

INTERPRETACION DEL CORTE GEOLOGICO RIO LA PAZ - SAPAHAQUI

UMSA



**PUBLICACIONES
CIENTIFICAS**

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS

UNIVERSIDAD MAYOR DE SAN ANDRES
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS

Publicación No. 1. — Serie Geología Estructural — 1970

INTERPRETACION DEL CORTE GEOLOGICO

RIO LA PAZ - SAPAHAQUI

EJEMPLO DE UN ESTUDIO ESTRUCTURAL
— UTILIZANDO LA MICROTECTONICA —

por:

René CORNEJO
José LIZARAZU
UMSA. - GEOBOL.

Claude MARTINEZ
Pierre TOMASI
O. R. S. T. O. M.

LA PAZ - BOLIVIA

1 9 7 1

P R O L O G O

Durante los últimos años, el interés por el estudio de la Geología de nuestro territorio, ha sido intensificado. Gran parte de ese interés se ha concentrado alrededor de aquellas áreas favorables para la acumulación de Yacimientos de minerales o de Petróleo, las cuales fueron investigadas con las herramientas de la tecnología moderna.

Acorde con esa inquietud, la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Mayor de San Andrés, inicia con la presente una serie de publicaciones, con objeto de dar oportunidad, tanto a catedráticos, como alumnos y profesionales geólogos en general, de poder manifestar sus inquietudes investigativas dentro de las disciplinas de geología.

El presente estudio ha sido preparado en forma conjunta entre la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Mayor de San Andrés y Geólogos de O.R.S.T.O.M. (entidad francesa) como resultado del convenio existente entre dichas instituciones, la cual estipula un programa de Investigación de acción conjunta, con prioridad del área correspondiente a la Cordillera Oriental de los Andes Bolivianos.

Este trabajo, representa el primer paso de la Facultad hacia el fomento de la investigación a fin de contribuir al mejor conocimiento de los recursos naturales de nuestra Patria.

Ing. EDGAR VARGAS CORDOVA
DECANO
DE LA FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
UNIVERSIDAD MAYOR DE SAN ANDRES

Interpretación del Corte Río La Paz - Sapahaqui (Bolivia)

Ejemplo de un Estudio Estructural Utilizando la Microtectónica

Por: René Cornejo y José Lizarazu (U.M.S.A.),

Claude Martínez y Pierre Tomasi (O.R.S.T.O.M.)*

El corte que presentamos es el resultado de las investigaciones hechas a fines del año 1968, durante la elaboración del mapa geológico de la Hoja Sapahaqui (Hoja 6043).

El relevamiento geológico fue realizado en colaboración mutua entre el Servicio Geológico Boliviano y la Misión Geológica O.R.S.T.O.M.,* oportunidad que ha permitido a José Lizarazu y René Cornejo presentar la Tesis de Grado a la U.M.S.A.

En este trabajo se trata de mostrar el **esquema y el corte estructural** (Tablas I-II) del área que está a 50-70 Km. al S.E. de la ciudad de La Paz; la región está ubicada al sur del macizo del Illimani, es decir, el área del Río La Paz y sus afluentes: los ríos Luribay, Sapahaqui y Caracato.

Nuestro objetivo es presentar el estilo de las deformaciones que se observan en la zona, apoyándonos en la estratigrafía y el mapeo geológico.

RESUMEN ESTRATIGRAFICO

La mayoría de las formaciones encontradas son de edad paleozoica. Después de los excelentes trabajos de AHLFELD Y BRANISA (1) y la Misión Geológica Alemana (2), la sucesión estratigráfica de la zona es bien conocida.

PALEOZOICO.—

1.— **El Ordovícico** está representado por un flysch cuarcítico de edad Caradociana.

2.— **El Silúrico** está representado por: la Formación Cancañiri (Zapla), cuyo espesor varía de 10 a 150 m. Por encima de la Formación Cancañiri se desarrollan las siguientes formaciones:

— **Areniscas Llallagua.**— Con 200 a 500 m. de potencia.

— **Lutitas Pampa.**— Aproximadamente 2000 m. de espesor.

— **Formación Catavi.**— Areniscas y lutitas de 500 a 1000 m.

— **Las Areniscas Vila Vila** tienen un espesor de 500 a 2000 m.; la edad de estas sedimentitas es aún discutida (3). Nosotros por ahora consideramos a esta unidad como Siluro-Devónica (SD vv).

* (O.R.S.T.O.M) Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre. Mer. 24 Rue Bayard, PARIS - 8. FRANCE.

U.M.S.A. — Universidad Mayor de San Andrés, (LA PAZ - BOLIVIA).

3.— **El Devónico inferior y medio** está constituido por lutitas y areniscas en camadas hacia el tope. Ellas representan las formaciones Icla, Sica y Collpacuchu que en total suman aproximadamente 4.000 m. de espesor.

4.— **El Permo-Carbonífero.**— Se ha encontrado únicamente un afloramiento pequeño de Carbonífero (Facies Gondwana), semejante a los estratos de Calamarca (4). Estas rocas suprayacen, con **ligera discordancia angular**, al Devónico medio. Al Sur del área, el mapa de la Misión Geológica Alemana presenta el Pérmico marino (Facies Copacabana), cerca de Luribay.

MESOZOICO.—

Sistema Cretácico.— (5) El complejo sedimentario está conformado por estratos de conglomerados, de areniscas y de lutitas rojas, con intercalación de calizas marinas (Formación Molino de edad **Senonian**) que en total llegan a 500 m.

Los afloramientos Cretácicos están alineados dentro de una **faja sinclinal**, que descansan sobre el Paleozoico en **fuerte discordancia angular**.

CENOZOICO.—

El Terciario de la región de Luribay se encuentra al Sur del área que nos ocupa; estas sedimentitas fueron estudiadas por la Misión Geológica Alemana llegando a diferenciar un **Conglomerado Basal de Luribay**, discordante sobre las rocas cretácicas y paleozoicas.

Oligoceno inferior.— Los Estratos de **Salla** suprayacen al Conglomerado de Luribay. Los mamíferos que se han encontrado en ellos nos permiten ubicar a estas sedimentitas en el Oligoceno inferior (6).

MAGMATISMO

Los macizos del Illimani y Quimza Cruz son intrusivos, constituidos por rocas de composición granítica y granodiorítica (7).

El stock sub-volcánico de Cohoni tiene una composición andesítica-dacítica con brechas piroclásticas (y parece intercalado con estratos Cretácicos).

HIPOTESIS SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA DE LA REGION

a.— El gran espesor que observamos en las rocas paleozoicas y que fácilmente podría llegar hasta los 10.000 m. nos indica una cuenca en subsidencia. El período largo de subsidencia se ve interrumpido por emersiones a fines del Ordovícico. Por ahora no podríamos decir la naturaleza de los movimientos responsables de estas emersiones.

b.— La discordancia post-devónica y pre-carbonífera podría ser uno de los efectos de una **Tectónica Eohercínica**. Además podríamos imaginar una **Tectónica Hercínica** tardía, posterior al Grupo Copacabana.

De todas maneras, al finalizar el Paleozoico, se tiene una **fase de compresión** que se manifiesta por un intenso plegamiento (Hercínico) y cuyo estilo es diferente de las deformaciones posteriores.

c.— Después de estos acontecimientos tectónicos, el área que nos ocupa queda

emergida hasta el Cretácico.

La deposición del Cretácico continental ocurre en cuencas menores y subsidentes, con **movimientos de distensión**, los mismos que se reflejan con fallas normales y ascenso de lavas de composición básica.

d.— A fines del Cretácico o principios del Terciario, una **fase de plegamiento** se manifiesta con pliegues y **fallas inversas**.

Sobre las rocas plegadas, el conglomerado de Luribay se acumula en franca discordancia angular.

e.— Una **tercera fase tectónica** afecta los estratos del Oligoceno inferior; y su edad puede ser **Mioceno ó Plioceno inferior**.

f.— Finalmente, durante el Plioceno superior y Pleistoceno hay movimientos de distensión con volcanismo. El solevantamiento de la "Cordillera de los Andes" es acompañado por fallas normales.

ESTUDIO ESTRUCTURAL

En la evolución tectónica hipotética que hemos propuesto para esta zona, indicamos la existencia de varias fases tectónicas superpuestas con edades diferentes (Hercínica, Andina) y fases de distensión.

El aspecto geométrico actual de las estructuras es la resultante de la acción de las diferentes fases de compresión y distensión

Presentamos el estilo tectónico de la **fase de mayor compresión** que nos parece **Hercínica**. El plegamiento Hercínico tiene rasgos característicos que se pueden notar al estudiar las microestructuras (Microtectónica) relacionando éstas con las macroestructuras.

Las deformaciones Hercínicas son características y diferentes a las deformaciones posteriores. Un estudio detallado de estas últimas a todas las escalas es necesario para borrar sus efectos en el análisis de las primeras.

ALGUNOS CONCEPTOS UTILIZADOS.- (8)

a.— La **deformación tectónica** tiene su origen en la existencia de **esfuerzos compresionales horizontales** que se evidencian en las zonas **plegadas o cadenas** de la corteza terrestre.

Una cadena reciente puede coincidir con los relieves montañosos (ej. Los Andes). Pe-

ro el geólogo utiliza el mismo término para todas las zonas fuertemente plegadas, lo mismo si fueron completamente erosionadas, como por ejemplo, las cadenas pre-Cámbricas del Escudo Brasileño.

b.— **Concepto de Nivel Estructural.**— (Ver fig. 1).

La deformación a micro-escala como a macro-escala es variable con la intensidad de las fuerzas compresionales y con la profundidad.

Un incremento en las condiciones de presión y temperatura se produce al aumentar la sobrecarga.

El estilo tectónico depende de las fuerzas tectónicas, de la carga, de la temperatura y se modifica con la profundidad. Para cierto esfuerzo horizontal podemos distinguir los niveles estructurales:

1.— **Nivel Estructural Superior.**— Es la zona en la que las fuerzas compresionales originan deformaciones a baja profundidad (carga y temperatura débiles). Estas deformaciones son del tipo elástico en las capas competentes, las cuales al exceder el límite de elasticidad se fracturan sin plegarse (cizallamiento).

En general las deformaciones son desordenadas y se caracterizan por fracturas.

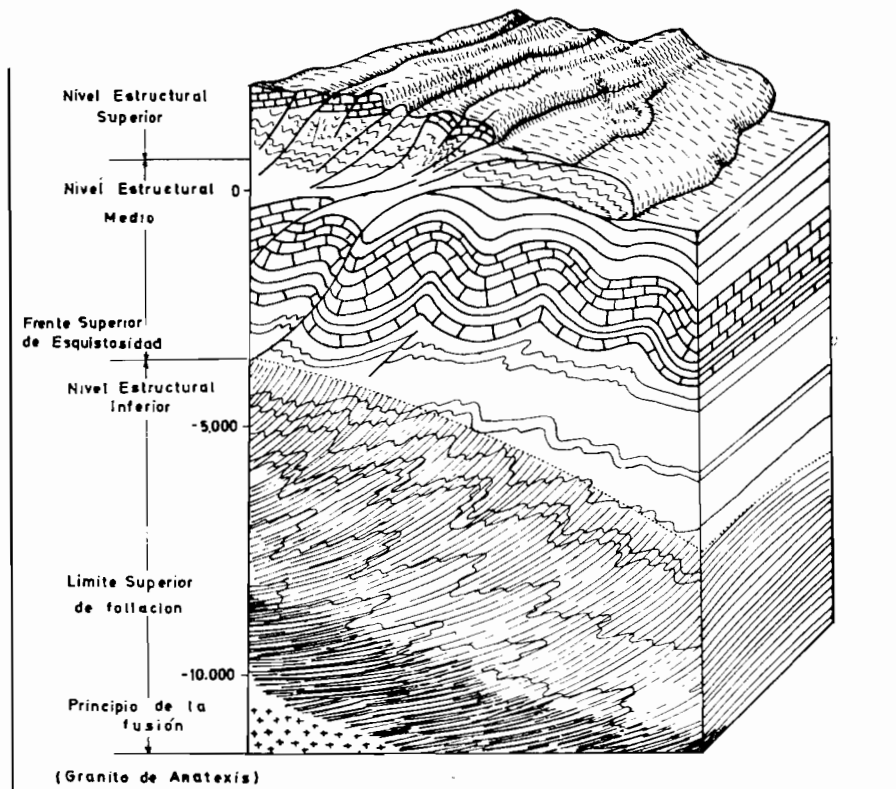
2.— **Nivel Estructural Medio.**— Al aumentar la sobrecarga hace que la deformación sea más **plástica**. La mayoría de las rocas sedimentarias se pliegan. Pasando el límite de plasticidad, estas rocas se cizallan. Los pliegues son el tipo “**Isópaco**” o “**Concéntrico**” con capas paralelas entre sí (Fig. 2a). El mecanismo es la flexión de los estratos acompañada por movimientos entre los estratos suprayacentes e infrayacentes formando **superficies estriadas**. La dirección que tienen las estriás es perpendicular a la

dirección del eje del pliegue (Fig 2b). Además del plegamiento, encontramos diaclasamiento y fallamiento del tipo inverso, resultado de las rupturas.

Poco a poco por efecto de la sobrecarga al aumentar la **profundidad**, se nota mayor complejidad en la deformación

3.— **Nivel Estructural Inferior.**— A una cierta profundidad la materia se ve afectada en su naturaleza íntima por la deformación, la cual es únicamente del tipo **plástico**.

(Fig. 1) REPRESENTACION EN BLOQUE DEL CONCEPTO DE NIVEL ESTRUCTURAL



Nota.— Las figuras 1, 2 y 3 fueron tomadas del artículo: "Introducción a la Microtectónica", por M. Mattaver - La Nature N° 3383 - París, Francia.

El paso del Nivel Estructural Medio al Nivel Estructural Inferior se realiza pasando el **Frente Superior de Esquistosidad**.

En la parte alta del Nivel Estructural Inferior se tiene el clivaje de fractura que consiste en infinidad de microfallas

Descendiendo aún más, nos encontramos con la **Esquistosidad de Flujo** que resulta del alargamiento y recristalización de la materia hasta llegar a la foliación. Es en esta zona que empieza el **metamorfismo regional**.

Los pliegues que caracterizan esta zona son del tipo **similar** (Fig. 3a.) con alargamiento según un plano que es paralelo al plano de esquistosidad y estrechamiento perpendicular al plano de ésta.

El Factor Litológico—

Las observaciones nos enseñan que el paso del Nivel Estructural Medio al Nivel Estructural Inferior no es tajante, al contrario es progresivo y además variable con la litología.

En la proximidad al Frente Superior de Esquistosidad las **rocas competentes** como las areniscas se deforman en pliegues Isópacos, mientras que las rocas incompetentes como las lutitas tienen esquistosidad de fractura correspondiente al Nivel Inferior. Igualmente la transición hacia la esquistosidad de flujo se produce en forma gradual.

Otro aspecto importante del factor litológico se nota cuando las capas difieren en su naturaleza; así la esquistosidad que las afecta presenta una **“refracción”** es decir de un estrato a otro se nota variaciones del ángulo formado entre los planos de estratificación y la esquistosidad (Ver Fig. 3c).

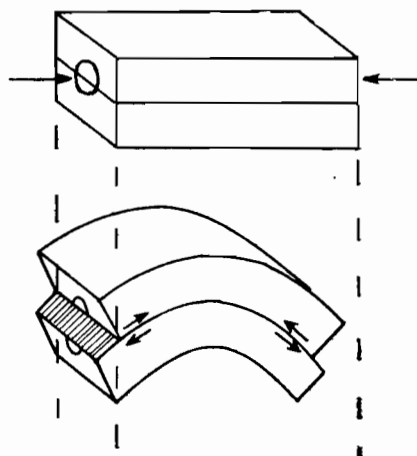


Fig. 2a.— Esquema presentando el mecanismo de formación de un pliegue “Isópaco o Concéntrico”.

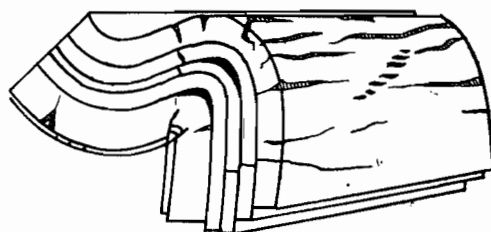


Fig. 2b.— Microestructuras del Nivel Estructural Medio. Esta figura es un pliegue Isópaco típico originado por la flexión de capas de areniscas. Esta flexión está acompañado de vetillas de distensión (cuarzo fibroso), y con desplazamientos de capas entre sí (desplazamiento de las vetillas).

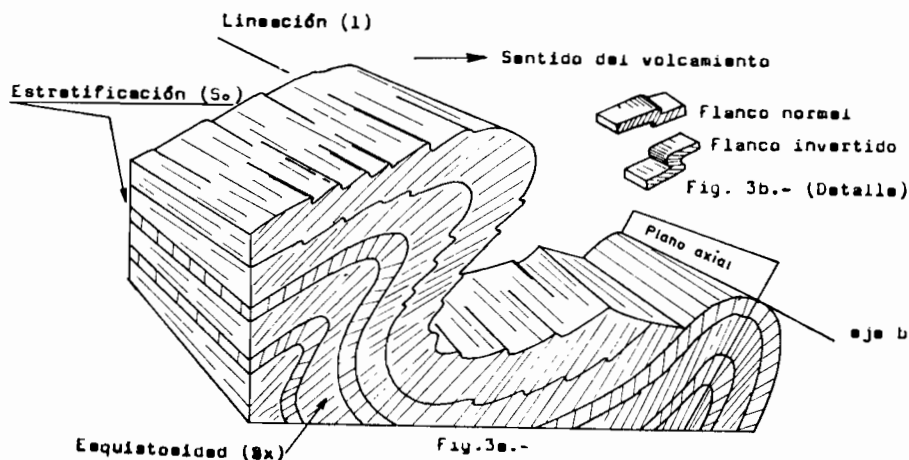


Fig. 3a.— Esquema que presenta las relaciones del legamiento con la esquistosidad, (Sx), lineación (l) y sentido del volcamiento.

Fig. 3b.— Detalle.— Micropliegues y esquistosidad de un flanco normal y de un flanco invertido.

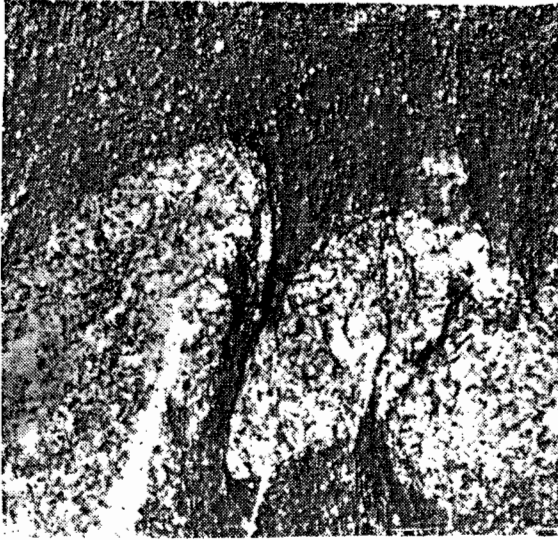


Fig. 3c

METODOLOGIA

Relaciones de la esquistosidad con los pliegues y la estratificación.

“Las observaciones indican que no puede existir esquistosidad sin plegamiento”.

“El plano axial del pliegue es subparalelo al plano de la esquistosidad”.

“En el caso de la esquistosidad de fractura encontramos que ésta adopta muchas veces una disposición en abanico” (Tabla II).

“Los ejes de pliegues y la lineación (l), resultante de la intersección del plano de estratificación y del plano de la esquistosidad son paralelos entre sí”. (Fig. 3a.)

Utilidad de las micro-estructuras, esquistosidad, micropliegues y lineación — Ejemplo: Estudio tectónico de la zona Río La Paz - Sapahaqui.

(Tablas I y II)

La región Río La Paz - Sapahaqui es un buen ejemplo de deformaciones en los niveles estructurales Medio e Inferior alto durante la Tectónica Hercínica. Una fuerte erosión después del solevantamiento de la Cordillera de Los Andes, nos permite estudiar inclusive por debajo del Frente Superior de Esquistosidad. **Son del Nivel Estructural Medio** las deformaciones que se observan desde el S.W. (área de Sapahaqui-Urmiri y el camino a El Tholar) hacia la confluencia de los ríos La Paz y Luribay (Las Juntas).

El corte estructural a escala 1:100.000; (Tabla II) nos muestra que los pliegues a escala kilométrica son simétricos (Ortorrómicos) o asimétricos (Monoclínicos).

Los pliegues simétricos tienen los planos axiales verticales.

Los pliegues asimétricos son inclinados o volcados con sus **planos axiales buzando hacia el N.E.**

Con las observaciones a microescala, notamos la existencia de las estrías características de los pliegues isópacos. Estas estrías nos pueden dar la dirección del esfuerzo máximo si se hacen estudios estadísticos.

El Nivel Estructural Inferior se observa pasando el **Frente Superior de Esquistosidad** cerca a Las Juntas; la esquistosidad se desarrolla hacia el N.E.

a.— **Sentido del Volcamiento:** Los pliegues son volcados al S.W. (Ver corte Tabla II), lo cual se confirma observando los planos de esquistosidad (Sx) y los planos axiales de micropliegues. (Fig. 3a.)

La esquistosidad tiene un buzamiento hacia el N.E. y un aspecto en abanico.

b.— **La ubicación de los ejes de anticlinales y sinclinales mayores,** cuando no se puede observar la zona de la charnela, se conoce interpretando las posiciones respectivas que adopta la esquistosidad con respecto a la estratificación y además el aspecto de los micropliegues (Ver figura 4).

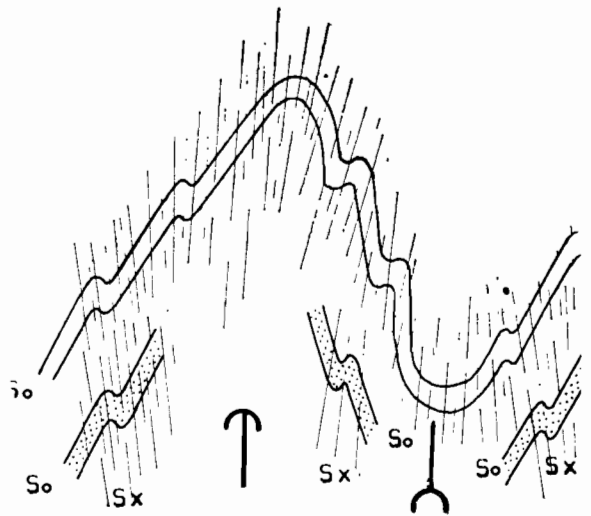


Fig. 4.— Esquema presentando la posición de los ejes de anticlinal y sinclinal, respecto a las posiciones relativas de la estratificación (So) y de la esquistosidad (Sx).

c.— El techo y la base de los estratos correspondientes a los flancos normales e invertidos, son determinables observando la posición de la esquistosidad con respecto a la posición de la estratificación.

El flanco normal presenta la esquistosidad más vertical que la estratificación. En el flanco invertido la esquistosidad es más horizontal que la estratificación. (Fig. 3b).

d.— Los rumbos de las estructuras se deducen con la medida de los rumbos de la lineación y de los ejes de micropliegues.

Los rumbos de la lineación encontrados en la zona tienen las siguientes medidas: **N. 140° E - N. 150° E.**

ACONTECIMIENTOS POST-ESQUISTOSIDAD

a.— Los batolitos graníticos del Illimani y Quimza Cruz son posteriores a la Tectónica Hercínica:

Los batolitos cortan las estructuras hercínicas.

El metamorfismo de contacto afecta y borra la esquistosidad.

Además estos granitos son afectados por el cizallamiento acaecido en las últimas deformaciones (Tectónica Andina).

b.— Los movimientos correspondientes a las fases Andinas y caracterizados por plegamientos con fallas inversas afectan las estructuras y la esquistosidad hercínica.

El volcamiento de los pliegues de la fase mayor parece ampliado por los cizallamientos posteriores. **Ejemplo:** el Anticlinal de Espíritu Santo.

Además, en la zona, las Tectónicas Andinas son caracterizadas por un rumbo general N.N.W. - S.S.E.

El rumbo actual (N. 140° - N. 150°) de las estructuras Hercínicas (lineación y ejes de pliegues); nos parece desviado comparado con los rumbos generales (N. 130°) de la cadena Hercínica en otras zonas.

C O N C L U S I O N E S

Aunque las deformaciones hercínicas fueron afectadas por los procesos posteriores (magmatismo, compresiones y distensiones), se pueden ver algunos rasgos característicos propios de esta cadena:

— Plegamiento intenso característico de los Niveles Estructurales Medio e Inferior, **con esquistosidad de fractura.**

— Volcamiento **general hacia el S. W., es decir del interior al exterior de la cadena Hercínica.**

El conocimiento de los rasgos estructurales esenciales de la cadena Hercínica en Bolivia es necesario para todos los estudios paleogeográficos. Una vez conocidos, con estudios estructurales detallados, los rasgos característicos de las fases de deformaciones posteriores a la Tectónica Hercínica, podremos borrar sus efectos y así definir, de una manera más completa, la ubicación, la dirección y el estilo de la cadena Hercínica.

A G R A D E C I M I E N T O S

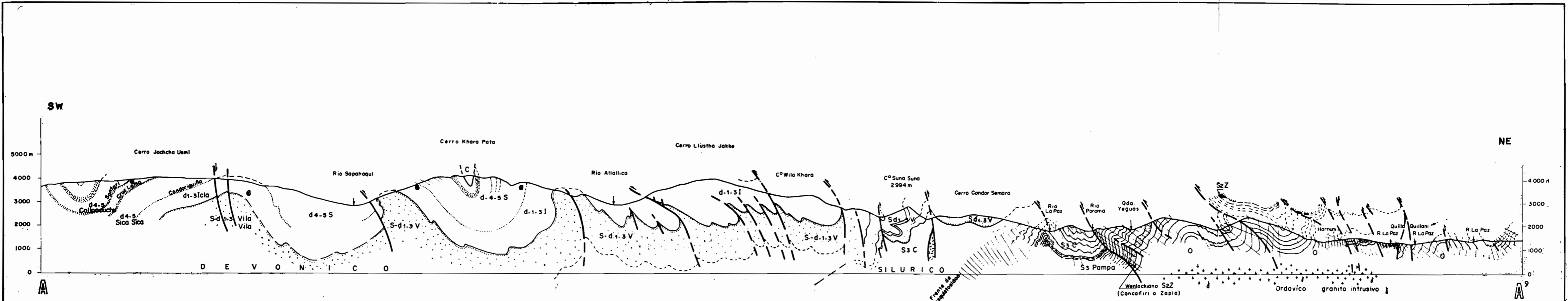
Agradecemos al Sr. Ez -Decano de la "Facultad de Ciencias Geológicas" de la U.M.S.A., Ing. Jorge Muñoz Reyes por la realización de la presente publicación. Igualmente extendemos nuestro reconocimiento al Dr. Leonardo Branisa, a los Ingenieros Salomón Rivas e Ivar Postigo por la cooperación que nos han brindado.

BIBLIOGRAFIA

- (1) **a** AHLFELD (F), BRANISA (L) —1960— Geología de Bolivia — Instituto Boliviano del Petróleo — La Paz, Bolivia.
b BRANISA (L) —1965— Fósiles Guías de Bolivia — I Paleozoico — Bol. Nº 6 — Servicio Geológico de Bolivia — La Paz - Bolivia.
- (2) **a** FRICKE (W) et al —1964— Geologische Untersuchungen in Zentralen Teil des bolivianischen Hochlandes nordwestlich Oruro — Geol. Jahrb, 83, pp. 1 — 30 Hannover.
b WOLFART (R) and VOGES (A) —1968— Beiträge zur Kenntnis des Devons von Bolivien. Beilh. Geol. Jahrb, 74, 214 pp. 10 fig., 30 pls.— Hannover.
- (3) **a** DAVILA (J) y RODRIGUEZ (E) —1968— The Devonian System in Bolivia and the problem of its base — Internat. Sympos. on Devon. Syst., Calgary, Alberta, 1967. Alberta Soc. Petr. Geol. Vol. 2, pp. 921 - 935. 1968.
b BRANISA (L) —1969— El Sistema Silúrico en Bolivia, Estratigrafía, Faunas, y Límites. I — El límite entre el Silúrico y el Devónico. Bol. No. 12 pp. 22-70 Soc. Geol. Bol. La Paz, Bolivia.
- (4) **a** BRANISA (L) —
b CHERRONI (C) y SUAREZ (M) —1968— Sobre la presencia de estratos de edad carbónica en la zona de Calamarca. Bol. IBP — Vol. 8 No. 1, pp. 30, 34. La Paz, Bolivia.
- (5) BRANISA (L), HOFFSTETTER (R) et SIGNEUX (J) —1964—
 Additions a la faune ichthyologique du crétacé supérieur de Bolivia — Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. — 2e série, Tome 36 No. 2 pp. 279-297 — Paris, France.
- (6) HOFFSTETTER (R) — 1968 — Un gisement de Mammifères déséadiens (Oligocene inférieur) en Bolivie.
 Ext. C.R. Sc. Ac. Sc. P. 1095 — 1097 — Paris, France.

Servicio Geológico de Bolivia

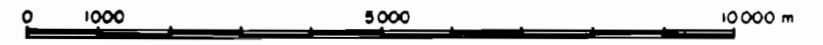
- (7) DIVISION DE TECNOLOGIA MINERA —1968— Investigaciones preliminares sobre Tectónica y Metalogénesis en las Cordilleras Real y Quimza Cruz. Bol. No. 9 GEOBOL — La Paz, Bolivia.
- (8) BIBLIOGRAFIA DE GEOLOGIA ESTRUCTURAL.
- a** BADGLEY (C.) —1969— Structural methods for the exploration geologist. Harper's series — 1965 — Structural and tectonic principles Harper's series.
b HILLS (E.S.) —1963— Elements of structural geology. Methuen and Co. London.
c MATTAUER (M) — 1967 — Introduction a la Microtectonique. Rev. Sciences Progres — La Nature No. 3383 pp. 81-89 — Paris, France.
d RAMSAY (J.G.) — 1967 — Folding and fracturing of rocks 586 p. Mc Graw Hill — New York, U.S.A.
e RODGERS () — 1963 — Emploi pratique de la schistosité dans la tectonique locale — Livre a la mémoire de P. Fallot. t I.
f SITTER (L.U.de) — 1964 — Structural Geology. 2nd 551 p. Ed. London Mc Graw Hill, New York.
g TURNER (F.Y.) and WEISS (L.E.) — 1963 — Structural analysis of metamorphic rocks Ed. Mc Graw Hill, New York.
h WILSON (G.) — 1963 — Tectonic significance of small scale structure. Am. Soc. Geol. t. 8h. pp. 423-548.



U. M. S. A.
 Facultad de Ciencias Geológicas - Mision ORSTOM - Bolivia

CORTE ESTRUCTURAL SAPAHAQUI-RIO LA PAZ
 (Hoja 6043 - I G.M)

Escala : 1 : 100 000

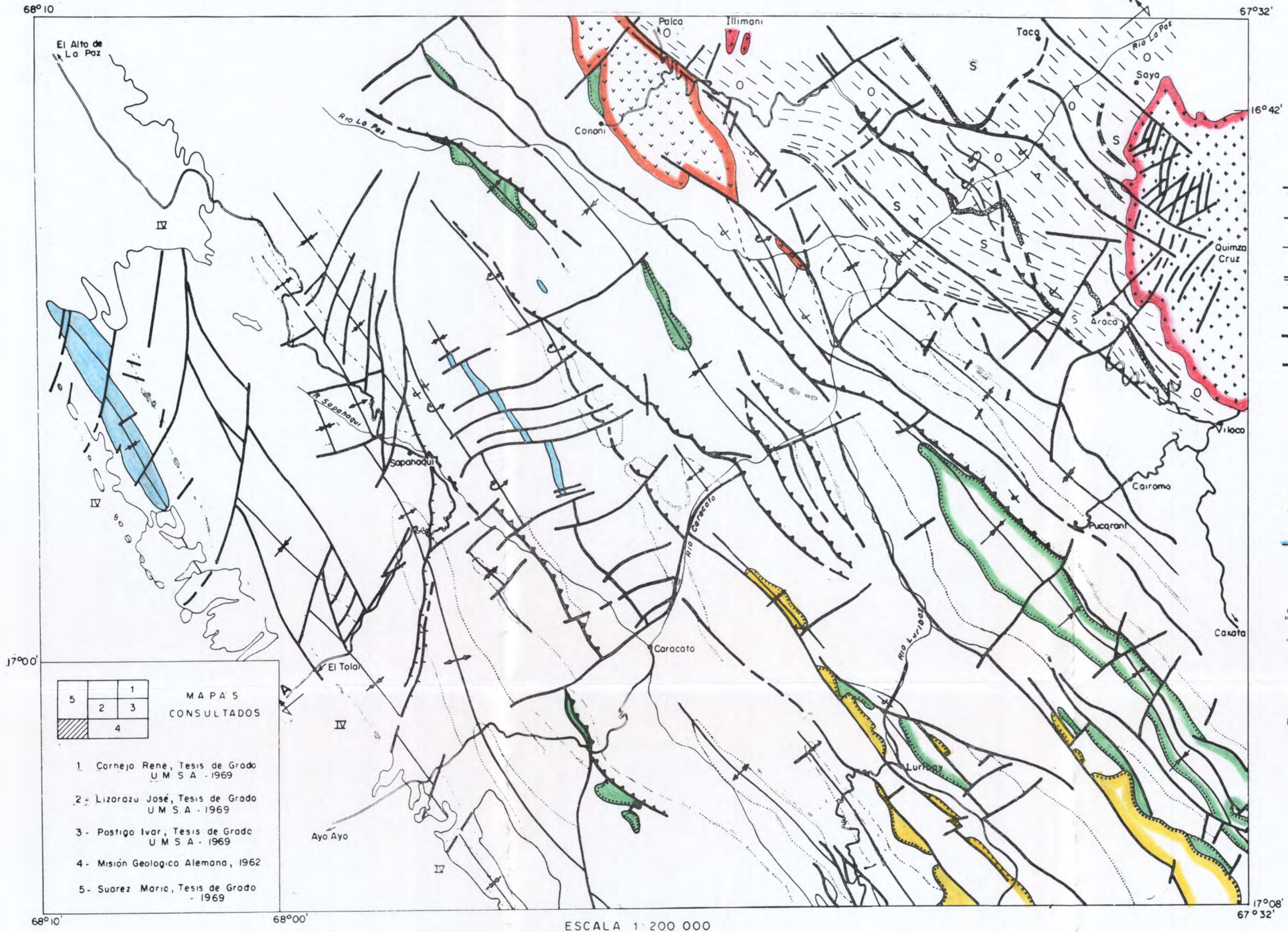


Dib. Juan C. Rodriguez

ESQUEMA ESTRUCTURAL DE LA REGION RIO LA PAZ-SAPAHAQUI-LURIBAY

(Cornejo R. y Lizarazu J. - U.M.S.A. - Martinez C y Tomasí P. Misión ORSTOM.)

U. M. S. A.
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
MISION ORSTOM. BOLIVIA
1969



LEYENDA

- | | |
|--|---|
| | Anticlinales |
| | Sinclinales |
| | Buzamientos: vertical, normal, volcado horizontal |
| | Frente de esquistosidad |
| | Esquistosidad |
| | Fallas |
| | Fallas inversas |
| | Fallas normales |
| | Junturas |
- DISCORDANCIAS

	Cuaternario
	Cenozoico (Oligoceno inf.?)
	Mesozoico (Cretacico sup.?)
	Paleozoico (Permo carbonifero)
- NIVELES GUIAS

Dentro del Paleozoico marcando las estructuras

	Devónico
	Silurico S
	Wenlock (Cancañiri o Zapla) SzZ
	Ordovico
- ROCAS MAGMATICAS

	Volcanismo de Cononi
	Granito intrusivo del Illimani y Quimza Cruz

- MAPAS CONSULTADOS
- | | |
|---|---|
| 5 | 1 |
| 2 | 3 |
| 4 | |
1. Cornejo Rene, Tesis de Grado U.M.S.A. - 1969
 2. Lizarazu José, Tesis de Grado U.M.S.A. - 1969
 3. Postigo Ivar, Tesis de Grado U.M.S.A. - 1969
 4. Misión Geologica Alemana, 1962
 5. Suarez Mario, Tesis de Grado - 1969

ESCALA 1:200 000