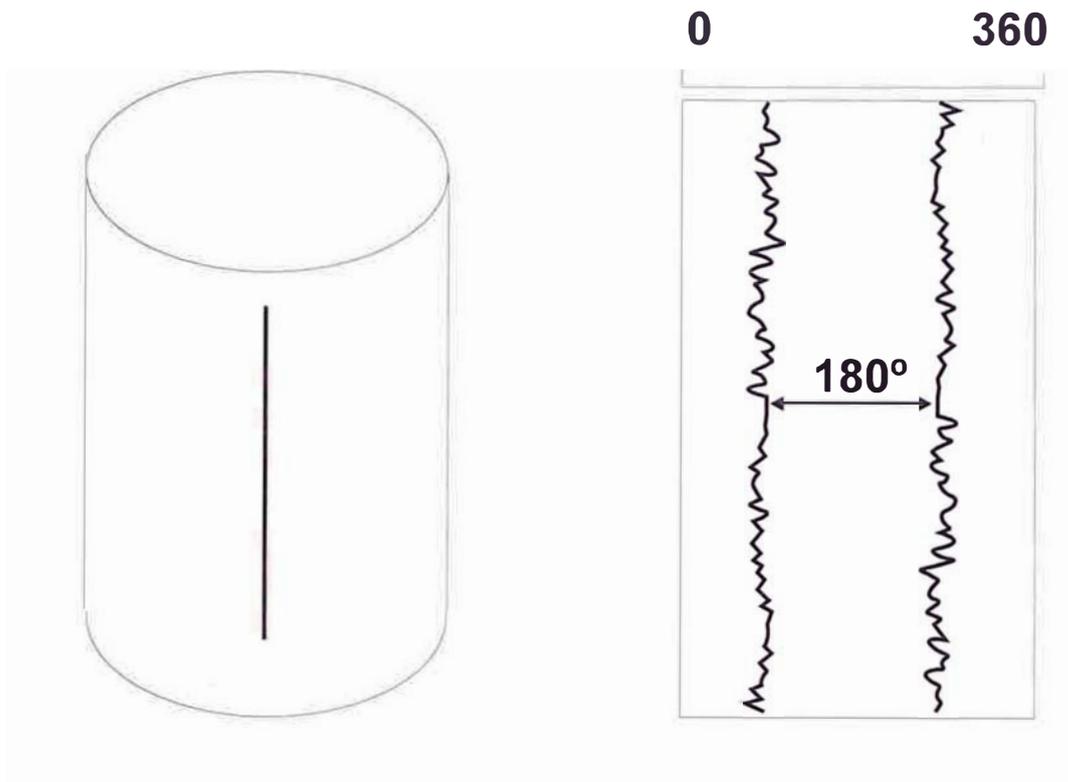
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.9. Mapa superponiendo las áreas fuente para cada una de las formaciones cretácicas de interés, de tal manera que puede apreciarse la variación de la amplitud y entrada en la cuenca de áreas fuentes, así como el desplazamiento de los depocentros.



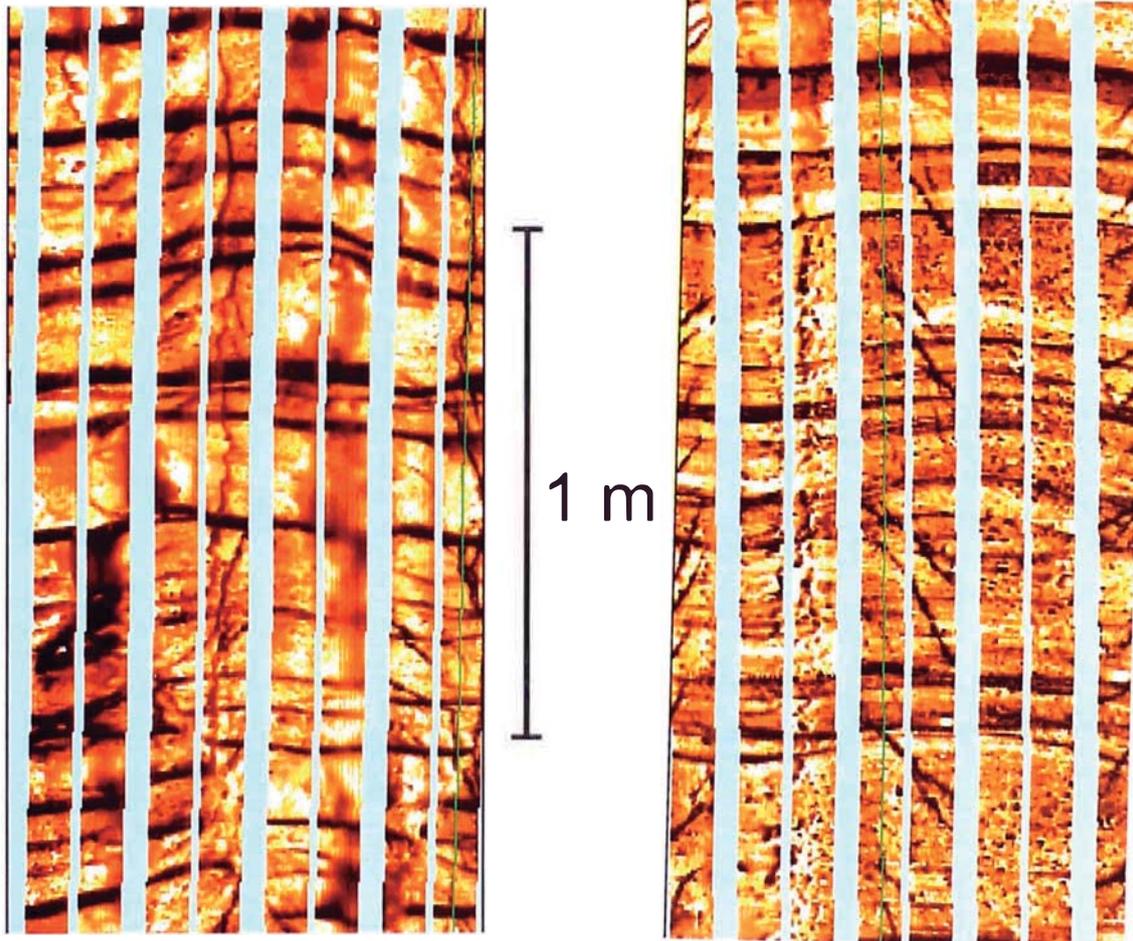
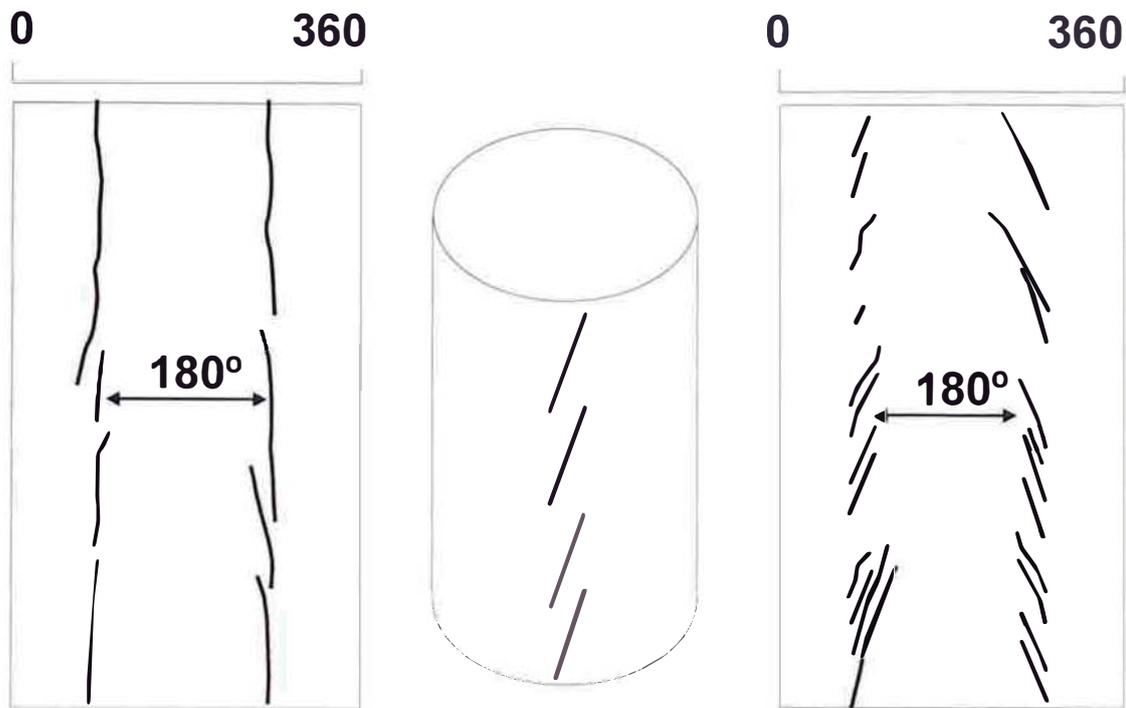
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micro Imager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 7.10. Debido a que dentro del pozo existe presión de fluido durante la perforación, el estado de esfuerzos en las paredes viene dado por tres esfuerzos normales y una componente de cizalla. (Modificado de Aadnoy, 1998)



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.11. Fracturas Hidraulicas Inducidas. El pozo Buena Vista 1X es vertical, este intercepta al campo de esfuerzos perpendicularmente. El esfuerzo tangencia corresponde al esfuerzo mínimo, y si este es superado, se genera una fractura que será vertical y paralela al eje del pozo.



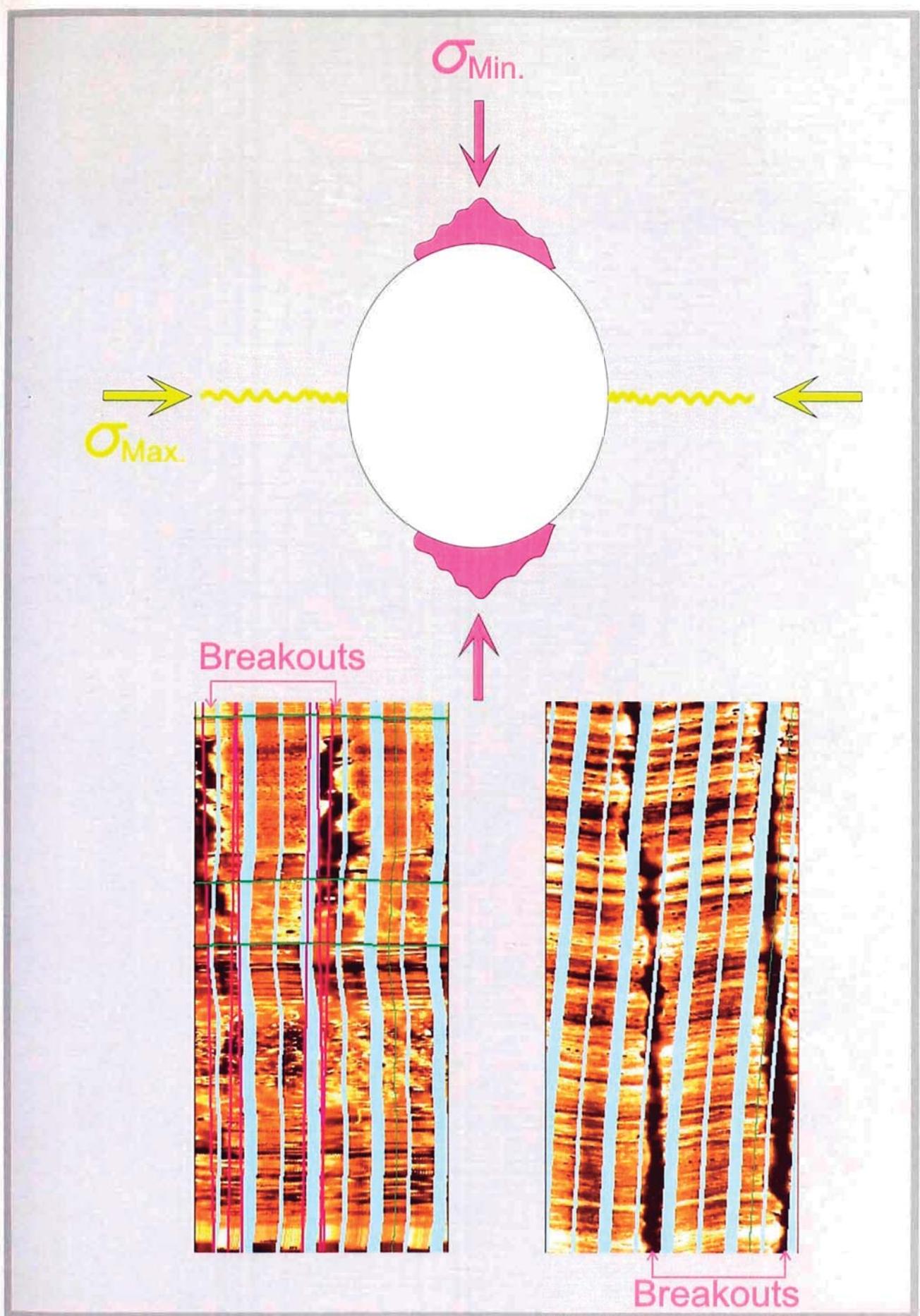
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.12. Fracturas Hidráulicas Inducidas. Cuando el pozo es desviado o bien el campo de esfuerzos no es perfectamente horizontal, la trayectoria del pozo no corta perpendicularmente al campo de esfuerzos horizontal y por ello la fractura generada si este es superado no cortará todo el pozo, sino que se concentrará en una banda de 30° de la circunferencia. Ejemplo tomado de un pozo con 30° de desviación de Repsol Exploración Venezuela.



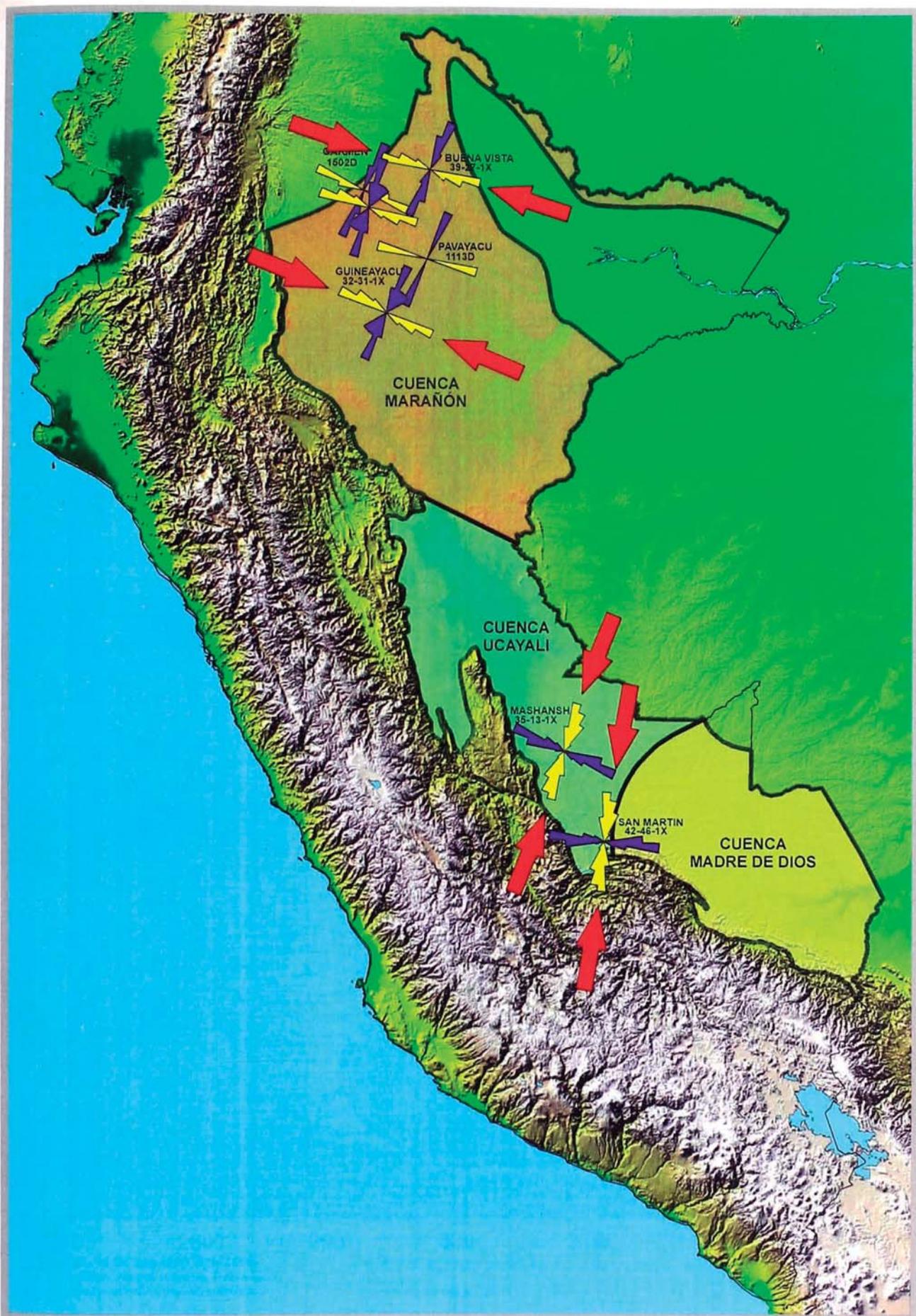
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 7.13. Breakouts generados por la diferencia en magnitud horizontal entre los dos esfuerzos horizontales principales suficientemente grande. Los Breakouts se han formado por rotura de cizalla compresiva.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.14. Interpretación de los Campos de Esfuerzos Regionales en base a las orientaciones de Fracturas Inducidas y BreakOuts en la Cuenca Marañón y Cuenca Ucayali.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.15. World Stress Field Map. Se puede apreciar en color celeste las direcciones de máximos esfuerzos que se han obtenido con este estudio.



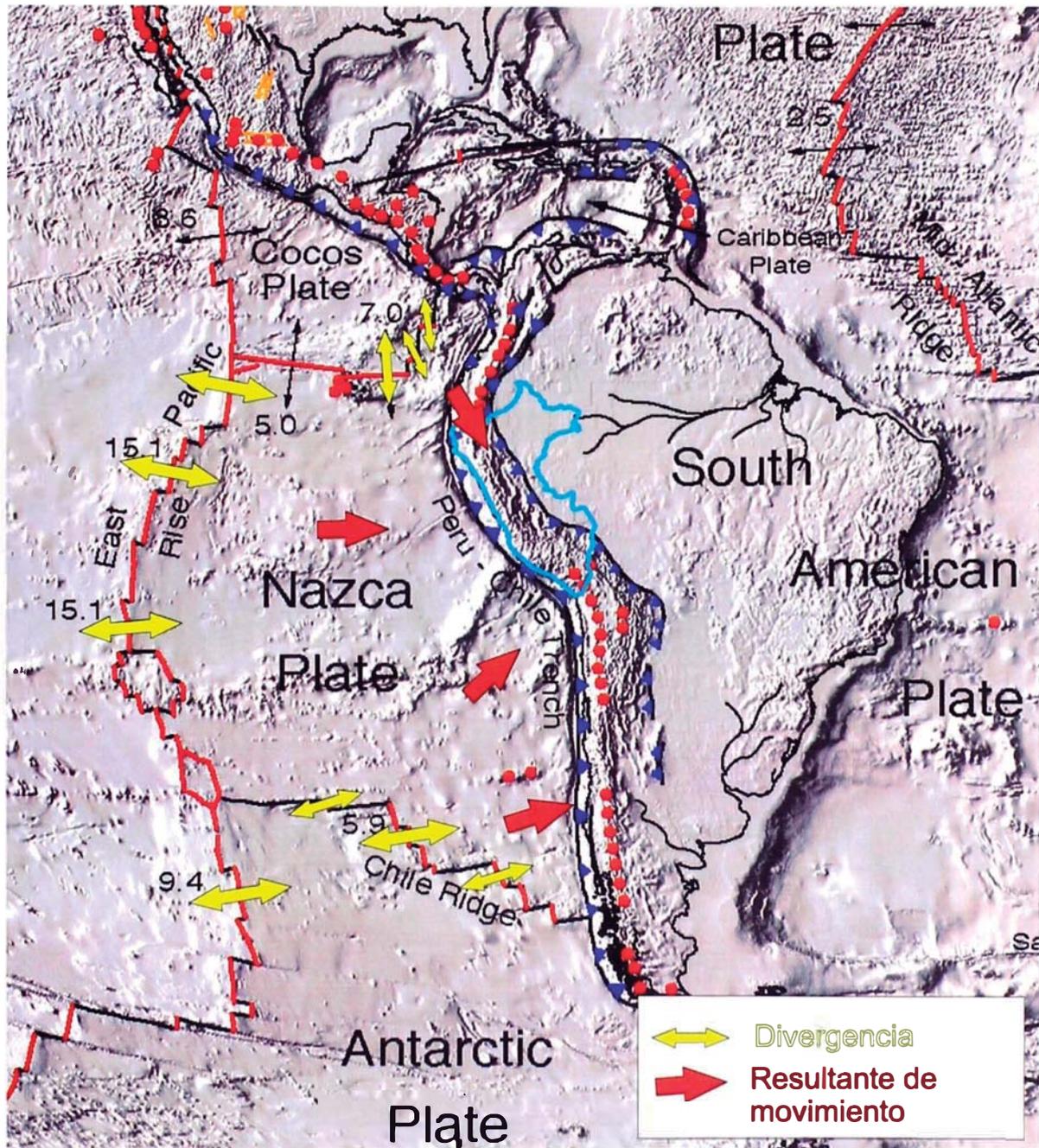
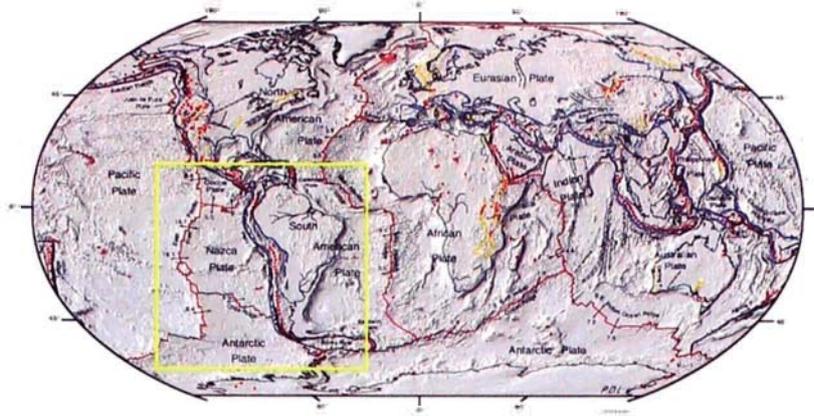
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 7.16. Orientación regional de los esfuerzos de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana en base a los estudios del GSFC.



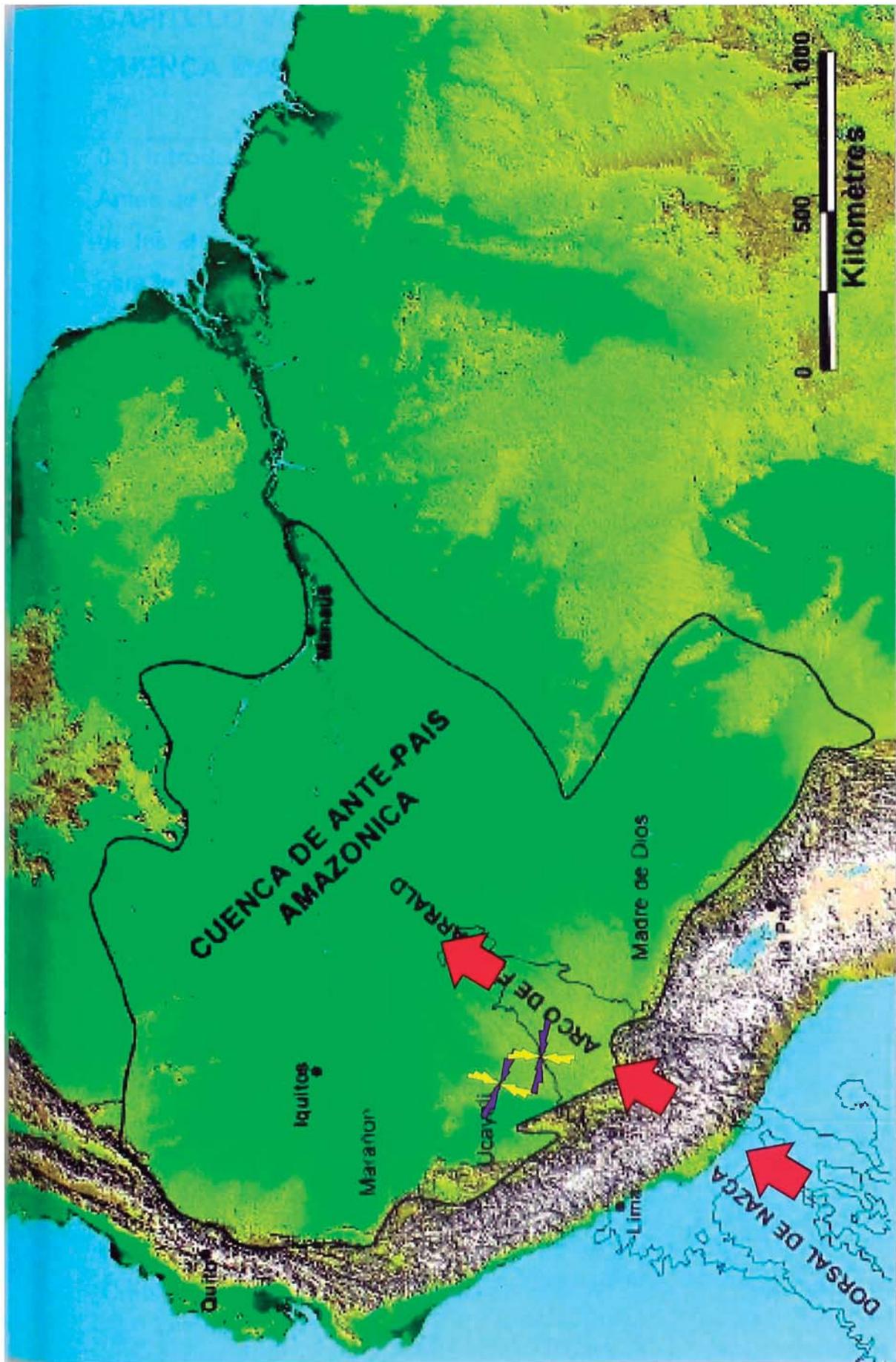
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 7.17. Se puede apreciar como las resultantes de movimiento del "Digital Tectonic Activity Map of Earth" del DTAM-1 NASA/GSFC, coinciden con las direcciones de máximo esfuerzo horizontal (fracturas hidráulicas inducidas), con una dirección WNW-ESE.



 <p>REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ Sucursal del Perú</p>	 <p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica Escuela Profesional de Ingeniería Geológica</p>
<p>“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”</p>	
<p>Fig. 7.18. Esfuerzos en la Cuenca Ucayali-Madre de Dios, relacionados con la subducción de la dorsal de Nazca bajo la placa Sudamericana. Modificado de Baby et al (2005)</p>	

CAPITULO VIII: MARCO SECUENCIAL DEL CRETÁCICO EN LA CUENCA MARAÑÓN

8.1. Introducción.

Antes de comenzar a escribir este Capítulo, es importante señalar que gran parte de las ideas escritas en el mismo proceden de la síntesis secuencial realizada para la Cuenca Oriente del Ecuador por Jaillard (1997). Si bien la mayoría de las ideas tienen este origen, existe otro grupo de ideas que son modificaciones realizadas en este volumen sobre las ideas originales presentadas por el mencionado autor.

El Cretácico del Perú fue depositado bajo la influencia de un gran ciclo transgresivo-regresivo de escala global. Este megaciclo está constituido por 5 secuencias deposicionales de tercer orden, las 4 primeras controladas por variaciones eustáticas del nivel del mar y la última de ellas con una componente tectónica reconocida (Tectónica Peruana).

La sedimentación producida dentro de este megaciclo tiene la morfología de una cuña abierta hacia el W, la cual está representada por cinco grandes paquetes areniscos conformados por las formaciones Cushabatay, Agua Caliente, Chonta miembro Cetico, Vivian y Casablanca y tres lutíticos conformados por las Formaciones Raya, Chonta (Miembros Pona-Lupuna) y Cachiyacu.

Todas estas arenas y lutitas fueron depositadas en ambientes variables desde fluviales a marino marginales. Los tres episodios lutíticos representan tres grandes eventos transgresivos ocurridos durante el Cretácico, siendo el más importante de ellos el iniciado en el Cenomaniense con el depósito de la Formación Chonta Miembro Cetico, este tiene su momento culminante con un máximo de inundación (Maximum Flooding Surface, MFS) durante el Coniaciense-Santoniense con el depósito de las lutitas orgánicas de la Formación Chonta Lupuna-Pona. Para este capítulo se ha tomado en consideración la Curva Eustática de Haq et.al. (1987) la cual está definida desde el Triásico, pero para fines del presente estudio se ha hecho una interpretación de las secuencias Cretácicas: Ciclo Cushabatay-Vivian (Albiense-Maastrichtiense).

8.2. Ciclo Cushabatay – Vivian.

Cinco secuencias de tercer orden han sido definidas para el intervalo Albiense-Maastrichtiense en la Cuenca Marañón entre las Formaciones Cushabatay y Vivian. Con excepción del último de los ciclos (el más joven), el resto parecen estar controlados por variaciones relativas del nivel del mar correlacionables con la carta eustática global. La última de las secuencias observadas pudiera tener una importante componente tectónica dada la diferencia de espesores observada de W a E con claros rasgos erosivos.

El Cretácico de la Cuenca Marañón fue depositado bajo la acción de un gran ciclo transgresivo-regresivo de escala global (Fig. 8.1).

La estratigrafía de Cushabatay-Vivian, documenta desplazamientos bruscos de la línea de costa hacia el W de hasta 200 Km., estos cambios bruscos verticales de facies interrumpen lo que de otra manera sería una sedimentación de baja energía en una plataforma marina, los desplazamientos de facies de línea de costa hacia cuenca sobre sedimentos marinos de plataforma más antiguos, son causados por caídas bruscas del nivel del mar, estos son ejemplos de regresiones forzadas, las cuales se caracterizan por:

- Aparición abrupta de facies litorales de grano grueso (alta energía) sobre facies marinas distales.
- Erosión buzamiento arriba “updip” de los valles fluviales incisivos (IVF) y creación de límites de secuencia erosionales en áreas de “bypass” sedimentario.
- Límites de secuencia concordantes estratigráficamente que ocurren a la base de depósitos marinos someros (shoreface) que están presentes hacia cuenca en valles fluviales incisivos (IVF).

Se propone la existencia de 5 ciclos deposicionales mayores (Fig.8.2).

Está constatado que en el intervalo Albiense-Campaniense, se observan gran cantidad de ciclos de tercer y cuarto orden a nivel global.

8.2.1. Secuencia Depositional 1 (DS-1)

Esta secuencia engloba las areniscas de la Formación Cushabatay, lutitas de la Formación Raya y areniscas basales de la Formación Agua Caliente.

Tras el levantamiento y erosión ocurridos durante el Jurásico tardío-Cretácico temprano se produjo un límite de secuencia (Sequence Boundary, SB) (SB-0 \approx 112 m.a.), se produjo una entrada hacia la cuenca de los sistemas fluviales trenzados que dieron lugar a la sedimentación de las areniscas inferiores de la Formación Cushabatay durante una caída del nivel del mar en condiciones de nivel del mar bajo (Lowstand System Track, LST) (Fig. 8.2). Las areniscas de la Formación Cushabatay (Miembro Superior) y las lutitas de la Formación Raya representan depósitos transgresivos (Transgressive System Track, TST) y fueron depositados en una regresión de facies, a medida que el nivel del mar iba en ascenso (este es el motivo por el cual de manera generalizada las areniscas de la Formación Cushabatay pasan a facies marinas hacia su tope). El máximo de inundación (MFS) se alcanza dentro de las lutitas de la Formación Raya (Fig. 8.2). Una vez que el nivel del mar paro su ascenso, se depositaron el resto de las lutitas de Raya (hacia el W, mientras que hacia el E se tienen facies más fluviales) y las areniscas basales de la Formación Agua Caliente en un contexto de nivel del mar alto (Highstand System Track, HST). Estas areniscas basales de la Formación Agua Caliente son fluvio/deltaicas al E y de plataforma marina hacia el W. Las lutitas de la Formación Raya pasan a secuencias más arenosas hacia el E (área de influencia de clásticos), estando representadas por areniscas de barras y bajíos embutidos en lutitas, su separación de Cushabatay y Agua Caliente se hace muy difícil en estas zonas tal y como se observa en la correlación regional de las Fig.4.5 y 4.6.

8.2.2. Secuencia Depositional 2 (DS-2)

Esta secuencia engloba a las areniscas principales y superiores de la Fm. Agua Caliente, areniscas y lutitas basales de la Fm. Chonta miembro Cetico. Durante el Albiense Superior, se produjo una nueva caída del nivel del mar que dio lugar a una exposición de la plataforma (en particular quedaron expuestas las areniscas basales de la Fm. Agua Caliente), que conllevó a una erosión producida por la instauración de una red de drenaje (SB-1) (Fig. 8.2.), esta caída del nivel del mar estuvo relacionada con la entrada del Evento Tectónico Mochica, evidencias bioestratigráficas sugieren un hiato deposicional en esta formación sobre todo durante el Cenomaniano (Mathalone J. et. al, 1995). El resto de las areniscas de

la Fm. Agua Caliente fueron distribuidas en parte como relleno transgresivo de estos valles incisivos (IVF) con un máximo transgresivo al tope de la Fm. Agua Caliente (MFS), que corresponde a la base del paquete lutítico de la Fm. Chonta miembro Cetico, así también se instaure un sistema de mar alto (HST) al que corresponderían la parte superior de las areniscas con facies fluvio-deltáicas de la base de las areniscas de la Fm. Chonta miembro Cetico (Fig. 8.2).

8.2.3. Secuencia Depositional 3 (DS-3)

Esta secuencia engloba las areniscas y calizas de la Formación Chonta miembro Cetico (areniscas inferiores más la caliza principal de Chonta). Una nueva caída del nivel del mar tuvo lugar en el Turoniense Final (Fig. 8.2), dando lugar a un nuevo límite de secuencia erosivo a tope de las lutitas y areniscas del DS-2 (SB-2). Este límite superior erosivo está asociado al Evento Tectónico Peruano?.

La parte inferior de las areniscas de Chonta representa en parte depósitos de nivel del mar bajo y un sistema transgresivo temprano (LST a TST temprano) depositado como relleno de valles incisos (IVF), el resto de las areniscas de Chonta representan un TST y las calizas principales de Chonta representarían unos depósitos carbonatados de sistemas de nivel del mar alto (HST) sobre la plataforma marina abierta (Fig. 8.2). Todo el depósito de la Formación Chonta estuvo marcado por fluctuaciones costeras muy continuas en el margen oriental de la cuenca en respuesta a la velocidad de influjo de sedimentos y velocidades de subsidencia, todas las series tienen una variabilidad de ambientes desde marinos al W a fluvio/marinos y fluviales hacia el E.

8.2.4. Secuencia Depositional 4 (DS-4)

Esta secuencia incluye las areniscas y lutitas de la Formación Chonta Cetico superior - Lupuna y las calizas superiores de Chonta ("M1" en la cuenca Oriente), finalmente están las lutitas de la Formación Chonta miembro Pona.

Las areniscas de Chonta miembro Lupuna representan un TST temprano, el cual culmina con las lutitas de Chonta miembro Pona (MFS) que conforma el HST (Fig. 8.2). En la Cuenca Oriente la parte superior (lutitas "M2"), se presenta como una sección muy condensada y esto pudiera explicarse con el inicio de la estructuración y compresión fini-cretácica.

De esta manera, es importante señalar que esta secuencia depositacional (SD) tiene ligera influencia tectónica, si bien su motor principal es el eustatismo. Representan facies marino marginales (fluvio/deltáicas a marinas).

8.2.5. Secuencia Deposicional 5 (DS-5)

Esta secuencia incluye las areniscas y lutitas de las Formaciones Vivian, Cachiyacu y Casablanca. Las areniscas de la Fm. Vivian se interpretan como unas areniscas transgresivas (TST temprano, más específicamente un IVF) debido a que se extienden a modo de manta sobre toda la cuenca. Tradicionalmente se ha puesto una discordancia a la base de las areniscas de la Formación Casablanca (si esto fuera cierto, estas serían las primeras areniscas Terciarias), pero sin embargo no existen evidencias ni de campo de ni de núcleos que la justifiquen. Hacia el W de la cuenca se observan disminuciones de las lutitas de la Fm. Cachiyacu como consecuencia del tectonismo incipiente (reducción del espesor debido a la existencia de discontinuidades). La influencia tectónica en este ciclo es también muy marcada. El desarrollo de una cuenca somera dio lugar al depósito de la Formación Vivian cuyos sedimentos son principalmente areniscas fluviales de canales trenzados. Para este tiempo se observa la existencia de un área levantada hacia el W que surtió de clásticos a la cuenca, de esta manera y a diferencia del resto de las secuencias, esta se alimenta desde el E y W, mientras que todas las demás tienen su área fuente principal hacia el E.

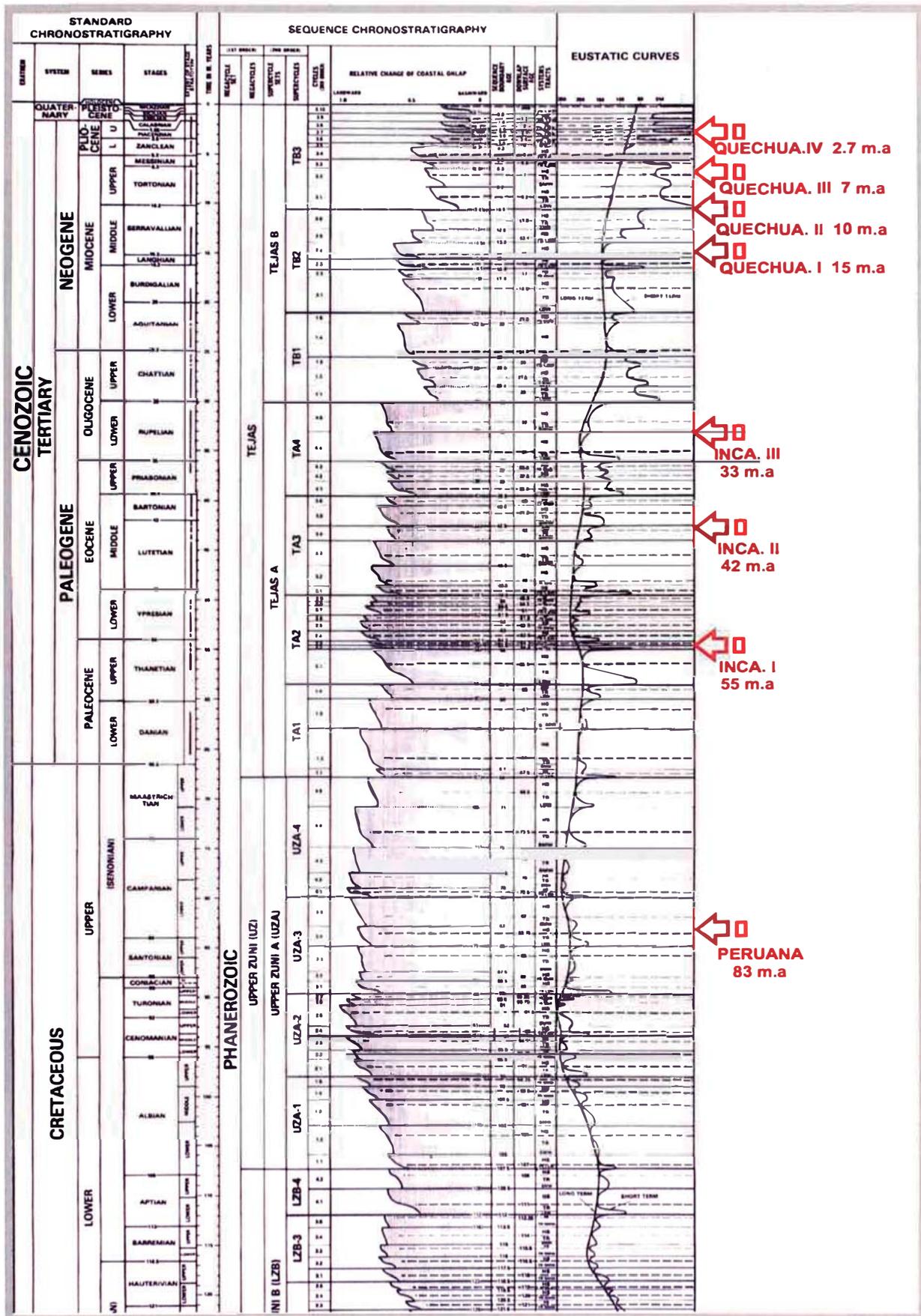
8.3. Conclusiones.

Cada uno de los ciclos se compone de manera individual de:

- Areniscas canalizadas transportadas en una dirección E-W (probablemente procedentes de la erosión de parte del HST anterior). Estas areniscas están depositadas dentro del Valle Fluvial Incisivo (IVF) como parte de depósitos estuarinos a medida que el nivel del mar va subiendo y encajona las arenas dentro del valle, típicamente estas areniscas fluviales en origen muestran evidencias de retrabajamiento por mareas.
- Una vez lleno el estuario (IV), los depósitos marinos desbordan y avanzan por los márgenes dando lugar a la transgresión de facies marinas (TST).

Estos depósitos vienen representados por areniscas marinas y paquetes lutíticos, a veces intervalos calizos.

- Finalmente una vez que el nivel del mar alcanza su máximo nivel alto, tiene lugar el depósito de lutitas marinas y gruesos paquetes calizos (HST).
- Cada uno de estos ciclos “tipo” muestra una expresión perfecta en Agua Caliente, Arenisca y Caliza Principal de Chonta Inferior o Cetico , arenisca y caliza de Chonta Superior o Lupuna+Pona y Arenisca-Lutita de Chonta Superior o Pona + Lutitas y Areniscas de Vivian.



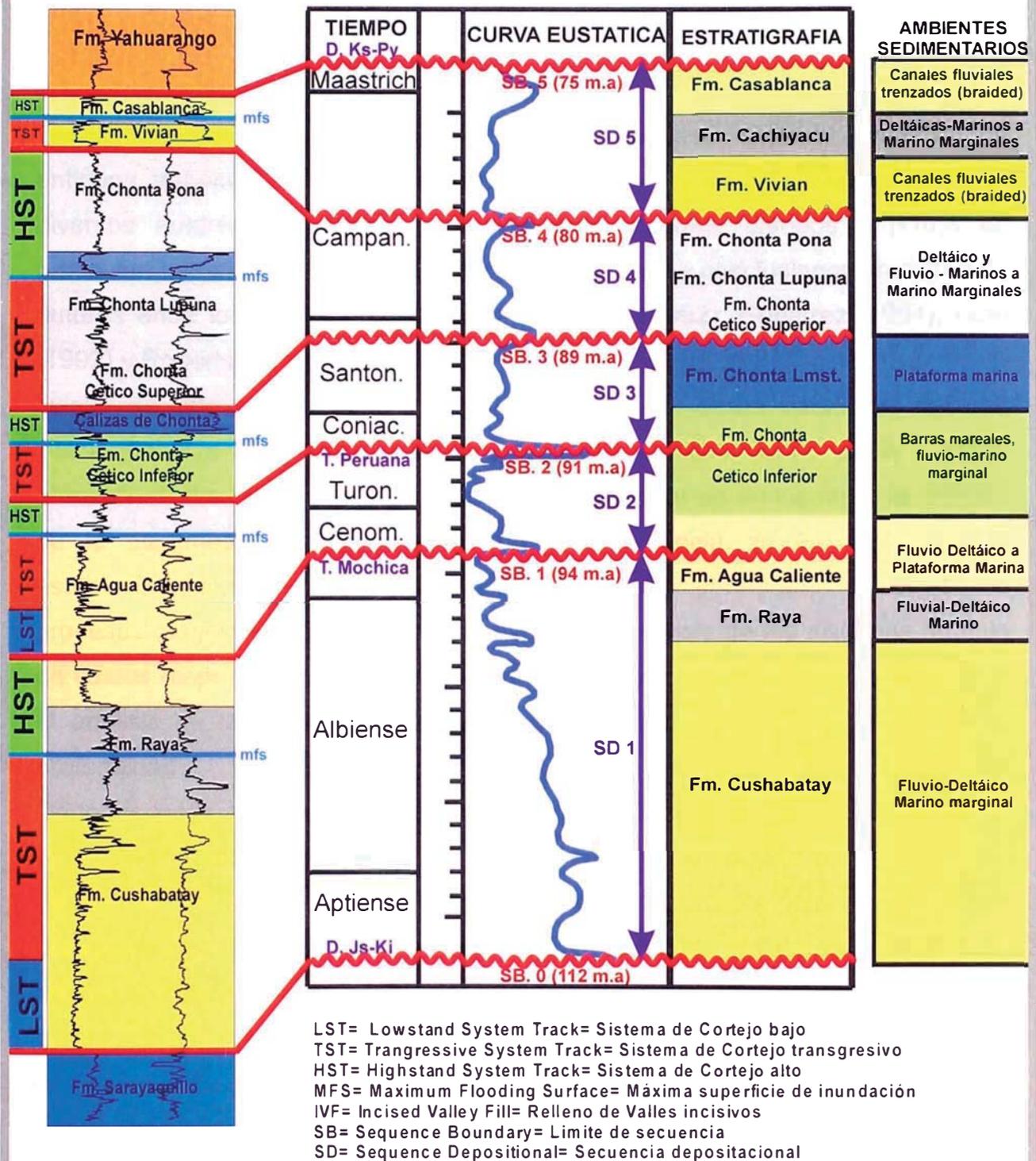
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 8.1. Cuadro de variaciones eustáticas del nivel del mar para el Ciclo de Cushabatay-Vivian. Modificado de la Curva Eustática Global de Haq. Et al. (1987).



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 8.2. Distribución de límites de secuencia (SB) y Cortejos de Sistemas (Systems Tracts) a lo largo de la sección cretácica de la Cuenca de Marañón.

CAPITULO IX: DIAGÉNESIS Y CALIDAD DE LOS RESERVORIOS EN LA CUENCA MARAÑÓN.

9.1. Introducción.

Todos los datos utilizados en la elaboración de este capítulo proceden de antiguos trabajos (tesis, informes internos de compañías, etc.) realizados por diversos autores de manera individual para bloques, campos y pozos en particular. Los estudios originales utilizados para extraer conclusiones proceden de autores entre los cuales hay que citar a: Cossio (1992), Gutierrez (1994), Hide (1992) y Robertson Research (1990).

Dentro de este estudio se han tomado todos ellos y se ha tratado de dar una visión global e integrada de los procesos diagenéticos dentro de la Cuenca Marañón. Entre los puntos más importantes a analizar se encuentran: la relación de la diagénesis con la composición y procedencia de las areniscas, el establecimiento de un marco diagenético regional consistente en el estudio de los procesos diagenéticos a escala de la cuenca, el análisis de los sistemas de flujo de fluidos responsables de los procesos diagenéticos observados y para terminar el análisis de la relación existente entre la calidad de los reservorios con la profundidad.

De todos los puntos mencionados, la procedencia y composición de las areniscas es uno de los más importantes, dado que la composición de las areniscas es uno de los factores que incide de manera directa sobre la posterior evolución diagenética de las mismas. En este sentido, la utilización de los registros de imagen (FMI), así como los mapas isópacos, han sido cruciales, puesto que al combinarse marcan de manera inequívoca las áreas de entrada de sedimento en la cuenca y de manera indirecta las posibles diferencias composicionales de las areniscas.

9.2. Efecto de la composición y procedencia de las areniscas Cretácicas en su evolución diagenética posterior.

Tal y como ya se adelantó en la introducción de este capítulo, la composición de las areniscas juega un papel muy importante en la evolución diagenética posterior. A su vez la composición de las areniscas está estrechamente ligada con

la procedencia y madurez de las mismas. Como ya se vio en capítulos anteriores, las areniscas proceden principalmente de los Escudos Brasileño-Guayanés, si bien existen áreas fuente alternativas que han ido variando con el tiempo.

De manera generalizada se ha podido establecer que las areniscas de las Formaciones Cushabatay, Agua Caliente y Chonta son de carácter subarcósico-arcósico mientras que las areniscas de las formaciones Vivian y Casablanca son de composición predominantemente cuarciarenítica. Sin lugar a dudas debe existir un condicionante que explique el porque las areniscas de la parte basal de la secuencia Cretácica (formaciones Cushabatay, Agua Caliente y Chonta) tienen contenidos variables en feldespato mientras que las areniscas de la parte superior de la secuencia Cretácica (formaciones Vivian y Casablanca) muestran ausencia casi total de los mismos.

Genéricamente la mayoría de los feldespatos proceden de granitos y gneisses, dominan la ortoclasa y la microclina, estando la plagioclasa sódica en un tercer puesto. Las rocas volcánicas contribuyen con pequeñas cantidades de plagioclasa y un poco de sanidina, pero por lo general, la ortoclasa es el feldespato dominante en los sedimentos debido a su gran abundancia.

En sedimentos poco maduros, el cuarzo y el feldespato son del mismo tamaño, o incluso el feldespato puede ser un poco mayor porque parte de tamaños iniciales algo mayores. Pero a medida que el sedimento va sufriendo abrasión, el feldespato se va haciendo más pequeño y redondeado que el cuarzo, para el momento en que el cuarzo se hace bien redondeado, el feldespato es mucho más fino. A menudo se hacen interpretaciones climáticas, tectónicas y fisiográficas basándose en algunos principios básicos sobre los feldespatos como los que se exponen a continuación. La meteorización del feldespato no solo necesita de un clima adecuado para que se pueda llevar a cabo, sino que también requiere del factor tiempo. La intensidad del proceso de descomposición regula el clima, pero la duración del tiempo a través del cual la descomposición tiene lugar, viene dada por el relieve topográfico, así, las regiones de fuerte relieve están sometidas a erosión rápida, de tal manera que el feldespato escapa a su destrucción y es depositado en la cuenca. Una topografía rugosa con clima húmedo da lugar a feldespatos de grano anguloso gruesos y con un gran espectro entre meteorizados y frescos. Si el clima es seco, los granos de feldespato serán todos

frescos. Si el relieve es suave, la velocidad de erosión es lenta y si el clima es favorable, el feldespato se descompondrá totalmente. La presencia o no de feldespato resulta del equilibrio entre la velocidad de descomposición y la velocidad de erosión. Una topografía plana con clima húmedo y cálido genera muy pocos feldespatos. Si el clima es árido cabe esperar presencia de feldespatos bien redondeados y poco alterados en cantidades medias a abundantes. Así, el feldespato detrítico, es un índice tanto del rigor climático como de la actividad tectónica. Pareciera que de todos los factores, el relieve es el que mayormente condiciona la presencia o no de feldespatos. Las areniscas procedentes de Fajas Plegadas actuales y antiguas, parecen ser más ricas en feldespato que las depositadas en ambientes tectónicamente estables. En particular, las areniscas depositadas previa o contemporáneamente con el tectonismo son las más feldespáticas.

En los próximos apartados se analiza la composición mineralógica de las areniscas en la Cuenca Marañón y posteriormente se verá la incidencia de la misma sobre la evolución diagenética posterior de estas areniscas.

9.2.1. Formación Cushabatay.

9.2.1.1. Composición: El carácter arcósico-subarcósico (5-20% de feldespato mayoritariamente potásico, así como matriz arcillosa) de estas areniscas, las hace más propensas a presentar efectos diagenéticos superpuestos a la compactación. Se estima un volumen de 10-12 % de sobrecrecimientos de cuarzo, los cuales dan lugar a reducciones drásticas de la porosidad hasta valores entre 2-7 % en las partes más profundas de la cuenca. (Robertson Research U.S. INC, 1990).

9.2.1.2. Porosidad: No existen muchos datos de porosidad de la Formación Cushabatay en la Cuenca Marañón, principalmente debido a que no muchos pozos han atravesado esta formación, y en aquellos que lo han hecho no se han tomado suficientes núcleos o testigos laterales que brinden un buen conocimiento de las propiedades de la misma. Los mapas de porosidad frente a la profundidad indican un comportamiento no lineal producto de su composición fundamentalmente subarcósica a arcósica (Fig. 9.1), estando la pérdida de

porosidad que experimentan asociada a una combinación de compactación y sobrecrecimientos minerales (principalmente cuarzo) producto de la diagénesis.

9.2.1.3. Procedencia del sedimento: Al igual que en otros ejemplos vistos, la Formación Cushabatay muestra la existencia de una sola zona de aportes localizada en los Escudos Brasileño-Guayanés (Fig.7.2), siendo su composición principalmente subarcósica.

9.2.2. Formación Agua Caliente.

9.2.2.1. Composición: A pesar de que no existen muchos datos petrográficos de las areniscas de la Formación Agua Caliente, las conclusiones que se presentan proceden de los pozos que la atravesaron y los cuales contienen información petrográfica. La mayoría de las areniscas observadas son subarcósicas (5-15 % de feldespatos) o arcósicas (más de 15 % de feldespatos).

9.2.2.2. Porosidad: Los sobrecrecimientos de cuarzo son los cementos dominantes y se hacen más abundantes con la profundidad, p.e. en los pozos Plantayacu y Pavayacu a profundidades de unos 10,000' (Robertson Research U.S. INC, 1990), se estiman volúmenes de 2-5% de sobrecrecimientos, mientras que en pozos como Huitoyacu, Ungumayo y Yañez a unos 16,000', estos volúmenes están entre 5-15 % (Hide M., 1992). De manera opuesta, la presencia de kaolinita autigénica es mayor en Plantayacu y Pavayacu (2-5% frente a 0-2%). Las muestras someras en la Formación Agua Caliente muestran rangos de porosidad de 14-18% frente a los 5-12% para las muestras profundas.

Como ya se indicó anteriormente, las curvas de porosidad-profundidad en la Formación Agua Caliente (Fig. 9.1) parecen no seguir una tendencia lineal, lo cual estaría indicando que la evolución de su porosidad es un efecto combinado de compactación y diagénesis.

9.2.2.3. Procedencia del sedimento: Como ya se mostró en apartados anteriores, las areniscas de la Formación Agua Caliente muestran aportes desde dos áreas fuente, pero siempre procedentes del Escudo Brasileño-Guayanés (Fig.

7.3), por lo cual sería de esperar una composición uniforme cuarciarenítica, si bien la realidad muestra que su composición es predominantemente subarcósica.

9.2.3. Formación Chonta Cetico (Miembro Cetico).

9.2.3.1. Composición: La composición de las areniscas de esta Formación presentan una composición entre cuarciarenítica-subarcósica (hacia el E) e incluso en algún caso hasta subarcósica-arcósica (hacia el W). En el pozo Huitoyacu, situado en la zona occidental de la Cuenca Marañón dominan las arcosas-subarcosas, mientras que hacia los Lotes 1AB y 39 dominan las subarcosas e incluso cuarciarenitas (Gutiérrez R., 1994). En la parte SE de la Cuenca Marañón (Lote 8) predominan las cuarciarenitas (Robertson Research US INC, 1990), pero tal variación tiene sin lugar a dudas que ver con las áreas fuente de sedimentos, punto que será clarificado más adelante.

9.2.3.2. Porosidad: Los gráficos de porosidad con la profundidad de la Fig. 9.1 muestran que la relación de pérdida de porosidad con la profundidad no es lineal para las formaciones Chonta, Agua Caliente y Cushabatay lo cual podría estar relacionado a factores combinados de contenido en feldespatos y procesos diagenéticos asociados con la alteración de estos feldespatos (transformación a minerales de arcilla autigénica, etc.). En este tipo de areniscas es de esperar un doble efecto de oclusión de porosidad debido a la compactación y precipitación de cementos o minerales autigénicos de arcilla Fig. 9.2 E y F, los cuales sin duda alguna afectan de manera negativa sobre las propiedades del reservorio. (Hide M., 1992).

9.2.3.3. Procedencia del sedimento: Las arenas de Chonta muestran una sola área de aporte, procedente del Escudo Brasileño-Guayanés como se ve en la Fig. 7.5 A y B y su composición estaría relacionada con áreas continentales estables.

9.2.4. Formación Vivian-Casablanca.

9.2.4.1. Composición: Carácter principalmente cuarciarenítico en toda la Cuenca Marañón. La cantidad de sobrecrecimientos de cuarzo promedian valores de 3-7%. Los procesos de presión-solución tienen solo importancia en la cementación a profundidades mayores de 10,000', si bien estos cementos nunca son extensivos dentro de estas formaciones y su presencia no llega a inhibir el efecto de la disminución de porosidad por compactación. De manera general se observa también la presencia de kaolinita autigénica con valores promedio de 5% pero nunca supera el 10%. (Fig. 9.2 E y F) (Hide M., 1992).

9.2.4.2. Porosidad: Las porosidades promedio de la Formación Vivian en Marañón están entre 15-25%, llegando en algunos casos al 30%. Una estadística extraída de todos los pozos de Marañón muestra una relación bastante lineal entre el aumento de la profundidad y la pérdida de porosidad. Esta relación se cumple con buen ajuste para las formaciones Vivian-Casablanca tal y como se puede observar en la Fig. 9.1, si bien no se cumple para el resto de las formaciones.

Estudios petrográficos realizados en varios pozos del Bloque 1AB para la Formación Vivian (Cossio, 1992) muestran el aumento de contactos suturados de los granos de cuarzo hacia el WSW, aumentando los mismos de manera lineal con el aumento de la profundidad (Cossio, 1992). Si bien estos contactos suturados son muy apreciables, el porcentaje de cementos de cuarzo sobre cuarzo (cuarzo sintaxial) no es muy alto y se pudiera deber a varias razones tales como el desarrollo de capas (coatings) de arcillas del tipo illita-esmectita (producto de la alteración de los feldespatos) o bien por migración temprana de hidrocarburos al espacio del poro, inhibiendo de esta manera la diagénesis posterior, ambos efectos podrían haber contribuido a la ausencia significativa de los mencionados cementos sintaxiales. Más adelante se mostrará que en este caso concreto la ausencia de los sobrecrecimientos de cuarzo sintaxial responde a un evento de precipitación de calcita que inhibió a la roca de una generación posterior de cementos de cuarzo.

9.2.4.3. Procedencia del sedimento: Como ya se comentó en otros capítulos, la procedencia de las areniscas de las Formaciones Vivian y Casablanca proviene principalmente desde el E (Escudos Brasileño-Guayanés), si bien para el tiempo de la Formación Vivian, se registran aportes desde el W y SE (Fig. 7.8). Como ya se mencionó, los aportes desde el E son principalmente de arenas de tipo cuarciarenítico con cuarzos monocristalinos. Este hecho hace que estas areniscas sean más susceptibles a perder porosidad por compactación, más que por los mismos procesos diagenéticos, es por ello que las curvas de variación de porosidad siguen linealmente a las variaciones de profundidad (Fig. 9.1).

Para el caso de los aportes desde el W (areniscas de las Formación Vivian y Cushabatay analizadas en los pozos Pupuntas y Caterpinza), estas arenas son igualmente de composición cuarciarenítica, si bien presentan también porcentajes significativos de feldespato potásico, zircones, turmalinas, fragmentos de rocas ígneas félsicas y plutónicas, fragmentos de rocas metamórficas (filitas y esquistos) y fragmentos de rocas sedimentarias (areniscas y lutitas), por ello es de esperar que la curva de variación de porosidad esté más relacionada con procesos diagenéticos de alteración de feldespatos, generación de porosidad secundaria y un gran efecto de compactación y oclusión de porosidad como producto de la existencia de granos blandos (fragmentos líticos, feldespatos, etc.) dentro de la trama de las areniscas. Es por ello que estas areniscas estarán sujetas a una combinación de procesos químicos diagenéticos y compactacionales.

Los estudios de los afloramientos de las formaciones Vivian y Cushabatay realizados en la Cuenca de Santiago apuntan a que las mencionadas areniscas son de composición estrictamente cuarciarenítica, muy probablemente debido a que las mismas constituyen el producto más maduro de las áreas fuente del E (areniscas fluviales con procedencia desde el E depositadas durante el máximo regresivo) y por tanto procedentes de áreas continentales estables (areniscas probablemente alimentadas desde el E) (Fig. 9.3. A y B), mientras que las areniscas analizadas en los pozos de la Cuenca de Santiago (situados al W de los afloramientos: Pupuntas, Caterpinza, etc.) (Hide M., 1992) debido a su composición rica en fragmentos rocosos corresponderían a areniscas realmente alimentadas desde el área en levantamiento al W y por lo tanto catalogadas como

areniscas procedentes de un orógeno reciclado (areniscas procedentes de la erosión de una mezcla de rocas sedimentarias, metamórficas, ígneas y volcánicas) de acuerdo a los gráficos de Dickinson (Fig. 9.3. A y B).

9.2.5. Diferencias composicionales en función de la procedencia.

De manera general y de acuerdo a las ideas propuestas por Dickinson & Suczek, (1979) (Fig. 9.3) la composición de las areniscas dentro de la Cuenca Maraón debería ser variable en función de su procedencia. De esta manera se pueden distinguir al menos dos tipos de ambientes tectónicos responsables de la generación de arenas en la Cuenca Maraón:

9.2.5.1. Areniscas procedentes de Bloques Continentales Estables (Cratones).

Es de esperar que en áreas estables como los Escudos Brasileño-Guyanés las arenas generadas sean de tipo cuarciarenítico, con muy poca cantidad de feldespatos. Contenidos altos en cuarzo y feldespato potásico sobre plagioclasa son indicativos de intensa meteorización en cratones de bajo relieve y transporte prolongado sobre superficies continentales de bajo relieve. Areniscas estrictamente cuarciareníticas representan detritos muy maduros. Los análisis composicionales de las areniscas de la Cuenca Maraón muestran sin lugar a dudas que los granos de cuarzo de las areniscas son por lo general Monocristalinos (muy pocos Policristalinos) y existen bastantes cuarzos con extinción ondulante (Cossio, 1992) (Hide M., 1992) todo ello indicativo de áreas estables que han sufrido cierto grado de metamorfismo (cuarzos ondulante). La Fig. 9.3 muestra que la gran mayoría de las areniscas de la Cuenca Maraón son de Procedencia de Bloques Continentales Estables.

A pesar que la gran mayoría de las areniscas Cretácicas de la Cuenca Maraón proceden de áreas estables como el Escudo Brasileño-Guyanés, se ha observado que la composición de estas es variable en la vertical (Cushabatay, Agua Caliente & Chonta vs. Vivian & Casablanca), estas variaciones pueden ser explicadas por efectos combinados de eustatismo y evolución geodinámica del relieve. Tras los eventos de fuerte caída de nivel del mar (registrados para las formaciones Cushabatay & Agua Caliente) y posteriormente al mayor evento transgresivo

Cretácico (marcado por la parte superior de la Formación Chonta), representados por areniscas principalmente de tipo subarcósico-arcósico, la cuenca experimentó dos nuevos episodios de caída fuerte del nivel del mar (formaciones Casablanca y Vivian), los cuales están representados por areniscas de composición cuarciarenítica. Esto nos indica que la parte inferior de todo el ciclo Cretácico (formaciones Cushabatay, Agua Caliente y Chonta) está representada por areniscas de composición subarcósica-arcósica, mientras que la superior (formaciones Vivian y Casablanca) registra areniscas de composición cuarciarenítica. La pregunta más lógica ante esta situación sería la de ¿Porqué areniscas procedentes de la misma fuente resultarían en productos finales distintos?. "A priori" no existe una explicación clara ante este fenómeno, si bien este pudiera ser explicado de una manera muy sencilla. Considerando que las areniscas inferiores del megaciclo Cretácico proceden de un área estable situada hacia el E, es de esperar que inicialmente deriven de un área estable más joven (menos denudada) y con una entrada de sedimentos que se produciría de manera más rápida y sin tanto espacio/tiempo para la abrasión de los granos de feldespato, este escenario sería compatible con una gran depresión topográfica en la línea de fractura existente entre el Escudo Brasileño y Guyanés, la cual funcionaría como área de recolección de los sedimentos procedentes de ambos cratones para luego distribuirlos en la desembocadura del gran sistema fluvial Proto-amazónico en la Cuenca Marañón. El resultado de este proceso sería una zona de ingreso de clásticos muy localizada y de poca extensión lateral en la cuenca, tal y como se muestra de manera simplificada en la Fig. 9.4. Adicionalmente, parte de los detritos provendrían de la erosión de materiales Paleozoicos aflorantes para ese momento en las Cuencas de Acre-Solimoes y de los materiales volcánicos básicos del Triásico-Jurásico que intruyen la serie Paleozoica a modo de "sills" y diques de diabasa (Mosmann et. al, 1986).

Posteriormente y como producto de la erosión continuada, el relieve del área del cratón estable Brasileño-Guyanés habría sido remodelado, meteorizado y erosionado, convirtiéndose en un área mucho más plana y extensa, la cual a diferencia del caso anterior no tendría un área de recolección como la línea de fractura entre ambos cratones y por lo cual daría lugar a una entrada de clásticos en cuenca mucho más dispersa y menos localizada. Evidencias de ello pudieran

ser p.e la dispersión y más amplia distribución de los sedimentos y áreas fuente durante el depósito de las formaciones Vivian y Casablanca, tal y como puede observarse en la Fig. 9.5 y en los mapas de áreas fuente de las Fig. 7.2, 3, 4 y 5.

9.2.5.2. Areniscas procedentes de un “Foreland” Emergente.

Por el contrario, las areniscas procedentes de un “Foreland” emergente, como sería el caso de las areniscas con procedencia W observadas en la Cuenca Marañón para el Campaniense-Maastrichtiense (Formación Vivian), serían areniscas formadas por detritos heredados de series sedimentarias plegadas y por esta razón serían areniscas recicladas con composición cuarciarenítica en el caso de ser recicladas de areniscas procedentes de áreas estables, o con alto contenido de Chert si son recicladas de areniscas procedentes de orógenos de colisión, incluso pudiera haber posibilidad de tener areniscas feldespáticas si estas son recicladas de otras areniscas alimentadas desde bloques de basamento levantados, también pudiera existir la posibilidad de tener areniscas con fragmentos líticos volcánicos. Por todo ello, las areniscas procedentes de un “Foreland” emergente, pueden tener composición y textura muy variadas y son por ello las más difíciles de asignar. Es de esperar que las areniscas generadas en este tipo de ambientes y por su carácter reciclado tengan gran abundancia de cuarzos policristalinos y muchos fragmentos rocosos. Existe una cantidad limitada de muestras de estos sectores (pozos de la Cuenca Santiago y datos de superficie de la Faja Plegada de Tarapoto) a partir de las cuales se puede deducir que las anteriores afirmaciones tienen sentido (Hide M., 1992).

Al plotear las muestras de areniscas procedentes de varios lugares de la Cuenca Marañón, se observa que algunas pueden ser catalogadas como areniscas con “Procedencia de Orógeno Reciclado” (Fig. 9.3), en particular para las areniscas de los pozos de la Cuenca de Santiago.

9.3. Secuencia paragenética general para la Cuenca Marañón.

Las observaciones tanto petrográficas como de microscopía electrónica realizadas por otros autores (Hide, 1992) revelan la existencia de dos vías que pueden describir la diagénesis sufrida por la sección Cretácica de las Cuencas de Marañón y Santiago.

9.3.1. Primera vía diagenética: Formaciones Cushabatay, Agua Caliente y Chonta.

La primera de estas vías representaría a la mayoría de las muestras de las Formaciones Chonta, Agua Caliente y Cushabatay. En estas secciones la porosidad final resultante es una mezcla de porosidad intergranular, de disolución y aquella que se ha perdido por compactación y/o cementación por otras fases minerales.

Durante el enterramiento, los granos de cuarzo desarrollaron sobrecrecimientos de cuarzo (cementos sintaxiales de cuarzo sobre cuarzo) en dependencia directa a la temperatura experimentada. En algún momento de la historia de enterramiento, los granos de feldespato detrítico fueron total o parcialmente disueltos, esta disolución de los feldespatos dio lugar a la precipitación de kaolinita-illita de tipo relleno de poro (pore-filling) Fig. 9.2 en los poros secundarios generados. Es posible que la liberación de ácidos orgánicos y CO₂ generados durante la maduración del kerógeno (dentro de las lutitas orgánicas de las formaciones Raya y Chonta) en la parte más profunda de la cuenca (área de Santiago y Bloque 64) hayan contribuido a la disolución de fases minerales como calcita y granos detríticos tales como el feldespato en estas áreas de la cuenca. Estos ácidos orgánicos (o solventes orgánicos) estarían disueltos en las aguas de formación (en especial los ácidos orgánicos solubles en agua como son los carboxílicos) y podrían haber sido responsables de la disolución de algunas fases minerales tales como la calcita e incluso de algunos granos de la trama de las areniscas tales como los feldespatos. Fig. 9.2

A esta vía diagenética se le superpone la compactación. La existencia de minerales lábiles (minerales fáciles de descomponerse o alterarse) y plásticos en la trama de las areniscas subarcóicas de las formaciones Chonta, Agua Caliente y Cushabatay ha sido responsable de la pérdida de parte de la porosidad por inyección y acomodación de estos componentes plásticos entre los granos más duros de la matriz.

9.3.2. Segunda vía diagenética: Formaciones Vivian y Casablanca

La segunda vía diagenética deducida es quizá la más común y afecta básicamente a los reservorios en las formaciones Casablanca y Vivian debido a

su composición mayormente cuarciarenítica. En este esquema diagenético, los granos de cuarzo detrítico fueron cementados de manera muy temprana por calcita y/o anhidrita Fig. 9.2. C. Estos cementos fueron precipitados inmediatamente después de un desarrollo bajo a moderado de cementos de cuarzo. Teniendo en cuenta que los cementos de cuarzo raramente precipitan a temperaturas menores de los 80° C (Bjørlykke et. al, 1989 y Walderhaug, 1994) y considerando que no se dispone de datos de inclusiones fluidas en cementos de cuarzo que ayuden a constatar la temperatura a la que estos precipitaron, habría que tomar los 80° C como temperatura de referencia estimativa para la precipitación de los mismos. La Fig. 9.6 muestra las típicas reacciones diagenéticas que ocurren en función de la temperatura, profundidad y cantidad de ácidos orgánicos en disolución en la cuencas sedimentarias de acuerdo a Surdam et. Al (1989). Los gráficos de T°/profundidad y gráficos de soterramiento realizados para los pozos más profundos en la cuenca como Chapuli, Huitoyacu, Huasaga y Yánez (informe interno de Repsol YPF Perú, 2002), indican que las T° de 80° C se alcanzaron probablemente alrededor de los 2,000 m de profundidad para los reservorios de Vivian y Casablanca (Fig. 9.7), lo cual da una edad de Eoceno Medio para la entrada en ventana de precipitación de cementos de cuarzo (aproximadamente para el tiempo de depositación de la Formación Pozo). La sedimentación rápida de la sección de capas rojas de la Formación Yahuarango dio lugar a un enterramiento rápido con muy poca cementación de cuarzo, consistente en finos sobrecrecimientos alrededor de los granos, con el aumento del enterramiento se produjo la cementación de calcita/anhidrita (muy poco después de la del cuarzo) Fig. 9.2, la cual tuvo lugar a profundidades mayores de 2,000 m (solo ligeramente mayores). Los cementos de anhidrita pudieran tener su origen en la alta salinidad de las aguas de Formación en la Cuenca de Maraón, estos fluidos precipitaron posiblemente anhidrita en el espacio poral presente en cantidades variables. La única fuente probable para fluidos con alta salinidad (hasta los 200,000 ppm) hay que buscarla en la disolución de las sales Triásicas de la Formación Sarayaquillo), los fluidos resultantes de la disolución habrían ascendido verticalmente a través de conductos de alta permeabilidad asociados con fallas (Fig. 9.8), cuya edad es probablemente sin a post-Evento Incaico, lo cual concilia de manera razonable con el hecho de que los cementos de cuarzo

sean de una edad ligeramente anterior y una etapa de cementación también anterior a la de los cementos de anhidrita. La zona central de la cuenca muestra para todas las formaciones porosas la existencia de una salmuera procedente como ya se dijo de la disolución de evaporitas Triásicas. Tanto hacia el E como hacia el W las aguas son estrictamente meteóricas y muestran salinidades muy bajas (por debajo de los 10,000 ppm), indicando una entrada o recarga de aguas meteóricas tanto desde el E como desde el W (Fig. 9.9). Esta entrada, de acuerdo a los estudios de Rakhit, 2002, es activa en la actualidad en el sector W de la cuencas (interpretado a partir de datos de Presión Hidrostática), e inactiva en el sector E, la cual se interpreta como área de paleo-recarga que habría funcionado como tal hace aproximadamente 40 m.a. Las áreas actuales de recarga son activas para casi todos los reservorios de la columna Cretácica dada su buena exposición en superficie. Para el caso particular de la Formación Cushabatay, Rakhit, 2002, interpreta una recarga fuerte procedente del W, la cual es también consistente con el flujo observado en la Formación Hollín en la Cuenca Oriente del Ecuador (equivalente a la Formación Cushabatay de la Cuenca Maraón). Los datos de presión indican la existencia de un leve flujo meteórico procedente del E. Para el caso particular de la Formación Chonta, el esquema regional de flujo se mantiene, si bien parece ser que la recarga se produce desde el SW (desde el Sector N de la Cuenca Ucayali), dado que las arenas de la Formación Chonta desaparecen hacia el W en la cuenca, cambiando lateralmente de facies hacia lutitas grises. Para el caso de la Formación Vivian-Casablanca, también se observan fuertes gradientes de presión que indican recarga activa procedente del sector W de la cuenca. De igual manera que para la Formación Cushabatay, se observan gradientes de presión desde el E, estas recargas procedentes del E habría que interpretarlas en términos de paleo-recarga dado el hecho de que la sección Cretácica no aflora en el sector oriental de la cuenca. Estas recargas se habrían producido probablemente durante el lapso de tiempo entre el Cretácico Superior, ligeramente después de la sedimentación de esta sección o bien durante el Terciario, con anterioridad al depósito de los sellos regionales Terciarios. El gradiente hidráulico del sector oriental de la cuenca se mantiene hoy a pesar de no haber recarga gracias a la masa de salmuera de alta concentración retenida en el centro de cuenca y que no deja avanzar al agua meteórica por su

diferencia de densidad. La recarga de aguas meteóricas habría dado lugar a un sistema de circulación regional de aguas con entradas desde el E y W este sistema habría sido responsable del entrapamiento de una gran masa de salmuera de muy alta salinidad en la parte central de la cuenca, la cual sin lugar a dudas tendrían concentración suficiente como para haber provocado la precipitación de cementos de anhidrita en aquellos lugares donde se ha concentrado la misma. Según los mapas de salinidad de Rakhit, 2002, las probables zonas de precipitación de evaporitas tempranas pudieran estar localizadas en los sectores más profundos de la cuenca, en un eje extendido entre los campos de Yanayacu y el Bloque 64 (Fig. 9.10). La precipitación de los mencionados cementos de anhidrita sin lugar a dudas habría prevenido a la sección cretácica de los efectos de la compactación producto de la carga litostática, debido a que los cementos habrían absorbido el efecto mecánico de la compactación (efecto apuntalamiento). Una vez que los reservorios fueron llevados a su máxima profundidad de enterramiento o próximos a ella, se registraron procesos de disolución de elementos tales como la calcita y la anhidrita. La desaparición de estos dio lugar a un empaquetamiento de esferas intacto (granos de cuarzo) con solo ligeras evidencias de compactación (ausencia o ligera presencia de contactos suturados y granos fracturados) puesto que la misma habría sido absorbida por los cementos disueltos. Fig. 9.2. E

En el caso particular de los reservorios de Vivian y Casablanca, resulta de gran importancia contrastar el efecto de la compactación vs. pérdida de porosidad por precipitación química de cementos. Houseknecht (1987) ideó unos gráficos que podían discernir entre ambos efectos a partir de unas relaciones formuladas que consistían en el cálculo del % de porosidad perdida por compactación y la perdida por cementación, entendiéndose las mismas como:

$$\emptyset \text{ perdida por compactación} = [40 - (\text{volumen intergranular})/40] \times 100$$

$$\emptyset \text{ perdida por compactación} = [\text{cemento} (\%)/40] \times 100$$

Entendiéndose a la porosidad intergranular como el volumen intergranular menos el cemento.

De la aplicación de estas fórmulas surgen los gráficos de la Fig. 9.11. Estos gráficos permiten evaluar el impacto tanto de la compactación como de la precipitación de cementos sobre la pérdida de porosidad con la profundidad. Para

el caso particular de las formaciones Vivian y Casablanca se observa que las muestras caen en el ámbito de pérdida de porosidad dominada por la compactación.

Para el caso particular de los cementos de calcita Fig. 9.2 D no existen análisis composicionales ni isotópicos de las mismas que puedan atestiguar su origen (meteórico temprano o tardío), si bien las tinciones con ferricianuro potásico realizadas para los mismos en algunas secciones finas atestiguan una composición férrica (Hide M., 1992), la cual estaría posiblemente indicando un origen profundo para estos cementos. De cualquier manera no se tiene constancia de que la composición sea férrica en todos los cementos. Las calcitas férricas tienen normalmente un rango de temperatura de 120° C hasta 160° C para su precipitación. Por el contrario, las calcitas de precipitación temprana suelen precipitar antes de los 80° C. Se piensa que las calcitas que evitaron la compactación excesiva de las facies fueron más bien de naturaleza temprana.

En ocasiones se observa que los contactos entre estas calcitas y los granos de cuarzo de la matriz o bien los cementos sintaxiales son corrosivos Fig. 9.2 E, lo cual nos indica su posible origen a partir de aguas con carácter básico, las cuales habrían dado lugar a un posible evento disolutivo anterior al que se menciona y el cual no consideraremos por falta de otras evidencias más contundentes. Los potenciales fluidos responsables de la precipitación de estas calcitas podrían haber percolado en la cuenca siguiendo dos vías principales:

- Aguas meteóricas de composición carbonatada percolando desde los afloramientos existentes hacia el E y W para ese tiempo. En cualquier caso corresponderían a estadios tempranos de la diagénesis.
- Por otro lado, pudieran proceder de la precipitación de los fluidos expulsados desde las arcillas de la formación Raya o bien de otros puntos de la columna. O bien pudieran también proceder de las mismas salmueras responsables de la precipitación de los cementos de anhidrita.

En ausencia de análisis químicos conclusivos, resulta difícil predecir su origen.

En cualquiera de los casos, la presencia de este tipo de cementos es tan solo constatable con cierta importancia en la sección E de la Cuenca, en el Bloque 1AB y dentro de este mayoritariamente en los campos situados hacia el N como pudieran ser: Capahuari, Shiviyaçu, Forestal, Huayuri y Carmen.

Según los gráficos de la Fig. 9.6., la disolución de las calcitas se produciría de 80° C hasta 120° C para calcitas tempranas y de 120° C hasta 160° para las férricas. Los gráficos de soterramiento indican que los pozos del Bloque 39 están entrando o han entrado ligeramente en la ventana de disolución de calcita (Fig. 9.12). En el caso hipotético de que la ventana de disolución de calcita se sitúe en 120° C, pudiera ser que esta zona no haya experimentado disolución alguna de la calcita, ya que el área hubiera podido entrar en esta ventana a los 12-15 m.a. (Mioceno Medio). Para el resto de las áreas hacia el centro de la Cuenca Marañón (mayores profundidades de enterramiento), el soterramiento de la serie siguió su curso con el depósito de las Formación Pozo, Chambira, Pebas, Marañón y Corrientes. La profundización adquirida dio lugar a la entrada de una ventana térmica mayor que favoreció la entrada en otro régimen diagenético. La entrada en esta nueva ventana entre los 100° C hasta 140° C, coincidente con profundidades entre 2500-4500m (Informe interno Repsol Exploración Perú, 2002) y estimada en 25 m.a. en el Oligoceno Final, favoreció los procesos de disolución de la calcita masiva cementante (Fig. 9.6). Las profundidades finales alcanzadas por los pozos superaron solo ligeramente los 6000 m, lo cual da tan solo una ventana entre los 4500 m (profundidad a la cual se produjo la disolución de cementos de calcita y anhidrita) y los 6000 m (profundidad final alcanzada por los pozos más profundos) para que se produjeran procesos de compactación en las facies y acomodación de los empaquetamientos de esferas que habrían sobrevivido a los procesos de compactación debido a la absorción de la compactación por los cementos de calcita-anhidrita. El resultado final del proceso es la débil compactación de las areniscas de Vivian y Casablanca, debido a lo cual mantuvieron sus propiedades almacén. Por el contrario, en el resto de los campos hacia la cuenca (al W), la presencia de la calcita y anhidrita son tan solo anecdóticas y las únicas evidencias que existen sobre la precipitación de los cementos de calcita en las cuarciarenitas de Vivian y Casablanca son (Fig. 9.2):

- Relictos de calcita en el espacio de poro.
- Bordos corroidos en los granos de cuarzo. Se interpretan como resultado de la actuación de fluidos con capacidad para disolverlos y que dieron lugar a la cementación de calcita.

- Los granos de cuarzo se encuentran compactados, pero no tan compactados como probablemente cabría esperar de una roca a esas profundidades (algo impidió su compactación total y probablemente haya sido el cemento temprano).
- Los cementos de cuarzo están pobremente desarrollados, lo cual es difícil de explicar sin el efecto inhibitorio de otros cementos, considerando los altos valores de porosidad y permeabilidad originales de estos reservorios.

Adicionalmente a los cementos anteriormente descritos, dentro de los reservorios de Vivian y Casablanca, existen minerales autigénicos de la arcilla tales como Kaolinita tipo “*pore-filling*” (de relleno de poro) en parches.

La distribución de estos minerales guarda cierta relación con algunos eventos dentro de la cuenca, siendo uno de los más importantes el enterramiento, de esta manera se ha podido determinar que existe una disminución de la Kaolinita con la profundidad. Su distribución es preferentemente de tipo “*pore-filling*” y se asocia con la alteración de aluminosilicatos debido a la acción de aguas meteóricas, es por ello que se asocia a estadios tempranos de la diagénesis. Se interpreta que esta Kaolinita se formó de manera temprana y sobrevivió el enterramiento.

Parece ser que los almacenes de Vivian y Casablanca poseen más evidencias de haber sufrido cementación por calcita que los reservorios de Chonta, Agua Caliente y Cushabatay, esto unido al hecho de que Vivian y Casablanca presentan menor compactación y menor contenido en feldespatos haciendo a las mismas menos susceptibles a generar minerales de arcilla autigénica y menos susceptible a hacer de catalítica a los procesos de disolución-reprecipitación del cuarzo. Aparentemente la litología es la que imprime un mayor control sobre la diagénesis en los distintos almacenes, de tal manera que los reservorios de litología subarcósica como Chonta, Agua Caliente y Cushabatay son más susceptibles a la generación de minerales autigénicos de tipo arcilla (illita, kaolinita y clorita) que los de composición cuarciarenítica como Vivian y Casablanca. La misma litología hace que los reservorios sean más o menos susceptibles a desarrollar estos procesos de generación de minerales autigénicos, lo cual sumado al efecto de precipitación y disolución posterior de calcita, los hace mejores o peores reservorios.

9.4. Diagénesis y calidad de reservorios: ¿mito o realidad?

En este apartado se pretende desvincular la creencia generalizada en la Cuenca Marañón y muchas otras cuencas del mundo, de que más allá de determinada profundidad los reservorios pierden totalmente su capacidad para fluir hidrocarburos. En la mayoría de los casos estas creencias son acertadas, si bien existen casos en los cuales esto no se cumple, y suele ser debido a causas variadas que se irán describiendo como ejemplos particulares.

Para aquellos casos en los cuales la pérdida de la porosidad es directamente proporcional al aumento del enterramiento, se puede llegar a extrapolar que efectivamente más allá de cierta profundidad los reservorios pierden totalmente su capacidad de fluir hidrocarburos. Pero en ocasiones, existen procesos previos a esta compactación que inhiben la oclusión de la porosidad con el enterramiento. Este tipo de procesos se han observado en las partes profundas de la Cuenca Marañón p.e., donde se observa la existencia de procesos de cementación de calcita y anhidrita muy tempranas que han evitado la compactación que les correspondería a las profundidades a las que se encuentran y que posteriormente al disolverse esa calcita y anhidrita en profundidad, han experimentado procesos de generación de porosidad tardía a grandes profundidades (mayores a los 14,000'). Ejemplos similares se observan en otras cuencas del mundo, p.e la Cuenca Maracaibo, donde reservorios a 17,000' de profundidad muestran porosidades en el rango de 20-25 % y permeabilidades del orden de los 1,000-2,000 mD, este efecto sin duda alguna esta relacionado puramente con la diagénesis, en particular con la prevención de la cementación de sobrecrecimientos de cuarzo por la precipitación anterior de arcillas autigénicas de poro y probablemente por la migración temprana de petróleo.

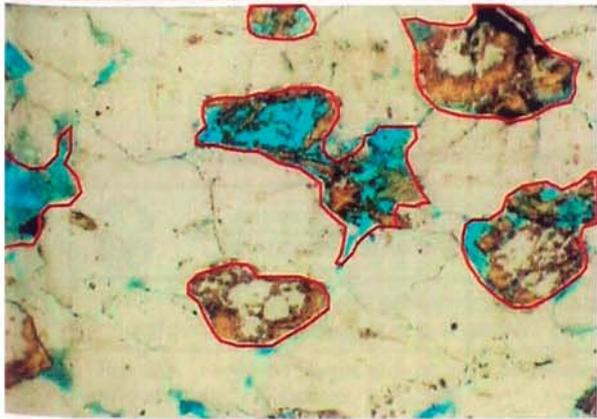
Ejemplos similares se observan en numerosos campos petrolíferos alrededor del mundo muestran excelentes reservorios a profundidades mayores de 13,000' (Bloch et. al, 2002), estando entre las causas principales para tal preservación: las envueltas de arcillas sobre la superficie de los granos, migración temprana de petróleo y la generación temprana de sobrepresiones.

Ramm (1994) cita textualmente que: *“La compactación química causa una disminución de la porosidad en muchas areniscas limpias durante el enterramiento entre los 2.8 y 4 Km. Por ello, para encontrar buenos reservorios a*

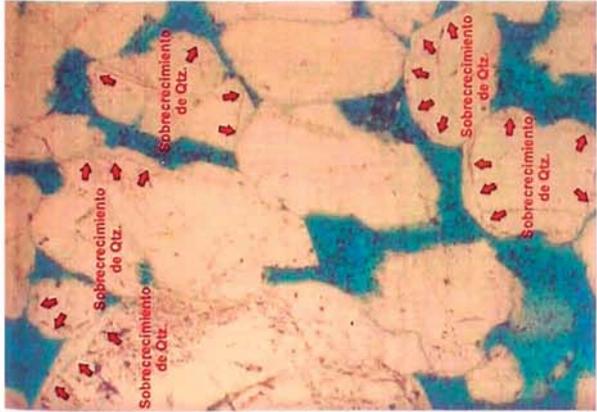
profundidades mayores de 4Km. (13,120') es necesario tener una buena estabilidad del almacén de granos en la arenisca (bajo contenido en arcillas y materiales plásticos) y una compactación química retardada. Algunas areniscas con "coatings" de cuarzo microcristalino han inhibido la precipitación de sobrecrecimientos de cuarzo de manera efectiva y se registran porosidades mayores de 20 % a profundidades de hasta 4.3Km. (14,104')".

Con todo ello, se debe concluir que no hay que descartar zonas con potencial exploratorio por el solo hecho de que se pueda pensar que la profundidad haya destruido las propiedades reservorio de la roca, por el contrario, amerita la realización de estudios diagenéticos detallados que estén de acuerdo o no con este tipo de aseveraciones.

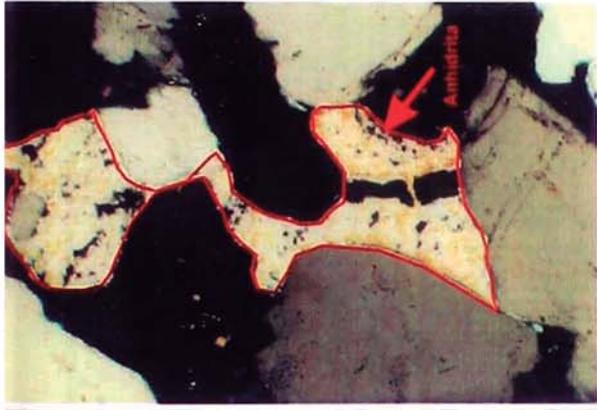
Habría que tomar con cuidado el Mito existente en la cuenca Marañón de que *"el límite crítico para encontrar reservorios potenciales es de 4,000 m, límite por debajo del cual hay alto riesgo de encontrar reservorios compactos y de baja permeabilidad"* (Pardo & Salas, 1984)".



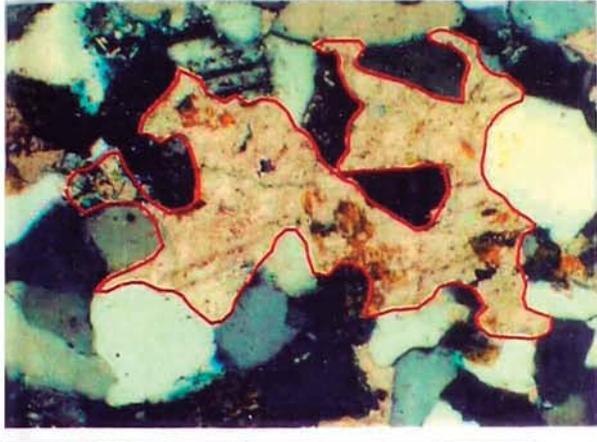
A) Disolución de Feldspatos que dan paso a una porosidad secundaria por disolución.
Fm. Chonta - Pozo Huitoyacu (2-30-2X)
Tomado del Informe Petrográfico del Huitoyacu, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



B) Sobrecrecimiento de cuarzo. Se aprecia la buena porosidad de la formación.
Fm. Vivian - Pozo Yañez (1A-26-14X)
Tomado del Informe Petrográfico del Pozo Yañez, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



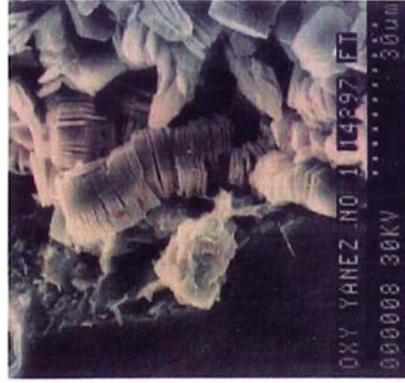
C) Se aprecian pequeñas áreas con cemento de anhidrita. La anhidrita llega los vacíos entre los sobrecrecimientos de cuarzo y por tanto son posteriores a estos.
Fm. Casablanca - Pozo Huitoyacu (2-30-2X)
Tomado del Informe Petrográfico del Pozo Huitoyacu, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



D) Se aprecia áreas con cemento Dolomítico.
Fm. Chonta - Pozo Huitoyacu (2-30-2X)
Tomado del Informe Petrográfico del Pozo Huitoyacu, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



E) En amarillo bordes irregulares o corridos fuertemente sugieren que el cemento ha sido removido. En rojo se aprecia un área con Kaolinita como pore-filling.
Fm. Vivian - Pozo Yañez (1A-26-14X)
Tomado del Informe Petrográfico del Pozo Yañez, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



F) Se logra apreciar muy bien a la Kaolinita con formas de "libro"
Fm. Vivian - Pozo Yañez (1A-26-14X)
Tomado del Informe Petrográfico del Pozo Yañez, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



G) Detalles de Illita con hábito fibroso y tipo "Platy" que se encuentra presente en muchos poros intergranulares. Esta arcilla disminuye la permeabilidad de las gargantas porales por construcción.
Fm. Chonta - Pozo Sungachi (9-X-1)
Tomado del Informe Petrográfico del Pozo Sungachi, Occidental International E&P.
(M. Hide, 1992)



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

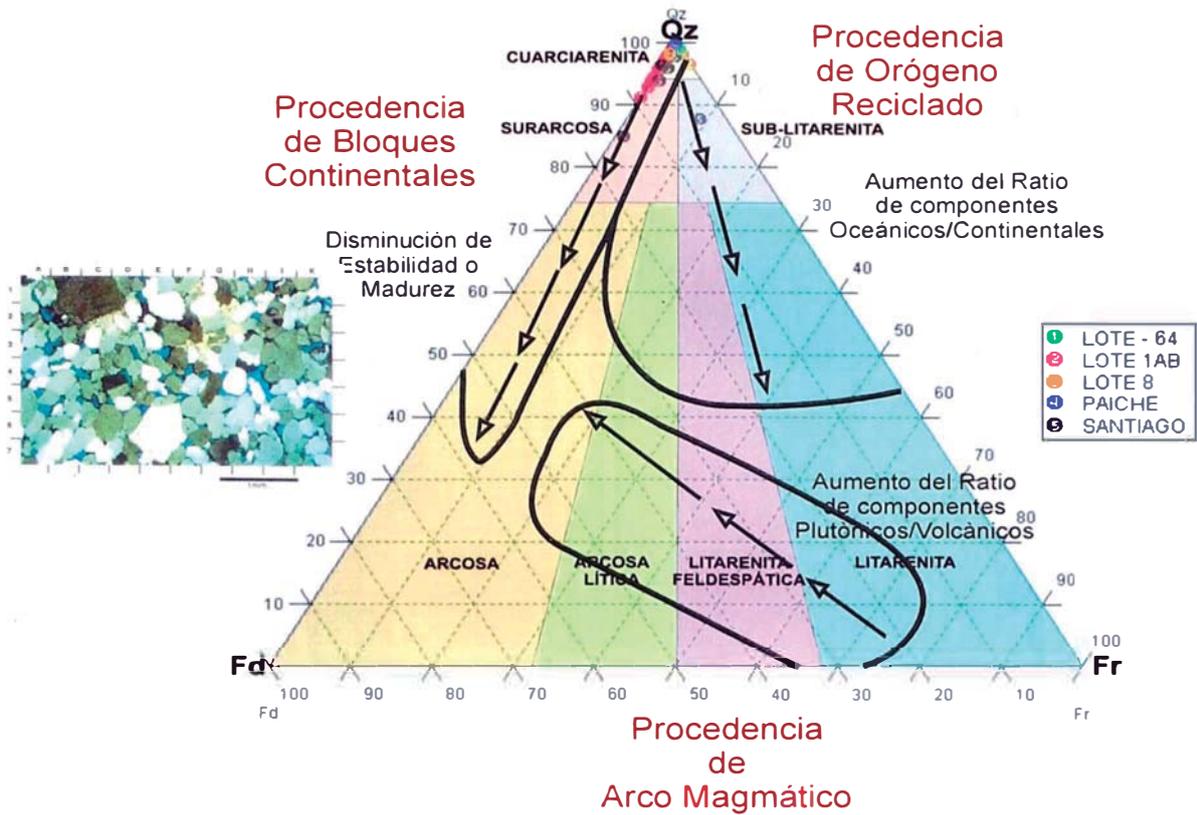
REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



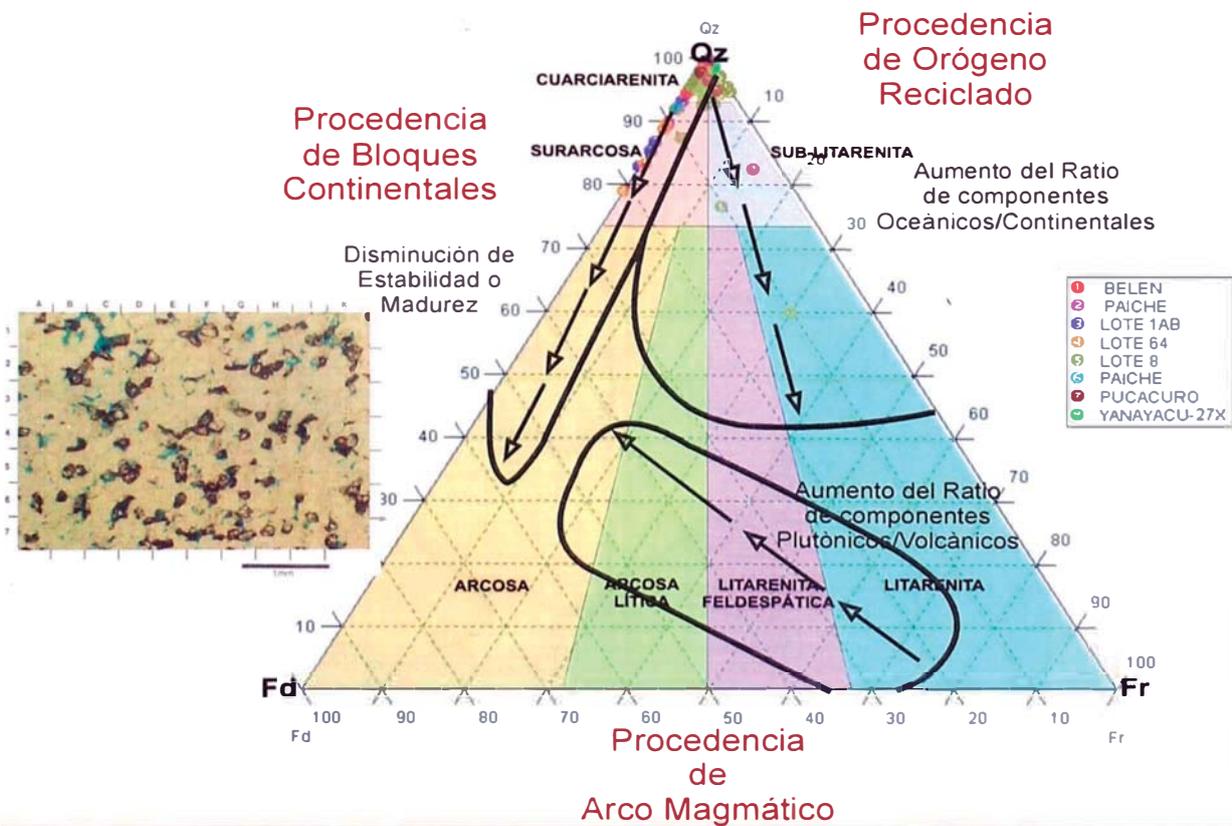
"Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú"

Fig. 9.2. Microfotografías de las Fms. Casablanca, Vivian y Chonta.

Fm. Vivian



Fm. Chonta



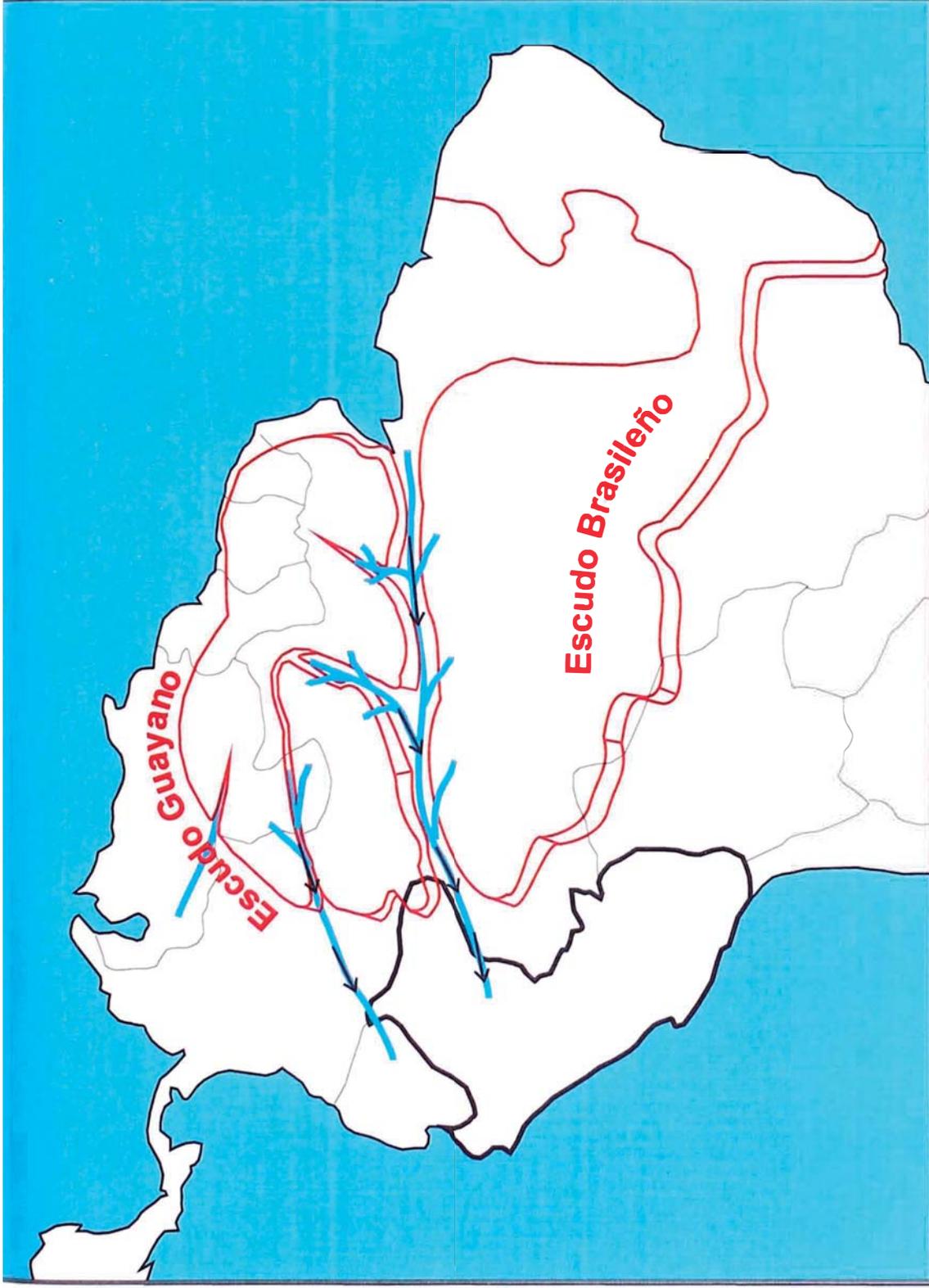
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú

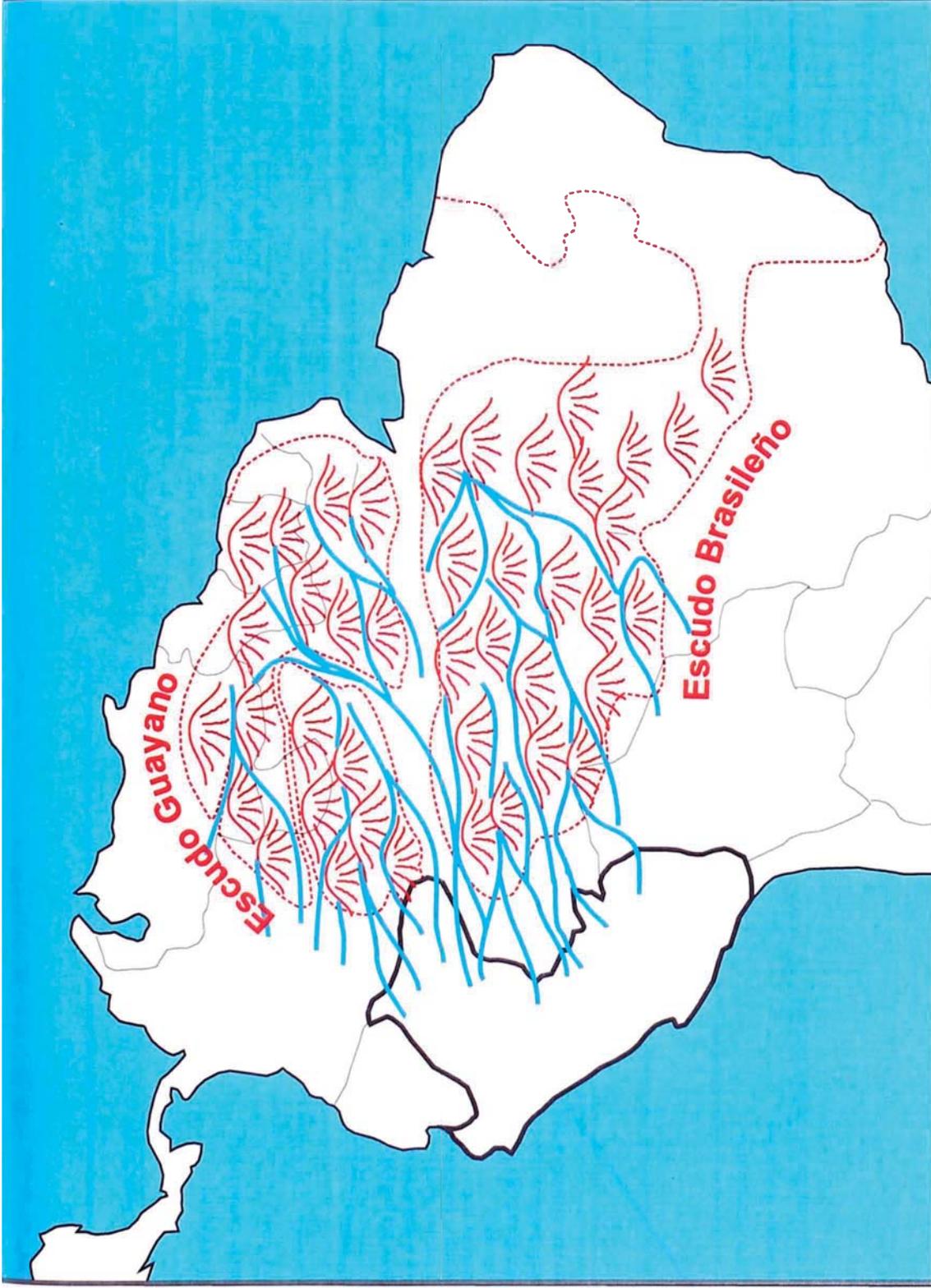


“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.3. Diagrama de procedencia de areniscas para las Fms. Vivian y Casablanca, en concordancia con la ideas propuestas por Dickinson & Suczec.



	<p>UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica Escuela Profesional de Ingeniería Geológica</p>	<p>REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ Sucursal del Perú</p>
<p>“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”</p>		
<p>Fig. 9.4. Tipo de relieve afectando la composición de areniscas y trazado de la red fluvial para el caso de relieves jóvenes.</p>		



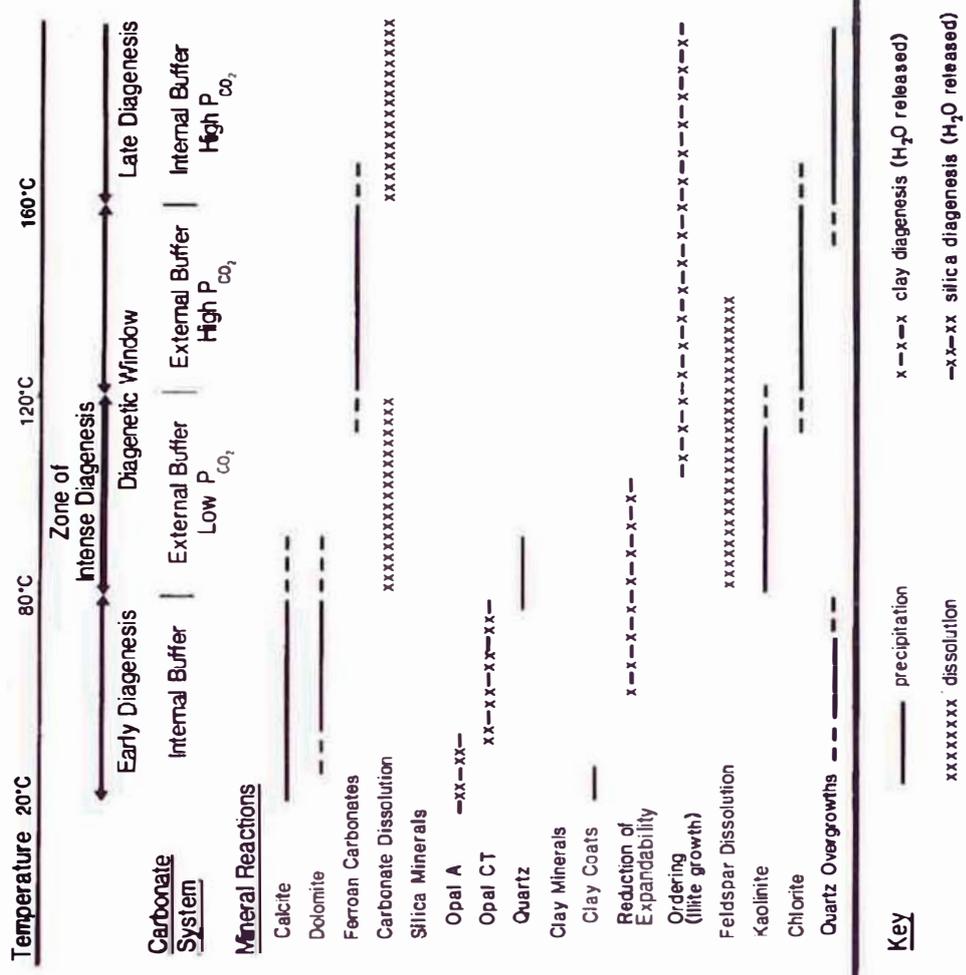
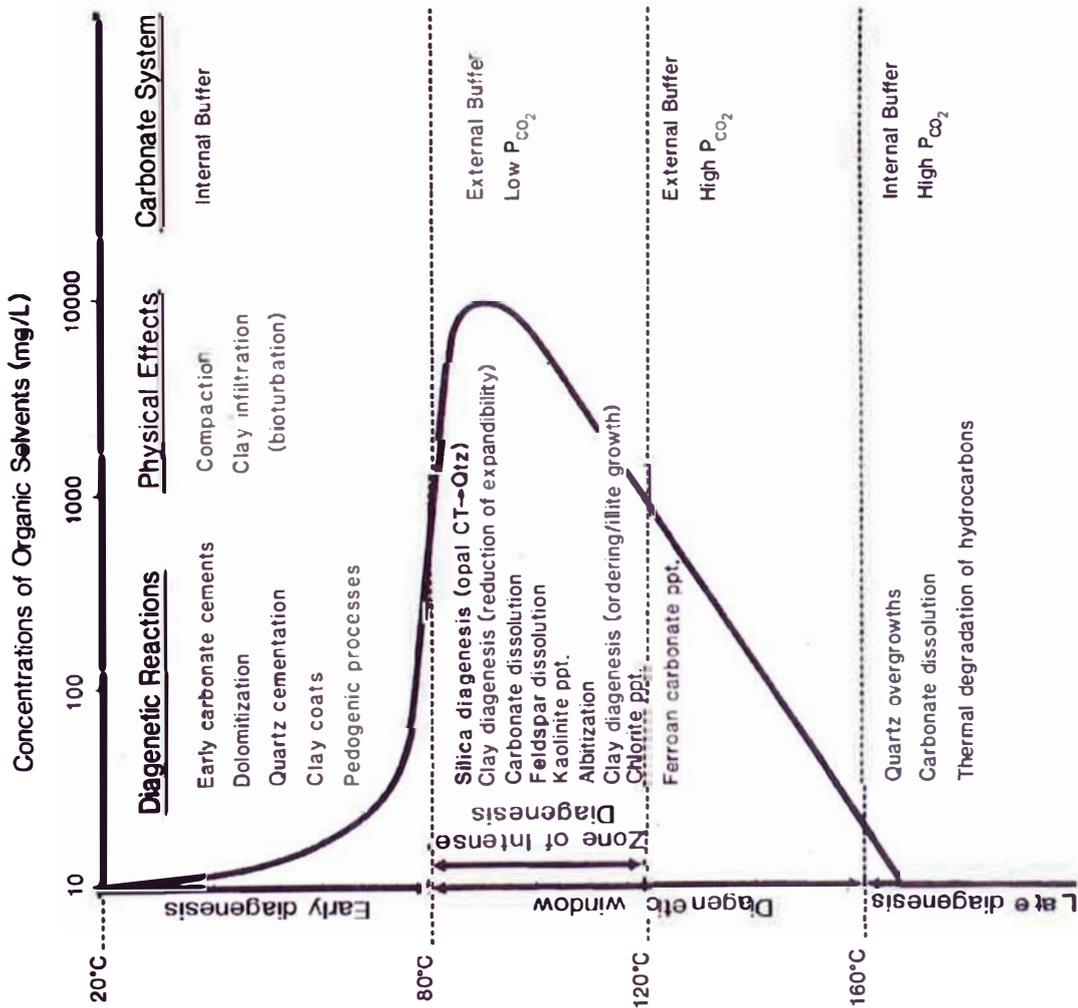
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.5. Tipo de relieve afectando la composición de areniscas y trazado de la red fluvial para el caso de relieves denudados.



Key

— precipitation
 -x-x-xx silica diagenesis (H_2O released)



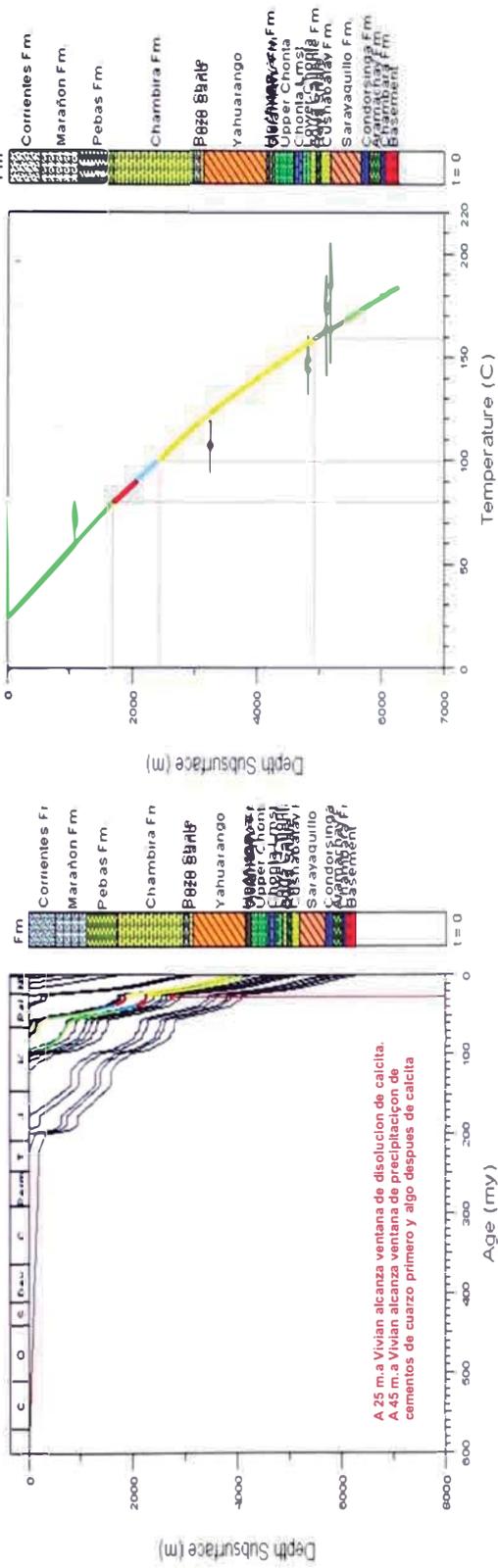
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



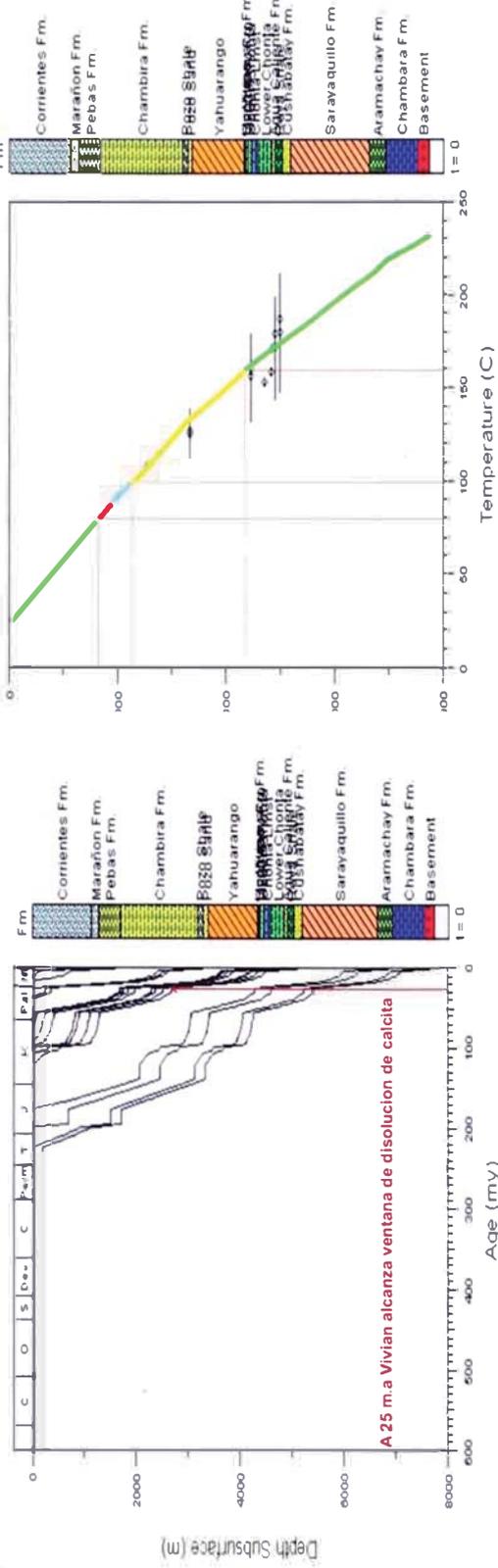
REPSOL YPF
 REPESOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú

“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.6. Típicas reacciones diagenéticas que ocurren en profundidad con la presencia de cantidades variables de ácidos orgánicos y variaciones de temperatura. Esquema propuesto por Surdam et al (1989).



YANEZ 1A-26-14-X





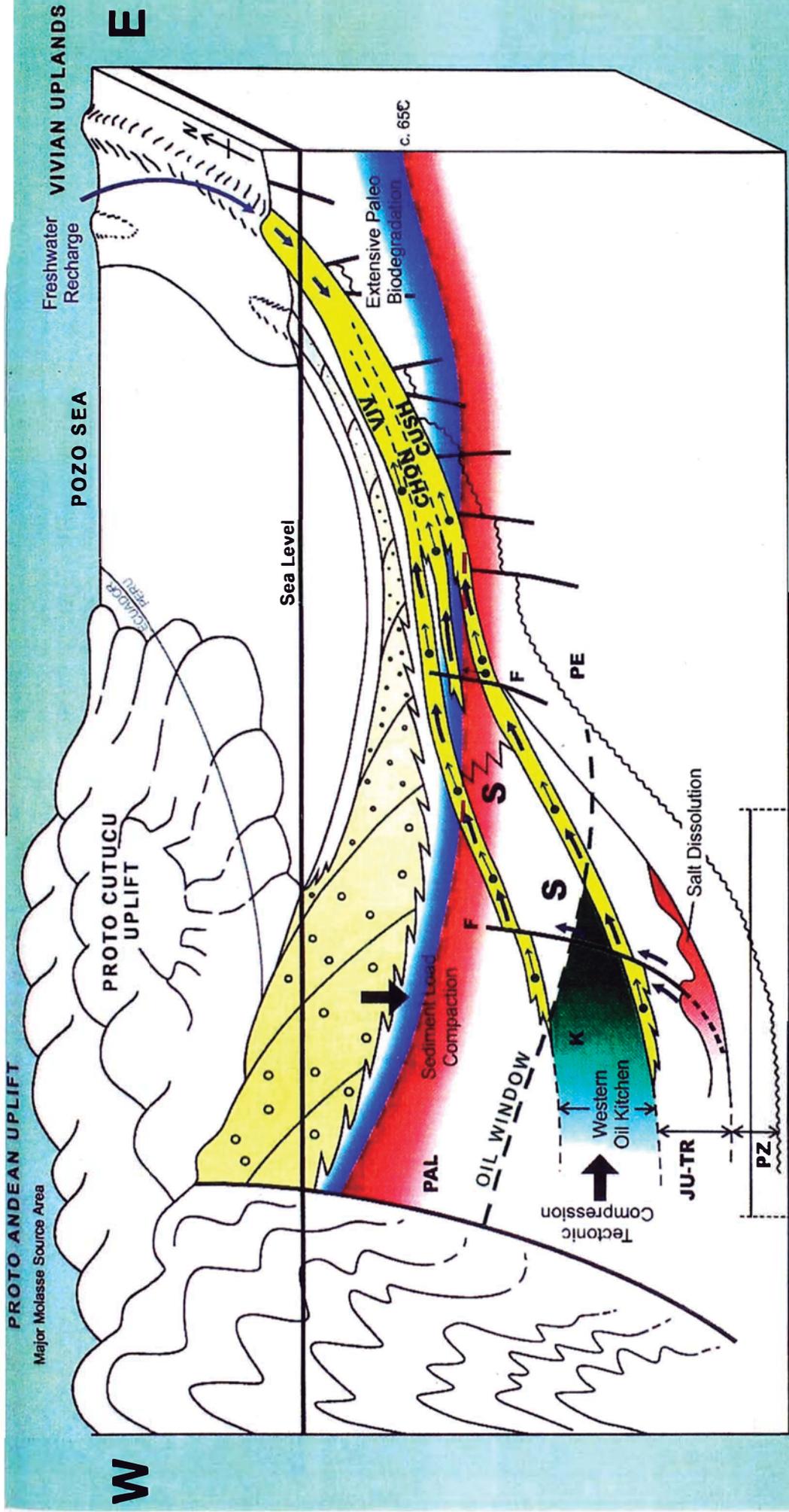
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERU
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.7. Predicción de profundidades de precipitación de cementos de cuarzo y disolución de calcitas en los pozos del centro de cuenca. Del programa Basin Model, Trabajo interno de Repsol YPF, W.I. Martínez, M. Erquiaga.





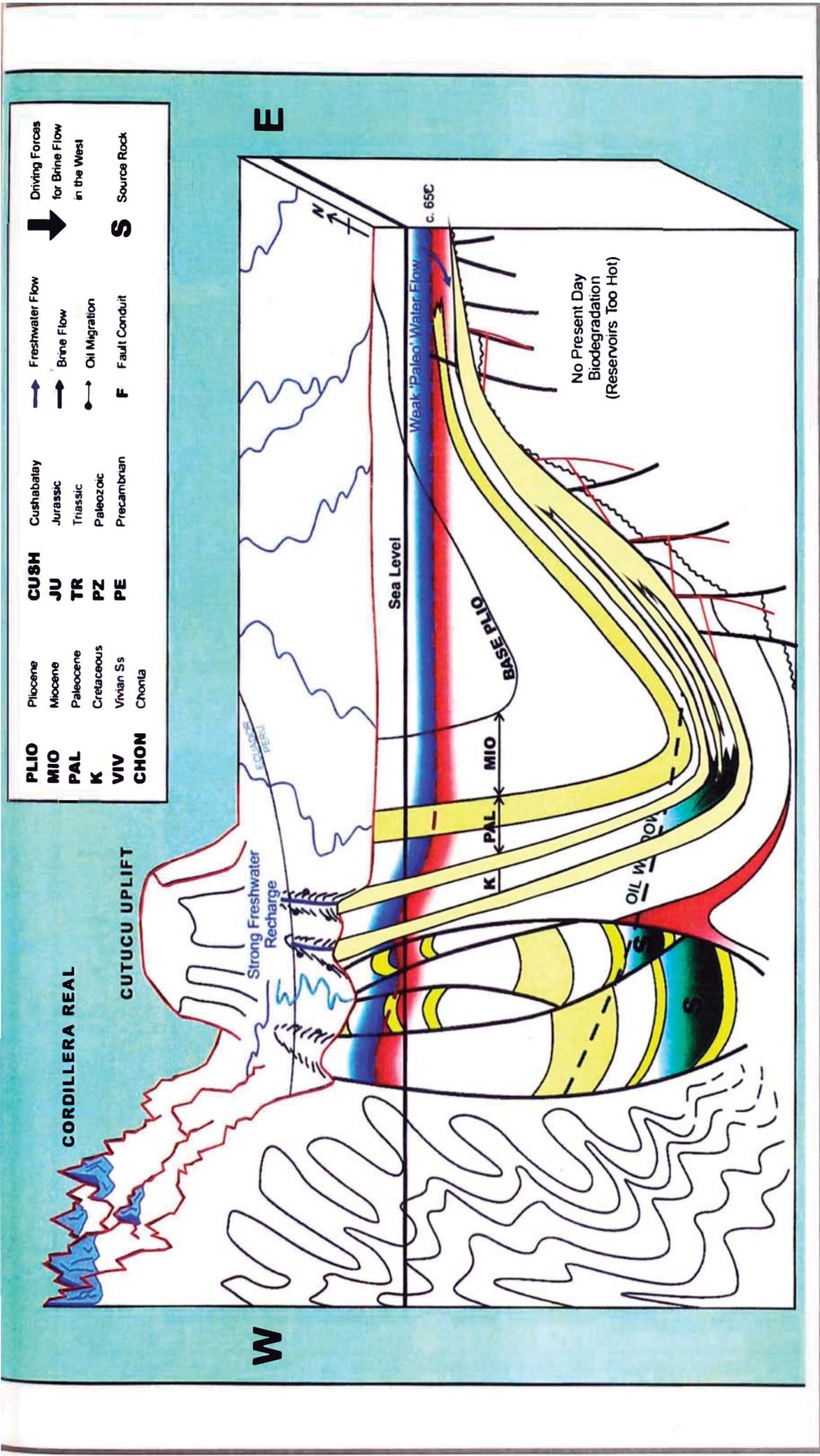
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Maraón, Perú”

Fig. 9.8. Modelo de migración de salmueras en la Cuenca Maraón (modificado de Rakhit, 2002).





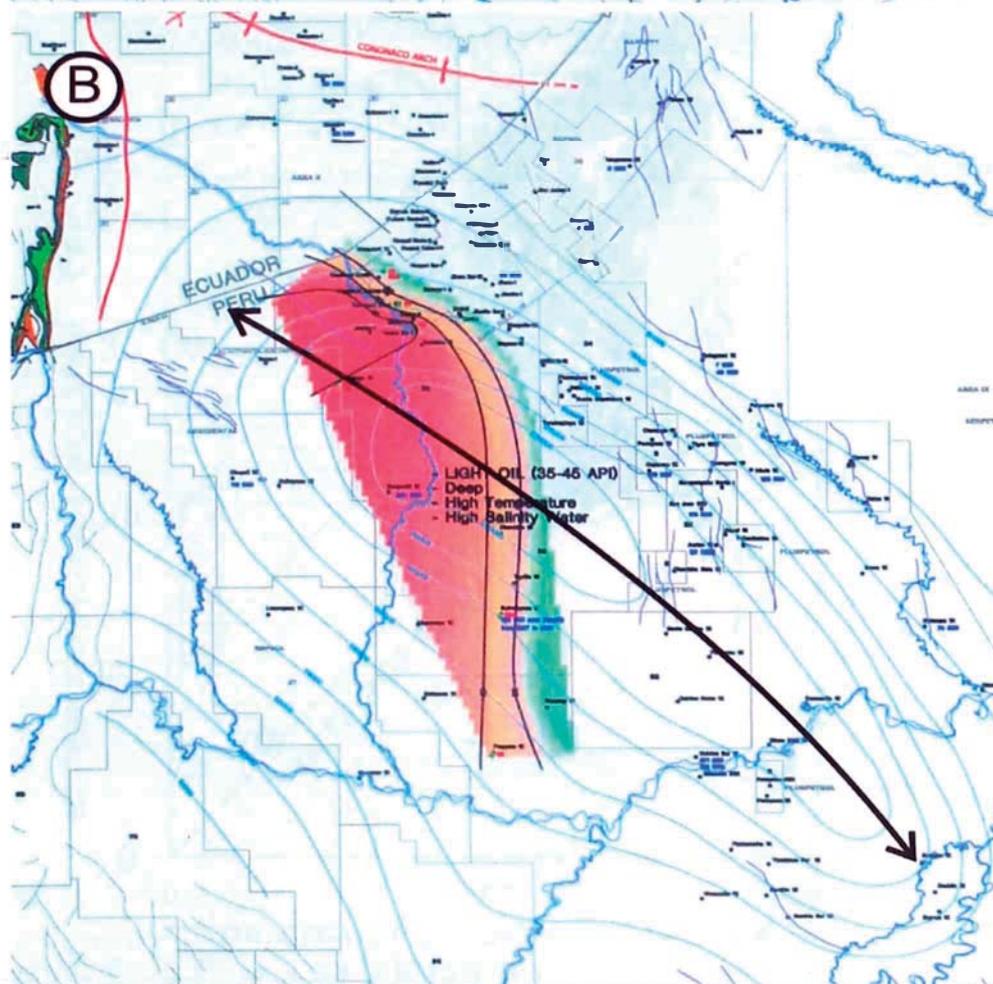
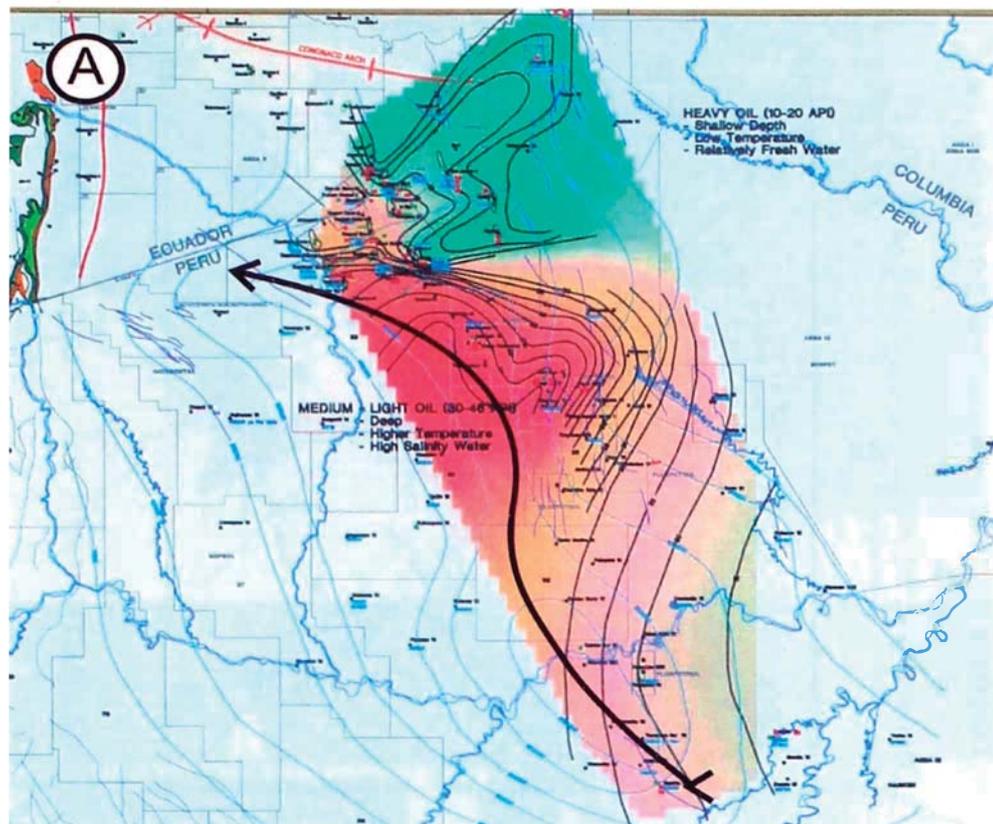
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation MicroImager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.9. Distribución de salmueras y aguas meteoricas en la Cuenca Marañón (modificado de Rakhit, 2002).



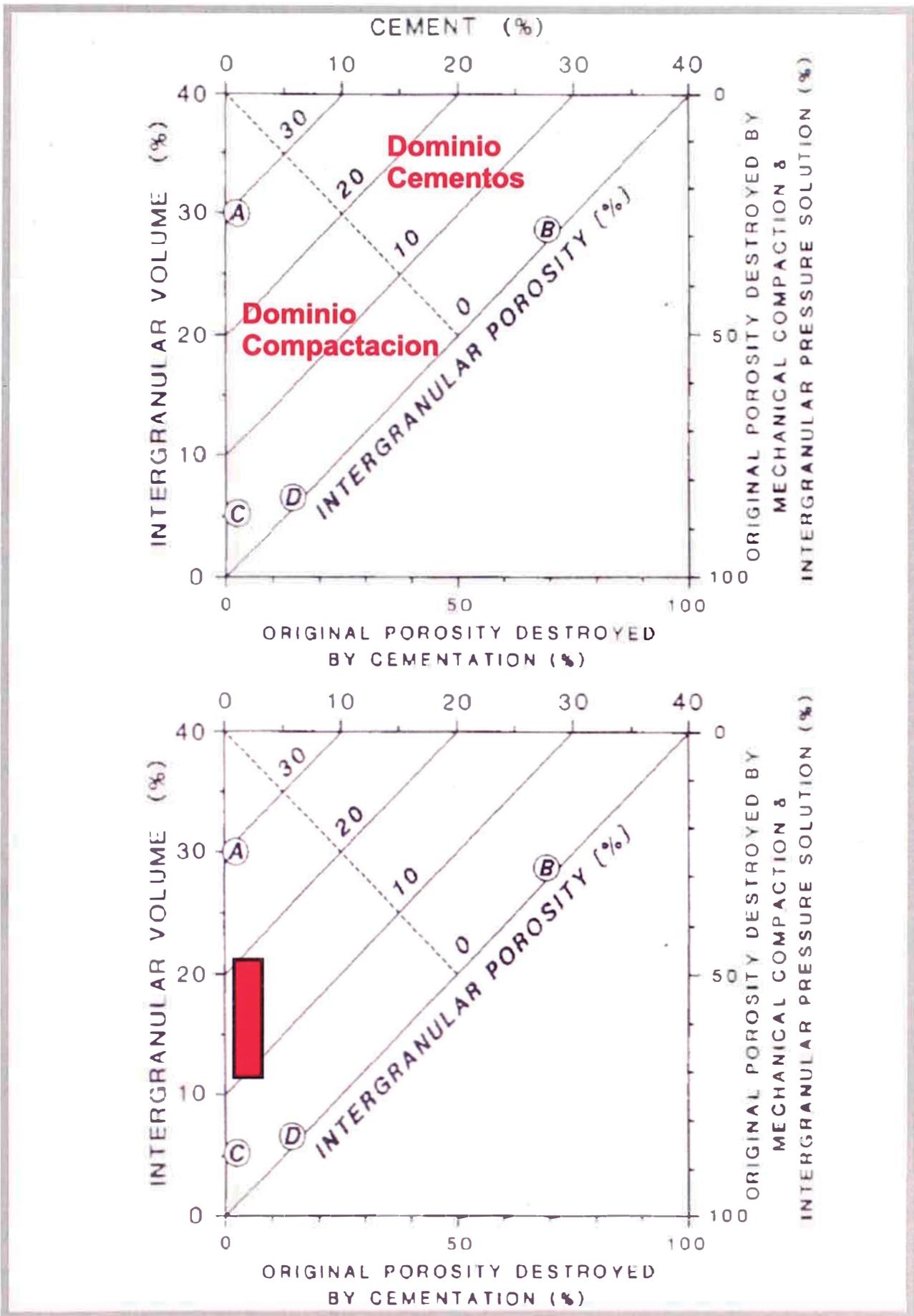
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú



“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Micromager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.10. Arcos de máxima salinidad para las Fm. Vivian (A) y Cushabatay (B). Modificado de Rakhit, 2002.



UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
 Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
 Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

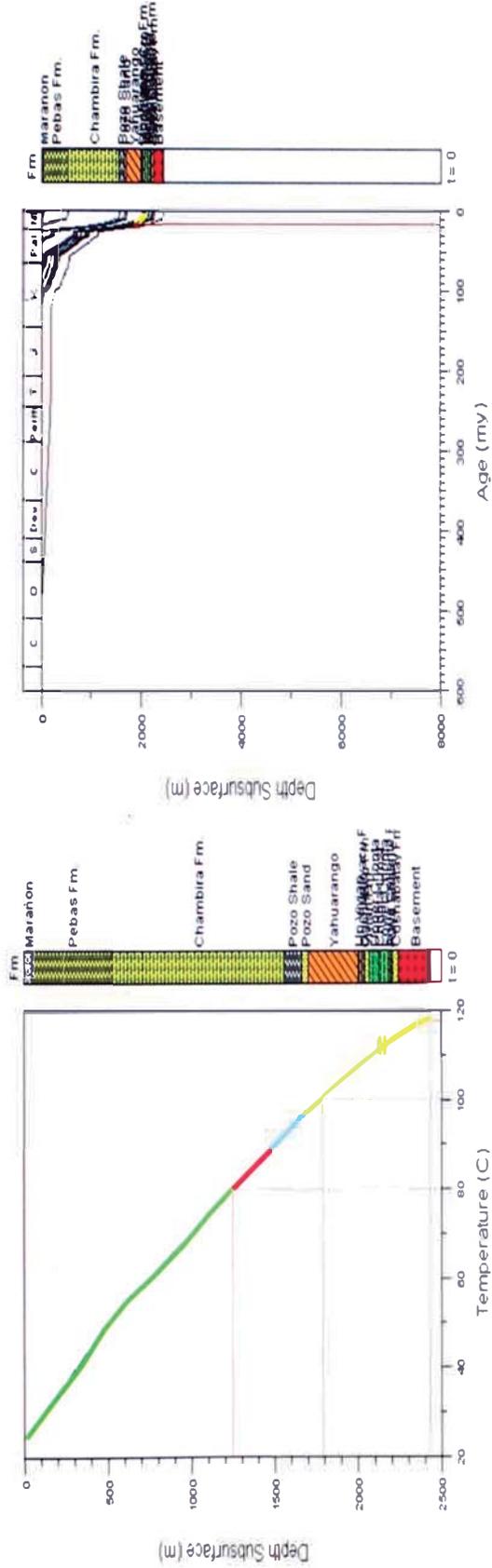
REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
 Sucursal del Perú



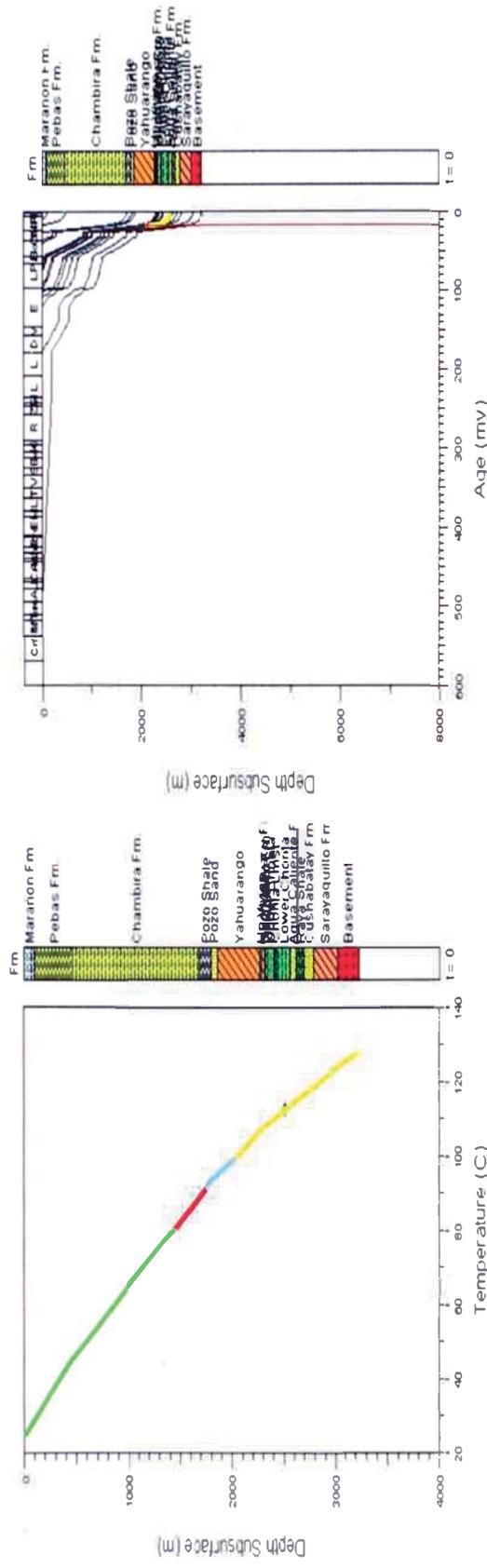
“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microlmager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.11. Gráficos de pérdida de porosidad por compactación vs. Precipitación de cements. En el gráfico inferior se muestra la posición dentro del mismo de las areniscas de Vivian y Casablanca en Marañón. Modificado de Houseknecht D. (1987)

DORADO 67-35-1X



CUNAMBO 1B-2-3X





UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
Facultad de Ingeniería Geológica, Minera y Metalúrgica
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica



REPSOL EXPLORACIÓN PERÚ
Sucursal del Perú

“Interpretación de ambientes sedimentarios, áreas fuente de sedimento y orientación del campo de esfuerzos intraplaca con el registro Formation Microimager (FMI): Cretácico de la Cuenca Marañón, Perú”

Fig. 9.12. Timing de los eventos de precipitación de calcita y cuarzo con respecto a las curvas de enterramiento para los sectores mas someros de la cuenca. Del programa Basin Model, Trabajo interno de Repsol YPF, W.I. Martínez, M. Erquiaga.

BIBLIOGRAFÍA

Aadnoy B. and Bell S.J (1998): Classification of drilling-induced fractures and their relationship to in-situ stress directions. *The log analyst* (Nov.-Dec. 1998).

Aceñaloza F.G. (1992): El sistema Ordovícico de Latinoamérica, in J.C. Gutiérrez - Marco, J. Saavedra & I. Rábano (Eds), Paleozoico Inferior de Ibero-América. *Universidad de Extremadura*, pp. 85-118.

Alania A. (1993): Informe de Interpretación del Registro "FMS" en el Centro de Computo de la Cía. Schlumberger – Colombia (Bogota). *Petróleos del Perú S.A., Área Exploración Producción, Departamento Geología*. 13 pp.

Audebaud E. & Laubacher G. (1969): Sur une discordance tardi-hercynienne dans la Cordillère Orientale su Sud du Pérou. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 269, pp. 2163-216.

CAR Loreto (2003): Estrategia Regional de la Diversidad Biológica de Loreto. pp. 10-19.

Baby P., Espurt N., Brusset S., Hermoza W., Antoine P., Roddaz M., Martinod J. & Bolaños R. (2005): Influence of the Nazca ridge subduction on the Amazonian foreland basin deformation: Preliminary analyses. *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, pp. 83-85

Beard D.C., Weyl P.K. (1973): Influence of texture on porosity and permeability. *AAPG Bulletin*, V.57, N.2. pp. 349-369.

BIODAMAZ & IIAP (2001): Estrategia Regional de la Diversidad Biológica. *Documento Técnico N° 01. Biodamaz. IIAP. Iquitos-Perú*.

Bjørlykke, K., Ramm M., Sargal G.C. (1989): Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution. *Geologische Rundschau*, V.78, pp. 243-268.

Bjørlykke, K., Egeberg P.K. (1993): Quartz cementation in sedimentary basins. *AAPG Bulletin*, V.77, pp. 1538-1548.

Blanco S., Vargas J., Rodriguez W. (2002): Modelo depositacional para el intervalo Cético-Lupuna de la Formación Chonta, Yacimiento Corrientes, Cuenca Maraón, Perú. *Ingepet 2002 (EXPL-1-SI-149)*, 12 pp.

Bloch, S., Lander, R y Bonell, L. (2002): Anomalously High Porosity and Permeability in Deeply Buried Sandstone Reservoirs: Origin and Predictability. *AAPG Bulletin*, V.86, pp. 301-328.

Burlington Resources Peru Ltd. (2003): Field Geologic Work along the Potro and Cahuapanas Rivers Western Margin of the Maraón Basin - Burlington Resources Perú, LTD

Bush A. (1997): Numerical Simulation of Cretaceous Tethys Circumglobal Current. *Science*, Vol. 275, pp. 807-810.

Contreras C., Gamero H., Drinkwater N., Geel C., Luthi S., Hodgetts D., Hu G., Johennessen E., Johansson M., Mizobe A., MONTAGGIONI P., Pestman P., Ray S., Shang R., Saltmarsh A. (2003). Investigación de la Sedimentología de los Yacimientos Clásticos. *Oilfield Review (Verano 2003)*, pp. 58-81.

Cossio P. (1992): Estudio de Diagénesis en las Areniscas de los Reservorios de la Formación Vivian en el Lote 1-AB Cuenca Maraón. *Tesis UNMSM*. pp. 11-41.

Cox J. W. (1983): Long Axis Orientation in Elongated Boreholes and its Correlation with Rock Stress Data. Schlumberger of Canada, Calgary, Alberta. *SPWLA Twenty-Fourth Annual Logging Symposium*. pp. 1-17.

Cross T., Ramón J. (2003): Predictive Stratigraphy in Foreland Basins. *VIII Simposio Bolivariano Cartagena, Colombia*.

Dabrío C. (1980): Sedimentación en Costas Siliciclásticas, Deltas y Mares Someros. *Ciclo de Seminarios de Sedimentología – I.G.M.E.* pp.131-191.

Dalmayrac B., Laubacher G. & Marocco R. (1983): Boletín de Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes. *INGEMMET-ORSTOM.*

Díaz Palacios G. (1999): Influence of the depositional environment in reservoir characteristics at the Cushabatay, Agua Caliente and Vivian formations southwest of the Marañón Basin. *INGEPET, EXPR-1-GD-11.*

Dickinson W., Suczek C (1979): Plate tectonics and sandstone composition. *AAPG Bulletin, V. 63, N°12, pp. 2164-2182.*

Dumbar C. & Newell N. (1946): Marine early Permian of the Central Andes and its fusiline faunas. *Part1. American Journal of Science Vol. 244 N° 6.*

Ehrenberg S.N. (1993): Preservation of anomalously high porosity in deeply buried sandstones by grain coating chlorite: examples from the Norwegian Continental Shelf. *AAPG Bulletin, V.77, No.7, pp. 1260-1286.*

Ehrenberg S.N., Nadeau P.H. (2005): Sandstone vs. Carbonate petroleum reservoirs: A global perspective on porosity-depth and porosity-permeability relationships. *AAPG Bulletin, V.89, No.4, pp. 435-445.*

Gil W., (2001): Evolución Lateral de la Deformación de un Frente Orogénico: Ejemplo de las Cuencas Subandinas entre 0° y 16° S. *Tesis Doctoral de la Universidad Paul Sabatier Toulouse III.* pp. 1-20.

Guizado J., (1978): Facies reconocidas en el núcleo convencional del Pozo 8-21-44XC Corrientes. *PETROPERU S.A. IV Congreso Peruano de Geología.* 25pp.

Guizado J., (1979): Facies reconocidas en el núcleo convencional del pozo 8-21-44XC Corrientes. *Boletín de la SGP Tomo 69, pp.133-143.*

Gutierrez R., (1994): Petrografía Sedimentaria de las areniscas Chonta en el Lote 1-AB Cuenca Marañón. *Tesis UNMSM. 108 pp.*

Hampel A., (2002): The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian margin: a re-evaluation. *Earth Planet. Sci. Lett., 203, 665-679.*

Haq, B. U., Hardenbol, J, Vail, P. R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science, 235: 1156-1166.*

Hide M., (1992): Petrographic Analysis Yánez N° 1, 1A-26-14X. *Occidental Petroleum Corp. of Peru. 26pp.*

Hide M., (1992): Petrographic Analysis Sungachi 9-X-1, Marañón Basin, Loreto, Peru. Getty Oil, Incorporated. *25pp.*

Hide M., (1992): Petrographic Analysis Huitoyacu N° 1 (2-30-2X), Marañón Basin, Loreto, Peru. *Superior Oil Corporation. 115pp.*

Hide M., (1992): Reservoir Characterization of Tertiary and Cretaceous Sandstones of the Santiago and Marañón Basins. *Target Reservoir Analysis. 38pp.*

Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G. & Lorente M. (1995): Andean Tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology, Vol. 23, N° 3, pp. 237-240.*

Houseknecht D. (1987): Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *AAPG Bulletin, V.71, No.6, pp. 633-642.*

Husen, A., Brown T., Delgado R., Lee D., Pluma D., Smirnov N., Mariden R., Prado E., Ramsey L., Spooner D., Stone T. and Stouffer T: Watching rocks change – Mechanical Earth Modelling. *Oilfield Review*, Summer, 2003.

Inaba M., McCormick D., Mikalsen T., Nishi M., Rasmus J., Rohler H., Tribe I. (2003): El auge de las imágenes de la pared del pozo. *Oilfield Review* (Verano 2003), pp. 24-39.

INGEMMET (1999): Geología de los Cuadrángulos de Cunambo, Mariscal Cáceres, Río Pucacuro, Vargas Guerra, Río Huitoyacu, Checherta, Andoas, Lamastipishca, San Antonio, Nuevo Soplín, Valencia, Pucacuro, Sungache, Pucuna, Villa Trompeteros, San Fernando, San Juan de Pavayacu, Río Urituyacu, Santa Martha, Barranca San Isidro, Río Nucuray y Urarinas. Boletín N° 130. Serie A: Carta Geológica Nacional.

INGEMMET (1999): Geología de los Cuadrángulos de Lagunas, Río Cauchío, Santa Cruz, Río Sacarita, Río Samiria, Bretaña, Requeña, Remoyacu, Angamos, Santa Isabel, Tamanco, Nueva Esperanza, Buenas Lomas, Laguna Portugal, Puerto Rico, Tabalosos, Curinga, Quebrada Capanahua, Quebrada Betilia y Río Yaquerana. Boletín N° 134. Serie A: Carta Geológica Nacional.

Jaillard E. (1992): Introducción al eustatismo. Orígenes, consecuencias, Aplicaciones. *Curso de capacitación del Convenio ORSTOM – Petroproducción*. pp. 1-32.

Jaillard E. (1997): Síntesis estratigráfica y sedimentológica del Cretáceo y paleógeno de la Cuenca Oriental del Ecuador. *ORSTROM – Petroproducción* 164 pp.

Kummel B. (1946): Estratigrafía de la Región de Santa Clara. *Bol. Soc. Geol. del Perú*, 14.

Kummel B. (1948): Geological Reconnaissance of Contamana Region Peru, *Bull Geol. Soc. Am. Vol 59.*

Lambertini R., Monseguí G. (1992): Evaluación de Fracturas Inducidas Mediante Imágenes de Pozo y Modelaje Sísmico. *VI Congreso Venezolano de Geofísica. pp. 274-278.*

Laurent H., Masias A., Álvarez E., Orrego O. (1996): Estudio Geológico Regional de la Cuenca Maraón (Exploración en el lote 1AB). *Occidental Peruana Inc. (Sucursal del Perú) – Departamento de Exploración. pp. 1-17.*

Megard F. (1980): Estudio Geológico de los Andes del Perú Central. *INGEMMET Bol. N° 8 Serie D. Estudios Especiales.*

McLaughlin D. (1924): Geology and physiography of the Peruvian Cordillera departments of Junin and Lima. *Geol. Soc. Am. Bull. 35. pp 591-632.*

Martinez del Olmo W. (1996): Caracterización de SYSTEM TRACTS a partir de sondeos de exploración de hidrocarburos. *Geogaceta, 20 (1)España. pp. 100-103.*

Martinez M. (1980): Sedimentación del Cretáceo y ocurrencia de petróleo en el delta del Oriente Peruano. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú N° 67. pp. 85-96.*

Mathalone J., Montoya M. (1995): Petroleum geology of the sub-Andean basins of Peru. *Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62. pp. 423-444.*

Mogens R. (1994): Porosity/Depth trends in Upper Jurassic reservoirs, Norwegian Central Graben: An example of porosity preservation at deep burial by grain coating micro-quartz. *AAPG Annual Meeting, V.78. pp. 241-241.*

Mosmann R., Falkenheim F., Gonçalves A., Nepomuceno F. (1986): Oil and Gas Potential of the Amazon Paleozoic Basins. *PETROBRAS. pp. 207-241.*

Moran R., Fyfe D. (1933): Geología de la región del bajo Pachitea. *Bol. Dir. Min. e Ind.*, 41, pp. 43-54.

Müller H. & Aliaga E. (1981): Estudio Bioestratigráfico del Cretáceo de la Cuenca Maraón. Informe de PERUPETRO.

Murphy Oil Company, PERU (1993): Petrographic study, data Compilation and Diagenetic Compilation. *Base de datos de PERUPETRO*. 14 pp.

Newell N. & Tafur J. (1943): Ordovícico fosilífero en la Selva Oriental del peru. *Bol. Soc. Geol. del Perú*. T XIV y XV.

Newell N. D. (1949): Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia. *Geological Society of America Memoir* 36, 111 pp.

Orozco C., Pardo A. (1993): Micropaleontology study Vivian Formation – Peru – Block 1AB. *Occidental Petroleum Corp. of Peru*. 24 pp.

Palacios O., Chacón, N., Sanchez A., León W., Canchaya S., Aranda A. (1995): INGEMMET Boletín N° 55. Serie A. Carta Geológica Nacional

Pardo A., Salas G. (1984): Evaluación Geológica Lote 8. *Petróleos del Perú S.A., Área de Exploración, Departamento de Geología, División de exploración y desarrollo áreas nuevas*. pp. 1-45.

Pardo A., & Orozco C.: Chonta Core Study: Perú, Block 1AB. Informe Interno *Occidental Petroleum Corp. of Peru*. 24 pp, Lima, 1992, 78 pp.

Paz M. (1994): Estudio Sedimentario, Facies y Ambiente Depositional, Núcleo Convencional Pozo 150-D Pavayacu, Formación Vivian. *Petróleos del Perú S.A., Función Exploración Producción, Departamento de Geología – Unidad Selva*. 26 pp.

Paz M. (1994): Estudio Sedimentario, Facies y Ambiente Depositional, Núcleo Convencional Pozo 148-D Pavayacu, Formación Chonta, Miembro Cético Inferior. *Petróleos del Perú S.A., Función Exploración Producción, Departamento de Geología – Unidad Selva*. 29 pp.

Paz M., Alania A., Rodriguez W. (1995): Interpretación Registros FMS, Pozo 141-D Corrientes, Fms. Vivian y Chonta: Miembros Pona y Cetico. *Petróleos del Perú S.A., Función Exploración Producción, Departamento de Geología – Unidad Selva.* 33 pp.

Pindell J., Tabbutt K. (1995): Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional control on hydrocarbon systems: *AAPG Memoir 62. Petroleum Basins of South America*, p. 101-128.

Pittman E.D., Larese R.E., (1991): Compaction of lithic sands: experimental results and applications. *AAPG Bulletin*, V.75, No.8, pp. 1279-1299.

Poquioma J., Santana L. (2002): Determinación de las Direcciones de Esfuerzos en el Yacimiento Eoceno, Campo Ceuta, mediante el uso de perfiles. *Ingepet 2002.* 19 pp.

Rakhit Petroleum Consulting Ltd. (2002): Maraón Basin Petroleum Hydrogeology Study. *Prepared for Parsep.*

Ramm M., Forsberg A., and Jahren J (1997): Porosity--Depth Trends in Deeply Buried Upper Jurassic Reservoirs in the Norwegian Central Graben: An Example of Porosity Preservation Beneath the Normal Economic Basement by Grain-Coating Microquartz. *AAPG Memoir 79*, pp. 177-199.

Ramos I. (1990): O potencial petrolifero e as perspectivas exploratorias da bacia do Solimoes, Norte do Brasil. *Boletín da Geociencias da Petrobrás*, 4 (1), pp. 85-93.

Reinson G.E. (1992): Transgressive barrier island and estuarine systems. In: *Facies Models-Response to Sea Level Change.* R.G. Walker and N.P. James (eds.). *GAC, Reprint Series 4*, p.179-194.

Robertson Research (US) INC. (1984): Apéndice B Sedimentología, Palinofacies y Petrografía. Informe Final – Proyecto de Exploración – Geológica y Geofísica. *Petróleos del Perú S.A. pp. 1-109.*

Robertson Research (US) INC. (1990): Palynological zonation. *Petróleos del Perú S.A.*

Rodriguez A. & Chalco A. (1975): Cuenca Huallaga, reseña geológica y posibilidades petrolíferas. *Sociedad Geológica del Perú, Bol. 45. pp. 187-212.*

Rosas S. & Fonboté L. (1995): Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico Inferior) en un perfil SW-NE en el centro del Perú. *Soc. Geol. del Perú, Vol. Juvilar A. Benavides, pp. 279-309*

Sempere T. (1989): Paleozoic evolution of the Central Andes (10-26° S). *28th International Geological Congress, Extend Abstracts, Washington D.C., V. 3, p.73.*

Sempere T. (1995): Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in A. J. Tankard, R. Suárez S., and H.J. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America. AAPG Memoir 62, p. 207-230.*

Serra O. (1989): Formation MicroScanner Image Interpretation. *Schlumberger Educational Services. 117 pp.*

Soto F. (1979): Facies y ambientes deposicionales cretácicos, área centro-sur de la Cuenca Marañón. *Boletín de la Sociedad Geológica, Tomo 60. pp. 233-249.*

Steinmann G. (1929): Geologie von Peru. *Heidelberg (Karl Winter) 448 pp.*

Superior Oil (1982): Lithology and Petrography of two samples from Superior Oil Chapuli # 1, Peru. *Base de datos de PERUPETRO. 5 pp.*

Surdam R., Crossey L., Hagen E.S. and Heasler H.P. (1989): Organic-Inorganic Interactions and sandstone diagenesis. *AAPG Bulletin, V.73, No.1. pp. 1-23.*

Van Wagoner J., Posamentier H., Mitchum R., Vail P., Sarg J., Loutit T., Handerbol J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *Sea – level Changes – An integrated approach, SEPM Special*

Publication N° 42 – The society of Economic Palaeontologists and Mineralogists. pp. 39-45.

Velarde P., Bustamante C., Reategui O. (1978): Evaluación geológica preliminar de las sub cuencas del Ucayali y Madre de Dios. *Informe interno Petroperu.*

Villagra L. (1991): Petrografía y Diagénesis de Clásticos y Calcáreos de las formaciones: Vivian, Chonta y Cushabatay. Cuenca Santiago. *Tesis Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 278 pp.*

Walderhaug O. (1994b): Temperatures of quartz cementation in Jurassic sandstones from the Norwegian continental shelf-evidence from fluid inclusions. *Journal of Sedimentary Research, V.A. 64. pp. 311-323.*

Webb J.: Petrographic Analysis of the Upper Cretaceous Vivian Formation Breña well, Peru. *Advantage Resources International, Inc., Denver Colorado-Petróleos del Perú S.A. 15pp.*

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.*

REFERENCIAS EN INTERNET

Ministerio de Energía y Minas del Perú (MINEM): Descripción de las actividades petroleras en la cuenca Marañón.

http://www.minem.gob.pe/archivos/dgaam/publicaciones/evats/tiq_past/tiq_pas4.pdf.

Ministerio de Energía y Minas del Perú (MINEM) (2001): Columna Estratigráfica y Litológica de la Cuenca Marañón.

http://www.minem.gob.pe/archivos/ogp/publicaciones/atlasmineriaenergia2001/hidrocarburos/2001_tabla02_maranon.pdf

National Imagery and Mapping Agency: Chapter 31 Ocean Currents. Types and Causes of currents.

http://www.iodeweb5.vliz.be/.../index.php?module=contextview&action=contextdownload&id=gen11Srv32Nme37_10.pdf

World Stress Map:

http://www-wsm.physik.uni-karlsruhe.de/pub/stress_data/stress_data_frame.html

Goddard Space Fligth Center de la NASA (GSFC):

<http://www.gsfc.nasa.gov/>