

Estudio en detalle de las mesoestructuras del basamento de la Sierra de San Javier (Tucumán)

por Fernando Campos

Instituto de Mineralogía y Petrografía. Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251, (4000) S. M. de Tucumán, Argentina.

Summary

«The metamorphic basement of the Sierra de San Javier, Province of Tucumán, Argentina».

The metamorphic basement of the Sierra de San Javier consists of low grade metamorphic rocks (green schists facies). A first deformative episode has produced west verging asymmetric folds with axial plane west dipping cleavage (S_1). A second event has performed microfolds accompanied by crenulation cleavage and microduplex structures. The crenulation cleavage (S_2) is represented by microfaults affecting the original bedding (S_0) and the first cleavage (S_1). In the S_2 surfaces a reorientation of some micas, dissolution and recrystallization of others have been produced. Crenulations are caused by differential displacements flexuring the mica folias oriented parallel to S_1 .

Key words: Sierra of San Javier, Tucumán, Argentina, metamorphic rocks, Geology, Stratigraphy.

Ubicación y vías de acceso

La Sierra de San Javier, está ubicada en la provincia de Tucumán aproximadamente a 11 Km de su capital. Presenta una orientación general N-S, tiene su pico más alto en las cumbres del Taficillo (1.900 m) y el más bajo en la denominada Puerta de San Javier (1.200 m). Su límite occidental está representado principalmente por las Cumbres del Periquillo.

Se puede acceder desde San Miguel de Tucumán pasando por Yerba Buena a través de la Ruta Provincial N° 338.

El afloramiento estudiado en detalle en este trabajo, se ubica sobre la traza de esta ruta, localidad de Anta Muerta, en las proximidades de la escultura de El Cristo de San Javier (lámina 1).

Introducción

El estudio del basamento a través de cortes delgados permitió establecer una clara relación entre las microestructuras (planos de estratificación, clivaje, lineaciones minerales) observadas al microscopio y las mismas desarrolladas a escala afloramiento.

Antecedentes

Peirano (1939b), en el ensayo sobre orogenia y tectónica general de las sierras del Noroeste de la provincia de Tucumán, en lo que respecta a la sierras de San Javier, da a conocer para la misma un buzamiento generalizado E-SE.

Forster (1948), elabora un informe geológico sobre el basamento que está constituido por pi-

zarras algo filíticas, afectadas por esfuerzos tectónicos preferentemente en dirección este-oeste por lo cual el rumbo de las pizarras sería principalmente en dirección norte-sur.

Danieli (1956), realizó un estudio estratigráfico y petrográfico de las rocas sedimentarias que se apoyan sobre el basamento en el extremo austral de la sierra. En dicho trabajo se encuentran también datos sobre la estructura interna del basamento metamórfico.

Bossi (1969), siguiendo a Keidel (1947a), asigna al conjunto metamórfico edad precámbrica, al que además define como Formación Medina en el extremo austral de la sierra homónima.

Porto (1970), realizó un trabajo detallado en el sector septentrional (Cumbres del Taficillo), deteniéndose particularmente en el estudio de la estratigrafía de la cobertura sedimentaria.

Mon y Suayter (1973), determinan la presencia de dos unidades estructurales, una estructura preandina desarrollada en el basamento y otra andina que afecta a la cobertura cretácico-terciaria conjuntamente con el basamento metamórfico.

Toselli *et al.* (1975), definen la Formación San Javier. Este trabajo abarca dos aspectos, el conocimiento petrológico de la sierra y la definición petrográfica de las rocas metamórficas de bajo grado, tratando de diferenciar diagénesis de metamorfismo.

Miller (1979), elabora una síntesis estructural de la Formación Puncoviscana (Cámbrico inferior, Noroeste Argentino) en donde se refiere al rumbo general, noreste-sudoeste del plegamiento en la Sierra de San Javier.

Miller y Willner (1981), se refieren al desarrollo de la esquistosidad en los sedimentos débilmente metamorfizados del cerro San Javier determinando la posición de estos planos y las relaciones entre ellos. Establecen un rumbo noreste-sudoeste para los pliegues generados durante el primer evento.

Mon *et al.* (1986), diferencian las unidades

Lules y Choromoro, en base a características estructurales.

Mon y Hongn (1988), analizan los caracteres estructurales de la Formación Puncoviscana (norte argentino), del que resaltan dos entidades bien definidas, una oriental y otra occidental, según el estilo de deformación.

Willner (1990), realiza una división tectometamórfica del basamento del NOA, en la que incluye al basamento metamórfico de la Sierra de San Javier en la Zona II, la que está caracterizada por «la aparición de un bandeado tectónico penetrativo en las metasamitas, pliegues F1 de rumbo constante y pliegues de arrastre F2 coaxiales penetrativos con ejes subhorizontales».

Método de trabajo

De los afloramientos existentes sobre el camino que une San Miguel de Tucumán con Anta Muerta (San Javier), se seleccionó uno de ellos por la buena exposición de las meso y microestructuras, del basamento.

Para la realización de este trabajo se efectuaron tareas de campo y gabinete, consistentes en:

- a) Recopilación de antecedentes bibliográficos.
- b) Levantamiento de perfiles estructurales.
- c) Relevamiento de meso y microestructuras, como pliegues y planos de foliación.
- d) Se tomaron muestras orientadas.
- e) Se realizaron cortes delgados.

Las mediciones de clivaje se registraron gráficamente a través de diagramas estereográficos utilizando la red de Schmidt.

En las muestras orientadas se determinaron las relaciones entre las superficies planares a escala microscópica.

Estratigrafía

La única entidad estratigráfica considerada en este trabajo, es el basamento metamórfico designado Formación Medina por Bossi (1969).

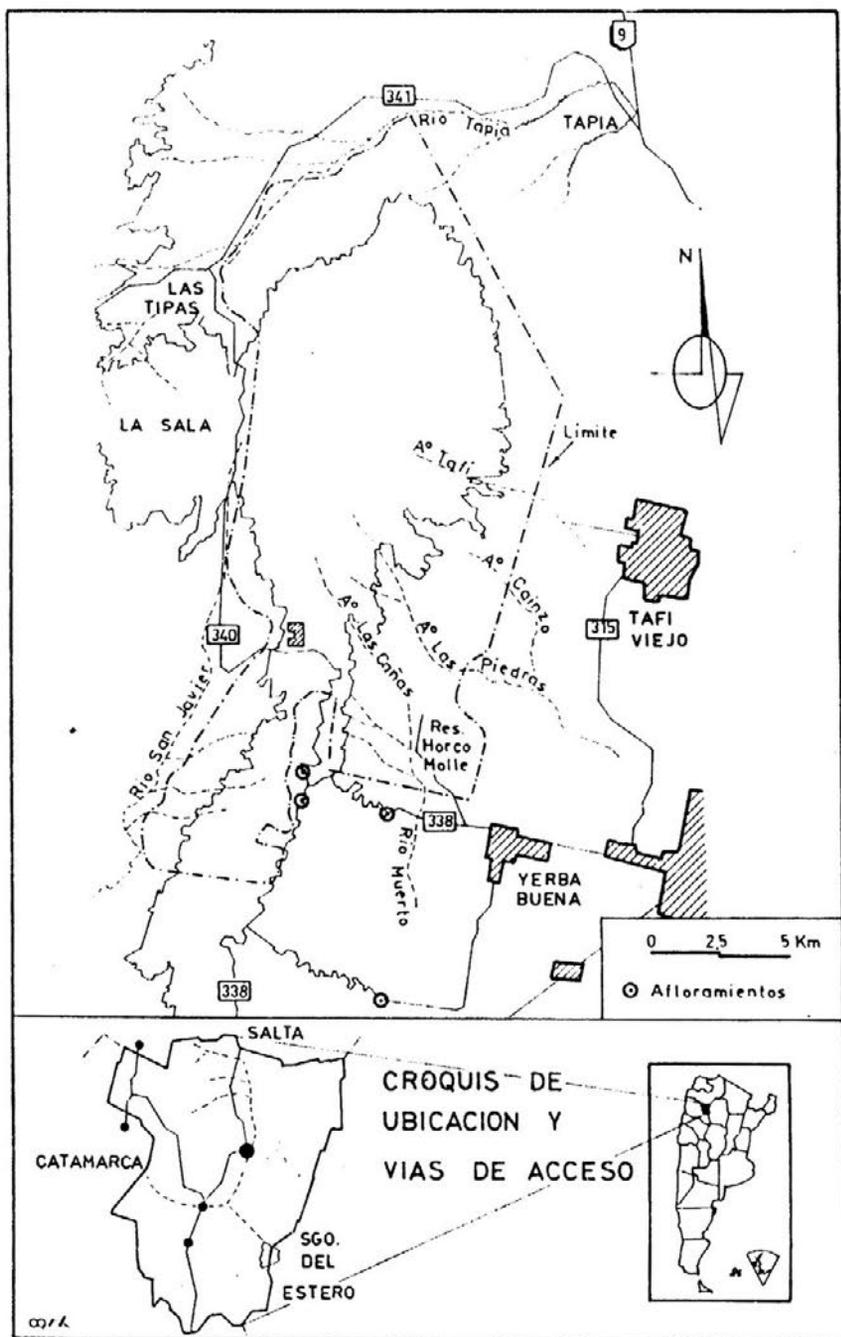


Lámina 1.

Basamento Metamórfico (precámbrico-eocámbrico)

● ANTECEDENTES. Fue definido por Bossi, (1969), en el extremo austral de las Sierras de Medina, como Formación Medina. A esta misma unidad aflorante en las cumbres de Taficillo septentrional, Porto (1970), la denomina Formación Taficillo. Toselli *et al.* (1975) llaman a estas rocas Formación San Javier.

● AFLORAMIENTOS. Este conjunto de rocas, forma el núcleo de la Sierra de San Javier, y corresponde a la unidad más extensamente representada. También es el componente basal de las Sierras del Nordeste (Sierras de Medina, La Ramada y Del Campo) y las estribaciones orientales de las Cumbres Calchaquíes.

● ESPESOR. No se pudo determinar la base, siendo el plegamiento y fallamiento a que se halla sometida esta sierra, un obstáculo para calcular una potencia aproximada de la secuencia.

● EDAD Y CORRELACIONES. Bossi (1969), siguiendo a Keidel (1947) asigna a este conjunto metamórfico, edad precámbrica.

Evidencias radimétricas según el método K-Ar (González *et al.*, 1971), señalan una edad eocámbrica (513 m a).

Mirre y Aceñolaza (1972), comunican el hallazgo de *Oldhamia* sp. (traza fósil característica del Cámbrico inferior en varios lugares del mundo) en metamorfitas del basamento, similares a las de San Javier.

Aceñolaza y Durand, (1973) y Aceñolaza *et al.* (1975) publican un trabajo sobre trazas fósiles del Basamento Cristalino considerado precámbrico, donde ponen de manifiesto una edad precámbrico-eocámbrica para el mismo, en base al hallazgo de trazas fósiles en las Formaciones Suncho y Puncoviscana.

La Formación Medina es correlacionable con la Formación Taficillo (Porto, 1970), con la Formación San Javier (Toselli *et al.*, 1975) y también puede equipararse en base a similitudes litológicas a la Formación Puncoviscana (Turner, 1960).

● RELACIONES DE CAMPO. El basamento se pone en contacto con las sedimentitas cretácico-terciarias, a través de una discordancia angular.

Estructura

Introducción. Según Hobbs *et al.* (1981), la deformación múltiple o polifásica, indicada por la presencia de pliegues u otras estructuras pertenecientes a más de una generación, es una característica corriente de las rocas que han sufrido metamorfismo regional. Es especialmente evidente en rocas de grado bajo y medio, donde abundan los silicatos laminares que definen foliaciones, pero sólo se ve bien si la última etapa de deformación y recristalización ha sido moderada, como es el caso que nos ocupa.

De acuerdo a Hobbs *et al.* (1981), grandes partes de casi todos los sistemas plegados del mundo están constituidos por rocas multideformadas de grado metamórfico bajo y medio. Estas regiones no tienen una forma fija. Hobbs las denomina «cinturones» sólo en el sentido general, porque tienden a estar dispuestas paralelamente y a lo largo de una cordillera.

A partir de la cartografía detallada de muchos sistemas montañosos, se ha visto que es muy frecuente una determinada cronología de los estilos de los pliegues. Los pliegues de primera generación suelen ser cerrados e isoclinales y pueden presentar exfoliación pizarrosa o esquistosidad en forma de foliación de plano axial. A estos pliegues les siguen una o varias generaciones de pliegues cuya foliación de plano axial es una exfoliación de crenulación. Estos son generalmente más abiertos que los de primera generación y la foliación de plano axial pasa a una exfoliación de crenulación, en nuestro caso S2. Finalmente en rocas que tienen una foliación anterior bien desarrollada, suelen aparecer pliegues tardíos como los *kinks*.

Estas observaciones de índole general se cumplen fielmente en nuestra zona de trabajo y áreas vecinas.

De acuerdo a lo observado y estableciendo comparaciones con trabajos realizados por Montes (1987), Krioka (1988) y Abascal (1991), se puede caracterizar a las distintas unidades (Lules y Choromoro) de acuerdo al grado de deformación y estilo de plegamiento.

El marco estructural de esta sierra, está claramente diferenciado en dos unidades, una estructura preandina desarrollada en el basamento metamórfico y una estructura andina que afecta al basamento y a la cobertura cretácico-terciaria.

Estructura Andina. Mon y Suayter (1973), describen a esta estructura como un anticlinal fallado en su flanco oriental, en cuyo núcleo aflora el Basamento Metamórfico. Su eje tiene rumbo NNE-SSO y buzamiento hacia ambos extremos con terminaciones periclinales. Además de la gran falla inversa del borde oriental, la Sierra muestra un juego de fracturas subverticales de dirección NO-SE, oblicuas respecto a la estructura regional. La más importante es la que pasa por la Ciudad Universitaria, que ha separado el macizo de San Javier en dos miembros independientes: el septentrional, Cumbres de Taficillo y el austral, Cumbres de San Javier.

Estructura Preandina. Dentro de los esquistos de bajo grado metamórfico, atribuidos a la Formación Puncoviscana (Turner, 1960, *sensu lato*), Mon y Hongn (1988), realizan un análisis estructural y establecen la presencia de dos entidades, que muestran estilos de deformación diferentes y discordantes entre sí.

La unidad occidental (Choromoro), cabalga a la oriental (Lules), cuyas manifestaciones más australes se encuentran en la sierra de San Javier. En ella, quedaron registrados varios episodios deformativos, que originaron una compleja estructura caracterizada por la presencia de pliegues volcados al oeste y estructuras penetrativas sobreimpresas que intersectan al clivaje de primera generación. Entre los elementos estructurales más conspicuos hay pliegues y estructuras penetrativas como foliaciones que se detallan a continuación.

Primera Fase de Deformación. Durante el pri-

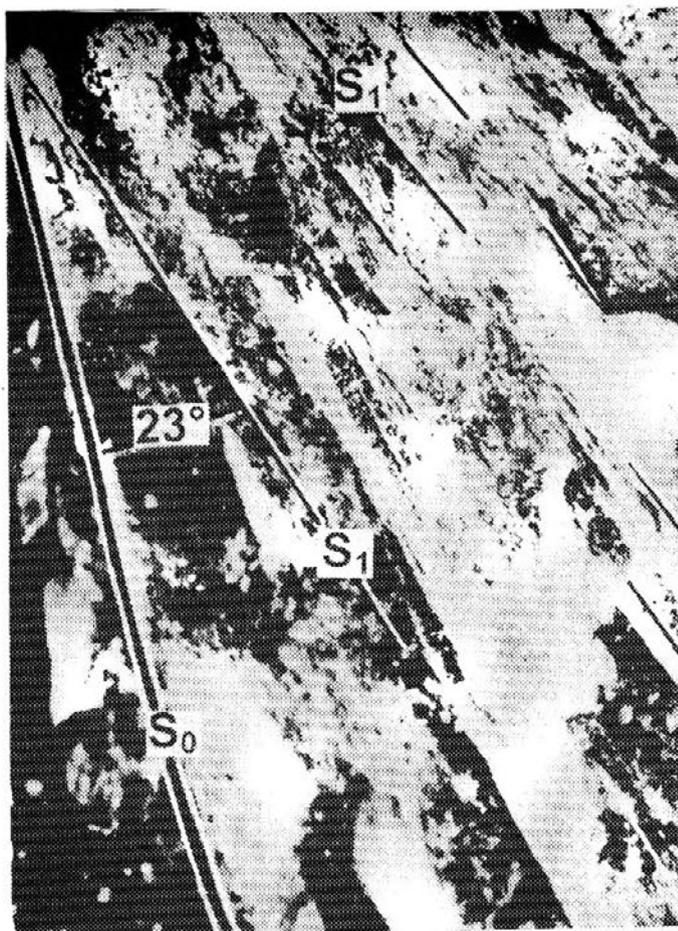


Figura 1: S₀: Plano de estratificación. S₁: Primer clivaje.

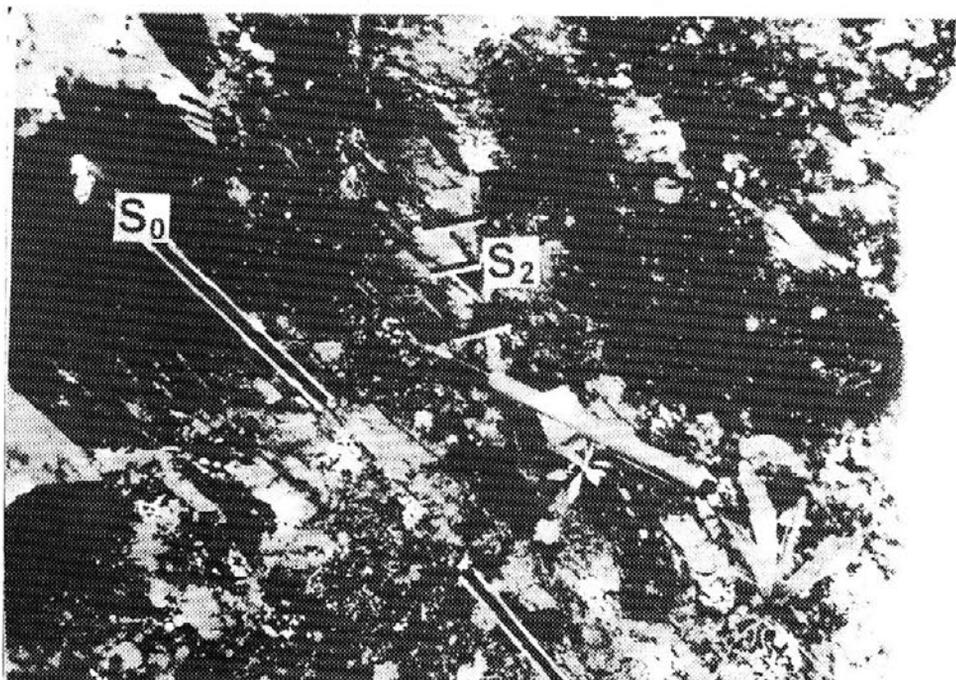


Figura 2: S_0 : Plano de estratificación. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Segundo clivaje.

mer episodio deformativo, se desarrolló el primer plano (S_1), que se manifiesta como una exfoliación pizarrosa, término utilizado para describir la foliación de rocas de grano fino, pertenecientes a la Facies de Esquistos Verdes (Hobbs *et al.*, 1981). En fábricas similares para grados metamórficos más altos, se denomina esquistosidad.

Esta foliación tiene como característica una orientación preferentemente planar de granos heterodiamétricos, según (001) para los filosilicatos; acompañados por cristales de cuarzo muy fino generalmente anhedrales y alargados siguiendo la dirección dominante de las micas.

En afloramientos ubicados en las inmediaciones del monumento a Pablo Rojas Paz, y El Cristo, (Anta Muerta), se puede apreciar la relación angular existente entre el plano de sedimentación, S_0 y el primer clivaje S_1 . Ver figuras 1 y 2.

En la figura 3 se puede apreciar claramente un bandeo tectónico manifestado por la alternan-

cia de capas predominantemente cuarzosas con otras compuestas casi exclusivamente por micas.

Pliegues (Primera Deformación). Esta primera fase origina según Eremchuck *et al.* (1978) y Miller y Willner (1981), pliegues asimétricos con vergencia hacia el ONO, acompañado por un clivaje de plano axial S_1 , sin que se lleguen a observar las charnelas. Este plegamiento no es visible en el sector estudiado, pero fue ampliamente reconocido por Montes (1987).

Según los análisis estadísticos (lámina 2), el eje β de este plegamiento buza 35° hacia N 26° . Estos resultados se obtuvieron de los diagramas de frecuencia al trazar el plano π para S_1 . Mientras que para S_0 el eje β tiene un buzamiento de 23° hacia N 49° .

Segunda Fase de Deformación. Una segunda fase queda perfectamente definida con la presen-

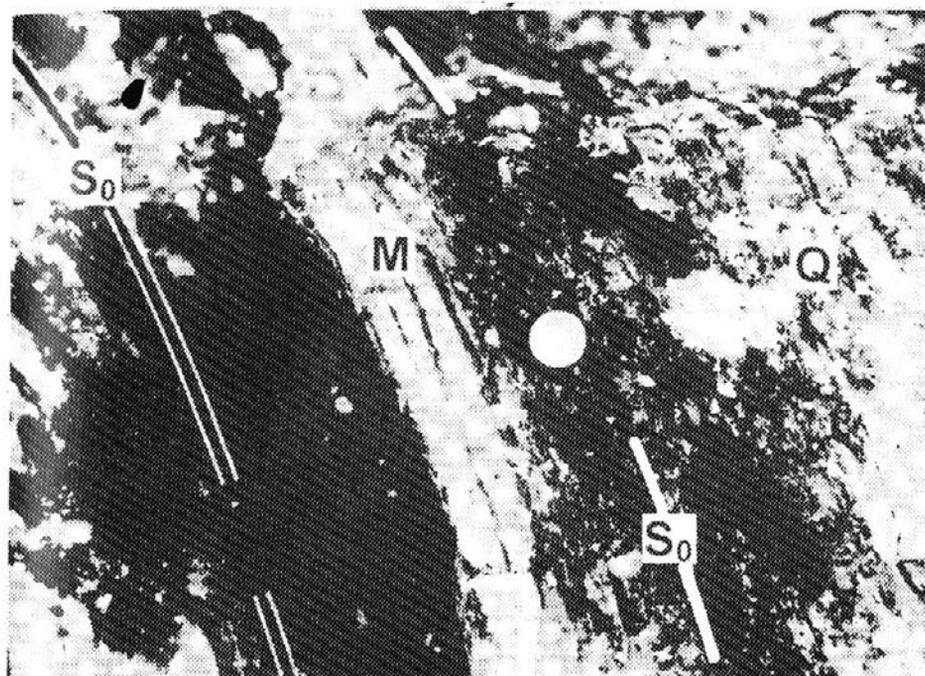


Figura 3: S_0 : Plano de estratificación. Q: Capa de cuarzo. M: Capa de mica.

cia de otra superficie penetrativa, en este caso S_2 , que pliega e intersecta a S_0 y S_1 , lo que muestra que este elemento estructural fue generado en una etapa posterior e independiente y que responde a un sistema de esfuerzos diferente.

En lo que respecta al origen de los planos de foliación, los distintos autores, suponen que estos planos son coincidentes con el plano I_1 - I_2 de máximo estiramiento del elipsoide de deformación y perpendiculares a I_3 (plano de máximo acortamiento). Esta segunda fase es la responsable de la reorientación de algunas micas, disolución y recristalización de otras según planos de microfalloamientos (S_2), originados en este evento, que provocan milimétricos desplazamientos de las laminillas de micas, flexurándolas de tal modo, que se produce la aparición de un conspicuo clivaje de crenulación, muy persistente en los sectores más pelíticos.

La superficie (S_2), apreciable a escala micros-

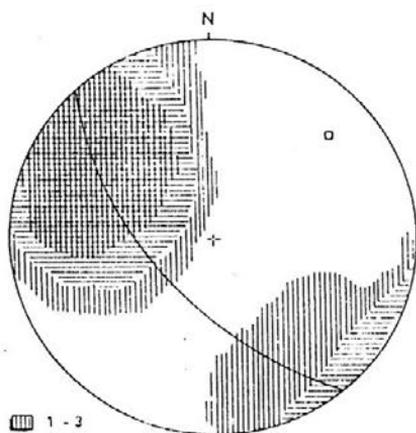
cópica como clivaje de crenulación es paralela al plano axial del plegamiento. Según Miller y Willner (1981) «la superficie S_2 es paralela al plano de estratificación S_0 ». Esto realmente no ocurre así ya que como se aprecia en los diagramas de frecuencia (lámina 2), afloramientos y cortes delgados (figuras 4, 6 y otras), se establece una relación angular de unos 90° entre ambas superficies.

En el diagrama de frecuencia, se determinó la orientación promedio del plegamiento (ejes), que resultó NE-SO, buzante 22° al N 38° .

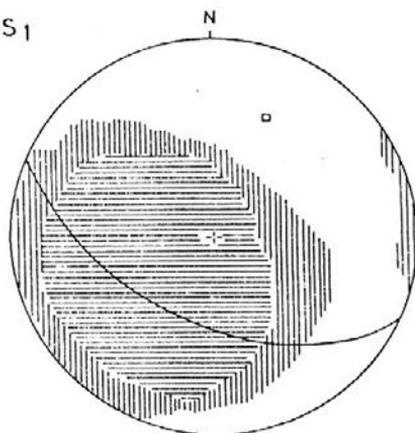
Clivaje de Crenulación. La morfología de esta exfoliación responde a una característica diagnóstica: una exfoliación S_1 anterior —generalmente definida por una orientación preferente de los silicatos laminares— es plegada (crenulada) a escala micrométrica.

Hobbs *et al.* (1981), partiendo de una pelita en

DIAGRAMAS

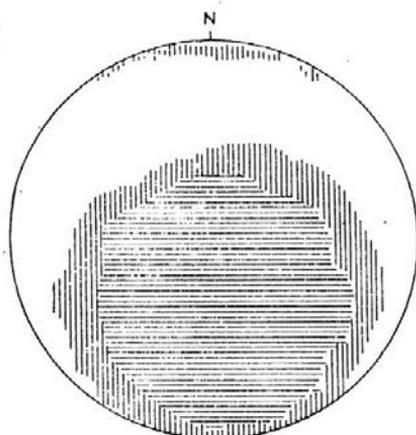
S₀

n = 30 Puntos

S₁

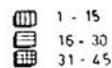
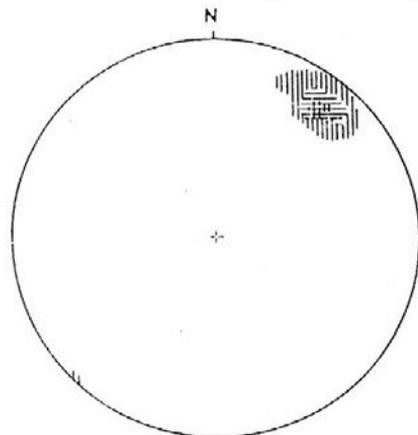
n = 13 Puntos

Ejes de Pliegue

S₂

n = 10 Puntos

N



n = 6 Puntos

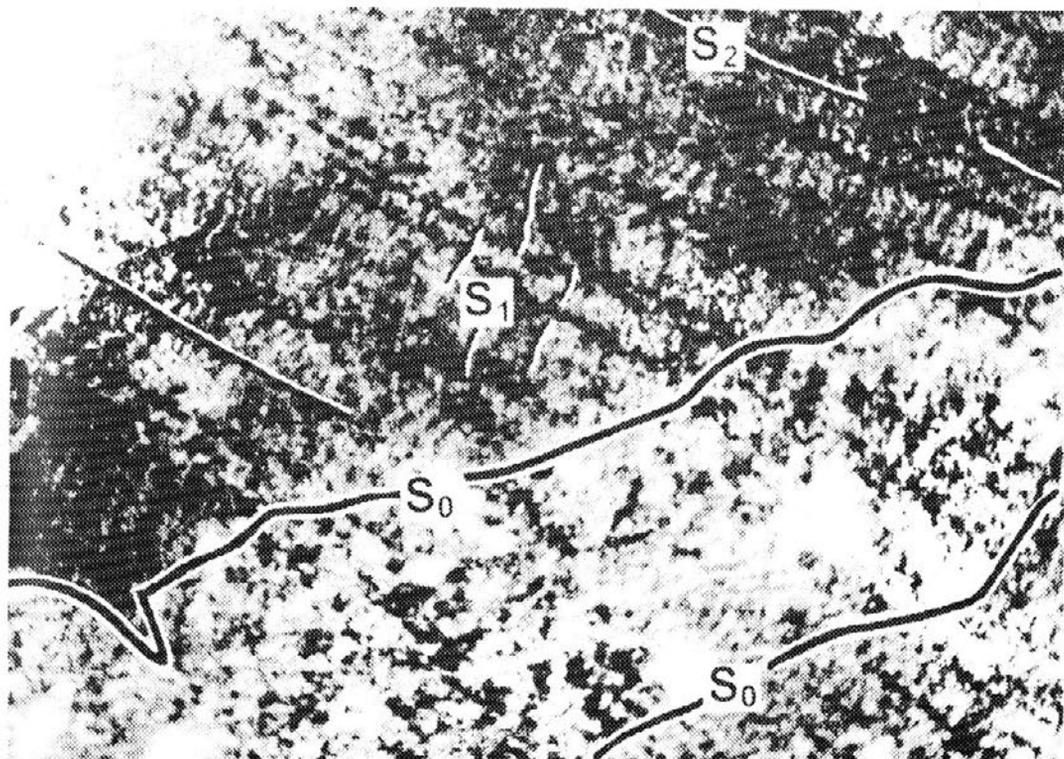


Figura 4: S_0 : Plano de estratificación. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Clivaje de crenulación.

un estado no deformado con exfoliación pizarrosa, describe la evolución de la deformación en el desarrollo del clivaje de crenulación. La deformación representada en los distintos estadios, implica un acortamiento perpendicular a los planos de exfoliación de crenulación, junto con una deformación de cizalla paralela a esta exfoliación, además de una rotación y distorsión de los filosilicatos, que provoca la eliminación del cuarzo y el enriquecimiento en micas en el flanco más deformado.

En nuestro caso los micropliegues desarrollados son asimétricos, dispuestos subparalelamente con charnelas claramente definidas y resaltadas por minerales oxidados. Observando en detalle la figura 5, se pueden diferenciar crenulaciones muy apretadas, de otras que exhiben hacia un lado flancos de pendiente muy suave y que se extienden en longitud varias veces en relación al otro flanco poco desarrollado y de fuer-

te pendiente. Las laminillas de mica alineadas según S_2 en la zona de charnela, se disponen con una fuerte inclinación que algunas veces llega a ser perpendicular a la orientación de los filosilicatos —que determinan la dirección de S_1 — lo cual provoca una interrupción en la continuidad del primer clivaje. En los puntos B de la figura, se pueden observar gracias a la presencia de minerales oxidados que siguen la trayectoria de S_1 , pequeños desplazamientos ocasionados por microfalloamientos desarrollados en uno de los flancos de las crenulaciones —orientados según S_2 — que logran girar a las micas tendiendo al paralelismo con la nueva foliación.

En una capa predominantemente pelítica —a escala mesoscópica— se advierte la presencia de clivaje de crenulación (de unos pocos cm), con sus charnelas bien marcadas. Las foliaciones S_1 y S_2 se destacan a través de planos de fractura que siguen estas zonas de debilidad. Como se ve en

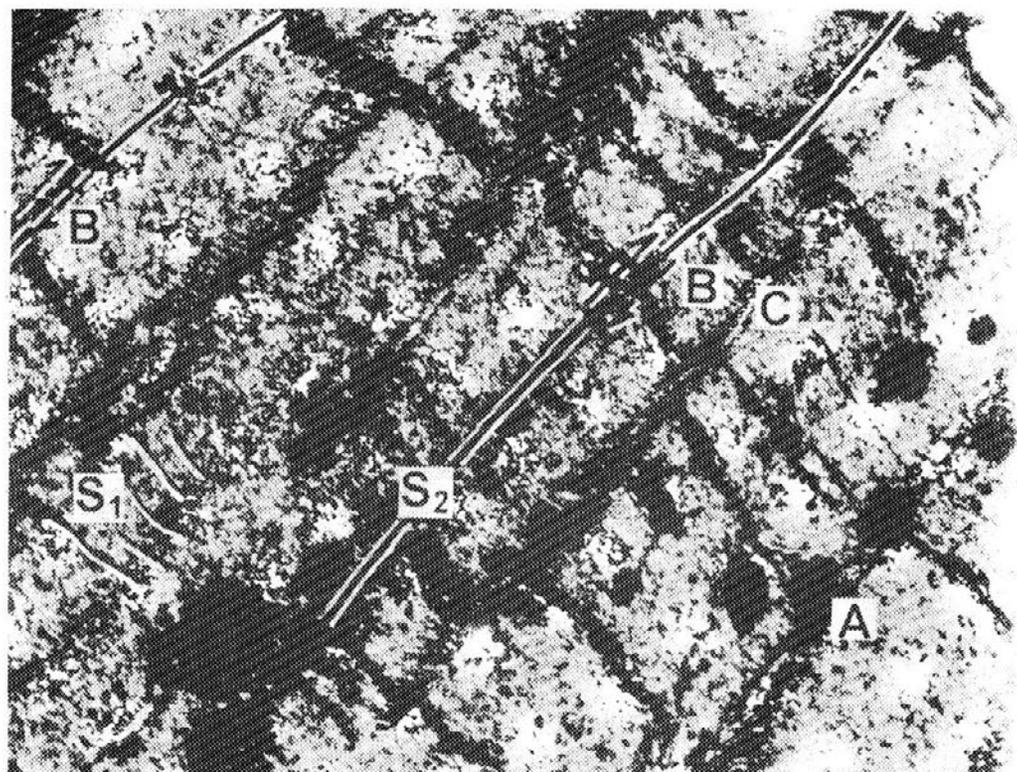


Figura 5: S₁: Primer clivaje. S₂: Clivaje de crenulación. A: Minerales oxidados. B: Microfallamientos. C: Micas orientadas según S₂.

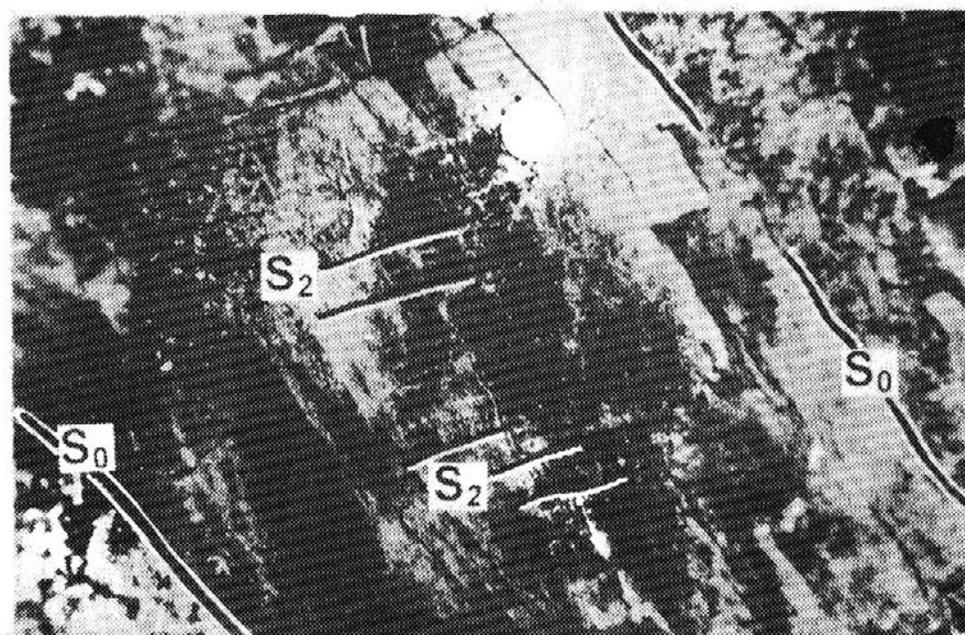


Figura 6: S₀: Plano de estratificación. S₁: Primer clivaje. S₂: Segundo clivaje.

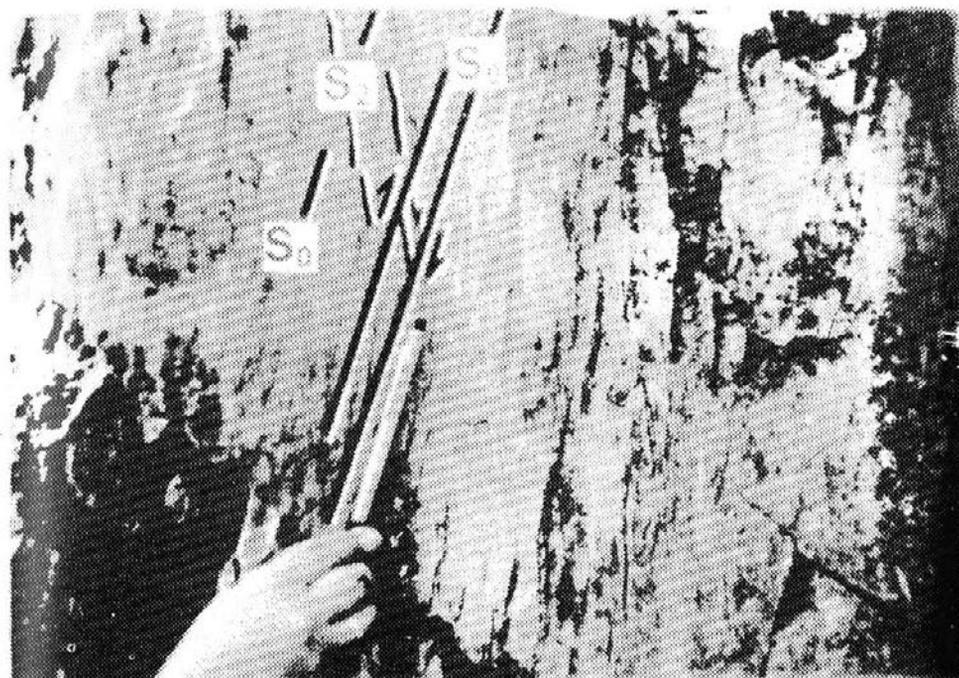


Figura 7: Estructura «Duplex». S_0 : Plano de microfallamiento (plano de estratificación).
 S_2 : Microfallas imbricadas (segundo clivaje).

la figura 6, el primer clivaje se orienta paralelamente a S_0 , mientras que éste se halla prácticamente a 90° de S_2 .

Estructuras Duplex. Estas estructuras fueron definidas por Dahlstrom (1970), Boyer y Elliot (1982), en cinturones plegados. Tanner (1992), descubrió que estas estructuras se producen también a escala de afloramiento como mesoestructuras resultantes del flexo-deslizamiento entre capa y capa de los pliegues menores.

En base a similitudes morfológicas y geométricas entre los duplex estudiados por Tanner (1992), y estructuras localizadas sobre planos de fallas menores, es que se decide tomar esta denominación.

Dentro de una secuencia areno-pelítica situada frente al monumento a Pablo Rojas Paz, se pueden localizar estas estructuras en paquetes con

mayor concentración de cuarzo. Se trata de pequeños corrimientos (de unos pocos centímetros) aproximadamente paralelos y de sentido opuesto, que confinan a microfallas rellenas por cuarzo, dispuestas en forma oblicua. Estas microfallas imbricadas están orientadas de tal manera que son coincidentes con la dirección de S_2 , mientras que los pequeños corrimientos de base y techo son concordantes con la ubicación del plano S_0 (ver figura 7).

A escala microscópica también se pueden observar estas estructuras, limitadas por planos de cizalla coincidentes con los planos de S_2 , que sirven de planos de microcorrimientos de base y techo, los cuales encierran laminillas de mica reorientadas según S_1 (ver figura 8).

Pliegues (Segunda Deformación). Tanto la morfología como la magnitud del plegamiento

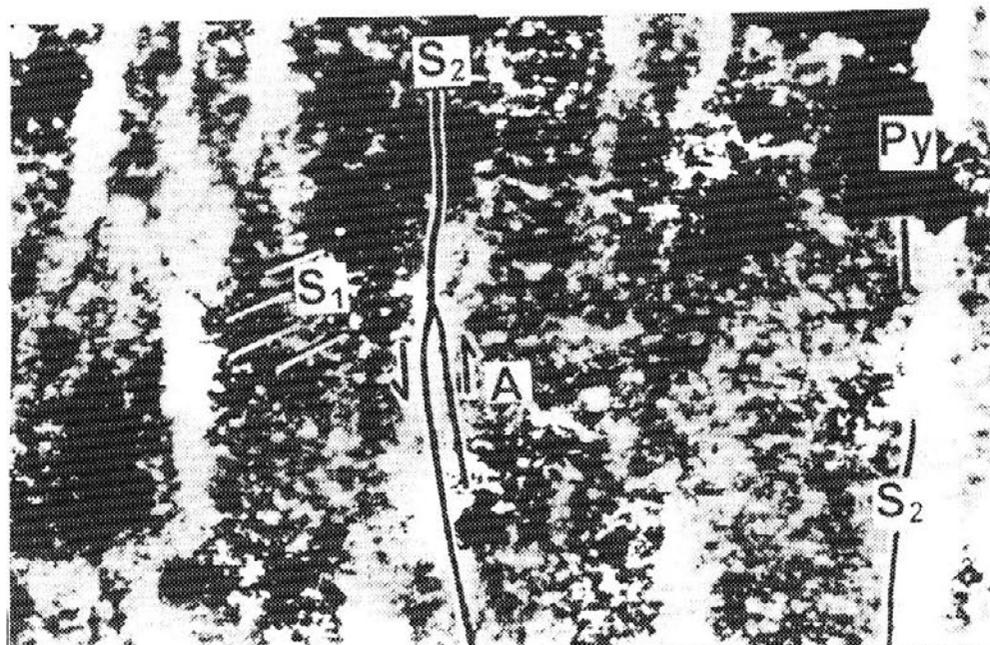


Figura 8: A: Estructura «Duplex». S₁: Primer clivaje. S₂: Segundo clivaje. Py: Cubos de pirita (opacos).

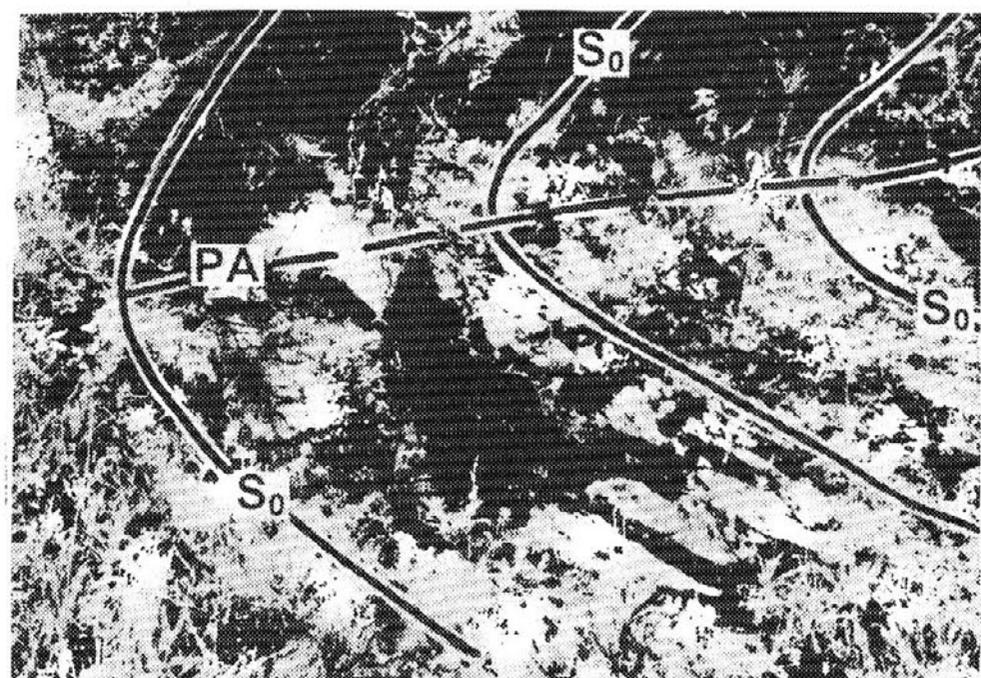


Figura 9: Pliegue generado por el segundo evento, con su plano axial que inclina al noroeste. PA: Plano axial.

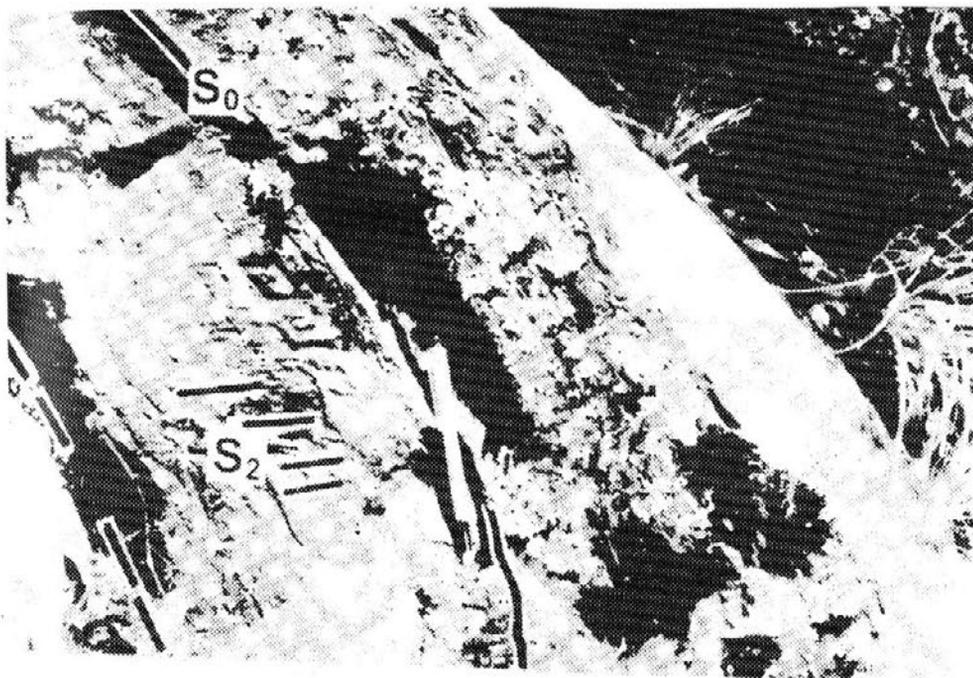


Figura 10: Pliegue suave. S_0 : Plano de estratificación. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Segundo clivaje.

generado por este segundo evento, es variada, puesto que se pueden apreciar desde microplegamientos (clivaje de crenulación) visibles en cortes delgados y a escala mesoscópica en pequeños pliegues (de un par de mm), hasta pliegues de varios metros de longitud de onda, teniendo en todos los casos como plano generatriz la superficie S_2 , que es coincidente o paralela al plano axial de los mismos. Esta etapa dio origen a pliegues de primer orden correspondientes a la megaestructura, cuyas charnelas no son visibles en los distintos puntos estudiados.

Según lo expresado por Montes (1987) este plegamiento surge de la reconstrucción cartográfica en la cual se obtienen suaves ondulaciones de primer orden de 600 a 800 m de longitud de onda.

El flanco del pliegue de orden mayor que fuera objeto de este análisis, expone una amplia gama de formas y dimensiones de los pliegues

formados durante el segundo evento.

La orientación de los mismos se determinó en base a la media estadística de los ejes, obtenida de los diagramas de frecuencia de los mismos.

En las figuras 9, 10 y 11, se presenta una variedad de pliegues correspondientes al afloramiento estudiado.

En la primera de ellas, se observa un pliegue de unos 6 metros de longitud de onda, cuyo plano axial tiene la misma orientación que S_2 con vergencia hacia el sudeste. En la figura siguiente, se ve un pliegue abierto en el cual se distinguen los bandeados generados por S_1 y S_2 , el primero de ellos con cierto paralelismo respecto de S_0 . La última figura muestra pliegues menores, abiertos con limbos de espesores relativamente constantes.

La figura 12 muestra una secuencia plegada, reconocida en las proximidades de Villa Nougés en posición casi vertical con su plano

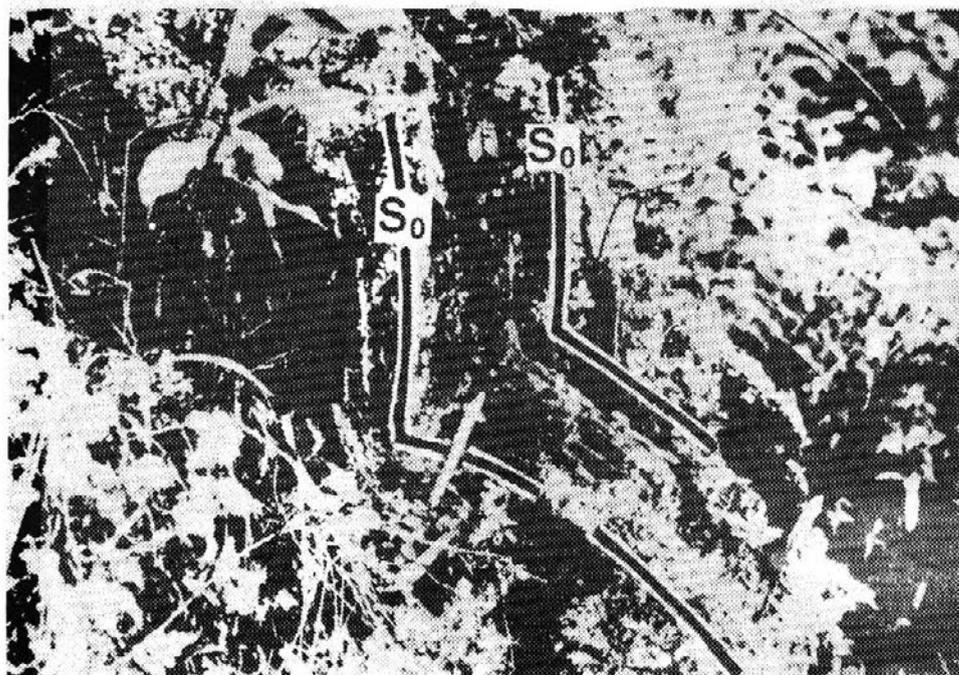


Figura 11: S_0 : Plano de estratificación. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Segundo clivaje.



axial orientado según S_2 . Se trata de pliegues abiertos con lómbos de espesores prácticamente constantes. Se puede apreciar la posición del segundo clivaje en relación al plano axial del plegamiento.

En las inmediaciones de la primera confitería, se pueden observar también flancos de pliegues de primer orden que responden a este evento, afectados por suaves ondulaciones que alcanzan una longitud de onda de 2,50 m. Este tenue curvamiento de las lozas, se halla surcado por un microplegamiento o crenulación dispuesto paralelamente y que está relacionado directamente con la presencia de S_2 , que según se aprecia, se dispone como clivaje de plano axial plegando a S_0 y S_1 (ver figura 13 y 14).

Figura 12: Pliegue abierto (Villa Nougés). S_0 : Plano de estratificación. S_2 : Segundo clivaje. PA: Plano axial.



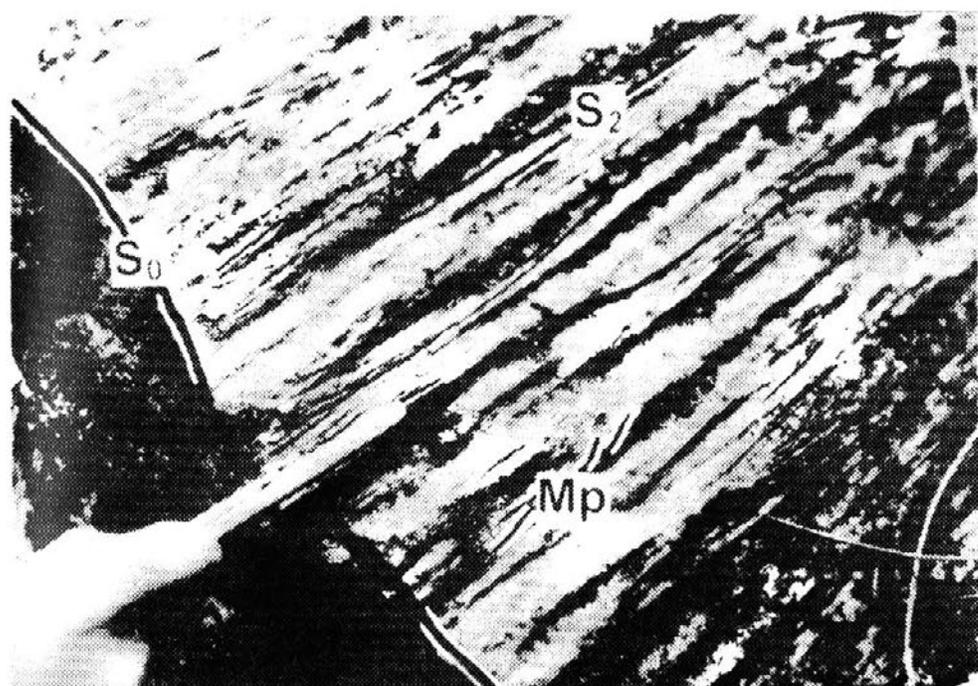


Figura 13: S_0 : Plano de estratificación. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Segundo clivaje.

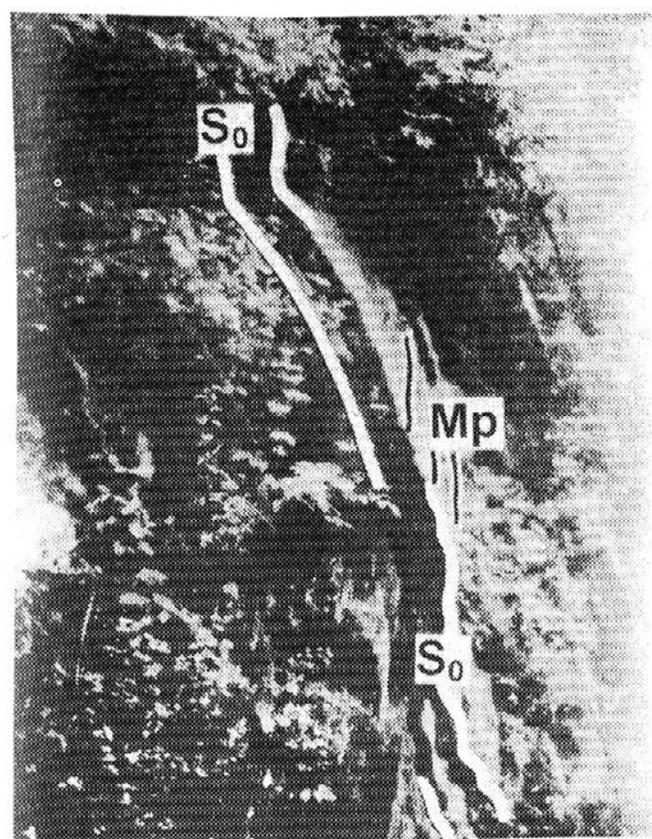


Figura 14: S_0 : Plano de estratificación.
 Mp : Microplegamiento (S_2).

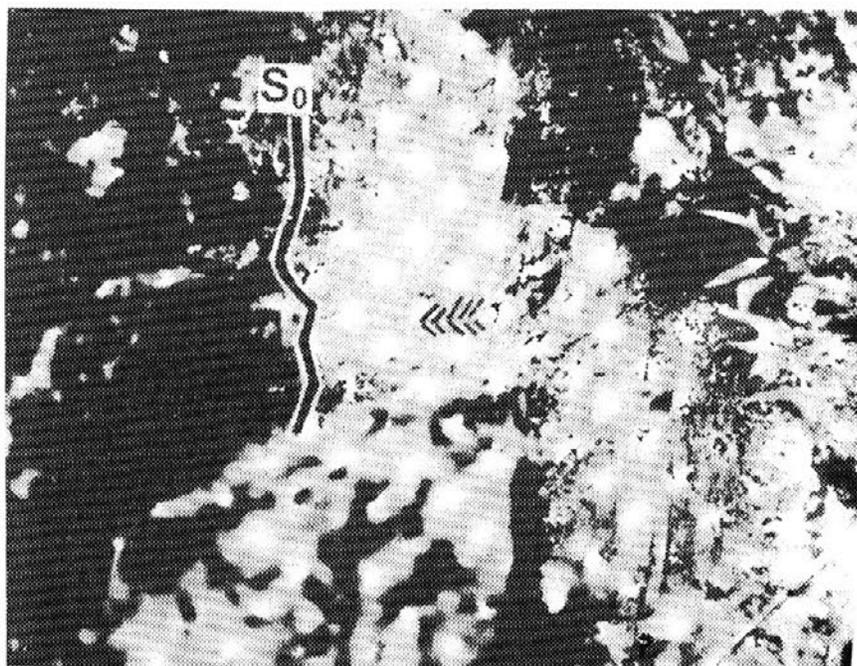


Figura 15: Pliegue *Kink*. S_0 : Plano de estratificación.

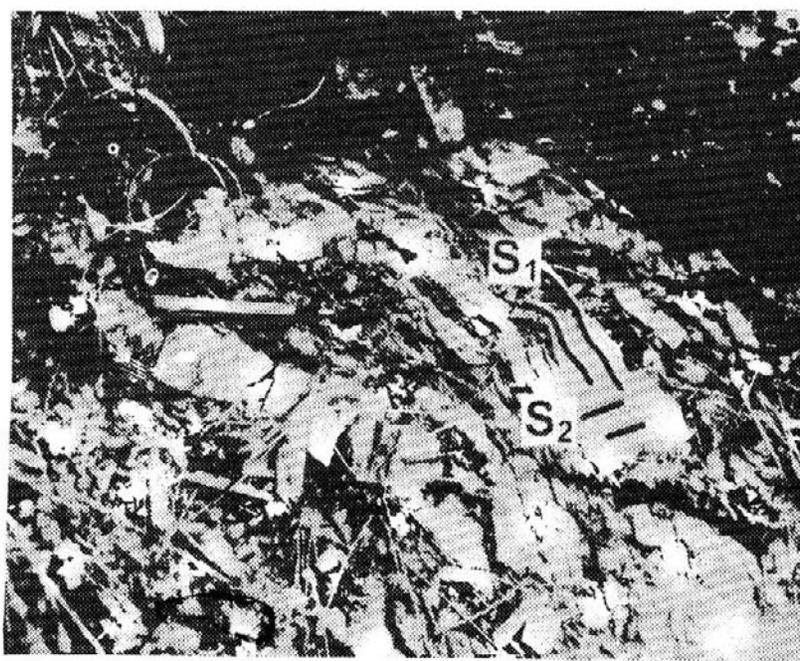


Figura 16: V: Vena de cuarzo. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Segundo clivaje.

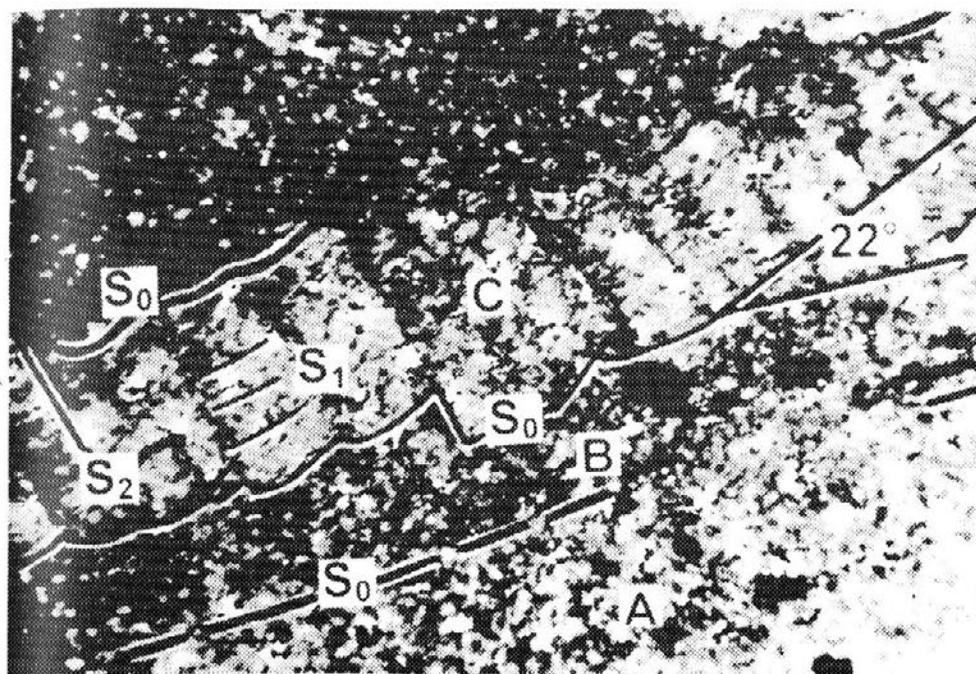


Figura 17: Bandedo (A, B y C). S_0 : Plano de estratificación. S_1 : Primer clivaje. S_2 : Clivaje de crenulación.

Otra manifestación de la deformación son los llamados pliegues *kink* que, como se ve en la figura 15, son pliegues pequeños y aislados de unos pocos centímetros, impresos en el flanco normal de un pliegue de primer orden de esta segunda fase.

El segundo evento también afectó a venas de cuarzo (ver figura 16) que fueron fracturadas y deformadas originando pliegues apretados con flancos que se adelgazan a medida que se aproximan a la zona de charnela. Junto a estas estructuras aparecen relictos de clivaje de crenulación impresos en material pelítico que permite seguir la dirección de S_2 .

Microestructura. El plano de sedimentación S_0 , queda definido por la alternancia de dominios más ricos en minerales granulares (casi en su totalidad compuestos por pequeños granos anhedral de cuarzo), que en micas; con bandas den-

samente pobladas por cloritas y sericita acompañadas por óxidos de hierro (opacos) y algo de cuarzo muy fino. En esta sucesión de capas de composición granulométrica variada, se desarrolla un bandedo tectónico (S_1), que no se observa en las metacuarcitas, es decir donde la granulometría es uniforme (ver figuras 17 y 18).

La banda pelítica está resaltada por un fuerte clivaje de crenulación (S_2), que pliega a los filosilicatos orientados según S_0 (plano de estratificación) y S_1 (primer clivaje). Siguiendo estas direcciones, se pudo establecer las relaciones angulares existente entre ambos (aproximadamente 22°). Los micropliegues son asimétricos, de flancos extendidos con suave pendiente, alternando con flancos cortos que caen abruptamente. Los ejes de pliegues están resaltados por la presencia de minerales opacos al igual que los planos de la foliación S_1 .

La presencia de estratificación gradada está

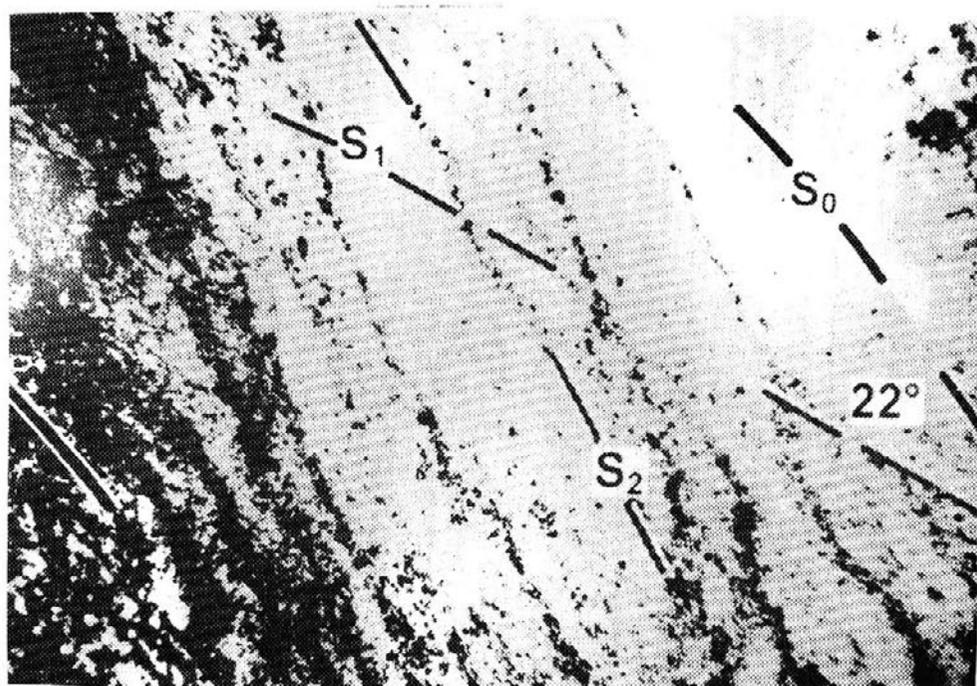


Figura 18: S₀: Plano de estratificación. S₁: Primer clivaje. S₂: Segundo clivaje.

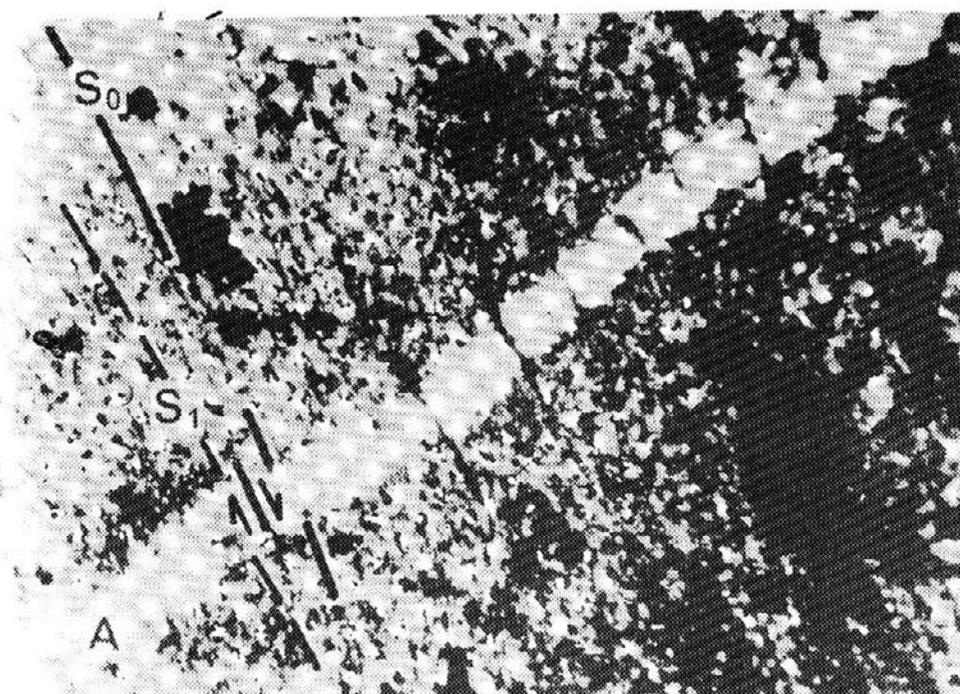


Figura 19: A: Venilla de cuarzo. S₀: Plano de estratificación. S₁: Primer clivaje.



Figura 20: A: Banda de cuarzo. B: Fracturas rellenas de minerales oxidados. S₀: Plano de estratificación. S₁: Primer clivaje. S₂: Clivaje de crenulación.

evidenciada por una variación en la granulometría, según se aprecia en la figura 17, a través de una sucesión de capas cuarzosas a pelíticas (pasando de A a C en la figura 17), que deja explícita la estratificación (S₀).

En la figura 18 el bandeado (S₀) también aparece representado por capas cuarzosas que alternan con una banda pelítica en la cual quedan definidas las posiciones de, S₁ y S₂, conservándose la relación angular de 22° entre S₀ y S₁. Hay que destacar que aunque se pueden apreciar las direcciones de clivajes, no se llega a distinguir

completamente el microplegamiento (S₂) observándose solamente uno de los flancos.

Algunos sectores donde las micas están alineadas según S₁ (sin plegarse) ver figura 19, los planos de debilidad generados por esta foliación, posibilitan la acción de un microfalloamiento en esta dirección, que intersecta una delgada venilla de cuarzo (discordante con la estructura), fracturándola y provocando pequeños desplazamientos entre los fragmentos de cuarzo, que a veces consigue plegarla. También se puede ver una capa con mayor contenido de cuarzo que insinúa la estratificación (S₀).

Para el estudio de detalle del plegamiento se utilizaron cortes delgados orientados. Uno de ellos en particular fue realizado perpendicularmente al plano axial de un pequeño pliegue de segundo orden de unos 12 cm de longitud de onda. En el cual como se ve en la figura 20, se puede distinguir una zona de cizalla, definida por una concentración de planos de microfalloamientos ubicados según la dirección de S₂.

En la parte central de la figura, se observan bandas de cuarzo muy fino —compuestas por pequeños cristales de cuarzo alargados y flexurados— que siguen un diseño sigmoidal, ocasionado por la acción de planos de cizalla (S₂) muy próximos. El trazo curvo de estos planos, insinúa pequeños desplazamientos de rumbo, que provocan un movimiento de torsión y deslizamiento conjuntos.

En otros sectores del corte recién descrito, se puede observar una vena de cuarzo suavemente plegada por el clivaje de crenulación, el cual se

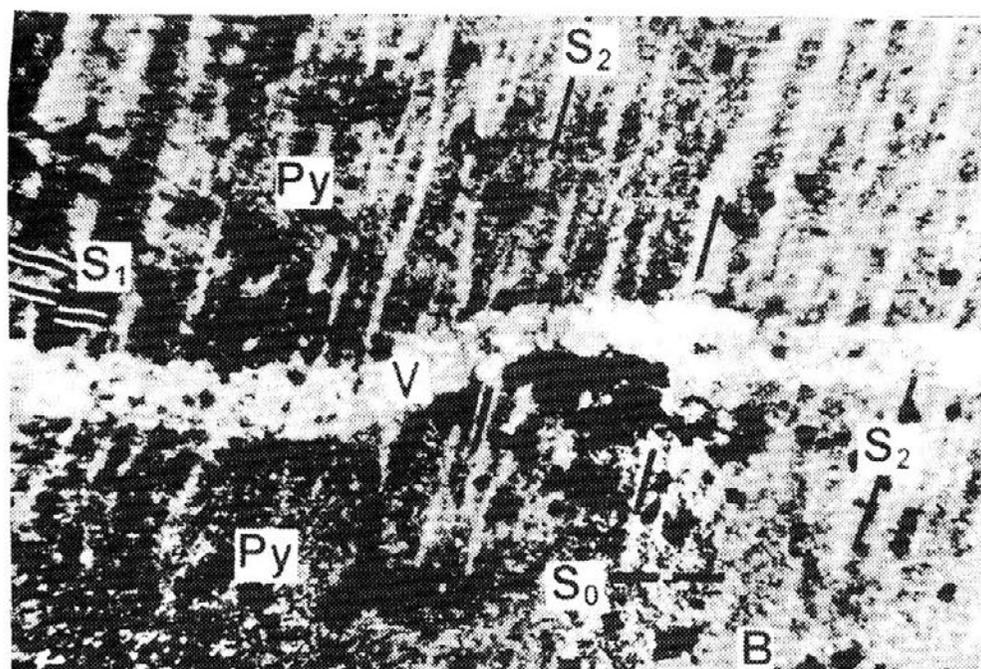


Figura 21: V: Venilla de cuarzo. S₀: Plano de estratificación. S₁: Primer clivaje. S₂: Clivaje de crenulación.

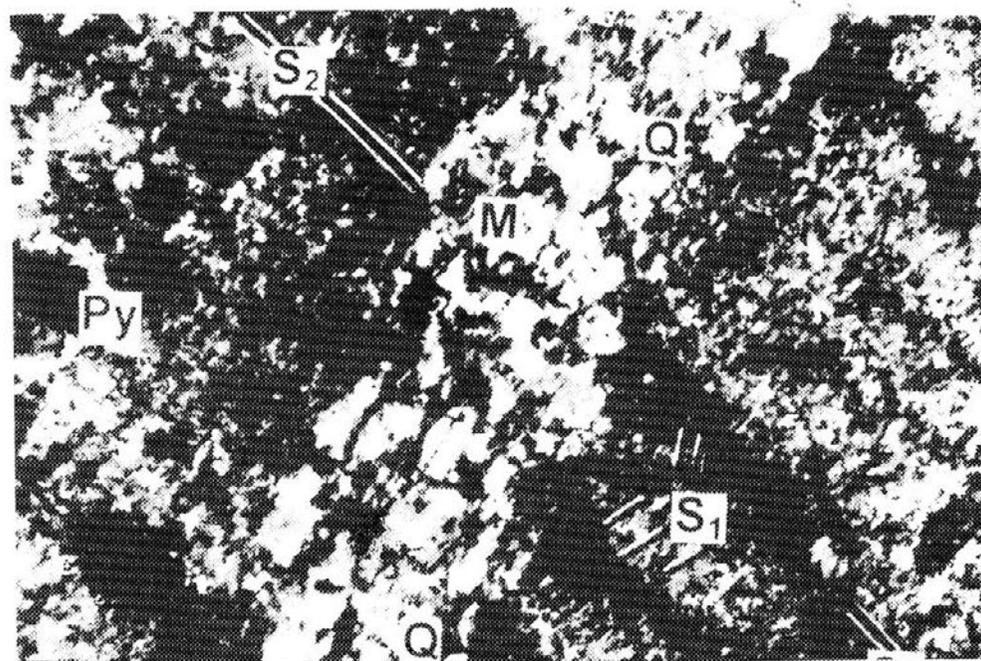


Figura 22: B: Banda cuarzosa. M: Laminillas de mica. Q: Granos de cuarzo. Py: Cubos de pirita pseudomórfica. S₁: Primer clivaje. S₂: Clivaje de crenulación.

halla bien definido por las charnelas de las crenulaciones que determinan la dirección del plegamiento. Siguiendo un recorrido aproximadamente paralelo a la venilla, aparece una banda con mayor concentración de cuarzo que determina la posición de S_0 . Ver figura 21.

En una aproximación de la misma venilla se puede observar el fenómeno de refracción de clivaje (S_2). Un detalle importante es la presencia de laminillas de mica dentro de la venilla orientadas perpendicularmente a la foliación S_2 , lo cual permite suponer que el microfollamiento desarrollado en los planos de esta foliación, reorientó a las micas. Ver figura 22.

Este microfollamiento puede seguirse a simple vista en la muestra de mano de donde se extrajo el corte, verificándose allí su dirección coincidente con el clivaje de crenulación (S_2) responsable del plegamiento.

Discusión

Distintos autores se refirieron a las estructuras del basamento cristalino de la Sierra de San Javier. La mayor parte de ellos señalaron la presencia de más de dos planos de clivaje.

En base a un detallado análisis de los afloramientos y particularmente de los cortes delgados, es que se determinaron dos orientaciones para el clivaje. El primero S_1 forma un ángulo aproximado de 35° con S_0 mientras que el segundo clivaje, S_2 se halla a unos 90° de S_0 (plano de estratificación). Esta interpretación difiere de los resultados obtenidos por Miller y Willner (1981) que consideran a S_0 y S_2 , superficies paralelas,

Conclusiones

1. Según los datos obtenidos en el campo sobre el basamento y de acuerdo a los movimientos que originaron la tectónica andina, se tiene tres eventos, dos registrados entre el Precámbrico-Eocámbrico y otro durante el Terciario.

a) En el primero se formaron pliegues asimétricos con vergencia al oeste (Montes, 1987).

b) La segunda etapa generó en el basamento el segundo clivaje (S_2) de plano axial, pequeños pliegues o crenulaciones que se manifiestan según un clivaje de crenulación a nivel microscópico, hasta pliegues suavemente ondulados con vergencia al sudeste.

c) Finalmente se depositaron sedimentos cretácico-terciarios, afectados por la orogenia andina, que plegaron y fallaron estos depósitos, junto al basamento originando un gran anticlinal asimétrico, fallado en su flanco oriental (Mon y Suayter, 1973).

2. El clivaje es paralelo al plano elipsoide de deformación (plano que contiene a los ejes máximo e intermedio de deformación) o dirección de máximo estiramiento, la normal a este plano de deformación, es el eje de máximo acortamiento del elipsoide de deformación.

3. Se pudieron establecer relaciones temporales entre los tres eventos acontecidos que afectaron al basamento sin llegar a determinar la edad de los mismos, ya que no se cuenta con los elementos para hacerlo.

4. En sectores donde es muy marcado el clivaje de crenulación, los planos S_2 que originan este plegamiento, actúan como planos de cizalla en el microfollamiento.

5. Estructuras similares a «Duplex», se encontraron a nivel meso y microscópico, resultantes de la actividad del microfollamiento según planos de foliación y estratificación.

6. En concentraciones de material pelítico se pone en evidencia un fuerte bandeo que, va acompañado por una marcada crenulación de los filosilicatos en la zona de charnela de los pliegues.

7. En los esquistos de la Sierra de San Javier, se observan relaciones muy bien definidas entre las meso y microestructuras.

Las microestructuras tienen manifestaciones espectaculares en los cortes delgados, representando elementos de gran valor didáctico para la comprensión de la evolución estructural del Basamento Cristalino de esta región.

Agradecimientos

Al doctor Ricardo Mon, por la lectura crítica del manuscrito, que ha permitido enriquecer este trabajo. A la geóloga Nélica Y. Mansilla, por su colaboración en las tareas de campo y gabinete.

Bibliografía

- ABASCAL L. del V., 1991. «Estudio microtectónico del Basamento de la región de Hualinchay. Dpto. Trancas, provincia de Tucumán». Seminario. Fac. de Cs. Nat. e Inst. M. Lillo. UNT. Inédito.
- ACEÑOLAZA F. G. & F. DURAND, 1973. «Trazas fósiles del basamento cristalino del Noroeste Argentino». *Bol. de Asoc. Geol. de Córdoba* II: 1-2; 42-55. Córdoba.
- ACEÑOLAZA F. G.; F. DURAND & D. DÍAZ TADDEI, 1975. «Geología y contenido paleontológico del basamento metamórfico de la región de Cachi, provincia de Salta, República Argentina». *Actas del 6to Congreso Geológico Argentino* 1: 319-332.
- ACEÑOLAZA F. G. & A. J. TOSELLI, 1981. «Geología del NOA». *Public. Esp. Fac. Cs. Nat. UNT.* N° 1.287: 1-212, Tucumán.
- BENEDETTI J. J., 1948. «Informe Hidrogeológico sobre el valle de San Javier». Tucumán. Inédito.
- BONARELLI G. & F. PASTORE, 1918-1919. «Bosquejo Geológico de la Provincia de Tucumán». *I Reun. Nac. de la Sociedad Argentina de Cs. Nat. en Tucumán*, pp. 27-46.
- BURMEISTER H., 1881. «Vues Pittoresques de la Republique Argentine. La Description Physique de la Republique Argentine». *Atlas*. Plancha 8. Figura 18. Buenos Aires
- BOSSI G. E., 1969. «Geología y estratigrafía del sector sur del Valle de Choromoro». *Acta geol. lilloana* X, 2.
- BOYER S. E. & D. ELLIOTT, 1982. «Thrust systems». *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* 66: 1.196-1.230.
- DAHLSTROM C. D. A., 1970. «Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains». *Bull. Can. Petrol. Geol.* 18: 332-406.
- DANIELI C., 1956. «Las tobos y sedimentos tobáceos del Alto de Yerba Huasi. Dpto. Famaillá. Provincia de Tucumán». *Acta geol. lilloana* 1.
- EREMCHUCK J. E.; R. MON & J. A. SOSA GÓMEZ, 1978. «Observaciones sobre la estructura del Basamento precámbrico de los Andes del Norte de la República Argentina (entre los paralelos 22° y 28° Lat. S)». *VII Congreso Geológico Argentino*. Neuquén. Actas II: 203-212.
- FOSTER R., 1948. «Informe sobre la investigación geológica del terreno en la Sierra de San Javier, Tucumán». Prevista para la Fundación de la ciudad universitaria de la Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.
- GONZÁLEZ R.; K. KAWASHITA & M. CABRERA, 1971. «Edades del Basamento de algunas rocas de las Sierras Pampeanas (Nota breve)». *Asoc. Geol. Arg. Rev.* 26 (4). Buenos Aires.
- HOBBS B. E.; W. MEANS; P. WILLIAMS, 1981. *Geología Estructural*. Ediciones Omega.
- JEZEK P.; A. WILLNER; H. MILLER; F. G. ACEÑOLAZA & A. TOSELLI, 1985. «Factores ambientales y tectónicos que configuran la Cuenca Pampeana del Noroeste de Argentina». *VI Congr. Latinoamericano de Geología* 1: 115-133
- KEIDEL J., 1947a. «El Precámbrico». *Geografía de la República Argentina. Soc. Arg. de Estudios Geográficos* 1. Buenos Aires.
- —, 1947b. «Los Plegamientos Precámbricos y Paleozoicos». *Geografía de la República Argentina Soc. Arg. de Estudios Geográficos* 1 (suplemento). Buenos Aires.
- KOUSAL M. L.; D. C. MALIZIA & L. E. SUAYTER; 1982. «Estudio microtectónico del basamento de la sierra de San Javier, provincia de Tucumán». *IX Congreso Geológico Argentino*. Bariloche, Tomo II: 218-230.
- KRIOKA M., 1988. «Las estructuras del macizo Los Altos de la Totorá y zonas aledañas. Dpto. Trancas. Provincia de Tucumán». Seminario. Fac. de Cs. Naturales de la UNT. Inédito.
- KRUMBEIN W. C. & L. L. SLOSS, 1969. *Estratigrafía y sedimentación*. Uteha.
- KÜHN F. & G. ROHMEDER, 1943. «Estudio fisiográfico de las sierras de Tucumán». *Monografías del Inst. Est. Geográficos* 3. Fac. de Filosofía y Letras, Inst. Est. Geográficos (UNT).
- MILLER H. & A. P. WILNER, 1981. «Del sedimento al esquisto. Desarrollo de la esquistosidad en el ejemplo del cerro San Javier, Tucumán». *VIII Congr. Geol. Arg.* Actas IV: 979-986, San Luis.
- MILLER H., 1979. «Características estructurales de la Formación Puncoviscana (Cámbrico inferior), Argentina». *Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba* 53 (12): 59-70.
- MIRRE J. C. & F. G. ACEÑOLAZA, 1972. «El hallazgo de *Oldhamia* sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica, para el supuesto Precámbrico del bor-

de occidental del Aconquija, Provincia de Catamarca». *Rev. Ameghiniana* 9 (1): 72-78. Buenos Aires.

• MON, R. & L. E. SUAYTER, 1973. «Geología de la sierra de San Javier (provincia de Tucumán, República Argentina)». *Acta geol. lilloana* XII (10): 155-168. Tucumán.

• MON R. & F. HONGN, 1988. «Característica estructural de la Formación Puncoviscana dentro del basamento del norte argentino». *Asoc. Geol. Arg. Rev.* XLIII (1): 124-127. Buenos Aires.

• MON R.; F. HONGN & J. A. SOSA GÓMEZ, 1986. «Aportes de la microtectónica al conocimiento de la geología del basamento metamórfico de la provincia de Tucumán». *III Reunión de Microtectónica*. Actas Fac. de Cs. Naturales y Museo U.N.L.P.

• MONTES S. M., 1987. «Contribución al Conocimiento Geológico Estructural de la Quebrada del Río Lules. Provincia de Tucumán». Seminario. Fac. de Cs. Naturales de la UNT. Inédito.

• OVEJERO R., 1980. «Geología y geomorfología de la cuenca del Río San Javier. Provincia de Tucumán». Seminario. Fac. de Cs. Nat. UNT. Inédito.

• PEIRANO A., 1939b. «Ensayo sobre orogenia y tectónica general de las Sierras del Noroeste de la provincia de Tucumán y del extremo sud-central de la provincia de Salta». *Cuaderno Miner. Geol. Univ. de Tucumán* 2 (6): 11-37; (7):12-21.

• PORTO J. C., 1970. «Geología de las cumbres del Taficillo, Sierra de San Javier septentrional». *Acta geol. lilloana*, 11 (2): 27-58. Tucumán.

• RAMSAY J. G. & M. I. HUBER, 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 2: «Folds and Fractures». Academic Press.

• TANNER P. W. G., 1992. «Morphology and geometry of duplexes formed during flexural-slip folding». *Journal of Structural Geology*. Vol. 14, N° 10, pp. 1.173-1.192. Great Britain.

• TOSELLI A. J.; M. J. GODEAS & J. N. ROSSI DE TOSELLI; 1975. «Contribución al conocimiento petrológico del basamento esquistoso de la Sierra de San Javier, Provincia de Tucumán, Argentina». *AMPS* 6 (3-4): 103-133.

• TOSELLI A. J. & J. N. ROSSI DE TOSELLI, 1983. «Controles del metamorfismo y deformación en las paramorfitas de las Cumbres de San Javier, Tucumán». *Asoc. Geol. Argent. Rev.* 38 (2): 137-147.

• TURNER J. C. M., 1960. «Descripción Geológica de la Hoja 2c, Santa Victoria (provincias de Salta y Jujuy)». *Inst. Nac. Geol. Min. Bol.* 103.

• WILLNER A. P., 1990. «División tectonometamórfica del basamento del noroeste argentino». En: «El ciclo pampeano en el Noroeste Argentino». *Serie correlación geológica* N° 4, 1990: 113-159.