

I N D I C E

	<u>Pág.</u>
I - INTRODUCCIÓN	1 <u>7</u>
II - INFORME MAPA GEOLÓGICO	5
III - MAPA ESTRUCTURAL	172
IV - ANÁLISIS GEOQUÍMICO	227
V - ANÁLISIS DE EXPLOTACIONES Y YACIMIENTOS CONOCIDOS	270 <u>7</u>
VI - ASPECTOS ECONÓMICOS E INDUSTRIALES ..	403
VII - INFRAESTRUCTURA	807
VIII - SITUACIÓN INSTITUCIONAL	839
IX - MAPA METALOGENÉTICO	874
X - GRANDES UNIDADES DE INTERÉS ECONÓMICO.	908
XI - EVALUACIÓN DE LA INFORMACIÓN SENSO- REMOTOS	950
XII - EVALUACIÓN DE ÁREAS	961
XIII - PROGRAMAS DE PROSPECCIÓN Y EXPLORACIÓN	980
XIV - PROGRAMAS DE EXPLORACIÓN PARA LOS GRU- POS MINEROS PRIORITARIOS	995



H. 2222

B 19 p

XIV

I - INTRODUCCION

Con la presentación de este Informe Final, culmina el estudio de Proyecto de Aprovechamiento Minero en su Etapa I para la Provincia de Catamarca.

Tras dieciocho meses de labor interdisciplinaria, tenemos la satisfacción profesional de entregar a nuestro comitente, el Consejo Federal de Inversiones y al destinatario principal la Provincia de Catamarca el resultado final que, esperamos signifique un aporte concreto para el mejor conocimiento y futuro de la minería local.

El enfoque dado al estudio, ha permitido completar un panorama integral de la minería provincial, tanto en sus aspectos estrictamente geológico-mineros como en los económicos, administrativos e institucionales. Estos múltiples aspectos fueron permanentemente interactuantes en sus enfoques y metodologías a fin de lograr resultados consistentes y compatibles con el futuro diseño de políticas de corto y mediano plazo para el sector.

En cuanto al contenido práctico del estudio, nos guiamos permanentemente por el criterio de dar un sentido concreto a la investigación aún en aquellos aspectos en los que por su misma índole específica, tocan temas de indudables implicancias teóricas. Siempre que no fue estrictamente necesario a los fines del estudio, se evitaron abordar temas de interés exclusivamente académico, tratando siempre de enfatizar aquellos en los que se vislumbrara la posibilidad de obtener resultados concretos y prácticos desde el punto de vista Provincial.

Persistiendo en una línea de trabajo que nos hemos impuesto desde nuestra iniciación en el tema minero, se han hecho esfuerzos especiales en la búsqueda e implementación de tecnología que potencien y optimicen nuestra capacidad de consultoría y faciliten su incorporación al trabajo de nuestra labor. En este sentido, cabe mencionar como algunos de los logros que merecen destacarse, el Banco de Datos minero de la Provincia el que queda operativo con datos de más de 400 yacimientos que componen el padrón minero provincial y alrededor de 1.200 trabajos bibliográficos relacionados. Toda esta masa de información sistematizada estará disponible para los usuarios mediante sistemas computarizados de rápido y eficiente acceso a los distintos temas mineros.

En cuanto al aprovechamiento de volúmenes importantes de información disponibles y no adecuadamente utilizadas hasta la fecha, merece citarse el procesamiento de datos geoquímicos y su posterior mapeo y análisis. Este aspecto involucró el relevamiento y proceso computarizado de más de 6.500 muestras cuyos resultados geoquímicos estaban realizados hasta por seis elementos para las tres áreas en las que se focalizó nuestra labor. Las conclusiones obtenidas aportan criterios objetivos para futuras tareas exploratorias y sugieren que la metodología empleada ofrece posibilidades promisorias que están muy lejos de haberse aprovechado en su totalidad. En el capítulo IV se efectúa una exposición pormenorizada de las hipótesis y resultados obtenidos en este tema. La técnica de análisis digital de la información de sensores remotos es otro campo en el que se consiguió depurar la metodología adecuándola para satisfacer los requerimientos planteados por las demás líneas de trabajo. Así, esta área de trabajo, además de constituirse en un módulo relativamente autónomo dentro de las distintas tareas abordadas, se mostró como un instrumento eficaz de apoyo a éstas, tales como en los aspectos geológicos, estructurales y de metalogénesis.

En el capítulo XI se explicitan las tareas realizadas en esta línea, las que están todavía muy lejos de haber agotado las posibilidades que brinda esta técnica.

Por último, en los capítulos XII, XIII y XIV confluyen y se sintetizan todas las labores realizadas y expuestas en los capítulos precedentes, y se plantea un "ranking" de áreas y grupos mineros como ideas de proyectos de exploración acompañado de procedimientos y programas para su ejecución que serán las líneas y objetivos en los que se focalizarán los esfuerzos en la Etapa II de este Estudio.

II. MAPA GEOLÓGICO

II. INFORME DEL MAPA GEOLÓGICO.

1. INTRODUCCIÓN.

El mapa geológico de la Provincia de -
Catamarca ha sido elaborado sobre la planimetría a esca-
la 1:200.000 realizada por BIANSA S.A.

Debido a las dimensiones totales que -
este mapa alcanza y para facilitar su observación y ma-
nejo, el mismo ha sido dividido en 8 hojas.

Sin perder la unidad que en conjunto -
representan, y por los motivos antedichos, en cada una
de ellas se han incluido las referencias a manera de un
cuadro estratigráfico simplificado tornando así a cada
una un mapa completo y de fácil lectura.

Constan también en cada hoja las bases
topográficas utilizadas para su confección y la biblio-
grafía empleada en el carteo geológico. Por razones de
espacio, esta última aparece con el código de identifi-

cación correspondiente al fichado bibliográfico que --
forma parte de este trabajo.

Con respecto a la simbología adoptada para caracterizar las diferentes unidades se trató de representar en primer lugar su ubicación temporal cuando ello fue posible y en segundo término la litología. En el caso de las rocas que integran el basamento cristalino cuya edad es motivo de controversia, se optó -- por utilizar un símbolo que simplemente caracterizara -- a todo el basamento. En otros casos las letras elegi -- das debieron ser ligeramente modificadas para evitar -- repeticiones.

Con el fin de aclarar el panorama estratigráfico se utilizó la misma simbología para todas las formaciones cuya correlación resultaba evidente.

En muchos casos ocurre que el nivel -- de detalle en los estudios que se realizaron es dife -- rente. Para que este detalle no se perdiera y al mismo tiempo resultara evidente la homologación entre las

unidades mapeadas se recurrió a numerar las mismas, como por ejemplo los diques y lentes de pegmatitas del basamento son comúnmente mapeadas sin establecer mayores diferencias y figuran como B_p . En la hoja 15f, Huillapima sin embargo, Nullo (1981) diferenció dos tipos que son: 1) las pegmatitas calcosódicas integrantes de la formación El Arbolito que se representan como B_{p_1} y, 2) las pegmatitas y diques de composición potásica que participan de la formación Los Divisaderos, posteriores a ellas y que son diferenciadas como B_{p_2} .

2 - ESTRATIGRAFÍA.

La provincia de Catamarca está ubicada en la región donde convergen cuatro unidades geológicas. Ellas son: la Puna en la porción septentrional, las Sierras Pampeanas en el centro y este con el Sistema de Famatina bordeándola como una franja por el oeste y la Cordillera Frontal en el borde occidental de esta última hasta alcanzar el límite internacional con Chile.

El ambiente de Puna está limitado al sur por la cordillera de San Buenaventura y al este por los Valles Calchaquies. Son características de él los afloramientos de metasedimentitas ordovícicas componiendo cordones con orientación meridiana, cubiertos por las vulcanitas y tobas del Terciario Superior y Cuaternario.

Las Sierras Pampeanas son ampliamente conocidas por su estructura en bloques, sus extensos afloramientos relativamente homogéneos de rocas metamórficas y plutónicas, las últimas de las cuales en nues

tra provincia integran el batolito que se extiende principalmente por las sierras de Aconquija, Capillitas-Andalgalá y Fiambalá, entrando hacia el sur en la vecina provincia de La Rioja para abarcar la sierra de Velasco. Una delgada cuña del Sistema de Famatina queda comprendida entre el valle de Fiambalá y la depresión de la Laguna Verde - Laguna de Tres Quebradas. Son característicos de esta región en Catamarca los afloramientos de metasedimentitas ordovícicas apoyadas sobre un basamento metamórfico diferente del de las Sierras Pampeanas -- por su aspecto heterogéneo, con bancos de variados espesores y coloraciones contrastantes e intercalaciones de rocas básicas. Se encuentran aquí los afloramientos -- septentrionales de las rocas graníticas del batolito de Famatina o formación Ñuñorco, y las sedimentitas continentales del grupo Paganzo tienen una importante difusión. Finalmente caracterizan al ambiente de Cordillera Frontal los afloramientos de la "Serie Porfirítica - Permotriásica" con dos formaciones netamente diferenciadas y cubiertas en discordancia erosiva por las sedimentitas continentales de la Formación Calchaquí. En su transición al ambiente puneño las dos unidades geológicas mencionadas en último término aparecen coronadas --

por los representantes del vulcanismo Cenozoico en la -
forma de estrato-volcanes que constituyen las mayores -
alturas de la región.

2.1. BASAMENTO CRISTALINO. ROCAS METAMORFICAS.

De importantes distribución, las rocas metamórficas están representadas en casi todos los cordones montañosos de la provincia.

Las características de sus afloramientos permiten separarlas en dos grandes grupos cuyo límite estaría en la depresión tectónica del valle de Fiambalá. Al este del mismo estas rocas constituyen los extensos afloramientos de aspecto relativamente homogéneo, donde son predominantes las filitas cuarzosas bandeadas, las migmatitas lit-par-lit o los gneises. En el grupo occidental las metamorfitas aparecen en afloramientos - característicamente heterogéneos compuestos por litologías de aspectos y espesores muy variados. Son comunes en ellos las intercalaciones de rocas intrusivas básicas y las anfibolitas, siendo comparables a los de la Sierra de Umango en vecina provincia de La Rioja.

Dentro del grupo oriental resulta sugestiva la distribución de un conjunto de pizarras y fi

litas caracterizado por un bajo grado de metamorfismo y que aparece en las sierras de Alto Huasi, Chango Real, - extremo sur de la sierra de Quilmes y en las sierras de la Ovejería y de Ambato. En las tres últimas han sido citados niveles conglomerádicos. Esta zona de metasedi_{mentitas} está bordeada por filitas cuarzosas bandeadas, las que se extienden por el norte de la Sierra de Fiambalá, sur de la sierra de Quilmes, Sierras de Aconquiya y Zapata y parte de las Sierras de Ambato y de Ancasti, pasando transicionalmente a migmatitas.

A continuación se describen las rocas metamórficas aflorantes en las diferentes unidades orográficas de la provincia.

2.1.1 Rocas metamórficas de la Sierra de Quilmes.

Las metamorfitas del sector catamarqueño de la Sierra de Quilmes fueron mapeadas por Ruiz Huidobro (1972) y por Galván (1981) como un conjunto de filitas cuarzosas, filitas bandeadas, micacitas granatíferas y migmatitas en las hojas Santa María, y Cafayate. Turner (1973), en la hoja Laguna Blanca, diferencia en el sector occidental a las ectinitas de la Formación Loma Corral de las migmatitas correspondientes a la Formación Famabalasto.

El detallado estudio de Rapela (1976) en la zona de Cafayate detectó dos grupos litológicos con diferente grado de metamorfismo regional en la porción salteña de esta sierra. Son ellos los esquistos y filitas bandeadas del noroeste de Cafayate y los gneises del sur de esa misma localidad que gradan a migmatitas hacia el oeste. Estas últimas muestran a su vez contactos transicionales con el granito Cafayate. El pasaje de uno a otro grupo no es neto, sino

gradual. Otras conclusiones del mencionado trabajo que pueden extenderse al sector de la sierra que nos incumbe son: la identificación de cuatro episodios metamórficos en los esquistos y filitas cuyo bandeamiento debe coincidir con la estratificación original; un primer episodio metamórfico regional con grado biotita desarrolló una esquistosidad paralela a la estratificación original; un segundo metamorfismo regional cuyas superficies de esquistosidad forman ángulo con las del anterior, que corresponde también al grado medio biotita. A ellos se suman un metamorfismo estático post-tectónico que también alcanzó el grado biotita y un metamorfismo regional retrogresivo cuyo grado metamórfico correspondió a clorita. Con respecto a las migmatitas, ellas son de variados tipos y los minerales detectados en el melanósoma son biotita, muscovita, cordierita, sillimanita, granate, gedrita, circón, apatita y espinela, en tanto que del leucosoma participan plagioclasa, cuarzo y microclino, pudiéndose encontrar también granate, biotita, muscovita y cordierita en pequeñas proporciones. Los gneises se caracterizan por una porción oscura de biotita y muscovita o biotita-granate, y una par-

te clara con cuarzo y plagioclasa dominantes. Ellos son composicionalmente tonalíticos, en tanto que la presencia de feldespato potásico en las migmatitas las torna más frecuentemente granodioríticas. Del estudio de los análisis químicos de las metamorfitas se deduce que las rocas sedimentarias deben haber sido pelitas y grauvacas, encontrándose entre las migmatitas algunas probables - restitas originadas por la fuga del material granítico. Su estudio le permite definir un primer metamorfismo - con facies esquistos verde grado biotita; un segundo -- episodio con facias de anfibolitas cordieríticas del - tipo Abukuma; un metamorfismo de contacto facies horn - fels hornblendíferos y otro metamorfismo regional con - facies esquistos verdes.

Toselli et al. (1978) denominan a los dos complejos litoestratigráficos Agua del Sapo y Tolombón, y extienden su estudio al resto de la Sierra de Quilmes. De ellos Agua del Sapo es el de mayor distribución --- areal, ocupando principalmente la porción central de la sierra. Las rocas dominantes son esquistos biotítico-muscovíticos que presentan una textura bandeada por su alternancia con capas claras cuarzo-feldespáticas. En la quebrada de Santa María, Toselli et al. (1978) citan

la intercalación de fajas de esquistos gnéisicos, que -
pasan gradualmente a verdaderos gneises de composición
tonalítica.

Las principales paragénesis minerales ci-
tadas por los mencionados autores para el Complejo Agua
del Sapo son:

- . Biotita-moscovita-cuarzo-plagioclasa.
- . Biotita-moscovita-cuarzo-plagioclasa (An 30).
- . Biotita-moscovita-estauroлита-cianita-cuarzo.
- . Sillimanita-almandino-feldespató potásico-moscovita.
cuarzo.
- .. Biotita-hornblenda-epidoto-plagioclasa-cuarzo-titani-
ta.

Los autores mencionados señalan que de --
acuerdo con el criterio de Winkler (1976) las dos prime-
ras asociaciones minerales y también la última indican
un grado bajo de metamorfismo, la tercera corresponde a
grado medio y la cuarta a alto grado, y que las condi-

ciones de presión y temperatura correspondientes al --
Complejo Agua del Sapo son las del clásico metamorfismo
barrowiano.

En la Provincia de Catamarca el Complejo
Tolombón aflora en dos áreas, localizadas en la parte
media-oeste y en el extremo sur de la sierra de Quil -
mes. Este Complejo presenta una litología variada. To
selli et al. (1978) citan en él gneises, migmatitas, -
granulitas, esquistos, cuarcitas filíticas y cuarcitas.
En el extremo austral de la Sierra mencionan también -
delgadas intercalaciones de dolomitas tremolíticas y -
Aceñolaza y Toselli (1981) señalan la presencia de --
clastos de cuarzo en los esquistos de bajo grado. La
distribución de las asociaciones minerales les permite
verificar, para los afloramientos aquí considerados, -
un metamorfismo regional progresivo de este a oeste, -
con las siguientes paragénesis minerales principales:

- . Biotita-moscovita-cuarzo-oligoalbita-clorita-epidoto.
- . Biotita-moscovita-cuarzo-oligoalbita-cordierita-clo-
rita.

- . Cuarzo-biotita-moscovita-microclino-cordierita-sillimanita.
- . Cuarzo-biotita-oligoalbita.

Señalan los mencionados autores que la -- primera asociación es típica del grado bajo de metamorfismo, la segunda del grado mediano y la tercera marca el inicio del alto grado metamórfico (rango cordierita, según Winkler, 1976). La presencia de cordierita en -- las rocas de este complejo, incluyendo las de los afloramientos ubicados en el extremo norte permite identificar el metamorfismo regional del "tipo Abukuma", el --- cual sería resultante de condiciones con presiones bajas a intermedias.

"Los esquistos filíticos del Complejo Tolombón en el extremo austral de la Sierra pasan transicionalmente a los esquistos del Complejo Agua del Sapo" (Toselli et al., 1978).

El diferente tipo de metamorfismo que las afecta, es lo que diferencia las rocas de uno y otro --

complejo, y según los autores mencionados si bien el Complejo Tolombón ha sido metamorfozido bajo condiciones de menores presiones, las temperaturas que revelan sus asociaciones metamórficas son notablemente mayores que las del Complejo Agua del Sapo.

Aceñolaza y Toselli (1981) señalan la posibilidad de una correlación entre las sedimentitas -- que originaron estos complejos y las de la Formación Puncoviscana de la Puna, en base a las conclusiones de Rapela (1976) en el sentido de que la composición original correspondería en su mayor parte a grauvacas.

Una reinterpretación de la geología de la Sierra fue encarada por Quartino et al. (1982) desde el sector tucumano. Estos autores consideran un -- Complejo Regional de la Sierra de Quilmes, dentro del cual separan un Complejo Metamórfico y un Complejo Granítico-Pegmatítico. Las rocas metamórficas compondrían una única unidad lito-morfológica caracterizada por -- una asociación de "esquistos, gneises con diversas estructuras y rocas microgranosas tenuemente esquistosas,

existiendo gradaciones". Los gneises carecen de feldespato potásico, excepto una pequeña proporción de ortosa. El microclino provendría en todos los casos de la permeación o metasomatismo de las pegmatitas posteriores. De esta manera dichos autores distinguen en la Sierra dos épocas: la pre-microclínica en la cual se desarrolla el complejo metamórfico y la época microclínica representada por el Complejo granítico-pegmatítico. El grado de metamorfismo sería comúnmente alto, caracterizado por la sillimanita, siendo importantes sus asociaciones con almandino y con ortoclasa. Pero el grado más alto lo encuentran en el gneis del Arbolar-Loma Colorada-Anchillo, el cual contiene cordierita-hipersteno-almandino-sillimanita-plagioclasa calcosódica-biotita-ortoclasa-cuarzo-circón-apatita-espinelo verde y magnetita. En la distribución de las metamorfitas dentro del Complejo tendría mayor importancia una antigua estructura de pliegamiento en cuyo primer orden se destaca una extensa antiforma buzante hacia el NNO, además de pliegues de --- otros órdenes y fracturas.

Confrontando dataciones radimétricas con observaciones de yacencia, petrológicas y petrotectóni-

cas, Rapela (1976) asigna edad precámbrica superior a cámbrica inferior al período de sedimentación de estas rocas; al primer episodio metamórfico-tectónico una edad cámbrica. Al segundo episodio deformacional con procesos anatécticos asociados lo ubica en el límite cambroordovícico, y a la tercera fase deformacional -- con metamorfismo asociado en facies de esquistos verdes, una edad ordovícica superior. Sin embargo, un -- agregado de pie de página en Aceñolaza y Toselli (1981) indica la obtención por Rapela de edades de 640 m.a. -- por el método Rb/Sr para los gneises biotíticos del -- Complejo Tolombón, lo que podría indicar un metamorfismo precámbrico.

Para Quartino et al. (1982) el plegamiento y metamorfismo de estas rocas ocurrieron en un lapso indeterminado entre el Precámbrico y el Paleozoico inferior, por ser anteriores a la implantación del Complejo Granítico-Pegmatítico del Paleozoico inferior.

2.1.2. Rocas metamórficas de la Sierra de Aconquija.

La composición del basamento metamórfico de esta sierra es relativamente monótona, y en los mapas a la escala que nos concierne sólo han podido diferenciarse una unidad formada por filitas cuarzosas, filitas cuarzosas bandeadas y micacitas como componentes dominantes (Bes), y otro grupo de metamorfitas con aporte de material ígneo consistentes en filitas nodulosas, esquistos migmatíticos y migmatitas (Bmig). Sin embargo, González Bonorino (1950) al describir la hoja Villa Alberdi reconoce en el perfil de este cordónográfico, una sección inferior formada por micacitas al oeste (suponiendo que los esquistos no estuvieran invertidos); una parte media de filitas cuarzosas y una superior, de gran desarrollo, compuestas por filitas cuarzosas bandeadas. Este esquema se complica por la presencia de un batolito granítico. La asociación mineralógica más característica presenta cuarzo-oligoclasa-biotita-muscovita.

Entre las filitas cuarzosas se destacan niveles en cuyas bandas oscuras participan hornblenda y

biotita junto con cuarzo y feldespato potásico; y cuarzo, epidoto, diópsido y algo de feldespato potásico y apatita en las bandas claras. De las consideraciones que Toselli et al. (1982) realizaron sobre estos niveles calcosilicáticos surge que tendrían un grado metamórfico cercano al límite bajo y medio de Winkler (1976), ya que estiman aproximadamente 3,2 kb de presión y 525°C de temperatura. Ello correspondería también a la facies anfíbolita del metamorfismo regional, pero muy cercana al límite con el metamorfismo de contacto según Turner (1981, pág. 420).

Niveles de calizas intercaladas entre los esquistos han sido designados como Caliza Los Bayitos por González (1978) y sus afloramientos han sido indicados en el mapa (Bc) en escala exagerada para permitir su identificación. Se trata de cortos afloramientos de calizas cálcicas de hasta 40 metros de espesor en el sur del río Buéy Muerto que se prolongan en forma interrumpida hacia el norte a lo largo de 7 kilómetros, pudiéndose identificar muchas veces la presencia de dos niveles con espesores máximos de 14 metros -

el banco inferior y 65 metros el superior. En algunos contactos con venas aplítico-pegmatíticas se desarrollaron skarns con epidotos (clinozoisita, zoisita y pistacita), grosularia, diópsido, apatita, flogopita y ortosa. Los esquistos bandeados de esta región, caracterizados por las asociaciones cuarzo-microclino-andesina-hornblenda-biotita y cuarzo-biotita-plagioclasa-muscovita-microclino-granate-epidoto-hornblenda han sido descritos como Esquistos Buey Muerto.

También han sido citados afloramientos de calizas al norte de la cuesta de La Chilca y en la quebrada de Muschaca (Aceñolaza y Toselli, 1981).

González Bonorino (1950) reconoce varias fajas de migmatización en esta sierra. Se destacan en ellas esquistos nodulares y lit-par-lit que pasan transicionalmente a tonalitas con delgados tabiques biotíticos. El aporte consistió generalmente en cuarzo y oligoclasa, pero en el faldeo occidental, entre el granito del Arenal y el río Chiflón, existe una zona de intensa migmatización caracterizada por la presencia de micro -

clino sumado a los típicos cuarzo y oligoclasa. Al microclino, que aparece en forma de nódulos, se lo relaciona con las venas y diques pegmatíticos de la región. Nódulos de este feldespatos se presentan también en las migmatitas con inyección difusa de cuarzo-oligoclasa - de la zona del Clavillo, en donde también se reconocen biotita, sillimanita y granate.

La sola presencia de migmatitas haría suponer un metamorfismo de grado alto en la zona de sus afloramientos, lo que parece apoyado por la ausencia - de muscovita y la aparición de sillimanita, aunque ello puede ponerse en duda si se las considera originadas - por inyección.

Las dataciones radimétricas llevadas a - cabo en estas rocas han arrojado diferentes edades comprendidas entre el silúrico (gneis ubicado 10 km al -- norte de Belén, K-Ar en muscovita, 410 ± 12 m.a.) hasta los 580 ± 20 m.a. por el método K-Ar en biotitas de un esquisto micáceo del Arroyo Moradito, correspondiente al Precámbrico Superior, pudiendo alcanzar el Cám -

brico más bajo. Este último valor aparenta ser el me -
nos modificado por la actividad ígnea y/o metamórfica -
paleozoica y es, por lo tanto, la edad mínima del meta-
morfismo regional más antiguo de la zona.

2.1.3. Rocas metamórficas de la Sierra de Chango Real.

A lo largo de la Sierra de Chango Real y
el sudoeste de ella, en la zona de río Vicuña Pampa-ce-
rro León Muerto, se distribuyen regularmente varios --
afloramientos de ectinitas incluídas por Turner (1973)
en la Formación Loma Corral. Se trata de esquistos, pi-
zarras, filitas, algunas cornubianitas y cuarcitas, en
los que se señalan las asociaciones metamórficas serici-
ta-clorita-cuarzo-turmalina-rutilo; cuarzo-biotita-mus-
covita-oligoalbita-albita-apatita-turmalina y muscovita
biotita-cuarzo-clorita-plagioclase ácida-apatita-turma-
lina-cordierita.

En el afloramiento de la zona del río Vicuña Pampa, en la quebrada de Las Totorillas, García. - (1974) describe afloramientos de calizas a los que se para con el nombre de Formación Totorillas (Bc). Ca - racterizan a esta formación varios mantos o lentes de calizas cristalinas que se extienden en una faja de 6km de largo con espesores de metros o decenas de metros, - aunque excepcionalmente alcanzan los 400 metros. Se - trata de mármoles de grano generalmente fino, a veces bandeados, formados por calcita, en pocos casos acompa ñada por dolomita. En las calizas bandeadas se inter - calan niveles filífticos. Estas rocas reaparecen algo más al sur, en la zona de Papachacra englobadas en el granito de la Formación Papachacra (García, 1982), co - mo metacalizas bandeadas en cuya mineralogía se han re - conocido además de la calcita: flogopita, forsterita, - epidoto, tremolita y probable diópsido. El contacto - con el intrusivo originó zonas de skarn con granate, - epidotos, anfíboles y vesubianita además de fluorita y magnetita (roca ribbon). Las metamorfitas atribuíbles a la Formación Loma Corral son en este sector, hornfels cataclizados, metagrauvacas o semiesquistos y cuarci - tas feldespáticas con asociaciones de cuarzo-clorita -

sericita-opaco-epidoto en las metapelitas y cuarzo-plagioclase-feldespato potásico en las rocas algo más gruesas. Muy interesante resulta la presencia de una metavulcanita caracterizada como roca de afinidad básica afectada por metamorfismo, que se intercala entre las calizas y el granito Papachacra según García (1982), cuya descripción resulta comparable a los niveles volcánicos presentes en el Ordovícico de la Puna.

Tanto los caracteres texturales macroscópicos como las asociaciones mineralógicas permiten clasificar estas rocas como de bajo grado metamórfico según los criterios de Winkler (1976), para lo cual resulta particularmente definitoria la asociación clorita-muscovita. La facies metamórfica es la de esquistos verdes, con la sobreimposición en algunas localidades de los efectos de metamorfismo de contacto en facies anfíbolita, subfacies cordierita-antofilita (según Turner, J.C.M., 1973).

Al considerar la edad de estas metamorfitas resulta sugestiva su proximidad con las de la Formación Suncho de la Sierra de la Ovejera, de cuyos afloramientos

ramientos podrían ser la extensión septentrional. En este caso se les puede asignar una edad comprendida entre el Precámbrico más alto y el Cámbrico inferior inclusive. Con respecto a la metavulcanita, clastos de dacita describe Durand (1980) en conglomerados de la Formación Suncho, aunque queda planteada también la posibilidad de su correlación con las vulcanitas básicas de la Puna de edad Ordovícica, posibilidad que se ve reforzada por la adjudicación al ciclo ordovícico de estas rocas en la fotointerpretación llevada a cabo -- por el Plan NOA (sede Tucumán).

2.1.4. Rocas metamórficas de la Sierra de la Ovejería.

Las metamorfitas aflorantes en la Sierra de la Ovejería presentan un bajo grado de metamorfismo regional.

Según González Bonorino (1950) predominan las pizarras sericíticas-cloríticas de color verde

oscuro, y en menor proporción pizarras sericíticas gris verdosas claras en parte amarillentas. En algunos casos observó el ángulo que forma la esquistosidad con el bandeamiento (o la estratificación) y en otros la presencia de varios planos de esquistosidad. También menciona, en el flanco sudoeste de la sierra, la presencia de pequeñas láminas de biotita pálida y el mejor desarrollo de cristales de turmalina verde siendo más compacta la roca en su conjunto a pesar de estar presentes más de un plano de esquistosidad, como resultado de un metamorfismo térmico post-tectónico.

La sección del basamento aflorante en esta sierra fue descrita como Formación Suncho por Mirre y Aceñolaza (1972), quienes identificaron intercalaciones conglomerádicas entre las pizarras cuya asociación mineralógica pertenece a la facies de esquistos verdes, y la presencia de trazas fósiles de *Oldhamia radiata* Forbes que permitirían asignarles una edad cámbrica. Basándose en la icnofauna Aceñolaza (1978) la correlaciona con la Formación Puncoviscana aflorante en la -- Cordillera Oriental.

Finalmente Durand (1981) realiza un estudio de la Formación Suncho caracterizándola como una sucesión rítmica de pelitas y psamitas finas metamorfizadas, predominando las primeras y constituyendo una secuencia de tipo flysch. En parte presenta dos esquistosidades y no se reconoce la estratificación. En -- otras zonas son pizarras (fossilíferas) y filitas, identificándose la estratificación y algunas marcas de corrientes, con una esquistosidad oblicua que forma con la anterior un ángulo de corte frecuentemente de 50°.- En otros sectores son rocas macizas y córneas. Se intercalan niveles conglomerádicos de diverso tipo. En las proximidades de la quebrada del Rincón, margen derecha del río Visvíl, es una fangolita conglomerádica cuya matriz no laminada y sus clastos subangulosos están formados por pelitas de color gris verdoso oscuro de no más de 2 metros de espesor. Otro afloramiento en la quebrada del Médano consiste en un conglomerado polimíctico con rodados subredondeados a redondeados de cuarcitas, ftanitas, dacitas y cuarzo de vena.

Las asociaciones mineralógicas reconocidas por Durand (1981) son cuarzo-sericita-plagioclase-clorita-epidoto-apatita-granate-circón-minerales opacos materia carbonosa y óxidos de hierro en las pizarras; - cuarzo-muscovita-sericita-plagioclase-clorita-hornblenda-epidoto-apatita-circón-calcita y minerales opacos - para las filitas; y cuarzo-sericita-muscovita-plagioclase-biotita-turmalina-granate-circón-apatita-hornblenda-calcita y minerales opacos en las rocas corneanas.- Confirma la presencia de un metamorfismo regional y -- otro de contacto. El primero de ellos de tipo Barrowia no del cual sólo está representada la zona de clorita, suponiendo este autor un gradiente de temperatura suave y uniforme. Según el criterio de Turner y Verhoogen (1963) pertenece a la facies esquistos verdes (asociación cuarzo-muscovita-clorita-plagioclase) subfacies -- cuarzo-albita-muscovita-clorita, y según los criterios de Winkler la formación fue afectada por un metamorfismo de grado bajo. Al referirse al metamorfismo de contacto destaca que es sumamente bajo ya que sólo localmente aparece algo de biotita, y atribuye este hecho a que el previo metamorfismo regional tornó a las rocas -

menos sensibles a las modificaciones texturales y/o mineralógicas de las aureolas de contacto graníticas. Con respecto a los análisis químicos de cuatro muestras, - encuentra que son afines a las metamorfitas de la zona de Cafayate y en composición global muy cercanas a grauvacas, confirmando así para ellas un ambiente de origen típicamente geosinclinal.

El hallazgo de trazas fósiles permite -- asignar a la Formación Suncho una edad más probable -- cámbrica inferior, no descartándose del todo la posibilidad del Precámbrico Superior (Durand, 1981). Las dataciones radimétricas efectuadas en pizarras por el método K-Ar sobre roca total, arrojaron valores comprendidos entre 395 ± 15 y 456 ± 15 m.a (Toselli y Aceñolaza, 1978), con lo cual quedaría acotada en el Ordovícico - la edad del metamorfismo.

2.1.5. Rocas metamórficas de las Sierras de Zapata y --
Belén.

Estas sierras están constituidas predominantemente por rocas graníticas, conservándose un extenso afloramiento de metamorfitas en el faldeo oriental -- de la parte sur de la Sierra de Zapata, y otro menor en la porción media de la Sierra de Belén. En el primer -- caso se trata, según González Bonorino (1950), de filitas cuarzosas con variada proporción de muscovita y -- cuarcitas filíticas en partes bandeadas que dicho autor considera similares a las de la Sierra de Aconquija. La asociación mineralógica presente es cuarzo-muscovita-biotita-feldespatos potásicos. También aquí (como en la Sierra de Aconquija) son comunes las intercalaciones -- calcosilicáticas en las que participan hornblenda actinolítica, actinolita, clorita y magnetita. Aisladamente se encuentran algunos niveles de anfibolitas de grano fino con hornblenda verde, andesina, zoisita, cuarzo y apatita. En algunos contactos con granito González -- Bonorino (1950) reconoció zonas con migmatización de variada intensidad. El tipo más común está representado

por gneises de ojos con porfiroblastos de microclino y oligoclasa, existiendo en la porción sur migmatitas lit-par-lit.

En la Sierra de Belén las rocas han sido clasificadas como pizarras filíticas y filitas finas -- por González Bonorino (1950), quien considerando el aumento del tamaño de grano, señala un incremento del meta morfismo hacia el sudoeste y sud. La asociación mine - ral muestra muscovita-biotita-cuarzo-magnetita-apatita-turmalina y pequeños granos de granate. Merece desta - carse aquí que el mismo autor correlaciona estas piza - rras con las de la zona de Ampujaco, en las que el ha - llazgo de trazas fósiles (Mirré y Aceñolaza, 1972) per - mitió la asignación de una edad cámbrica inferior. Por esta razón en nuestro mapa se las correlaciona en gene - ral con la Formación Suncho (Cpf) de la Sierra de la -- Ovejería.

El grado de metamorfismo de estas rocas - ha sido considerado bajo y correspondiente a las facies de esquistos verdes en la Sierra de Belén, incrementan-

do su grado hacia el sur y suroeste y alcanzando la facies anfibolita en la Sierra de Zapata.

La edad de la sedimentación que originó estas metamorfitas correspondería al Precámbrico más alto, pudiendo alcanzar el Cámbrico Inferior en las pizarras de la Sierra de Belén, por correlación con las metamorfitas de áreas vecinas. La edad del metamorfismo sería entonces paleozoica y posterior al Cámbrico Inferior. Dataciones radimétricas en gneises han arrojado valores comprendidos entre los 410 ± 12 y 424 ± 12 m.a. (Stipanovic y Linares, 1975), la que corresponde al Silúrico, muy cercano al límite con el Ordovícico para el último evento metamórfico que los afectó.

2.1.6. Rocas metamórficas de la Sierra de Ambato.

Esta sierra está constituida predominantemente por rocas metamórficas de diverso tipo.

Un perfil detallado fue realizado por Co-co y Lapidus (1946) en la ladera occidental, entre las localidades de Mischango y La Calera. Allí determinan, de sudoeste a nordeste un gneis granitizado con una intercalación de calizas al que se adosa concordantemente un conglomerado cuarzoso denominado Conglomerado de Colana, un paquete de filitas, otro de cuarcitas, un conjunto de cuarcitas micáceas, otro de micacitas, y en la parte alta de la sierra una zona de micacitas inyectadas. En algunos sectores el Conglomerado de Colana - presenta más de 500 metros de espesor. Sus clastos son redondeados y están formados por cuarzo y cuarcitas cuyo tamaño alcanza como máximo los 5 cm de diámetro. El cemento es cuarzoso hematítico con algunas láminas de - muscovita.

En la hoja 14f, San Fernando del Valle de Catamarca publicada en 1978, González Bonorino separa - dos grandes unidades. En una de ellas predominan las - filitas cuarzosas bandeadas finas con la asociación -- cuarzo-biotita-muscovita-oligoclasa. En algunos nive- les aparece hornblenda y se encuentran delgadas interca

laciones de anfíbolitas. La otra unidad está formada por esquistos inyectados y migmatitas, entre los que persisten algunas intercalaciones de anfíbolitas.

En el extremo sur de esta sierra, cercano al límite con La Rioja, Espizúa y Caminos (1979) caracterizan la Formación La Cébila (Bonorino, 1951) constituida en esta localidad por tres tipos litológicos principales. Ellos son metacuarcitas cuarzo biotíticas con nódulos de muscovita y sillimanita; filitas cuarzo biotíticas muscovíticas con porfiroblastos de andalusita y micacitas cuarzo biotítico-muscovítico-sillimaníticas inyectadas por venas graníticas.

El faldeo oriental del extremo sur de esta sierra es descrito por Nullo (1981) en la hoja Hui-llapima, quien allí identifica pizarras cloríticas alternantes con pizarras filíticas cuarzo muscovíticas; metalutitas y metalimolitas; y filitas con algunas interposiciones de anfíbolitas de la Formación La Cébila, y define la formación El Arbolito entre cuyos componentes se encuentran migmatitas de composición tonalítica ---

(Bmig₁) y la formación Los Divisaderos de la cual participan migmatitas graníticas (Bmig₂).

El grado metamórfico alcanzado en esta -- sierra debe ser bajo para las metalutitas, metalimolitas y pizarras filíticas de la formación La Cébila descritas por Nullo, según se deduce al considerar el tamaño de grano de los minerales originados y por la coexistencia de clorita y muscovita en algunas de ellas. -- Hacia el sur Espízüa y Caminos (1979) prefieren no considerar a la asociación cuarzo-biotita-andalusita-muscovita-sillimanita-microclino como perteneciente a una facies anfibolita de metamorfismo del tipo Abukuma, sino interpretarla como derivada de la sobreimposición de -- una extensa aureola térmica en metamorfitas con grado -- muy bajo de metamorfismo regional. Las facies que han sido reconocidas corresponden a esquistos verdes y en -- proporción subordinadas a anfibolita epidótica (González Bonorino, 1978; Nullo, 1981).

Las filitas cuarzosas bandeadas finas y -- las micacitas inyectadas de esta sierra son comparables a las que se encuentran en las sierras de Aconquija y --

de Zapata, con las cuales se pueden correlacionar. Es probable que aquellos afloramientos con menor grado metamórfico como las metalutitas, metalimolitas y pizarras cloríticas que señala Nullo en la hoja Huillapima sean equiparables a la formación Suncho (Mirré y Aceñolaza, 1972) de la sierra de la Ovejera, cuya icnofauna permite extender su edad hasta el Cámbrico inferior. Como en la mencionada formación, también aquí se intercalarían conglomerados como el Conglomerado de Colana. Por estas consideraciones se puede asignar una edad más probable comprendida entre el Precámbrico Superior y el Cámbrico inferior a la etapa de sedimentación de estas rocas. Una datación radimétrica K-Ar, realizada en biotitas de un gneis granitoso del norte de la sierra dio un valor de 347 m.a. (Linares, 1981), en tanto que otro del extremo sur, ya en la provincia de La Rioja resultó con un valor de 419 ± 13 m.a. (Stipanovich y Linares, 1975), correspondientes al límite Devónico-Carbónico y al Silúrico respectivamente.

2.1.7. Rocas metamórficas de la Sierra de Ancasti.

Una serie de trabajos llevados a cabo en estos últimos años en la Sierra de Ancasti ha permitido diferenciar allí varias unidades metamórficas: las formaciones Ancasti y El Portezuelo y el Complejo Sierra Brava (Aceñolaza y Toselli, 1977, 1981). Estas unidades coincidirían aproximadamente con las que considera Battaglia en las hojas geológicas El Alto y Frías ---- (actualmente en imprenta). Ellas son la Formación Carrera Saltana constituida por migmatitas gnéissicas con esquistos y migmatitas asociados; la Formación Infazón, conjunto de cuarcitas micáceas inyectadas, migmatitas, micacitas cuarzosas y metacuarcitas y la Formación Ancaján de anfibolitas, calizas cristalinas, micacitas cuarzosas, etc.

La formación El Portezuelo está desarrollada en el flanco oeste y norte de la Sierra. La componen gneises granulosos y bandeados y migmatitas con las asociaciones mineralógicas cuarzo-oligoclasa-biotita-muscovita (granate) y cuarzo-oligoclasa-biotita-sillita

manita (granate) indicativas de mediano y alto grado - de metamorfismo respectivamente. El contacto entre esta Formación y la Formación Ancasti es transicional. En la Hoja Huillapima Nullo (1981) mapea el sector correspondiente a esta Formación como las migmatitas graníticas de la Formación Los Divisaderos (Bmig₂) y a la Formación Ancasti que la limita hacia el este, como Formación La Cébila (Bes), integrada por esquistos, filitas y esquistos cuarzo-micáceos.

La Formación Ancasti está constituida por esquistos bandeados gris oscuros con las asociaciones - cuarzo-plagioclasa y/o microclino-biotita-muscovita-granate. Las micas son escasas en las capas claras y muy abundantes en las oscuras. Miller y Willner (1982) determinan una zonación metamórfica en rocas de esta formación del norte de la Sierra de Ancasti. Ella correspondería a la etapa D₃ de deformación, respecto de la - cual el metamorfismo sería sin a postcinemático. Las - condiciones serían presiones intermedias (5-5, 8Kb aproximadamente) y temperaturas alrededor de 500 a 670°C. La secuencia es progresiva hacia las áreas migmatizadas. Una zona de almandino caracteriza a la porción oriental

abarcando la Formación Sierra Brava y parte del Complejo Ancastí. A través de la isograda cordierita - estaurolita se pasa a la zona de cordierita-estaurolita-andalusita, y en el sector occidental la isograda de sillimanita marca el pasaje a la zona sillimanita-feldespató potásico y anatexis parcial.

El Complejo Sierra Brava aflora en el extremo sur y en algunos sectores del borde oriental de la Sierra de Ancastí. La componen dos miembros denominados El Jumeal y La Calera. El primero de ellos, de distribución más amplia, según Miller y Willmer (1981), está formado predominantemente por esquistos cuarzo-biotíticos, con escasas intercalaciones metapelíticas y calco-silicáticas. Hacia el este de la localidad de El Alto, los esquistos pasan gradualmente a gneises al incrementar el tamaño de grano y el contenido feldespático. Según los autores mencionados, un mayor grado metamórfico originó un sector con migmatitas, las que aparecen intruídas por granitos sintectónicos.

El miembro La Calera se encuentra intercalado en el anterior y está formado predominantemente

por ortocuarцитas y mármoles claros que incluyen lentes de esquistos cuarzosos, calcíticos y anfíbolíticos. Miller y Willmer consideran a este miembro una importante guía estructural, ya que su contacto permite reconocer una superficie de sedimentación original. Según Aceñolaza y Toselli (1981) los mármoles son cálcicos y dolomíticos, reconociéndose también las siguientes asociaciones mineralógicas en el Complejo Sierra Brava: cuarzo-oligoclasa-biotita-muscovita (microclino); cuarzo-oligoclasa-biotita y cuarzo-andesina-hornblenda-biotita (ilmenita-magnetita-rutilo). Las dos primeras asociaciones pertenecen a gneises granulados y a esquistos micáceos oscuros respectivamente, correspondientes a bajo grado de metamorfismo, en tanto que la última es característica de los esquistos anfíbolíticos-biotíticos que indican un grado mediano.

Miller y Willner (1981) resaltan el hecho de que el límite litológico entre los complejos Ancasti y Sierra Brava es gradual y el contacto entre ambos es un contacto entre rocas con diferente microestructura - que puede ser detectado tanto en el campo como en las -

fotografías aéreas. Los mismos autores, en base a mediciones estructurales y dataciones absolutas Rb/Sr identifican en estos complejos por lo menos seis períodos de deformación, de los cuales cuatro estarían acompañados por fenómenos metamórficos. Para Aceñolaza y Toselli (1981) el período más antiguo de deformación reconocido estaría asociado al Ciclo Pampeano y los demás tendrían posiciones definidas dentro del ciclo Famatiniano.

En base a dataciones Rb/Sr, Knuver y Miller (1981 y 1982) distinguieron tres fases de metamorfismo en esta sierra. La primera posible homogeneización del Sr habría tenido lugar hace 524 m.a. Una segunda estaría subdividida en un metamorfismo principal hace 472 m.a., y una recristalización estática hace --- aproximadamente 450 m.a. Un último metamorfismo débil habría ocurrido hace unos 420 m.a. y hasta 400 m.a. el que puede ser reconocido sólo en las edades del enfriamiento de biotitas.

Los depósitos que dieron origen a estas metamorfitas tendrían entonces una edad superior a 524

m.a. Aceñolaza y Toselli (1981) los incluyen en el ciclo pampeano, cuya sedimentación se habría iniciado hace aproximadamente 900 m.a., extendiéndose hasta el -- Cámbrico medio inclusive (aproximadamente 530 m.a.) Según los mismos autores sólo el primero de los ciclos - de deformación registrado en estas rocas, con su etapa metamórfica asociada, pertenecería al ciclo pampeano, - en tanto que los demás, incluyendo a los mayores grados metamórficos alcanzados en esta sierra, serían adjudicables al ciclo Famatiniano (Cámbrico Superior-Devónico).

Por último, al observar el mapa geológico puede agregarse que si se considera al límite ectinitas migmatitas como una isograda metamórfica, asumiendo que los grados medio y alto de metamorfismo pertenecen a un mismo ciclo y que es más probable que el grado mayor afecte a las rocas más antiguas la columna estratigráfica - tendría en la base a la Formación El Portezuelo, seguida por la Formación Ancastí y finalmente por las rocas del Complejo Sierra Brava sobre las cuales, en discordancia, se depositaron los sedimentos neopaleozoicos - de la Formación La Antigua. Y si el miembro La Calera es considerado un horizonte guía se determina que la su

perficie de estratificación en el Complejo Sierra Brava es paralela al contacto entre el Complejo Ancasti y el miembro El Jumeal de ella, confirmando su probable ubicación cronológica más alta entre las rocas metamórficas del basamento. Los planos de sedimentación tendrían actualmente un rumbo norte-sur, y estarían afectados por un plegamiento de orden mayor cuyos ejes buzarían hacia el NNO.

2.1.8. Rocas metamórficas de la Sierra de San Buenaventura.

El mapa geológico realizado por el Plan - NOA (Sede Tucumán) separa a las metamorfitas de este - área como rocas del Basamento metamórfico. Sin embargo los afloramientos del sector oriental aparentemente son comparables a las ectinitas de la Formación Loma Corral caracterizadas por un grado metamórfico relativamente bajo, presentando los del oeste un grado más alto y fre

cuentes intercalaciones de anfibolitas. En la parte media probablemente afloren migmatitas. El borde sur de este cordón fue mapeado por Ruiz Huidobro (1975) - en la hoja Laguna Helada. Dicho autor distinguió en el NO y norte de Palo Blanco y en el sector oriental de la sierra, a las pizarras, filitas, cuarcitas y anfibolitas inyectadas de la formación Loma Corral, y en la parte central a las migmatitas y los gneises de la Formación Famabalasto, que son la extensión septentrional de aquellos mapeados por González Bonorino en la hoja Fiambalá. En esta última formación se aloja la faja ultrabásica de rumbo norte-sur descrita por Villar y Brodtkorb (1974) en la zona de Tres Quebradas. Las rocas metamórficas presentan allí la asociación mineralógica cuarzo-andesina-ortosa-biotita-granate-muscotiva-sillimanita-apatita, atribuida a la facies almandino anfibolita, subfacies sillimanita-almandino-ortosa. Según los criterios de Winkler (1976) representaría el grado medio en su transición a alto de metamorfismo, donde la muscovita se transforma en silicato de aluminio y ortosa y en condiciones adecuadas hacen su aparición las migmatitas. La

faja ultrabásica está representada principalmente por pequeños cuerpos de serpentinitas y, en la zona de Tres Quebradas también por harzburgitas, diopsiditas wehrlíticas, peridotitas parcialmente serpentinizadas y oficalcitas. Las minas de asbesto Santa Rosa y Santa Julia son las representantes hacia el norte de esta misma faja ultrabásica, cuya extensión es de unos 12 km. Según Villar (1974), esta faja marca el eje de una catazona geosinclinal al que atribuye como más probable una edad paleozoica.

2.1.9. Rocas metamórficas de las sierras de Fiambalá y Altohuasi.

Esta unidad orográfica presenta extensos afloramientos de rocas metamórficas que fueron mapeados por González Bonorino (1972) y por Ruiz Huidobro (1975) en las hojas Fiambalá y Laguna Helada respectivamente.

Una amplia faja de migmatitas (Bmig) de la Formación Famabalasto se extiende con rumbo norte-sur desde su extremo noroeste, en donde se conecta con las de la Sierra de San Buenaventura hasta su contacto con las rocas graníticas del extremo sur. Delgados -- afloramientos de esquistos filíticos, pizarras, filitas y cuarcitas (Bes) de la Formación Loma Corral aparecen en el borde oeste, pero el mayor desarrollo de esta -- formación se encuentra en el extremo norte y en su prolongación nordeste, la Sierra de Altohuasi.

Entre las metamorfitas descriptas en la Sierra de Altohuasi y en el norte del río Grande, se -- destaca un conjunto de pizarras, cuarcitas y metaareniscas en el cual los caracteres casi sedimentarios las hace comparables a las de la Formación Suncho de la Sierra de la Ovejería. A ellas se asocian algunas filitas y cornubianitas. Hacia el oeste y sur estas rocas pasan a filitas cuarzosas finamente bandeadas similares a las que son características de la Sierra de Aconquija.

En el borde oeste del tramo medio de la Sierra de Fiambalá los esquistos cristalinos son esencialmente iguales a los de la Sierra de Aconquija según González Bonorino (1972). Se trata de filitas cuarzo - sas oscuras biotíticas con algunas anfibolitas y meta - cuarcitas. La asociación mineralógica de las filitas - es biotita-cuarzo-muscovita-plagioclase sódica. El mismo autor menciona la presencia de retazos de rocas calcáreas en el granito del extremo sur, en la zona de La Florida. Son esquistos tremolíticos, skarns (en partes tactitas), zonas de magnetita y de caliza espática, con las asociaciones tremolita-actinolita, biotita, cuarzo, granate y feldespato potásico en los primeros, y epidoto, cuarzo, biotita, granate y magnetita en el segundo - tipo litológico mencionado.

Cercana al extremo sur de la sierra, en la zona de la Quebrada del Salto, Villar et al. (1978, - 1981) señalan la presencia de una faja ultrabásica --- (Bub) alojada entre metamorfitas de alto grado (Bmag). Estas autoras reconocen allí granolitas pertenecientes a la zona regional de hipersteno (facies granulita, subzonas de hipersteno-plagioclase y clinopiroxeno, cuar-

zo-granate, y un conjunto de granoblastitas incluidas pseudogabros. Localmente esas rocas pasan a rocas de la zona de grado medio, facies anfíbolita, subfacies sillimanita-almandino-ortosa; existiendo también lentes de gneises cuya composición general varía entre tonalítica y granítica. De esta asociación infieren un paleoconjunto formado por rocas básicas con intercalaciones de areniscas, rocas pelíticas y facies calcáreas sometidas a condiciones metamórficas equivalentes a temperaturas del orden de 700° y presiones de 8 a 10 kb correspondientes a una profundidad de 40 km. Las intrusiones ultrabásicas serían coetáneas con la finalización del metamorfismo o posteriores al mismo.

En el extremo sur de la sierra han sido mapeados por González Bonorino (1972), y anteriormente por Penck (1920) varios afloramientos de ortogneis granítico. Esta roca se caracteriza por una marcada foliación llegando a ser esquistosa, y en partes toma el aspecto de una filonita. Este último carácter inclinaría a sospechar la presencia de rocas granulíticas con texturas "flaser" cuyo grado metamórfico sería equivalente al de los gneises que acompañan a la faja ultra-

básica aledaña. A estas consideraciones se opone la -- participación casi generalizada de muscovita en los mismos, la que a su vez podría relacionarse (lo mismo que el microclino) con los cuerpos de pegmatitas que son -- muy abundantes en la zona. Las asociaciones minerales de los ortogneises son biotita-muscovita-oligoclasa cálcica a andesina-escaso microclino y microclino-cuarzo-muscovita-biotita-escasa oligoclasa.

Las migmatitas de la Sierra de Fiambalá -- son descriptas por González Bonorino (1972) como esquistos inyectados en su mayor parte. La granitización comienza con la formación de nódulos feldespáticos y venillas de cuarzo; sigue con venas delgadas de feldespato y cuarzo, las que al engrosarse dan lugar a gneises de inyección y granitos migmatíticos. Las migmatitas se -- diferencian de aquellas de la Sierra de Aconquija en -- que los pequeños nódulos son aquí de ortoclasa en lugar de oligoclasa. Las texturas descriptas son nodulosas, -- estromáticas, lit-par-lit, nebulíticas, embrequíticas y con venas pegmatoides. En los últimos casos el feldespato potásico presente es microclino. En el extremo --

norte Ruiz Huidobro (1975) asimila estas rocas a las de la Formación Famabalasto de Turner (1972), predominando allí los esquistos inyectados del tipo lit-par-lit; apareciendo los tipos gneisicos cercanos al contacto con el granito de Corralito y algunos esquistos nodulosos. El pasaje a las ectinitas de la Formación Loma Corral es transicional.

Según puede deducirse de las descripciones, el grado metamórfico en las rocas de este cordón orográfico aumenta en general desde el norte hacia el sur. La mención de clorita en las pizarras de la Sierra de Altohuasi y del extremo norte de la Sierra de Fiambalá hace incluir estas rocas posiblemente asimilables a la Formación Suncho, en el bajo grado de metamorfismo o en la facies de esquistos verdes. En la porción media de la sierra, el tamaño de grano algo mayor y la asociación mineral con abundante biotita y carente de clorita sugieren un metamorfismo de grado medio el cual, según González Bonorino (1972) aumenta hacia el este en la zona de migmatización. Finalmente la presencia de granolitas de alto grado es notable en el extremo sur.

Las dataciones radimétricas publicadas -- por el I.N.G.E.I.S. y efectuadas en los granitos de esta sierra, permiten considerar al metamorfismo anterior al Carbónico (330 ± 10 m.a.).

Por correlaciones con áreas vecinas, al - período de sedimentación se asigna una edad precámbrica superior hasta cámbrica inferior.

Una determinación K-Ar de roca total efectuada en una serpentinita de la Quebrada de Agua Verde y publicada por el INGEIS resultó de 415 ± 20 m.a. (Silúrico inferior cercano al límite con el Ordovícico); - en tanto que en otra por K-Ar en anfíbol de una anfibolita de la quebrada del Salto se obtuvo un valor de 1200 ± 200 m.a. Queda planteada la duda acerca de si esta es cama metamórfica de alto grado es una entidad aparte o si pertenece al conjunto de rocas metamórficas de la región. Este problema podrá ser resuelto cuando se cuente con un mayor número de dataciones radimétricas realizado en muestras representativas de los distintos procesos petrológicos identificados en la zona.

2.1.10. Afloramientos de rocas metamórficas del oeste -
del Valle de Fiambalá.

En esta región las rocas metamórficas --
forman afloramientos poco extensos, configurando el --
substrato de las formaciones sedimentarias paleozoicas
o asomos entre vulcanitas más modernas. A pesar de su
reducido tamaño están caracterizados por una notable --
variedad de tipos litológicos, lo que las diferencia de
los afloramientos comunes del ambiente de Sierras Pam-
peanas.

Al oeste de Chaschuil son esquistos de --
variados colores entre los cuales se intercalan nive-
les conglomerádicos finos a medianos con clastos de --
cuarcitas y de cuarzo denominados por Turner (1967) --
Formación Laguna Amarga. Integrantes de esta forma --
ción son también los niveles de calizas de la zona de
la mina Los Aparejos.

Un conjunto de filitas que alternan con
capas cuarcíticas de la zona del río Chaschuil ha sido
diferenciado por Turner (1967) como formación Jumes.

En el perfil de Cazadero Grande-Portezuelo de Tres Quebradas Koukharsky (1969) describe dos afloramientos de rocas metamórficas. Uno de ellos forma los cerros de la desembocadura del río Cazadero Grande. Está compuesto por una serie de bancos de diferente espesor y variado aspecto. Los que predominan son rocas bandeadas oscuras, interpretadas como rocas básicas metamorfozadas, que alternan con micacitas finas y filitas cuarzosas en algunos casos con porfiroblastos de granate, intercalándose entre ellos algunas lentes de anfibolitas. Todas estas rocas están penetradas por venas nodulosas de cuarzo. De las rocas básicas se conservan relictos de plagioclasas a veces zonales y de piroxeno, minerales que se encuentran deformados y con una alteración a sericita, calcita, epidoto, hornblenda-actinolita y mineral opaco, probablemente asociada a la penetración cuarzosa. En los esquístos se reconocieron las asociaciones cuarzo-andesina-granate-biotita-sillimanita y cuarzo-andesina-biotita-muscovita con o sin granate. Las anfibolitas contienen hornblenda casi incolora y labradorita. El otro afloramiento ubicado al sur del cerro Nacimiento aparece intensamente brechado y asociado a una faja de milonitización. Las rocas me-

tamórficas son anfíbolitas, esquistos y calizas, identificándose filonitas en el borde occidental. Koukharsky (1969) considera a estas rocas integrantes de la formación Laguna Amarga y señala la posibilidad de correlacionarlas con las ubicadas más al sur, en la sierra de Umango, que fueron asignadas por Turner (1964) a la -- formación Espinal.

La facies metamórfica del último conjunto mencionado es la de anfíbolita almandino, subfacies sillimanita-almandino-muscovita y se corresponde con el pasaje grado medio a alto de metamorfismo. Las asociaciones de grado más bajo estarían relacionadas con la invasión cuarzosa y la posterior milonitización.

Las rocas de la Formación Laguna Amarga descriptas al oeste de Chaschuil y las filitas de la - Formación Jume probablemente correspondan a bajo grado de metamorfismo.

Si se correlacionan estas rocas con las de la Formación Espinal, con las cuales presentan notables similitudes, su edad más probable sería precámbr

ca superior, ya que se equipara a aquellas con las aflorantes en la Sierra Pie de Palo, en donde se han determinado edades realizando dataciones radiométricas de tal edad (Caminos, 1979).

2.1.11. Rocas metamórficas de la Puna catamarqueña.

Una importante faja de afloramientos de rocas metamórficas existe en el borde oriental de la Puna catamarqueña. En el extremo norte ellas son descritas por González (1972), en la zona de Diablillos, como filitas y gneises bandeados. Estas rocas se extienden hasta la región del Cerro Galán, en donde el basamento metamórfico está compuesto por gneises biotíticos (Page, com. verbal).

En la margen occidental del Salar de Antofalla, entre Vega Quiñoas y Botijuela existen afloramientos

tos de gneises y micacitas según Allmendinger et al. -
(1982).

En la región comprendida entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra Aceñolaza et al. (1976) y Aceñolaza y Toselli (1981), describen la Formación Falda Ciénaga portadora de una fauna ordovícica, constituida por afloramientos de sedimentitas y/o metamorfitas. Se trata de metagrauvacas y pizarras en donde la asociación metamórfica cuarzo-clorita-biotita-sericita-plagioclasa permite ubicarlas en la facies esquistos verdes.

Al considerar la edad de las metamorfitas de la Puna catamarqueña, para las de la Formación Falda Ciénaga es evidente su adjudicación al Ordovícico. En su prolongación norte, al este del Salar Centenario, ya en la provincia de Salta, Viramonte et al. (1976) describen el pasaje gradual de las sedimentitas ordovícicas a rocas de facies con clorita-sericita y posteriormente a esquistos biotíticos-muscovíticos con una faja interna de esquistos almandínicos con microclino en me-

nos de 3 kilómetros de distancia. Basándose en estas últimas observaciones Allmendinger et al. (1982), y -- por consideraciones de interpretación tectónica, asignan edad precámbrica a los afloramientos localizados entre Quiñoas y Botijuela y a los de la zona de Cerro Galán; y edad ordovícica a las rocas metamórficas de la zona de Diablillos y del este del Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, extendiéndola hasta una importante falla inversa que con rumbo NNE-SSO pasa poco al oeste del Cerro Galán. Este último criterio fue el adoptado en la confección del mapa que acompaña el presente trabajo.

2.2. ROCAS INTRUSIVAS EN EL BASAMENTO METAMORFICO.

En la provincia de Catamarca, todos los afloramientos extensos de metamorfitas llevan invariablemente asociadas migmatitas y rocas intrusivas graníticas o granodioríticas. Ello hace suponer una íntima relación entre estos tres grupos: y atendiendo a que -- las dataciones radimétricas en general tienden a ubicar los fenómenos de plutonismo y migmatización en el Paleozoico, resulta lógico suponer una edad del mismo orden para el metamorfismo.

Aceñolaza y Toselli (1973, 1976, 1981), -- por consideraciones estratigráficas regionales, y extendiendo sus observaciones a las regiones vecinas del noroeste de nuestro país, se ven precisados a establecer -- dos ciclos tectónicos. El ciclo Pampeano, que abarca -- desde el Precámbrico hasta el Cámbrico inferior y medio, comprendería la sedimentación, el metamorfismo y plutonismo de una pila sedimentaria con la consecuente orogénesis. Esta última etapa se correspondería con la Fase Tilcárica de Turner y Mendez (1975). El otro es el Ci-

ciclo Famatiniano, con depositación de sedimentos en los bordes de una estructura positiva o cratógeno central, y posteriores metamorfismo y plutonización que habría afectado tanto al cratógeno como a las cuencas sedimentarias, comprendido en el lapso Cámbrico Superior-Devónico. El grado metamórfico alcanzado sería en general mayor que el del ciclo anterior, y existirían varias -- fases orogénicas asociadas, las que serían equiparables en general con el ciclo Caledónico del hemisferio norte.

La extensión de los afloramientos de rocas graníticas llega a ser tal, que constituyen prácticamente la única litología en algunos cordones montañosos como las sierras de Hualfín, Capillitas, Zapata-Belén, etc. Ello, unido a su notable similitud petrográfica llevó a González Bonorino (1950, 1951) a integrar todos estos afloramientos en un extenso batolito que abarcaría desde la Sierra de Aconquija por el este hasta la de Fiambalá por el oeste, y desde el borde sur de la Puna hasta la Sierra de Velasco en La Rioja. La facies dominante es un granito porfiroide biotítico-

muscovítico de grano grueso. Hacia el oeste (Sierras - de Zapata y Belén) se hace notable su carácter alcalino y biotítico, llegando a carecer de muscovita. Allí, y especialmente en la Sierra de Fiambalá se distribuyen - algunos stocks que según González Bonorino (1972) representan satélites marginales coetáneos con el batolito.

2.2.1. Rocas intrusivas en el basamento de la Sierra de Quilmes.

En base a consideraciones de yacencia, petrográficas y petrotectónicas, unidas a dataciones radiométricas Rapela (1974) reconoce en la Sierra de Quilmes tres etapas de intrusiones. Ellas son : 1), la formación por anatexis de granitos sincinemáticos en el límite Cambro-ordovícico; 2) la intrusión de granitos tardíocinemáticos y postcinemáticos en el Ordovícico inferior y, 3) la intrusión de granitos postcinemáticos en el Carbónico. Estudios posteriores realizados por Tose

lli et al. (1978) en el sector catamarqueño del cordón orográfico que nos ocupa, caracterizan y datan el granito, también post-cinemático de Tres Cerritos, asignándolo al Devónico. La determinación fue efectuada por el método K-Ar sobre biotitas con valores de 373 ± 10 m.a. Se trata de un monzogranito muscovítico-biotítico que provoca fenómenos de contacto en las rocas del complejo Agua del Sapo.

En la zona son comunes los cuerpos pegmatíticos lenticulares y tabulares tanto concordantes como discordantes con respecto a las metamorfitas. Existen pegmatitas zonales cuya composición varía entre tonalítica y granodiorítica. Constan de una zona de contacto con plagioclasa, cuarzo, microclino, muscovita y turmalina; una zona externa con microclino o plagioclasa dominantes con muscovita, y de un núcleo de cuarzo. Excepcionalmente aparece berilo.

En la reinterpretación de la Sierra que realizaron Quartino et al. (1982), reconocen a la tonalita de Tolombón (Salta) como parte de los procesos --

que acompañaron al metamorfismo y la existencia de un complejo granítico-pegmatítico implantado durante el Paleozoico Inferior, del cual participan lentes y venas pegmatítico-graníticas y cuerpos pegmatíticos. Señalan dichos autores que las lentes pegmatíticas son muy abundantes en las proximidades del granito de Tres Cerros, lo que sumado a los indicios mineralógicos como lo es la presencia de microclino como feldespato potásico, evidencia la relación genética existente entre estos tipos litológicos.

2.2.2. Rocas intrusivas de la Sierra de Aconquija.

Las rocas intrusivas de esta sierra han sido estudiadas por González Bonorino (1950, 1951) quien las dividió en tres grupos en base a su emplazamiento. En primer término merecen citarse los cuerpos sintectónicos. Ellos son de reducido tamaño, lenticulares, de textura marcadamente foliada, concordantes y composiciones que varían entre granítica y tonalítica. Apare

cen en las zonas de más intensa migmatización, siendo muy abundantes en la Sierra de Humaya y en general en el borde oriental de la Sierra de Aconquija. Un segundo tipo lo constituyen cuerpos de tamaño mayor, como por ejemplo el de la Cumbre de los Pinos, también concordantes y en partes discordantes, que emiten filones concordantes a los esquistos y están asociados a zonas de migmatización poco extensas. Son los granitos leptotectónicos. El cuerpo de la Cumbre de los Pinos está formado por un granito adamellítico de textura hipidiormorfa, en partes porfiroide. Sus componentes son microclino, oligoclasa, cuarzo, biotita y muscovita. Los afloramientos más extensos son de granitos apotectónicos, de contactos netos y discordantes, emplazados posteriormente a la etapa de deformación e integrantes del batolito del Aconquija.

González Bonorino (1951) distingue tres afloramientos de los granitos apotectónicos en la Sierra del Aconquija, y en ellos diferencia tres facies. La facies I o "El Candado" tiene una textura porfiroide difusa y en partes es levemente gnéisica mostrando efectos de cataclasis. Los componentes son microclino (que

co. Asociados a este cuerpo existen numerosos representantes de facies pegmatíticas y aplíticas. Ellos son pegmatitas turmaliníferas, granitos leucocráticos de grano fino, pórfiros adamellíticos y aplitas, además de lamprófiros.

El granito del Arenal está formado predominantemente por las facies II y III, a las cuales se asocian numerosos diques como los descritos en el stock del Zarzo, a los que se agregan otros de una roca con alteración silícea-muscovítica.

El afloramiento más extenso de la sierra se encuentra en el borde suroccidental, en donde es la extensión del batolito de Andalgala-Capillitas. En la zona de La Hoyada está compuesto por un sienogranito porfiroide con bordes del tipo II y predominando el tipo III en su interior. En el borde sudoccidental son granitos adamellíticos de textura porfiroide con cristales de microperita que excepcionalmente alcanzan los 10 cm de largo. En la zona del yacimiento "Mi Vida" ha sido denominado "Granito Pabellón" (Koukharsky y Mirré,

(1975). Diques pegmatíticos y aplíticos generalmente turmaliníferos y de lamprófiros aparecen asociados a este granito.

Para establecer la edad de las rocas intrusivas se ha realizado ya un número apreciable de dataciones radimétricas, en el que llama la atención la dispersión de los valores obtenidos.

Una datación K-Ar en el granito de San Ignacio (Tucumán), representante de los cuerpos léptotectónicos de esta sierra, en muscovita dio un valor de 310 ± 15 m.a. (Stipanovic y Linares, 1975). Aceñolaza y Toselli (1981) citan otra determinación para estos cuerpos de 359 m.a. y otra de 338 m.a. en Los Pinos.

Una determinación K-Ar en muscovita para el granito del Zarzo dio un valor de 274 ± 10 m.a. (Linares, 1981).

El granito del río Arenal, por K-Ar sobre muscovita arrojó valores de 305 ± 10 m.a. y 320 ± 9 m.a. (González y Toselli, 1974).

En el extenso afloramiento del extremo su-
doccidental de la Sierra de Aconquija se han efectuado -
las siguientes determinaciones: Granito de Peñas moradas
(K-Ar en muscovita) 320 ± 15 m.a. (Linares, 1981); Monzo-
granito ubicado 30 km al norte de Andalgá (K-Ar en bio-
tita y muscovita) 437 ± 13 m.a. (Mc. Bride, 1972); Grani-
to-tonalita del arroyo Laguna Verde (K-Ar en biotita)
 463 ± 15 m.a. (Linares, 1981) y Granito del faldeo del
arroyo Moradito (K-Ar en biotita) 565 ± 20 m.a. (Linares,
1981).

De la observación de estas dataciones sur-
gen las siguientes conclusiones:

- 1) Que no corroboran las observaciones de yacencia y pe-
trográficas que hacían suponer anteriores a los cuer-
pos leptotectónicos con respecto a los apotectónicos.
- 2) Que la datación efectuada sobre el granito del Zarzo
arrojó un valor tan joven como el límite Carbónico-
Pérmico.

- 3) Que un valor conspicuo parece ser el de 305 a 320 m.a. (Carbónico).
- 4) Que las dataciones en biotita arrojaron siempre en esta Sierra edades mayores que las efectuadas en muscovita. Dada la común existencia de inclusiones del tipo "schlieren" en los granitos con relictos de esquistos parcialmente asimilados, se plantea la duda sobre el origen de estas biotitas y la posibilidad de que la edad determinada fuera intermedia entre la del metamorfismo y las intrusiones. Las menores edades determinadas en muscovitas indicarían que su influencia en este sentido es menor o bien una asociación genética con las rocas intrusivas.

2.2.3. Rocas intrusivas en el basamento de la Sierra de Chango Real.

En la Sierra de Chango Real Turner (1973) incluyó a las rocas graníticas del basamento en su formación Chango Real, reconociendo en la misma importantes fajas de milonitización.

La Formación Chango Real está compuesta por granitos y granodioritas migmatíticos. Su textura es gruesa, porfiroidea y frecuentemente gnéisica. En su mineralogía participan microclino, oligoclasa, cuarzo, biotita y muscovita, con circón, apatita, clorita y epidoto como minerales accesorios y secundarios. Diques pegmatíticos y aplíticos cortan el granito.

No se conocen dataciones radiométricas en estas rocas.

2.2.4 Rocas intrusivas en las sierras de la Ovejera
y Capillitas.

Los extensos afloramientos de rocas graníticas de estas sierras fueron interpretados por González Bonorino (1951) como cuerpos apotectónicos integrantes de un batolito o complejo plutónico al que también pertenecerían los granitos de las sierras de Fiambalá, de Velasco (en La Rioja) y de Aconquija.

En la Sierra de Capillitas los afloramientos son la extensión de los de la Sierra de Aconquija. Son granitos adamellíticos de textura porfiroide (tipo III de la clasificación expuesta en el punto 2.2.2.) que hacia el norte, en la zona de Capillitas, se tornan equigranulares de grano mediano (tipo II), para reaparecer nuevamente porfiroides en el extremo norte. Los componentes son microlino, oligoclasa, cuarzo, biotita y muscovita. La presencia de "schlieren" biotíticos es una característica común de esta parte de batolito.

En la zona de Cazadero, al NE del Atajo, el granito adamellítico está atravesado por frecuentes diques pegmatíticos de alrededor de un metro de espesor. En ellos son comunes las estructuras gráficas y los cristales de turmalina. También se describen pegmatitas compuestas formadas por un granito grueso muy muscovítico y una pegmatita con grandes individuos de microclino y cuarzo.

En el sudoeste de la Sierra de Capillitas el granito es leucocrático, grueso y porfiroide, existiendo subordinado el tipo adamellítico fino. Allí son comunes las zonas de milonitización que confieren a las rocas una textura gnéisica. Son frecuentes también los filones delgados de aplitas, y las venas de cuarzo con turmalina.

En la Sierra de la Ovejería predomina una tonalita con escasa biotita y en el faldeo sur es común una adamellita de grano fino.

forma los individuos más desarrollados), oligoalbita, cuarzo, muscovita y algo de biotita. La facies II o "de grano fino" presenta una tonalidad amarillenta por la alteración de la biotita y está compuesta por cuarzo y microclino en proporciones similares, oligoalbita en menor proporción que en la facies I, muscovita abundante y biotita. La textura es hipidiomórfica a panalotriomórfica y no está afectada por cataclasis. La facies III o "porfiroide" contiene abundantes cristales tabulares de microclino. La composición es similar a la del tipo de grano fino, algo más rica en microclino.

A los cuerpos del Zarzo y del Arenal, en el borde occidental de la sierra, González Bonorino -- (1951), los considera representantes de la parte superior de una cúpula compleja del batolito, que aún conserva parte de su techo. En el primero de ellos, cuya facies es del tipo I, reconoce aún los últimos estados de migmatización en los esquistos de la caja, por la foliación y la abundancia de láminas o delgados tabiques biotíticos contorsionados. Posteriormente González (1978), en su descripción de la geología del área lo clasifica como granito alcalino biotítico muscovíti-

Las dataciones radimétricas efectuadas sobre rocas graníticas de estas sierras han proporcionado las siguientes edades:

- 1) Granito calcoalcalino (mina Capillitas), K-Ar en biotita 395 ± 10 m.a., según Linares (1981).
- 2) Gneis de la Quebrada de Vis Vis; método K-Ar en muscovita y biotita (Mc Bride, 1972): 413 ± 12 m.a.
- 3) Pegmatita del extremo sur del batolito Andalgálá-Capillitas; mét. K-Ar en muscovita (Caelles et al., 1971): 423 ± 6 m.a.
- 4) Pegmatitas de la Quebrada Vis Vis, 15 km al N. de Andalgálá; mét. K-Ar en biotita y moscovita (Mc Bride, 1972): 430 ± 12 m.a.
- 5) Monzogranito, 15 km al NO de Andalgálá; mét. K-Ar en biotita y muscovita (Mc Bride, 1972): 435 ± 12 m.a.

- 6) Pegmatita de la zona de Capillitas; mét. K-Ar en muscovita (Caelles et all., 1971): 438 ± 6 m.a.
- 7) Pegmatita de la zona de Capillitas; método K-Ar en muscovita (Caelles et. all, 1971): 442 ± 13 m.a.
- 8) Granito porfírico de la Cuesta de Capillitas; mét. K-Ar en biotita, según Linares, (1977): 449 ± 15 m.a.
- 9) Granito porfírico de la Cuesta de Capillitas, mét. K-Ar en biotita, según Linares, (1977): 471 ± 15 m.a.

Como puede observarse existen numerosos valores que quedan comprendidos entre 413 y 442 m.a. (Silúrico y límite Ordovícico-Silúrico).

Con referencia a las determinaciones efectuadas sobre biotitas caben aquí, y muy especialmente - las objeciones planteadas en el punto 2.2.2 del presente informe.

2.2.5 Rocas intrusivas en el basamento de las sierras de Vinquis, Zapata y Belén.

El cuerpo de estas tres sierras está formado principalmente por rocas graníticas, las cuales configuran un afloramiento continuo que hacia el oeste se vincula con las de la Sierra de Fiambalá. Al comparárselas con sus equivalentes de las sierras de Capillitas, de la Ovejería y de Aconquija, se destaca aquí su marcado carácter porfírico grueso, aunque existen intercalaciones finas, y la ausencia o escasez de muscovita entre sus componentes.

El pequeño afloramiento en el extremo su-oriental de los cordones mencionados que aparece en el Cerro Colorado está representado, según Sosic (1972), por un granito porfiroide claramente intrusivo en las rocas metamórficas del Cerro Negro. El mismo tipo litológico es el que predomina en la Sierra de Vinquis, compuesto por microclino, oligoclasa, cuarzo, biotita y escasa muscovita. Este último mineral se hace algo más abundante en el borde occidental de la sierra. Ha-

cia el norte en esta sierra González Bonorino (1972) considera a estas rocas integrantes del Batolito de Andalgala Capillitas y las describe, en la Cuesta de la Chilca, como un granito porfiroide que en partes es muy grueso. Está compuesto por cristales tabulares de microclino que alcanzan hasta 10 cm, en una matriz, escasa, formada por cuarzo, biotita, muscovita y oligoclase. Algunos sectores aparecen con grano fino, equigranulares y con mayor proporción de cuarzo y oligoclase, apreciándose en la zona algunas fajas de deformación.

En el extremo sur de la Sierra de Zapata, según Sosic (1972), se pasa gradualmente de un gneis migmatítico en la zona de Los Rincones al granito porfiroide grueso cuya descripción corresponde a la de un granito alcalino biotítico. En sus tramos medio y norte, el granito de la Sierra de Zapata se caracteriza por su grano mediano a grueso, con diferenciaciones locales de grano fino, en partes porfírico. Sus componentes son microclino (microperthita), albita, biotita y como accesorio es común el topacio. Los representantes de grano fino, que son clasificados como microadamellita contienen,

según González Bonorino (1972), albita, ortoclasa, cuarzo, biotita y también topacio como accesorio. Un granito porfírico, con fenocristales de feldespato potásico y de cuarzo se destaca en la zona de la Cuesta de Zapata.

En el extremo norte de la Sierra de Belén, según González Bonorino (1972), el granito porfiroide se presenta muy biotítico y de grano grueso. En muchos lugares se ven fajas de gneisificación e inclusiones de filita cuarcítica. La roca predominante en la sierra es un granito porfiroide de matriz gruesa, compuesto por microclino, cuarzo, oligoclasa y biotita.

Las pegmatitas son escasas en estas sierras. Sólo en algunas localidades de las sierras de Vinquis y Zapata aparecen filones de dimensiones menores, que a veces son portadores de wolframita y de berilo.

Las dataciones radimétricas realizadas en las rocas graníticas de estas sierras dan valores relativamente constantes, aunque existen excepciones. En el extremo sur, el granito del Cerro Negro según Linares (1981) por el método K-Ar en biotita dio una edad de 370 ± 10 m.a. En la Sierra de Vinquis fueron realizadas dos dataciones en el granito con resultados notablemente similares. La realizada por el método K-Ar por González y Toselli (1973) en biotita dio un valor de 339 ± 10 m.a. y la del granito del Oratorio, según Linares (1977) por el mismo método, también en biotitas fue de 330 ± 10 m.a. En el extremo sur de la Sierra de Zapata (corte del ferrocarril en Los Rincones), según Linares, (1977) una datación del granito, efectuada por el método K-Ar en biotitas arrojó un valor de 342 ± 15 m.a. Las dos dataciones realizadas sobre el granito porfírico de la Cuesta de Zapata han dado dos resultados muy diferentes. La efectuada por González y Toselli (1973) por K-Ar en biotita dio como resultado 355 ± 15 m.a. y la de González et al. (1971) por el mismo método y también en biotita dio 444 ± 6 m.a. En la misma Cuesta Linares (1977) cita otra determinación, pero sobre el granito porfiroide, que re--

sultó en 332 ± 10 m.a. también por el método K-Ar en biotitas. Llama la atención que el granito con fenocristales de cuarzo y feldespatos resulte más antiguo que el granito perteneciente al batolito del Aconquija, pero González Bonorino interpreta a ambas rocas como comagmáticas en la Sierra de Hualfín (ver punto 2.2.6). Finalmente, una datación del granito de la Sierra de Belén, por el método K-Ar, en muscovita, realizada por Linares y Latorre (1973) dio una edad de 386 ± 15 m.a.

De lo expuesto surge que algunos de los valores obtenidos se encuentran en el intervalo comprendido entre 339 y 355 m.a. para las sierras de Vinquis y de Zapata, correspondiente al Devónico Superior y quizás alcanzando el Carbónico más bajo, y que las determinaciones de la Sierra de Belén y del Cerro Negro corresponden a edades del Devónico Inferior.

2.2.6 Rocas intrusivas de las sierras de Hualfín y de
Las Cuevas.

Según González Bonorino (1951) ambas sierras están formadas por un granito grueso a mediano, rico en feldespatos potásicos. Dentro del granito grueso, en muchos lugares observa un pórfiro granítico en cuerpos reducidos de contornos irregulares y contactos mal definidos, al que interpreta como una facies comagmática del granito principal.

Son muy frecuentes las fajas miloníticas, las que aumentan en número e importancia hacia el noreste. La Sierra de Las Cuevas muestra carácter gnéisico en casi toda su extensión, habiéndose determinado también un tipo de ultramilonita.

No se conocen dataciones radiométricas efectuadas en rocas de estas sierras.

2.2.7 Rocas intrusivas en el basamento de las sierras
de Ambato y del Manchao.

En este cordón montañoso González Bonorino (1978) distingue los tres tipos de emplazamiento de rocas graníticas que había definido en las hojas ubicadas más al norte y que fueron descriptos en el punto 2.2.2 del presente informe.

Los cuerpos sintectónicos son particularmente visibles en la falda oriental por su coloración contrastante con la de los esquistos. Se caracterizan por la forma alargada, concordancia con la foliación de la roca de caja, dimensiones reducidas y su relación con la migmatización. Petrográficamente son de grano fino, equigranulares y con escaso contenido en biotita, salvo cuando este mineral fue incorporado de los esquistos. Es común en su interior el pasaje a facies granopegmatíticas. Muchas veces presentan efectos de cataclasis y en algunos casos pueden ser clasificados como ortogneis. Sus componentes son cuarzo, albita, microclino y muscovita, variando su composición entre granítica y tonalítica. Existen facies biotíticas. González

Bonorino (1978) incluye en este conjunto algunos cuerpos melanocráticos de composición cuarzo diorítica, que están compuestos por oligoclasa con algo de microclino intersticial, cuarzo, hornblenda verde y biotita. En la falda occidental el mismo autor menciona que predominan los cuerpos sintectónicos de composición tonalítica y granodiorítica en el sur. Ellos están compuestos por cuarzo, albita, microclino y muscovita como componentes principales, existiendo facies biotíticas. Hacia la zona de Mutquin la plagioclasa es andesina. Dentro de algunos existen fajas de una roca cuarzo-diorítica interpretados como el resultado de la impregnación magmática en intercalaciones de micacita anfibólica.

En el borde sudoriental de este cordón, en la zona de Huillapima, Nullo (1981) incluye los cuerpos sintectónicos de composiciones tonalíticas y granodioríticas similares a los descritos precedentemente en su formación El Arbolito. Sus componentes son andesina, biotita, muscovita y cuarzo. Genéticamente relacionadas a este grupo considera a las pegmatitas cal-

cosódicas escasamente representadas en la región. Estas pegmatitas constan de dos zonas importantes con plagioclasa, cuarzo, biotita y abundante turmalina en la zona marginal que es de grano fino, y oligoclasa, cuarzo y muscovita con turmalina y fluorita como accesorios en la zona interna.

Como cuerpos leptotectónicos González Bonorino (1978) considera a aquel que asoma bajo los fanglomerados de la desembocadura del río de la Salvia, el sudoeste de Las Juntas, y el de forma alargada ubicado al sudeste de Mutquin. El primero de ellos es predominantemente un granito grueso porfírico y en el segundo caso es equigranular de grano mediano. Los componentes son microclino, cuarzo, biotita, oligoalbita y muscovita. A los cuerpos leptotectónicos Nullo (1981) los incluye en su Formación Los Divisaderos, y les asocia las numerosas pegmatitas y diques de composición potásica. Las últimas están formadas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita y turmalina, pudiéndose distinguir en ellas cuatro zonas. Las zonas marginales son de grano fino con cuarzo, plagioclasa, muscovita, contándose topacio entre

los accesorios más importantes, y en menor cantidad granate, turmalina y biotita. La zona externa está generalmente poco desarrollada con microclino, cuarzo y plagioclasa. Entre esta última y el núcleo está la zona intermedia de cuarzo y feldespato potásico con muscovita. Finalmente el núcleo está integrado por cuarzo y muscovita, adquiriendo frecuentemente importancia económica el último mineral.

Como cuerpo postectónico González Bonorino (1978) cita el stock granítico de El Manchao al norte de Mutquin. Presenta grano entre mediano y grueso y textura algo porfírica. El componente más importante es microclino, seguido por cuarzo, oligoclita, biotita y muscovita. Diques de granito leucocrático y de pegmatitas son abundantes en el granito y en los esquistos cercanos a él. El primero es equigranular y está compuesto por microclino en aproximadamente el 50 por ciento de la roca, cuarzo, poca albita, muscovita, granate y apatita. Son comunes también las venas de cuarzo con turmalina fibrosa en el borde del cuerpo.

Coco y Lapidus (1946) citan también algunos diques de lamprófiros en esta sierra.

La edad de los cuerpos sintectónicos debe ser la misma que la de las rocas migmatíticas. Una datación de estas últimas fue realizada en un gneis granitoso, 5 km al norte de El Rodeo, en el borde oriental de la parte norte de la sierra. Por el método K-Ar en biotita la edad obtenida fue de 347 ± 10 m.a., correspondiente al límite Devónico-Carbónico (Linares, 1981). La aplita granodiorítica cuarzosa del río Las Trancas, también perteneciente a este grupo, por el método K-Ar en anfíbol arrojó una edad precámbrica: 650 ± 50 m.a. (Linares, 1981). Posteriores a ellas serían los cuerpos leptotectónicos. Una muestra de pórfiro granítico localizada 3 km al oeste de Las Juntas, por el método K-Ar en muscovita dio un valor de 525 ± 50 m.a. (Linares, 1981) correspondiente al Cámbrico inferior, en tanto que otra muestra del granito de esta misma localidad, por K-Ar en biotita había dado 332 ± 10 m.a. (Linares, 1977), correspondiendo con ella al Carbónico. Finalmente otro granito considerado por González Bonorino como leptotectónico es el que se localiza entre Colana y Mutquin en el

faldeo occidental de la sierra. El mismo fue datado por el método K-Ar en biotita, resultando una edad de 411 ± 15 m.a. (Linares, 1977) correspondiente al Silúrico.

2.2.8 Rocas intrusivas en el basamento de la Sierra de Ancasti.

Las rocas intrusivas de la zona de El Alto fueron incluidas por Leguizamón (1974) en el Complejo Granítico-Migmatítico El Alto. En 1977 Aceñolaza y Toselli crean la Formación La Majada para las rocas granitoides de la Sierra de Ancasti. Posteriormente Schalamuk et al. (1980), en su estudio del área de Las Cañadas, al oeste de Albigasta, separan las rocas básicas y ultrabásicas de la región asignándolas a un ciclo paleozoico inferior datado como Cámbrico, en tanto que a las microdioritas que constituyen pequeños asomos las asimilan al ciclo granítico ordovícico-devónico post metamórfico y muy posiblemente postorogénico.

Ultimamente Aceñolaza et al. (1982), establecen para esta Sierra por lo menos dos provincias o grupos litológicos principales. El primero de ellos es una secuencia de gabros a monzonitas cuarcíferas con edades comprendidas entre 520 y 470 m.a.. Dentro de este conjunto estarían incluidos los metagabros anfibólicos y las metaultramafititas identificados por Schalamuk et al. (1980) en la zona de Las Cañadas. Los metagabros presentan texturas granoblásticas, blastogabroides y blastoofíticas y están compuestos por hornblenda (pargasita), labradorita, biotita castaña, relictos de hipersteno reemplazado a lo largo de su clivaje y fracturación por anfíbol, biotita y clorita. Accesorios son minerales opacos, titanita y apatita. Existen metagabros de tipo más anfibólico, con plagioclasa más ácida y carentes de hipersteno. Las metaultramafititas hornbléndicas muestran texturas granoblásticas y poiquiloblásticas. En ellas el mineral más abundante es hornblenda verde, que compone entre el 60 y el 80 por ciento de las rocas, acompañada por biotita, clorita, plagioclasa y/o epidoto, con abundantes minerales opacos como accesorios, titanita y apatita. Estas rocas serían el resultado de dos pulsos magmáticos, uno de carácter básico y otro pos

terior ultrabásico que intruye a aquél. La mineralización de los cuerpos ferrotitaníferos de los cerros Cas-cabel y Rico está relacionada con las rocas ultramáficas, siendo estas intrusiones previas al metamorfismo - que estos autores consideran acontecido durante el Cám-brico superior. Un cuerpo de rocas comparables a éstas se encuentra en las proximidades de Icaño (Aceñolaza y Toselli, 1981).

Quizás pertenecientes a la secuencia mencionada, y probablemente en el extremo de la misma considerando su datación radiométrica, estarían la microgr^{an}odiorita y el Granito de Albigasta. La primera está com-puesta por biotita, ortosa, oligoclasa y cuarzo; en tan-to que el segundo, de textura porfiroide contiene fel-despato, cuarzo y biotita.

Nullo (1981) distingue en el borde occiden-tal del tramo medio de la Sierra de Ancastí un cuerpo granítico de forma alargada en el sentido norte-sur, al que considera del tipo leptotectónico e integrante de su Formación Los Divisaderos. Es de composición graníti

ca, de grano mediano, equigranular, y contiene gran cantidad de xenolitos de tamaño pequeño de esquistos y anfibolitas. Está compuesto por cristales euhedrales de plagioclasa zonal (albita), cuarzo, microclino, biotita y escasa muscovita. En esta región Knüver y Reissinger (1981) y Aceñolaza y Toselli (1977 y 1981) consideran que aflora el miembro El Portezuelo (migmatitas) de la Formación Ancasti.

La segunda provincia o grupo litológico de la sierra de Ancasti, según Aceñolaza et al. (1982) tendría una composición variable entre dioritas cuarcíferas y granitos alcalinos cuyas edades serían de 460 a 430 m.a. y muestra un desarrollo dirigido desde el norte hacia el sur, con relaciones Na/K disminuyendo, y aumentando su grado de diferenciación. Aquí se incluyen los cuerpos de Vilismán, El Taco, Las Cañadas, La Majada y La Dorada.

El granito de El Taco integra también la formación Los Divisaderos de Nullo (1981), considerado lep-

tectónico, sus contactos con los esquistos son netos, y transicionales con las migmatitas. Es predominantemente equigranular hipidiomorfo de grano fino, con cristales ideomorfos de albita, abundante cuarzo, moscovita, feldespato potásico y menor proporción de biotita. Existen facies poco desarrolladas en que aparecen porfiroblastos de microclino perfitico de hasta 1 cm de largo. Los restantes cuerpos de Vilismán, Las Cañadas y La Dorada están - compuestos por granitos, granodioritas y tonalitas de grano mediano a fino, generalmente equigranulares. Sus componentes suelen ser cuarzo, microclino, oligoclasa, biotita y moscovita. En el cuerpo de La Majada no se encuentra moscovita, pero en cambio aparece hornblenda asociada a la biotita.

Posteriores a las dos secuencias mencionadas según Aceñolaza y Toselli (1982), son un conjunto de granitos post-tectónicos relacionados con abundantes pegmatitas que aparecen en el norte de la sierra (Sauce Grande y Santa Rosa). cuyas dataciones resultaron en 380 a - 330 m.a., y en el centro-sur, abarcando parte de La Majada. Este último conjunto se destaca por sus grandes fel-

despatos porfíricos y el enriquecimiento en litio, berilio y rubidio.

Los cuerpos de pegmatitas son importantes en esta sierra y han sido motivo de explotaciones de mica, berilo y espodumeno.

2.2.9. Rocas intrusivas graníticas de la Sierra de Fiambalá.

En esta Sierra existen un conjunto de cuerpos intrusivos, la mayor parte de los cuales fueron identificados por Penck en su estudio del borde austral de la Puna realizado en 1920.

En la hoja Fiambalá publicada en 1972, González Bonorino considera a un grupo de afloramientos como stocks satélites del borde del batolito de San Salvador y describe en detalle su composición petrográfica.

En el extremo sur de la sierra se destaca el amplio afloramiento del granito gnéisico de La Puntilla. Considerado un ortogneis, lo caracteriza la marcada foliación, apareciendo intercaladas zonas con menor deformación y otras de filonitas. En su composición se diferencian dos tipos. Uno de ellos es un granito en el que predominan el microclino y el cuarzo, con oligoclasa, muscovita y biotita en proporción similar. El otro es de composición tonalítica, siendo más abundante la andesina sódica con similar proporción de cuarzo, el microclino falta o es muy escaso y la muscovita acompaña a la biotita en proporción elevada. Para González Bonorino (1972) se trata de un cuerpo pretectónico, y las dos facies precedentemente descritas son interpretadas como originadas por la deformación de un granito y de migmatitas respectivamente. Esto último lo lleva a considerar la intrusión como anterior a la de los cuerpos sintectónicos.

El extenso afloramiento de granito del borde oriental de la Sierra de Fiambalá, y que interrumpido por la fractura y los sedimentos terciarios reaparece al

mineralizadas con estaño, wolframio y en menor grado plomo-zinc asociados a zonas de alteración. El tipo de alteración más común es la greisenización, habiéndose determinado también biotitización, feldespatización, albitización y propilitización (Arrospide, 1980). Posteriores a estas alteraciones son un conjunto de diques de pórfiros riolíticos y andesíticos y también diques de lamprófiros.

El plutón granítico de La Florida es muy similar al de Los Ratones. Emplazado en el gneis granítico de La Puntilla, está compuesto por ortosa, cuarzo, oligoalbita y biotita, con titanita y circón como accesorios y reemplazos de los feldespatos por muscovita, fluorita y topacio (greisenización). Delgados diques aplíticos cruzan este granito.

El cuerpo del Abra del Paraguay, poco al norte del anterior, es de composición tonalítica. Su textura es hipidiomórfica de grano mediano. La plagioclasa aparece intensamente albitizada, con ortosa en posición intersticial, biotita decolorada y con fluorita como mineral accesorio.

Entre los cuerpos postectónicos se encuentra un conjunto de stocks denominados de Los Ratones, La Florida, Abra del Paraguay y Del Salto. En el primero de ellos se centralizó el trabajo de Arrospide (1980), quien lo describe como un cuerpo compuesto marginado en su parte sur y occidental por una cuña del granito porfiroide. El granito de Los Ratones presenta variaciones texturales. Se trata de un granito biotítico normal, aunque también aparecen leucogranito, leucogranodiorita aplítica y granito alcalino. En general se vuelve más porfírico hacia los bordes este y sur, en donde presenta facies que podrían clasificarse como de pórfiro cuarcífero con fenocristales de ortoclasa y cuarzo, y matriz de los mismos componentes con biotita y muy escasa plagioclasa. Al norte del cerro El Alto se encuentra un granito normal, pero de color blanco y porfiroide, que se caracteriza por tener microclino, oligoclasa, cuarzo intersticial y biotita, con apatita, fluorita y circón como accesorios. El granito porfiroide que forma la cuña mencionada en el borde sudoccidental está compuesto por grandes fenocristales de ortoclasa incluidos en una base de grano mediano formada por cuarzo, oligoclasa y biotita. Este cuerpo presenta zonas

este, en los cordones del Fraile y de Los Colorados, juntamente con la extensión hacia el norte y el sur (Sierra de Zapata), integra el batolito de San Salvador que fue reconocido por Penck (1920), y del que posteriormente González Bonorino separa las rocas graníticas de la Sierra de Narváez, y en cambio lo vincula con las rocas similares de la Sierra de Aconquija. Sería éste un batolito apotectónico cuya roca más característica es un granito de grano grueso con fenocristales de microclino de 3 a 5 cm y alcanzando los 10 cm, que suelen llevar inclusiones de biotita y cuarzo. En la matriz, la que compone alrededor de un 50 por ciento de la roca, participan abundante biotita (a veces en láminas de contorno exagonal), oligoclasa, cuarzo y muscovita. El contenido de biotita estaría relacionado con el grado de asimilación de los esquistos. En algunos sectores el granito presenta una clara textura porfírica, con fenocristales de ortoclasa en matriz fina, y en otros es notablemente equigranular de grano mediano. Topacio y fluorita son accesorios típicos de estas dos últimas facies del granito.

En la zona de la Quebrada del Salto existen varios cuerpos graníticos discordantes de forma alargada y que en su conjunto se disponen paralelamente, 1 km al este de la faja ultrabásica que fue descripta en el punto 2.1.9 de este informe. Están intruídos en anfibolitas y esquistos filíticos. En el borde suroeste de uno de estos cuerpos, asociada a un dique probablemente originariamente granítico, pero intensamente albitizado, se encuentra la mineralización de estaño de Vil Achay. El granito del Salto es equigranular de grano mediano a fino y sus componentes son ortosa, albita (que puede alcanzar la composición de andesina media), escasas biotitas y muscovita, contándose entre los minerales accesorios apatita, circón, topacio, fluorita y casiterita. Diques graníticos cortan a este cuerpo como el mencionado en la mina Vil Achay, y también se han descripto pegmatitas y diques de aplita.

Para la datación de estas rocas intrusivas se cuenta con un conjunto de dataciones radimétricas que muchas veces no confirman las observaciones de campo. Estas últimas según González Bonorino (1972) y de Arros-

pide (1980), demuestran que la secuencia es: sedimentación en ambiente geosinclinal con magmatismo básico y ultrabásico, metamorfismo regional dínamo-térmico; granito gnéisico de La Puntilla; migmatitas y cuerpos concordantes, con una invasión magmática postorogénica que originó el batolito de San Salvador y plutones satélites.

En particular para la zona de Los Ratones, Arrospide establece la secuencia 1) granito porfiroide, 2) granito normal y 3) cuerpos filonianos; y presenta cinco dataciones absolutas por el método K-Ar que no parecen confirmar las observaciones de campo que son:

Pórfiro andesítico ----- 302 \pm 15 m.a.

Biotitade la mina Los Viejos 330 \pm 10 m.a. (biotita de los bordes de la veta en granito normal).

Biotita de la Mina Buena Suerte 412 \pm 10 m.a. (biotitización en el granito porfiroide).

Granito porfiroide ----- 165 \pm 5 m.a.

Granito blanco ----- 200 \pm 10 m.a.

Considerando estos valores sólo como posibles edades mínimas, el mencionado autor admite una edad

más probable Devónica-Carbónica para el granito del plutón y sus rocas asociadas, por correlación con dataciones absolutas realizadas en áreas vecinas.

En la parte media de esta sierra, al sudoeste del cerro La Yareta existe un cuerpo básico, que fuera mapeado por Penck (1920). Se localiza entre el granito porfiroide y las migmatitas, y su composición varía entre granito hornblendífero y diorita gábrica. Su componente más conspicuo es la hornblenda, apareciendo cuarzo y ortoclasa en los bordes. De hábito gabroide, presenta textura algo ofítica hacia el interior, en donde también aparecen piroxeno y biotita. Sería posterior a las rocas graníticas y anterior a los sedimentos terciarios.

2.2.10. Rocas intrusivas graníticas del oeste del valle de Fiambalá.

En esta región las rocas graníticas afloran desde el borde sur de la Cordillera de San Buenaventura continuándose en la sierra de Narváez y sus alrededores, donde han sido mapeadas por Turner (1967) con el nombre de Formación Narváez, y más al sur, en las estricciones del norte de la sierra del Toro Negro y en el Cerro Negro de Rodríguez por Maisonave (1978), quien las correlaciona con la Formación Nuñorco de la Sierra del Famatina.

Varios tipos litológicos integran la Formación Narváez. El predominante es un granito de grano mediano y textura hipidiomórfica con intercrecimientos gráficos, compuesto por ortosa, oligoclasa, cuarzo, biotita y escaso anfíbol, con apatita, circón y magnetita como minerales accesorios. Hacia el oeste y al sudoeste de la Sierra de Narváez es más común el granito hornbléndico, y entre este último y el granito normal se interpone una zona de granito aplítico. En el borde noroeste y en los

afloramientos del norte de esta sierra se encuentra un granito porfírico (pórfiros graníticos) con fenocristales de cuarzo, ortosa, plagioclasa y anfíbol en una pasta de grano mediano. En la zona de Chaschuil se menciona el afloramiento de una diorita hornblendífera.

En el Cerro Negro de Rodriguez los granitos intruyeron la Formación Suri, de edad ordovícica, originándose allí cornubianitas en una faja de 300 metros de espesor. Al sur del Cerro El Bolsón, ya en la provincia de La Rioja presenta contactos claramente intrusivos y con efectos "fundentes" (según Maisonave, 1979) con las rocas graníticas de la Formación Espinal. También intruye las vulcanitas de la Formación Las Planchadas (Ordovícico inferior). La roca que compone este afloramiento es una granodiorita de textura gruesa, en partes porfírica. Hacia el oeste de Las Planchadas la composición corresponde a la de tonalitas. Hacia el sur, el pequeño afloramiento del sur del Cerro Negro de Rodriguez junto con otros de la provincia de La Rioja, son considerados representantes de facies marginales del batolito de Famatina.

El afloramiento del cerro Bolsón-Las Pedradas corresponde al de un granito con texturas hipidiomórficas y porfíricas, el último tipo correspondiendo a las facies marginales.

En la zona de la mina de Los Aparejos, apófisis graníticas intruyen las calizas de la Formación Laguna Amarga, con desarrollo de skarns.

Estos granitos están cortados por diques de variada composición. En la hoja Chaschuil Turner describe los de aplitas graníticas, pórfiros graníticos, pórfiros cuarcíferos (de su grupo I), tonalita, pórfiro tonalítico y de gabros, asignándoles una edad precámbrica, lo mismo que a las rocas graníticas. Inmediatamente al sur Maisonave (1978) distingue un conjunto de diques como representantes hipabisales de la Formación Nuñorco. Sus composiciones son dacíticas y riodacíticas y se corresponden con las facies tonalíticas y granodioríticas respectivamente. También hay diques de composición granítica.

Las observaciones de campo realizadas por Maisonave (1981) le permitieron comprobar que la intrusión en la provincia de La Rioja es posterior al plegamiento (tectónico) de las sedimentitas ordovícicas. También se encuentra afectado por diques de la Formación Andesita Cerro Chuscho (Pérmico inferior) y lo considera comagmático con el magmatismo que caracteriza al Sistema del Famatina y el de la Precordillera.

También Aceñolaza (1978) comprobó el carácter intrusivo del granito de la zona de Chaschuil en el Ordovícico de la zona de Las Angosturas.

Una datación radimétrica efectuada por el método Rb-Sr en roca total del granito de la zona de Chaschuil arrojó un valor correspondiente a 591 ± 90 m.a. (Halpern y Latorre, 1971), el cual llegaría como más nuevo al límite Cámbrico-Ordovícico, lo que no condice con las observaciones de campo. Más real parece la datación de una riolacita de la Formación Nuñorco de Puesto Chaschuil por el método K-Ar en roca total de 416 ± 25 m.a. (Silúrico inferior). Este valor se corresponde con las

dataciones que efectuó Mc Bride (1972) por K-Ar en biotitas de granitos del Famatina cuyos valores fueron 418 ± 13 m.a.; 431 ± 13 m.a. y 431 ± 12 m.a.

2.2.11. Afloramientos de rocas intrusivas graníticas de la Puna Catamarqueña.

En el borde oriental de la Puna las rocas graníticas afloran extensamente y conjuntamente con metamorfitas gnésicas forman el basamento de las vulcanitas y tobas que configuran el Cerro Galán. Pertenecen a la Formación Oire, considerada por Méndez et al. (1973) como Faja Eruptiva de la Puna Oriental. La formación - Chango Real en la Sierra de la Laguna Blanca sería su extensión hacia el este. Las rocas de este sector fueron descritas por Navarro García (1974, in Toselli, et al. 1978), quien identifica tres fases que son: granito biotítico; microgranito y granito porfírico. El granito biotítico es una roca homogénea con cierto aspecto gnéisico

y cataclasis. Sus contactos son intrusivos y netos en el borde oriental, con algunos fenómenos de contacto, - en tanto que en el borde occidental es transicional hacia las migmatitas de la Formación Famabalasto. Estas características hacen suponerlo tardío cinemático. Petrográficamente varía entre granito, granodiorita y tonalita, y está compuesto por microclino, plagioclasa, cuarzo, biotita y muscovita, con circón, apatita, clorita y epidoto. El microgranito es similar, difiriendo por su textura más fina, ausencia de evidencias de cataclasis y su bajo contenido de biotita. El granito porfírico contiene zonas con desarrollo de fenocristales de microclino y de cuarzo con formas redondeadas, y presenta - muscovita como única mica presente. Su textura es cataclástica. Este último tipo litológico constituye el afloramiento del sur del Cerro Galán.

Los afloramientos descritos corresponden al extremo austral de la Faja Eruptiva de La Puna, donde Mendez et al. (1973) suponen que constituyen un verdadero batolito granodiorítico. Omarini et al. (1975) realizaron dataciones Rb-Sr en rocas de esta Faja Erup-

tiva que permitieron asignarla al Devónico (374 ± 7 m.a.).

En la zona de Antofalla, Martos (1982) - describe un stock de gabro hornbléndico de grano fino - (gabro-basalto) asociado con cuerpos menores tabulares concordantes intercalados entre areniscas que considera ordovícicas, y los correlaciona con las ofiolitas observadas por Guillou intercaladas en el ordovícico de la Sierra de Calalaste y con las de la Quebrada Honda (Coi7 - ra 1971), localizadas algo más al oeste. En esta localidad Martos (1982) también describe un stock tonalítico de grano fino intrusivo en rocas ordovícicas y devónicas, cuya datación absoluta realizada por el I.N.G.E.I.S. dio como resultado una edad de 235 ± 10 m.a. correspondiente al Pérmico.

Al sudeste del Cerro Archibarca estas - rocas son granitos equigranulares medianos a gruesos, en los que son frecuentes las intercalaciones lentiformes de anfibolitas..

2.3. ORDOVICICO

Las sedimentitas ordovícicas afloran en dos regiones de la provincia. Una de ellas es el extremo sudoeste en la zona del valle del Río Chaschuil, cuyos afloramientos se extienden desde los que existen en la Sierra de Famatina. La otra es la región puneña, en donde forman el cuerpo de importantes cordones como la Cordillera de Calalaste, la Sierra de la Quebrada Honda, etc. En el primer caso está representado por una serie sedimentario vulcanítica a la que Aceñolaza y Toselli (1981) proponen denominar Grupo Cachiyuyo. En la provincia de Catamarca la Formación La Alumbraera sería la más antigua de las integrantes del grupo. Se trata de un conjunto de sedimentitas pelíticas fosilíferas, intruídas por las rocas graníticas de la Formación Ñuñorco, que constituye pequeños asomos al oeste de Tinogasta, en la hoja 6 del mapa que acompaña el presente informe. La fauna graptolítica allí coleccionada, que contiene "Tetragraptus aproximatus" ha permitido su datación como Arenigiano según Aceñolaza y Toselli (1981). Otra integrante del grupo es la Formación Suri, que en

la región comprendida por este trabajo está compuesta por sedimentos pelíticos, semipelíticos y tobas con metamorfismo incipiente. Los afloramientos más extensos se encuentran en el flanco oeste y noroeste de la Sierra de Narváez, en donde fueron descritos por Turner (1967), quien estimó su espesor en aproximadamente 500 metros. En su constitución participan lutitas, areniscas cuarcíticas, grauvacas, margas, cuarcitas, tobas. Este último tipo litológico adquiere mayor desarrollo en los niveles superiores. Se ha descrito tobas lítico cristalinas con elementos de pórfiros cuarcíferos en unas y andesíticos en otras. También se mencionan tobas brechosas y una toba basáltica. El afloramiento del río Cazadero Grande al sudeste del Cerro Nacimiento está constituido por semiesquistos (areniscas con metamorfismo incipiente), limolitas lutíticas y areniscas finas lutíticas oscuras (wackes feldespáticas micáceas) que Koukharsky (1969) consideró tentativamente carbónicas. La fauna coleccionada en esta región contiene braquiópodos y trilobites que Turner (1967) asignó al Llanvirniano. La misma edad reconoce para los afloramientos de esta formación Maisonave (1980) observando el desarrollo en ella de cor-

nubianitas en contactos con la Formación Nuñorco. Los estudios paleomagnéticos realizados por Valencio et al. (1980) en la Formación Suri de la zona de Chaschuil sugieren como probable una edad llanvirniana inferior para estas rocas. En las mismas muestras y en las de la Formación Nuñorco se realizaron dataciones absolutas a las que considera afectadas por pérdidas de argón radigénico con la consiguiente menor edad aparente. Los valores que obtuvo fueron de 350 ± 10 m.a. y 304 ± 10 m.a., que corresponderían al Devónico y Carbónico respectivamente.

La Formación Las Planchadas definida por Turner (1967) en la hoja Chaschuil está compuesta por rocas efusivas dacíticas. Estas se presentan en bancos constituídos por sucesivas coladas. Son rocas de diferentes colores, predominando los tonos claros del rojo, verde, azul y amarillo. Son macizas, densas, duras y con fractura irregular. En partes son fluidales, con texturas que varían entre afanítica, microgranular porfírica. Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasa. El espesor máximo observado supera

los 600 metros. Más al sur según Maisonave (1979), la Formación Las Planchadas está compuesta por una asociación de rocas volcánicas de naturaleza andesítica, dacítica, riódacítica y riolítica con predominio de los tipos intermedios. Las estructuras líticas más comunes son la brechosa volcánica y la piroclástica cristalina. Los espesores son comparables a los considerados por Turner para la zona de Chaschuil.

En el afloramiento del oeste de Cazadero Grande (al sur del Quemadito) participan vulcanitas que podrían ser clasificadas como dacitas atendiendo a los fenocristales, pero que por el contenido feldespatico de la pasta son riolíticas o riódacíticas, que comienzan con un nivel de brechas. Sus colores externos son pardo amarillentos y morados oscuros. La textura es porfírica con fenocristales rosados de plagioclasa sódica y de cuarzo, y al ser observadas con el microscopio aparecen esferulíticas (Koukharsky, 1969).

La posición estratigráfica de la Formación Las Planchadas dentro del Ordovícico es controver-

tida. Para Turner se apoyaba discordantemente tanto sobre las rocas graníticas como sobre la Formación Suri. Por el contrario Maisonave (1979) verifica su anterioridad con respecto a la Formación Nuñorco, una de cuyas facies hipabisales la corta, y la ubica por debajo de las sedimentitas marinas de la Formación Suri, atendiendo a que representaría un vulcanismo de tipo continental. Para Aceñolaza y Toselli (1981) es más probable su ubicación por encima de la Formación Suri, como culminación del vulcanismo que cobra mayor importancia en los niveles superiores de aquella. Las características de los afloramientos de esta unidad, con distribuciones en áreas de dimensiones del orden de los 20 km (actualmente fracturados y/o plegados) compuestos por la superposición e interdigitación de niveles volcánicos lávicos y piroclásticos de composición predominantemente intermedia y con variaciones de espesores que en estas distancias varían desde pocos a más de 600 metros, favorecen la interpretación de que representan estratovolcanes de los cuales las zonas descriptas por Maisonave (1979) en donde se entremezclan también facies hipabisales en estas rocas corresponderían a centros de emisión. Este vulcanismo calcoalcalino o con la asociación basalto-andesita-rio-

lita es característico de la etapa inmediatamente posterior a la de máxima deformación de la pila sedimentaria en el ambiente geosinclinal. Es por esta razón que aquí se la ubica por encima de la Formación Suri con una edad probablemente llanvirniana superior.

En la zona de Chaschuil Turner (1967) ubica un conjunto de diques de pórfiros cuarcíferos, riodacitas y filones capa de diabasas entre las formaciones Suri y Las Planchadas. Estos podrían ser interpretados como representantes hipabisales del vulcanismo llanvirniano superior.

En la puna catamarqueña el Ordovícico está representado por una espesa serie de sedimentos marinos con intercalaciones volcánicas lávicas y piroclásticas. En la Sierra de la Quebrada Honda son grauwacas semimetamórficas, filitas y pizarras. Son comunes las intercalaciones de rocas andesíticas albitizadas, silicificadas y cloritizadas. Allí Coira (1974) describe intercalaciones de metabasitas que son interpretadas como ofiolitas. Los mismos tipos litológicos aparecen tam

bien en el Volcán Antofalla (Martos, 1982) y en la Sierra de Calalaste.

Entre el Salar de Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, estas sedimentitas son descritas por Aceñolaza et al. (1976) con el nombre de Formación Falda Ciénaga, la cual está integrada por dos miembros: El Puesto, formado por areniscas que son matagrauvacas, areniscas cuarzosas finas y grauvacas líticas y feldespáticas, y El Filo, compuesto por pizarras y lutitas. En el miembro superior coleccionan una fauna graptolítica, la cual les permite asignar a esta unidad una edad ordovícica media-superior. Su espesor es superior a los 1.000 metros.

2.4. SILURICO.

A esta edad fue atribuida la Formación La Ojota, entidad creada por Maisonave (1972), para distinguir una asociación de rocas de composición gá-

brica y diorítica, incluyendo lamprófiro y diabasas. Existe la posibilidad de que este último tipo litológico corresponda a otra unidad.

La adjudicación al silúrico se debe a que son diques posteriores a la orogenia tectónica, pero (en un caso) intruídos por filones de la Formación Nuñorco. Maisonave los considera relacionados a una fase residual del magmatismo ofiolítico que correspondería a la depositación de la Formación Suri.

Uno de estos diques, de composición basáltica, de la zona de Chaschuil, considerado perteneciente a la Formación La Ojota, fue muestreado y datado radiométricamente por Valencio et al (1980) para la realización de su estudio sobre paleomagnetismo. La datación del mismo por el método K-Ar dio una edad de 297 ± 10 m.a., correspondiente al Carbónico superior, y perfectamente equiparable con la edad de los niveles basálticos intercalados en la Formación La Cuesta.

2.5. DEVONICO.

En la Provincia de Catamarca las rocas sedimentarias atribuidas a esta edad constituyen pequeños afloramientos localizados en el ambiente puneño. Ellos son mencionados por Martos (1982) en la región de Antofalla. Son areniscas y conglomerados cuarzosos medianos de poco espesor que se apoyan en discordancia erosiva sobre el complejo ofiolítico ordovícico. Estos afloramientos reaparecen al oeste del Salar de Antofalla, entre Vega Quiñoas y Botijuela, en donde se los conoce como "Estratos de Botijuela" (Almendinger et al 1982). Están compuestos en la base por conglomerados de color gris parduzco con clastos subredondeados procedentes de rocas del basamento, a los que suceden areniscas grises de grano mediano con laminación planar fina. El espesor del conjunto es superior a los 150 m. Su estilo de deformación y grado de litificación permite separarlos de las rocas ordovícicas más deformadas y de las rocas más jóvenes de menor consolidación. Su datación fue realizada por correlación con rocas similares, con espesores y en posición estratigráfica tam-

bién similares ubicadas más al norte, al oeste del Salar del Rincón en la provincia de Salta, en donde son portadores de una fauna devónica marina (Aceñola-za et al. 1972).

2.6 CARBONICO.

La sedimentación continental carbónica en esta provincia está representada por la Formación Agua Colorada (Cpg I), así denominada por Turner para el norte de la provincia de La Rioja y el sudoeste de Catamarca. Equivale al Piso I de los Estratos de Paganzo de Bodenbender, y constituye la formación basal del Grupo Paganzo de Azcuy y Morelli (1970).

En la zona de Chaschuil (oeste de la hoja 4 del mapa que acompaña este trabajo) esta unidad litológica compone extensos afloramientos en algunos casos portadores de mantos carbonosos, los que actualmente no son considerados de interés económico. El per-

fil integrado muestra en la base un conglomerado de color gris blanquecino o rosado claro, de 5 a 10 m de espesor, con clastos de dacitas, cuarcitas y rocas graníticas. Le suceden areniscas de grano grueso con intercalaciones de conglomerados y margas y de numerosos bancos de lutitas carbonosas con restos fósiles de plantas. Continúan las areniscas que se tornan de grano fino a mediano, de colores rosados y blanquecinos. Las mismas se parten en lajas, siendo muy frecuente la laminación entrecruzada y la intercalación de algunas lentes conglomerádicas. Los niveles más altos están integrados por lutitas verdes y lutitas arenosas pardas. El espesor de esta formación en este sector se estimó en 1.300 metros. Hacia el sudoeste en donde son más potentes los niveles conglomerados, y donde Maisonave (1978) considera que pertenecen al ambiente precordillerano esta pila sedimentaria alcanza los 1.500 metros.

Más al norte, en el perfil del río Cazadero Grande esta unidad presenta un perfil completo con características similares al anterior (Kouhkarisky, 1969). Está representado por 1.500 metros de espesor

que comienzan con conglomerados finos con clastos angulosos de cuarzo, y areniscas gruesas de colores blanquecinos, que pasan a areniscas medianas y finas (petrográficamente arenitas feldespáticas) muy induradas, grises verdosas y parduscas teñidas superficialmente de rojizo, que alternan con bancos de areniscas finas y limolitas micáceas greis amarillentas (arenitas feldespáticas micáceas). En la parte media del perfil son comunes las intercalaciones finas de lutitas grises verdosas y moradas. Hacia los niveles superiores se intercalan lentes de areniscas medianas calcáreas con mica, de colores pardo amarillentos y superficialmente pardo oscuro.

Esta unidad continúa aflorando hacia el norte hasta alcanzar el borde suroccidental de la Puna en la hoja 2 de mapa adjunto, al sudoeste de la Sierra de Calalaste.

En el borde sur de la Sierra de Ambato Espizúa y Caminos (1979) señalan la presencia de la Formación Trampeadero (González Díaz, 1970), compuesta

por conglomerados, areniscas y arcosas con intercalaciones de lutitas y limolitas, portadoras de plantas fósiles equiparables con la sección inferior del Grupo Paganzo.

La Formación Agua Colorada es considerada de edad carbónica en base a la flora que contiene. Turner (1964) y Maisonave (1978) admiten una edad que va desde el Carbónico inferior al superior.

La correlación con la Formación Lagares en la localidad tipo (Paganzo) que según Azcuy (1975) pertenece al piso estefaniano del Carbónico Superior permitiría asignar tal edad a la Formación Agua Colorada.

2.7. CARBONICO SUPERIOR - PERMICO INFERIOR.

La Formación La Cuesta, denominada así por Turner (1964) en la zona de Vinchina (La Rioja) y reconocida por el mismo autor en la zona de Chaschuil, equivale al Piso II de los Estratos de Paganzo de Bodender y a la sección media del Grupo Paganzo de Azcuy y Morelli (1970). Está formada por conglomerados y areniscas continentales de color rojizo que se apoyan en aparente concordancia sobre los estratos de la Formación Agua Colorada o sobre las rocas graníticas de la Formación Narváez.

Esta unidad litológica comienza con areniscas medianas a gruesas de color rojo, o con margas amarillentas y rojizas con intercalaciones de grano fino y bancos de pedernal. Estos niveles pasan transicionalmente a las típicas areniscas de color rojo de ladrillo, entre las que suelen intercalarse estratos arcillosos y algunos bancos de margas y calizas de color verde violado. En algunos sectores, como el oeste del río Chaschuil, en los niveles medios se intercala un aglomerado de basalto compuesto por bombas y lapilli cemen-

tados por toba basáltica, calcita y zeolita. También se suelen intercalar tobas de color verde oscuro y gris violado oscuro. El espesor de la Formación La Cuesta en esta localidad se estima en 1.600 metros.

Más al sur, sobre el límite con La Rioja, y con mayor desarrollo en la vecina provincia, aflora una unidad volcánica que Maisonave (1978) correlaciona con la Andesita Cerro Chuscho de Aceñolaza et al (1971). Al este del cerro Salamanco tiene espesores de unos 300 metros y consiste en coladas y aglomerados andesíticos que son equiparables en nivel estratigráfico (según Maisonave, 1978), con los basaltos intercalados en la formación La Cuesta de Turner. Numerosos filones de pórfiros andesíticos que intruyen las sedimentitas carbónicas son asociados a este ciclo magmático. También Turner (1967) en la zona de Chaschuil, ubica un dique de metaandesita entre ambas formaciones del Grupo Paganzo.

Sobre las vulcanitas andesíticas se depositó la unidad de areniscas rojas en las proximidades del límite con la provincia de La Rioja. Allí Maisonave

(1978) la denomina Formación Patquía, por correlación con afloramientos ubicados más al sur, con un espesor estimado de 1.300 metros. En ella se intercalan filones capa de meláfiro que seguramente serían correlacionables con los basaltos de más al norte.

En el perfil del río Cazadero Grande aflora también la formación La Cuesta en discordancia erosiva sobre la formación Suri (Koukharsky, 1969). En la base presenta areniscas medianas, micáceas, de color gris morado oscuro con estratificación diagonal, y en los niveles inferiores se intercalan algunos bancos calcáreos con concreciones. Son predominantes las areniscas cuarzosas medianas de color rojo de ladrillo, petrográficamente determinadas como arenitas líticas. En los niveles más altos aparecen vulcanitas con pasta morada y fenocristales blancos de plagioclasa. Algunos tipos son muy vesiculados y otros porfiricos con fenocristales de plagioclasa y escasos de cuarzo. Los afloramientos con estas características se extienden hacia el norte, al oeste del bolsón de Fiambalá hasta poco al norte de la latitud de Palo Blanco.

Con los basaltos de la Formación La Cuesta deben sin duda relacionarse los diques de diabasa de la zona de Chaschuil, considerados integrantes de la Formación La Ojota (Silúrica) cuya datación radimétrica por K-Ar dio una edad de 297 ± 10 m.a., correspondiente al Carbónico superior (Valencio et al, 1980).

La datación de las rocas del Grupo Paganzo, de las cuales sin duda las descritas son su extensión septentrional, fue realizada en el oeste de La Rioja por Azcuy (1975), en base al análisis palinológico, determinando una edad carbónica superior a permica inferior (estefaniano-sakmario). Valencio (1972) había sugerido una edad similar en base a estudios paleomagnéticos. Una datación radimétrica también realizada en La Rioja, en los niveles basálticos de Las Torres, dio un valor correspondiente al Carbónico superior de 295 m.a. (Thompson y Mitchel, 1972) notablemente similar al de los diques basálticos de Chaschuil.

En el borde sudoriental de la Sierra de Ancasti al oeste de La Dorada, Aceñolaza y Toselli

(1981) citan la presencia de estratos pertenecientes a la Formación La Antigua (Coira y Koukharsky, 1970). Dicha unidad estratigráfica es homologable a la Formación La Cuesta y está constituida por areniscas y calizas areniscosas de color rojo ladrillo, que en la localidad tipo (Sierra Brava) presenta intercalaciones de tobos vítreas, vitrocristalinas y líticas finamente laminadas y con aspecto concrecional.

La formación Cerro Chuscho que quedaría intercalada entre ambos representantes del Grupo Paganzo, quedaría así acotada en la parte media del piso estefaniano del Carbónico Superior y estaría relacionada, según Aceñolaza y Toselli (1981) con el magmatismo mesovariscico de la Cordillera Frontal.

2.8 PERMICO TRIASICO INFERIOR.

A esta edad se atribuyen dos unidades litológicas volcánicas-piroclásticas que afloran al oeste de la Laguna de Tres Quebradas, y algunas rocas intrusivas hipabisales del suroeste de la provincia.

En la zona de Tres Quebradas, al sudoeste del Cerro Los Patos según Koukharsky (1969), aflora una unidad formada por aglomerados andesíticos con matriz tobácea cristalino-lítica. Su color varía entre gris verdoso, gris parduzco y verde grisáceo. Contiene gran densidad de clastos de andesitas con diferentes grados de propilitización, cuyos tamaños están comprendidos entre los 2 y 30 cm de diámetro máximo para los distintos bancos. Su rumbo varía entre NO y NE, con inclinaciones hacia el oeste de alrededor de 15°, y su espesor se estima en unos 500 metros.

A los aglomerados andesíticos se superpone concordantemente una unidad de aproximadamente 1.250 metros compuesta por rocas más induradas. Son tobas, ignimbritas y vitrófiros dacíticos o a veces riolíticos. Las texturas son porfíricas en la mayoría de los casos, el tipo que eutaxíticas o fluidales. En ellas Koukharsky (1969) distinguió cuatro niveles. El inferior (B_1) es de tobas muy induradas, predominando luego los vitrófiros e ignimbritas de intensa aglutinación con fenocristales de plagioclasa, anfíbol y cuarzo, con abundante pasta microgranosa de color rosado. El segundo nivel (B_2) está integrado predominantemente por ignimbritas de color gris oscuro cuya textura eutaxítica llega a apreciarse sólo en las superficies expuestas a la meteorización. Los fenocristales de plagioclasa y cuarzo son muy pequeños y la pasta es muy fina, frecuentemente afanítica (al microscopio felsítica).

El espesor aproximado de los niveles B_1 y B_2 sumados es 1.000 metros.

El tercer nivel del perfil (B_3), de aproximadamente 200 metros, se compone de bancos de colores claros, gris blanquecinos, pardo rosados o amarillentos, más deleznales, entre los cuales se destaca una llamativa lente tobácea cristalina de dos metros de espesor de color morado. Las texturas son predominantemente brechosas, eutaxíticas y fluidales. Los fenocristales son de plagioclasa blancos y muy pequeños; los fémicos muy escasos. Sin vitrófiros, ignimbritas con diferente grado de aglutinación y tobas litocristalinas.

El nivel B_4 , de aproximadamente 50 metros de espesor, constituye el techo de esta formación. Está integrado por varios bancos de alrededor de 4 metros de potencia, de ignimbritas y vitrófiros de color pardo rojizo intenso que se parten en lajas irregulares. Su composición es dacítica biotítica a juzgar por los fenocristales, y quizás químicamente riolítica o riodacítica.

La formación descrita es cubierta por la formación Calchaquí, que se apoya sobre ella en discordancia erosiva y no marcadamente angular. Una falla in-

versa hace reaparecer los horizontes B₂ y B₃ del perfil descripto cerca del límite internacional con Chile.

La datación de estos dos niveles, que sin duda integran una unidad volcánica-piroclástica, se basa en su extraordinaria similitud con los niveles basales de la Formación Choiyoi o la Asociación Volcánica Mesovariscica de la Cordillera Frontal, cuya edad, según Caminos (1979) se estima comprendida entre la mayor parte del período Pérmico y el Triásico inferior.

Turner (1967) asigna a este ciclo un conjunto de diques que afectan a la Formación La Cuesta, integrado por pórfiros cuarcíferos (grupo IV), dacíticos, sienítico-dioríticos y de lamprófiro.

Maisonave (1978), en consideración a que son claramente intrusivos en las Andesitas Cerro Chuscho, e intruídos a su vez por diques basálticos, incluye en este lapso (el equivalente al de las vulcanitas del Grupo Choiyoi) a su Formación Río Tendal, integrada por filones de pórfiros dacíticos, riodacíticos y riolít

ticos que más al sur del límite interprovincial componen pequeños cuerpos o stocks.

Al período Triásico Maisonave (1978) asigna los diques y filones capa mencionados como intrusivos en la anterior, y que denomina Formación Vaquerano. La misma, compuesta por basaltos olivínicos y sienitas aflora al norte del cerro de La Ollita y al sudeste del Cerro Negro de Rodríguez.

2.9. POST-ORDOVICICO - PRE-TERCIARIO.

En la provincia de Catamarca existen -
varios afloramientos de fajas miloníticas en el basamen-
to. Ellas han sido mencionadas en el borde occidental
del perfil del río Cazadero Grande y en las sierras de
Zapata, de Chango Real, de la Ovejería-Capillitas y en
el borde occidental de la Sierra de Ambato. En esta úl-
tima localidad a la acentuada deformación se asocia una
intensa alteración hidrotermal de baja temperatura que
originó el cuerpo cuarzoso de Mutquin-Cerro Blanco y la
faja de alteración existente más al sur.

En la Sierra de la Ovejería Durand ---
(1973), denomina Formación Aguas Calientes al conjunto
de rocas que presenta una foliación secundaria, litoló-
gicamente constituidas por milonitas, gneises y esquis-
tos derivados de rocas graníticas, y siguiendo el crite-
rio de González Bonorino (1950), les asigna una edad --
post-ordovícica - pre-terciaria.

Almendinger et al. (1982) consideran preándica la tectónica a la cual se asocian varias de estas fajas miloníticas y plantean la posibilidad de su relación con la fase oclóyica (ordovícica superior a silúrica inferior), aunque podrían también ser más jóvenes.

Es muy probable que la faja milonítica del oeste de Mutquin haya sido nuevamente reactivada como zona de deformación durante el Terciárico al desplazarse el bloque de la sierra de Ambato, y que en esta zona de debilidad se hubiera alojado una alteración hidrotermal durante el Terciárico o el Cuartárico más bajo, correlacionable con las alteraciones comunes localizadas más al norte.

2.10. TERCIARICO.

Luego del importante hiato que en esta provincia abarca la mayor parte de la era mesozoica y - probablemente una parte del Terciario Inferior, comenza- ron a depositarse sedimentos en pequeñas cuencas conti- nentales aisladas, cuyo aspecto dependió en gran medida de las litologías de las áreas de aporte. Con los cono- cimientos actuales ellos resultan aún difíciles de com- parar y correlacionar. Seguramente futuros estudios pa- leoclimáticos con reconstrucciones paleogeográficas, de- terminaciones paleontológicas y radimétricas aclararán este aún confuso panorama. La sedimentación continen- tal terciária adquirió mayor desarrollo y caracteres - que le son peculiares durante la depositación de la For- mación Calchaquí, permitiendo entonces una serie de co- rrelaciones estratigráficas tentativas que fueron lleva- das a cabo por diferentes autores. Un conjunto de epi- sodios volcánicos separaron en muchas localidades a la Formación Calchaquí de la Formación Arauco, o constitu- yeron los niveles basales de esta última, que represen- ta la parte superior del período terciário. Existe -

también un grupo de formaciones que representan niveles de rodados inconsolidados pero afectados por movimientos tectónicos que han sido ubicados al final del período terciário por algunos autores y en el cuartário más bajo por otros. De acuerdo con lo expuesto las formaciones terciárias y las que quizás alcancen el Plioceno han sido agrupadas en cinco conjuntos que son: las formaciones Pre-Calchaquenses; los Estratos Calchaquenses; el Complejo Volcánico-intrusivo; el Araucanense y las formaciones del Pleistoceno alto o Plioceno Inferior.

2.10.1. Formaciones Pre-Calchaquenses.

Una unidad que con certeza precede a los Estratos Calchaquenses se encuentra en el sudeste de la Sierra de Ancasti por debajo de los afloramientos de la Formación El Portillo (Aceñolaza y Toselli, 1977). El reducido tamaño de sus exposiciones escapa a la escala del mapa y por ésto no ha sido representada. Es la

Formación Los Llanos, compuesta por niveles de arenis -
cas fluviales, en partes conglomerádicas, con abundan -
tes concreciones silíceas, equiparables a los Estratos
de Los Llanos aflorantes más al sur y de gran espesor
en el subsuelo de La Rioja. En discordancia erosiva es
cubierta por la Formación Calchaquí, por lo que su edad
se considere comprendida entre el Mioceno y el Plioceno
superior.

Tentativamente al Terciário inferior
atribuye Turner (1967), en la zona de Chaschuil a la --
Formación Los Aparejos. La misma constituye un aflora-
miento aislado de areniscas rojizas finas a medíanas, -
con intercalaciones de bancos conglomerádicos en los --
que participan granitos, esquistos, arcosas de la Forma
ción Agua Colorada (Paganzo I), basalto y andesita horn
bléndica. Su espesor es de unos 150 metros y se apoya
en discordancia angular sobre las areniscas de la Forma
ción Agua Colorada.

2.10.2. Estratos Calchaquenses

Con este nombre se conoce comúnmente - un conjunto de sedimentos continentales terciarios iden tificado inicialmente por Bodenbender (1912) en la pro vincia de La Rioja.

En la zona de Tinogasta, Sosic (1972) - mapea estos sedimentos como Formación Cerro Colorado.- Su origen es continental, y fueron depositados en am -- biente desértico, estando caracterizados por sedimentos conglomerádicos, areniscosos-limosos y tobáceos de colo res morados, pardo rojizos y rojos a pardo oscuros. Su espesor varía entre 1700 y 2700 metros. El mencionado autor describe un perfil dividiéndola en cuatro secció - nes que son desde la base al techo: 1) Areniscas y luti tas rojas y areniscas pardo rojizas con niveles lutíti cos del mismo color, 2) Tobas andesíticas de colores - morados y gris verdosos que se continúan hacia arriba - con camadas conglomerádicas de rodados de vulcanitas en matríz tobácea, 3) Sedimentitas finas con escasos roda dos representados por areniscas de grano fino, a veces

mediano, pardo rojizo claras, que presentan intercalaciones de areniscas arcillosas, 4) Areniscas de grano grueso con niveles de grano fino a mediano de colores grisáceos claros. Dentro de esta sección se suelen observar capas conglomerádicas. Estos afloramientos se continúan hacia el norte, en la zona de Fiambalá, donde González Bonorino (1972) los denominó Calchaquense.

En la hoja Cerros Cuminchango, Maisona ve (1978) continúa hacia el oeste los afloramientos de la Formación Río Colorado de Sosic (1972) con la denominación de Formación Vinchina, aclarando que aquellos constituyen la porción inferior de esta unidad, intercalándose entre ambas, en algunas localidades, la Formación Costa de Reyes. Esta última está formada por conglomerados, brechas, pórfiros y pumicitas andesíticas. Aflora como rocas andesíticas extrusivas con diques asociados en la zona de Quebrada del Divisadero, cercana al límite con La Rioja y predominando los pórfiros hacia Tinogasta.

Constituyen la Formación Vinchina, areniscas con intercalaciones de limolitas, lutitas y de lentes de conglomerados.

Su espesor es del orden de los 800 - metros. Esta formación fue considerada Calchaquense -- por Turner (1964) y la formación Costa de Reyes podría ser homologable con las intercalaciones tobíferas y las areniscas con clastos de andesitas que se intercalan en la formación Vinchina en muchas localidades.

En la zona de Chaschuil Turner (1967) describe la formación Tambería, constituida por areniscas y conglomerados esencialmente andesíticos, de colores pardo oscuros hasta grises y gris-rojo en los miembros más altos. En la misma destaca cuatro miembros. El inferior, de 70 metros, está formado por areniscas pardo oscuras de grano fino, macizas y muy induradas. El segundo miembro, con 600 metros, está integrado por areniscas pardo rojizas finas, con estratificación diagonal. El tercer miembro, con unos 1000 metros de espesor, se compone de areniscas rojo parduscas bien estratificadas, alternantes con bancos gruesos de areniscas medianas gris rojizas en partes ricas en muscovita. -- Existen delgadas intercalaciones de arcillitas pardo rojizas con grietas de desecación.

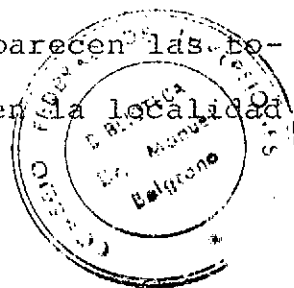
También se intercalan cortas camadas de conglomerados en forma de lentes. El cuarto miembro se caracteriza por el gradual predominio de conglomerados en su mayor parte andesíticos intercalados con areniscas rojizas puras o con clastos mayores aislados. Hacia el techo disminuyen los conglomerados y alternan regularmente bancos gruesos de areniscas con camadas conglomerádicas y estratos delgados de arcillita pardo rojiza. Su espesor es de unos 800 metros. La Formación Tambería está cortada por diques de andesita, los que podrían homologarse con la Formación Costa de Reyes descripta precedentemente.

Al sudeste del Portezuelo de Tres Quebradas, muy cerca del límite con Chile, aflora el Cal-chaquense en discordancia erosiva sobre las vulcanitas y rocas piroclásticas permotriásicas. Son bancos macizos de areniscas de color rojo ladrillo, petrográficamente arenitas líticas cementadas por zeolitas, de alredor de medio metro de espesor. Mal seleccionadas, -- predomina en ellas el grano mediano. Dispersos en --- ellas hay rodados de hasta 8 centímetros blanco grisá -

ceos y de aspecto fibroso que se desagregan fácilmente (probables pumicitas). Algunos bancos se destacan por el color morado intenso, y frecuentes son capas arcillosas delgadas que en algunos casos remarcan pequeñas -- grietas de desecación. La base está formada por bancos brechosos de color rojo morado con clastos angulosos de hasta poco más de 1 centímetro, provenientes de las vulcanitas infrayacentes, con calcita y zeolitas como ce - mento. Hacia el límite con Chile, una falla inversa co - loca a las vulcanitas permotriásicas por encima de los estratos terciarios. Al norte de la desembocadura del río de Tres Quebradas estas rocas aparecen intruídas -- por un importante cuerpo andesítico y diques andesíti - cos, algunos propilitizados.

Al sudeste de la Sierra de Ancasti han sido equiparados con el Calchaquense los afloramientos de arcillitas y limoareniscas yesíferas denominados por Bataglia (hojas 14 g y 15 g, en impresión) como Formación Guasayán. Los mismos estratos fueron reconocidos por Aceñolaza y Toselli (1977) con el nombre de Forma - ción Portillo.

En la región abarcada por la hoja Capi-
llitas, según González Bonorino (1950) el Calchaquense
aparece adosado a las sierras y en el perfil del río --
Las Cuevas comienza con unos 100 metros de areniscas ro-
jas de grano mediano a fino. Hacia arriba pasan a are-
niscas grises a gris verdosas, de grano variable fino
a grueso y a menudo algo conglomerádicas, cementadas --
con carbonato de calcio y con frecuente estratificación
entrecruzada. El espesor máximo del conjunto es de --
unos 900 metros y en la parte superior aparecen las to-
bas y brechas del complejo volcánico o, en la localidad
de San José, aparecen capas de basaltos.



Durand (1980) en la Sierra de la Ovej-
ería considera Formación El Morterito a los Estratos Cal-
chaquenses, cuyo espesor máximo alcanza allí 55 metros,
y concluye, luego de su análisis sedimentológico, que -
las areniscas finas y limolitas de colores pardo roji -
zos con algunas intercalaciones de pequeños bancos con-
glomerádicos y paquetes de arcillitas que la componen, -
son de origen fluvial.

En el Río Santa María los sedimentos del Terciario constituyen el Grupo Santa María, el cual Ruiz Huidobro (1972) ha dividido en varias formaciones. De ellas los niveles más bajos corresponden a la Formación Saladillo, constituidas por areniscas de grano fino a mediano, de colores rosados, amarillentos o verdosos, calcáreas, en partes micáceas y en partes conglomerádicas y con intercalaciones de limos arenosos y arcillas calcáreas de colores pardo rojizo y verde respectivamente. Le sucede la formación San José, conjunto de areniscas y areniscas arcillosas de color gris, algo amarillentas, con intercalaciones de bancos arcillosos friables con concreciones calcáreas y de yeso. Se intercalan algunos niveles conglomerádicos y algunos bancos más duros con conchillas de Corbícula sp. Su espesor máximo en la zona es de 230 metros. Posterior a ella es la formación Lorohuasi, compuesta por areniscas y limos arenosos con intercalaciones de niveles conglomerádicos, de color exterior rojizo y gris-verdoso en la fractura fresca. El espesor de esta formación se estima en la zona en unos 200 metros. Los niveles más altos de la sección equivalente al Calchaquense los constituye la formación Las Arcas que incluye un potente

complejo de conglomerados finos, areniscas gruesas y finas, limolitas y arcillitas de color rojo ladrillo oscuro. Su espesor es variable y alcanza 650 metros como máximo.

En la zona de Laguna Blanca Turner --- (1973), describe el Calchaquense con el nombre de Formación El Morterito, integrada por conglomerados, areniscas y arcillitas de color rojizo en la base y luego pardusco, con unos 350 metros de espesor.

En la Puna Catamarqueña afloran también estratos rojos terciarios representantes de una sedimentación continental desértica, los que fueron reunidos por Turner (1960) en el Grupo Pastos Grandes. De él las formaciones inferiores, denominadas Geste y Pozuelos, se consideran equivalentes al Calchaquense. En la zona de Antofalla afloran ambas (Coira y Pezzutti, 1976). Están representadas por una base de conglomerados y areniscas medianas de color morado a pardo oscuro, con intercalaciones de limolitas rojizas y arcillitas castaño oscuras. Le sucede una unidad constituida tam-

bién por conglomerados y areniscas pardo grisáceas, pero con participación volcánica clástica de composición andesítica. La localidad tipo de las sedimentitas terciarias de este sector de la Puna se encuentra en la zona de Pastos Grandes (Salta), al norte del Salar de Hombre Muerto. Allí la Formación Geste tiene un desarrollo de 1500 metros y la Formación Pozuelos 800 metros.

Los Estratos Calchaquenses fueron datados en diversas localidades en base a su contenido fosilífero, pudiendo comprender su edad desde el Mioceno -- más alto al Plioceno inferior.

2.10.3. Complejo volcánico-intrusivo terciario.

Las manifestaciones lávicas o piroclásticas intercaladas entre las formaciones terciarias son comunes en muchas localidades de la provincia. En las descripciones de los perfiles resaltan muchas veces un aglomerado andesítico o tobas en los tramos más

altos del "Calchaquense", y son conspicuas las rocas piroclásticas desde la base de los depósitos "Araucanenses", intercalándose muchas veces una unidad lávica o aglomerádica volcánica entre ambas formaciones. Pero donde esta efusividad adquiere su mayor desarrollo es en el ángulo suroeste de la depresión tectónica del Campo del Arenal, formando un grupo de elevaciones al oeste de la sierra de Capillitas. Afloramientos extensos existen también en la ladera izquierda del Valle del Bolsón, al oeste de la sierra de Hualfín.

González Bonorino (1950) describió estos niveles de espesor variable que se depositaron concordantemente sobre el Calchaquense y son cubiertos también en concordancia por el Araucanense. Los describe como un complejo volcánico constituido por depósitos groseramente estratificados de origen piroclásticos y en partes piroclástico-fluidal y por diques, filones, capas, "necks", y otros cuerpos de rocas andesíticas, basálticas y líparíticas.

Muchos autores realizaron estudios en esta área. En general podemos decir que fue Quartino -

(1958) quien estableció las bases petrográficas para diferenciar las distintas unidades rocosas, las que posteriormente fueron mapeadas en detalle en la zona de Farallón Negro por Sister (1963). En el complejo eruptivo allí aflorante, que constituye el Grupo Farallón Negro, las unidades diferenciadas han sido las siguientes, según Quartino (1958):

- 1) Brechas y tobas de cuatro tipos que son: brechas de composición ácida en las que son dominantes las vulcanitas cuarzosas generalmente biotíticas, finamente estratificadas. Brechas ígneas andesíticas. Brechas básicas de ocurrencia local en el Bajo de La Alumbrera y brechas polimícticas de colores grises, morados y verdosos con predominio de la fracción clástica sobre la matriz.
- 2) Las tufitas y conglomerados de matriz arcósica.
- 3) Cuerpos y mantos andesíticos.
- 4) Filones capas constituídos por andesitas, basaltos y basandesitas cuyos espesores varían entre 3 y 20 metros.

- 5) Cuerpos intrusivos o stocks, que comunmente forman -
elementos positivos en el paisaje. Pueden agruparse
en dos tipos que son: porfíricos (andesíticos, dací-
ticos y riodacíticos) y monzoníticos.
- 6) Diques verticales y subverticales.
- 7) Diques de rodados.

Un conjunto de cuerpos que participan de este complejo presentan mineralización diseminada -- principalmente de cobre y molibdeno, en algunos casos - con oro, la que se asocia a una alteración hidrotermal con la típica zonación lateral y en profundidad de los pórfiros cupríferos, el mejor de cuyos ejemplos es el de La Alumbarrera. Otros tipos de mineralización de esta región están representados por el yacimiento polimetálico de Capillitas y las vetas manganesíferas con plata y oro de Farallón Negro.

Otras manifestaciones también del tipo diseminado son correlacionadas con éstas (Mi Vida, Cerro Atajo, etc.).

La edad de la efusividad ha sido establecida por dataciones radimétricas como principalmente pliocena, entre 7,9 y 10,7 m.a. según Caelles et al. -- (1971) en hornblendas y biotitas, por el método K-Ar, -- si bien otras dataciones posteriores establecieron edades más recientes para las unidades subvolcánicas y piroclásticas o su alteración hidrotermal. Como ejemplo se pueden citar dos muestras de Cerro Atajo (pórfiro dacítico y pórfiro riódacítico) por K-Ar en roca total -- $4,5 \pm 0,5$ m.a. y dos de mina Capillitas (pórfiro dacítico y riolita o toba riolítica) $5 \pm 0,5$ m.a. Estos valores demuestran que si bien el auge del vulcanismo ocurrió en tiempos Pliocenos, la actividad magmática y/o hidrotermal continuó, o bien recurrió en tiempos más recientes. También pueden mencionarse en el otro extremo las dataciones efectuadas sobre roca total y por el método K-Ar en un pórfiro dacítico y un basalto de Agua Tapada cuya edad resultó 41 ± 5 m.a. y 59 ± 5 correspondientes al Eoceno y Paleoceno respectivamente.

Homologables en edad con el complejo volcánico de Farallón Negro son las formaciones, Costa de Reyes (vulcanitas andesíticas) de la zona sudocciden

tal de la provincia donde fue mapeada por Maisonave --- (1979); los diques de andesitas mapeados por Turner --- (1967) en la zona de Chaschuil y quizás la andesita intrusiva en el "Calchaquense" de la zona de Tres Quebrada (Koukharsky, 1969); El Zarzo (andesitas y basaltos) en la zona de Santa María, Ruiz Huidobro (1972) y El Aspero (andesitas y basaltos) de la zona de Laguna Helada (Turner, 1975).

Cuerpos localizados en zonas tan distintas como la monzonita del Cerro El Fraile en la sierra de Capillitas quizás también sean de esta edad.

2.10.4. Araucanense.

Con esta denominación se conocen comúnmente los depósitos de sedimentos del Terciario más alto que aparecen por encima de los Estratos Calchaquenses. En algunas localidades de la hoja Capillitas ellos cubren el complejo volcánico. Este complejo se acuña y

consecuentemente en otros puntos la Formación Arauco se dispone concordantemente sobre los estratos continentales rojos del Terciario anteriormente descritos. Según González Bonorino (1950), el Araucanense está compuesto por areniscas grises, a menudo conglomerádicas, arcóscas y con pequeños rodados de rocas volcánicas. Es común la estratificación torrencial. En algunos niveles incluye capas de toba arenosa cinerítica. Su espesor es del orden de los 250 metros. En la localidad de Corral Quemado se hallaron restos de mamíferos que permitieron su correlación con las capas terciarias del valle de Santa María y su datación como Plioceno (Rigs y Paterson, 1939; Cabrera, 1944; Peirano, 1945).

En el valle del río Santa María, donde el Terciario continental ha podido ser subdividido en varias formaciones, algunas de ellas portadoras de fósiles, el Araucanense está representado por las siguientes formaciones enumeradas desde la base al techo: 1) la formación Andalhualá, la que según Ruiz Huidobro (1972) consta de dos miembros. El miembro inferior está compuesto por areniscas de grano fino a muy fino de color gris amarillento algo rosadas y/o verdosas, con abundan

tes intercalaciones de yeso. El miembro superior está integrado por areniscas y limos de color castaño claro con niveles conglomerádicos y bancos de tobas cineríticas. El espesor de esta formación es del orden de -- 1200 metros y ella ha proporcionado abundantes fósiles de mamíferos que permitieron su datación como Plioceno. Supuestamente por encima de la formación Andálhualá, ya que en los afloramientos se encuentran limitada por fallas, se encuentra la formación Yayasmayo. Según Ruiz Huidobro (1972) consiste ésta en limolitas con gran cantidad de microgasterópodos; calcarenitas con Corbícula sp.; limos y areniscas arcillosas con intercalaciones de yeso fibroso. El espesor máximo observado de esta formación es de 800 metros. La formación Los Corrales consiste en brechas tobáceas de andesitas anfibólicas oscuras, separadas por bancos de areniscas finas de color castaño claro. Su espesor sería del orden de los - 120 metros.

En la zona de la hoja Laguna Blanca el Araucanense fue descrito por Turner (1973) como formación El Cajón, la que se dispone concordantemente sobre los niveles volcánico-piroclásticos de la formación El

Aspero. Sus componentes son tufitas y sedimentos psamíticos y psefíticos en bancos de 1,5 a 2,5 metros de espesor, predominando los últimos en los niveles más bajos. Su espesor es de unos 250 metros.

En el ángulo sudoccidental de la provincia, los afloramientos del Araucanense pueden ser correlacionados con los de la vecina provincia de La Rioja. Por ello es que se los denomina Formación Toro Negro. Según Maisonave (1978) está compuesta por bancos de conglomerados, areniscas, limolitas y arcillitas de tonos grises y blanquecinos, entre los que se intercalan niveles tobáceos. Su espesor es del orden de los 1500 metros.

En la zona de Chaschuil, los niveles precedentemente descriptos aparecen con un carácter predominantemente psamítico y fueron denominados por Turner (1967) Formación Guanchín. La misma consiste en areniscas de diferentes colores en bancos de 0,5 a 1 metro de potencia, con intercalaciones de tobas y un conglomerado y de algunas areniscas blandas y arcillas, totalizando 1000 metros de espesor. En esta región Penck (1920) encontró restos de plantas.

Al este de Tres Quebradas, en el perfil del río del Cazadero Grande, Koukharsky (1969) describe una sección completa del Araucanense, que tiene por base los Estratos Calchaquenses y por techo los "Rodados de la Puna" y alcanza unos 2000 metros de espesor. Está representado en su mayor parte por areniscas conglomerádicas de colores grises, anaranjados y amarillentos. En los niveles superiores participan, concordantes, finas calizas blancas, travertínicas, estratificadas en bancos de 0,5 a 2 metros de espesor, e intercalados entre estos últimos hay dos niveles de aglomerados volcánicos andesítico-basálticos oscuros con matriz tobácea fina de color gris. En los niveles más altos de esta formación hay bancos de areniscas silíceas y sinteritas.

Al sudeste de la Sierra de Vinquis el -- Terciario más alto está representado por la Formación Salicas (Sosic, 1972), consistente en areniscas de grano fino, limolitas y arcillitas de colores pardo rojizo, rojo y gris amarillento, que presentan intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados. Su espesor es -- del orden de los 22 metros.

Pequeños asomos del Terciario superior en el noroeste y noreste del Salar de Pipanaco al pié de -- las sierras de Ambato y Ancasti, fueron denominados Formación Sanca. Ellos consisten en un conglomerado de --- clastos redondeados provenientes del basamento y escasa matriz arenosa fina. El cemento es carbonático con algo de yeso en algunos niveles.

Con el nombre de Formación Andalgalá, Lafelur (1981), separa un conjunto de sedimentos pelíticos y arenas muy finas que son cubiertos en discordancia por los fanglomerados de la formación Pomán, a los que atribuye edad pliocena.

En el borde oriental de la Sierra de An - casti, Bataglia (hojas 14g y 15g, en impresión) señala - afloramientos de la formación Las Cañas, consistentes en aglomerados y limos arcillosos pardo rojizos coronados - por ceniza volcánica, considerados de edad pliocena.

En la región puneña el Araucanense está - representado por la formación Sijes, cuya sección en la

zona catamarqueña próxima al Salar del Hombre Muerto - consiste en una serie arenoso-arcillosa de color gris claro con escasos niveles conglomerádicos. Su espesor es del orden de 35 metros. Esta formación es la portadora de los yacimientos de boratos del noroeste del Salar.

En base al contenido paleontológico de los niveles presentes en la zona del río Santa María y en la Formación Toro Negro en La Rioja, se considera a la Formación Arauco y sus equivalentes de edad Plioceno medio a superior.

2.10.5. Niveles del Plioceno alto o del Pleistoceno inferior.

La Formación Santa Florentina está representada por importantes niveles de fanglomerados equivalentes a los que de Alba (1972), consideró de edad pleistocena más alta en el Sistema de Famatina, por asociar-

los con la fase principal del 3° movimiento andino. En nuestra región, según Maisonave (1978) ellos se asientan en discordancia angular sobre sedimentos de la Formación Toro Negro. Son conglomerados polimícticos pobremente consolidados con matriz areno-limosa de color más rosado que el del Araucanense. Se correlacionan con los tramos superiores de la formación Toro Negro - según la considera Ramos (1970) y de la formación Guan^uchín de Turner (1967) y con los rodados de la Puna de Penck (1920). Con respecto a los últimos, Penck los atribuyó al intervalo dentro el Terciario medio y el Cuartárico inferior.

Los "niveles conglomerádicos antiguos", mapeados por Koukharsky (1969) en El Portillo al este de Tres Quebradas por encima del Araucanense, y cuyos rodados alcanzan el tamaño de bloques también corresponden a los rodados de la Puna. Ellos componen un conjunto de crestones alineados con rumbo norte-sur e inclinando hacia el este, cortados al oeste por la depresión del valle de las lagunas de Tres Quebradas y Verde. Se trata de niveles conglomerádicos relativamente modernos, pero desplazados de su posición original, de manera que

darían la impresión de tener el área de proveniencia en el profundo valle que los bordea por el oeste.

2.11. VULCANISMO TERCIARICO-CUARTARICO.

Aunque la depositación del Araucanense - acaecida durante el Terciário más alto cubriendo las - formaciones volcánicas de la zona de Farallón Negro-Ca pillitas pareciera indicar la finalización de la activi dad volcánica en esa región, las dataciones absolutas - que últimamente se realizaron parecen demostrar que eso no es así y que la misma se extendió hasta tiempos tan recientes como por ejemplo $4.5 \pm 0,5$ m.a. y $5 \pm 0,5$ m.a. correspondientes al pórfiro riódacítico de Cerro Atajo y a dos riolitas o tobas riolíticas de Mina Capillitas publicadas por el I.N.G.E.I.S. (1981). Podría decirse ahora que en la mencionada localidad, así como en otras, el auge de la efusividad volcánica ocurrió durante tiem pos terciários, pero que la actividad magmática conti nuó hasta (o recurrió) en tiempos tan cercanos como el Plioceno. Y es por esta razón que sus representantes - son descriptos en el punto 2.10.3.

Pero existen otras regiones en donde el vulcanismo iniciado en los tiempos terciários continuó

y aún tuvo su apogeo durante el Cuartárico, siendo testimonio de ello los grandes estrato-volcanes que forman los cerros más altos de la Puna y las elevaciones de la región limítrofe con Chile.

Al oeste de Antofalla, Coira y Pezzutti (1976) realizaron un estudio petrológico con apoyo de dataciones radimétricas para caracterizar y correlacionar las diferentes unidades allí aflorantes. Como resultado del mismo las autoras determinaron que la efusividad se inició al final del Mioceno e inicios del Plioceno con la formación Agua de la Falda, consistente en andesitas lacíticas-dacitas, y de la cual distinguen un miembro lávico-piroclástico de amplia distribución y un miembro subvolcánico más restringido en sus afloramientos. Su datación radimétrica fue de $13,5 \pm 1.5$ m.a. y $8.8 \pm 0,8$ m.a. De esta manera aquellas autoras consideran a esta efusividad contemporáneas o inmediatamente posterior a la elevación de la Puna. Las efusiones continuaron durante el Plioceno verificándose ligera intermitencia en el grado de acidez, dando lugar a la riolita-dacita Cerro Lila y la andesita lacítica Aguas Blancas. Al

comienzo del Cuartárico se depositó la ignimbrita Tambería y las efusiones posteriormente se tornaron de carácter básico con la secuencia basalto-andesita Cerro Cajero, ignimbrita Laguna de Los Patos y basalto Aguas Calientes. Según las mencionadas autoras, la formación andesita lacítica-dacita Agua de La Falda se depositó con posterioridad a las sedimentitas de las formaciones Geste y Pozuelos, y serían correlacionables con aquellas que, posteriores al "Calchaquense", precedieron la sedimentación del "Araucanense". Equiparables entonces a ella serían las tufitas y tobas de composición dacítica que se intercalan en la formación Sijes (Araucanense).

Serían entonces coetáneas también con -- los exponentes del vulcanismo terciário descriptos en el punto 2.10.3.

Con la formación Andesita lacítica Aguas Blancas, estas autoras correlacionan algunos estrato volcanes de la Puna Salto-Jujeña y de Chile, y también la equiparan con las andesitas de la formación Las Tunas que Turner (1967) definió en la hoja Chaschuil.

El vulcanismo del Cerro Beltrán o Calalaste ha sido considerado más antiguo que 10 m.a. por Francis et al. (1978) en sus consideraciones sobre la edad de la caldera del cerro Galán. Con el nombre de formación Beltrán sus rocas son descritas por Aceñola y Toselli (1976) como andesitas que podrían ser correlacionadas entonces con las de la formación Agua de la Falda, aunque sus características de componer la masa principal del estrato-volcán y su composición, tenderían más a asociarlo a la andesita lacítica Aguas Blancas de edad Mio-Pliocena ($7,8 \pm 1.8$ m.a.). Equivalentes a ella también son considerados los volcanes anteriores a la implantación de la caldera del Cerro Galán. De ella se originó hace 2.5 m.a., según Francis et al. (1982), el gran "plateau" ignimbrítico que la rodea, y que cubre un nivel ignimbrítico anterior cuya datación es de 4.5 m.a. El manto más moderno quizás podría correlacionarse con aquel de la formación Laguna de Los Patos y el anterior con la Ignimbrita Tambería. Las dataciones radimétricas efectuadas en estas últimas son demasiado imprecisas, no permitiendo su clara separación más que por su posición estratigráfica. De la edad de la ignimbrita serían los afloramientos de daci-

tas extrusivas, y algo más modernos los centros volcánicos de la pared de la caldera.

La andesita del Alto Antofallita, en el complejo volcánico ubicado al norte del volcán Antofalla, ha sido datada, según la publicación del INGEIS (1981) en $11 \pm$ m.a., con lo cual sería sincrónica con las rocas de la formación Agua de La Falda.

En el perfil del río del Cazadero Grande-Portezuelo de Tres Quebradas, al oeste de Fiambalá, se observan dos aparatos volcánicos importantes. Uno de ellos abarca los cerros Nacimiento, Lampaya y Aguas Calientes. Los niveles inferiores aflorantes consisten en aglomerados volcánicos andesíticos. A los niveles superiores pertenecen andesitas y basaltos. Similar composición presenta el cerro Los Patos, en el que existen algunos conos adventicios póstumos formados por unas vulcanitas muy fluidales de color gris claro, que fueron clasificadas petrográficamente como andesitas con oligoclasa y biotita. Vinculado a este centro debe encontrarse el pórfiro andesítico alterado que intruye al

Calchaquense en su parte inferior o borde oriental, al cual se asocian diques de andesitas más o menos propilitizados. Conglomerados y tufitas con clastos de pumicita blanca, con vidrios volcánicos de dos naturalezas, - el más ácido de los cuales corresponde a rocas saturadas (SiO_2 74%), aparecen en esta región como relleno de valles recientes.

En la región sudoeste de la provincia, - el vulcanismo más moderno está representado por las formaciones Tunas (andesitas) y Filo Negro (basaltos) según Turner (1967) en la hoja Chaschuil. El mismo autor, en la zona de Laguna Blanca reconoce como posteriores - al "Araucanense" la formación Laguna Blanca, de tobas - dacíticas cuyo espesor en algunos lugares alcanza los - 400 metros y en otros no sobrepasa los 20 metros. Ellas están cubiertas por efusiones de andesitas de la formación Negro Caranchi, y como manifestaciones más modernas aparece la formación Los Rastrojitos, correspondiente a coladas de lava basáltica. Los mismos basaltos reaparecen más al oeste como Formación Laguna Helada mapeados por Ruiz Huidobro (1975).

En la zona del Cerro Vicuña Pampa, al sud este del Campo de la Piedra Pómez, Roselló (1980) recono ce un aparato volcánico, con una gran caldera de colapso de 10 km de diámetro. Allí aflora el Complejo Volcánico Vicuña Pampa, en el cual diferencia un núcleo de rocas - granosas y porfíricas de composición mesosilícica, vulca no-sedimentitas representadas por tobas, aglomerados, --- brechas y algunos elementos lávicos, diques y coladas an desítico-basálticas cubriendo en discordancia los elemen tos anteriores.

2.12. CUARTARICO.

Este período está representado por depósitos sedimentarios de diverso tipo en toda la región.

En el área montañosa del oeste y especialmente en la zona puneña adquieren gran importancia las rocas volcánicas y piroclásticas que han sido descri_uptas en el punto 2.11. Si bien cronológicamente deben existir relaciones entre los movimientos tectónicos que originaron las diversas acumulaciones sedimentarias, sus intercalaciones piroclásticas y los episodios volcánicos con sus correspondientes manifestaciones lávicas, éstas no son aún suficientemente conocidas y es por esta razón que este punto sólo se referirá a las formaciones sedimentarias.

En el sudoeste del Salar de Pipanaco, Sosic (1973) atribuye al Pleistoceno la formación Las Cumbres, representada por depósitos sedimentarios de estratificación torrencial. Son areniscas muy friables o arenas de grano grueso a conglomerádico de matriz arenosa

fina. Alternan con bancos conglomerádicos con rodados procedentes del basamento cristalino, de sedimentitas paleozoicas y de dacitas. Ella cubre en discordancia a la formación Salicas y presenta una inclinación apreciable hacia el oeste. Sobre la margen izquierda del río Salado, cercanos al anterior, mapea el mismo autor un antiguo fanglomerado de pie de monte de la sierra de Velasco. Su espesor alcanza los 160 metros y existe la posibilidad de que sea correlacionado con la formación Las Cumbres. Este antiguo fanglomerado se extiende por el borde oriental de la Sierra de Ambato, y menos frecuentemente por el borde occidental de la sierra de Ancasti, en donde ha sido denominado formación Concepción (Fidalgo, 1965).

En el valle del río Santa María, Ruiz -- Huidobro (1972) ha diferenciado cuatro niveles de pie de monte, atribuyendo los dos más antiguos, denominados formaciones La Mesada y Las Salinas, al Pleistoceno más bajo.

En el Campo del Arenal, Merea Llanos --- (1980), reconoció extensos afloramientos correspondientes a un antiguo abanico aluvial cuyo material descen - día de la ladera oeste de los nevados del Aconquija, y que en un sector aparece localmente afectado por una fa lla. A estos depósitos conglomerádicos los denomina -- formación Campo del Arenal.

Depósitos conglomerádicos antiguos tam -- bién distingue Maisonave (1978) en las cabeceras del -- río Colorado, en el faldeo occidental del Cerro Negro -- de Rodríguez.

Los abanicos aluviales actuales, en algu -- nos sectores han merecido nombre formacional. Tal es -- el caso de la formación Caspichango del valle del río -- Santa María, la formación Coneta en el valle de C^atamar -- ca, la formación Capellanía en el borde oriental de la sierra de Ancasti y la formación El Ingenio en el Campo del Arenal. En muchas localidades, como por ejemplo el ángulo oeste de la provincia, han sido separados los co nos de deyección aunque sin atribuirle denomina ción for

III. MAPA ESTRUCTURAL

por Ruiz Huidobro (1972) en la formación Las Mojarra -
del Valle del Río Santa María.

macional. Al pie de la sierra de Ambato, entre ésta y el Salar de Pipanaco, Lafleur (1981) divide los sedimentos de pie de monte con desarrollo de abanicos aluviales en las formaciones Pomán, Pipanaco y Colpés. A la primera corresponden fanglomerasados polimícticos con matriz de arena mediana a gruesa; a la segunda gravas y sábulos -- con abundante arena mediana a muy fina y a la tercera -- las arenas muy finas abundantemente pelíticas de la porción distal de los abanicos.

Los cordones de médanos del Campo del Arenal han sido reunidos por Merea Llanos (1980) en la formación Río de las Minas.

Unidades de reciente depositación que han sido diferenciadas en algunos sectores son los limos finos y evaporitas de la playa salina que bordea algunos salares, los limos y arcillas de los "barreales", los depósitos de sedimentos con evaporitas, los rodados y gravas de terrazas fluviales, el relleno aluvial de los ríos y los médanos. Este último grupo ha sido reunido -

III - MAPA ESTRUCTURAL

1. SIERRA DE EL ALTO O ANCASTI

1.1 INTRODUCCION.

La Sierra de El Alto o Ancasti, ha permanecido desconocida, en general, en la literatura geológica, hasta mediados de la década del 70, época en la cual la Universidad Nacional de Tucumán y el Instituto Miguel Lillo de la misma provincia, en colaboración con investigadores alemanes a través de un convenio ad-hoc, iniciaron estudios cuyos resultados parciales ya han sido dados a luz, por medio de diversos trabajos de índole geológica, estructural o petroquímica. Paralelamente a ello la publicación de las Descripciones geológicas de las hojas 14 f San Fernando del Valle de Catamarca y 15 f, Huillapima, por el Servicio Geológico Nacional ha permitido conocer con mayor detalle, algunos sectores de esa entidad orográfica.

1.2. METODOLOGIA DE TRABAJO.

Para la elaboración del mapa estructural de las áreas de interés, se utilizaron fundamentalmente los fotomosaicos a escala 1:50.000 pertenecientes al Plan NOA, Geológico Minero, complementados con el mapa geológico de la provincia a escala 1:200.000, realizado por compilación que a su vez forma parte del presente trabajo. Para el encuadre dentro del marco tectónico regional se utilizaron imágenes satelitarias a escala 1:500.000 y 1:1.000.000, trabajadas según la metodología propuesta por Ricci, M. y Petri, S. en 1965. (Principios de Aerofotogrametría e Interpretación geológica).

La tarea se llevó a cabo de la siguiente manera:

- a) Con el fin de mantener la mayor objetividad posible y no repetir esquemas anteriores se procedió a marcar sobre los transparentes (over-lays) y para cada mosaico, las distintas lineaciones que pudieran representar elementos estructurales, a la escala del mismo.

- b) Posteriormente, en base a la bibliografía actualizada se volcaron también los contactos geológicos y se delimitaron los cuerpos intrusivos conocidos, con el objetivo de relacionarlos con el desarrollo tectónico.
- c) Se efectuó una nueva observación detallada de los fotomosaicos, con el objeto de seleccionar y tipificar los rasgos estructurales. En esta etapa, se ajustó la interpretación con el empleo de imágenes Landsat a escala 1:500.000 en falso color compuesto y a escala 1:1.000.000 en banda 7.
- d) Se elaboró un esquema del desarrollo tectónico-estructural del área, correlacionando los distintos eventos tectónicos, con los intrusivos presentes, dados radiométricamente, tomando a su vez en consideración, la composición química de los mismos.

- e) Por último se describen aquellos elementos estructurales que, a la escala de trabajo, se consideran los más importantes y que, por lo tanto, son los que confieren a la serranía sus rasgos típicos y se cree - gobiernan la respuesta a los esfuerzos tectónicos de los distintos bloques que la componen.

1.3 GEOLOGIA ESTRUCTURAL.

La historia tectónica de Sierra de Ancasti se iniciaría en el Precámbrico Superior, (con el ciclo principal que se extendería hasta el Ordovícico), lo que equivaldría a un lapso de más de 130 millones de años (Geological Time, Table, 3 era. ed.).

Los últimos trabajos, que reseñan la historia estructural de la misma, distinguen seis eventos tectónicos de los cuales cuatro serían deformantes. Ellos se habrían desarrollado entre el Cámbrico Superior y el Devónico (?), a juzgar por las dataciones de las rocas de cada e intrusivas, realizadas por diversos autores (Caellas, Aceñolaza, González, etc.).

De esos cuatro ciclos deformantes, el más importante sería el segundo, que se manifiesta en el Cámbrico Superior, período en el cual se habrían producido los mayores esfuerzos, que determinaron la configuración actual del basamento metamórfico de la Sierra.

También sería el responsable de las principales líneas de fracturas.

Con posterioridad tuvieron lugar no menos de dos ciclos deformantes menores, que estarían indicados por la presencia de cuerpos leptos y apotectónicos de constitución granitoidea, con y sin deformación. A los citados se debe sumar la presencia de ejes de deformación secundaria en los esquistos, que podrían indicar otro ciclo de interés local.

Las últimas fases corresponderían a eventos de fracturación y levantamiento, respectivamente, los que determinaron la presencia de la Sierra como bloque positivo dentro del contexto general de las Sierras Pampeanas. Ellas tuvieron lugar en el Terciario Superior-Cuaternario, a través de una serie de movimientos que determinaron el levantamiento y volcanismo de los bloques hacia el este.

1.4 DESARROLLO ESTRUCTURAL DEL AREA.

La secuencia como ya se dijo, se inicia con un plegamiento en el Cámbrico medio a Superior del cual quedan relictos en los esquistos en ambos miembros de la F. Sierra Brava. Su antigüedad sería anterior a 524 m.a., según acusan las dataciones radimétricas sobre los esquistos bandeados y gneises no migmatizados que las componen. La secuencia está muy poco conservada y forma un ángulo de hasta 15° con las posteriores. Su rumbo es NW-SE y se hallan replegados a escala regional por pliegues de rumbo N-S. Su tamaño es de cm a dm - presenta venas de cuarzo isoclinales paralelas a S_2 . Serían paralelas a la primera estratificación, aunque genéticamente pertenecerían a una segunda generación.

La segunda época de plegamiento ha dado lugar a la existencia de las lineaciones estructurales que se observan en el área, que no han sido modificadas con posterioridad, y que corresponden a la mayor etapa de deformación y plegamiento del complejo se

dimentario metamórfico. Transpone la estratificación y las estructuras de D_1 (primera deformación), en pliegues de rumbo N-NW a S-SW., destruye S a toda escala, lo cual implica un cambio en la dirección del campo de fuerzas tectónicas, antes de su formación. A este ciclo correspondería la formación de los gneises bandeados. Su antigüedad sería de 522 m.a., según las dataciones efectuadas en tocas de los alrededores de El Portezuelo y la Sierra de Graciana.

La tercer etapa plicativa, posible de apreciar en todos los lugares de la Sierra, está compuesta por pliegues menores, también de cm a dm, con rumbo N-S a NNW-SSE, por lo tanto paralelos a S_2 , al cual repliegan; tienen en parte carácter de pliegues de arrastre, puesto que se aprecian crenulación de S_2 entre los planos de S_3 . Hay segregaciones de cuarzo paralelas a esta última superficie. Son pliegues no cilíndricos, de charnela sinusoidal y planos axiales curvos en general. Algunas veces pueden observarse pliegues cruzados de rumbo E-W, NW-SE y NE-SE, especialmente en las zonas migmatíticas. Al parecer están relacionados con el grado de plasticidad de la roca, puesto que esa deformación es sincrónica con D_3 .

Con posterioridad al evento plegante se produce una segunda y última etapa del metamorfismo regional asociada a la intrusión de las rocas granodioríticas y cuarzodioríticas sintectónicas (cuerpos para-autóctonos de La Pampa, El Unquillo (490 m.a.) las que engranan con los gneises y granitos del complejo Sierra Brava en las áreas migmatíticas. Estos complejos ubicados en el NE del área estudiada corresponderían por otra parte a la primer fase intrusiva. Algo semejante podría ocurrir con los cuerpos plutónicos complejos, de La Majada y Las Cañadas, similares a los cuerpos sincinemáticos de las Anatexitas del complejo Ancasti. En las áreas no migmatíticas, el metamorfismo sería posterior a D_3 y estático, como es dable apreciar en los esquistos cuarzo-micáceos del complejo Ancasti.

En el Centro y Norte de la Sierra, hay y cambio en la vergencia de los planos S_2 de los pliegues que se inclinan más hacia el Oeste.

En el Noreste un macropliegue de 15 km de longitud que pliega a S_1 y S_2 corresponde a esta fase.

El pliegue está volcado hacia el oeste y sus alas buzcan entre 20° y 90° hacia ambos flancos, su rumbo sería N 20°-40° E (Nullo, F. 1981).

En el Noreste la zona migmatítica se sitúa en el corazón de una estructura anticlinal, e igual ocurre en la parte Noroeste.

Fase de Plutonitas.

Plutones.

Con posterioridad al metamorfismo se produce en el área la intrusión de clavos o pequeños stocks plutónicos, de forma ovoidal, de bordes en general netos, miloníticos en parte, semiconcordantes con la roca de caja, de composición y fábrica homogénea.

A ellos corresponden, como cuerpos tardío o post-cinemáticos, el granito de "El Alto" (6 muestras 472,2 \pm m.a.); en el norte del área; la granodiorita de Albigasta (468 \pm 80 m.a. sobre roca total de 12 mues-

muestras), en el centro-este, el granito de "El Taco" ($457 \pm$ m.a. en 6 muestras), en el centro-oeste. La granodiorita de Vilismán, donde una muestra sobre el Río Grande dio una edad de 425 ± 15 m.a.

Todos presentan una débil foliación posterior a su emplazamiento, estando cortados por venas aplíticas y graníticas.

Esas deformaciones serían producto de la acción de D_4 (cuarta fase de deformación).

Estos cuerpos son posteriores al 2° Ciclo metamórfico (edad probable $472 \pm 26,3$ m.a.), según dataciones efectuadas al Oeste de El Portezuelo.

Dentro de este ciclo también deben incluirse el granito de "La Dorada" (436 ± 33 m.a. sobre 6 muestras) y el plutón complejo de Las Cañadas, compuesto por cuarzodioritas y granitos ricos en cuarzo, el cual sobre cinco muestras de roca total ha dado $435 \pm 23,5$ m.a. de antigüedad. Algunos autores definen al mismo como granito-gneis.

Cuarta fase de deformación (D_4): Se presenta en la parte central y no migmatizada del Complejo Ancasti son pliegues abiertos, verticales a subverticales de dm a metros en tamaño, de rumbo NO-SE. Se aprecian en los esquistos cuarzo-micáceos donde alternan los minerales del metamorfismo estático. Deforman, foliando débilmente los cuerpos intrusivos, v. gr.: "La Dorada" y "El Alto".

Con posterioridad a esta cuarta fase, se produce la intrusión de los cuerpos pertenecientes a la tercera fase plutónica, químicamente muy diferenciados. Son granitos rojos típicos, en parte porfíricos. Si bien todas las rocas de Ancasti son claramente ricas en berilio, lo son más las postcinemáticas, por ejemplo el stock de Santa Rosa. Este boss al igual que el de Sauce Huacho es muy rico en minerales de litio. Ello se relaciona también con los altos niveles de intrusión de ambos granitos. Se explica así la pegmatización de la Sierra de Ancasti con filones ricos en espodumeno, especialmente en la cercanía de los cuerpos citados y el de "La Majada"

Las edades de los mismos serían:

Santa Rosa: sobre Biotita 373 ± 10 m.a.

La Majada: por Isocronas, 4 muestras 365 ± 93 m.a.

2 muestras 325 ± 90 m.a.

Sauce Huacho: Sobre 6 muestras de roca total $333,9 \pm 10,7$ m.a.

Fenómenos de pegmatización: Los fenómenos de emplazamiento de los cuerpos pegmatíticos están ubicados en un período posterior al de todos los cuerpos plutónicos.

Están genéticamente relacionados con magmatitas de distintos períodos, v. gr. El Alto, Santa Rosa y El Taco. Lo cual hace suponer corresponden a una etapa póstuma. Para su ascenso usaron los "canales" pre-existentes u otros relacionados con los mismos, estableciéndose permisivamente en fracturas. corresponderían a una nueva etapa de deformación tal vez posterior a D_5 . Por otra parte, su emplazamiento tuvo lugar en fracturas de tensión originadas por el alivio de los esfuerzos compresivos anteriores, con rumbo predominante N-S.

Quinta fase de deformación:

Se atribuyen a esta las zonas de milonitas de rumbo N-S, con un ancho de dm. a mts., que representarían una fase de deformación post cristalina, aunque sólo muestran pequeñas dislocaciones de cm. Se atribuyen a la activación de los planos de anisotropía de S_2 (S).

Etapas final de deformación (D_6).

La misma se manifestaría en varias etapas. Comenzaría en el Paleozoico superior y culmina en el Plioceno superior-Cuartario, donde al pie occidental hay evidencias de tres movimientos, contemporáneos con los movimientos andícos. Ellos produjeron el relieve actual de la Sierra, asimétrico, con una abrupta pendiente occidental de hasta 1.000 metros de altura en la zona de El Portezuelo, que luego se inclina suavemente por más de 40 km hacia el oriente, con algunas interrupciones debidas a fracturas de rumbo meridional, en general.

Relación entre las fracturas y probables mineralizaciones.

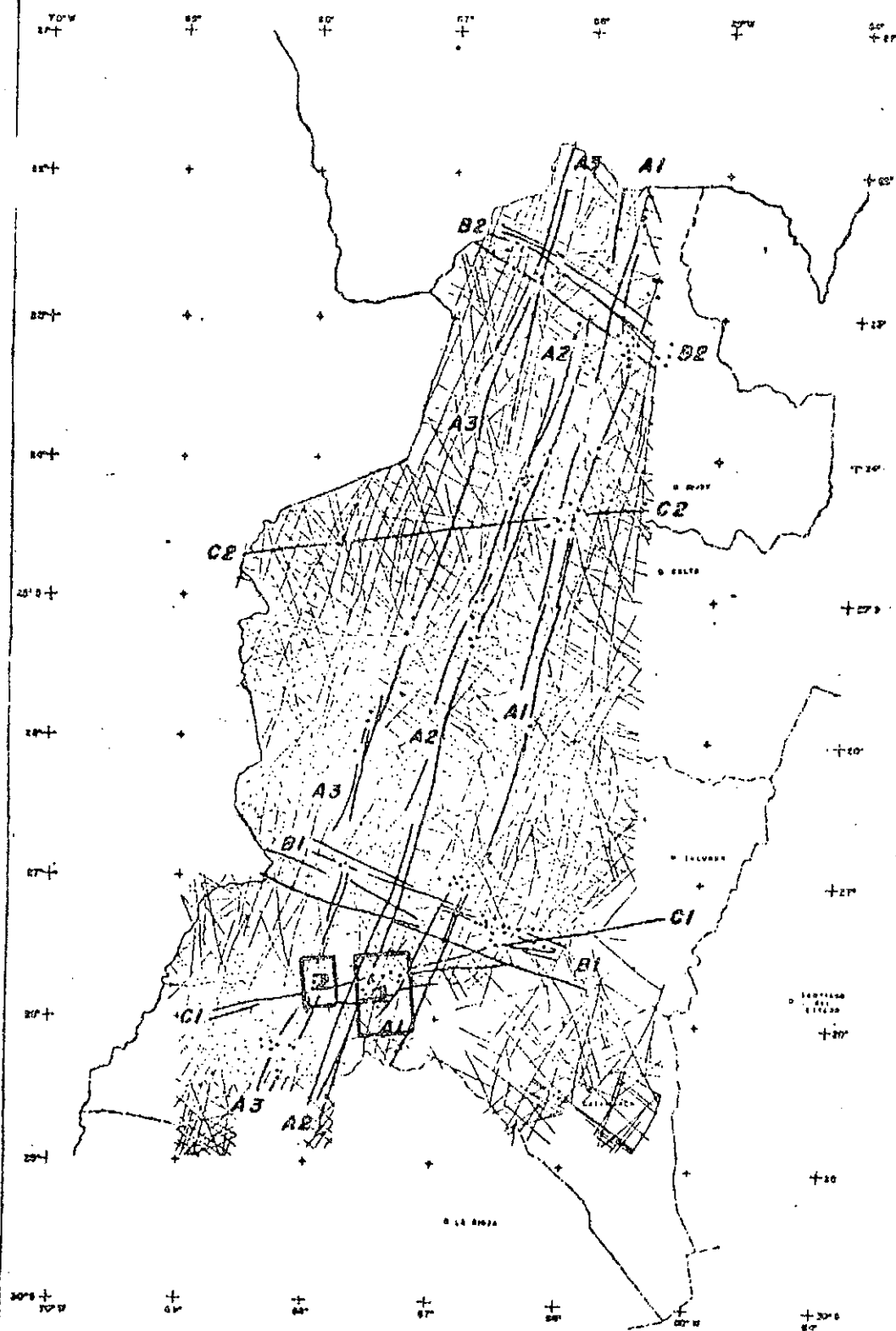
El meduloso trabajo de Figueroa (Fotolineamientos y mineralización en el Noroeste argentino, 1972) fruto del análisis de fotolineamientos, fracturas, diaclasas y mineralizaciones presentes en el Área del Plan NOA, Geológico Minero, que cubre parcialmente el área en estudio, señala la relación existente entre 7 Megatrazas de Fractura y yacimientos minerales comprobados.

Estos lineamientos tienen en tres casos - rumbo N 20 E, en dos casos rumbo N 70° E; en un caso rumbo N 60° O., un caso rumbo N 30° O.

De ellas guardarían algún interés para el área en estudio, la denominada B₁ (Ver Gráfico N° 1), perteneciente al tercer caso, aunque está situada muy al norte del área, fuera de la zona reconocida, específicamente en la unión de las Sierras de El Alto-Ancasti con el Aconquija, zona de Bañados de Ovanta.

MINERALIZACIONES ESTRUCTURALMENTE CONTROLADAS

GRAFICO N°1



// Ejemplos de huesos de control.
.: Alteraciones y mineralizaciones controladas.

0 50 100 150 Km

ZONAS MINERALIZADAS

Tomado de Figueroa, 1971

188

- 1 SIERRA FIAMBALA ZAPATA
- 2 QUEBRADA LOS ARBOLES — LOS RATONES

Por otra parte las mayores probabilidades de mineralización estarán relacionadas con los lugares de intersección de esas megatrazas de fracturas o a lo largo de las mismas, según las comprobaciones realizadas por las investigaciones del Plan NOA.

Los resultados de esos análisis- reducen en gran medida las posibilidades del sector, en cuanto a prospectar por mineralizaciones asociadas y mega fracturas regionales.

Relación estructura-mineralización.

La mayor parte de las minas reconocidas en el área, corresponden a mineralizaciones asociadas a cuerpos pegmatíticos, los cuales están primordialmente ligados con los cuerpos plutónicos de: "El Alto", "Albigasta", "Ancasti", "La Majada" y "El Taco".

Son placolitos de extensión en general superior a 100 m., ancho 6-9 metros, relación potencia longitud 1 a 12 o mayor, según Herrera (1), de rumbo general NNE o NNO, de inclinación subvertical, alojadas en fracturas (diaclasas) y relaciones netamente discordantes con la roca de caja, que se ubicarían cronológicamente en una fase póstuma a los granitos apotectónicos o, posteriores a la fase D₄, de deformación.

(1): Marconi, cita potencias de 0,54 m a 6,05 m con longitudes de 55 m y 373 m, fijando relaciones de 1/29 a 1/286 metros.

1.6 RASGOS ESTRUCTURALES MAS NOTABLES.

Como ya se mencionó, la existencia del bloque serrano de "El Alto" - Ancasti se debe a la influencia de los movimientos del ciclo Tectónico Andico, cuya actividad se registra en el Plioceno Superior, época en la cual habrían tenido lugar los mayores esfuerzos y por lo tanto las mayores deformaciones (léase rechazo) y durante el Pleistoceno, lapso en el que dos movimientos menores (Nullo, F. 1981) continuaron el ascenso del bloque. Estos movimientos corresponderían a la acción del "Esfuerzo deformante "Pampeano" (Baldís, 1975), con rumbo general Este-Oeste. Se estima que dichos esfuerzos activaron las líneas de debilidad o fracturas preexistentes, produciendo el desplazamiento de sus labios con distinta intensidad, algunas con desplazamiento de rumbo, pero que fundamentalmente dieron lugar al desarrollo de fallas inversas de alto ángulo, de rumbo general Norte-Sur Paralelo al desarrollo de las mismas, se formaron - fracturas de alivio de desplazamiento directo.

La estructura preterciaria fue obliterada por la nueva deformación. Dado su carácter menos espectacular, es también menos visible a pequeña escala, en la cual se reconocen a grandes rasgos las líneas de esquistosidad, foliación y estratificación. Los cambios que se observan en el rumbo de las mismas en los distintos sectores de la Sierra, relacionadas con bordes netos, se atribuyen parcialmente a la removilización de los bloques durante las últimas fases tectónicas.

Resumiendo, se puede decir que en el sector considerado es posible observar estructuras pertenecientes a dos ciclos tectónicos bien definidos. El primero, desarrollado en el paleozoico, (fases D_1 a D_5 de deformación) tuvo carácter plicativo, correspondiendo al ciclo orogénico, mientras que el segundo, que pertenece al tipo denominado de "tectónica de basamento", es decir que actuó sobre un cuerpo rígido, dio como resultado la movilización a partir de fracturas y se desarrolló fundamentalmente a fines del terciario superior-principios del cuartario.

1.6.1 Estructuras preterciarias.

Dadas las características del trabajo, sólo han sido reconocidas las lineaciones correspondientes a esquistosidad, foliación o estratificación las cuales se volcaron sobre el mapa estructural.

Nullo F., 1981, a partir de observaciones en área Norte de la sierra concluye que el rumbo de la esquistosidad es N 25° O a N 10° O, luego mediante análisis de fracturas y su ponderación llegó a la conclusión de que sobre el conjunto litológico se había producido un esfuerzo compresivo con dirección N 60° - 80° E en sentido este-oeste y una dirección para el esfuerzo traccional de N 20° a 30° O.

Si se acepta esta como dirección primaria de esfuerzos y estructuras resultantes, puede apreciarse en el mapa estructural que la misma no es constante en todo el bloque serrano. Así en el Sector al sur de la fractura Alto de Los Molles - La Esqui-

na el rumbo de la esquistosidad es N 30° W al oeste de Motegasta, en la zona de Las Juntas es N 25° W. En un pequeño sector al Sur de Tamblones el rumbo es N 60° W, al igual que al sur del boss de El Taco. Por otra parte, al sur de La Malaja y oeste de La Dorada la dirección es N 50° W, torciendo hacia el Norte a N 25° W. Al NE de Motegasta el rumbo es N 10° W, en la parte centro Norte el rumbo es casi N-S, mientras que en el noreste, al sur de El Alto, es N 25° W. En cuanto a las fracturas, dado que las mismas deben su existencia a la reactivación terciaria, se describen en ese ítem.

1.6.2. Estructuras terciario-cuaternarias.

Como ya se dijo corresponden al mismo las fracturas en general reactivadas existentes en el área. Las mismas se describirán en función de su importancia.

1° Gran falla Occidental: De rumbo zigzagante NNe-SSo, N-S y NNO - S-SO que en general adquiere el primero por el Norte del bloque y el último citado por el sur. Está afectada por fracturas de extensión de rumbo este-oeste y N 20° - 40° O.

Es una falla escalonada de tipo inverso, con plano de falla subvertical, buzando al este. El rechazo mínimo puede ser inferido a partir de la diferencia de altura entre la cúspide de la Sierra y el Fondo del valle de Catamarca, estimándose que el mismo alcanza a 900 metros. La base se halla oculta por sedimentos cuartarios, mientras que no existen sobre la parte superior de la sierra sedimentos que permitan medir el desplazamiento y estimar la magnitud del volcamiento. Confiere a la sierra un aspecto de suave planicie inclinada hacia el Este.

La magnitud del rechazo disminuye hacia el sur hasta la desaparición de la Serranía a la latitud de La Rinconada.

2° Falla El Potrero.. El Cerrito, también de carácter inverso es posible seguir su trazo a través de 40 km. estimándose su continuidad hacia el sur, mientras que por el norte de la primera localidad no es discernible. Determina la prolongación como cuña hacia el sur del

Basamento a través de los pequeños asomos rocosos de Ramboles, Portillo Chico y el Cerrito. A su vez limita por el naciente el valle del Río Divisadero.

3° Falla Mina Irma - Alijilan: de carácter inverso, escaso rechazo y rumbo N 15° W, que hacia el Norte, se transforma en N-S; es apreciable por más de 40 km, prolongándose por debajo de la cobertura cuartárica, en el sector meridional.

4° Falla La Calerita - Icaño: de iguales características que la anterior y menor recorrido. Probablemente se unan por el norte formando un sistema ramificado.

5° Falla La Majada - El Arbolito - El Taco: de carácter inverso, es de escaso rechazo, tiene unos 20 km de recorrido rumbo Norte-Sur, relaciona los cuerpos de El Taco y La Majada. Paralela a ella hay una zona de debilidad con intrusión de cuerpos pegmatíticos. Su trazo es discontinuo.

6° Falla Cerro de las Casas Viejas - Cerro de las Chilcas - Villa El Alto: se trata de una falla en zigzag que probablemente asocia dos rumbos de fractura, el primero (al sur) de rumbo N 40° E y el 2° (al norte) de rumbo Norte-Sur. Se estima se trata

de una falla compuesta con un desplazamiento de rumbo (dextral ?), o que a través del desplazamiento se enmascara una falla inversa de alto ángulo.

Se debe destacar además la presencia en el sector de tres importantes líneas de fractura, las cuales se destacan a continuación:

Fracturas de rumbo N 60° W: están presentes con distinto grado evolutivo a largo de toda la sierra. Las más importantes son las desarrolladas en el sector La Pampa... El Desmonte entre los paralelos 28°30' y 28°37' donde se manifiesta un cambio en el rumbo de la Formación Sierra Brava y una incurvación de las fracturas alrededor de La Pampa.

Estas fallas se continuarían hasta Vilisman, a lo largo de ellas tendría lugar el emplazamiento de tres boss-graníticos.

El segundo se extiende entre Los Divisaderos y Las Cañadas, donde se alojarían también tres - cuerpos plutónicos. El tercero se extendería entre el Alto de La Esquina - El Barrealito - El Suncho, a lo largo del mismo, se ubica un cuerpo granítico.

El cuarto sería Don Diego - Sur de Esquiú donde se verifica la presencia de un pequeño stock.

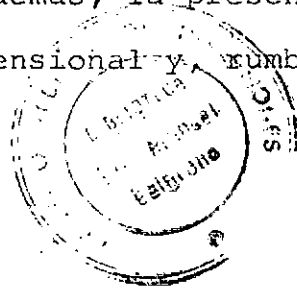
En el sector Norte del área en estudio son importantes los rumbos N 20° - 30° E y N 20-30° O. El primero de ellos relaciona los cuerpos de Sauce Huacho, Santa Rosa y posiblemente "El Taco". El segundo - alcanza importancia en el sector de Los Morteros, sería continuación de la dirección presente en la Sierra Graciana, hacia el Nor-Noroeste. También está presente en la zona de Alto Grande, La Dorada, continuándose hacia Taco Pampa y el sur de Esquiú; es además reconocible en la zona entre Puesto Nuevo y La Serrana.

Por último cabe señalar la presencia de fracturas Este-Oeste, de las cuales alcanzan cierta notoriedad, las ubicadas al sur del stock La Pampa - El Unquillo entre El Coco y Las Higueritas, la segunda al Sur del paraje La Pampa, la tercera al sur de Las Cañadas entre El Aibal Agua de los Cocos, mientras que dos trazas menores se ubicarían en la zona de Puesto Nuevo. El Morro, la una y la de El Jumeal lo restante, ambas tendrían probable continuación oriental.

Cabe aclarar que la relación entre los stocks y boss con los rumbos N 60° W y N 30° E es producto de la asociación de las fracturas y el emplazamiento de los cuerpos, pero estos se hallan presentes en zonas de cruce de fracturas especialmente N 30° - 50° E con las N 60° W.

En resumen, puede decirse que en la región estudiada se verifica la presencia de tres rumbos - de fracturas predominantes, el primero Norte-Sur, el segundo N 50°-60° Oeste y el tercero N 30°-50° E. Estas - fracturas han sido poco estudiadas y podrían alcanzar - gran importancia, al menos localmente, puesto que desplazarían a las anteriormente citadas, lo cual podría tener cierto interés geoquímico y/o minero. La dirección de - lineación E-W secundaria y probablemente póstuma al ciclo de movimiento ándicos. Mientras que la N 20° O, en parte se confunde con la norte-sur, siendo además rescatable su presencia en los bordes del cuerpo serrano.

Se debe destacar además, la presencia de innumerables fracturas de origen tensional y rumbo norte-sur y escaso desarrollo.



2. SIERRAS DE FIAMBALÁ-ZAPATA Y VINQUIS-CERRO NEGRO.

2.1 INTRODUCCION.

La zona se halla enteramente cubierta por estudios geológicos llevados a cabo por el Servicio Geológico Nacional, pertenecientes al relevamiento regular sistemático del país a escala 1:200.000. Dichos estudios contienen capítulos referentes a la estructura del área que posibilitaron la ejecución del presente trabajo. La carencia de investigaciones a mayor escala no permite - realizar subdivisiones exactas acerca del desarrollo temporal de las estructuras pertenecientes al ciclo geotectónico Precámbrico-Paleozoico, en el cual se originaron. Las dataciones radimétricas, cuyo cuadro acompaña ésta, tampoco aclaran el panorama. Por esa razón el ciclo histórico se ha esbozado en forma breve y general, tomando también en consideración las características geoquímicas de los intrusivos presentes en el área.

Para simplificar se ha resuelto dividir a los períodos de deformación en tres grandes ciclos, siguiendo en parte la bibliografía, los cuales se denominan: ciclo Precámbrico-Paleozoico, ciclo Mesozoico Superior?-Terciario Inferior y ciclo Terciario Superior-Cuaternario. La metodología de trabajo utilizada para esta zona fue la misma que se aplicó para la región de la Sierra de Ancasti.

2.2. DESARROLLO HISTORICO-ESTRUCTURAL DEL AREA.

El mismo se inicia con una sedimentación en un surco geosinclinal, el cual recibe a su vez aportes ígneos básicos; su desarrollo tiene lugar el Precámbrico-Cámbrico inferior a medio. En ese lapso hay suaves pulsos tectónicos (movimientos iniciales) que afectan a la serie sedimentari; concomitantes con ellos se emplaza el plutón de La Puntilla, de carácter pretectónico.

Posteriormente se desarrollo la fase principal, en la cual se pliega, metamorfiza e intruye la serie sedimentaria, produciéndose además la gneisificación del Plutón de La Puntilla. En la etapa final de este ciclo se forman las rocas migmatíticas que componen el grueso de los afloramientos.

Cronológicamente, esta fase se ubicaría en el Ordovícico-Silúrico - medio (Gneis de la Sierra de Belén $410 \text{ m a } \pm 12$).

Los esfuerzos deformantes que actuaron en este ciclo a juzgar por el rumbo general de la foliación $N 10^{\circ} 30^{\circ} O$ y la inclinación de la misma, en general subvertical hacia el este, tuvieron sentido $N 60-80^{\circ} E$ y - probablemente pertenezcan al denominado esfuerzo deformante Andino (Baldís et al, 1975). Los cambios en el rumbo de la esquistosidad frecuentemente observados en la parte media y sur del área, pueden deberse al estado plástico de los materiales en la época de su compresión.

Con posterioridad a esta fase principal tuvo lugar el desarrollo de nuevos esfuerzos que produ-

jeron las pulsaciones que dieron lugar al ascenso y emplamiento de los plutones, stocks y boss que componen los cuerpos de:

Cerro Negro de Tinogasta (Devónico-medio)
Granito porfirítico de Cuesta de Zapata (Devónico-Superior), Granito de Mina Los Viejos, (en el sur de Sierra de Fiambalá), Granito de "El Oratorio", en la sierra de Vinquis, todos de edad carbónica inferior y otros cuerpos similares ubicados en las Sierras de Fiambalá y Zapata, pero pertenecientes al carbónico medio.

Con posterioridad, una nueva pulsación de menor grado, produjo el avance de los fluídos aplíticos-pegmatíticos que componen las vetas que se observan alojadas en la parte sur del gneis de La Puntulla, en el Batolito de San Salvador, Plutonita de La Chilca. Sierra de Copacabana y en las Sierras de Vinquis y Zapata. El rumbo general de las mismas es N-NE, con buzamiento de medio a muy inclinado al Este-Noreste.

Luego se produce el ascenso y peneplanización del área que abarcaría hasta fines del Mesozoico, principios del Terciario, en que un nuevo ciclo de movimientos produce las cuencas donde se depositan los sedimentos terciarios. Por los conales formados tiene lugar la intrusión hipabisal del Cerro Fraile y la efusión de las lavas basálticas de la Puerta de San José, de las andesitas y basaltos de la Formación el Aspero y el ascenso de los fluídos que conforman los filones y placolitos de la zona del Cerro Fraile y San Salvador.

En el Terciario Superior-cuartario se produce una reactivación tectónica de gran envergadura que produjo el fallamiento, ascenso y basculación de los bloques del basamento con la consiguiente formación de fosas tectónicas asimétricas alargadas, con plegamiento de las capas sedimentarias terciarias y la extrusión de lavas basálticas que compone la Formación Laguna Helada, al norte de la región analizada. El relieve que resulta de las acciones de estas fases tectónicas es el que con leves modificaciones, aprecia en la actualidad.

PRINCIPALES DATACIONES REALIZADAS EN EL AREA - SIERRA FIAMBALA - ZAPATA.

TIPO DE ROCA	MATERIAL DATADO	ELEMENTO DATANTE	MILL. DE AÑOS	APROXIMACION	PERIODO	LUGAR	AUTOR
Granito Porfírico...	Anfibol	K-Ar	105	± 5	CRETACICO INFERIOR	ODA. LOS ARBOLES FIAMBALA	
Granito Blanco	Biotita	K-Ar	200	± 10	TRIASICO SUPERIOR	C°. ALTO - FIAMBALA	
Lamprofiro ..	Roca total	K-Ar	302	± 15	CARBONICO MEDIO	FIAMBALA	
Granito Sienítico ..	Biotita	K-Ar	316	± 9	CARBONICO MEDIO	ZAPATA	Mc. Bride, Caelles, et al, 1975.
Granito.....	?	K-Ar	320	?	CARBONICO MEDIO	FIAMBALA	
Granito.....	Biotita	K-Ar	322	± 10	CARBONICO MEDIO	PUNTA NEGRA-FIAMBALA	
Granito Sienítico ..	Muscovita	K-Ar	327	± 11	CARBONICO MEDIO	Sa. DE ZAPATA	Mc. Bride, Caelles, et al, 1975.
Granito	Biotita	K-Ar	330	± 10	CARBONICO INFERIOR	EL ORATORIO - SA. DE VINQUIS	
Biotita	Biotita	K-Ar	330	± 10	CARBONICO INFERIOR	MINA LOS VIEJOS-FIAMBALA	
Granito	Biotita	K-Ar	339	± 10	CARBONICO INFERIOR	CAMPO DE BELEN-SA. VINQUIS	
Granito	Biotita	K-Ar	342	± 15	CARBONICO INFER.	RINCONES-Sa. DE ZAPATA	
Granito porfirítico ...	Biotita	K-Ar	355	± 15	DEVONICO SUPERIOR	CUESTA DE ZAPATA	
Granito	Biotita	K-Ar	370	± 10	DEVONICO MEDIO	CERRO NEGRO-TINOGASTA	

PRINCIPALES DATACIONES REALIZADAS EN EL AREA - SIERRA FIAMBALA - ZAPATA (Continuación).									
TIPO DE ROCA	MATERIAL DATADO	ELEMENTO DATANTE	MILL. DE AÑOS	APROXIMACION	PERIODO	LUGAR	AUTOR		
Granito	Biotita	K-Ar	386	+ 4	DEVONICO INFERIO	SIERRA DE BELEN			
Sienita	Biotita	K-Ar	402	+ 12	SILURICO MEDIO - SILURICO SUPERIOR	SIERRA DE BELEN			
Gneiss	Muscovita	K-Ar	410	+ 12	SILURICO MEDIO -	SIERRA DE BELEN	Mc. Bride, Cae- lles, et.al.1975		
Serpentinita.	Anfíbol	K-Ar	415	+ 20	SILURICO MEDIO	Qa. AGUA VERDE			
Pórfiro granítico	Roca total	K-Ar	430?	+ 15	SILURICO INFERIOR	FIAMBALA - Qa. DEL JUME TINOGASTA			
Granítico porfírico	Biotita	K-Ar	444	+ 6	ORDOVICICO SUPER.	CUESTA DE ZAPATA			
Lamprófiro	Roca total	K-Ar	632	+ 50	PRECAMBRICO	Qa. LEONCITO - TINOGASTA			
Anfibolita	Anfíbol	K-Ar	1.200	+ 200	PRECAMBRICO	Qa. DEL SALTO - FIAMBALA			

2.3 ASPECTOS ESTRUCTURALES NOTABLES.

La comarca en estudio, como ya se dijo, estuvo sometida a esfuerzos deformantes, de carácter compresional, durante tres períodos. De ellos, el primero ha sido el que forma los pliegues, lineaciones y esquistosidad, presentes en las denominadas estructuras internas o preterciarias. A su vez, se estima que los mismos esfuerzos produjeron las zonas de debilidad y fallamiento que luego fueron reactivadas por la tectónica Terciario-Cuaternario. Durante este último período el sentido del esfuerzo fue prácticamente Oeste-Este, coincidente con el denominado "esfuerzo deformante pampeano", (de Baldi et al. 1975).

Dado que las características de las estructuras del primero y segundo ciclo, son de relativa importancia y ya fueron esquematizadas en puntos anteriores, se pasará a describir las del último, que comunmente los investigadores que han trabajado en el área llaman estructuras externas o terciarias.

2.3.1. Estructuras del Terciario superior-Cuaternario.

Dentro de este ciclo, se pueden distinguir dos tipos de deformaciones, de características totalmente diferentes; la primera, que afecta a la cobertura terciaria (Tectónica de cobertura) en general de carácter plicativo por incidencia del movimiento de los bloques y la segunda, o tectónica de basamento, responsable de la deformación de los primeros y caracterizada por una gran fracturación, con la generación (reactivación) de grandes fallas regionales que dieron lugar a la formación de grandes bloques, seccionados a su vez por fracturas de menor desarrollo, que componen las distintas sierras reconocidas en el área.

El rechazo mínimo y el basculamiento de los bloques, puede calcularse en función de la alteración de la posición original de los estratos terciarios y el desnivel relativo que existe entre su base y la cima de los bloques adyacentes.

Se estima que todas las fallas principales del área son de tipo inverso, volcadas al poniente, mostrando una suave superficie convexa hacia el naciente del labio elevado.

Como las estructuras que afectan a la cobertura terciaria, no hacen a la esencia del presente trabajo, pasarán a describirse aquellas que conforman la trama básica del área; o sea las fracturas regionales y locales. Dentro de las fracturas de primer orden existentes en el área es factible distinguir dos tendencias:

- 1° - Las de rumbo Norte-Sur: que se observan en los sectores Nordeste y Sud del área, y
- 2° - las de rumbo N 20°-40° E que se aprecian en las regiones central y noreste de la misma. La primera lineación coincide con aquella característica de la comarca puneña, mientras que la segunda estaría relacionada con las megatrazas de fracturas regionales.

La región donde se unen coincide con la zona minera de Fiambalá-Zapata, en la cual es marcado el cambio de rumbo Norte-Sur por N-NE de las segundas. En dicha comarca coincide además una lineación transversal de rumbo N 70° E a Este-Oeste que a su vez la cruza. Es probable, además, que estas fracturas, al menos las del último sentido, tengan una componente de rumbo subordinada. Dentro de los bloques o seccionándolos es dable observar la presencia de los siguientes sistemas de fracturas con rumbo N 40° - 50° O y N 40° - 50° E, en el sector noreste del área, de rumbo N 70° O y N 30° E y el sector noreste y central y con rumbo 40° O y N 20° - 30° E y el sector sur, donde a su vez también está bien desarrollado un juego de rumbo N 60° E, de gran importancia regional. Además, en las zonas de Alto del Volcán, Casa de Los Cuervos, Filo Deslendero, Cerro del Fraile, Quebradas del Molle, Tambillos-Alto del Venado, se observan fracturas de rumbo N 80° O a Este-Oeste.

2.3.2 Fallas principales.

Falla quebrada Honda - La Greda: Se extiende entre los paralelos de $27^{\circ} 08'$ y $27^{\circ} 23'$; su rumbo Norte-Sur. Es de carácter inverso, de alto ángulo. Es posible que su extensión sea mucho mayor, según las evidencias de las imágenes satelitarias, aunque no existen mayores descripciones acerca de la misma. A lo largo de su desarrollo relaciona los granitos y pegmatitas de la Formación Chango Real en Altos de la Quebrada Honda, El Paso y el Plutón de Cerro El Pozo - Cerro El Peregrino. Este último se halla asociado al cruce de aquellas con una fractura de rumbo $N-40^{\circ} -50^{\circ} N$.

Falla Altos de la Quebrada Honda - El Algarrobal: Se extiende entre los paralelos de 27° y $27^{\circ} 40'$ a esa latitud se produce su encuentro con la falla El Batre - El Tolar de rumbo $N - 20^{\circ} -40^{\circ} E$. Es de carácter inverso y en gran parte de su recorrido contacta las formaciones Famabalasto y Loma Corral.

Fractura Cerro Pabellón-Cerro Negro. El meridiano de $67^{\circ} 18'$ coincide aproximadamente con una traza de Fractura, que se aprecia entre los paralelos de $27^{\circ} 10'$ y $27^{\circ} 30'$ y que relacionaría longitudinalmente los Cerros Pabellón y Negro. Paralela a ella, hay una serie de cuerpos pegmatíticos de cierto desarrollo al norte del área en estudio.

Falla Tinogasta - El Batreal - El Tolar: Esta línea de discontinuidad secciona en dos grandes bloques a la sierra de Fiambalá, el nordoccidental, donde se encuentra el ambiente de la Puna (Ruiz Huidobro, hoja 12C), compuesto serras de Fiambalá y Alto Huasi, y el sur o Cordón del Fraile - Cerro Durazno. Esta falla determina un basculamiento hacia el Oeste de unos 50° del Cordón del Fraile. A su vez la Quebrada de Las Lajas sería la materialización física de esta línea de Fractura, cuyo plano de falla es de tipo inverso con un ángulo muy cercano a los 90° .

Un poco al sur de la anterior, y con igual rumbo, se encuentra la falla de Aguadita-Quebrada La Tolilla, lineación de gran extensión, que se uniría

a la primera a la altura del Río de las Aguas Calientes, por el sur, conservando su rumbo paralelo a la anterior por el noreste. Las quebradas de Las Cuevas y La Toli-lla serían una manifestación de su presencia.

Falla Tres medianitos - Talita Arriba San Salvador: Es una falla inversa, compuesta, con rumbo Norte-Sur en el triángulo inferior y N 30° E en el superior, facilita el volcamiento de la Sierra de Zapata unos 50° al NO.

Entre la Cuesta de Zapata y Duraznos se extiende otra lineación que tiene aparentemente gran importancia regional, prolongándose en los bloques situados a continuación. Asociada a ella, están los canales del río Las Lajas, en el tramo sur, y el Río Tambillos, determinando a su vez el pie Suroccidental de la Sierra de Belén. Es probable que relacione los intrusivos de la Cuesta de Zapata y falda oriental de Belén. Determina junto con la anterior, la existencia del cordón de los Colorados.

Fractura de Cachiyuyo - Río La Totorá: De rumbo N 70° E. separa la Sierra de Vinquis del Cerro de las Mulas por un lado y determina la finalización austral del cordón de Fiambalá al Norte de Tinogasta por el otro.

Falla de Andaluca: De carácter inverso, tiene rumbo sigmoidal Norte-Sur en la parte sur y NE en el norte; separa las sierras de Zapata y Vinquis, determina un basculamiento al Oeste de la Sierra de Vinquis, de aproximadamente -35° . Limita al naciente al Campo de Andaluca.

Falla de Vinquis: Es de rumbo Norte Sur, facilita el cabalgamiento de la Sierra de Vinquis sobre el terciario - en el flanco oriental de la misma, puede seguirse su recorrido entre los paralelos de $27^{\circ} 40'$ y $28^{\circ} 18'$, algo al sur del Río Colorado, pero es posible que controlé el Valle del Río Pituil.

Fractura de Cachiuyo - Río Tambillos: Es al presente una traza de fractura de rumbo $N 30^{\circ} E$, que secciona la sierra de Zapata en su parte media. Tal vez tenga relación con los pórfiros graníticos de la Cuesta de Zapata.

Falla del Cerro Negro: De rumbo $N 35^{\circ} E$, determina la existencia por volcanismo hacia el NO, del pequeño cuerpo

que compone el accidente homónimo. Su traza se pierde bajo los terrenos cuartarios.

Falla Cerro Negro - Cerro Morteros: De rumbo N 40° O, se extiende a través de la Sierra de Fiambalá-Zapata-Vinquis y secciona al Cerro Negro en dos porciones: Nordoriental y Sud-Occidental. Es, al estado actual del conocimiento, más una traza de fractura de carácter regional, que una falla propiamente dicha. Es muy probable que ella relacione los cuerpos graníticos intrusivos post-tectónicos de Los Arboles - Los Ratones, Sierra de Vinquis y Cerro Negro.

Falla Tinogasta - Campo de Andaluca: De gran extensión regional, con rumbo N 50° O, es claramente visible a pequeña escala. Separa las sierras de Zapata y Vinquis y determina, probablemente, el fin SO de la Sierra de Fiambalá. Debe considerarse como una falla posible al nivel actual del conocimiento.

Falla de Zapata: De rumbo N 10° - 19° E y carácter inverso, puede ser un relictos de las estructuras originales. Se manifiesta sobre el flanco oriental de la sierra de Zapata, a la cual secciona.

2.3.3 Conclusiones.

Puede resumirse el panorama estructural del área, diciendo que en el mismo hay una primera lineación estructural correspondiente a fracturas de rumbo Norte-Sur, que deben haber correspondido a los rumbos originales de la etapa de plegamiento compresivo.

Un segundo rumbo, N 20-40 E, que corresponde a una zona de debilidad generada en ese ciclo, y destacada a través de los sucesivos movimientos terciario-cuaternarios, en parte oblitera el rumbo de las estructuras primarias, o se asocia con ellas, conformando fallas compuestas y ramificadas.

Existe, además, un juego de fracturas ya citado, N 40° - 60° E y N 50° - 60° O, que corresponden a fracturas menores del primer ciclo tectónico, también activadas posteriormente.

Las mineralizaciones presentes, se hallan relacionadas a los cuerpos graníticos posttectónicos y estos, a su vez, están controlados (o alojados) por las intersecciones mayores de fracturas. Las zonas a prospectar, estarían relacionadas con dichos stocks y la región vecina, siguiendo en primera instancia las líneas estructurales mayores. Si bien éstas, no necesariamente, controlarán la mineralización, seguramente tendrán anomalías geoquímicas asociadas.

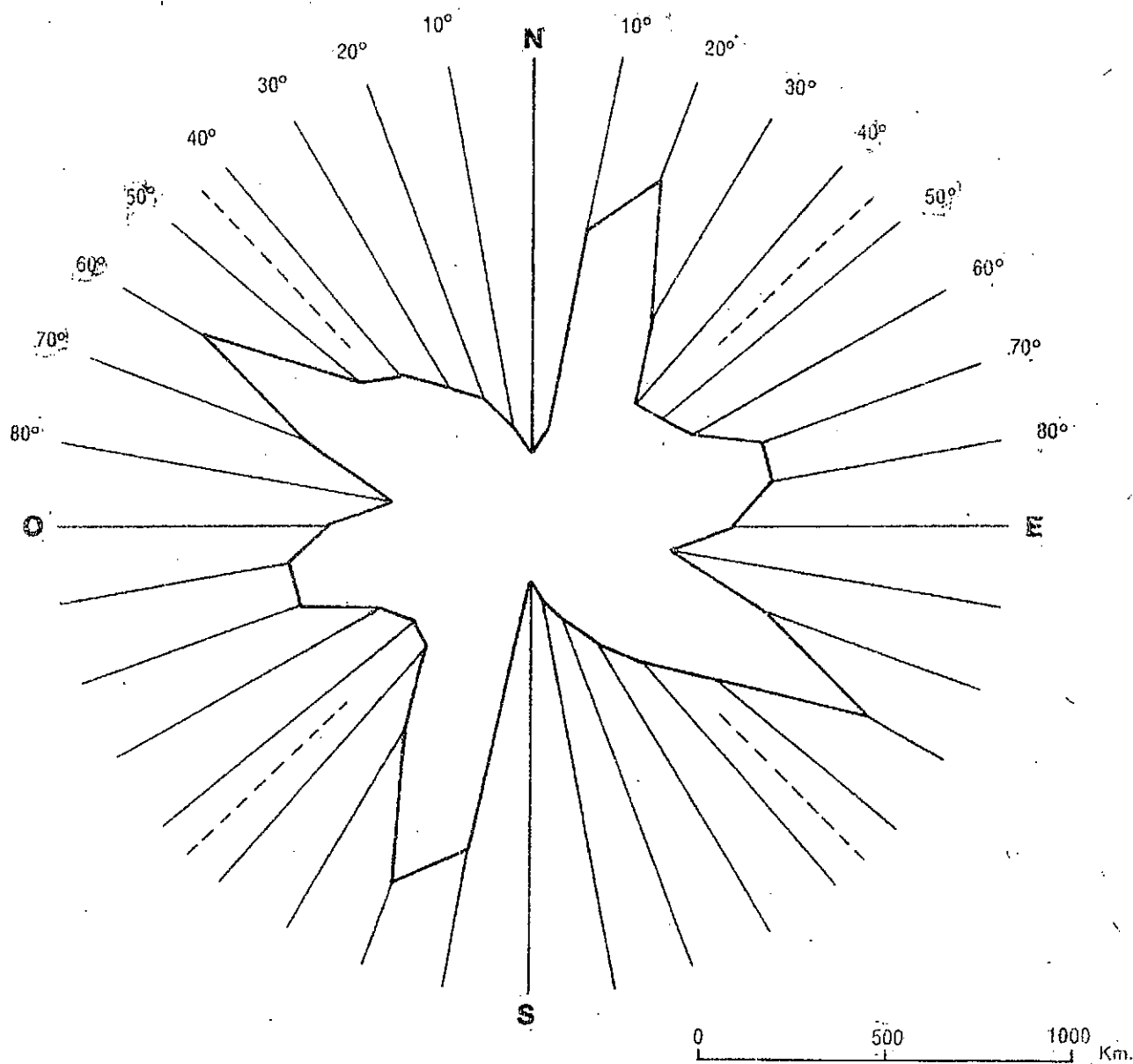
2.4. RELACION ENTRE ESTRUCTURA Y MINERALIZACION.

Apartir del trabajo de L. Figueroa (1972) se pueden delinear las características y probable relación entre la estructura y las mineralizaciones en el sector de las Sierras de Fiambalá-Zapata-Vinquis.

En dicha investigación, el autor luego de trazar las fotolineaciones existentes en el área del Plan NOA Geológico Minero y comprobar las mismas como fracturas, realiza también un análisis estadístico de la distribución de las megatrazas de fractura, con centro en el meridiano de 67° W y los paralelos de 25° , 26° y 27° de latitud sur, el último de los cuales cubre perfectamente la zona en estudio (Gráfico N° 1). En el mismo puede apreciarse que las fracturas mayores del área se agrupan en dos direcciones predominantes a saber: N 20° E y N 60° W, existiendo también una tercera de menor desarrollo con rumbo N 70° - 80° E.

El análisis profundo de ellas permite conocer que corresponden a direcciones tectónicas presentes en los orógenos andinos (N 20° E), o que controlan el desarrollo de cuencas sedimentarias (N 60° O). Estas últimas muestran una marcada prolongación fuera de la región, cortando distintas regiones morfoestructurales, lo cual hace suponer que tienen una gran antigüedad y han sido periódicamente reactivas. En resumen puede decirse que de existir intrusivos mineralizados o no, ellos

MEGATRAZAS DE FRACTURA



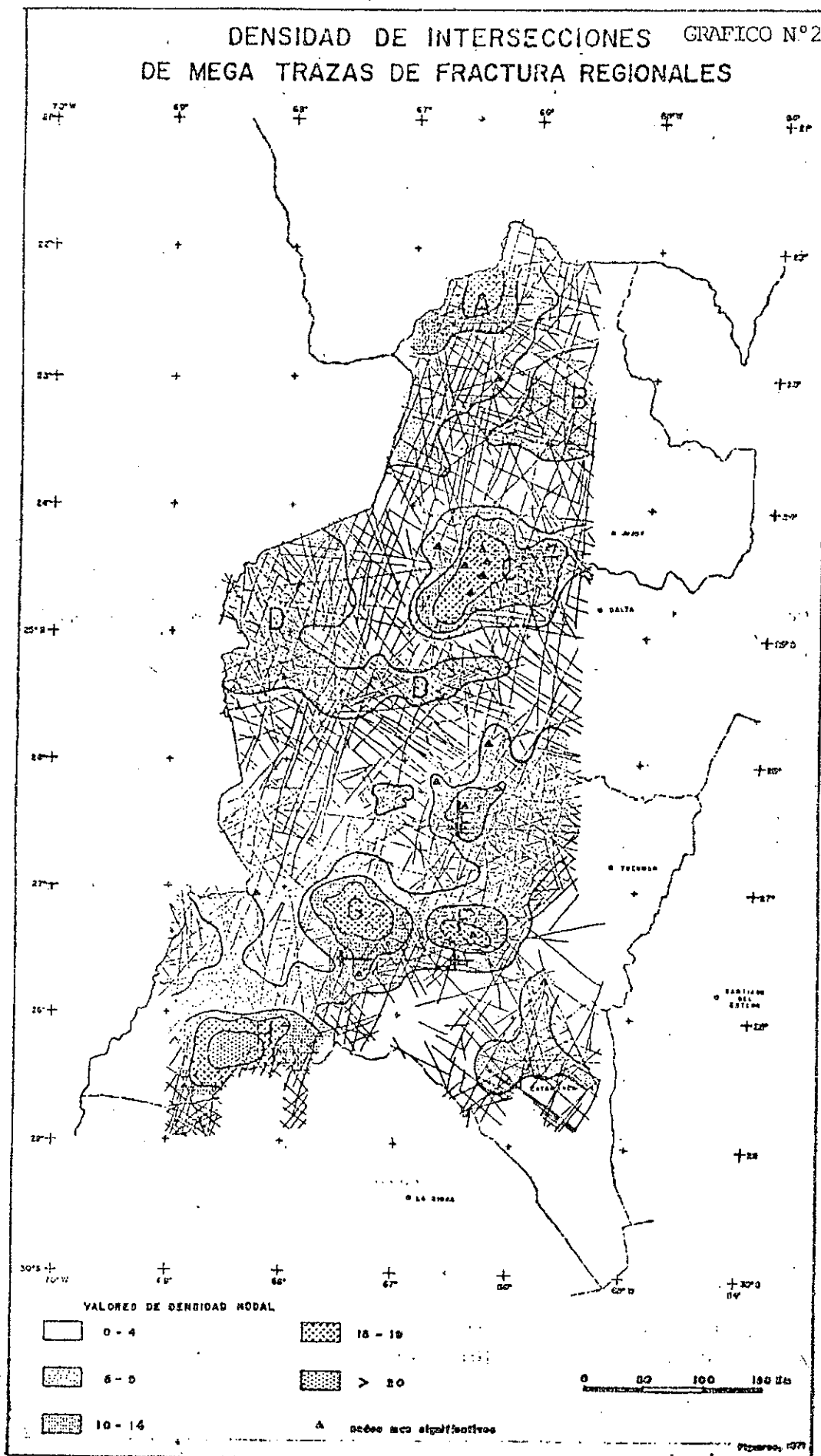
CENTRO : $67^{\circ} 0 - 27^{\circ} S$ -

RADIO : 150 Km.

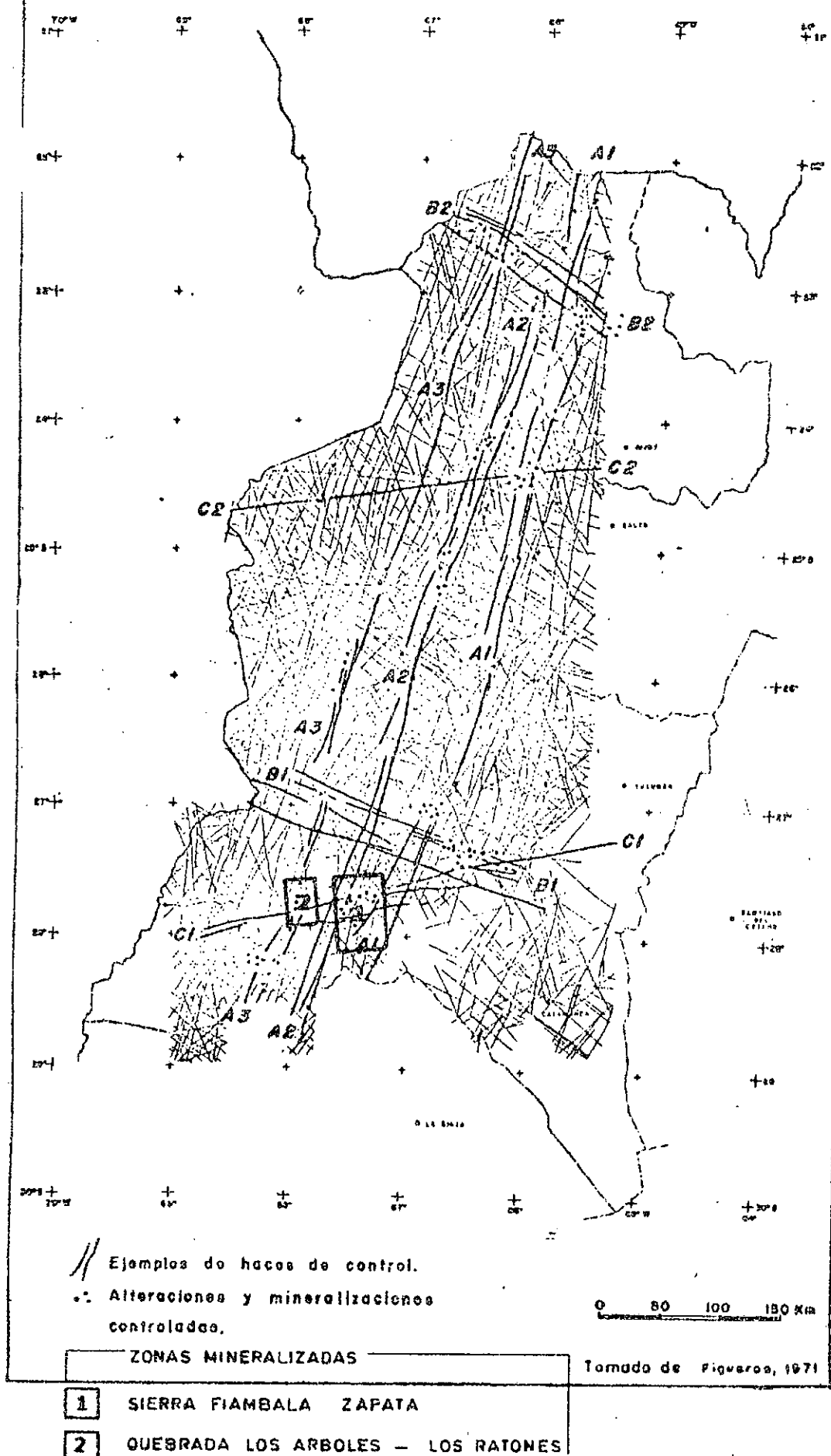
FUENTE : Tomado de Figueroa, León
Fotolineamientos y Minerali-
zación en el Noroeste Argen-
tino, 1971.

deben estar de algunas maneras relacionados con los rum-
bos tectónicos determinados para la comarca, puesto que
se acepta en general que las intersecciones de las mega-
trazas de fracturas son los puntos favorables para las
formaciones de cuerpos mineralizados. Schmitt (1968 p.
31), aconseja dirigir particularmente la atención en
el desarrollo de una prospección minera, a todas las in-
tersecciones de estructuras y muy especialmente a intersec-
ciones triples o mayores.

En función de ese criterio, en el trabajo
citado se elaboró un análisis estadístico de la densidad
de intersección de las megatrazas de fracturas regiona-
les, representando los mismos en un gráfico con valores
de densidad modal, delimitando áreas en base a curvas de
isovalores de densidad modal, con lo cual se ha obtenido
el Gráfico que se incluye a continuación (Ver Gráfico
Nº 2). A través del mismo pueden apreciarse áreas de
prioridad para la prospección minera.



MINERALIZACIONES GRAFICO N°3
ESTRUCTURALMENTE CONTROLADAS



Haz de Megatrazas de Fracturas A₁: Tiene igual rumbo y desarrollo que el anterior. A su vera se encuentran - los siguientes yacimientos: San Francisco, San Eduardo, El Busco y Diez Hermanos de wolfram, Iturralde Padre (Pb, Ag - Zn), Rodeo Gervan (distrito de N, Bi, Pb, Ag, Zn), Doña Martina, La Catamarqueña, Los Marcos (todos de wolfram), Don Enrique (W, Bi), Don Carlos (W), Vaca Viscana, Barro Negro, Manijita (todos de Cobre), Grupo minero Concordia (Cu, Pb), Purisima (Cu), Distrito Pimahuasi - Cangrejillos (Pb - Zn - Ag) y Corralito Blanco (Cu).

Has de Megatrazas de Fracturas C₁: Tiene rumbo N 70° E y relaciona las siguientes mineralizaciones: Capillitas - Cerro Atajo, Sierras de Fiambalá y Zapata, Cerros Cumichango.

Como conclusión, el mismo estudio, refiere que: "Los distritos mineros más importantes conocidos en la región Noroeste del País se encuentran emplazados en las intersecciones de dos o más haces de mega-

trazas de fracturas principales".

En la intersección del haz C_1 con el A_2 , se encuentra el Distrito Minero de la Sierra de Fiambalá y en el cruce del Haz C_1 con el A_1 se encuentra el Distrito minero Quebrada de Los Arboles -Quebrada de Los Ratones.

Es menester señalar que la existencia de un determinado rumbo de fracturas regionales principales, no condiciona la presencia de yacimientos en las mismas o según sus rumbos. En realidad, estos dependen del comportamiento del área respecto a la acción de un nuevo campo de fuerzas. Si hay ascenso de fluidos mineralizantes, estos tendrán por camino aquellas fracturas de tipo tensional, desarrolladas bajo la influencia de ese nuevo campo.

Resumiendo, puede manifestarse que en la región existen claras evidencias de un control estructural de yacimientos, que permiten seleccionar las zonas a investigar con mayor profundidad y grado de detalle.

IV. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION GEOQUÍMICA.

IV. FICHADO Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN GEOQUÍMICA.

1. RELEVAMIENTO DE LA INFORMACION.

La información básica se obtuvo en la sede del Plan NOAI en la ciudad de Tucumán, donde se relevaron datos de aproximadamente 6.800 muestras geoquímicas incluidas en las áreas bajo estudio: Fiambalá-Zapata, Cerro Negro-Londres y El Alto-Ancasti.

Las muestras se refieren a tres tipos de materiales: sedimentos fluviales fino, sedimentos fluviales grueso y roca.

Para cada muestra se obtuvo la siguiente información:

- . Número de la muestra.
- . Ubicación sin coordenadas de cada muestra en un mapa.
- . Tenores de cada muestra para cada uno de los elementos considerados: Cu, Pb, Zn y en algunas áreas Sn, W y Mo, en partes por millón (p.p.m.).

Con estos datos, se consiguió una cobertura significativa de las áreas bajo estudio.

El área 1, Fiambalá-Zapata incluye los mosaicos 23 B3, 23 C3 y completos y parcialmente los mosaicos 23 A2, 23 B2, 23 C2, 23 D2, 23 A3, 23 A4, 24 B4, 23 C4.

El área 2, El Alto-Ancasti, incluye parte de los mosaicos 30 A2, 30 B2, 30 C2, 30 D2 y 30 A3 y en forma casi total los mosaicos 30 A3, 30 B3, 30 C3 y no hay información sobre los mosaicos al sur del paralelo 29°.

El área 3 Cerro Negro-Londres está comprendida por partes de los mosaicos 23 D3, 23 D4, 28 A3, 28 A4, 28 B3 y 28 B4.

Se adjunta un cuadro con el número y tipo de muestra en cada mosaico.

El primer paso de la labor consistió en:

- . Control de consistencia de los datos.
- . Cálculo de las coordenadas de cada muestra.
- . Carga de datos en soporte magnético.

NUMERO DE MUESTRAS PROCESADAS.

	MOSAICO	SEDIMENTO FINO	SEDIMENTO GRUESO	ROCA
23	A2	14	15	1
	B2	30	-	5
	C2	39	27	21
	D2	191	79	74
	A3	34	36	1
	B3	317	30	49
	C3	367	276	51
	D3	415	289	116
	A4	7	7	-
	D4	72	-	2
	C4	42	-	3
	D4	25	-	-
		1.613	766	323
28	A3	176	175	4
	B3	73	64	-
	A4	137	136	5
	B4	17	17	1
		386	392	10
30	A2	262	-	11
	B2	323	-	7
	C2	432	-	8
	D2	386	-	8
	A3	217	-	7
	B3	473	-	7
	C3	601	-	48
	D3	529	-	25
		3.223	-	121
		5.222	1.158	454
				<u>6.834</u>

2. PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION.

Cada mosaico fue dividido en 100 sectores iguales de 2,5 km por 2,77 km y una superficie por sector de 6,9425 km².

A su vez cada sector comprende 4 celdas iguales de 1,25 km por 1,39 km y una superficie unitaria de 1,7356 km².

2.1. Cálculo del Fondo Geoquímico.

En esta etapa, se calculó el valor del fondo geoquímico del sector y sus coordenadas virtuales de acuerdo a las siguientes fórmulas:

$$F_S = \frac{\sum_{i=1}^n t_i}{n_s} \quad (1)$$

$$X_S = \frac{\sum_{i=1}^n t_i * x_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (2)$$

$$Y_S = \frac{\sum_{i=1}^n t_i * y_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (3)$$

donde:

F_S = Fondo geoquímico del sector S.

t_i = tenor de un elemento dado (Cu, Pb, Zn, etc.) contenido en la muestra i en partes por millón (ppm).

n_S = Número de muestras comprendidas en el sector S.

X_S = Coordenada virtual (en metros) en el sentido este-oeste referida al mosaico correspondiente, del fondo geoquímico del sector S (F_S).

Y_S = Coordenada virtual (en metros) en el sentido norte-sur referida al mosaico correspondiente del fondo geoquímico del Sector S (F_S).

x_i = Coordenada (en metros) en el sentido este-oeste referida al mosaico correspondiente, de la muestra i.

y_i = Coordenada (en metros) en el sentido nortesur referida al mosaico correspondiente, de la muestra i .

2.2. CALCULO DE LOS VALORES ANOMALOS.

Con los valores del fondo geoquímico, se procedió al cálculo de los valores anómalos de acuerdo a las siguientes fórmulas:

$$a_i = t_i - F_S \quad (4)$$

$$A_C = \frac{\sum_{i=1}^n a_i}{n_C} \quad \text{para } a_i \gg 0 \quad (5)$$

donde:

a_i = valor del tenor anómalo de la muestra i .

A_C = valor de la anomalía media de la celda C .

$$X_{Ac} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i \cdot X_i}{\sum_{i=1}^n a_i} \quad \text{para } a_i \gg 0 \quad (6)$$

$$Y_{Ac} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i \cdot Y_i}{\sum_{i=1}^n a_i} \quad \text{para } a_i \gg 0 \quad (7)$$

donde:

X_{Ac} = Coordenada virtual (en metros) en el sentido este-oeste referida al mosaico correspondiente, de la anomalía media de la celda C.

Y_{Ac} = Coordenada virtual (en metros) en el sentido norte-sur referida al mosaico correspondiente, de la anomalía media de la celda C.

2.3. CALCULO DE LOS VALORES RESIDUALES.

Una vez calculados los valores anómalos y sus coordenadas, se procedió al cálculo de los residuos de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$R_i = a_i - A_C \quad \begin{array}{l} \text{para } a_i \geq 0 \\ \text{para } R_i \geq 0 \end{array} \quad (8)$$

donde:

R_i = valor residual de la muestra i .

Con este cálculo, se finalizó la recopilación y procesamiento de los datos geoquímicos. La evaluación fue realizada por computadora y los resultados obtenidos se adjuntan por separado.

Cada formulario de computadora contiene los resultados de un sector para un elemento químico y para un tipo de material muestreado. El cuadro se divide en dos partes. La primera parte indica los valores de fondo y anomalía y la segunda parte los valores residuales positivos.

3. ANALISIS DE LOS DATOS GEOQUIMICOS.

El análisis consistió básicamente en llevar a escala 1:100.000:

- . Mapeo de las muestras.
- . Mapeo de los valores de fondo geoquímico.
- . Trazado de las líneas de isotenor.
- . Mapeo de los valores anómalos y definición de áreas - anómalas.
- . Mapeo de los valores residuales y definición de áreas residuales.

Los componentes residuales se agrupan en el mapa constituyendo puntos de acumulación que es necesario ponderar ya que en si mismos carecen de significado.

Estas áreas residuales son evaluadas mediante la siguiente fórmula:

$$K_A = \frac{\bar{R}_i}{E_C} \times (2 \times N_{RA} - 1) + \frac{F_S}{E_S} \times N_{RS} \quad (9)$$

donde:

K_A = número relativo que pondera el interés del área A. $K_A \geq 0$

$$\bar{R}_i = \frac{\sum_{i=1}^{N_{RA}} R_i}{N_{RA}}$$

E_C = Superficie de la celda (en km^2).

N_{RA} = Número de valores residuales que componen el área A residual.

E_S = Superficie del sector (en km^2).

F_S = Fondo geoquímico del sector S que contiene por lo menos la mayor parte del Área A residual.

N_{RS} = Número de valores residuales contenidos en el sector S que contiene por lo menos la mayor parte del Área A residual.

Una vez obtenidos los valores de K_A se los clasifica en 4 rangos de valores;

- . Alto
- . Medio Alto
- . Medio Bajo
- . Bajo

4. RESULTADOS OBTENIDOS

4.1 MARCO CONCEPTUAL.

La técnica de análisis estadístico antes descripta permitió el trazado de los mapas de fondo geoquímico, de áreas anómalas y de áreas residuales ponderadas, para cada elemento químico investigado en cada tipo de muestra.

Como ejemplo del trabajo realizado se acompañan mapas de plomo en sus tres tipos de muestras y los correspondientes a cobre y zinc en su fracción fina. Los mismos mapas fueron trazados para cobre y zinc en sedimento grueso y roca y para wolframio y estaño en los tres tipos de muestras.

El análisis de los mapas de fondo geoquímico comparados con los mapas geológicos, estructural y de ubicación de yacimientos, refleja la distribución de las diferentes litologías que constituyen la región y aporta argumentos al análisis estructural del área.

Los mapas de áreas anómalas son fundamentalmente el paso intermedio que permite la determinación de las áreas con residuos positivos y su zona de influencia.

Los mapas de áreas residuales ponderadas señalan, a la escala en que se realizó el trabajo, las localidades de potencial interés minero cuantificado mediante el coeficiente de ponderación.

Finalmente, se presenta a modo de síntesis general, dos mapas, uno para el Area Fiambalá-Zapata-Cerro Negro-Londres y otro para el Area de El Alto Ancasti en los que se intenta asociar el análisis geoquímico con la geología del área. Los resultados se describen en 4.3.1.

Las diferentes rocas que constituyen el área representan un amplio rango de tiempo en la historia geológica de la región, por lo tanto son muchos los procesos que allí han actuado y de los cuales ellas son testimonio.

En la interpretación de los datos de prospección geoquímica deben tenerse en cuenta todos los procesos que actuaron en el tiempo, apareciendo ahora superpuestas sus diferentes marcas.

La hipótesis de base que se utilizó en el análisis de la información aportada por los datos geoquímicos es la siguiente:

En una cuenca con su correspondiente relieve se deposita una serie sedimentaria marina, quizás en parte subaérea ("continental" paloinsular) en las porciones del relieve emergentes del mar.

Sincrónicamente con la sedimentación clástica y química puede haber tenido lugar actividad volcánica.

La elevación del área de aporte (en este caso el continente de Gondwana) plegó la serie sedimentario-volcánica, generando un plegamiento apretado con rumbo general de los planos axiales norte-sur a noroeste-sudeste, con una inclinación hacia el este a noreste, o sea volcados hacia el oeste a sudoeste.

El plegamiento implica esfuerzo comprensivo, por lo tanto metamorfismo, generación de planos de esquistosidad y de fracturación o de escurrimiento, de espacios vacíos y con fracturas de alivio. Todo esto da la lineación de planos de debilidad en el conjunto que serán aprovechados por todo esfuerzo deformante que actúe en la historia posterior del área y constituirá la vía de acceso de masas intrusivas y de fluídos portadores de mineralizaciones de interés económico, pudiendo ambos emplazarse en estos planos si constituyen límites de espacios vacíos.

Los fluídos portadores de mineralizaciones pueden provenir:

- de la diferenciación en cámaras magmáticas, o sea por ascenso desde las profundidades;
- por descenso de aguas superficiales con productos de meteorización en solución o en suspensión;
- por secreción de elementos fluídos o plásticos diseminados en las litologías próximas a los espacios abiertos.

Las mineralizaciones albergadas en las diferentes litologías que constituyen el área pueden te-

ner interés económico en función de su volumen y concentración (ley), independientemente de su origen.

4.2 FONDO GEOQUIMICO.

A partir de lo enunciado en el párrafo anterior se realizó el análisis del paisaje que diseñan los mapas de fondo geoquímico, dándole especial importancia a los resultados de las muestras de roca.

Es oportuno destacar que la densidad del muestreo de rocas en el área es baja y de distribución heterogénea. Si bien por sí solo este conjunto no da resultados confiables, sus resultados constituyen puntos de referencia extrapolables para la interpretación de las poblaciones de sedimentos fluviales en las dos fracciones analizadas (+80 y -80 ASTM).

El mapa metalogenético fue de fundamental importancia especialmente en las áreas donde la cantidad de datos geoquímicos es escasa.

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
<u>AREA FIAMBALA-ZAPATA-LONDRES-CERRO NEGRO</u>	
Cobre. Muestras de Roca. Fondo geoquímico mayor que 30 ppm.	
Las Lagunitas-Tres quebradas	Bg2
SE de Cerro Negro	Bg2
Los Arboles	Bg2
Este de Vallecito	Bg2
NE de Cerro Aspero	Pg
Nacientes del río Tala Quemado	Pg
Cobre. Muestras de sedimento +80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 20 ppm	
Oeste de El Progreso Argentino	Bg2
Los Arboles	Bg2
Vil Achay	Bu2
NE de Cerro Aspero	Pg
- Cobre. Muestras de sedimento -80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 15 ppm.	
Río de las Papas	Bg2, Bmig
Río Abra del Medio	Bmig
Sur Grupo Minero Alto Grande	Bg2
Pie de la Sierra de Fiambalá, al W de El Progreso Argentino	Bg2

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Sur Grupo Minero San Antonio	Bmag, Bub
Norte Grupo Minero Quebrada del Salto	Bg2
Este de Vil Achay	Bub
Esquinero SW del área Londres-Cerro Negro	Pg
- Plomo. Muestras de roca. Fondo geoquímico mayor que 40 ppm	
Vallecito	Bg2
Vil Achay	Bg2
- Plomo. Muestras de sedimento +80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 20 ppm.	
Río de Antinaco	Bmig, Bg2
SW de El Progreso Argentino	Bg2
Grupo Minero Quebrada del Salto	Bmig, Bmag, Bgl
Sur de Vil Achay	Bg2
Grupo Minero Cerro Negro	Q
Sur del Morro de Ramblones	Bg2
Sur de Río Colorado	Pg
- Plomo. Muestras de sedimento -80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 20 ppm	
Sur del río de Antinaco	Bmig, Bg2
Río Corral de Piedras	Bes

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
NW de Casa de Aguila	Bes
SE de Cerro Negro	Bmig, Bdg
SW de Cerro Negro	Bmig
Línea NNE-SSW al norte de El Pabellón	Bmag, Bg1, Bg2
Río Las Lajas, Aguas Calientes	Bmig
La Galena	Bmig
Río Las Lajas	Q
SW del Grupo Minero San Antonio	Bes
Sierra de Vinquis, al sur de Suncho	Pg
SW del Cerro Negro	Bes
- Cinc. Muestras de roca. Fondo geoquímico mayor que 50 ppm	
Oeste y norte de Cerro Morado	Bes, Bg2
Al sur de la línea que une Cerro Negro y Pantanos	Bg2
Sur de Los Arboles	Bg2
NW de Anillaco	Ggn
Cerro Negro-Indio Parado	Bmig
Norte de Vil Achay	Bmig, Bmag
Quebrada Seca	Bmig
Grupo Minero San Antonio	Bg2
ENE Cerro Aspero	Bg2

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
- Cinc. Muestras de sedimentos +80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 50 ppm.	
Oeste Cerro Colorado	Bes
Oeste de Pantanos	Bg2
Los Arboles	Bg2
Este del Grupo Minero del Alto Grande	Bg2
Durazno	Bg2
Norte de Vil Achay	Bg2
Nw de Suncho	Bg2
Cerro Aspero	Pg
Cerro Negro	Pg
Río Colorado	Pg
- Cinc. Muestras de sedimento -80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 50 ppm.	
Corral de Piedras	Bmig, Bg2
Este del Grupo Minero Salto Grande	Bmig, Bg2
Sur de Vil Achay	Bg2
Al oeste de la línea que une El Suncho y Las Totoras	Bg2
Faldeo oeste de la Sierra de Vinquis	Pg
- Wolframio, muestras de roca	
Al sur de Vil Achay	Bg2
Oeste de El Durazno	Tca

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
- Wolframio, Sedimentos +80 ASTM	
Sur del Cerro Negro	Bmig
Sru de Los Arboles	Bg1
Sur de Vil Achay	Bg2
- Wolframio. Sedimento -80 ASTM	
Norte de Cerro Blanco	Bes, Bg2
NW del Cerro El Mojón	Bg2
Sierra de Vinquis, esquinero NW del mosaico 28 A4	Pg
- Estaño. Muestras de roca	
Este de Pantanos	Bg2
Sur de Los Arboles	Bg2
- Estaño. Sedimento +80 ASTM	
Norte de Peñas Blancas	Bg2
Sur de Los Colores	Tpor
Sur de Los Arboles	Bg2
Sur de Vil Achay	Bg2

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
- Estano. Sedimento -80 ASTM	
Sur del Cerro El Mojón	Bg2
<u>Area El Alto-Ancasti</u>	
- Cobre. Muestras de roca	
Río del Puesto	Bes
La Aguadita - Concepción	Bes
NE del Cerro Los Cóndores	Bes
Este del Cerro Los Condores	Bes
El Manantial	Bg
- Cobre. Muestras de sedimentos -80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 25 ppm.	
La Cañada	Bmig
Este de Sauce Mayo	Bes
Este de Río del Puesto	Bes
NW de La Encrucijada	Bes
Tres Cerros	Bes
Este del Río Grande	Bes, Bc
Norte del Cerro Los Laureles	Bes
Oeste del Cerro Los Laureles	Bes
Sur del Cerro de La Virgencita	Bes

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
- Plomo. Muestras de roca	
Oeste de Vilisman	Bes
Ancasti	Bes
- Plomo. Muestras de sedimento -80 ASTM. Fondo geoquímico mayor que 25 ppm	
Norte de Las Tunas	Tsm
Oeste de Sauce Mayo	Bes, Bg
SW de Sauce Mayo	Bes
Alto de la Cruz	Bmig
NE de Las Tunas	Bg
ESE de La Calerita	Bes, Bg
Sur del Cerro Los Laureles	Bes
Norte de Campo de las Piedras	Bes, Bg
- Cinc. Muestras de roca.	
Arroyo de Las Bateas	Bmig
SW de La Esperanza	Bg
NE de Tres Cerros	Bes
Río de La Plata	Bes
- Cinc. Sedimento -80 ASTM	
La Cañada	Bmig
Faldeo este de la Sierra de Ancasti	Bes

Mosaicos 30 C3 y 30 D3, faja en el centro con área de
mínimo en el centro

Bes

4.2.1 Conclusiones

Del estudio de la distribución de las áreas con fondo geoquímico máximo para los distintos elementos se observa que:

- las áreas con fondo geoquímico máximo de cobre coinciden con las áreas de fondo máximo en estaño;
- las áreas con fondo geoquímico máximo en plomo aparecen entre las de fondo geoquímico máximo de cobre y de wolframio;
- las áreas con fondo geoquímico máximo de cinc se encuentran entre las de fondo geoquímico máximo en cobre y plomo, y se superponen parcialmente a las de ambos elementos;
- para el estaño y el wolframio, se mantiene la incompatibilidad observada en otras partes del mundo y a nivel global.

En lo referente a estructuras, a partir de la distribución de las áreas con fondo geoquímico - máximo en estaño y wolframio y de la ubicación de las explotaciones conocidas en la región y corroborado por la distribución de las áreas con fondo geoquímico máximo en cobre, plomo y cinc, se deduce lo siguiente:

Area de Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro

- la existencia de un plegamiento muy apretado, de alto orden con planos axiales de rumbo NE-SW, que según comunicación verbal del Dr. J. Tulio, estarían volcados hacia el sudoeste, o sea que el plano axial inclinaría hacia el NE;
- la existencia de un sistema de fallas con desplazamiento de los bloques en el sentido del rumbo de los planos de falla los que estarían orientados ESE-WNW y que podrían tener relación con parte de las concentraciones minerales.

Area El Alto-Ancasti

- el plegamiento observado en el área de Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro se mantiene y estaría evidenciado en la forma de la tercera área de fondo geoquímico máximo - de cinc;

- habría un primer sistema de fracturación (en el tiempo) de rumbo general NS a NE-SW;
- Se confirmaría el sistema de fallas de rumbo ESE-WNW observado en Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro.

En general los fondos geoquímicos máximos se asocian a las siguientes litologías y/o estructuras, para los distintos elementos estudiados:

- el plomo estaría relacionado con la presencia de rocas con carbonatos (calizas, dolomías, margas o sus equivalentes metamorfizadas);
- el cinc estaría relacionado con los esquistos y removilizado preferentemente hacia el primer sistema de fallas;
- el cobre estaría relacionado con el segundo sistema de fallas y con cuerpos intrusivos de emplazamiento posterior a las dos primeras deformaciones estructurales (plegamiento y fracturación de rumbo general NS).

4.3. RESIDUOS

A continuación se enumeran las áreas residuales con coeficientes de ponderación $K=1$, para cada elemento en cada tipo de muestra.

<u>LOCALIDAD</u>	<u>LITOLOGIA</u>
<u>Area Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro</u>	
- Cobre, muestras de rocas	
Oeste de Cerro Alto del Volcán	Bes
Este de Cerro Alto Grande	Bg2
SE del Pico de los Baños	Bgl
Sur de El Pabellón	Bmig
NE de La Puntilla	Ggn, Bg2
La Galena	Bmig
Oeste de Tambillos	Bg2
Al sur de la quebrada de El Salto, tres áreas alineadas con la falla	Bmag, Bmag y Ggn
- Cobre, muestras de sedimento +80 ASTM	
Sur de Cerro Negro	Bmig
Este del Cerro Alto Grande	Bg2
NE de Corralones	Q, Bg2
Cerro Mortero	Bmig, Bmag

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Oeste de Tambillos	Bg2
Sierra de Vinquis	Pg
- Cobre, muestras de sedimento -80 ASTM	
Río Corral de Piedras	Bmig
Cerro Morado-Cerro El Alto del Volcán	Bg2
Fiambalá-Los Viejos	Bmig, Bg2
Norte de Cerro Pelado	Bmag
Norte de Tambillos	Bg2
SW de Tambillos y NW de Pisuyacu	Bg2
Dos áreas al oeste de Suncho	Bg2 y Bes
Cerro Aspero	Pg
Sur de Cerro Overo	Pg
SE de El Mosquito	Pg
- Plomo, muestras de rocas	
La densidad de muestreo es muy baja, por eso no aparecen residuos en las Sierras de Zapata y de Vinquis.	
Nacientes de la Quebrada del Cobre	Bmag
Este Cerro Indio Parado	Bmag
Alto Puesto del Potrero	Bmag
Norte de Suncho	Bmig, Bes

LOCALIDADES

LITOLOGIA

- Plomo, Muestras de sedimento +80 ASTM

Sur de Cerro Negro	Bmig
Sur de Los Arboles	Bmig
Río Aguas Calientes	Bg2, Bmig
SW de El Progreso Argentino	Tca
Norte del Cerro Indio Parado	Bmig, Bmag
Norte de Vil Achay	Bmag, Bmig
Norte de Suncho	Bes, Bmig
Norte de El Vertiente	Pg
Sur de El Mosquito	Pg
Este de Cerro Aspero	Pg
Sur de Vinquis	Pg

- Plomo. Muestras de sedimento -80 ASTM

Sur del río Corral de Piedra	Bmig
Este del Cerro Alto del Volcán	Bg2
Sur del Cerro del Volcán (2 áreas)	Bmig
Sur del Cerro Negro	Bmig
Los Arboles	Bmig, Bmag
Este de Andacolla	Bg2, Q
Norte de El Vertiente	Pg
Sur de El Chañarcito	Pg

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Sur de El Mosquito	Pg
Sur de Vinquis	Pg
Río Colorado (2 áreas)	Pg
- Cinc. muestras de rocas	
Río Corral de Piedra	Bmig
Oeste de Cerro Morado	Bes
NW de Las Lagunitas	Bes
Sur de Los Arboles (2 áreas)	Bgl, Bg2 y Bgl
Sur del Cerro El Porvenir	Bmig
La Galena	Bmig
SW de La Galena	Bmag
Vil Achay	Bmag
Oeste de Tambillos	Bg2
Oeste de La Totorá	Bg2
Este de El Puesto	Ggn
- Cinc. Muestras de sedimento +80 ASTM	
Quebrada de Piedra Ancha	Bmig
Los Arboles	Bg2
Alto del Venado	Bmig
Oeste de La Totorá	Bg2

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Oeste de Suncho	Bes
Cerro Aspero-Sierra de Vinquis	Pg
Río de La Calera	Pg. Bes
NW de Las Chacras	Bg, Bes
- Cinc. Muestras de sedimento -80 ASTM	
Norte del río Corral de Piedras	Bmig
Sur del río Corral de Piedras	Bmig
Entre Cerro Morado y Las Lagunitas	Bes
Cueva Blanca	Bes
Norte de Los Arboles	Bmg, Bg2
Fala que sería continuación de la anterior desfasada por falla de rumbo WNW-ESE	Bmig, Bmag
Andacollo	Bmig
Oeste de Piscuyacu	Bg2
Sierra de Vinquis	Pg
Río de La Calera	Pg
NW de Las Chacras	Pg

- Wolframio, muestras de roca

La densidad de muestreo no es suficiente para el cálculo de valores residuales, salvo en el caso de Los Arboles en Bmig

<u>LOCALIDADES.</u>	<u>LITOLOGIA</u>
- Wolframio, Muestras de sedimentos +80 ASTM	
Norte de Los Arboles	Bmig
SW de Pantanitos (2 áreas)	Bmig
Norte del Cerro Indio Parado	Bmig
NW de La Puntulla	Bg2
- Wolframio, muestras de sedimentos -80 ASTM	
Norte de Zapata	
Sierra de Vinquis, esquinero NW del mosaico 28A4	Bes
- Estaño. Muestras de roca	
Se incluyen todas las áreas residuales	
Norte de Los Arboles	Bmig
NE de Cerro Ancho	Bmig
Norte de Cerro Indio Parado	Bmig
NE de La Puntilla	Bg2
Límite NW del área	Bg2, Bmig
Norte de Fiambalá	Bmig
- Estaño. Muestras de sedimento +80 ASTM	
Límite NW del área	Bg2, Bmig
SE de Cerro Negro	Bg2

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Norte de Los Arboles	Bmi-
Cerro Negro	Bmig
- Plomo. Muestras de roca	
SE de La Pampa	Bes
Norte de Anjuli	Bes
Minas Irma e Iniciación	Bes
Sur de Vilismán	Bes
Las Lajas	Bes
NE de La Toma	Bes
SW de Campo de las Piedras	Bes
- Plomo, muestras de sedimento -80 ASTM	
La Cañada	Bes
Norte de La Hoyada	Bmig
El Desmonte	Bmig
Sur de Ovanta	Bes
El Alto	Bes
Arroyo Paso Nogal	Bmig
Norte de Tres Cruces	Bes, Bmig
Nacientes del Arroyo La Estanzuela	Bes
Arroyo Grande	Bes
El Arroyo	Bes

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
La Pampa	Bes
NW del Cerro Los Laureles	Bes
SW del Cerro Los Laureles	Bes
Las Juntas-Las Lajas	Bes
Sur de Las Juntas	B-s
Ancasti	Bes
SW de Ancasti	Btl
Alto Colorado	Bes, Bg
NE del Cerro Los Cóndores	Bes
- Cinc. muestras de roca	
La Encrucijada	Bes
Sur de La Pampa	Bes, Bg
Infanzón	Bes
Los Colorados	Bg2
NE de Los Corralones	Bg2
Norte de Cerro Indio Parado	Bmig
NE de la Puntilla	Bg2
- Estaño, muestras de sedimento -80 ASTM	
Esquinero NW del área	Bmig, Bg2
Norte de Peñas Blancas	Bg2

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Norte de Los Arboles	Bmig
Cerro Negro	Bmig
SW de Pantanitos	Bg2
Los Colorados	Bg2
Norte de los Corralones	Bg2
Vil Achay	Bg2
Sur de Vil Achay	Bg2
<u>Area El Alto-Ancasti</u>	
- Cobre, muestras de rocas	
Arroyo Grande	Bes
Norte de Ancajuli	Bes
Las Lajas	Bes
Minas Irma e Iniciación	Bes
- Cobre, muestras de sedimento -80 ASTM	
La Cañada	Bmig
Las Tunas	Bes
El Desmonte	Bes, Bg
Arroyo Paso Nogal	Bmig
El Mollecito	Bes, Bg
Arroyo Grande	Bes

<u>LOCALIDADES</u>	<u>LITOLOGIA</u>
Las Lajas	Bes
Sur de las Juntas	Bes
Cañada de Ipizca	Bes
Sur de Ancasti	Bes, Btl, Bmig, Bg
Minas Irma e Iniciación	Bes. Bg
Norte de Ancasti	Bes
Las Lajas	Bes
Oeste de Campo de Las Piedras	Bes
Minas Irma e Iniciación	Bg
Norte de La Pampa	Bes, Bg
Norte de Concepción (2 áreas)	Bes
Sur de Las Lajas	Bes
NE de La Toma	Bes
- Cinc, muestras de sedimento -80 ASTM	
La Cañada	Bes, Bg
Este de Sauce Mayo	Bes
Cerro El Alto	Bmig
El Desmonte	Bes
Arroyo Paso Nogal	Bmig
Este de El Mollecito	Bes
Norte de Los Corrales	Bes
Mosaicos 30 C3 y 30d3	Bes

4.3.1 Conclusiones y Recomendaciones

El estudio de los resultados del análisis estadístico de los datos geoquímicos, incluyendo la distribución de las áreas residuales con $K=1$ y su comparación con los mapas geológico, estructural y de distribución de yacimientos, permite deducir lo siguiente:

- Area Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro.

. Las áreas residuales se ordenan según la zonación característica del ciclo endógeno (según Emmons) en cuatro localidades donde estarían relacionadas con granitos en facies normal del Paleozoico medio o superior (Bg2). Las localidades son (Ver mapa síntesis).

1. Abra del Paraguay
2. Cerro El Pabellón
3. Fiambalá
4. Río de las Papas

En el área de Río de las Papas, la baja densidad de muestreo no permite establecer la zonación como en las otras áreas y además cabría la posibilidad de que la mineralización esté relacionada a un cuerpo intrusivo menor dentro del área de granito que figura en el mapa.

. El área 5, Quebrada del Salto, estaría relacionada con las rocas ultrabásicas conocidas en el lugar.

. Las demás áreas residuales estarían, en general, relacionadas con mineralizaciones diseminadas en metamorfitas. Su distribución espacial confirma la presencia de un plegamiento apretado de alto orden, con planos axiales de rumbo general NE-SW a NNE-SSW, un fallamiento posterior según planos del mismo rumbo que los axiales de los pliegues y finalmente un sistema de fallas con desplazamiento de los bloques en el sentido del rumbo de los planos de falla (WNW-ESE).

. El plegamiento se observa en la distribución de las zonas potencialmente estanníferas y wolframíferas.

. Las concentraciones de cobre, plomo y cinc concidirían con las fajas estanníferas, cerca de su contacto con las wolframíferas (techo?).

. Los sistemas de fallas deducidos a partir de los mapas de fondo geoquímico aparecen también en los mapas de áreas residuales.

- Area El Alto-Ancasti

. En esta área no es evidente la presencia de concentraciones minerales generadas en el ciclo endógeno.

. El esquema estructural observado en Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro se mantiene en esta área.

. En general las deformaciones estructurales como plegamiento y fallas de orden menor son más importantes en esta área debido quizás a la mayor plasticidad de las litologías que la constituyen.

A nivel más general, se observa que las áreas residuales con $K=1$ no coinciden con las áreas de fondo geoquímico máximo, para cada elemento, en cada tipo de muestra.

. Las concentraciones minerales de potencial interés económico obedecerían a tres tipos de presentación:

- Endógeno, relacionado con intrusiones graníticas o con la presencia de rocas ultrabásicas (actividad volcánica sincrónica con la sedimentación de las actuales metamorfitas? posterior a ella?).

- Exógeno, mineralización diseminada singenética o diagenéticamente en las sedimentitas actualmente metamorfizadas.
- Emplazada en relación con deformaciones estructurales, ya sea como vetas hidrotermales producto de diferenciación magmática, o por secreción lateral de los elementos diseminados en las metamorfitas.

- En lo referente al tipo de muestreo se observa que los resultados del análisis de la fracción +80 ASTM de las muestras de sedimentos fluviales da resultados más coherentes con los resultados del muestreo de roca del área que los de la fracción -80 ASTM. Por lo tanto se aconseja el análisis químico de la fracción gruesa de los sedimentos fluviales salvo casos particulares que aconsejen el análisis de la fracción fina.

- Se aconseja el estudio más detallado con objetivos mineros de las siguientes áreas:

Area Fiambalá-Zapata-Londres-Cerro Negro.

- . las anómalas 1 a 5
- . Río Corral de Piedras

- . Cerro Alto del Volcán
- . Sierra de Fiambalá, al norte del Grupo Minero del Alto Grande
- . Vil Achay-Andacolla
- . Suncho
- . Sierra de Vinquis

Area El Alto-Ancasti

- . La Cañada
- . El Desmonte
- . Faldeo este de la Sierra de Ancasti
- . Las Juntas-La Aguadita-Concepción
- . Campo de las Piedras
- . Ancasti

CUADRO N° 4.1 - EVALUACION DE AREAS ANOMALAS. EL ALTO ANCASTI.

	SEDIMENTOS FLUVIALES										R O C A				
	Fino (-80 a.s.t.m.)														
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	2
k ₁	11.47	114	12.88	121	34.35	159	4.43	4	3.04	3	10.69	7			
k ₂	11.47	53	12.88	64	34.35	76	1.43	3	3.04	3	10.69	2			
	7.65		8.60		22.91		2.97		2.03		7.14				
k ₃	7.64	71	8.59	77	22.90	88	2.96	3	2.02	-	7.13	2			
	3.83		4.29		11.46		1.48		1.02		3.57				
	3.82	44	4.28	47	11.45	41	1.47	-	1.01	-	3.56	-			
	0		0		0		0		0		0				
totales		282		309		364		10		6		11			

Referencias: Ver Cuadro 4.1, Zona Fiambalá--Zapata.

NOTA: (1): Valor k. (2): Frecuencia.