

ESTILO ESTRUCTURAL DEL FLANCO ORIENTAL DE LAS MONTAÑAS DEL SIRA

STRUCTURAL STYLE OF ORIENTAL FLANK OF THE SIRA MOUNTAINS

Luis G. Reyes Rivera*

RESUMEN

Sobre un basamento intrusivo metamórfico, afloran unidades sedimentarias de edades que van desde el Paleozoico hasta el Cenozoico, las rocas están afectadas por un estilo estructural dominante de pliegues anchos y largos de dirección andina, relacionados a fallas inversas de sobreescurrecimientos regionales con vergencia hacia el Este. En su historia geológica, se han reconocido tectonismos expansivos y compresivos que han influenciado en la litología de los sedimentos, en la formación de altos y bajos estructurales, en la inversión tectónica y en la ausencia de algunas unidades estratigráficas; asimismo, se han determinado que algunas formaciones son potencialmente generadoras de hidrocarburos y otras con porosidad visual como buenas rocas reservorios. Además, existen algunas estructuras favorables para el entrapamiento de fluidos que deben ser confirmadas con sísmica.

Palabras clave: Sobreescurrecimiento, tectonismo, subducción.

ABSTRACT

Over a metamorphic intrusive basement, outcrop sedimentaries units that are from Paleozoic age until Cenozoic age; these rocks are deformed by a dominant structural style of wide and long fold of andean direction, related with thrust faults regionals with slope toward Est. In its geological history, it was recognized expansive and compressive tectonics, that have had some influency on lithologic sediments, in the upper and lower structural formations, in the inverted tectonic and in the absence of some stratigraphic units. Likewise it was determined that some stratigraphic units are potencially hidrocarburiferous source rocks and others with good visual porosity are reservoir rocks. In addition there are some favorable structures to entrap fluids, which mst be confirmed with seismic reflexion.

Keywords: Thrust fault, tectonic, subduction.

1. INTRODUCCIÓN

Las montañas del Sira se ubican en el límite oriental de la zona subandina, en la cuenca del Alto Ucayali; por el norte se hallan los pueblos de Iparía y Bolognesi; y por el sur, los pueblos de Atalaya y Betania, cubriendo un área de aproximadamente 10 000 km², en una longitud de 250 km por 40 km de ancho (figuras N° 1 y 20).

El trabajo tiene como objetivos investigar la estratigrafía del flanco oriental de las montañas del Sira, definir su estilo estructural, determinar en forma preliminar su potencial hidrocarburífero, en base a mapeos, medidas de secciones y muestreos. Con la información obtenida se elaborará un mapa geológico que permita extrapolarlo a áreas circundantes de la faja subandina con similares estratigrafía y tectonismo, a fin de ampliar

* Departamento Académico de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica; Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima-Perú.
E-mail: lreyesr@unmsm.edu.pe / lureri@yahoo.com

el área de exploraciones con el apoyo de la sísmica y perforaciones, mientras se esperan los resultados de los análisis geoquímicos.

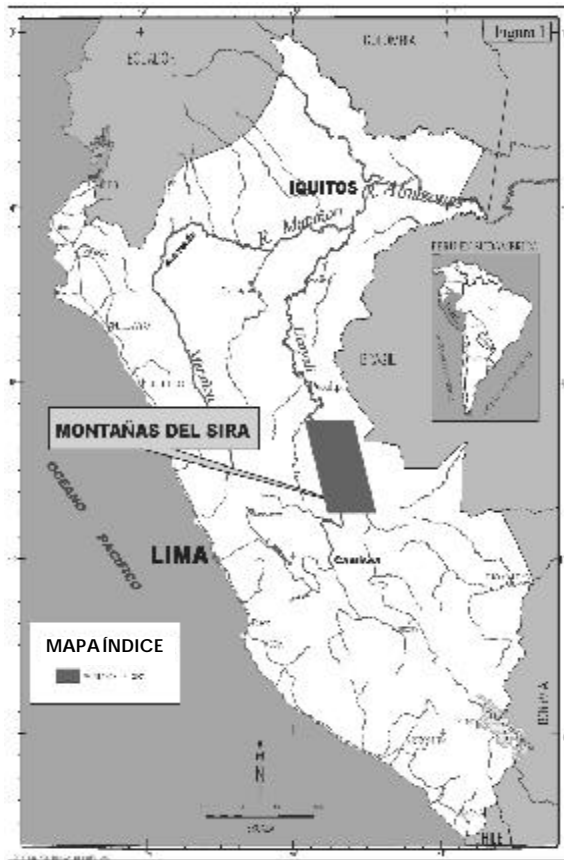


Figura N° 1. Mapa índice.

2. GEOLOGÍA GENERAL

En el área afloran unidades rocosas de diferentes edades. La unidad más antigua es un basamento de rocas intrusivas gneisificadas del Neo Proterozoico, seguido de unidades litoestratigráficas del Paleozoico superior, Mesozoico y Cenozoico, respectivamente. No existen unidades del Paleozoico inferior, Triásico y Jurásico por razones paleotectónicas.

2.1. Estratigrafía

Las unidades litoestratigráficas están mostradas en la columna estratigráfica generalizada (Figura N° 2).

PERIODO	SUBPERIODO	ETAPA	UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	ESPAES	GRANOS (m)	DESCRIPCIÓN
CENOZOICO	PALEOGENO	NEÓGENO	PALLASCO	GP. PALLASCO	0-1000	Lodolita arenosa roja.
				GP. PALLASCO	0-1000	Lodolita arenosa roja arenosa con arenitas gris claro (Mangochi).
				GP. PALLASCO	0-1000	Lodolita arenosa roja arenosa con arenitas gris claro (Mangochi).
MESOZOICO	CRETÁCEO	SUPERIOR	FM. TITAN	0-10	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			FM. TITAN	0-10	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			FM. TITAN	0-10	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			FM. TITAN	0-10	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			FM. TITAN	0-10	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
PALEOZOICO	PERVICO	INFERIOR	GP. COMACABANGA	100-200	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			GP. COMACABANGA	100-200	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
NEO PROTEROZOICO	MARAÑÓN	COMPLEJO MARAÑÓN	GP. MARAÑÓN	200-300	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			GP. MARAÑÓN	200-300	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			GP. MARAÑÓN	200-300	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	
			GP. MARAÑÓN	200-300	Areniscas arenosas, fangos, arenas.	

Figura N° 2. Columna estratigráfica generalizada.

La unidad más inferior es el **Complejo del Marañón**, está compuesta por intrusivos graníticos y dioríticos gneisificados, conocido localmente como Complejo Sira, de Edad Neoproterozoico, el granito presenta estructura bandeada, eventualmente de aspecto augeneisico, con cristales de ortosa rosada, granos de cuarzo, plagioclasa y biotita, la diorita también tiene estructura bandeada de minerales félsicos y máficos, a veces vista desde lejos es confundida con sedimentos (Figuras N° 3 y 4).



Figura N° 3. Quebrada Catsingari Sur: Estación 53-54. Bloque de granito rosado gneisico, con granos de ortosa y cuarzo de textura augeneisica, rodeado de biotita.



Figura N° 4. Quebrada Tariza. Estación 1-2. Granito rosado gneísico con bandeamiento de ortosa y cuarzo.

El Paleozoico Superior está representado por los grupos Ambo, Tarma, Copacabana, formaciones Ene y Mainique. El **Grupo Ambo** (Carbonífero inferior) aflora sobre el Complejo Maraón con grosor promedio de 530 m, contiene en su parte inferior arenisca y conglomerado basal, en su parte superior, lutita negra con restos vegetales con olor a hidrocarburos. Se considera que este grupo pertenece a un sistema deltaico, en esta unidad se han reconocido palinomorfos del Carbonífero Temprano y del Devónico Tardío (Famenian-Strunian), evidenciando que su depositación se inició en el Devónico Superior y se desarrolló en el Carbonífero Inferior, coincidiendo con lo reportado por Vardová *et al.* (1991 y 1993). En el lago Titicaca de Bolivia (Figuras N° 5 y 6).



Figura N° 5. Quebrada Chipani: Estación 9, Grupo Ambo, bancos de areniscas de color gris claro, con laminación cruzada, intercalada con lechos de lodolita marrón.



Figura N° 6. Quebrada Anaquiari: Estación 3-4, Grupo Ambo, unidad superior lutita negra, con fuerte buzamiento, ligeramente piritosa.

El **Grupo Tarma** (Carbonífero Inferior) consta de un miembro inferior de arenisca y un miembro superior lutáceo, la unidad tiene un grosor promedio de 150 m, mientras el **Grupo Copacabana** (Pérmico Inferior) es predominantemente calcáreo, duro generando topografía accidentada y encañonamientos, su grosor varía entre 780-1200 m (Figuras N°s 7, 8, 9 y 10); ambos grupos son de ambientes de plataforma.



Figura N° 7. Quebrada Mashantoni: Estación 35-36, Grupo Tarma, unidad inferior, arenisca blanca cuarzosa, en bancos de 0.20-0.50 m, de grano medio a fino, subredondeado con trazas de glauconita.



Figura N° 8. Quebrada Mashantoni: Estación 38-39, Grupo Tarma, unidad superior, bancos de caliza gris clara con fósiles marinos.



Figura N° 9. Quebrada Anaquiari: Estación 58-59, Grupo Copacabana, encañonamiento del valle en caliza observándose al lado derecho una chorrera.

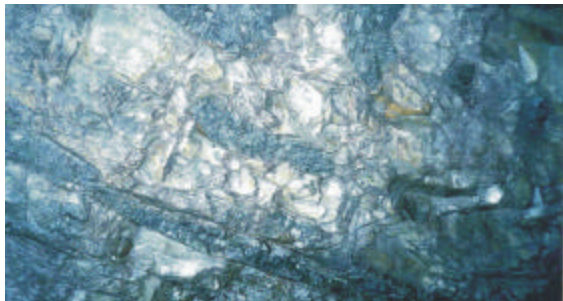


Figura N° 10. Quebrada Anaquiari: Estación 61-62, Grupo Copacabana, parte superior, caliza gris mostrando concentraciones circulares y elongadas de chert negro.

Las formaciones **Ene** (Pérmico Inferior) y **Mainique** (Pérmico Superior) completan las unidades paleozoicas. La primera aflora concordante al grupo Copacabana, consta de miembros alternantes de lutita negra con olor a hidrocarburos y arenisca cuarzosa blanca, la unidad se presenta con grosores variables entre 250-400 m, es de ambiente marino somero a llanura mareica; la segunda aflora sólo en la parte sur del área sobre la Formación Ene, consta de miembros de arenisca blanca cuarzosa, alternando con lodolita brunácea rojiza, esta unidad tiene grosor promedio de 250 m, es de ambiente fluvial, y contiene palinomorfos referidos al lapso Triásico-Pérmico (Figuras N° 11, 12, 13 y 14).



Figura N° 11. Quebrada Anaquiari: Estación 65-66, Formación Ene, unidad inferior basal en bancos de lutita negra piritosa.



Figura N° 12. Quebrada Anaquiari: Estación 82-83, Formación Ene, cuarta unidad, intercalación de arenisca gris con estratificación cruzada y lutita negra.



Figura N° 13. Quebrada Anaquiari: Estación 100-101, Formación Mainique, en la parte inferior oscura conglomerados basales y en la parte superior clara arenisca microconglomerática con estratificación cruzada.



Figura N° 14. Quebrada Perro: Estación 7-8, Formación Mainique, segunda unidad, intercalación de lodolita marrón-rojiza con arenisca gris clara blanquecina.

El Mesozoico está representado por el **Grupo Oriente**, formaciones Chonta y Vivian; el Grupo Oriente consta de miembros alternantes de lodolita marrón-rojiza y arenisca blanca cuarzosa,

de ambiente fluvial con grosor promedio de 500 m y aflora en la zona norte del área, contiene palinomorfos referidos al Albiano-Cenomaniano; la **Formación Chonta** (Cretáceo Superior) es predominantemente lutácea con algunos niveles intermedios calcáreos, con grosores variables entre 260-450 m, representa la máxima transgresión marina (Figuras N° 15 y 16); finalmente, la **Formación Vivian** (Cretáceo Superior) es areniscosa, blanca, cuarzosa, friable, de buena porosidad visible, es de ambiente playero y presenta grosor constante de 50 m.



Figura N° 15. Quebrada Gato: Estación 1-2, Formación Chonta, intercalación de lutitas y calizas grises claras con fuerte buzamiento.



Figura N° 16. Quebrada Anaquiari: Estación 159-160, Formación Chonta, muestra parte de la secuencia superior de lutitas grises oscuras.

COMENTARIOS: Dada la similitud litológica entre la Formación Mainique (Pérmico) y el Grupo Oriente (Cretáceo), que además en sus áreas afloran en posiciones estratigráficas similares sobre la formación Ene y debajo de la Formación Chonta, queda en cuestión la edad de la Formación Mainique, porque los palinomorfos pérmicos hallados en ella pudieran ser reciclados, faltándole aún reconocerse especies cretáceas, interrogante que debe ser considerada en futuros estudios.

Pudiera darse el caso que existan ambas unidades en el sector sur, mientras tanto en este estudio se les consideran de edades diferentes.

El Cenozoico está representado por el **Grupo Huayabamba** (Paleógeno-Neógeno) con litología predominantemente lodolítica, marrón rojiza y bancos de arenisca gris clara con grosores que pasan los 1000 m, es de ambiente continental. (Figura N° 17).



Figura N° 17. Quebrada Mashantoni: Estación 57-58, Capas Rojas, Formación Huayabamba, bancos de lodolitas marrón-rojizas.

La base de las capas rojas se presenta como pase gradual de las areniscas de la Formación Vivian, insinuando que el tope del Cretáceo continúa dentro de los niveles inferiores de las capas rojas, siendo netamente cenozoica cuando se vuelve monótona marrón-rojiza hacia arriba.

Las lodolitas de esta unidad describen figuras caprichosas, sea por diagénesis o por estructuras sedimentarias; por sus características litológicas se la definen como de ambiente continental, lacustre y lagunar.

3. TECTONISMO

En la Figura N° 18 se aprecia los eventos tectónicos que sucedieron en la región y en el área de estudio.

Entre el Paleozoico y Mesozoico, el segmento subandino del área estudiada registra tectonismos expansivos, relacionados a fallamientos normales del Eoherciniano, Tardiherciniano y Nevadiano, mientras en el Cenozoico registra tectonismos compresivos del Ciclo Andino, relacionados a fallas inversas, dándose la inversión tectónica por

reactivamientos de las fallas normales heredadas. En ambos casos los tectonismos han influenciado en las características de las unidades litoestratigráficas y en los estilos estructurales de las rocas, en cada período (Figura N° 18-4).

En el Devónico Tardío, el tectonismo expansivo hercínico generó altos estructurales, exponiendo al basamento por erosión, desapareciendo las unidades litoestratigráficas del Paleozoico Inferior, de manera que las unidades del Paleozoico Superior se depositaron directamente sobre el basamento (Figuras N° 18-1 y 18-4).

Los depósitos del Mesozoico Temprano fueron afectados por el tectonismo expansivo nevadiano (Ciclo Andino), reactivándose las fallas normales heredadas del Paleozoico Inferior, de modo que los nuevos altos estructurales evitaron y/o erosionaron a las unidades litoestratigráficas triásicas-jurásicas, normalizándose la depositación en el Cretáceo Superior con la transgresión marina de la Formación Chonta y culminando con pulsos marinos terminales en los niveles inferiores de las capas rojas paleógena-neógena de ambiente continental posterior (Figura N° 18-3).

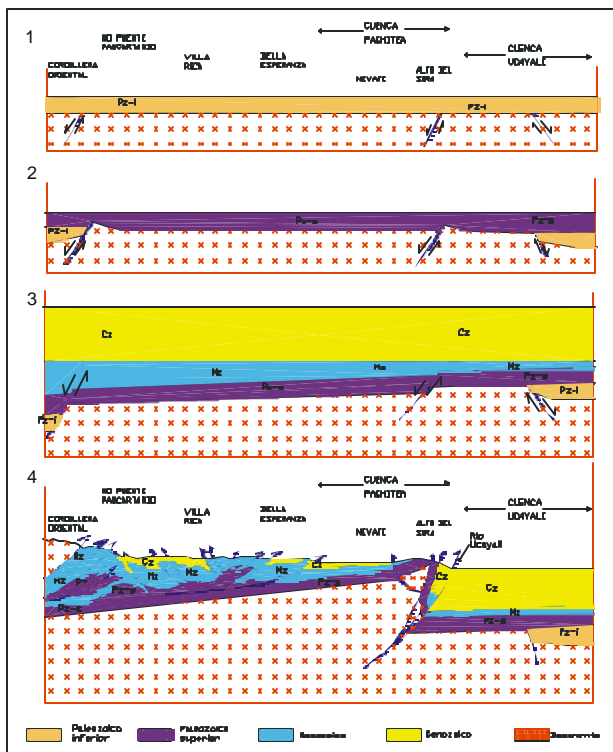


Figura N° 18. Perfiles diagramáticos del subandro central, mostrando antiguas fallas normales activadas por distensión en el Paleozoico Temprano: 1, 2, 3 y reactivadas como fallas inversas en el Oenozoico Tardío: 4 por compresión.

3.1. Estilo estructural

El fenómeno de la subducción entre las placas Nazca (oceánica) y Sudamericana (continental) de la Tectónica Andina, desarrolló en la región tectonismos compresivos durante el Paleógeno y Neógeno, respectivamente, generándose inversión tectónica por reactivamiento de antiguas fallas normales como inversas. El primer evento ocurrió en franjas longitudinales de las Cordilleras Occidental y Oriental de los Andes (fase Inca) y el segundo en la zona subandina (fase Quechua), definiendo en ambos casos una geometría y estilo estructural conocido como «Fold Thrust Belt» (Reyes, 2002) debido a repeticiones sedimentarias (Figuras N° 19 y 18-4).

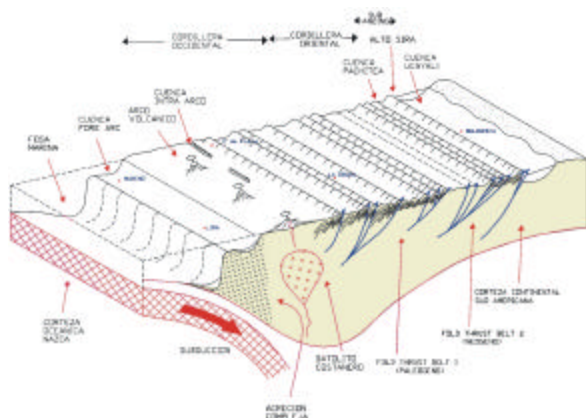


Figura N° 19. Block diagrama esquemático del fenómeno de la subducción de Gerhard Einsele 1991 adaptado a un corte transversal del Perú Central.

El desarrollo del sistema de pliegues está inclinado hacia el oeste, por delante de los cabalgamientos (Fault Propagation), en el sentido de *Suppe and Medwedeff* (1990); se estima que en profundidad se formaron estructuras tipo **duplex** en un contexto de tectónica compresiva, afectando a unidades competentes e incompetentes (Mitra, 1986).

Los fallamientos inversos de los «Fold Thrust Belt», muestran desplazamientos subhorizontales epidérmicos distales, pero hacia las partes proximales o raíces se profundizan, comprometiendo a la corteza continental; hacia la llanura amazónica se reconocen ondulaciones que deben ser clarificadas con apoyo de trabajos geofísicos para definir si están relacionadas a comienzos o terminaciones de sobreescurrecimientos ciegos que no afloran a superficie (Figuras N° 20 y 21).

De lo expuesto, se deduce el reconocimiento de un substratum rígido con pendiente positiva hacia el oriente y acercamientos de facies

sedimentarias, los cuales deben ser tomados en cuenta en los proyectos de exploraciones petrolíferas, porque el mapeo regional involucra complicadas ocurrencias geológicas-estructurales.

Para la estructuración de fallas de cabalgamientos en un sistema estructural tipo duplex de tectónica compresiva, es necesaria la presencia de unidades competentes que se fracturen para la migración de los esfuerzos en diferentes niveles, formando rampas (grupos Ambo, Tarma, Copacabana, Oriente, y formación Chonta); asimismo, unidades incompetentes para la migración lateral de los esfuerzos describiendo flats (lutitas del Grupo Ambo y de la Formación Ene y Grupo Huayabamba).

La deformación fue progresiva y episódica de Oeste a Este, incidiendo en las coberturas

sedimentarias paleozoica, mesozoica y cenozoica. En el área ocurren un cabalgamiento occidental mayor, que afecta al basamento relacionado al gran anticlinal del Sira, y un cabalgamiento oriental que colinda con la llanura amazónica; ambas estructuras están separadas por 4-5 Km (Figuras N° 20 y 21).

En el flanco oriental del anticlinal del Sira, los estratos, en algunos casos, llegan a la subverticalidad y, en otros casos, a la inversión cuando están próximos a los sobreescurrecimientos (Figura N° 21).

La tectónica compresiva deformó a los sedimentos, pero no los metamorfizó, las fallas de cabalgamientos tienen vergencia hacia el Este y produjeron acercamientos kilométricos de facies, los cuales deben ser tomados en cuenta en la exploración petrolífera (Figuras N° 20 y 21).

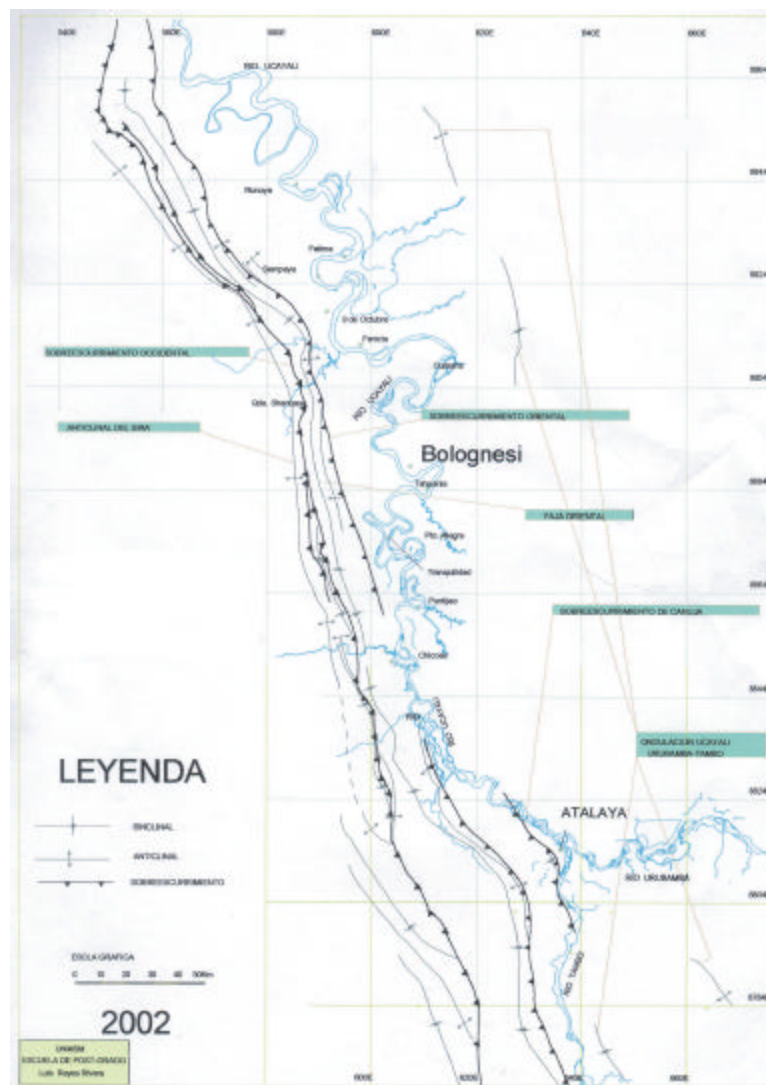


Figura N° 20. Mapa estructural del flanco oriental de las montañas del Sira.

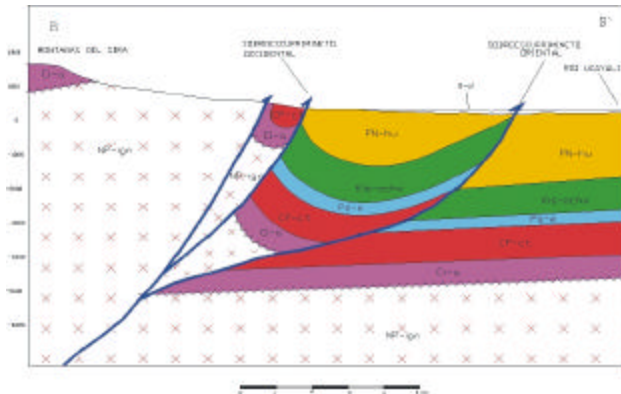


Figura N° 21. Vista en sección de la subverticalidad de los estratos asociados a plegamientos, produciendo inversiones próximas a los sobreescurrecimientos. Asimismo se observa que las fallas de cabalgamientos muestran vergencia al oeste que generaron acercamientos kilométricos de facies sedimentarias.

4. CONCLUSIONES

En el área estudiada la cobertura sedimentaria es alóctona por efecto de la propagación de sobreescurrecimientos; esta cobertura contiene una gran columna estratigráfica, con unidades potencialmente generadoras de hidrocarburos, como las lutitas del Grupo Ambo y de la Formación Ene, con buenos contenidos de carbono orgánico (versión oral) y de rocas reservorios de buena porosidad visual en las areniscas de las Formaciones Ene, Mainique, Grupo Oriente y Formación Vivian.

Los tectonismos extensivos y compresivos desde el Paleozoico hasta el Cenozoico, han influenciado en las características litológicas de los sedimentos y en el estilo estructural de la región, sin metamorfizar a las rocas; algunas estructuras son favorables para el entrapamiento de fluidos, convirtiendo al área y este segmento subandino interesante para la exploración petrolífera.

La ausencia de las unidades litoestratigráficas del Paleozoico Inferior es atribuida a los altos estructurales de entonces; sin embargo, debe resaltarse que en la parte oriental del área, las perforaciones petroleras han encontrado a estas unidades, lo que significa que ellas se preservaron

en las depresiones estructurales; casos similares son explicables para la ausencia de las unidades triásicas-jurásicas en el área.

En el estudio se reporta que en el área, el Grupo Ambo empezó a depositarse en el Devónico Tardío, como sucede en el lago Titicaca.

5. RECOMENDACIONES

Futuros estudios deben determinar la interrogante acerca de la edad de la Formación Mainique en sur del área, si es pérmica o cretácea, toda vez que tiene similar posición estratigráfica y litológica que el Grupo Oriente, cretácea.

6. BIBLIOGRAFÍA

1. Vardová M., Isaacson P. E., Diaz E. y Bek J. (1991). «Palinología del límite Devónico-Carbonífero entorno al Lago Titicaca, Bolivia: Resultados preliminares». En: *Revista Técnica de Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivianos*. Vol-12(2), p 303-313.
2. Vardová M., Isaacson P. E., Diaz E. y Bek J. (1993). «Devonian-Carboniferous Boundary at Lake Titicaca. Bolivia: Preliminary Results. XII International Congress on Carboniferous-Permian». Buenos Aires. *Comptes, Rendus*. Vol. 1, p 187-199.
3. Reyes Rivera L. G. (2002). *Estilo estructural del flanco oriental de las Montañas del Sira*. Tesis de grado de Magister en la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 78 pp.
4. Suppe J. Medwedeff D. (1990) *Geometry and Kinematics of fault propagation folding*. *Eclol Geol Helv*, 83.3, pp 409-454.
5. Mitra S. (1986) «Duplex structures and imbricate thrust system geometry structural position and hydrocarbon potential». *A.A.P.G. Bull.* Vol 70, pp 1087-1112.