

ISSN 0328-2325

RECURSOS MINERALES

DE LA REPUBLICA ARGENTINA

Volumen II

*Copia del original obtenida
por el Convenio SEGEMAR-UTN
PTM, junio 2010*



Anales N°35
Buenos Aires - 1999



INSTITUTO DE
GEOLOGIA Y
RECURSOS
MINERALES

SEGEMAR
SERVICIO GEOLOGICO
MINERO ARGENTINO



BORATOS TERCIARIOS DE LA PUNA, JUJUY, SALTA Y CATAMARCA

Ricardo N. Alonso¹

INTRODUCCIÓN

Los boratos de edad terciaria (Mioceno) de la Puna argentina constituyen el principal renglón de la actividad extractiva de minerales no metalíferos en el noroeste argentino y una de las principales fuentes de ingresos de divisas por exportación. Los yacimientos en explotación son Tincalayu (Salta) cuya mena principal es tincal; Sijes (Salta) de hidroboracita y colemanita; y Loma Blanca (Jujuy) de tincal y ulexita. Tincalayu y Loma Blanca representan dos de los cuatro únicos yacimientos de tincal en el mundo (los otros dos son Boron en California y Kirka en Turquía). Sijes, por su parte, contiene las mayores reservas conocidas de hidroboracita. Otras localidades menores con boratos terciarios (ulexita, colemanita) son cerro Negro en el extremo nororiental del salar de Cauchari; mina Narciso en la región de Morro Blanco al oeste de Loma Blanca; y, el borde suroccidental del salar de Antofalla (península de Ucal). En este trabajo se realiza una síntesis integral y actualizada del conjunto de los yacimientos terciarios de boratos de la Puna, que por otra parte son únicos en la provincia boratífera centroandina de América del Sur.

ANTECEDENTES

Las investigaciones sobre los boratos de la Puna, incluidos los depósitos terciarios, tiene tres etapas bien marcadas de acuerdo con las publicaciones realizadas por los autores que más se ocuparon en el tema: 1) Los estudios publicados por Luciano R. Catalano entre 1926 y 1964, prin-

cialmente sobre salares boratíferos; 2) Los estudios publicados por Aristarain y colaboradores entre 1967 y 1993, sobre la mineralogía de los boratos puneños; y, 3) Los estudios publicados por Alonso y colaboradores entre 1984 y el presente, principalmente sobre la geología de los yacimientos terciarios.

Catalano, en el período comprendido entre 1923 y 1927, recorrió la Puna enfocando su atención en la temática del boro. Realizó las campañas como geólogo químico de la entonces Dirección General de Minas, Geología e Hidrología a donde remitió los resultados de sus estudios que comprenden unos treinta informes de los cuales muchos permanecen inéditos. Dichos informes contienen datos específicos sobre la génesis, concentraciones, mineralogía, etc., de la mayoría de los yacimientos de boratos, en especial los salares (Catalano, 1926, 1927, 1929, 1930 a, b, c, 1964 a, b, c, d). A este autor se deben también las primeras menciones de las voluminosas masas boratíferas intercaladas en las sedimentitas terciarias que afloran en los salares de Hombre Muerto y Pastos Grandes.

Ahlfeld y Angelelli (1948) en su libro sobre las especies minerales de la República Argentina, tratan las características mineralógicas de los boratos conocidos en ese entonces en nuestro país mencionando algunas nuevas especies para la región.

Alrededor de 1955, Siegfried Muessig realizó importantes investigaciones entre las cuales se destacan un primer estudio geológico del yacimiento Tincalayu con el hallazgo de nuevas especies minerales; un breve resumen sobre la boratera de Turi Lari y una prolija contribución acerca de los depósitos boratíferos cuaternarios de América del Sur (Muessig y Allen, 1957; Muessig, 1958; Muessig, 1966).

El período comprendido entre 1967 y 1977 es el más prolífico en publicaciones sobre boratos de la Puna Argentina. Ello se debió al inicio de investigaciones mineralógi-

¹ CONICET. Universidad Nacional de Salta.

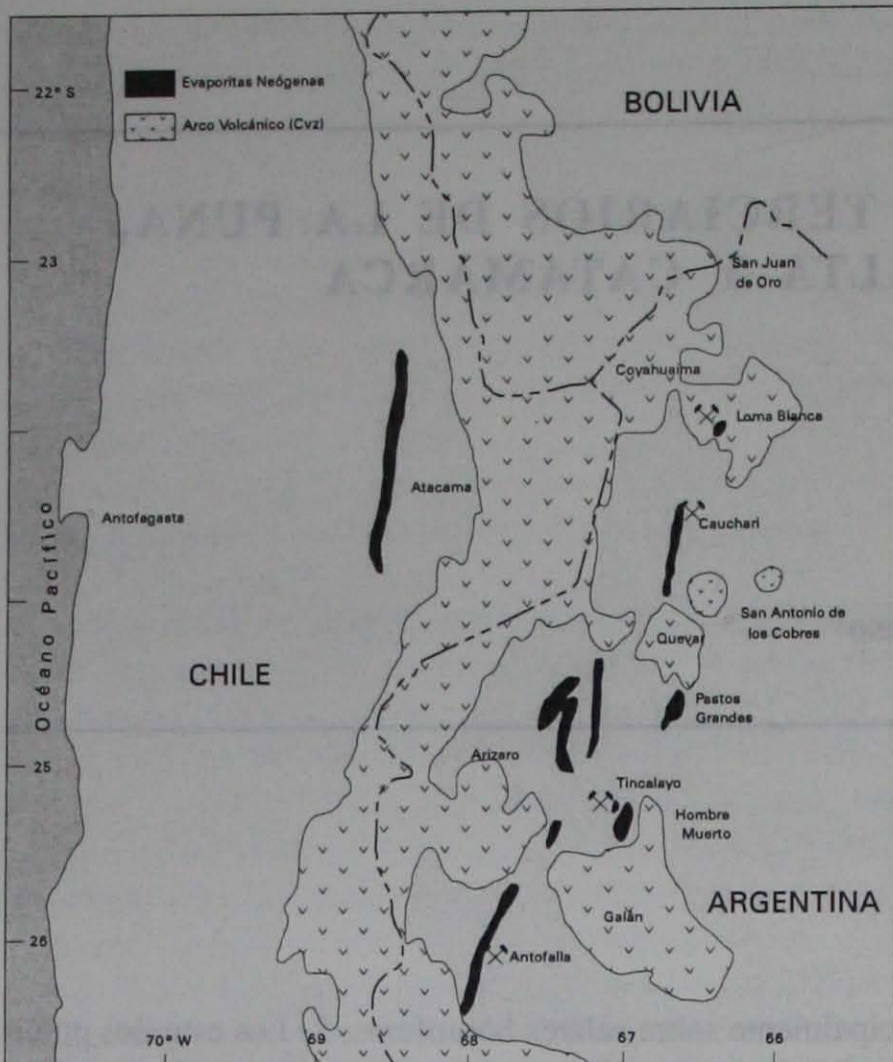


Figura 1. Distribución de evaporitas neógenas en la Puna.

cas sistemáticas y detalladas en los yacimientos puneños. Numerosas especies minerales nuevas para el país y cuatro especies nuevas para la ciencia (rivadavita, ameghinita, teruggita y aristarainita) fueron el principal resultado de esas investigaciones (Hurlbut y Aristarain, 1967a, b; Aristarain y Hurlbut, 1967 a, b; 1968; Aristarain y Erd, 1971; Aristarain y Hurlbut, 1972; Hurlbut *et al.*, 1973; Hurlbut y Erd, 1974; Aristarain *et al.*, 1977). Más recientemente, L. Aristarain dio a conocer el resultado de nuevas investigaciones en minerales de boratos provenientes de depósitos terciarios de la Puna (Aristarain, 1989; 1991a, b; 1992 a, b, c, d; y Aristarain y Rossetto, 1993).

A partir de 1984, el autor de este trabajo y colaboradores, realizaron un estudio detallado de los depósitos de boratos puneños describiendo particularmente los yacimientos terciarios (Alonso *et al.*, 1984a; Alonso y Viramonte, 1985; Alonso, 1986, 1987; González-Barry y Alonso, 1987; Alonso, *et al.*, 1988 a, b; Alonso y Helvací, 1988; Alonso y González-Barry, 1989; Alonso, 1990; Alonso y Chávez, 1990; Alonso y Argañaraz, 1990; Alonso y González-Barry, 1990; Alonso y Viramonte, 1990, 1993; Alonso y Robertson, 1991, 1992; Alonso, 1992 a, b, c; Alonso, 1994; Alonso y Ruiz, 1997).

GEOLOGÍA REGIONAL Y GEOTECTÓNICA

Las ocurrencias de boratos en la Argentina están circunscriptas en exclusividad a la Puna (figura 1). Esta región abarca unos 100.000 km² del noroeste del territorio

nacional argentino, ocupando parte del occidente de las provincias de Jujuy, Salta y Catamarca. Es una región desértica cuyo paisaje dominante son extensas planicies aluviales y salinas e imponentes estratovolcanes que a veces sobrepasan los 6.000 m de altura. En su totalidad la comarca se encuentra elevada a una altura promedio de 4 km sobre el nivel del mar. Es un sector deprimido limitado al oeste por la Cordillera Volcánica Occidental que la separa de territorio chileno y al este por la Cordillera Oriental. Al norte de los 22°S penetra en el Altiplano Boliviano y hacia el sur termina en los 27°S en la cordillera de San Buenaventura. Turner (1972) definió la región como Provincia Geológica Puna la cual fue posteriormente dividida en dos subprovincias geológicas: Subprovincia Geológica Puna Austral y Subprovincia Geológica Puna Septentrional (Alonso, *et al.*, 1984 b).

La Puna forma parte del alto *plateau* de los Andes Centrales que tiene unos 2.000 km de largo por unos 300 km de ancho y 3,7 km de elevación promedio. Constituye un rasgo dominante de la fisiografía de los Andes Centrales. El *plateau* se formó en un orógeno compresional no-colisional durante el Cenozoico tardío (Vandervoort *et al.*, 1992). El levantamiento está relacionado a la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa continental Sudamericana (Jordan *et al.*, 1983 a, b). La Puna es definida como una única entidad morfotectónica dentro del orógeno andino, en regiones de una elevación promedio superior a los 3 km con drenaje interno (Allmendinger, 1986; Jordan y Alonso, 1987 a, b; Isacks, 1988). La Puna suprayace al segmento que inclina unos 30°E de la placa de Nazca. Al norte de los 12°S y al sur de 28°S el *plateau* desaparece en razón de que la placa subduce subhorizontalmente (Jordan *et al.*, 1983a). Ello corresponde a los segmentos de *flat slab regions*.

Dentro de la Puna austral, la combinación de las cadenas volcánicas y los bloques estructurales elevados crean numerosas subcuencas hidrológicas. Pratt (1961) y Schwab (1985) reconocieron que el levantamiento terciario de las cadenas montañosas a lo largo de fallas inversas produjo la morfología tipo *basin-range* de esta región, aunque debe aclararse que el verdadero *basin and range* de Estados Unidos es una región de régimen tectónico extensional. Entre las cadenas montañosas intraplateau de la Puna austral se encuentran cuencas sedimentarias que son sitios propicios para la acumulación activa de sedimentos.

Extensos salares conforman las porciones hidrológicamente más inferiores de esas cuencas. Secciones superiores a los 5 km de estratos neógenos están presentes en las proximidades de las superficies depositacionales modernas (Jordan y Alonso, 1987a; Alonso *et al.*, 1991). Ellos ocurren como relictos a lo largo de las márgenes del salar o como levantamientos intracuencas dentro de los salares. Existe una marcada similitud entre los sedimentos modernos y los estratos neógenos. El relleno neógeno de las cuencas consiste en evaporitas y material clástico aluvial con depósitos tobáceos subordinados (Alonso, 1986; Jordan y Alonso, 1987; Alonso *et al.*, 1991).

La composición de los salares refleja ampliamente que los solutos han derivado de fuentes volcanogénicas. La meteorización de las rocas volcánicas y los fluidos provenientes de sistemas hidrotermales han sido hipotetizadas como dos fuentes importantes para los solutos de la Puna (Alonso, 1986; Alonso *et al.*, 1991). La ausencia de estratos evaporíticos pre-neógenos de la Puna austral (Amengual *et al.*, 1979) excluye al reciclamiento de evaporitas viejas como una fuente significativa de material para las evaporitas neógenas.

EL TERCIARIO DE LA PUNA

Las rocas pertenecientes al Terciario, representan areal y volumétricamente una parte relevante del edificio puneño albergando algunas de ellas grandes masas evaporíticas a las cuales están estrechamente relacionados los boratos.

Se presentan dos tipos principales de litologías que son: rocas sedimentarias y rocas ígneas. Entre estas últimas se destacan las rocas volcánicas, de las cuales las plutónicas están restringidas puntualmente a pequeños intrusivos que llegan a producir una alteración térmica incipiente en la caja. Todo el conjunto rocoso comprende gran parte de la cubierta que se desarrolla sobre los terrenos ordovícicos marinos infrapuestos, que afloran en serranías interiores de rumbo submeridiano que limitan algunos de los flancos de los salares mayores (Ej. borde occidental del salar Pocitos y borde oriental de los salares Cauchari, Olaroz, Antofalla, Arizaro, etc.). Los estratos terciarios llegan a hundirse en los salares donde constituyen total o parcialmente su basamento (Ej. salares de Pastos Grandes, Pozuelos y Hombre Muerto).

Las rocas sedimentarias representan el registro de una evolución iniciada en el Eoceno medio y que con algunas interrupciones se mantiene hasta el Plioceno tardío. Las litofacies sedimentarias representan el relleno paulatino de una cuenca continental amplia que fue compartimentándose a partir del Eoceno, dando lugar a pequeñas cubetas con diferentes índices de subsidencia. Una de esas cubetas, la actual depresión de Pastos Grandes fue estudiada originalmente por Turner (1960, 1964), quién definió y dividió al Grupo Pastos Grandes en tres formaciones que de base a techo son: Formación Geste, Formación Pozuelos y Formación Sijes. Consideró en él la clásica definición de "Calchaquense" y "Araucanense", incorporando las Formaciones Geste y Pozuelos a la primera denominación y al Araucanense a la Formación Sijes. De acuerdo con ello supuso una edad mio-pliocena para esa sucesión en sentido contrario a Pratt (1957) quién las había considerado como pleistocenas en base al hallazgo de diatomeas. A partir de los trabajos de Turner (1960) la denominación de Grupo Pastos Grandes se usó en forma generalizada para incluir cualquier afloramiento de rocas terciarias de la Puna. Sin embargo como lo señalaron Salfity *et al.* (1984) habría existido una evolución independiente de las distintas cubetas y la homologación estratigráfica podría en muchos casos inducir a error.

Posteriormente a los trabajos de Turner (1960) se han creado algunos nuevos nombres formacionales tanto en el área tipo del Grupo Pastos Grandes (Alonso y Gutiérrez, 1986) como en otras regiones puneñas (Ej. Schwab, 1974; Coira, 1979).

En forma generalizada puede resumirse que la sucesión sedimentaria comprende una sección basal de fuerte color rojizo integrada por conglomerados, areniscas y muy escasas pelitas (Formación Geste). Continúan depósitos salinos que en el caso de la Puna Austral dan lugar a importantes cuerpos de halita (Alonso *et al.*, 1984a), con intercalaciones abundantes de pelitas rojizas a rosadas (Formación Pozuelos). Se superponen psamo-pelitas, piroclastitas y evaporitas (yeso-anhidrita, boratos) de colores grisáceos, amarillentos, blanquecinos y verdosos (Formación Sijes/Formación Trinchera). Por último psefitas y tufitas grises a verdosas (Formación Singuel/Formación Catal/Formación Pastos Chicos). Esta pila sedimentaria se apoya en fuerte discordancia angular sobre el basamento preincaico y fundamentalmente sobre las sedimentitas y leptometamorfitas marinas del Ordovícico. Hacia el techo se cubren con depósitos aluvionales y salinos o bien por las efusiones volcánicas. Una columna integrada supera los 5.000 m de espesor en cubetas de la Puna Austral.

Los terrenos volcánicos alcanzan gran distribución en el Terciario a partir de la fase Pehuenche en que, como lo señalaran Viramonte *et al.* (1984), se produce una intensa efusividad calcoalcalina principalmente en el margen occidental de la Puna (Faja Volcánica Occidental) y en menor grado en el borde oriental de la Puna con la formación de una cadena saltuaria de tendencia potásica (Faja Volcánica Oriental). A su vez se produce la penetración hacia el este del vulcanismo a través de megafracturas oestenoeste-estesureste de las llamadas cadenas volcánicas transversales, cuya composición es transicional entre las dos anteriores. Los edificios volcánicos corresponden casi exclusivamente al tipo "estratovolcanes" con un predominio de andesitas, dacitas e ignimbritas mesosilícicas a ácidas. En algunos casos se desarrollan calderas con amplios *plateau* ignimbriticos. Los productos del vulcanismo, tanto sólidos como líquidos y gaseosos se combinaron y vaciaron en las cubetas sedimentarias ya sea como camadas de cenizas o soluciones fuertemente mineralizadas dando abundantes tobas y evaporitas e influyendo fuertemente en el desarrollo evolutivo de esas cubetas. Existe también una relación estrecha entre las efusiones lávicas y los mantos sedimentarios los cuales se interdigitan en proximidades de los aparatos volcánicos.

El mapeo de la distribución de los terrenos sedimentarios y volcánicos terciarios fue llevado a cabo por Salfity, *et al.* (1984); Jordan (1984) y Jordan y Alonso (1987). El primer autor y colaboradores resaltan el hecho que los depocentros de sedimentación terciaria se encuentran en los alrededores de los grandes salares y están limitados por ejes volcánicos oestenoeste-estesureste los cuales son coincidentes con zonas de fallamiento que se habrían comportado como pilares durante el Cenozoico. Mencionan que los es-

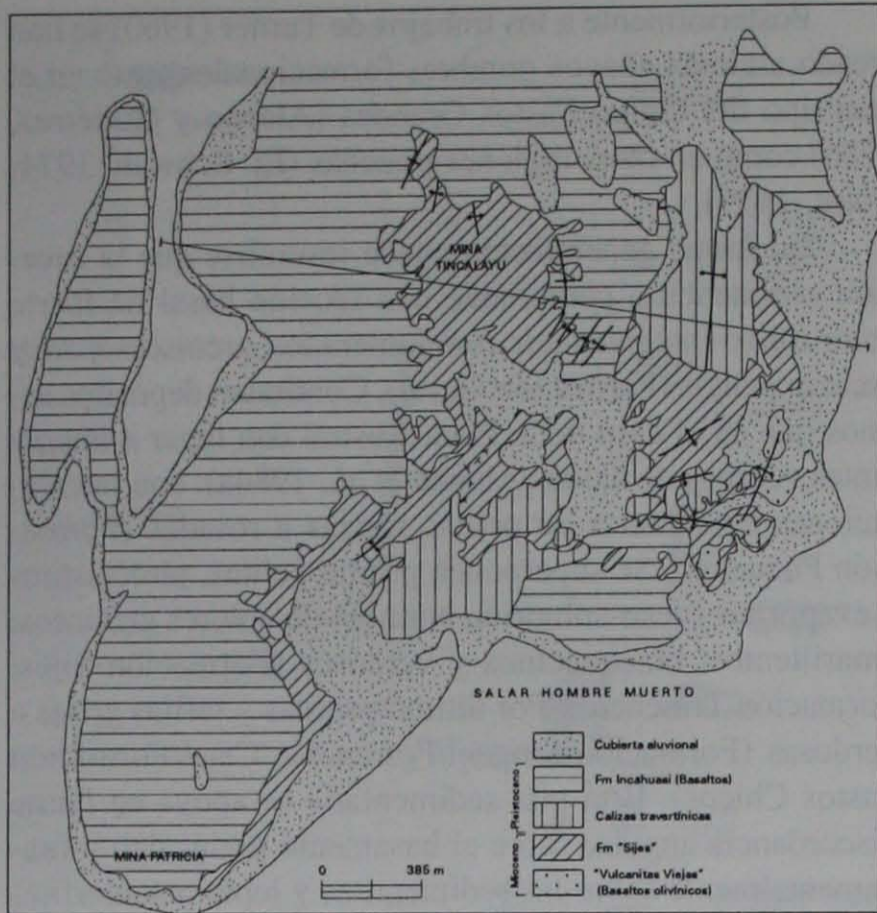


Figura 2. Geología de la Península de Tincalayu.

pesores de sedimentitas se adelgazan fuertemente hacia esos pilares, a través de los cuales posteriormente se canalizó el magmatismo post-pehuenche.

Los ambientes de sedimentación indican un medio continental donde predominan fundamentalmente las aguas corrientes como agente erosivo y de transporte; el viento estuvo subordinado y el hielo al parecer totalmente ausente. El clima también sufrió variaciones importantes. Así, en la base de la Formación Pozuelos el hallazgo de mamíferos fósiles entre los que se destacan marsupiales con dentición bunodonte y notoungulados (Alonso *et al.*, 1982; Pascual, 1983) indican que en la región se desarrollaban habitats con vegetación y faunas variadas. Sin embargo a partir de la parte media de la Formación Pozuelos comienza un mejoramiento de las condiciones imperantes, que se va a remarcar durante la Formación Sijes, implantándose en toda la Puna Austral y sur de la Puna Septentrional condiciones progresivas de aridización y endorreísmo que dieron lugar a la formación de importantes volúmenes evaporíticos, afines a los generados en los actuales salares. Un indicador de estas condiciones lo representa la icnoavifauna fósil de la Formación Sijes del salar Pastos Grandes con una asociación de tipos de aves afín a los que viven en la actualidad en la región (Alonso, 1985, 1987).

Cronológicamente se tienen escasos registros dentro de la columna sedimentaria que permitan ajustar la escala temporal. Se cuenta con algunos restos fragmentarios de vertebrados, dataciones radimétricas en cenizas volcánicas y discordancias que tentativamente pueden correlacionarse con facies diastólicas de otras regiones. Entre los restos de vertebrados, los hallazgos más interesantes han sido realizados al oeste del salar Pastos Grandes en capas pertene-

cientes al techo de la Formación Geste y/o base de la Formación Pozuelos. Corresponden a marsupiales, notoungulados y dasipódidos, entre los cuales se han descrito algunos nuevos géneros y especies. Estos restos son sincrónicos con las edades mamífero Mustersense-Divisaderense pertenecientes al Eoceno medio a superior del patrón cronológico patagónico (Alonso *et al.*, 1982; Pascual, 1983). Salfity *et al.* (1984) distinguieron para el Terciario de la Puna cinco fases diastólicas a saber: Incaica (Eoceno medio a tardío), Pehuenche (Oligoceno tardío?-Mioceno temprano), Quechua inicial (intermioceno), Quechua principal (Mioceno tardío) y Diaguita (Plioceno tardío a Pleistoceno temprano).

Estructuralmente las capas terciarias no presentan grandes complicaciones. En líneas generales predomina el fallamiento sobre el plegamiento. Las fracturas son submeridianas, inversas, con inclinación mayormente hacia el este. El plegamiento corresponde a anticlinales y sinclinales simples, de algunas decenas o centenas de metros de amplitud, cuyos ejes de rumbo submeridiano buzan al norte o al sur con bajo ángulo. En algunos sectores se tiene un plegamiento disarmónico como ocurre con la península de Tincalayu, lo cual es debido en parte a la distinta competencia del sustrato salino.

LOS DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES DE BORATOS EN EL TERCIARIO

Al presente se conocen tres depósitos con boratos en rocas terciarias: dos (Tincalayu y Sijes) en la Puna Austral (depresiones de Hombre Muerto y Pastos Grandes) y uno en la Puna Septentrional cerca de Coranzulí (Loma Blanca). La depresión de Hombre Muerto muestra un relieve elongado conocido como península de Tincalayu que alberga un gran cuerpo de bórax explotado a cielo abierto mediante un sistema de *open pit*. La depresión de Pastos Grandes contiene importantes reservas de boratos de calcio (colemanita-inoyoita) y de calcio-magnesio (hidroboracita) intercaladas rítmicamente en la Formación Sijes. Loma Blanca es un yacimiento nuevo de bórax, ulexita e inyoita. Otras manifestaciones menores sin importancia económica pero útiles como guía de prospección corresponden al borde oriental de los salares Cauchari y Antofalla.

DEPÓSITO BORATÍFERO TINCALAYU

GENERALIDADES

En el extremo noroccidental del salar Hombre Muerto se encuentra la península de Tincalayu, la cual alberga el depósito de bórax homónimo (figura 2). Las dimensiones de la península alcanzan los 10 km de longitud por dos kilómetros de ancho y tiene un formato areal rectangular. Su marco geográfico está integrado por el cordón del Gallego a occidente, del cual está separada por una lengua salina elongada y angosta; al norte por las estribaciones australes de la serranía de Bequville; al oriente por el islote de Fara-

llón Catal, del cual esta separada por un corto tramo de salar; y al sur se desarrolla la costra blanca poligonada del salar Hombre Muerto.

Geológicamente está constituida por un basamento de sal de roca cubierto por sedimentitas, principalmente limoarcilitas y en menor proporción areniscas finas, arcilitas y tobas, con algunos bancos de yeso, siendo el color general pardo rojizo, con niveles verdosos aislados. Entre ambas entidades litológicas se encuentra el cuerpo de bórax. Todo el conjunto se halla fuertemente plegado y sería homologable de forma generalizada al tercio medio de la Formación Sijes en el área tipo (Turner, 1960). Se encuentra cubierta por coladas basálticas que se emitieron fisuralmente durante el Cuaternario. Morfológicamente se presentan lomadas bajas que no superan los 150 m sobre el nivel del salar, con algunas pequeñas depresiones interiores ocupadas por barreales. No existen recursos hídricos en toda la península y la vegetación es rala, compuesta mayormente de añaguas. El cuerpo de bórax yace sepultado en la parte sur de la península. Sus coordenadas geográficas aproximadas son: 67°03'O y 25°16'S, siendo su altura de unos 4.100 m sobre el nivel del mar. Se encuentra en el límite de los departamentos provinciales Los Andes (Salta) y Antofagasta de la Sierra (Catamarca). El acceso se realiza mediante un desvío de 23 km que se separa de la Ruta Nacional 53 en el kilómetro 92. El clima es árido, con 60 a 80 mm de precipitaciones anuales, nevadas invernales intensas y temperaturas mínimas de hasta 32°C en invierno.

El depósito de bórax parece haber sido descubierto por Luciano Catalano durante los viajes exploratorios que realizara a la Puna Argentina entre los años 1923 y 1927. El primer dato publicado corresponde a Catalano (1929). Trabajos posteriores sobre distintos aspectos de la geología del lugar y de la comarca corresponden a Catalano, 1964d; Villacorta, 1973; Vides, 1978; Gutiérrez, 1981; Igarzabal y Poppi, 1980; Alonso *et al.*, 1984a; Alonso, 1986 y Alonso y Gonzalez Barry, 1989. Se tienen en cambio, importantes contribuciones sobre los aspectos mineralógicos del yacimiento tales como aquellas de: Muessig y Allen, 1957; Aristarain y Hurlbut, 1967a, b; Hurlbut y Aristarain, 1967 a, b; Hurlbut *et al.*, 1973; Hurlbut y Erd, 1974; Aristarain, 1989, 1991, 1993 y Aristarain y Rossetto, 1993. Un trabajo sobre explotación minera del yacimiento corresponde a Cornejo y Raskovsky, 1981.

GEOLOGÍA DEL YACIMIENTO

ESTRATIGRAFÍA

TERCIARIO (MIOCENO)

FORMACIÓN SIJES

Se asigna generalmente a la Formación Sijes a un conjunto litológico integrado por potentes cuerpos evapo-

ríticos (compuestos mayormente por halita, boratos y yeso/anhidrita) y sedimentitas pelítico-psamíticas; ambos conjuntos con intercalaciones piroclásticas. Un perfil tipo del yacimiento permite reconocer tres miembros perfectamente diferenciables y concordantes entre sí. En este trabajo se le otorgan los siguientes nombres informales de base a techo: Miembro Halítico, Miembro Boratífero y Miembro Pelítico. Si bien se considera que las características de la sucesión litológica permitirían la creación de uno o más nombres formacionales diferentes, es intención del autor conservar y adoptar la nomenclatura usada actualmente para el Terciario de la Puna a los fines de evitar confusiones.

Como perfil tipo se ha integrado información de diferentes secciones de la mina. Así, el Miembro Halítico se define a base de una perforación profunda realizada en el fondo de la mina que alcanzó los 150 m de profundidad; el Miembro Boratífero por un corte en el manto de tincal aflorante en el sector norte de la mina; mientras que el Miembro Pelítico, que constituye el encape del cuerpo de bórax, se realizó en un corte del sector sur de la mina. Los nombres hacen referencia al predominio litológico y/o mineralógico de la unidad.

Forma, dimensión y espesor de los afloramientos: El Miembro Halítico constituye una verdadera formación de subsuelo y ha sido detectado por perforaciones no solamente en el área del yacimiento sino también en toda la península en unos 10 km de longitud por 2 km de amplitud aproximadamente. Su espesor mínimo de 147 m está dado por una perforación que no alcanzó a atravesarlo. El Miembro Boratífero está circunscripto a un sector próximo al extremo austral de la península y su forma es irregular por deformación tectónica, pero conserva un eje mayor submeridiano de unos 1.000 m por unos 100 a 150 m de amplitud aproximadamente. Su espesor es muy variable: se adelgaza lateralmente y se engrosa tectónicamente hacia el centro, donde alcanza potencias ocasionales de hasta 60 m con un promedio cercano a los 30 metros. El Miembro Pelítico está presente en el área del yacimiento y se extiende a lo largo de la península. En sectores lo cubren coladas basálticas y/o cubierta aluvial. Su espesor oscila en unos 30 metros como encape del cuerpo de bórax pero alcanza valores mayores, principalmente al oriente de la mina. La Formación Sijes tal como aquí se la reconoce alcanza unos 250 m de espesor, aunque puede ser mayor ya que al presente la base es desconocida.

Relaciones estratigráficas: La Formación Sijes en la península de Tincalayu no tiene base conocida. La perforación más profunda atravesó 147 m de sal de roca sin llegar al basamento. Se considera, desde un punto de vista teórico, que debajo de la sal existirían capas clásticas rojas las cuales se apoyarían en discordancia angular sobre las formaciones ordovícicas que afloran en la región tanto al oeste como al norte y al sur. Los miembros Halítico, Boratífero y Pelítico son concordantes entre sí. El techo es

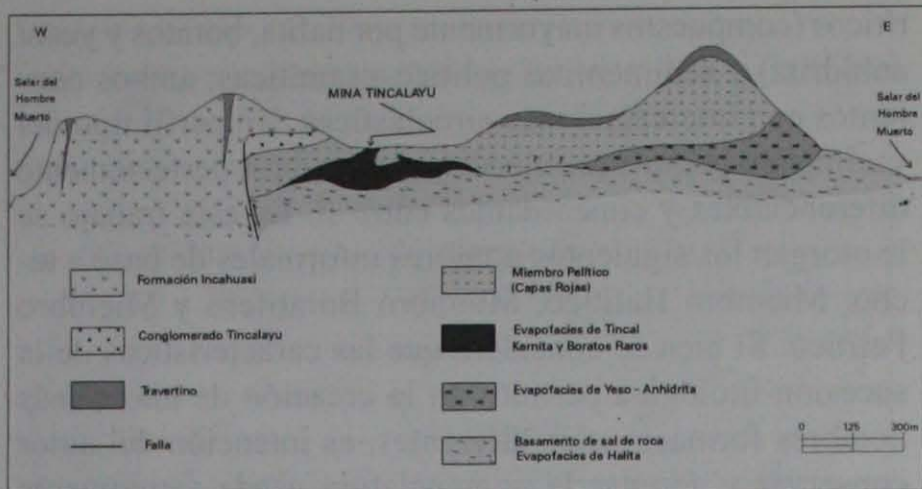


Figura 3. Perfil de mina Tincalayu.

una discordancia angular con conglomerados pleistocenos (figura 3).

Contenido Paleontológico: Al momento es inexistente. Se realizó una intensa búsqueda de vertebrados fósiles aprovechando el profundo corte del *open pit* con resultado negativo. Muestras frescas de los niveles verdes se enviaron para análisis micropaleontológicos con igual resultado (M. Quatrochio, comunicación personal).

Edad: Se dató una toba biotítica riódacítica proveniente del Miembro Boratífero la cual dio una edad de $5,86 \pm 0,14$ millones de años. La toba fue analizada por el método K/Ar en la Universidad de Arizona. Un análisis químico parcial dio: 59,22% SiO₂; 2,66% Na₂O y 2,68% K₂O (Watson, en Alonso, 1986).

PLEISTOCENO

“CONGLOMERADOS TINCALAYU”

(ex-Formación Tincalayu, Alonso, 1986).

Diagnosis: Se designa con este nombre una sucesión integrada principalmente por fanglomerados y en menor proporción piroclastitas basálticas.

Nombre y perfil tipo: Su nombre se toma de mina Tincalayu. El perfil tipo ha sido elaborado en la pared oeste de la mina.

Antecedentes: La primera referencia a estos depósitos se encuentra en Alonso *et al.* (1984). Algunos rasgos estructurales fueron mencionados por Strecker *et al.* (1985). Alonso (1986) la definió como Formación Tincalayu, pero este nombre crea confusión con las capas boratíferas en sentido estricto y su importancia regional no merecen un verdadero nombre estratigráfico. Por ello aquí se prefiere mencionar a la unidad informalmente como “Conglomerados Tincalayu” y ubicarlos dentro del Pleistoceno (anteriormente Plio-Pleistoceno) siguiendo la idea de una relación genética con los basaltos de la suprayacente Formación Incahuasi.

DESCRIPCIÓN LITOSTRATIGRÁFICA

Techo: Formación Incahuasi

-----discordancia angular-----

- 2) 25,00 m Sección conglomerádica compleja, color general rosado a rojizo claro, integrada por conglomerados finos en la base, con abundante matriz arenosa arcillosa, clastos de basalto y algunos bloques de basalto de hasta un metro de diámetro, aislados, angulosos; brechas gruesas aglomerádicas de basalto, medianamente soldadas y de diseño lenticular, de unos 100 m de largo por unos 2 m de espesor; bancos aislados de travertinos gris rosados; nivel arenoso limoso con nódulos y venas de carbonato impregnante capilar. También lapillis similares a la unidad 1. El conjunto es un depósito caótico, torrencial, generado por mecanismos de flujos densos. Muy afectado tectónicamente, con pliegues, fallas inversas y un bajocorrimiento dentro de la unidad de unos 80 m de desarrollo. En el techo areniscas pardo rojizas finas, con niveles de pelitas pardo amarillentas, afectadas térmicamente por la unidad suprayacente

-----discordancia erosiva-----

- 1) 5,00 m Sucesión integrada por un conglomerado de base, con un esqueleto de clastos de basalto, planares y angulosos, de hasta 15 cm de diámetro máximo, en una matriz arenosa, pardo amarillenta, friable. Continúan areniscas conglomerádicas, con clastos mayores aislados intercalaciones de pelitas amarillentas. Conjunto friable de aspecto brechoso, caótico y torrencial, pardo claro. Culmina con un nivel lapillítico formado una arena basáltica gruesa, friable, bien estratificada, con trozos de bombas volcánicas. Entre las capas lapillíticas se presentan delgadas capas de fango volcánico fino, pardo crema. Corresponde a una oleada piroclástica (*surge*). Conjunto plegado y fallado. Genéticamente responden a depósitos de flujos densos y de explosiones hidromagmáticas.

Total: 30,00 metros.

-----discordancia angular-----

Base: Formación Sijes

Forma, dimensiones y espesor de los afloramientos: No se conocen la forma ni extensión de esta unidad por encontrarse cubierta por coladas basálticas y/o cubierta aluvional. Los trabajos de explotación minera expusieron sus afloramientos en la pared oeste de la mina. Se estima que deben continuar ya que asomos aislados se han encontrado en otros puntos de la península. El máximo espesor medido es de 30 metros.

Relaciones Estratigráficas: Se encuentra separada por discordancias angulares de las formaciones Sijes e Incahuasi en base y techo respectivamente.

Edad y Correlaciones: No puede conocerse su edad con certeza. Discordancias angulares la separan de la Formación Sijes (5,86 Ma) y de la Formación Incahuasi (0,754 Ma), esto es Mioceno superior y Pleistoceno respectivamente, quedando acotado entre ambas edades. Sin embargo, se considera que su edad debe ser pleistocena en razón de la presencia de basaltos en los conglomerados que formarían parte del inicio del ciclo eruptivo básico de la Formación Incahuasi.

Estructura: Se encuentra muy deformada mostrando pliegues, fallamiento inverso y un bajocorrimiento de unos 100 m de longitud. Algunas características estructurales han sido mencionadas por Strecker *et al.* (1985).

Ambiente: Las características torrenciales del depósito, matriz arcillosa e intercalaciones piroclásticas indican claramente un ambiente de flujos volcánicos densos de tipo lahárico.

“CALIZAS TRAVERTÍNICAS”

Fueron originalmente descritas como “Travertino” por Villacorta (1973) y asignadas al Cuaternario. Se presentan cubriendo en forma saltuaria a la Formación Sijes. Los afloramientos más conspicuos se presentan al Este del yacimiento en los sectores de Lomada Blanca (donde forman un suave pliegue) y en el camino al campamento Patricia. Ambos afloramientos cubren un área aproximada a tres kilómetros cuadrados. Se trata de bancos de calizas travertínicas impuras, amarillentas a grises, intercaladas con capas de arenas y arcillas. Algunos niveles delgados presentan mayor pureza. Hacia la parte superior aparecen intercalaciones piroclásticas basálticas similares a las de la Formación Tincalayu. Los bancos de calizas no superan los 0,50 m; el espesor máximo del conjunto es cercano a los 20 metros. Su base está en contacto por discordancia angular con la Formación Sijes, mientras que hacia el techo está cubierta sólo en algunos sectores por los basaltos de la Formación Incahuasi.

Su edad al igual que la Formación Tincalayu es difícil de determinar exactamente. En principio es más antigua que los basaltos pleistocénicos de la Formación Incahuasi y más moderna que la Formación Sijes. Por su posición estratigráfica sería en parte sincrónica con los “Conglomerados Tincalayu”. Genéticamente responde al derrame de aguas termales bicarbonatadas. Es curioso resaltar que a pesar que las aguas han atravesado una secuencia sedimentaria rica en boratos no han depositado estos minerales en superficie.

FORMACIÓN INCAHUASI

Provisionalmente se asignan aquí a la Formación Incahuasi los basaltos que afloran en la península de Tincalayu. La Formación Incahuasi fue definida originalmente por Aceñolaza *et al.* (1975), para designar coladas basálticas que afloran en proximidades del yacimiento aurífero aban-

donado de Incahuasi, ubicado en el borde austral del salar Hombre Muerto. Además de las mencionadas coladas basálticas aflorantes en Incahuasi y Tincalayu existen otros puntos en la depresión de Hombre Muerto con similares manifestaciones volcánicas. Entre ellas se destacan las de Farallón Catal, donde pueden apreciarse basaltos que cubren discordantemente ya sea los términos del Grupo Pastos Grandes allí presentes (Formaciones Pozuelos, Sijes y Catal), terrenos pleistocénicos (Los Negros) o bien se derraman directamente en el salar (volcán de laguna Catal). También deben mencionarse basaltos en Punta Gorda y sus alrededores en el extremo austral del cordón del Gallego. Todos estos derrames básicos se han generado después de la fase Diaguita formando parte de dos o más pulsos eruptivos durante el Cuaternario. En este trabajo se describen los afloramientos de mina Tincalayu.

Techo: Parcialmente con cubierta aluvial

-----discordancia angular-----

- 3) 20,00 m Basalto olivínico, macizo, fresco, mayormente afa-nítico.
- 2) 2,00 m Autobrecha basáltica gruesa, soldada, porosa.
- 1) 1,50 m Oleada piroclástica basal (*base surge*), friable, bien estratificada.

-----discordancia angular-----

Base: “Conglomerado Tincalayu”

Forma y espesor de los afloramientos: Comprende coladas basálticas emitidas tanto central como fisuralmente a lo largo de la falla que limita la península de Tincalayu por occidente. El espesor es muy variable ya que los flujos rellenan relieves preexistentes. En algunas perforaciones se han cortado hasta 70 m de basalto macizo (Raskovsky, com. personal, 1986).

Relaciones estratigráficas: Cubre en discordancia angular a las formaciones infrayacentes. Yace tanto sobre el “Conglomerado Tincalayu”, como sobre las “Calizas Travertínicas” o sobre la Formación Sijes

Edad, quimismo y correlaciones: Una muestra de basalto fue datada en la Universidad de Arizona por el método K/Ar, arrojando una edad de $0,754 \pm 0,02$ Ma (Watson, en Alonso, 1986). Un análisis químico parcial dio 50,55% SiO₂, 3,14% Na₂O y 2,51% K₂O, lo cual permite su clasificación como “basalto olivínico potásico alcalino” en la clasificación de Irvine y Baragar o como una lacita de acuerdo a Streckeisen. Tentativamente podría correlacionarse con algunas de las coladas basálticas mencionadas anteriormente para la depresión de Hombre Muerto, así como con otras manifestaciones básicas del ámbito de la Puna Austral, principalmente las del borde oriental del salar Antofalla (Hor-

mann *et al.*, 1973). En su conjunto, dichas coladas basálticas serían consecuencia de un fenómeno de delaminación en la placa (Kay y Kay, 1993; Allmendinger *et al.*, 1997).

ESTRUCTURA

La península de Tincalayu constituye un bloque fracturado y elevado. La fractura occidental tiene mejor expresión morfológica y es por ella donde se ha canalizado el magma básico que dio origen a las coladas fisurales y centros efusivos. Los terrenos que la integran han sido fuertemente deformados mostrando un estilo de plegamiento disarmónico el cual es notable en el área del yacimiento y se normaliza hacia el norte de la península. El fracturamiento dominante es inverso aunque no muy representativo dada la plasticidad de los materiales presentes. En los alrededores del yacimiento la posición de los ejes de pliegues adquieren formas curvas y un diseño cóncavo lo que denuncia la presencia de un abombamiento que en parte estaría ligado al diferente comportamiento mecánico de las evaporitas que yacen en profundidad.

HISTORIA GEOLÓGICA

El desconocimiento que se tiene de los terrenos profundos de la península de Tincalayu, impiden reconstruir la historia geológica en su totalidad. La historia registrada corresponde al lapso Mioceno superior-Holoceno. Puede inferirse que el basamento de la península son las rocas ordovícicas que afloran al norte, sur y oeste y que sobre ellas se apoyarían, en fuerte discordancia angular, capas rojas que iniciarían la sedimentación cenozoica. Es probable que el actual bloque elevado que constituye la península de Tincalayu es el relieve invertido de una fosa que se generó en el lugar durante el Mioceno. Esta interpretación surge por el comportamiento en bloques presentes en la depresión de Hombre Muerto a causa del control regmático que ejercen las fracturas del zócalo, como también al estilo sedimentario propio que ocurre en cada uno de los elementos positivos observados (Vizcacheras, península de Tincalayu, Farallón Catal, península de Hombre Muerto). De esta manera una vez generada la "fosa" de Tincalayu comenzó su progresivo relleno hasta llegar al depósito de sal que es el primer registro que podemos analizar directamente. La presencia de un Miembro Halítico (formación de subsuelo documentada arealmente por un centenar de sondeos), integrado fundamentalmente por sal de roca, tobas y tufitas, indica una falta de alimentación de sedimentos del marco rocoso, un acentuado vulcanismo explosivo ácido de carácter regional y un vulcanismo local como lo demuestran las coladas basálticas expuestas en el flanco oriental del yacimiento al cual estaría asociado un intenso termalismo. Las aguas termales mineralizadas confluían a un sector deprimido donde por sobresaturación y/o alta evaporación se depositaba el cloruro de sodio que era esporádicamente cubierto por lluvias de cenizas volcánicas. Este ritmo sedimentario evaporítico continuó normalmente durante la de-

posición del Miembro Boratífero. La toba en el techo de los boratos, datada en 5,86 Ma, nos está indicando que ello aconteció en el Mioceno superior. El Miembro Pelítico representa un cambio, expresado en la disminución de evaporitas y aumento dominante de terrígenos finos. Se mantiene sin embargo un aporte residual de soluciones termales boratadas como se refleja en los niveles ulexíticos singenéticos. El Miembro Pelítico es la culminación del depósito y ya sea porque con él se colmata la cubierta o bien porque con la acción de movimientos diastróficos, se produce la primera deformación de la sucesión sedimentaria, con acortamiento expresado por plegamiento y fallamiento inverso. La edad de este movimiento no está determinada con precisión y puede responder ya sea a la fase Quechua Principal o Diaguaita. Sobreviene una etapa de erosión y nueva sedimentación con el depósito caótico y torrencial de fanglomerados con intermitentes oleadas piroclásticas basálticas ("Conglomerado Tincalayu"). Estos depósitos gruesos indican alta energía y una reactivación importante de la sedimentación, así como también la aparición de un vulcanismo básico en el área. Más o menos sincrónicamente aguas bicarbonatadas cálcicas se derramaron dando los mantos de calizas travertínicas. Se produjo una nueva etapa de deformación de carácter compresivo, que acentúa el acortamiento de la Formación Sijes infrayacente y de la propia Formación Tincalayu. Se implantó luego un vulcanismo basáltico a los 0,754 Ma que comenzó con explosiones lapillíticas y finalizó con coladas basálticas. Durante el Pleistoceno comenzó la elevación de la península de Tincalayu. Se produjeron algunos derrames basálticos sobre el borde occidental y luego se definen la morfología y altura actuales.

EL CUERPO DE BÓRAX

GENERALIDADES

La masa mineralizada que da origen al yacimiento Tincalayu, es un cuerpo prácticamente monomineral, con algunas especies menores y raras. Estratigráficamente es parte integrante de la Formación Sijes aflorante en el extremo austral de la península de Tincalayu. Su base está dada por un basamento de sal de roca con el cual es concordante y hacia el techo pasa también concordantemente a pelitas y areniscas rojizas con cantidades menores de ulexita. Hacia el este se interpreta un cambio facial a un cuerpo de anhídrita/yeso, claramente expuesto en el canal de evacuación de líquidos de la mina, mientras que hacia el oeste las relaciones no son claras por la implantación del vulcanismo a lo largo de la fractura occidental de la península. Muestra una forma de lente deformada tectónicamente y está elongado submeridionalmente, solidario al eje central de la península, encontrándose enterrado a una profundidad entre 40 y 60 metros. Sus dimensiones aproximadas son de 1.000 m de largo por 150 m de ancho, con un espesor variable entre 10 y 50 m (Cornejo y Raskovsky, 1981). Litológicamente, ya sea como ganga de las capas de bórax o bien como delgadas intercalaciones, ocurren pelitas y areniscas de co-

lores pardos y tobas y/o tufitas de colores verdes y grises. En la mitad inferior del cuerpo predominan gangas arenolimosas pardas cuya tonalidad es pardo rosada blanquecina, mientras que en la mitad superior predominan las gangas tufítico tobáceas verdosas que dan a la sección una tonalidad blanquecino verdosa. Estructuralmente se presenta plegado disarmónicamente. El comportamiento físico diferencial con respecto a la sal de roca y las pelitas suprayacentes producen un fuerte amasamiento con planos de despegue, fallamiento, brechamiento y engrosamiento tectónico. La compresividad a la que fue sometido el cuerpo es producto de un considerable acortamiento en sentido horizontal. La edad del manto de boratos de acuerdo con una datación realizada sobre una toba riódacítica biotítica de su tramo superior es de $5,86 \pm 0,14$ Ma (Watson, en Alonso, 1986). Esto indica Mioceno superior para el acontecimiento boratífero.

MINERALOGÍA

Si bien el mineral predominante es el bórax o tincal, ocurren cantidades apreciables de kernita, como también numerosas especies menores y raras, algunas de las cuales son, al presente, exclusivas para el yacimiento como ezcurrita, ameghinita, rivadavita y aristarainita. Actualmente se conocen 17 especies de boratos de las cuales una es un silicoborato (searlesita), otra un borato de estroncio y calcio (estroncioginorita), y el resto son boratos de sodio (bórax, kernita, tincalconita, ezcurrita, ameghinita); boratos de sodio y calcio (ulexita, probertita); boratos de calcio (ginorita, inyoita); boratos de magnesio (inderita, kurnakovita, macallisterita); boratos de sodio y magnesio (rivadavita, aristarainita) y una especie innominada de borato-carbonato hidratada. La asociación mineralógica de Tincalayu es única en su tipo en el mundo (Aristarain *et al.*, 1977).

Bórax: Fue mencionado primeramente por Catalano (1929) y descrito más en detalle por Muessig y Allen (1957). Es el mineral más abundante y su presentación es muy variada. Ocurre más conspicuamente como capas macizas de bórax puro, ya sea incoloro o bien con ligeras tonalidades verdosas o rosadas (por impurezas arcillosas) o naranjas amarillentas por sulfuros de arsénico (oropimente, rejalgá). También se presenta formando capas de cristales euhedrales, de milímetros a centímetros de largo, crecidos en un fango verdoso arcilloso tufáceo, que suele formar ritmitas con niveles clásticos. Otra presentación es como venas transgresivas que muestran un enrejado drúsico de cristales alargados. Aparece también como cristales subhedrales de caras perfectas o bien desarrollados en cavidades lenticulares a la manera de geodas, una de las cuales alcanzó dimensiones de 1 m x 1 m x 0,50 m con cristales transparentes de hasta 20 cm de largo, algunos con inclusiones fluidas. Es común encontrarlo también de aspecto netamente sacaroide. También aparece con brechas de bórax arcilla y como finas venillas transgresivas en todas direcciones. Puede encontrarse asimismo impregnando como relleno las capas

clásticas. En partes puede observarse su carácter primario así como también la estratificación original, pero esta ha sido modificada mayormente por la removilización del mineral durante la diagénesis de los sedimentos. Cristales disseminados anhedrales de bórax han sido también observados en el basamento de sal de roca infrayacente.

Tincalconita: Mencionada primeramente por Muessig y Allen (1957). Se presenta como producto de alteración sobre el bórax. El bórax fresco si es expuesto a la atmósfera, comienza en pocos días a enturbiarse hasta cubrirse de una delgada película blanca de microscópicos cristales de tincalconita. Todos los viejos frentes de explotación de la mina se encuentran totalmente alterados a este mineral.

Kernita: Fue mencionada primeramente por Ahlfeld y Angelelli (1948) y estudiada posteriormente por Hurlbut *et al.* (1973). Se la encuentra principalmente en la parte inferior del cuerpo boratífero formando masas irregulares rodeadas enteramente por bórax o bien como venas anchas transgresivas. Se presenta como agregados de cristales aciculares. Su permanencia a la intemperie permite el desarrollo de tincalconita que se localiza preferentemente a lo largo de los planos de clivaje. La alteración a tincalconita de la kernita es mucho más lenta que la del bórax. Cristales aislados de kernita fueron observados también en testigos de un sondeo realizado en el basamento de sal de roca infrayacente.

Ulexita: Ocurre abundantemente en los sedimentos limo arcillosos que cubren el cuerpo de bórax. Se presenta en distintas variedades; la más común de las cuales es en nodulitos milimétricos disseminados; también en capitas macizas rítmicas y en capas de nódulos irregulares deformados ("papas") de hasta 6 cm de diámetro. Se presenta como un mineral blanco, fibroso, sedoso y compacto. En el interior del cuerpo de bórax la ulexita se encuentra muy subordinada.

Ezcurrita: Especie mineral nueva poco frecuente, descubierta por Muessig y Allen (1957) y reestudiada por Hurlbut y Aristarain (1967). Su ocurrencia y forma de presentarse es similar a la kernita y al igual que ella es considerada un producto de transformación del bórax.

Ameghinita: Especie mineral nueva descubierta por Aristarain y Hurlbut (1967a). Es un borato raro y se presenta incluida en el bórax como masas nodulares, esferoidales y alargadas de unos pocos centímetros.

Rivadavita: Especie mineral nueva descubierta por Hurlbut y Aristarain (1967a). Es un borato raro y se presenta como agregados esferoidales de 1 a 9 cm de diámetro de aspecto sedoso, incluidos en el bórax.

Aristarainita: Especie mineral nueva descubierta por Hurlbut y Erd (1974). Es un borato raro y se presenta en

pequeños cristales inferiores al milímetro en una matriz de bórax y kernita.

Macallisterita: Fue mencionada y descrita por Aristarain y Hurlbut (1967b). Es un borato raro y se presenta como cristales centimétricos que ocupan el núcleo de masas nodulares o vetitas de rivadavita.

Inderita: Fue señalada por Muessig y Allen (1957) y reinterpretada como kurnakovita por Aristarain y Erd (1971). Ha sido reiteradamente indicada en informes internos de la compañía propietaria del yacimiento, pero no existen estudios mineralógicos precisos que descarten o corroboren su presencia.

Kurnakovita: Aristarain y Erd (1971) describieron como kurnakovita un horizonte de cristales crecidos en los materiales clásticos que cubren el cuerpo de bórax; los individuos alcanzan hasta 10 cm de diámetro y la capa hasta 1 m de potencia. La especie fue nuevamente estudiada por Aristarain y Rossetto (1993), quienes la mencionan tanto dentro del cuerpo de bórax en cristales idiomorfos como en los sedimentos rojos que lo recubren en cristales subidiomorfos.

Inyoita: Aristarain y Erd (1971) mencionan la presencia de una delgada capa con cristales de inyoita, intercalada en sedimentitas que recubren el cuerpo de bórax. Según estos autores los cristales son impuros, de color pardo rojizo y opacos debidos a las partículas finas que incluyen y se encuentran ya sea como grupos de cristales o bien como cristales idiomorfos aislados de hasta 2 cm de diámetro.

Ginorita: Esta especie rara ha sido mencionada pero no descrita por Hurlbut y Erd (1974).

Estroncioginorita: Esta especie rara ha sido mencionada pero no descrita por Aristarain *et al.* (1977).

Probertita: Esta especie ha sido mencionada por Aristarain *et al.* (1977). Se presenta en cristales idiomorfos o bien en agregados radiales de color blanco incluidos tanto en bórax como kernita (Aristarain en Angelelli *et al.*, 1983). Aristarain (1991) realiza una nueva descripción del mineral al que señala formando nódulos de hasta 2 cm de diámetro crecidos en ulexita densa.

Searlesita: Este silicoborato fue mencionado y descrito por Aristarain *et al.* (1977). Se presenta formando nódulos pequeños, esféricos, de hasta 1 mm de diámetro, constituidos por cristales dispuestos radialmente, incluidos en el bórax. Se trata de una especie rara.

Otros minerales: Otras especies minerales que se encuentran en el yacimiento son los sulfuros de arsénico rejalgar y oropimente, los cuales aparecen como intercrecimientos amarillentos o naranjas en el bórax que adquieren a ve-

ces fuertes concentraciones. Como un cambio facial del bórax se presenta un cuerpo de yeso/anhidrita con abundante ulexita diseminada en finas capitas y venas transgresivas de cristales sedosos. Halita es muy abundante; forma el basamento del cuerpo de bórax y también se presenta diseminada y en venillas en su interior. Aristarain (1992) menciona un nuevo carbonato-borato hidratado y también la presencia de dolomita y magnesita. Aristarain (1993) cita el hallazgo del bicarbonato de sodio natural (nahcolita) y del silicato de bario (sanbornita).

MODELO GENÉTICO

Son escasos los trabajos que se refieren al origen y la evolución del yacimiento Tincalayu, debiéndose rescatar las contribuciones de Muessig y Allen (1957) y Hurlbut *et al.* (1973). La extensa cubierta salina moderna que rodea el relieve de rocas terciarias en que se emplaza el yacimiento, como también la desconexión facial con los otros relieves terciarios, hacen difícil la interpretación de su evolución geológica ligada al marco tectono-estratigráfico regional. La historia registrada del yacimiento comienza con la formación de una potente sucesión halítica que de acuerdo a un sondeo profundo supera los 145 m y de la cual no se conoce su base. Se interpreta que al tiempo de su formación una depresión cerrada, ocupada por un salar, abarcaba al menos lo que es actualmente la península de Tincalayu, ya que la masa de sal de roca ha sido comprobada por perforaciones en toda la península. No se conoce sin embargo cual era la extensión total de aquella depresión. Es posible que su línea de costa occidental estuviera dada por el cordón del Gallego. Un intenso termalismo, asociado al vulcanismo regional, haría que sus aguas calientes, fuertemente cloruradas sódicas se derramaran en el interior de la cubeta endorreica donde por elevada sobresaturación y/o alta evaporación se formarían las capas de halita. Esto sería un símil de lo que ocurre en los actuales salares donde se presentan potentes sucesiones de capas halíticas, en parte relacionadas al intenso termalismo salinífero reciente. Un ejemplo actual lo constituye el salar de Antofalla que en su margen centro occidental (Botijueñas) está alimentándose por fuentes termales que derraman aguas cloruradas sódicas que por fuerte evaporación dan lugar a gruesas costras de halita. La sucesión estratigráfica de capas de halita con escasos terrígenos es indicativa de una falta de alimentación de sedimentos durante el depósito, mientras que la presencia de abundantes niveles tobáceos y/o tufíticos evidencian la caída periódica de cenizas provenientes de las erupciones del vulcanismo regional. La aparición puntual y diseminada de escaso bórax en el interior de la sal, indicaría que el termalismo aportaba también algunas soluciones boratíferas al circuito hidrológico. El paso del cuerpo salino al cuerpo boratífero es transicional y queda reflejado por persistencia del ritmo sedimentario, representado fundamentalmente por las capas químico evaporíticas las cuales cambian de cloruradas a boratíferas. Las intercalaciones son principalmen-

te de cenizas y en menor proporción de terrígenos. Casi sincrónicamente se implanta un "eje" volcánico en el flanco oriental de la depresión, el cual genera algunas coladas de tipo basáltico olivínicas a andesíticas cuyos remanentes plegados y erosionados se encuentran intercalados en sedimentitas de la Formación Sijes. Estas coladas son fundamentales para la comprensión genética del depósito, pues si bien se tiene clara la existencia del vulcanismo regional no se habían encontrado hasta ahora evidencias de vulcanismo local. Si se compara el yacimiento Tincalayu con su análogo de Kramer (USA), una diferencia importante entre ambos es el sustrato del manto boratífero. Así mientras en Tincalayu el sustrato es el cuerpo de sal de roca, en Kramer es una colada basáltica. Con el hallazgo de referencia se tienen entonces coladas basálticas sincrónicas al depósito de bórax Tincalayu. No se sabe como evolucionó el diseño del paleosalar de Tincalayu al tiempo del depósito del manto boratífero. Se supone aquí que hubo una disminución del tamaño y a su vez se formó un pequeño lago, entendiendo como tal un cuerpo de agua salada, de dimensiones reducidas, en el interior de la cubeta. Ello estaría indicado por algunos rasgos del depósito como son las capas de bórax macizo, el formato areal del cuerpo, los colores verdes que indicarían una mayor reducción en el medio. El lago recibiría en forma directa las aguas calientes boratíferas que se volcarían en su interior donde por enfriamiento precipitaría químicamente el bórax el cual se cubriría paulatinamente por nuevas capas de bórax y cenizas. Aquí puede haber jugado un papel muy importante la subsidencia del piso del lago para generar los espesores de mineral registrado. También afluirían aguas meteóricas y subterráneas cargadas con otros elementos. En el borde oriental del lago y probablemente por un problema de solubilidad se depositaba yeso con algo de ulexita. La falta de perforaciones en la zona de transición bórax a yeso, impiden definir si se trata de un cambio facial de un mismo cuerpo o bien si existía un par de pequeños lagos paralelos en uno de los cuales se depositaba el bórax y en el otro el yeso. La presencia de excelentes ejemplos de fuentes termales extinguidas en numerosos salares con boratos de los Andes Centrales que alimentaron directamente el interior de las depresiones, entre ellas el caso actual del salar Surire (Chile) nos permite extrapolar esa situación en el tiempo para explicar el caso de Tincalayu. Sin embargo algunas cuestiones deben tener un tratamiento especial en el marco de una filosofía actualista. Los depósitos recientes de bórax que se conocen en la Puna son todos de cristales euhedrales de diferentes tamaños crecidos en el fango. Así por ejemplo Turi Lari muestra un depósito de cristales de bórax perfectamente euhedrales englobados en una matriz arcillosa plástica de color verde que no superan los 2 cm de largo. Un ejemplo casi idéntico pero antiguo es el depósito de bórax miocénico de Loma Blanca. En cambio la mina Inundada en el salar Cauchari enseña cristales de bórax que alcanzan tamaños máximos de 20-25 cm en un fango arcilloso rojo. No existe una situación en donde ocurran capas macizas de bórax como

las que se presentan en Tincalayu. Un esquema similar pero menos deformado que Tincalayu es Boron (USA) donde se conservan capas de ritmitas formadas por niveles de cristales euhedrales de bórax y arcillitas verdes. Sobre esta base Muessig y Allen (1957) interpretaron que Tincalayu había sido un depósito de salar formado originalmente por cristales crecidos en el fango y que a causa de las fuertes presiones sufridas durante los movimientos deformantes que lo afectaron, habrían recrystalizado transformándose de cristales sueltos en capas macizas. Según los autores de referencia esto ocurre donde el cuerpo alcanza mayor deformación y en donde a su vez se encuentran minerales de metamorfismo del bórax como kernita y ezcurrita. En las zonas no deformadas o periféricas aparecerían los cristales sueltos en el fango. Esta idea no es aquí compartida por varias razones. En primer lugar la presencia de cristales sueltos en el fango en zonas alejadas del cuerpo principal puede explicarse normalmente por el crecimiento de cristales en una playa lacustre. A su vez en el cuerpo principal se observan capas primarias donde se conservan pequeños cristales de bórax crecidos en el fango con capas infrapuestas o superpuestas de bórax macizo. En este trabajo se interpreta que si bien existen transformaciones no todas las capas de bórax macizo son secundarias. Las capas macizas primarias podrían ser el depósito químico formado directamente sobre el piso de un pequeño lago de profundidad desconocida, como consecuencia de una fina lluvia de cristales producida por una sobresaturación en boro de las aguas a causa del aporte constante de fuentes boratíferas ubicadas en sus márgenes o directamente en su interior. Si bien el principio del actualismo es válido en lo que se refiere a transportar al pasado el aporte de las fuentes termales en la generación de acumulaciones de boratos, la situación de Tincalayu no ocurre actualmente en la Puna porque tampoco existe ningún lago donde se haya depositado bórax. Se piensa aquí que muchas de las estructuras primarias del depósito Tincalayu, como por ejemplo las ritmitas, son precisamente el producto del complejo carácter físico-químico a que están sometidos los lagos como son los cambios de clima, las temperaturas diurnas y nocturnas, la circulación interna de las aguas, las zonaciones por densidad y temperatura, el aporte de aguas de distinta salinidad y la evaporación e influencia del viento. El pasaje desde el cuerpo de bórax a los sedimentos suprayacentes es neto. Se produce un cambio de color de verde a pardo oscuro y aparecen capas de arcillas compactas que encierran abundante ulexita primaria ya sea en capas macizas, ritmitas, o en "papas". La litología indica un cambio de ambiente de lacustre a playas muy similares a las actuales. Las aguas boratadas habrían encontrado mayor calcio en el medio y precipitaron como ulexita y no como bórax o bien las aguas termales se volvieron boratadas cálcicas. Antes de finalizar la sedimentación del Miembro Pelítico se formaron dos capas de cristales, una conteniendo kurnakovita y otra inyoita. Mientras tanto el cuerpo de bórax enterrado en profundidad comenzó un proceso de compactación y eli-

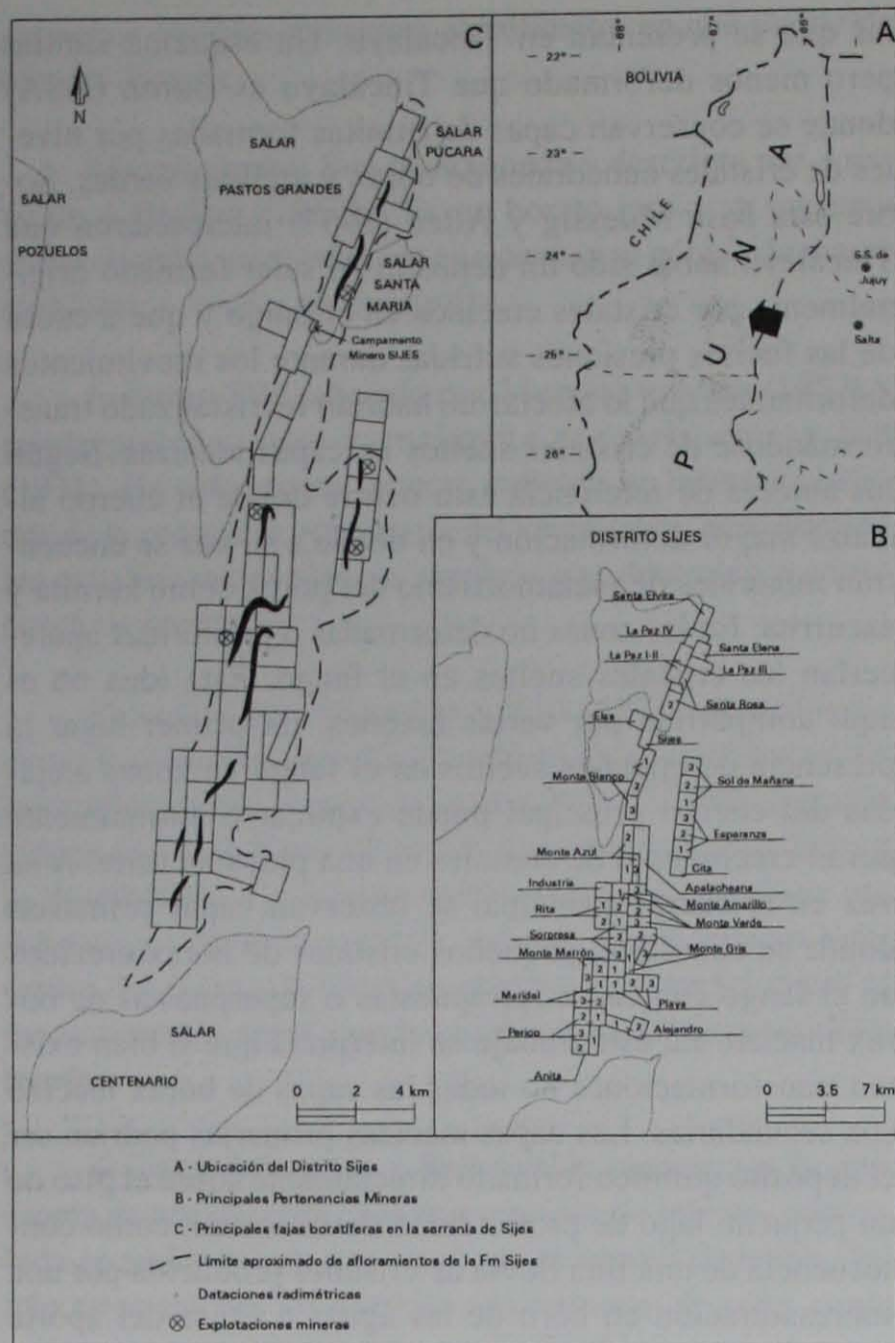


Figura 4. Fajas boratíferas y minas en la Serranía de Sijes.

minación del agua intersticial. Así, algunas estructuras originales comienzan a obliterarse y aparecen algunas texturas y estructuras diagenéticas. La importancia del Miembro Pelítico radica en su condición de roca sellante, que cubre y fosiliza al depósito de bórax. Durante la depositación del Miembro Pelítico se produjeron los movimientos deformantes que comprimieron y elevaron la sucesión acumulada en la cuenca de Tincalayu. Esta deformación es la causa de que un gran número de estructuras primarias sean borradas definitivamente. Aparecen algunos minerales diagenéticos que han sido considerados por algunos autores como una transformación del bórax (ej. kernita y ezcurrita). En el caso de la kernita, se ha propuesto un origen singenético asociado a la parte más caliente de los sistemas geotermales (Alonso y Robertson, 1991, 1992). El acortamiento compresivo da lugar a planos de deslizamiento y separación de capas donde las aguas circulantes depositan un nuevo bórax recristalizado. Parte del mineral fue brechado en o entre los planos de fractura. Las aguas subterráneas pueden haber sido causantes de algunas de las especies minerales presentes por incorporación de nuevos elementos. La sumatoria de diagénesis, deformación, aguas subterráneas circulantes y elevado flujo térmico local en-

tre otros, son la causa de la compleja presentación y particular asociación mineral presente en el yacimiento Tincalayu.

DEPRESIÓN DE PASTOS GRANDES

La depresión de Pastos Grandes, alberga las mayores concentraciones de boratos de la Puna argentina (figura 4). Pueden mencionarse entre otras las que dan lugar a los importantes yacimientos de hidroboracita en Monte Amarillo y Monte Azul y de colemanita de Esperanza, Sol de mañana y Santa Rosa. Todos ellos corresponden a mantos sedimentarios incluidos en la Formación Sijes. Por otra parte en terrenos infrayacentes (Formación Pozuelos) y suprayacentes (Formación Blanca Lila, esta última terrazas pleistocenas que rodean el actual salar de Pastos Grandes), se han encontrado pequeños depósitos de ulexita e inyoita (mina Elsa). Por último en el salar actual ocurren capas de ulexita intercaladas con materiales limo-arcillosos salinos (Alonso, 1986)

La cuenca terciaria de Pastos Grandes (Salta) presenta la secuencia más completa de rocas cenozoicas de la Puna Argentina. En líneas generales la depresión se encuentra enmarcada por una cadena de estratovolcanes en el norte, una sierra tectónica de leptometamorfitas ordovícicas en el oeste, una cadena montañosa compuesta por granitoides en el este y serranías de sedimentitas terciarias en el sur. Los boratos se presentan en mantos sinsedimentarios y corresponden a depósitos lacustres ligados a fuentes termales, clima árido y volcanismo activo, en una cuenca de tipo intra-arco/intra-plateau.

Los trabajos que se han publicado hasta el presente sobre los aspectos geológicos de esta región, han proporcionado una base de referencia sobre la composición litológica y la edad de los terrenos aflorantes. Entre ellos se tienen los de Turner (1960, 1964); Pratt (1961); Igarzábal (1979); Gutiérrez (1981); Pascual (1983); Alonso *et al.* (1984b); Alonso y Gutiérrez (1986); Alonso (1986); González-Barry y Alonso (1987); Allmendinger, *et al.* (1987 a y b); Jordan y Alonso (1987); Alonso *et al.* (1989, 1991); Alonso y Viramonte (1990); Vandervoort (1993).

La comarca de Pastos Grandes se encuentra ubicada en el borde nororiental de la Puna de Salta, comprendida en la Hoja Geológica 7c (Nevado de Cachi) de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina. Se encuentra demarcada aproximadamente por las coordenadas $66^{\circ}35'-66^{\circ}45'W$ y $24^{\circ}30'-24^{\circ}45'S$. La altura de su piso es de unos 3.800 m sobre el nivel del mar. Dista 330 km por camino carretero desde la ciudad de Salta. El acceso más directo es por un camino que se aparta de la Ruta Nacional 51 a la altura de mina La Poma y luego de sortear el abra del Gallo desciende hasta Santa Rosa de los Pastos Grandes, continuando luego por el interior de la depresión. También se accede desde la estación ferroviaria salar de Pocitos, a través de la Ruta Provincial 129, en un recorrido aproximado de 60 kilómetros. Desde el sur puede llegarse por un camino que la vincula con mina Tincalayu.

Entre los rasgos fisiográficos se tiene por una parte depresiones cerradas entre las que se destacan el salar y la laguna de Pastos Grandes y otras menores como los salares Pucará, Santa María y de La Laguna. También serranías bajas como Pucará, Sijes, Agua Salada y Sin Nombre y serranías altas como los filos de Pozuelos, Copalayo y Oire Grande. Como rasgo sobresaliente se destaca la cadena volcánica transversal del Quevar con elevaciones superiores a los 6.000 m que cierra la depresión por el norte. En cuanto a su hidrología, se destacan dos cursos de agua que vuelcan sus aguas por el sector norte (río Pastos Grandes) y por el oriente (río Ochaqui-Sijes), para dar lugar a la laguna de Pastos Grandes, un cuerpo de agua somero de carácter permanente.

Los terrenos que afloran en la comarca corresponden únicamente a rocas de los tiempos Ordovícico y Cenozoico (figura 5). El Ordovícico se encuentra representado por pelitas y grauvacas leptometamórficas, verdes a grises, fuertemente plegadas y fracturadas que conforman los filos de Pozuelos y Copalayo del flanco occidental de la depresión y parte de su basamento. Estos terrenos fueron definidos originalmente como Formación Copalayo y asignados al Precámbrico por Turner (1960, 1964). El hallazgo de graptolites en comarcas aledañas cambiaron su asignación cronológica al Ordovícico (Aceñolaza, 1973). El único fósil que se pudo encontrar en el área fue un fragmento de nautiloideo conservado en una concreción proveniente de los faldeos del filo Pozuelos (Alonso, 1986). También al Ordovícico pertenecen las plutonitas y metamorfitas de la Formación Oire (Turner, 1960) que fueron integradas posteriormente como «Faja Eruptiva de la Puna Oriental» por Méndez *et al.* (1972). En el área aflora el perfil tipo de Turner (1960) para la citada formación. Se presenta conspicuamente en la prolongación septentrional del filo de Oire Grande (cerros de Ochaqui y El Morro) y en el borde oriental de la depresión.

En fuerte discordancia angular sobre las rocas paleozoicas y con una inclinación hacia el este, se desarrolla una potente sucesión de sedimentitas continentales terciarias que afloran a lo ancho de la cuenca (17 km) aunque en muchos casos sin solución de continuidad. Su granulometría es decreciente de la base hacia el techo. En la base es conglomerádica, en el tercio medio es psamo-pelítico-evaporítica (halita), y en el tercio superior es psamo-pelítico-piroclástico-evaporítica (yeso, boratos). Existe asimismo una gradación de color que varía desde rojo intenso en la base, pardo-rojizo en los términos medios y verdoso-blanquecino-amarillento-grisáceo hacia el techo. Basado en las diferencias cromáticas y litológicas, Turner (1960) dividió al conjunto en tres formaciones que en orden ascendente denominó: Formación Geste, Formación Pozuelos y Formación Sijes. Posteriormente Alonso y Gutiérrez (1986) han descrito una nueva unidad litológica, fundamentalmente conglomerádica, de carácter concordante y transicional que corona al Grupo Pastos Grandes y denominan Formación Singuel. La denominación de Grupo Pastos Grandes puede mantenerse sólo a los efectos prácticos que marcan el uso y la costumbre. Sin embargo en este trabajo se destaca que

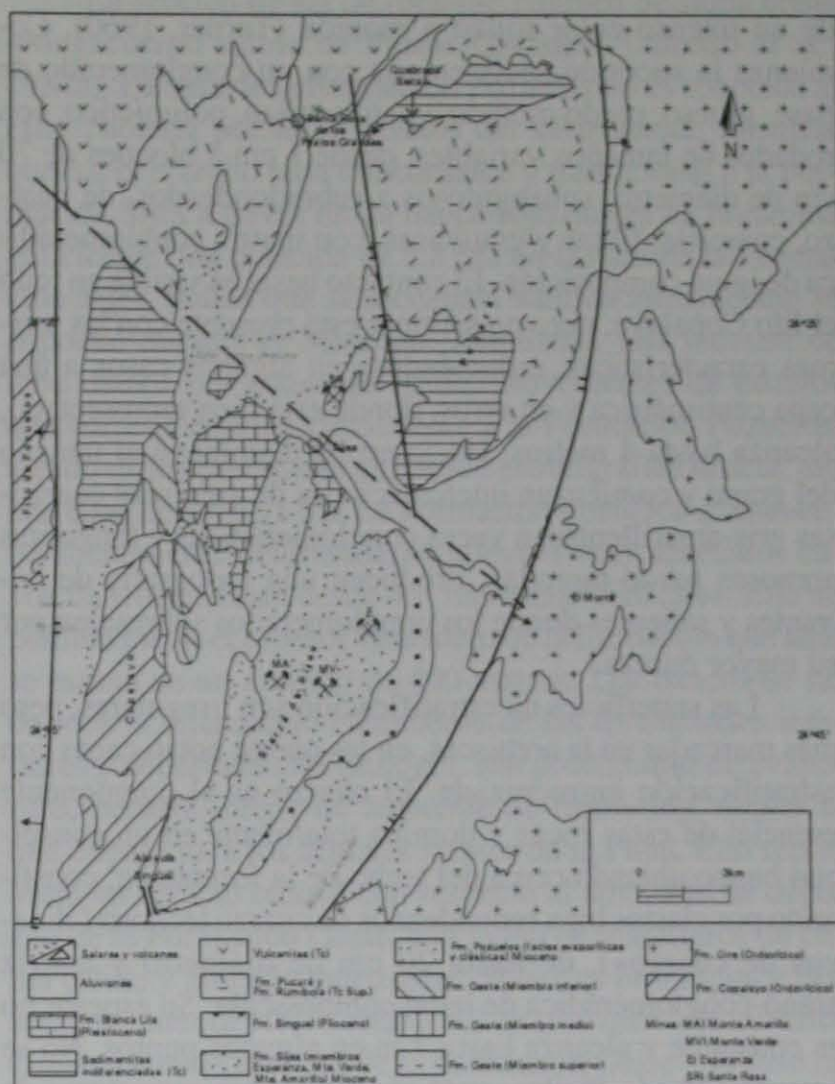


Figura 5. Geología de la comarca de Pastos Grandes.

bajo esa denominación fueron incluidas rocas correspondientes a ciclos sedimentarios distintos lo que torna inaceptable la designación de grupo de acuerdo con los aspectos formales del Código de Nomenclatura Estratigráfica. En la parte norte de la depresión se observan derrames ignimbríticos que fueron denominados por Turner (1960, 1964) Formación Pucará y Formación Rumibola. El complejo volcánico Quevar, que conforma un relieve estructural y volcánico al norte de la cuenca Pastos Grandes, tiene dos voluminosas erupciones ignimbríticas documentadas, a los 17 Ma y 10,7 Ma (Marret *et al.*, 1994). Por último se encuentran niveles terrazados pleistocénicos que rodean el salar Pastos Grandes y los depósitos detríticos y evaporíticos recientes y actuales. La Formación Geste, la Formación Pozuelos y la Formación Singuel se describirán sintéticamente, mientras que la Formación Sijes será tratada en detalle por ser la portadora de los mantos boratíferos.

PALEÓGENO

FORMACIÓN GESTE

MIEMBRO INFERIOR

Se dispone en fuerte discordancia angular sobre la Formación Copalayo y está esencialmente constituido por conglomerados, areniscas arcillosas y fangolitas arenosas

de un intenso color rojizo a morado (Turner, 1960). Comienza la sucesión sedimentaria con un conglomerado de base, grueso, pardo morado a pardo rojizo, polimíctico, con rodados de tamaños variables, desde 1 cm a bloques de 70 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, de cuarzo, cuarcitas, filitas y grauvacas, con matriz conglomerádica de igual composición. El contacto basal es visible en todo el filo Copalayo, pero no siempre está presente con las mismas características, reduciéndose en algunos casos a una capa centimétrica y en otros, donde está bien representado, alcanza hasta 4 metros. Hacia arriba disminuye el tamaño del grano y comienzan intercalaciones de areniscas cuarzosas gris-amarillentas, a veces conglomerádicas y fangolitas arenosas pardo-moradas. Producen una topografía de entrantes y salientes donde los conglomerados sobresalen por su mayor dureza.

Las superficies de estratificación son irregulares, pero más marcadas en la areniscas, en las que se notan capas con estratificación entrecruzada. El cuarzo es el componente esencial de estas rocas y domina totalmente en un conspicuo banco ubicado cerca del techo de la formación, constituido por clastos bien redondeados de cuarzo lechoso («huevos de cuarzo»), de hasta 20 cm de diámetro y matriz areno-conglomerádica de igual composición. Su espesor no es constante y alcanza hasta 7 m en algunos puntos. No se han encontrado fósiles, pero sí abundantes estructuras de bioturbación en los bancos arenosos.

Algunas fangolitas arenosas muestran un aspecto manchado, dado por decoloraciones verdosas que le otorgan un aspecto de «piel de tigre». Se observan también algunos niveles carbonáticos con formación de nódulos y tubos. Por sus características se trataría de niveles profundos de paleosuelos. El espesor del Miembro inferior es variable. Donde alcanza el máximo desarrollo Gutiérrez (1981) midió 550 m, mientras que se midieron sólo 150 m en la quebrada El Paso, abertura natural que comunica los salares de Pastos Grandes y Pozuelos.

El hallazgo de fósiles en el Miembro medio suprayacente, con el cual median relaciones concordantes y de transición, permite inferir una edad eocena para este conjunto litológico (Pascual, 1983). Se distingue del Miembro medio por su coloración de tonos morados a rojizos intensos, mayor consolidación y la presencia de los conspicuos niveles de conglomerados blanco-amarillentos formados por esferoides de cuarzo. Todo el conjunto se encuentra volcado como homoclinal hacia el este.

MIEMBRO MEDIO

El mejor perfil aflorante de esta sección se reconoció en la quebrada El Paso. Sus contactos de base y techo son concordantes y transicionales con los miembros inferior y superior respectivamente. El Miembro medio se caracteriza por una alternancia de areniscas gruesas, micáceas y fangolitas, rojizas, con intercalaciones de lentes conglomerádicas que muestran base erosiva (estructuras de corte y relleno, paleocanales). Algunos niveles de areniscas en la parte

media presentan notables entrecruzamientos con inclinación de las láminas hacia el este. También se observan bancos con abundantes rasgos de bioturbación. Se presentan niveles con paraclastos pelíticos que en algunos casos constituyen «bolas de arcilla» de hasta 20 cm de diámetro.

La sección es de tipo granocreciente: hacia el techo aumentan los niveles conglomerádicos reduciéndose sustancialmente los materiales finos. A 100 m del contacto con el Miembro inferior aparece una alternancia de areniscas medianas y gruesas, micáceas, rojizas, con algunas decoloraciones verdosas, en partes con cemento carbonático y presencia de paraclastos de arcillas y carbonatos, en las cuales se encontraron abundantes restos óseos fragmentados y desarticulados (Alonso *et al.*, 1982). Dichos restos fueron clasificados por Pascual (1983) encontrando que pertenecían a marsupiales, notoungulados y dasipódidos que indicarían una Edad-mamífero Mustersense-Divisaderense, esto es Eoceno medio a superior.

El Miembro medio se diferencia de los miembros superior e inferior por su color (rojo ladrillo), granulometría fina (areniscas y fangolitas) y aspecto morfológico sucio a causa de manchones y salpicaduras formadas por chorreado de las arcillas. En algunas partes del perfil se observan rasgos de disolución en forma de embudos a veces coalescentes. Toda la sección se presenta volcada en forma homoclinal hacia el este. El espesor medido en la quebrada El Paso es de 450 metros. Las litofacies presentes indican un medio fluvial de moderada energía, dominado por cauces estables, tal vez a causa de estabilidad climática, que sugerirían ríos meandreados o anastomosados, mientras que los fósiles estarían señalando un ambiente cálido, subtropical, con profusión de vegetación arbórea (Pascual, comunicación personal). Una fauna similar fue descubierta en capas con litología y color parecido en Antofagasta de la Sierra, a unos 200 km al sur, con el interés que ellas contienen además restos de tortugas y cocodrilos (Alonso y Fielding, 1986; Alonso *et al.*, 1988).

MIEMBRO SUPERIOR

Se reconoció en la quebrada El Paso, siendo concordante y transicional con el Miembro medio, mientras que en el techo se encuentra cubierto por evaporitas modernas del salar Pastos Grandes. Se caracteriza por estar integrado fundamentalmente por conglomerados y cantidades menores de areniscas y fangolitas en estratos de 1 a 2 m de espesor. Se trata de una sucesión granocreciente, donde los conglomerados se hacen dominantes hacia el techo. El color del conjunto es gris pardo a gris verdoso. Los conglomerados son finos a medianos, angulosos, heterométricos y mal consolidados, con clastos de pizarras, cuarzo lechoso y metacuarcitas provenientes de las formaciones ordovícicas de la región. Forman lentes y paleocanales que se interdigitan con las areniscas. En los conglomerados gruesos los clastos alcanzan hasta 25 cm de diámetro, aunque en un nivel cerca de la base se encuentran bloques aislados de hasta 50 cm de diámetro. Los niveles fangolíticos son escasos y mues-

tran disyunción esferoidal. Esta unidad se distingue de las infrayacentes por su litología (predominancia de conglomerados) y colores (grises a verdosos). Toda la sección se vuelca homoclinalmente hacia el este. El miembro en consideración representaría un depósito de abanicos aluviales con cambios y reactivación paulatina de las áreas de aporte. El espesor medido es de 550 metros.

NEÓGENO

CONGLOMERADO NEGRO

El "conglomerado negro" se acumuló en una planicie tipo "tipo braided" (Vandervoort, 1993). Paleocorrientes y la composición de clastos denotan que las rocas de las que proviene consistirían de metaflysch, gneises y granitoides precámbricos de la Cordillera Oriental (filo del Oire Grande) hacia el sur y este de la cuenca. La presencia de litofacies indicativas de condiciones de flujo persistentes, sugiere que el piso de la cuenca se caracterizaba por corrientes perennes que fluían a través de la depresión de Pastos Grandes. El último destino de este paleodrenaje es incierto aunque puede haber sido un depocentro al norte de la cuenca Pastos Grandes ahora cubierto por rocas volcánicas del Complejo Volcánico Quevar (Quebrada Seca). La ignimbrita cerca del techo de esta unidad es probablemente el depósito distal de una erupción ignimbrítica más joven del Quevar (Vandervoort, 1993). Una datación Ar 40/39 en una toba, sobre un cristal de biotita, dio una edad para la unidad de $10,7 \pm 0,2$ Ma (Vandervoort *et al.*, 1995). Entre esta unidad y la Formación Geste media un período no depositacional que abarca desde 40 Ma hasta los 11 Ma, lo que correspondería a unos 30 Ma aproximadamente.

FORMACIÓN POZUELOS

La Formación Pozuelos se caracteriza por estar esencialmente constituida por sal de roca (halita) (Turner, 1960). Comprende una sucesión de mantos de sal con intercalaciones de materiales clásticos finos (limoarcilitas y areniscas), yeso, y en menor medida tobas y tufitas. Los bancos de sal alcanzan hasta 5 m de potencia, presentándose en una textura maciza, con cantidades variables de matriz arcillosa que dan la tonalidad a la halita. Según esto las capas presentan coloraciones pardas, rojizas, grisáceas o verdosas. El color del conjunto es pardo oscuro principalmente a causa de los tapices arcillosos formados por chorreado. También se observan lentes de sal transparente. Hacia el techo se presenta una sección de unos 100 m de potencia donde predominan las limoarcilitas, areniscas, tobas y tufitas, con intercalaciones de yeso, carbonatos y boratos, estos últimos representados por inyoita y ulexita. Las tonalidades del conjunto son pardas y verdosas y vienen a configurar el pulso más antiguo de formación de boratos en la región. Las tobas y tufitas son de color gris oscuro a negro, con granulometría de arenas, y se presentan sin consolidación.

La sección de sal de roca fue también definida como «Megacuerpo salino de Pastos Grandes» (Alonso *et al.*, 1984a). La base de la Formación Pozuelos no es conocida al estar cubierta por los depósitos del salar actual, mientras que hacia el techo pasa concordante y transicional a la Formación Sijes a través de un banco rojo que es un horizonte guía local. Una datación de 6,8 Ma en la base de la Formación Sijes, indica que la secuencia halítica infrayacente se depositó durante el Mioceno. Asimismo, una muestra de toba datada por trazas de fisión, provenientes de estratos que corresponderían facialmente a la Formación Pozuelos, siendo difícil precisar la ubicación estratigráfica exacta, dio una edad de $7,6 \pm 1,1$ Ma. La Formación Pozuelos se encuentra fuertemente deformada en pliegues muy apretados cuyos flancos inclinan desde 40° hasta casi verticales. Ello no permite medir el espesor verdadero de la formación que aquí se estima en un mínimo de 400 metros. Los bancos de sal de roca la diferencian claramente de las formaciones inferiores y superiores. Su litología, con predominio de evaporitas, permite inferir un ambiente de formación similar al que impera para los actuales salares de la Puna. Ello representa un cambio radical con respecto al ambiente de depósito de la Formación Geste, con fauna de mamíferos de clima cálido y húmedo, horizontes de suelos profundos y ríos meandreados de ribera estable. El amplio intervalo sin afloramientos entre el techo de la Formación Geste y la base de la Formación Pozuelos impiden conocer lo que aconteció entre ambos depósitos. Este intervalo representaría todo el tiempo Oligoceno y parte del Mioceno. Desde un punto de vista regional es a principios de ese intervalo (Deseadense) donde se produce un gran cambio de los ambientes como está reflejado en las secuencias terciarias de Patagonia central y sur de Mendoza. Localmente, es también en este intervalo en que se pasó de un régimen hidrológico probablemente exorreico a otro de neto carácter endorreico. En trabajos más recientes (Vandervoort, 1993) se reconocen dos miembros dentro de esta formación.

MIEMBRO CLÁSTICO

El Miembro clástico de la Formación Pozuelos fue acumulado sobre una planicie aluvial por flujo de detritos y corrientes de sedimentos concentrados. Las paleocorrientes y la composición de los clastos indican que los terrenos originarios consistían de metaflysch ordovícicos, rocas metamórficas de alto grado precámbricas, y rocas volcánicas terciarias en el filo de Copalayo hacia el sudoeste (Vandervoort, 1993).

MIEMBRO EVAPORÍTICO

El Miembro Evaporítico de la Formación Pozuelos se acumuló en un salar. Es la unidad portadora de evaporitas más vieja de la cuenca de Pastos Grandes. Está compuesto por halita y boratos, estos últimos correspondientes al Miembro El Zorro (Salim, 1991). La acumulación de esta unidad representa la inserción de un drenaje interno para la cuenca

de Pastos Grandes. La presencia de un gran sistema aluvial adyacente sugiere que el salar, al menos periódicamente, recibió grandes cantidades de agua durante las avenidas (Vandervoort, 1993).

FORMACIÓN SIJES,

Generalidades: Turner (1960). Dada la importancia que tiene desde el punto de vista de las concentraciones de boratos se analizó en el presente estudio un levantamiento detallado de la columna aflorante a los fines de ubicar la correcta posición estratigráfica de los mantos mineralizados. Ello permitió comprobar que la Formación Sijes en el perfil tipo puede dividirse en tres miembros claramente diferenciables entre sí.

Nombre y perfil tipo: Turner (1960) designó con el nombre de Formación Sijes a la sucesión sedimentaria que se desarrolla concordantemente sobre la Formación Pozuelos constituyendo el tercio superior del Grupo Pastos Grandes. El nombre hace referencia al pequeño río de Sijes a orillas del cual se encuentra el campamento minero homónimo de la compañía Bórax Argentina S. A. . La mejor expresión de afloramientos y a su vez la que alcanza los mayores espesores, se desarrolla en la ladera de Monte Amarillo-Monte Verde por el oeste y el valle de Esperanza por el este. Los perfiles reconocidos en esas secciones permitieron la definición en miembros para la Formación Sijes, que de base a techo se definen aquí como Miembro Monte Amarillo, Miembro Monte Verde y Miembro Esperanza.

MIEMBRO ESPERANZA

Techo: Formación Singuel

- 12) 150,00 m Sección piroclástica. Integrada por tufitas y tobas grises a negras, con niveles de cineritas blancas. Niveles carbonáticos. Hacia la base niveles de arcilitas pardas con marcas de gotas de lluvia y huellas de aves. Hacia el techo intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados finos mal consolidados.
- 11) 204,20 m Sección clástico-piroclástica. Integrada por areniscas, limolitas y arcilitas, pardas, verdes y rojizas, con intercalaciones de tobas y tufitas grisáceas a blanquecinas. Yeso subordinado. En la base banco guía de toba blanca, con estratificación fina bien marcada, ondulitas y huellas de un ave (Anatidae).
- 10) 37,15 m Sección colemanítica. Secuencia rítmica de colemanita y fangolitas pardo oscuras («chocolate») a verde amarillentas. Niveles de yeso, tobas y tufitas muy subordinados. Nivel de diatomita conteniendo gasterópodos (*Littoridina naomiae*).
- 9) 34,20 m Sección piroclástica. Integrada por tobas y tufitas en partes pumicíticas, blanquecinas a grisáceas, friables, con intercalaciones de arcilitas pardo claras. En el techo potente banco de toba gris.

- 8) 205,50 m Sección conglomerádica. Sección granodecreciente, integrada principalmente por conglomerados finos, medianos y gruesos, con predominio de los finos a medianos. Se observó una camada formada por un aglomerado con bloques de granitoides de hasta 0,40 metros. Hacia el techo intercalaciones de areniscas y pelitas, friables, con dos niveles delgados de tobas blancas. Color general pardo claro a gris verdoso.

Espesor del Miembro Esperanza: 631,05 metros.

MIEMBRO MONTE VERDE

Contacto: Cubierto. Ocupa el filo de la serranía de Sijes

- 7) 200,00 m Cubierto.
- 6) 113,50 m Sección inyoítico-colemanítica. Integrada por pelitas pardo claras y verdosas con intercalaciones rítmicas de evaporitas (inyoita, colemanita y yeso). Niveles de tobas y tufitas grises muy subordinadas. Abundante ulexita diseminada.
- 5) 64,60 m Sección fangolítica. Integrada por limo-arcilitas pardo claras con algunos niveles verdosos e intercalaciones aisladas de yeso. En la base toba gris guía entre el Miembro Monte Verde y Miembro Monte Amarillo. Se observan niveles aislados de tosca.

Espesor del Miembro Monte Verde: 378,10 metros.

MIEMBRO MONTE AMARILLO

Contacto: Concordante transicional

- 4) 30,20 m Sección yesífero-anhidítica. Integrada por capas de yeso y anhidrita, pardo claras, intercaladas rítmicamente con pelitas y areniscas pardas a grises. Niveles subordinados de tobas grises.
- 3) 137,30 m Sección hidroboracítica. Integrada por pelitas pardo claras a verdosas, con intercalaciones rítmicas de hidroboracita y/o yeso, con tobas y tufitas subordinadas. Abundante ulexita diseminada. Cada par clastita fina-evaporita representa un ciclo lacustre que se superpone en alternancia binomial. En la parte media banco guía de arenisca verde-amarillenta, gruesa a finamente conglomerádica, con clastos de pizarras, granitoides y tobas muy alteradas, maciza.
- 2) 35,90 m Sección inyoítica. Integrada por arcilitas verde amarillentas, yesíferas, con intercalaciones rítmicas de niveles inyoíticos delgados. También intercalaciones de ulexita y yeso. Tufitas muy subordinadas, conjunto fuertemente plegado. Abundante ulexita diseminada.
- 1) 113,30 m Sección clástica. Integrada por pelitas y areniscas rojizas, pardo claras a verdosas, con niveles aislados de yeso y tobas. En la base nivel guía formado

por un banco potente de arcilita roja que constituye la unidad de contacto con la Formación Pozuelos infrayacente.

Base: Formación Pozuelos (Turner, 1960)

Contacto: Concordante transicional

Espesor del Miembro Monte Amarillo: 317,70 metros.

Espesor total de la Formación Sijes: 1.326,00 metros

Relaciones Estratigráficas: Se apoya concordante sobre la Formación Pozuelos. El pasaje entre ambas se resuelve en corto trecho y esta dado por: 1) El banco más inferior de sal de roca; 2) El banco guía de arcilitas rojas entre ambas formaciones y 3) El fuerte cambio de tonos rojos de la Formación Pozuelos a blanquecinos, verdosos, amarillentos y grisáceos de la Formación Sijes. Hacia el techo hay un pasaje grano y estratocreciente hacia conglomerados de la Formación Singuel.

Espesor: En el perfil tipo se midieron 1.326 m de los cuales 317 m corresponden al tramo basal (Miembro Monte Amarillo), 378 m al tramo intermedio (Miembro Monte Verde) y 781 m al tramo cuspidal (Miembro Esperanza). La potencia de las sedimentitas disminuye hacia el norte y sur del área del perfil tipo. Turner (1960) estimó un espesor de 2.000 m, mientras que Gutierrez (1981) asigna a la formación una potencia de 2.524 metros. Se observa sin embargo que ambos autores han incluido en este espesor parte de la base de la superpuesta Formación Singuel.

Caracteres distintivos: Sus tonalidades claras (blanquecinas, verdosas, amarillentas, grisáceas, pardas), su contenido piroclástico y sus conspicuos y persistentes bancos de boratos, permiten diferenciarla fácilmente de las formaciones infra y suprayacentes. Así, las formaciones infrayacentes (Formación Geste, Formación Pozuelos), se diferencian por su intenso color rojo y la presencia de sal de roca, mientras que la formación suprayacente (Formación Singuel) es sustancialmente fanglomerádica.

Contenido Paleontológico: La primera referencia sobre fósiles en la Formación Sijes se debe a Pratt (1961), quién menciona el hallazgo de gasterópodos y diatomeas. Los gasterópodos de Pratt (1961) son de conchilla muy delgada y pertenecen a una sola especie indeterminable. Posteriormente, Alonso y Wayne (1992) dieron a conocer el hallazgo de gasterópodos bien conservados en el Miembro Esperanza a los cuales describieron como *Littoridina naomiae*. Las diatomeas fueron identificadas por K. E. Lohman como pertenecientes a los géneros *Achnanthes*, *Amphora*, *Anomoeoneis*, *Caloneis*, *Cymbella*, *Denticula*, *Fragilaria*, *mastogloia*, *Melosira*, *Navicula*, *Nitzchia*, *Scoliolepleura*, *Stauroneis*, *Surirella* y *Synedra*. Posteriormente, Alonso (1985) y Mussi (1997) describen abundantes icnitas

de aves en el Miembro Monte Amarillo. Corresponden a huellas tetradáctilas, tridáctilas y palmeadas. Las más comunes pertenecen a carádridos (tridáctilas) y están también representados pequeños pájaros (tetradáctilas) y aves del grupo de los patos, flamencos y gansos (palmeadas). Se han encontrado también restos vegetales macerados (briznas), e icnitas mal conservadas pertenecientes presumiblemente a roedores. Otras icnitas de aves han sido encontradas saltuariamente en el Miembro Esperanza. Se analizó un completo muestreo de los niveles de arcilitas verdes para su procesamiento por palinomorfos el cual tuvo resultados negativos. Solamente algunas de las muestras contengan restos delgados de paredes que no pudieron identificarse (Quatrochio, comunicación personal).

Edad: El contenido fósil logrado al presente no es un indicador cronológico preciso. Sin embargo la datación de dos tobas del Miembro Monte Amarillo (base y techo respectivamente) arrojaron edades de 6,81 y 6,25 Ma, lo que permitió ubicar la base de la Formación Sijes en el Mioceno tardío. Recientes dataciones por el método de trazas de fisión en circones de tobas, son concordantes en justificar la edad Mioceno tardío para la Formación Sijes (Alonso *et al.*, 1989, 1991). De acuerdo con dichas edades se tienen ahora dos extremos datados: una toba por debajo de la Formación Sijes arrojó $7,6 \pm 1,1$ Ma mientras que una toba cerca del techo arrojó $4,0 \pm 1,2$ millones de años. Con ello se tiene un rango de edad aproximado para la sedimentación de la Formación Sijes.

Ambiente: El ambiente que predominó durante la deposición de la Formación Sijes, fue el de una cuenca continental endorreica, con un clima árido y vulcanismo explosivo activo. Las evidencias sedimentológicas y paleontológicas corroboran este hecho. Las capas rítmicas de arcilitas verdes a pardas y evaporitas (boratos, yeso), con abundantes pisadas de aves, grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia son indicativas de ambientes de playa con salares y lagunas de aguas salobres o saladas, muy similares a las existentes en la actualidad en otros salares de la Puna. Esto es más evidente en el actual salar de Pastos Grandes. Lohman (en Pratt, 1961) deduce la existencia de lagos muy salinos de moderada a baja temperatura para los niveles con diatomeas. Las intercalaciones periódicas y constantes de cenizas hablan de un vulcanismo explosivo activo durante todo el depósito de la Formación Sijes. Los bancos de boratos indicaran el derrame sincrónico de aguas termales mineralizadas en los bordes y/o en el interior de la cubeta de sedimentación.

Estructura: La Formación Sijes presenta un rumbo general norte-sur e inclinación al este con ángulos variables entre 20 y 40 grados. Muestra un plegamiento que disminuye en intensidad de base a techo. Así, en el Miembro Monte Amarillo se observan pliegues anticlinales y sinclinales muy apretados en un estilo tipo «chevrón» o cabrío. En el Miembro Monte Verde se mantiene el plegamiento

apretado pero con menor intensidad y por último en el Miembro Esperanza se observan pliegues suaves que tienden a desaparecer convirtiéndose hacia el techo en una sección homoclinal. Los pliegues tienen ejes en sentido aproximado norte-sur, con ligeras variaciones al noroeste y nordeste y buzanan de preferencia al sur. Un sistema de fallas transversales a esa dirección ocurre en toda la formación. Deben también mencionarse algunos deslizamientos por gravedad como los que ocurren en la porción austral de los afloramientos, donde masas de roca se han deslizado pendiente abajo desde el oeste hacia el este, en el flanco oriental de la serrana de Sijes. Estos deslizamientos serían una consecuencia de las deformaciones que han ocurrido en la región hasta tiempos recientes como se destaca en numerosos estudios de neotectónica (Allmendinger *et al.*, 1987; Marrett *et al.*, 1994).

FORMACIÓN SINGUEL

Esta formación fue definida originalmente para integrar potentes conglomerados que yacían en el techo de la Formación Sijes y en la vecina serranía de Pucará. Estudios posteriores (Vandervoort, 1993), han datado secuencias de la serranía de Pucará, demostrando que son más antiguas que la Formación Sijes y la Formación Pozuelos. En base a ello, se conserva el nombre de Formación Singuel, para hacer referencia a conglomerados grises a verdosos, en el techo de la Formación Sijes, con edades más jóvenes que $4,0 \pm 1,2$ millones de años (Alonso y Gutiérrez, 1986). La presencia de estos conglomerados indica una importante reactivación en los bloques tectónicos del oriente de la depresión y de la Puna. En el perfil tipo se observa la siguiente litología: Sección conglomerádica integrada por una secuencia de granulometría creciente, que comienza con niveles conglomerádicos finos, lenticulares, gris verdosos, con participación de clastos de pelitas y granitoides, escasamente consolidados. Hacia el techo intercalaciones de conglomerados medianos y gruesos, hasta fanglomerados. La Formación Singuel se acumuló sobre un abanico aluvial en la porción austral de la cuenca, la cual gradúa hacia el noreste a un sistema tipo *braided*. Los procesos aluviales consistieron de flujos detríticos y flujos hiperconcentrados. Las paleocorrientes y composición de los clastos indican que las fuentes fueron metaflysch ordovícicos, rocas metamórficas precámbricas, y rocas volcánicas terciarias en el filo de Copalayo hacia el sudoeste. La exposición aislada de la Formación Singuel en la región occidental se acumuló en una playa clástica de grano fino (Vandervoort, 1993).

FORMACIÓN PUCARÁ

Fue definida como dacitas, andesitas y sus tobas y asignadas al Cuaternario inferior por Turner (1960). Sin embargo el hecho de ser más antiguas que los depósitos terrazados de 1,5 Ma, que rodean el salar, obliga a su asignación cronológica en el Terciario superior. En realidad se trataría de los derrames ignimbríticos y de oleadas piroclásticas pro-

ducidos por el complejo volcánico del Quevar, inmediatamente al norte del salar Pastos Grandes. Su espesor máximo es de unos 50 metros.

FORMACIÓN RUMIBOLA

Según Turner (1960) corresponde a andesitas y tobas que se apoyan discordantemente sobre la Formación Pucará. Por la razón antepuesta al tratar la Formación Pucará, las vulcanitas de la Formación Rumibola deben también ser asignadas al Terciario superior. Su espesor máximo alcanza los 35 metros.

CUATERNARIO (PLEISTOCENO)

FORMACIÓN BLANCA LILA

Sucesión sedimentaria integrada fundamentalmente por materiales pelíticos y evaporíticos, con menor contenido de cineritas, tufitas, arenas, travertinos y gravas. Los afloramientos son muy irregulares. Constituyen principalmente remanentes adosados a los relieves positivos que bordean el actual salar de Pastos Grandes. Algunos islotes ocurren en el interior del salar. El máximo espesor medido para la formación es de 30 metros. El área total de afloramientos es de unos 150 kilómetros cuadrados. Se apoya en discordancia angular sobre las formaciones terciarias preexistentes y generalmente no está cubierta por otras unidades. Los afloramientos de la Formación Blanca Lila yacen prácticamente horizontales. Un leve basculamiento es posible observar como producto del acomodamiento de los bloques del sustrato. La litología, boratos, ritmitas, briznas vegetales e icnitas de aves, indican un origen substanciado en una depresión con drenaje interior, en la cual se desarrolló un ambiente pedemontano lateral, playas fangosas, y un cuerpo de agua central sometido a evaporación. La sección salina fue definido originalmente como "cuerpo salino de Aguas Amargas" y posteriormente el conjunto como Formación Blanca Lila (Alonso, 1986; Alonso y Menegatti, 1990). Una primera datación de $1,6 \pm 0,7$ Ma (Strecker en Alonso, 1986) indicó Pleistoceno inferior. Posteriormente, Vandervoort *et al.* (1995), dató dos nuevas tobas (argón en biotita) de la formación en $0,33 \pm 0,04$ y $0,37 \pm 0,05$ millones de años.

DEPÓSITOS RECIENTES Y ACTUALES

Comprenden extensos planos aluviales, compuestos por gravas y arenas que confluyen a la depresión principalmente por el norte (río Pastos Grandes) y el este (río Ochaqui). El interior de la depresión se encuentra relleno por materiales clásticos finos y evaporitas.

ESTRUCTURA DE LA CUENCA

Por su estructura, la depresión de Pastos Grandes constituye una fosa en compresión, limitada al oeste por los filos de Copalayo-Pozuelos y al este por el bloque de la «Faja

Eruptiva». Ambos relieves están controlados por fracturas inversas submeridianas. Una serie de fracturas paralelas a las anteriores atraviesan la depresión quebrando bloques menores de rocas terciarias. También se destacan fracturas de rumbo oeste noroeste-estesureste menores y solidarias a las megafacturas transversales que compartimentan el bloque de la Puna. El plegamiento está subordinado pero alcanza notable expresión en la parte central de la depresión afectando al megacuerpo de sal de roca y al tercio inferior y medio de la Formación Sijes. Un estudio comparativo acerca de la estructura de la comarca y el sistema tipo *basin and range* del sudoeste de Estados Unidos ha sido elaborado por Pratt (1961). El contacto entre los estratos neógenos de la cuenca de Pastos Grandes y las rocas más antiguas no está expuesto. Las fallas que limitan la cuenca están pobremente expuestas. Sin embargo, análisis cinemáticos (Marret, 1990), sugieren que las fallas inversas se inclinan entre 30° y 70° por debajo de los flancos de las sierras.

MORFOLOGÍA

Geomorfológicamente se distinguen una serie de rasgos típicos de los ambientes desérticos áridos. Los relieves se encuentran denudados y son continuamente atacados por el viento y removidos durante el corto período lluvioso. En los bajos se forman salares, barreales, salitrales, los cuales están rodeados por materiales detríticos que conforman playas y depósitos de pie de monte. Las serranías terciarias interiores muestran diferente morfología de acuerdo con su litología. La Formación Geste presenta quebradas con resaltos abruptos, la Formación Pozuelos presenta un paisaje irregular mayormente donde se emplaza el cuerpo de sal de roca, debido al tapiz que forma la arcilla. La Formación Sijes muestra una morfología particular donde los bancos evaporíticos competentes resaltan con respecto a las pelitas-tufitas incompetentes y por último la Formación Singuel tiene una morfología de lomadas suaves dada la escasa coherencia de sus fanglomerados. Una carta geomorfológica del salar Pastos Grandes y alrededores ha sido elaborada por Igarzábal (1978).

GEOCRONOLOGÍA DE LA CUENCA DE PASTOS GRANDES

Los 2.000 m de la secuencia neógena de Pastos Grandes contienen el registro más completo (>11 Ma) del desarrollo de la región Puna. Los estratos volcánicos más viejos de edad neógena en Pastos Grandes están representados por una ignimbrita de 8 m en una unidad fluvial de 180 m de espesor ("Conglomerado Negro") (Vandervoort, 1993). Esta unidad tiene una edad de $10,7 \pm 0,2$ Ma y probablemente es el depósito distal de la ignimbrita Quevar expuesta en Quebrada Seca. El "conglomerado negro" es el depósito de un sistema de drenaje anastomosado que puede haber fluido hacia la región de Quebrada Seca, tal como fuera descrito anteriormente. Por encima del "Conglomerado Negro" y en discordancia angular se apoyan 1.800 m de evaporitas y clásticos de grano fino y conglomerados aluviales (Forma-

ción Pozuelos, Formación Sijes y Formación Singuel). Por encima de estos estratos y en discordancia angular se apoyan 30 m de estratos terrazados y ricos en evaporitas (Formación Blanca Lila). La Formación Blanca Lila es plana y horizontal, mientras que todos los estratos infrayacentes están plegados (Alonso, 1986; Vandervoort, 1993).

La cronología absoluta de la cuenca Pastos Grandes pudo lograrse gracias a las numerosas edades radimétricas obtenidas a partir de las tobas (Alonso, 1986; Alonso *et al.*, 1991; Vandervoort, 1993; Vandervoort *et al.*, 1985).

La unidad del Neógeno más antigua expuesta en la cuenca de Pastos Grandes es un "Conglomerado Negro" que aflora a lo largo de la cresta de la Sierra de Sijes, el cual no se mapea en el presente trabajo. Una ignimbrita cerca al techo del "Conglomerado Negro" da una edad de $10,7 \pm 0,2$ millones de años. La edad depositacional de las capas más viejas del "Conglomerado Negro" es desconocida debido a que su base no está expuesta. El tiempo en que cesó la deposición es desconocido debido a que el techo de la unidad está erosionado. El "Conglomerado Negro" debe ser más antiguo que 7,0 Ma, basado en las edades radimétricas de las unidades que están por encima del mismo (Vandervoort, 1993).

Una discordancia separa el "Conglomerado Negro" de las unidades más jóvenes. La máxima duración posible para esta discordancia es 10,9 a 7,0 Ma basado en edades radimétricas provenientes de unidades por encima y por debajo de la discordancia. La edad de la discordancia es probablemente menor que la indicada por la geocronología disponible (Vandervoort, 1993).

La unidad siguiente es la Formación Pozuelos, la cual tiene dos miembros que representan variaciones laterales equivalentes: el Miembro Clástico y el Miembro Evaporítico. Alonso *et al.* (1991) reportaron edades de $7,6 \pm 1,1$ para una toba en la Formación Pozuelos. Salim (1990) identifica en el techo de la Formación Pozuelos un miembro boratífero al que denomina Miembro El Zorro y que constituye el nivel de boratos más antiguo de la comarca.

Por encima de la Formación Pozuelos está la Formación Sijes, la cual tiene cinco miembros en orden ascendente: el Miembro Ona, el Miembro Monte Amarillo, el Miembro Monte Verde, el Miembro Conglomerado, y el Miembro Esperanza (Alonso, 1986; Vandervoort, 1993; Rojas, 1997). El Miembro Conglomerado de la Formación Sijes expuesto en la Sierra de Sijes es por composición y textura similar al "Conglomerado Negro", aunque puede ser distinguido del este último debido a que incluye clastos de ignimbrita derivados del "Conglomerado Negro". Alonso (1986) incluye esos estratos en la parte inferior del Miembro Esperanza, pero ellos son lo suficientemente distintivos como para ser un miembro único de la Formación Sijes. Así, Vandervoort (1993) se refiere a esta unidad como Miembro Conglomerado de la Formación Sijes. Una discordancia que se formó contemporáneamente con el Miembro Conglomerado separa el Miembro Esperanza de las unidades infrayacentes del Miembro Conglomerado.

Watson (en Alonso, 1986) reportó edades de $6,8 \pm 0,2$ y $6,3 \pm 0,2$ Ma para dos tobas en el Miembro Monte Amarillo. Alonso *et al.* (1991), proveyeron datos de tres tobas en la Formación Sijes. Una toba del Miembro Monte Verde dio una edad de $5,4 \pm 0,8$ Ma, una toba proveniente de la parte inferior del Miembro Esperanza dio edades de $5,9 \pm 0,8$ (circón) y $5,4 \pm 1,6$ Ma (apatita), y una toba en la parte superior del Miembro Esperanza alcanzó una edad $4,0 \pm 1,2$ millones de años.

La Formación Singuel es la unidad estratigráfica siguiente. En las exposiciones australes esta unidad suprayace en discordancia angular a la Formación Pozuelos y a los Miembros Monte Amarillo y Monte Verde de la Formación Sijes. Una aparición aislada de la Formación Singuel en un afloramiento centro-occidental del cinturón yace concordantemente sobre el contacto del Miembro Evaporítico (Formación Pozuelos)/Formación Sijes. Dos edades provenientes de una toba de estos afloramientos arrojaron edades de $2,92 \pm 0,04$ y $2,89 \pm 0,04$ Ma. Basado en dataciones radimétricas de la Formación Sijes y la Formación Blanca Lila, el rango de edad máximo para la Formación Singuel es, de 5,2 a 0,29 Ma (Vandervoort, 1993).

La unidad estratigráfica más joven en la cuenca de Pastos Grandes es la Formación Blanca Lila expuesta en la región noroccidental. Una discordancia angular separa la Formación Blanca Lila de las unidades infrayacentes. Strecker (1987) reportó una edad de $1,6 \pm 0,7$ Ma para una toba de esta unidad. Basado en datos más jóvenes y datos provenientes de la Formación Singuel, la máxima duración posible para la discordancia angular entre las Formaciones Singuel y Blanca Lila es 2,96 a 0,29 millones de años. La edad de los depósitos más jóvenes de la Formación Blanca Lila es incierta debido a la carencia de depósitos suprayacentes (Vandervoort, 1993).

DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES DE BORATOS EN LA DEPRESIÓN DE PASTOS GRANDES

De las formaciones terciarias de la depresión de Pastos Grandes (Formación Geste, Formación Pozuelos, Formación Sijes, Formación Singuel) sólo contienen boratos la Formación Pozuelos y la Formación Sijes. Los boratos de la Formación Pozuelos pueden considerarse a nivel de manifestaciones de valor económico subordinado, mientras que aquellos de la Formación Sijes constituyen verdaderos yacimientos con grandes reservas a la vista. En la actualidad los depósitos boratíferos de la depresión de Pastos Grandes representan las mayores reservas de boratos cálcicos y cálcico-magnesianos de América Latina y el Hemisferio Sur.

No se sabe con certeza en que circunstancias y en que tiempo fueron descubiertos los depósitos boratíferos de la región de Pastos Grandes. Su aspecto de calizas seguramente hizo que pasaran desapercibidos por mucho tiempo. De acuerdo con las referencias tenemos que desde el siglo pasado se habían comenzado pequeñas explotaciones de ulexita en las propias inmediaciones de los depósitos de boratos terciarios, sin que existan menciones a estos últimos (Bece-

rra, 1887; Reichert, 1907; Caplain, 1912). La primera cita sobre boratos intercalados en sedimentos terciarios corresponde a Catalano (1926: 35-36) quién menciona la presencia de colemanita e hidroboracita desde «Callejón Blanco hasta Agua Amarga», esto es lo que constituye actualmente parte de la serranía de Sijes. Sin embargo en el intervalo citado se reconocieron y se solicitaron numerosas pertenencias mineras en lo que hoy son los yacimientos del Grupo Minero Sijes. O sea que los descubrimientos deben haber ocurrido alrededor de 1915.

BORATOS DE LA FORMACIÓN POZUELOS

BORATOS DE LA FACIES EVAPORÍTICA

La Formación Pozuelos consta de una sección clástica en el sur de la cuenca y una sección evaporítica en el centro. La sección evaporítica se caracteriza fundamentalmente por sal de roca y en menor proporción yeso selenítico, ambos con ganga y capas intercaladas de materiales pelíticos y tuftíticos. Fue definida como "Megacuerpo salino de Pastos Grandes" (Alonso *et al.*, 1984). Hacia el techo del cuerpo evaporítico se presentan cantidades menores de boratos. Estos consisten principalmente en ulexita, la cual ocurre como pequeños nódulos irregulares en el interior de la sal de roca o bien como capas discontinuas de escaso espesor. En algunos casos se han observado mantos mayores al medio metro de potencia. El material es de baja calidad comercial por presentarse fuertemente cementado por cloruro de sodio o bien mezclado con yeso. En el techo de la Formación Pozuelos, en cercanías del contacto con la Formación Sijes, se presenta un afloramiento reducido que muestra ulexita y arcilitas verde amarillentas rítmicamente alternadas en sal de roca. Los niveles rítmicos varan entre 1 y 10 cm de espesor, y el conjunto alcanza a 3 m de potencia. La ulexita es de baja calidad, contaminada, y muestra algunos niveles paraclásticos pelíticos. También hacia el techo del cuerpo de halita se han reconocido delgadas intercalaciones de inyoita. Comprende un mineral cristalino amarillento, pobre en anhídrido bórico. Forma parte del grupo de pertenencias de mina El Zorro. Salim (1991) estudió este pulso boratífero y lo designó como "Miembro El Zorro" (figura 6). Por otra parte en testigos de perforaciones en la sal de roca se reconocieron pequeñas inclusiones de probertita (Galliski, comunicación personal). En un pozo en las pertenencias de Sorpresa se encontró una capa formada por una mezcla íntima de anhidrita-colemanita. No se ha estimado el tonelaje de boratos presentes. Sin embargo si se toma en consideración el volumen del megacuerpo salino de Pastos Grandes las cifras pueden ser interesantes y encuadrarse como reservas potenciales futuras.

BORATOS DE LA FACIES CLÁSTICA

Se incluye en este párrafo a un depósito de ulexita presente en las inmediaciones de Curva del Zorro, tramo de camino comprendido a medio recorrido entre el campamento

de Sijes y la vega de Singuel, a unos 2 km al noroeste de Monte Amarillo. Comprende una antigua explotación minera conocida como «Juanita». La única referencia publicada sobre este depósito corresponde a Aristarain *et al.* (1977) quienes describen los niveles de ulexita como intercalados en sedimentitas de la Formación Pozuelos, y brindan un detallado estudio mineralógico y químico de la especie. Interpretan el depósito como intercalado en la Formación Pozuelos mientras que en cambio los mapas geológicos de Turner (1964) y Gutierrez (1981) ubican el sitio en un área limítrofe entre la Formación Pozuelos y la Formación Sijes, separadas ya sea por aluviones en el caso del primer autor o por una fractura en el caso del segundo autor citado. Las observaciones de campo y los estudios de Vandervoort (1993) permiten concluir que se trata de una zona de transición entre las facies evaporítica y clástica de la propia Formación Pozuelos.

El mineral se presenta intercalado en una sucesión plegada y fallada de areniscas, limolitas, arcilitas y yeso, de color pardo a pardo rojizo, expuesta en un reducido anticlinal cortado por un angosto cauce seco. En superficie los afloramientos muestran un llamativo cribado pseudokárstico por disolución en reducidos sumideros ligados entre sí. La ulexita se presenta en varias formas. Aristarain *et al.* (1977) mencionan la presencia de nódulos recristalizados en forma de discos densos y limpios de hasta 12 cm de diámetro. A su vez se han reconocido capas y planchas macizas; venas transgresivas con orientación perpendicular de las fibras, rellenas las grietas de tensión del pliegue y abundante ulexita secundaria diseminada. Se observa además un banco de yeso con abundantes nódulos de ulexita intercrecidos. La principal característica de la ulexita de este depósito es su aspecto fibroso acicular y fuerte brillo sedoso a nacarado. El mineral es de excelente calidad comercial con leyes en anhídrido bórico entre 35% y 40% y bajo contenido de cloruros. Ha sido explotado en algunas oportunidades.

BORATOS DE LA FORMACIÓN SIJES

La Formación Sijes registra en su desarrollo litológico tres importantes pulsos de generación de boratos que pueden ser fácilmente identificables en su sector depocentral y que hacia los bordes de la cubeta se confunden y pierden por eliminación facial. En sus aproximadamente 20 km de afloramientos presenta un rosario de manifestaciones y depósitos que la caracterizan e individualizan de las formaciones infra y suprayacentes y le otorgan una enorme potencialidad en reservas. Se describirá en detalle los depósitos que han dado lugar a yacimientos en explotación o inactivos y se hará una síntesis de los depósitos que permanecen como reservas.

MONTE AMARILLO

GENERALIDADES

Corresponde a un depósito boratífero integrado fundamentalmente por hidroboracita con cantidades menores

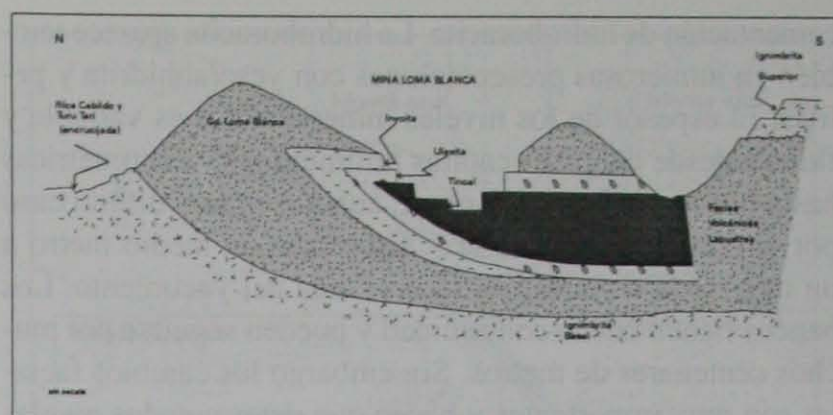


Figura 6. Perfil idealizado de las Formaciones Pozuelos y Sijes y distribución de los niveles boratíferos.

de inyoita y ulexita, esta última como un producto normalmente secundario. Se trata del depósito más importante de la depresión de Pastos Grandes y constituye junto a otras manifestaciones menores del área, las mayores reservas de hidroboracita conocidas en el mundo. Se encuentra ubicado a unos 15 km al sur del campamento minero Sijes, en el camino a Tincalayu, sobre la ladera occidental de la serraña de Sijes, a una altura promedio de 3.900 m sobre el nivel del mar. Algunas referencias corresponden a Aristarain y Hurlbut (1972), Villacorta (1973), Gutierrez (1981), Schalamuck *et al.* (1983), Alonso y Viramonte (1985), Alonso (1986) y Alonso y Gonzalez-Barry (1990).

GEOLOGÍA

La parte estratigráfica ha sido tratada en el capítulo anterior. Las capas de hidroboracita yacen intercaladas rítmicamente en las sedimentitas de la Formación Sijes y corresponden a niveles concordantes y sincrónicos. La sección estratigráfica, que comprende las capas de hidroboracita, se han denominado en este trabajo Miembro Monte Amarillo y corresponden al tercio inferior de la Formación Sijes; está limitado en la base por la Formación Pozuelos y en el techo por el Miembro Monte Verde. El espesor del Miembro Monte Amarillo es de 317 m, y la sección hidroboracítica abarca 137 m de la parte media alta. La resistencia a la meteorización de los niveles boratíferos permite que resalten en relieve y posibilitan delinear y trazar las estructuras. Así, pueden reconocerse pliegues anticlinales y sinclinales, de aspecto cabrío, afectados por pequeñas fracturas de rumbo. El diaclasamiento de los bancos de hidroboracita es notable y sigue normalmente un diseño ortogonal, lo que facilita grandemente los trabajos de explotación. La sección hidroboracítica de Monte Amarillo tiene un recorrido de 2,5 km y mantiene un rumbo nornoreste-sursuroeste que se flexiona paulatinamente hacia el este en su extremo norte. La sección se encuentra inclinada al este, con un buzamiento promedio de 30 grados. Los bancos de hidroboracita se caracterizan por su color blanquecino-amarillento y su mayor resistencia a la erosión. Sus contactos de base y techo son planos y definidos. La ganga que acompaña al mineral es normalmente tufítica, e inclusive se advierten numerosas capas de tufitas intercaladas con una importante

cementación de hidroboracita. La hidroboracita aparece también en numerosas presentaciones con yeso/anhidrita y pelitas. El espesor de los niveles mineralizados es variable y fluctúa desde delgadas capas milimétricas y centimétricas hasta bancos de 2 m de espesor, aunque en este último caso por engrasamiento tectónico. Espesores de medio metro a un metro son comunes en toda el área del yacimiento. Los bancos tienen buena continuidad y pueden seguirse por muchos centenares de metros. Sin embargo los cambios faciales son muy importantes y hacen que determinados niveles se pierdan parcialmente por pasaje gradual a tufita, yeso y en algunos casos inyoita, para manifestarse nuevamente o bien desaparecer definitivamente. Con respecto a las capas que limitan en base y techo a los niveles boratíferos y que constituyen el par hidroboracita/sedimentitas, ellas consisten de: arcilitas, limolitas, fangolitas, areniscas muy finas, tobas, tufitas, yeso, anhidrita. Las pelitas son las más importantes, seguidas por el yeso/anhidrita y en menor proporción por tobas o tufitas. De acuerdo con Alonso (1986), si se analiza la distribución vertical de los niveles boratíferos y su roca de caja se tiene un primer tramo comprendido por las unidades litológicas 22 a 48, por debajo del banco verde guía (U. L. 49), donde hay una marcada alternancia cada metro promedio de capas de hidroboracita y capas de pelitas o tobas/tufitas. Un segundo tramo, comprendido entre las unidades 50 a 55, con tres niveles muy espaciados de hidroboracita/tufita, intercalados con pelitas. Un tercer tramo, comprendido entre las unidades 56 a 71, con capas de yeso/hidroboracita o hidroboracita/yeso, en partes con inyoita, intercalados con yeso, pelitas y en menor proporción tobas/tufitas. Un tramo superior comprendido entre las unidades 72 a 80 con capas de yeso/hidroboracita intercaladas con pelitas. Esto permite observar como el «pulso» boratífero disminuye con el tiempo. La sección más rica económicamente es la que corresponde al tramo inferior. Los cambios faciales laterales son también importantes y el seguimiento de los bancos en el terreno permite comprobar el pasaje paulatino y gradual de un nivel de hidroboracita a hidroboracita con yeso, yeso con hidroboracita, yeso y por último sedimentos clásticos. Lo mismo ocurre con los términos tufíticos en que se pasa de hidroboracita dominante a tufita dominante, en un pasaje gradual transicional. Un recuento vertical de los niveles portadores de hidroboracita en la columna analizada, permite contar hasta 28 unidades, de las cuales alrededor de 20 tienen mineral en calidad y cantidad explotable económicamente, mientras que las unidades restantes se presentan como mineral de baja calidad muy mezclado con yeso, tobas o tufitas (figura 7). En los esquemas de ciclicidad y ritmicidad, si se considera el par evaporita/no-evaporita (este último término representado por clastitas y tobas/tufitas) y les asignamos una letra «A» al primero y una letra «B» al segundo, podemos apreciar que en el desarrollo de la secuencia estudiada hay una clara repetición de tipo «ABABA...». Esto corresponderá a una «serie rítmica alternante», o simplemente una «alternancia» (Lombard, 1956). Esta sucesión de facies clásticas y evaporíticas indica la superposición y soterramiento a tra-

vés del tiempo de ambientes tipo salares que sufrieron lluvias periódicas de cenizas como consecuencia del vulcanismo regional. La presencia de estructuras sedimentarias tales como grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia y huellas de aves apoyan también ese origen. Los escasos fósiles encontrados en la sección de Monte Amarillo, principalmente huellas de aves y briznas vegetales, no ayudan a la resolución de problemas cronológicos. Sin embargo la datación de dos tobas tomadas en proximidades de la base y el techo de la sección hidroboracítica arrojaron edades de $6,25 \pm 0,15$ Ma y $6,81 \pm 0,18$ Ma (Watson, en Alonso, 1986). Esto nos indica una duración de aproximadamente 600.000 años para el pulso boratífero durante el Mioceno superior. Es interesante destacar que si tomamos los 28 pares detríticos/químicos contados en la sección hidroboracítica de Monte Amarillo y los multiplicamos por la duración estimada para estos pares de 21.000 años (Spalletti, 1980) nos da una cifra de 500.000 años, que se aproxima bastante a la obtenida por métodos radimétricos.

MINERALOGÍA

Puede considerarse a la sección boratífera de Monte Amarillo como un yacimiento monomineralico de hidroboracita. Sin embargo también están presentes inyoita y ulexita en cantidades menores. Se describen sintéticamente las especies mineralógicas del yacimiento.

Hidroboracita: $MgCa(B_3O_4OH)_3 \cdot 3H_2O$. Se presenta como un mineral de coloraciones claras, blanco crema cuando se encuentra puro y con tonalidades rosadas o verdosas a causa de la ganga tufítica y yesosa respectivamente. También son frecuentes las coloraciones amarillentas a causa de sulfuros de arsénico. En algunos casos se presenta de color negro u ocre por impregnaciones de óxidos de hierro y manganeso. Se trata de un mineral tenaz. Los bancos expuestos a la atmósfera se meteorizan, lo que produce en el mineral rasgos de disolución a la manera de crestas filosas y cortantes. La anatomía de los bancos mineralizados es muy variable. Un tipo de presentación común son las capas de hidroboracita maciza, ya sea formando una sola unidad o con intercalaciones de capas de tufitas/tobas, yeso/anhidrita, y en menor proporción inyoita. En algunos casos estas capas se presentan en una alternancia rítmica. También la hidroboracita puede ocurrir en cualquiera de los materiales mencionados a la manera de lentes, masas nodulares, planchas, niveles paracásticos, finamente diseminada, nódulos de diferentes tamaños, venas de segregación, etcétera.

Inyoita: $Ca(B_3O_3(OH)_5) \cdot 4H_2O$. Es un borato común en el yacimiento. Su principal distribución corresponde a la parte inferior del Miembro Monte Amarillo donde conforma numerosas capas macizas independientes de hasta 0,20 m de espesor. También se presenta como un cambio facial con hidroboracita y ulexita. Dentro de los bancos de hidroboracita se encuentra en forma de geodas, drusas o venillas

transgresivas. Se trata generalmente de un material cristalino y transparente, a veces con tonalidades amarillentas a causa de arsénico u óxido de hierro. En algunas oquedades pueden encontrarse cristales con buen desarrollo de caras. Se presenta también como un mineral cavernoso y corroído.

Ulexita: $\text{NaCa}(\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6) \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Se presenta normalmente como un mineral secundario, tanto en los bancos de hidroboracita e inyoita o en los niveles de caja; en forma diseminada o en venillas transgresivas. Constituye un producto de alteración de los otros boratos. El mineral es blanco, sedoso, fibroso y muy deleznable.

Otros minerales: Los minerales acompañantes más comunes, sobre todo en la parte superior de la sección hidroboracítica son el yeso y la anhidrita. Se presentan normalmente como capas macizas de color pardo claro a blanquecino y verdoso. También se encuentran pátinas de minerales de arsénico, y son comunes el oropimente y el rejalgar. Halita es rara y se presenta en pequeñas eflorescencias. Ocurren además óxidos de manganeso y de hierro.

MODELO GENÉTICO

Los estudios genéticos sobre boratos son muy escasos y en su mayoría tratan acerca del bórax que es el mineral de los grandes yacimientos económicos. La hidroboracita no cuenta con información apropiada y esto se debe en gran parte a que no se conocen mundialmente concentraciones importantes; en el caso de los depósitos de la Formación Sijes, ellos han sido muy poco estudiados. Evidencias significativas permiten proponer un origen continental de cuencas cerradas, en un clima árido, con vulcanismo activo y la permanente superposición de lagunas someras y salares durante el tiempo de «Monte Amarillo», tal cual lo indican el par evaporitas/no evaporitas, las tobas, las huellas de aves, las marcas de gotas de lluvia y las grietas de desecación, entre otros elementos. Un análisis de las relaciones faciales laterales muestra cual fue la extensión aproximada de los diferentes niveles lacustres superpuestos, los cuales formaban cuerpos de evaporación que se extendían unos 2 o 3 km en sentido norte-sur. La extensión horizontal no puede reconstruirse por encontrarse los bancos erosionados hacia el oeste y sepultados hacia el este. De esta manera, tenemos en principio parcialmente reconstruido el paleosalar de Monte Amarillo. Si analizamos las litofacies presentes, tenemos que entre capas de tobas/tufitas, yeso/anhidrita y pelitas/psamitas, se encuentran intercalados los bancos de hidroboracita que revelan un origen de capas sinsedimentarias. Esto induce a pensar en un depósito sincrónico de hidroboracita del tipo estratoligado/estratiforme. Sin embargo esta disposición representa una situación anómala según una interpretación actualista porque no se conoce hidroboracita primaria en los salares actuales. Al menos ello ocurre en la Puna Argentina pues en Chile se ha mencionado hidroboracita proveniente de las salitreras aunque a nivel de curio-

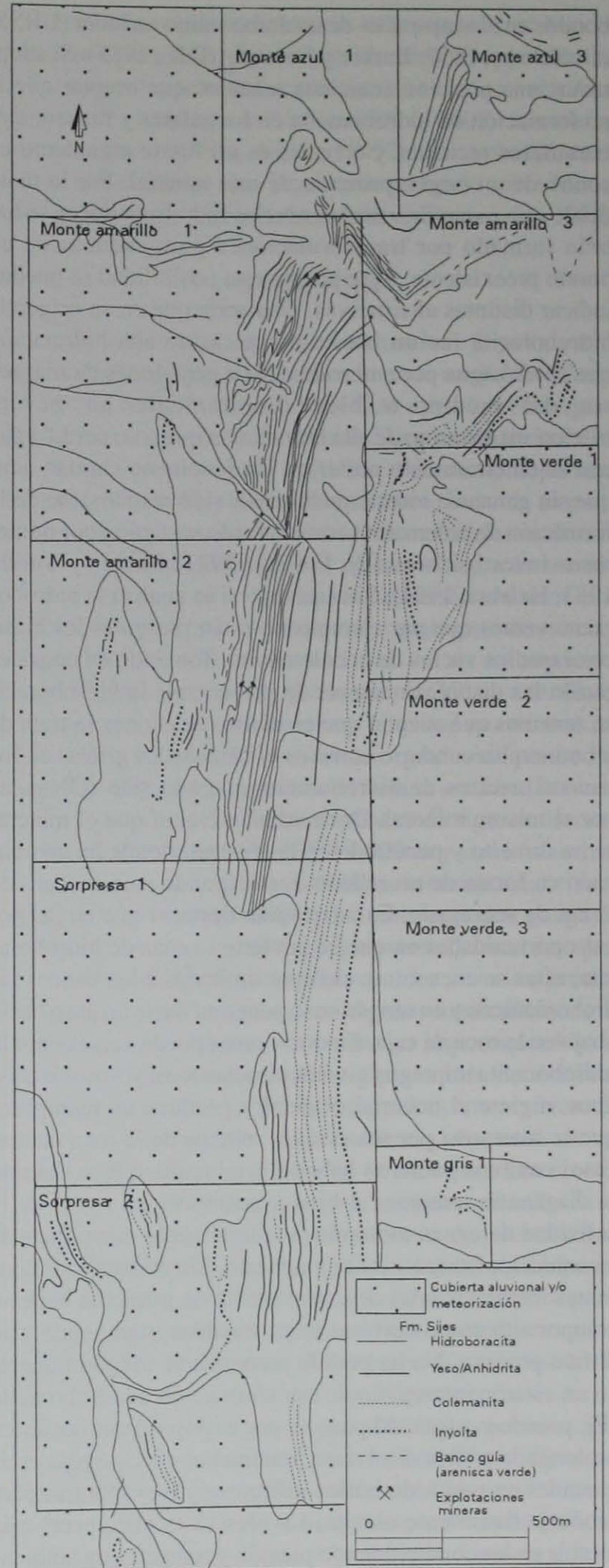


Figura 7. Distribución de niveles boratíferos en la Formación Sijes.

sidad mineralógica (véase Chong, 1984). En otros lugares del mundo, la hidroboracita se ha encontrado en terrenos marinos al parecer en estado primario (Stassfurt, Alemania) y también como producto de meteorización de otros

boratos en el «cap-rock» de un domo salino en Inder (URSS) (Godlevsky, 1937; Barker y Lefond, (Eds., 1985). Si adoptamos una posición actualista tenemos que aceptar que la no formación de hidroboracita en los salares y manantiales boratíferos recientes y actuales es un fuerte argumento en contra de un origen primario de este mineral. Por lo tanto desde este punto de vista los niveles hidroboracíticos se habrán formado por transformaciones postgenéticas de un borato preexistente. Si se acepta esta posibilidad se pueden indicar distintas alternativas. Una sería que en su origen la hidroboracita fue un borato de calcio de alta hidratación que perdió agua por enterramiento y ganó iones de magnesio del medio; o bien directamente un borato cálcico-magnésiano de alta hidratación que sólo perdió agua con su enterramiento posterior. Un fenómeno similar, aunque sin ganancia iónica, pudo haber sido responsable de la formación de colemanita como ha sido sostenido por numerosos investigadores (Ej. Foshag, 1921; Kistler y Smith, 1983; Helvacı, 1984). Sin embargo si se analiza la hidroboracita vemos que por ejemplo no están presentes los clásicos espacios vacíos de la colemanita. Tomando en consideración las distintas maneras de presentarse la hidroboracita, tenemos que aceptar que en ciertas ocasiones se trata de un mineral secundario como es el caso de las grietas en los bancos macizos de hidroboracita que han sido rellenadas por el mismo mineral. Debe admitirse aquí que el mineral se ha disuelto y penetrado en las fisuras, donde ha cristalizado en forma de un relleno que responde a un modelo de venas de segregado. Es interesante destacar que en las pocas oportunidades en que se advierten venas de hidroboracita, estas se encuentran siempre limitadas a los bancos hidroboracíticos y en ningún caso penetran hacia arriba o hacia abajo en la roca de caja. En otros casos puede verse como la hidroboracita impregna niveles piroclásticos, yesosos o clásticos, digiere el material original y produce un reemplazo que se interpreta por los escasos relictos de la roca madre. Estos cambios pudieron haberse producido, o bien durante la diagénesis temprana o bien a posteriori en virtud de la actividad de aguas subterráneas fuertemente mineralizadas en anhídrido bórico y iones magnesio. Sin embargo las continuas intercalaciones de capas arcillosas pudieron haberse comportado como barreras impermeables impidiendo este último proceso. No ha podido reconocerse ningún mineral en un estadio intermedio de transformación a hidroboracita (Ej. pseudomorfos). Al parecer por exposición atmosférica prolongada podría disolverse lentamente y esas aguas enriquecidas en anhídrido bórico infiltrarse y/o evaporarse para producir finalmente ulexita. La ulexita es el mineral más estable en las condiciones de presión y temperatura ambientes y de allí su amplia difusión como mineral secundario tanto en el interior de los bancos boratíferos como en la roca de caja, donde se presenta finamente diseminada o en delgadas venillas transgresivas. Si bien se ha interpretado anteriormente que la hidroboracita sería principalmente un mineral secundario (Cf. Muessig, 1959) en este trabajo se sostiene que en su gran mayoría la hidroboracita de Monte Amarillo es primaria lo cual se sustenta en las siguientes

observaciones: 1) La regularidad y continuidad geométrica de los bancos tabulares y concordantes con los estratos infra y suprayacentes y solidarios a la estructura regional; 2) Los cambios faciales laterales, a veces simétricos a ambos lados del nivel hidroboracítico con pasaje transicional desde ambientes de playa a ambientes lacustres indicados por los cambios sedimentológicos y la variación morfológica de las icnitas de aves; 3) La presencia de bancos rítmicos alternantes conformados por hidroboracita, tobas, tufitas, anhidrita, etcétera; 4) La presencia constante de intraclastos o paraclastos de hidroboracita que indica que el «fango hidroboracítico» se secaba y agrietaba y era erosionado y transportado hacia el interior de la propia cubeta de sedimentación. Si se analiza este punto se concluye que el nivel que se había formado era hidroboracita ya que de otra manera sería difícil o imposible explicar el reemplazo total de cada uno de los paraclastos que forman los distintos niveles de la sucesión. En apoyo de esto puede también mencionarse la presencia de una brecha singenética formada por autoclastos de hidroboracita en una pequeña quebrada de Monte Amarillo 1; 5) La conservación de estructuras singenéticas (ondulitas, huellas de aves, grietas de desecación) y 6) Los cambios faciales laterales en forma normal de hidroboracita a yeso, teniendo en cuenta que este último es un mineral químico-evaporítico común. Se establece un modelo genético para la Formación Sijes, que contempla la existencia de un rosario de lagunas someras rodeadas por ambientes de playas y planos aluviales, enmarcadas regionalmente por un vulcanismo explosivo en un clima continental semiárido de marcada estacionalidad. A lo largo de los planos de fractura en los bordes o en el interior de la cubeta existente al tiempo de la Formación Sijes, se habrían canalizado las soluciones que se derramaban en las charcas para formar por sobresaturación y precipitación química hidroboracita y yeso-anhidrita. Los pisos lagunales eran paulatinamente enterrados, migraban lateralmente en el tiempo por expansión o retracción y eran cubiertos periódicamente por lluvias de cenizas volcánicas. Una dificultad adicional al esquema genético propuesto está referida a la presencia del magnesio. La hidroboracita contiene alrededor del 10% de óxido de magnesio. Ello significa una fuerte anomalía del mencionado elemento que requiere precisarse. El magnesio es un elemento muy común en los ambientes marinos donde llega inclusive a formar concentraciones minerales de valor económico (entre ellas boratos magnésianos, Ej. Stassfurt, Alemania), pero por el contrario se presenta deprimido en los ambientes continentales. Si se analizan las aguas de los ríos, las salmueras de los salares o las aguas de fuentes termales actuales, se ve que los valores obtenidos no justifican la formación de minerales magnésíferos. Lo mismo ocurre si se intenta explicar que el magnesio fue tomado de las arcillas por el la solución boratífera, ya que si bien las arcillas pueden ceder cationes entrampados, no se explicara la formación de otros boratos en otros niveles con idénticas propiedades. Por ello en este trabajo postulamos que el magnesio estuvo asociado al boro y forma parte de aguas termales boro-magnésianas que responderían a una etapa

definida en la evolución volcánica, tectónica y geotérmica de la región. De esta manera las fracturas relajadas actuaron como vehículo al transporte de aguas calientes mineralizadas, mezcla de aguas meteóricas con aportes juveniles provenientes de las cámaras magnéticas activas, que se derramaron en superficie a lo largo de lineamientos definidos y alimentaron el circuito hidrológico endorreico del lugar. Esta idea se apoya ahora en el hallazgo por parte del autor, de interesantes géiseres y manantiales termales extinguidos, boromagnesianos, en la quebrada de Socacastro (cadena volcánica transversal del Quevar) inmediatamente al norte de la actual depresión de Pastos Grandes. Un análisis químico del material evaporítico presente dio 18,72% de magnesio. Los análisis mineralógicos comprobaron la presencia del borato magnesiano pinnoita ($Mg(BO_2)_2 \cdot 3H_2O$) y también de inderita (Alonso, 1986; Ruiz *et al.*, 1994). Por lo tanto, es atinado pensar entonces que manantiales termales de este tipo pudieron haber estado activos cuando se depositaba el Miembro Monte Amarillo. En otro orden de cosas es interesante resaltar la curiosa correspondencia existente entre los boratos cálcicos (inyoita-colemanita) y cálcico-magnesianos (hidroboracita), con los carbonatos cálcicos (calizas) y cálcico-magnesianos (dolomita). Ello indica que el ambiente geoquímico al permanecer saturado en aniones de boro permitió que el calcio y el magnesio se unieran al anhídrido bórico para dar boratos, impidiendo de esta manera la formación de calizas y calizas magnesianas. Ello es una constante para el Miembro Monte Amarillo en particular y la Formación Sijes en general, donde es manifiesta la ausencia de calizas en sentido estricto, aunque es posible encontrar algunos niveles de travertinos termales, normalmente en sectores libres de boratos aunque facialmente relacionados. Otra constante de la Formación Sijes es la ausencia de bancos de halita. Todo ello marca condiciones especiales de sedimentación, con un clima y un medio geoquímico determinado que, si bien similares a los ambientes actuales, en muchos aspectos habrán sido lo suficientemente diferentes para generar boratos primarios que no se forman en la actualidad.

MONTE VERDE

Este depósito suprayace estratigráficamente al de Monte Amarillo. La faja mineralizada está protegida legalmente por las pertenencias Monte Verde 1 y 2, Sorpresa 1 y partes de Monte Amarillo 1 y 3, todas ellas de la empresa Bórax Argentina S. A. Está formado fundamentalmente por colemanita e inyoita con cantidades menores de hidroboracita y ulexita secundaria diseminada. Al presente se encuentra inactivo, aunque en realidad los trabajos de explotación minera realizados han sido escasos o nulos. Se accede por una huella precaria desde el yacimiento Monte Amarillo. El yacimiento tiene interés por contener el perfil tipo del Miembro Monte Verde, tercio medio de la Formación Sijes. La mineralización se concentra en unos 12 mantos principales, con espesores entre 0,20 m y 2,00 m, en una corrida de 3.000 m de longitud. El depósito se formó en un ambiente del tipo

wet-salar. Dataciones radimétricas indican una edad Mioceño superior para el depósito. Entre las referencias publicadas específicas al depósito de boratos pueden mencionarse a Alonso (1986), Alonso y Viramonte (1990), Alonso y Gonzalez-Barry (1990), Alonso (1992). Sin embargo, cabe aclarar que el trabajo más importante realizado sobre Monte Verde corresponde a un informe inédito de Raskovsky (1971).

GEOLOGÍA

Las principales capas de colemanita e inyoita yacen intercaladas concordantemente en la parte media del Miembro Monte Verde (Alonso, 1986). Este miembro corresponde al tercio medio de la Formación Sijes y está limitado en base y techo por el monte Amarillo y el monte Esperanza respectivamente. El espesor del miembro, incluida su parte superior que se encuentra cubierta por materiales sueltos es de 378 m de los cuales 113 m corresponden a la sección colemanítico-inyoítica. La corrida mineralizada tiene una longitud de 3 km, que se comporta en gran parte de su recorrido como un flanco homoclinal de arrumbamiento norte-sur, con buzamiento promedio de 35° al este. En el extremo norte conforma un cierre sinclinal suave, con estratos buzantes hacia el sur unos seis grados de promedio. Pliegues menores son comunes en toda la sección. También se aprecian fallas de rumbo con rechazo de algunas decenas de metros, separadas cada 500 ó 1.000 m y otras fallas menores, paralelas entre ellas. Las capas mineralizadas tienen contactos planos y definidos principalmente con ganga de arcilitas verdes. Los materiales que sirven de roca de caja a los niveles boratíferos son arcilitas pardas y verdes, limoarcilitas, tobas y tufitas grises, con algunas intercalaciones de areniscas y tobas blancas. También son importantes las capas de yeso, generalmente como gipsarenitas, de tonalidades verdes y pardas; anhidrita está prácticamente ausente. El espesor predominante de la secuencia alternante de capas boratíferas y no boratíferas es de un metro. Los niveles con boratos oscilan desde delgadas capas milimétricas a centimétricas hasta bancos de dos metros de potencia. Los bancos tienen buena continuidad, y mantienen su espesor, lo que permite seguirlos en el área del yacimiento a pesar de que su resolución morfológica no es tan notable como en el caso de Monte Amarillo. De todas maneras el hecho de tratarse de estratos cristalinos, con ligeras tonalidades de acuerdo al material de ganga que contengan, permite diferenciarlos fácilmente de las capas no boratíferas. El seguimiento lateral de los bancos mineralizados permite comprobar importantes cambios en sus respectivas composiciones internas. En unos casos el banco está formado enteramente por colemanita, en otros por inyoita; o bien por una mezcla de proporciones volumétricas mayores o menores de un mineral u otro. También aparece hidroboracita en cambio facial con colemanita o inyoita. Siguiendo un nivel a lo largo de 400 m pudo verse el pasaje repetido cada 50 m aproximadamente de colemanita con hidroboracita y en partes también con yeso. Hacia los bordes de la sección mineralizada los niveles se acuñan y se advierten facies de playa

con areniscas finas, pelitas e intercalaciones de piroclásticas. En el extremo sur del yacimiento (pertenencias Sorpresa 1 y 2) la mayoría de los bancos boratíferos gradúan a yeso y este a su vez a clastitas. Si se analiza la distribución vertical de base a techo del «pulso boratífero» pueden reconocerse también algunas variaciones. Así, Alonso (1986) reconoce un primer tramo comprendido entre las unidades litológicas 111 a 126 donde predomina la colemanita, ya sea de tipo nodular en pelitas o con abundante yeso, en general impura salvo algunos niveles reducidos; alterna con pelitas y yeso y dos intercalaciones de tobas blancas. Un segundo tramo, entre las unidades 127 a 141, que muestra cada metro en promedio capas boratíferas alternantes con pelitas, yeso y dos niveles importantes de tobas grises (U. L. 185 y 141) que sirven como guías. Este tramo es el más rico en volumen de boratos. Se encuentran allí, además de la colemanita, abundante inyoita y en menor proporción hidroboracita. El yeso acompaña en porcentajes variables y ulexita secundaria está ampliamente diseminada. El tercer tramo corresponde a la estéril unidad litológica 142. Un cuarto tramo está delimitado por las unidades 143 a 157. Contiene dos niveles boratíferos importantes en los extremos basal y cuspidal (unidades litológicas 144 y 157) entre las cuales alternan capas de tobas/tufitas, pelitas y yeso, con un delgado nivel de inyoita. Se destaca la unidad 144, la cual es un potente banco macizo de inyoita con lentes y venas de hidroboracita y colemanita. El tramo superior corresponde a la unidad 158 de composición arenoso-pelítica, con intercalaciones aisladas de tobas-tufitas y delgados niveles de colemanita e inyoita. En resumen podemos decir que el «pulso» boratífero se inicia débilmente en el primer tramo y se enriquece progresivamente hasta alcanzar un buen desarrollo en el segundo tramo. Transcurre luego una etapa estéril a partir de la cual se tienen solo dos niveles mineralizados importantes mientras el resto corresponde a delgadas capas milimétricas aisladas. Esto indica un comportamiento algo diferente al descrito para el infrapuesto Miembro Monte Amarillo, ya que si bien en ambos la mineralización es débil en su base así como en su techo, en el caso que estamos tratando se tienen dos reactivaciones importantes como son las unidades 144 y 157. Se tiene información cronológica parcial de esta sección. La datación realizada en el techo del miembro infrayacente Monte Amarillo, indica que las capas de Monte Verde son más jóvenes que $6,25 \pm 0,15$ millones de años. Una datación en la parte media del miembro dio una edad de $5,4 \pm 0,8$ Ma (Alonso *et al.*, 1991). La ausencia de discordancias, el desarrollo normal de la sedimentación y la continuidad del par evaporitas/no evaporitas, permite inferir que el episodio boratífero de Monte Verde ocurrió aún dentro del Mioceno superior y habría durado unos 400 a 500 mil años de acuerdo con el conteo de pares detrítico-químicos.

MINERALOGÍA

Puede considerarse a la sección de Monte Verde como un yacimiento bimineralico, integrado por cantidades volu-

métricas más o menos equivalentes de colemanita e inyoita. Están presentes también hidroboracita y ulexita. Se describe sintéticamente como se presentan estas especies minerales.

Colemanita: Pueden reconocerse varias presentaciones de este mineral. Así tenemos: 1) Capas cristalinas macizas, compactas, intercaladas con pelitas, yeso o inyoita; 2) colemanita diseminada y/o intercrecida con pelitas, yeso o inyoita; 3) colemanita en agregados de pequeños nódulos de unos 5 mm de promedio en ganga pelítica o arenosa; 4) colemanita en esférulas, aisladas o agregadas, las cuales consisten en cristales radiados a partir de un núcleo central, a veces hueco, con dimensiones que varían desde un par de milímetros a dos centímetros. Pueden ser perfectamente circulares o estar aplanadas paralelamente a la estratificación lo que produce estructuras ovoidales. Las esférulas pueden empaquetarse densamente de manera que no queden espacios vacíos o bien dejan huecos en los cuales crecen nuevos cristales. Son comunes las venillas transgresivas y las fisuras con crecimiento drúsico de cristales. Estas fisuras drúsicas pueden formar un enrejado poligonal más o menos complejo y a veces por meteorización del material englobado aparecen como enrejados esqueléticos. Geodas con desarrollo de cristales limpios y transparentes son también comunes. Se han observado aisladamente algunos lentes o niveles de colemanita en pequeños cristales de aspecto pseudocúbico. Las capas de colemanita adquieren el color de la ganga que contienen, y presentan tonalidades verdes o pardas y en algunos casos amarillentas a negras por la presencia de óxidos. La colemanita negra tal vez se origine por impregnaciones de todorokita (Muehle, 1974). Son muy comunes las pátinas amarillentas o naranjas debido a sulfuros de arsénico (oropimente, rejalgá), los cuales son también comunes encontrarlos en los núcleos de las esférulas o bien en las interfases cristalinas. En general la colemanita se presenta como un material cristalino, frágil, transparente claro o bien en una variada gama de tonalidades.

Inyoita: Se presenta como niveles independientes continuos o bien asociada con colemanita y/o yeso, ya sea diseminada o como lentes de distintos tamaños. Puede mostrarse maciza, esto es como un mosaico cristalino granular; en lentes o capas interestratificadas de cristales de aspecto pseudorómbico; como aglomeraciones de cristales en pequeños nidos o bolsones; como venillas transgresivas; en delgados niveles fibrosos con cristales perpendiculares a la estratificación, en un hábito similar a una presentación muy común del yeso. El tamaño de los cristales varía desde algunos milímetros a un par de centímetros. También se presenta conteniendo lentes, capas o venillas de colemanita, yeso, hidroboracita o pelitas. En general es un material cristalino, frágil y transparente claro, con leves tonalidades amarillentas o verdosas y su ocurrencia más común es intercrecida con colemanita.

Hidroboracita: Este mineral que como se mencionó predomina en el infrapuesto Miembro Monte Amarillo, aquí

se encuentra muy subordinado. En algunas unidades se observa hidroboracita como capas macizas en cambio facial a inyoita, colemanita o yeso, o bien como lentes en cualquiera de esos materiales. Se trata de un mineral amarillento-blanquecino, fibroso, macizo y tenaz. Constituye menos del 10% del total de boratos presentes en este yacimiento.

Ulexita: Se presenta ampliamente distribuida en el manto de meteorización que cubre la sección mineralizada. Corresponde a un producto de alteración superficial de los bancos boratíferos. Al descubrir por excavaciones la roca y el mineral fresco la ulexita desaparece. Se forma por soluciones boratíferas que se evaporan en el tapiz arcilloso-salino, el cual puede tener espesores de algunos centímetros hasta medio metro. La ulexita aparece blanca y pura en nodulitos finamente diseminados, venillas transgresivas o pequeños manchones. Es friable y suave al tacto.

Otros minerales: Un acompañante común es el yeso. Se observa una notable disminución de anhídrita. También se presentan algunas pátinas de minerales de arsénico, principalmente los sulfuros rejalgar y oropimente. Son comunes las manchas y pátinas de óxidos de hierro y manganeso.

MODELO GENÉTICO

El cuadro genético general planteado para el infra-puesto miembro boratífero Monte Amarillo en líneas generales es válido para el Miembro Monte Verde pero ocurren cambios importantes en las mineralizaciones dominantes. Así, hacia arriba del intervalo representado por las unidades 99 a 110, se inicia nuevamente la depositación boratífera, pero el depocentro de acumulación se ha desplazado algunas centenas de metros hacia el sur. La hidroboracita que era el mineral mayoritario en el miembro anterior esta aquí subordinada, mientras que la inyoita que se presentaba en capas reducidas alcanza ahora proporciones importantes. El principal cambio es la presencia mayoritaria de colemanita la cual está ausente en Monte Amarillo. Otros cambios importantes son la ausencia de las capas de anhídrita y la reducción sustancial de tobas y tufitas en favor de pelitas y areniscas. El meridiano del problema genético pasa ahora por la colemanita. Este mineral se sabe que forma numerosos yacimientos en el Valle de la Muerte (USA) y en Turquía (Anatolia) siempre estratoligado a rocas terciarias. Al parecer no forma parte de los depósitos recientes de boratos, aunque en algunos casos como en las pampas nitrateras chilenas ha sido mencionada al nivel de curiosidad mineralógica (Chong, 1984) así como en los salares argentinos (Buttgenbach, 1901; Catalano, 1926) y bolivianos (Avila in Cadima y Lafuente, 1969), aunque en estos últimos casos estudios posteriores no han confirmado su existencia. Esta es una de las razones por las cuales numerosos autores se han inclinado hacia un origen secundario de la colemanita (Ej. Foshag, 1921; Muessig, 1959; Inan *et al.*, 1973; Kistler y Smith, 1975). En este sentido la gran mayoría de los

depósitos de U. S. A. y Turquía, muestran rasgos que condujeron a pensar con preferencia en un origen secundario del mineral a causa de transformaciones posdeposicionales. Sin embargo Helvaci y Firman (1976) postulan la idea que al menos parte de la colemanita de Emet (Turquía) es de origen primario. En nuestro trabajo nos hemos basado estrictamente en las evidencias de campo para aproximarnos a la cuestión genética. La colemanita de Monte Verde presenta rasgos mixtos que indicarían su carácter primario en unos casos y secundario en otros. Así por ejemplo, rasgos que indican un carácter primario son: 1) Estratificación normal, esto es que los bancos de colemanita se interestratifican regularmente con bancos de clastitas y otras evaporitas, manteniendo contactos planos, netos y lateralmente continuos y regulares. En ningún lugar se ha observado que las capas de colemanita penetren a los estratos infra o suprayacentes (fenómenos de transgresividad son muy comunes dentro de un banco colemanítico pero no entre bancos colemaníticos); 2) La presencia de capas macizas de colemanita intercaladas con pelitas, areniscas u otras evaporitas en el interior de un banco mayor de colemanita y 3) la presencia de nódulos y esférulas crecidas dentro del sedimento y que en algunos casos se encontrarían deformadas ovoidalmente por carga litostática. De acuerdo con lo expuesto tendríamos que aceptar que al menos parte de la colemanita es de origen primario, esto es que se habría formado penecontemporaneamente dentro del sedimento inconsolidado, debajo de la interfase agua-sedimento en el caso de los nódulos o en la propia interfase en el caso de las capas cristalinas macizas. Debe notarse aquí que por las características sedimentológicas tales como mayor participación de capas arcilíticas de coloraciones verdosas y la escasez de estructuras sedimentarias del tipo grietas de desecación, marcas de gotas de lluvia, huellas de aves, paraclastos, etcétera, el tramo portador de la colemanita respondería a cuerpos de agua un poco más profundos que los imperantes al tiempo de Monte Amarillo. En ayuda de esto se tiene el nivel de colemanita descubierto en mina Loma Blanca a unos metros por debajo del bórax y que se considera en este trabajo de origen primario (véase). Esto apoya la idea que los ambientes miocenos de la Puna no habrían sido ajenos a la formación de ciertos boratos que como en el caso de la hidroboracita y la colemanita no se registran en capas recientes ni se están formando en la actualidad. Asimismo, otras presentaciones de la colemanita indican clara y terminantemente su origen secundario. En este caso se encuentran las venas y venillas transgresivas, los cristales en el interior de geodas y de drusas, las esférulas con núcleo hueco, etcétera. Sin embargo la cuestión a dilucidar es si el borato preexistente del cual se alimentaron, era o no era colemanita. En caso de haber sido colemanita tendríamos simplemente una recristalización diagenética por disolución y nueva cristalización del mineral. Las esférulas con núcleo hueco son una prueba de pérdida de volumen por deshidratación. Las demás presentaciones reconocidas pueden ser ambiguas en su origen. Los importantes depósitos de colemanita del sudoeste de los Estados Unidos muestran numerosas evidencias de ori-

gen secundario por transformación de boratos preexistentes tales como ulexita, inyoita o meyerhofferita. Entre ellos se cuentan hermosos pseudomorfos de colemanita según inyoita, algunos de los cuales conservan el pasaje completo desde inyoita a través de meyerhofferita hasta llegar a colemanita (Muehle, 1974). También masas de ulexita con núcleos o parches de colemanita en formación (Ej. Noble, 1923, 1926). Otro tanto ocurre en Turquía. Sin embargo existen en ambas regiones otras evidencias que indicarían un origen primario. El autor de este trabajo realizó observaciones en los depósitos de California y Nevada, y llegó a la conclusión que en su mayoría mantienen rasgos que indican una génesis primaria para la colemanita. En algunos casos el mineral ha sufrido muy pocos cambios desde su depositación original como en «Aniversary», «Lila-C», «Gerstley», «Cerro Blanco» mientras que en otros se notan transformaciones favorecidas en parte por una tectónica más intensa (Ej. Distrito de Ryan). En cuanto al otro borato mayoritario, la inyoita, si bien no plantea un problema genético fácil de resolver debido a los volúmenes en que se presenta, al menos cuenta con la ventaja que ha sido descubierta como mineral primario (Muessig, 1958; Aristarain y Erd, 1971; Alonso, 1986). De acuerdo con lo expuesto pueden considerarse varias alternativas como vías de origen de la colemanita en caso de su origen secundario, esto es por transformación de un borato pre-existente y son: a) Que colemanita derive de ulexita. Este caso es muy frecuente en los depósitos de U. S. A. pero aquí no parece tener asidero ya que es notable la ausencia de ulexita interestratificada la cual se encuentra solamente como un producto de alteración en el tapiz de meteorización superficial. Así, no se encuentran reemplazos pseudomórficos ni relictos de este mineral, que ocurre sin embargo en importantes capas primarias en otros puntos de la Formación Sijes (pertenencias Santa Rosa, Sorpresa, etc.). Por otra parte considerar su derivación de ulexita significa no solo que la ha reemplazado totalmente, molécula a molécula, sino que ello también implica deshidratación y eliminación de sodio. La deshidratación conlleva una pérdida de volumen y por tanto la presencia de abundantes oquedades. Ellas están presentes en numerosos bancos, aunque no sabemos si a causa de la deshidratación o un lixiviado de solubles, mientras que otros bancos son macizos y compactos. En cuanto a la eliminación del sodio, no solamente significa una pérdida de masa para el mineral en transformación sino también que en su migración debió dirigirse a los estratos encajonantes, lo cual no tiene signos de haber ocurrido; b) Que colemanita derive de inyoita. Esto también es común en algunos depósitos norteamericanos y turcos. En nuestro caso no hemos observado tales reemplazos, aunque podrían ocurrir restringidamente. La inyoita es el término más hidratado en la serie de la colemanita y su transformación a esta última solo requiere una pérdida de agua. Sin embargo existe un estadio intermedio que suele ocurrir frecuentemente en estos casos de transformación. Se trata de meyerhofferita que no había sido encontrada en los depósitos de la Formación Sijes, existiendo ahora una cita inédita al nivel de curiosidad mineralógi-

ca (Aristarain, en Rusansky, 1985). Por otra parte es difícil explicarse la coexistencia de ambas en numerosas presentaciones, entre las cuales se encuentran cambios faciales laterales de tipo alternante. La génesis del otro borato presente, hidroboracita, ha sido tratada ampliamente en el epígrafe Monte Amarillo, donde se concluyó sobre su origen fundamentalmente primario. En este caso creemos que existen dos alternativas que son por un lado su carácter primario en los casos de formar capas independientes o donde se observan cambios faciales a inyoita, yeso o colemanita, y por otro lado su carácter secundario a causa de su transformación a partir de colemanita para lo cual sólo se requiere sustitución de magnesio por calcio y ganancia de agua (Helvaci y Firman, 1976). Algunos pequeños parches difusos dentro de la colemanita podrían tener este origen. Un elemento extra que coadyuva al análisis son las capas de yeso. Estas muestran estratificación y estructuras de un depósito químico-evaporítico normal, esto es formado a temperaturas y presiones ambientes en un cuerpo de agua enriquecido en sulfato de calcio. Los bancos de yeso pueden encontrarse intercalados entre capas alternantes de o bien como cambios faciales laterales con los niveles boratíferos. La unidad litológica 118 (Alonso, 1986), es una capa de yeso intercalada con capas de colemanita, formada por rosetas en ganga arcillo yesosa, exactamente igual a la que se encuentra en los salares actuales. La conservación de rasgos originales en esta capa es una clara indicación de la ausencia de transformaciones epigenéticas de importancia. De acuerdo a lo expuesto se concluye en este epígrafe que los mantos de boratos presentes en el Miembro Monte Verde son sustancialmente de origen primario con transformaciones menores póstumas. Así, se sostiene que durante el tiempo del Miembro Monte Verde se reactivaron los sistemas geotermales que habían funcionado durante el Miembro Monte Amarillo, o bien se formaron sistemas nuevos que actuaron en un marco extensivo y aportaron ingentes soluciones boratíferas a las áreas subsidentes y endorreicas próximas. Las nuevas soluciones boratíferas se diferencian de las precedentes por su composición fundamentalmente cálcica, lo cual indica un cambio geoquímico sustancial. Estas soluciones se derramaron y cristalizaron en un lago perenne, aunque de escasa profundidad, donde a causa de la sobresaturación en anhídrido bórico y las condiciones físico-químicas reinantes, se generaron directamente colemanita, inyoita e hidroboracita y tal vez pequeñas cantidades de algún otro borato. Con el soterramiento y posterior deformación pueden haber ocurrido cambios diagenéticos y postdiagenéticos consistentes en deshidrataciones y disoluciones, lo que habría traído aparejada la formación de oquedades, que originaron las clásicas geodas y drusas.

GEOECONOMÍA

El yacimiento Monte Verde ha sido explotado muy incipientemente, manteniéndose como reserva. Su mineralogía mayoritaria está compuesta por colemanita, inyoita y cantidades menores de hidroboracita. El mineral economi-

co por excelencia es colemanita, la que alcanza las mejores leyes en anhídrido bórico y mayores espesores. Inyoita tiene menor valor por su mayor contenido en agua y menor ley en anhídrido bórico. Colemanita es el mineral más apreciado en Europa para la fabricación de ácido bórico, y últimamente se ha comenzado a usar en la preparación de fibras de vidrio. No se conocen cálculos de reservas publicadas para este depósito. En este trabajo y únicamente en base a los datos de longitud de la corrida mineralizada y sumatoria de espesores se estiman reservas del orden de las 3.000.000 t con una ley del 20% de anhídrido bórico. Se recalca que estos datos son estimativos y deben ser tomados con carácter orientativo. El depósito puede ser fácilmente explotado a cielo abierto, por un sistema de banqueo descendente. La diferencia notable entre los boratos cristalinos y duros, interestratificados con materiales limoarcillosos y arenosos finos, los cuales son blandos y friables, permite su separación por un simple proceso de grillado.

ESPERANZA

Es un depósito boratífero integrado fundamentalmente por colemanita con cantidades menores de hidroboracita, inyoita y ulexita, esta última finamente diseminada en el tapiz arcilloso-salino de meteorización. Está protegido legalmente por las pertenencias mineras Esperanza (1, 2, 3) y Cita de Bórax Argentina S. A. y Sol de mañana de Ulex S. A. Se encuentra ubicado en el flanco oriental de la serranía de Sijes a unos 8 kms al sudeste del campamento minero Sijes, en el pequeño valle del río seco de Esperanza; su altura promedio es de 3.850 m. s. n. m. Se accede por un desvío precario que se aparta del camino Sijes-Tincalayu. Al presente se encuentra inactivo pero fue durante muchos años un importante abastecedor de mineral. Entre los trabajos que mencionan este yacimiento se tiene Schalamuck *et al.* (1983), Alonso (1986) y Gonzalez Barry y Alonso (1987).

GEOLOGÍA

La columna litoestratigráfica fue tratada en la descripción del Miembro Esperanza. Las capas boratíferas yacen intercaladas en la parte media baja del Miembro Esperanza, el cual se desarrolla litológicamente desde conglomerados en la parte inferior, evaporitas en el tercio medio y tobas/tufitas en la parte superior. A su vez el Miembro Esperanza constituye el tercio superior de la Formación Sijes y está limitado en la base y el techo por el Miembro Monte Verde y la Formación Singuel respectivamente. Es el más potente de los miembros de la Formación Sijes; alcanza los 780 m de espesor de los cuales 37,15 corresponden a la sección colemanítica. La faja mineralizada principal tiene una longitud de tres kilómetros y corresponde a un flanco homoclinal de rumbo norte-sur y buzamiento promedio de 20° al este. El plegamiento está muy atenuado respecto de los miembros infrayacentes Monte Amarillo y Monte Verde, expresado por suaves pandeos y flexuras. Es importante en cambio el fallamiento de rumbo que produce desplaza-

mientos sinestrales y dextrales de algunas decenas a un centenar de metros. Las fallas de rumbo principales están separadas cada 300 m aproximadamente y muestran fallas menores solidarias. Las capas de colemanita yacen interestratificadas mediante contactos planos y definidos con capas de fangolitas; predominan las de un marcado color pardo oscuro («chocolate»), y en menor medida niveles verdosos aislados y un nivel amarillento ocre. Estos últimos son conspicuos cerca de la base y tienen buena resolución y continuidad lateral. La sección colemanítica se desarrolla entre dos tobas, una toba gris inferior y una toba blanca superior (unidades 178 y 224 respectivamente), la primera de las cuales es un buen nivel guía. A diferencia de los miembros precedentes (Monte Amarillo, Monte Verde) la sección colemanítica de Esperanza muestra capas boratíferas de poco espesor que no llegan a sobrepasar 0,60 m con un promedio de unos 0,30 m aproximadamente. Asimismo están prácticamente ausentes los niveles tufíticos-tobaceos, y subordinados los niveles de yeso, aunque estos últimos constituyen cambios faciales de los boratos en los extremos del depósito. Además de las capas de colemanita, ocurren algunos niveles poliboratíferos, el más conspicuo de los cuales es la unidad litológica 184. Ella está integrada por hidroboracita, colemanita, inyoita y ulexita, cuyas proporciones varían lateralmente. Un análisis del desarrollo vertical del sector boratífero permite comprobar su simplicidad al tratarse de una sucesión alternante rítmica, clástico-evaporítica, integrada fundamentalmente por el par fangolitas-boratos. Las concentraciones en la mineralización se mantienen aproximadamente constantes. Con respecto a la edad del Miembro Esperanza no se cuenta con información precisa. A base de su posición estratigráfica y de las dataciones de Monte Amarillo (Mioceno superior) y de la Formación Blanca Lila (Pleistoceno inferior) su depositación ocurrió en el Plioceno. En virtud de la cubierta sedimentaria superpuesta se estima que la depositación fue durante el Plioceno inferior. El conteo de pares detríticos-químicos indica una duración de 300.000 años para el evento boratífero. Morfológicamente la sección mineralizada queda expuesta por su mayor competencia relativa respecto de las capas conglomerádicas y piroclásticas infra y suprayacentes respectivamente, formando peladares sobre la ladera occidental del valle de Esperanza. Puede reconocerse desde la distancia por su fuerte coloración ocre y verdosa.

MINERALOGÍA

Puede considerarse a la sección boratífera de Esperanza como un yacimiento monomineralico de colemanita, aunque están presentes hidroboracita, inyoita y ulexita en cantidades menores o subordinadas. Se describen sintéticamente las presentaciones de esos minerales.

Colemanita: Es la especie mayoritaria del depósito. Ocurre en unas pocas presentaciones con color pardo o verdoso según la ganga acompañante que puede ser clástica (limosa, arcillosa y ocasionalmente arenosa fina) o yesosa.

Las presentaciones más frecuentes son en forma de capitas o lentes, ya sea macizas o en esférulas, normalmente teñidas por óxidos de hierro o manganeso que le otorgan una íntima coloración oscura. Es muy común la colemánita negra, probablemente a causa de impregnaciones de óxidos de manganeso (todorokita ?) encontrándose aquí los mejores ejemplos del distrito minero Sijes. Las esférulas oscilan desde algunos milímetros a 2 o 3 cm, y suelen encontrarse libremente crecidas en el sedimento o bien en forma de niveles densamente empaquetados, a veces con las esférulas aplastadas en forma ovoidal. También son comunes los agregados nodulares constituidos por esferulitas de un diámetro promedio de 0,5 centímetros. Se observan en algunos niveles, sobre todo en aquellos poliboratóferos, numerosas venillas transgresivas las cuales por meteorización suelen formar un enrejado superficial, en cuyo caso las paredes de las venillas se encuentran tapizadas de cristales milimétricos. Son notables las venillas verticales de hasta 4 cm de ancho de la unidad 184 (Alonso, 1986). El mineral en su conjunto, tal como se lo extrae del yacimiento, tiene una ley media del 26% de anhídrido bórico.

Hidrobóracita: Este mineral que forma más del 90% del Miembro Monte Amarillo y que se presenta en cantidades menores en el Miembro Monte Verde, se encuentra aquí muy reducido. Se presenta en algunos niveles como capas o lentes macizas muy puros, pero con colemánita en venillas transgresivas y finas intercalaciones de inyoita. Se presenta como un mineral amarillento blanquecino, fibroso y tenaz.

Inyoita: Este mineral que forma alrededor del 45% del infrayacente Miembro Monte Verde esta aquí subordinado. Se lo observó en la unidad litológica 184 (Alonso, 1986) como un delgado nivel de cristales fibrosos, crecidos perpendicularmente a la estratificación, limitado por hidrobóracita y atravesado por colemánita transgresiva. Aparece también formando parte de los niveles poliboratóferos junto con hidrobóracita y colemánita.

Ulexita: Esta especie está muy subordinada. Al igual que en los miembros anteriores ocurre fundamentalmente diseminada en el tapiz arcilloso-salino de meteorización superficial que cubre los mantos boratóferos. Aparece en nodulitos milimétricos, blancos y muy puros.

Otros minerales: El yeso, aunque subordinado es un acompañante común, mientras que anhidrita está completamente ausente. Óxidos de hierro y manganeso se manifiestan como impregnaciones y pátinas. Se han observado asimismo llamativas cantidades de rejalgos en algunos niveles.

MODELO GENÉTICO

La ubicación espacial de la sección boratófera de Esperanza indica la migración de los depocentros evaporíticos hacia el norte. Como se vio en el capítulo precedente, la

migración del depocentro de Monte Amarillo a Monte Verde se verificó hacia el sur. Estas migraciones posiblemente marcan el grado de alabeo del sustrato en la mecánica de la cuenca durante el tiempo de depositación de la Formación Sijes. Del análisis litológico surge que al iniciarse la sedimentación del Miembro Esperanza, habían ocurrido movimientos que reactivaron las áreas positivas lo cual trajo aparejado un mayor aporte detrítico a la cubeta de sedimentación. Ello está representado en los conglomerados que integran las unidades litológicas 160 a 171 (Alonso, 1986) que muestran paleocorrientes desde el este. Sobreviene luego una etapa de reactivación del vulcanismo explosivo (U. L. 172 a 178) cuya violencia queda expresada en los niveles pumicíticos con fragmentos de hasta 3 centímetros. En este contexto (reducción de áreas positivas y vulcanismo activo) se dan las condiciones para el inicio de una sedimentación lenta, en ambiente cerrado, con permanencia de cuerpos de agua someros y etapas alternantes de oxidación y reducción, donde los sistemas geotermales nuevamente activos comenzarán a aportar su carga de solubles. En el epígrafe Monte Verde, se analizó el problema genético de la colemánita, por lo que aquí se limitarán a unas pocas consideraciones. Tal vez el carácter primario de la colemánita que fuera descrito precedentemente, adquiera en este depósito sus mejores evidencias, ya que los estratos mineralizados se encuentran sin mayores deformaciones. El mineral yace en capas macizas intercaladas en las fangolitas pardas o verdosas o en esférulas crecidas dentro de esa ganga. Algunas esférulas muestran aplanamiento por carga, con forma ovoidal, por lo que su eje mayor es paralelo a la estratificación. Las esférulas suelen formar núcleos aislados o agruparse con mayor o menor densidad. Esto indicaría el crecimiento de las esférulas a partir de distintos centros de cristalización y su cantidad sería una consecuencia directa del contenido de anhídrido bórico disponible en el medio fangoso. La formación de las esférulas sería equivalente al de las «papas» de ulexita en los actuales salares. En este sentido el autor tuvo oportunidad de observar «papas» de colemánita en posiciones equivalentes a las facies de borde o playa del depósito boratófero de la mina Gerstley, cerca de Shoshone, California. Un caso especial lo constituye la unidad litológica 184 (Alonso, 1986) la cual está formada por hidrobóracita y muy escasa inyoita y atravesada por gruesas venas de colemánita de orientación transversal, esto es en la misma posición que el fallamiento de rumbo. La posible explicación a este fenómeno es que al ser el banco de hidrobóracita competente, se debilitó en el sentido del fracturamiento y por allí se produjo una movilización de fluidos boratóferos que cristalizaron como colemánita en el interior del propio banco. Salvo este caso de colemánita secundaria, en el resto de las unidades el mineral sería de origen primario. El cuadro composicional indica la prevalencia de los boratos de calcio con lo cual se mantienen las condiciones geoquímicas que imperaron al tiempo de Monte Verde pero con una notable amortiguación del pulso boratófero, como se aprecia en la reducción del número y potencia de los niveles mineralizados.

OTROS DEPÓSITOS Y MANIFESTACIONES BORATÍFERAS

SANTA ROSA

Corresponde a un depósito boratífero integrado por colemanita e hidroboracita como minerales principales y cantidades apreciables de inyoita y ulexita. Se ubica en las inmediaciones del campamento minero Sijes, del cual está separado 2 km en línea recta al noreste. Forma parte del extremo norte de la serranía de Sijes, la cual como se dijo en otros párrafos pierde altura de sur a norte, y a esta latitud se transforma en pequeños montes-islas que emergen unos 50 m del piso del salar Pastos Grandes. El depósito de Santa Rosa ha recibido una esmerada atención por Rusansky (1985) quién estudió principalmente las mineralizaciones de hidroboracita que ocurren en el sector central y occidental del área. En su trabajo aporta datos de un centenar de análisis químicos y determinaciones petrográficas. Durante trabajos realizados por el autor en su carácter de jefe de exploración de la ex-compañía Boroquímica SAMICAF, se tuvo oportunidad de descubrir importantes reservas de colemanita, con ulexita e inyoita subordinada, sobre el flanco oriental de la serranía. Este hallazgo cambió en su momento la economía del Grupo Minero Sijes al volcarse las explotaciones de colemanita a esa nueva área.

GEOLOGÍA

En el área de Santa Rosa, pueden reconocerse claramente los miembros Monte Amarillo y Monte Verde aunque reducidos en espesor, por su posición más proximal en la cuenca de sedimentación. El Miembro Monte Amarillo aflora en el flanco occidental y en el filo del cerro Santa Rosa. En su desarrollo facial muestra capas de hidroboracita intercaladas con areniscas, limolitas, arcilitas, tobas, tufitas, yeso, anhidrita y en menor proporción inyoita en la parte inferior. La coloración dominante es amarillenta (hidroboracita), verdosa (clastitas), grisácea (piroclastitas). Hacia la base se presentan estratos rojizos que marcan la transición a la Formación Pozuelos infrayacente, la cual de acuerdo a perforaciones en el depósito vuelve a mostrar sus clásicas facies de sal de roca. Hacia el techo pasa en transición al suprayacente Miembro Monte Verde. Las capas de hidroboracita conforman conspicuos niveles con resolución morfológica en relieve. Estructuralmente la secuencia tiene rumbo aproximado nornoreste-sursuroeste, está inclinada hacia el este y muestra numerosas fallas menores transversales. Se encuentra internamente plegada en anticlinales y sinclinales de escasa amplitud de onda. El Miembro Monte Verde se encuentra representado por capas de colemanita que se intercalan con niveles clásticos pardos y verdosos y yace en el flanco oriental del cerro Santa Rosa. Tobas y tufitas están menos representadas que en el miembro anterior. Yeso ocurre en algunos niveles a veces como importantes cambios faciales con colemanita mientras que anhidrita esta ausente. Respecto de los boratos, si bien existen

niveles monominerálicos formados por colemanita, los bancos tienden a ser poliboratíferos participando en mayor o menor medida ulexita e inyoita. La hidroboracita se encuentra subordinada a solo dos capas mineralizadas. Morfológicamente la sección se encuentra deprimida en relieve y está cubierta por un tapiz de meteorización que impidió por largo tiempo se descubrieran esas reservas. Estructuralmente presenta complicaciones internas, ya que el conjunto está plegado en un sinclinal mayor al que se sobrepone un plegamiento disarmónico interno relacionado a la elevada plasticidad de los materiales deformados. En partes ese plegamiento favorece el engrosamiento tectónico de algunas capas de boratos. El techo del Miembro Monte Verde se encuentra cubierto por los depósitos evaporíticos actuales del salar Santa María. Tanto el Miembro Monte Amarillo como el Miembro Monte Verde presentan estratos con un espesor predominante de 0,50 a 1 metro. El espesor del conjunto no supera los 300 metros.

MINERALOGÍA

Los boratos principales del depósito son colemanita e hidroboracita. La colemanita se ha explotado intensivamente en los años 1983-1985, mientras que la hidroboracita tuvo explotaciones reducidas y esporádicas. También están presentes ulexita e inyoita en volúmenes apreciables ya sea en capas independientes o formando parte de bancos poliboratíferos. Explotaciones de ulexita reducidas tuvieron lugar en el extremo sur del cerro Santa Rosa. Otras especies de boratos que han sido mencionadas como de ocurrencia puntual y rara son meyerhofferita, nobleita y gowerita (Aristarain en Rusansky, 1985).

Hidroboracita: Las principales presentaciones de hidroboracita han sido tratadas en la mineralogía del perfil tipo del Miembro Monte Amarillo y aquí son similares. Ocurre principalmente en estratos macizos de un material blanco-amarillento tenaz que por meteorización superficial deja crestas filosas y cortantes. La hidroboracita puede formar todo un banco o bien estar intercalada o tener relaciones faciales laterales con capas de areniscas, yeso/anhidrita, pelitas, tobas/tufitas, o en una mezcla en proporciones diferentes con estos materiales. Cambios faciales de hidroboracita con inyoita y/o ulexita son comunes en la parte inferior del Miembro Monte Amarillo. En el Miembro Monte Verde hay dos capas con hidroboracita. Una de ellas es un banco poliboratífero donde la hidroboracita participa en proporciones diferentes con colemanita, ulexita e inyoita. Se presentan como un material fibroso, blanquecino amarillento, en forma de parches aislados. La otra capa corresponde a una limoarcilita parda oscura que presenta bochas y nódulos aplanados de hidroboracita, en forma de pequeños almohadones, de hasta 0,50 m de diámetro máximo. Se trata de un material de alta pureza, muy tenaz, de aspecto interior fibroso.

Colemanita: Constituye actualmente el principal mineral económico del yacimiento y está prácticamente res-

tringida al Miembro Monte Verde. Algunas de las presentaciones descritas para el M. Monte Verde del perfil tipo están también aquí presentes (Ej. maciza, esferulítica, nodular, intercrecida, diseminada, en venas transgresivas, en geodas y drusas, etc.). El tipo predominante lo constituye un material con abundante geodas y drusas, en partes cristalino macizo y en partes con esférulas de cristales radiales mezclado con una ganga tufítica verde. Dentro de algunas capas se encuentran a veces espacios rellenos con cristales de selenita de hasta 20 cm de longitud. Otra presentación común es como esférulas pequeñas distribuidas en el sedimento, principalmente areniscas tufíticas pardas, que confieren a la capa un aspecto nodular. Un hecho a resaltar es que los bancos colemaníticos muestran además otras especies de boratos, principalmente ulexita e inyoita y en menor proporción hidroboraquita, como producto de transformaciones postgenéticas. En este sentido existe una clara diferencia entre las presentaciones de la colemanita en el Miembro Monte Verde tipo y en Santa Rosa. Sin embargo en sus orígenes habría una equivalencia desde el momento que en ambos casos la presentación de las capas de colemanita parece indicar un cuerpo lacustre perenne antes que efímero. La continuidad de finas láminas rítmicas de arcilitas verdes que conforman la roca de caja sería una de las evidencias. Deben considerarse también en este sentido las delgadas láminas de hierro lacustre.

Inyoita: Se encuentra principalmente representada en la parte basal del Miembro Monte Amarillo y en el Miembro Monte Verde. En ambos casos puede formar bancos macizos que cambian facialmente a ulexita, colemanita e hidroboraquita o como producto de transformaciones postgenéticas. En este último caso es común como venas transgresivas en colemanita o hidroboraquita donde forma cristales transparentes o bien como nódulos secundarios de hasta 25 cm de diámetro crecidos dentro de ulexita. Inyoita en cristales romboidales euhedrales crecidos en arcilita tufítica verde se encuentra en el extremo sudeste del cerro Santa Rosa.

Ulexita: Si bien está subordinada en volumen a los minerales anteriores tiene la particularidad de su amplia distribución en el yacimiento. Bancos de ulexita maciza, similar al tipo «barra» de los salares actuales se presenta en el extremo sudeste del cerro Santa Rosa, donde recibió una explotación incipiente en el pasado. En ese lugar ocurre como capas asociadas a arcilitas y tufitas. Aparece asociada con otros boratos conformando bancos poliboratóferos en numerosas presentaciones. La ocurrencia más común es en el tapiz de meteorización tanto sobre los bancos de boratos como de la roca de caja. En esta última aparece también como venas transgresivas.

Otros minerales: Anhidrita y yeso son comunes en los miembros Monte Amarillo y Monte Verde respectivamente. Impregnaciones de sulfuros de arsénico amarillentas y naranjas (oropimente y rejalgá) se observan en muchos bancos de boratos.

MODELO GENÉTICO

Los lineamientos generales sostenidos al tratar la génesis primaria de los boratos en los miembros Monte Amarillo, Monte Verde y Esperanza, se mantienen aquí desde el momento que conforman una idéntica unidad estratigráfica. Solo debe agregarse que al sur de Santa Rosa, en inmediaciones del río Sijes, se han encontrado excelentes ejemplos de fuentes termales, representadas por caliches y travertinos, deformados solidariamente al conjunto litológico de la Formación Sijes, que varían facialmente a boratos. Se cuenta con una evidencia que torna al yacimiento Santa Rosa en un caso especial en el problema genético. Ella está relacionada por un lado a su evolución paleogeográfica durante el Cuaternario y por otro lado a la mayor deformación estructural sufrida en algunos sectores (Ej. Miembro Monte Verde en el sector sudeste). La deformación estructural está relacionada a tres factores dominantes que son: 1) plasticidad de los materiales presentes; 2) acomodamiento de la sal en los núcleos de los pliegues y 3) sumatoria al esfuerzo compresivo oeste-este de los efectos producidos por el fracturamiento oeste-noroeste-estesureste. La evolución paleogeográfica que diferencia al yacimiento Santa Rosa de los tratados anteriormente es el hecho de conformar cerritos bajos que actuaron como islas apenas emergidas durante el desarrollo del lago pleistoceno que se extendió en la región. La permanencia de un nivel de agua continuo que afectó durante gran parte del Pleistoceno al cerrito de Santa Rosa permitió que se produjeran transformaciones genéticas importantes en los bancos de borato. Así, se observan rasgos de disolución que han formado cavidades en las cuales han crecido grandes cristales transparentes en perfecto estado de conservación. Ello indica por un lado agua y tiempo suficientes para el crecimiento de los cristales, y por otro lado que se generaron luego de los movimientos tectónicos principales que deformaron a la Formación Sijes. Así también las numerosas transformaciones dentro de un banco mineralizado en el cual coexisten varias especies de boratos, con rasgos secundarios, indica que el ambiente fue propicio para la disolución y posterior cristalización de los materiales evaporíticos. Según Rusansky (1985) los estudios de petrografía microscópica en la sección hidroboraquita no permitieron resolver problemas genéticos tales como si ciertas capas de boratos son un producto de sedimentación química singenética o de incorporación epigenética desde capas adyacentes con diagénesis posterior. Un estudio mineralógico detallado en la nueva sección colemanítica de Santa Rosa ha sido encarado recientemente como un intento para resolver las complejas cuestiones genéticas que afectan el depósito boratófero (Orti Cabo y Alonso, en prensa).

ANITA, PERICO, MARIDEL, PLAYA 1, MONTE MARRÓN Y SORPRESA 3

Forman parte del grupo de pertenencias del extremo austral de la serranía de Sijes, que alcanzan el borde norte del salar Centenario. Estas pertenencias se ubican a unos

20 km al sur del campamento Sijes y se accede al lugar por un camino que bordea la serranía por su margen oriental, del cual se separan huellas de carácter muy precario. El terreno es accidentado y allí se alcanzan las máximas alturas de la serranía con el cerro Bayo de 4.278 m sobre el nivel del mar. A causa de las referidas características no se han realizado explotaciones en esta área permaneciendo las mineralizaciones como reservas. En conjunto pueden considerarse como pertenencias «secas» ya que esta región es muy árida, sin arroyos ni vegas, donde el nivel freático está muy deprimido. Esto impide, por ejemplo, que se formen concentraciones químicas de ulexita al pie de la serranía por el lixiviado de las capas boratíferas. Si en cambio se producen concentraciones mecánicas por meteorización física y transporte fluvial. Estratigráficamente es posible distinguir los miembros Monte Amarillo y Monte Verde, aunque en sectores presentan cambios faciales que dificultan su reconocimiento. Las estructuras muestran un fuerte cambio cercano al límite entre Maridel 1 y Maridel 2. Así, al norte, esto es en las pertenencias Maridel 1, Playa 1, Monte marrón 1 y Sorpresa 3 se mantiene un estilo de estructura homoclinal al este (sureste), sin plegamientos complejos, donde se pueden identificar algunos niveles en forma regular y continua a lo largo de varias centenas de metros e inclusive 1 a 2 kilómetros. En el extremo sur de esta faja (Maridel 1) la estructura se resuelve en un par de pliegues, anticlinal y sinclinal respectivamente, cuyos ejes buzan hacia el sur. La faja con niveles evaporíticos tiene un arrumbamiento noreste-suroeste, una longitud de 3 km y un ancho entre 300 y 500 metros. Está integrada fundamentalmente por yeso y anhidrita, que se presentan en bancos potentes que resaltan en el relieve, donde forman inclusive crestas rígidas, seguido de inyoita y reducidas cantidades de colemanita e hidroboracita. Se observan interesantes cambios faciales laterales, con alternancia de yeso-hidroboracita (Monte marrón 1) e inyoita-colemanita (Sorpresa 3). Al sur de Maridel 1, esto es en las pertenencias Maridel 2-3, Perico 1-2-3 y Anita 1-2, se observan notables cambios en las estructuras, morfología y mineralizaciones. Se torna difícil seguir los niveles ya que se presentan fuertemente contorsionados, con pliegues complejos y fallas en muchas direcciones. Esta situación se complica por la presencia de estructuras de gravedad entre las que se destacan importantes deslizamientos de tierras (Pratt, 1961). Entre las mineralizaciones se tiene hidroboracita, inyoita, colemanita y ulexita. Se destaca la presencia de capas de ulexita que en algunos casos varían facialmente a inyoita o colemanita. Cambios faciales entre inyoita y colemanita son frecuentes. El yeso está presente en proporciones menores y no forma bancos resalantes como al norte de Maridel 1. Se observan también algunas capas delgadas de travertinos y un nivel de arenisca cementado por óxidos de manganeso.

MONTE GRIS, PLAYA 2-3 Y ALEJANDRO

Corresponden a pertenencias que cubren el flanco sudoriental de la serranía de Sijes. Comprenden pequeñas

manifestaciones de ulexita e inyoita de escaso interés económico. Los afloramientos se encuentran en su mayor parte muy cubiertos por materiales sueltos.

MONTE AZUL

Comprende las pertenencias Monte Azul 1, 2 y 3. Monte Azul 1 y 3 corresponden al extremo norte de Monte Amarillo y quedaron incluidas en el tratamiento de ese epígrafe. Por su parte Monte Azul 2, constituye un pequeño depósito que ha sido intensamente explotado en el pasado y actualmente se encuentra inactivo. El sector de explotación muestra un rajo abierto de unos 10 m de profundidad y 50 m de largo. El mineral dominante es hidroboracita, la cual se presenta en un eje sinclinal. Forma capas de 0,50 a 1 m que por engrosamiento tectónico alcanzan a 2 m de potencia. También aparece inyoita en cantidades menores. Son muy comunes las manchas y pátinas de arsénico (oropimente). Constituye un apéndice de Monte Amarillo y muestra las facies típicas del miembro homónimo. En el desarrollo de la sucesión estratigráfica se distinguen las unidades litológicas 1 y 49 (Alonso, 1986) correspondientes a la arcilita roja basal y la arenisca verde, ambos niveles guías de Monte Amarillo. Se encuentra ubicado a unos 8 km al sursuroeste del campamento Sijes; el camino a Tincalayu atraviesa el yacimiento. Su altura es de unos 3.850 m sobre el nivel del mar. Referencias bibliográficas parciales corresponden a Aristarain y Erd (1971), Schalamuck *et al.* (1983), Alonso (1986), Alonso y Gonzalez Barry (1990).

MINA APALACHEANA

En base a los estudios realizados en la rica comarca de Sijes, en el salar de Pastos Grandes, departamento Los Andes, Salta, se descubrieron nuevas reservas de hidroboracita (borato de calcio y magnesio) que fueron denunciadas bajo el nombre de mina «Apalacheana» (Alonso y Gonzalez Barry, 1991). Mina Apalacheana se encuentra rodeada por algunos importantes yacimientos de boratos de la empresa Borax Argentina S. A., como son los de Monte Blanco al norte, Monte Azul al oeste y sur y Monte Amarillo al sur. Mina Apalacheana consta de dos pertenencias cuadrangulares (1.000 m x 1.000 m) y una rectangular (1.885 m x 530 m), de cien hectáreas cada una, orientadas con un azimut de 181°12'50". Los límites entre las pertenencias y otras minas están demarcados por mojones esquineros de madera en donde el número de identificación está grabado o bien pintado de negro. El depósito fue explotado en el año 1989 por Industrias Químicas Baradero, actuando como contratista la firma Ramonot Hnos.

GEOLOGÍA

Los afloramientos corresponden al Miembro Monte Amarillo y se pueden observar en los canales fluviales y en las labores de destape presentes, debido a que en algunos sectores el material moderno los recubre casi en su totali-

dad. En ellos se destacan la presencia de rocas claras, bien estratificadas, que muestran colores verdosos, amarillentos y blanquecinos. En algunos casos llegan a sobresalir como relieves positivos, tal como ocurre con los bancos rojizos de caliza presentes en la mina Apalacheana II. Es de destacar la presencia de estratos plegados de calizas que afloran a la altura de la pertenencia de Apalacheana II. Las misma fue clasificada como una caliza micrítica con abundantes ostrácodos que fueron depositadas en un medio lacustre de baja energía. También se encontraron icnitas de mamíferos cuya asignación taxonómica no es exacta, aunque son semejantes a las icnitas del *Tapirus terrestris*, en base a las cuales Guantay y Alonso (1989) realizaron una comparación. Es notable la deformación existente en el área, lo cual es evidenciado a manera de pliegues y fallas que provocan grandes cambios en cuanto a la inclinación y rumbo de los bancos. Por su parte se observó que las capas buzaban hacia el este con variaciones puntuales hacia el sureste y noreste. Si bien en casi toda el área la secuencia es homoclinal, se distingue la presencia de pliegues en el sector central y oriental de la mina, este último es un anticlinal de buen desarrollo cuyos dos flancos buzaban hacia el noreste, mientras que el eje tiene un rumbo este-sureste. La mineralización está localizada en un sinclinal de poco radio de curvatura, alcanzando los mayores espesores sobre el flanco norte del mismo a partir del cual comienzan a disminuir progresivamente hasta desaparecer. En Apalacheana I los bancos mineralizados están incluidos dentro de una secuencia donde alternan fangolitas pardo oscuras y verdes, tobas de colores claros generalmente blanco o blanco amarillentas y tufitas que denotan distintas tonalidades grisáceas. Las rocas aflorantes presentan un avanzado estado de deformación con pliegues muy apretados de pequeña escala en los cuales se aprecia la total ritmicidad existente entre las capas de fangolitas, yeso y boratos (inyoita e hidroboracita). Además de los pliegues existen pequeñas fracturas que dislocan los bancos, lo cual fue observado por la repetición de ciertas unidades a uno y otro lado de las hondonadas existentes o también sobre lomadas redondeadas de pequeña altura que denotan la presencia en su interior de bancos resistentes a la erosión. En dirección al mojón 10 la secuencia se torna más yesífera (bancos laminares muy irregulares) y alternan con niveles tobáceos muy delgados. Estructuralmente la deformación es menos intensa que en el sitio donde están localizadas las labores, notándose una inclinación homoclinal con ángulos muy elevados (70° promedio) hacia el oeste. En Apalacheana II, gran parte de la secuencia está cubierta por sedimentos que son producto de la erosión de los relieves positivos existentes. Sin embargo existen afloramientos, los cuales son un tanto irregulares y están localizados en el sector oriental. Se identificó hidroboracita en una serie de trincheras localizadas en el sector sudoeste de la misma. Es posible observar un delgado nivel de hidroboracita que presenta tonalidades pardo claras, grises y blanco nacarado. El mineral está incluido dentro de una secuencia que buza hacia el oeste con ángulos de hasta 75° . En íntima asociación afloran niveles de yeso laminar que alternan rítmicamente

con fangolitas verdosas que es el color dominante en toda la sección. Apalacheana II colinda hacia el oeste con mina Monte Azul, en la cual es posible observar potentes bancos mineralizados involucrados dentro de una clara estructura sinclinal. En el sector comprendido entre ambas minas las rocas presentan una clara inclinación hacia el oeste, que cambia en el sinclinal anteriormente mencionado para después adoptar la disposición general de la secuencia terciaria en la región, la cual es homoclinal hacia el este. En Monte Azul se observan bancos de yeso laminar, fangolitas verdes y pardo oscuras rítmicas y capas de hidroboracita de varios centímetros. Al igual que en Apalacheana I, localizada más hacia el norte, el sector mineralizado se halla completamente deformado, exponiendo en este caso un anticlinal y un sinclinal cuyos ejes tienen una orientación norte-sur aproximadamente. En Apalacheana III, es donde se hallan localizadas casi todas las labores mineras realizadas durante los comienzos de su explotación. Este sector se caracteriza por una gran deformación estructural representada a través de pliegues con flancos que buzaban con ángulos alto y cuyos ejes guardan una disposición aproximadamente norte-sur. La principal concentración del mineral se halla sobre el flanco oeste de un gran anticlinal, el mismo se halla intercalado con niveles de yeso laminar teñidos de verde, tobas, fangolitas verdes y fangolitas pardo claras. Este nivel mineralizado que se expresa a manera de capas centimétricas, en conjunto conforma casi dos metros de espesor y se ubica dentro de un nivel estratigráfico específico ya que se acuña en los extremos del pliegue, lo cual es demostrado por una serie de trincheras de longitud variable que fueron realizadas sobre la misma secuencia en los sectores este y oeste. Es precisamente en el sector oeste donde aparece un pequeño nivel mineralizado que alcanza excepcionalmente cinco centímetros, nivel que paulatinamente se va adelgazando hasta desaparecer.

MINERALOGÍA

Los bancos de hidroboracita se encuentran intercalados e intercrecidos con yeso en el norte, mientras que en el centro se observa un mayor predominio de los carbonatos y en el sur de intervalos pelíticos finos. El análisis facial y reconstrucción paleogeográfica realizado en la región, permite visualizar y modelizar una relación lateral con pasaje de facies clásticas a carbonáticas, luego sulfatíferas y por último boratíferas en los depocentros, estando ausentes las cloruradas. Además de hidroboracita se identificó inyoita (borato de calcio), en capas discontinuas, a veces lenticulares o como cambio facial lateral con hidroboracita. La inyoita ocurre en capas cristalinas, frágiles, de fácil extracción. Puede decirse que la relación hidroboracita-inyoita es del orden 85/15 aproximadamente. En la pertenencia Apalacheana I, ocurren hasta 11 capas de hidroboracita, con espesores centimétricos. Estas pueden ser observadas a lo largo de 120 m aproximadamente, alcanzan un ancho máximo de 8 m si se toma en cuenta desde el primer hasta el último banco donde aparece el mineral. En Apalacheana

III se pudo contabilizar que el conjunto de bancos mineralizados alcanza un ancho máximo de 0,90 m, espesor que paulatinamente va decreciendo hacia el norte hasta desaparecer totalmente después de un recorrido de 300 m de longitud. En ambas pertenencias el azimut medio del yacimiento es norte-sur y las capas de rocas sedimentarias portadoras de la mena buzan con ángulos de hasta 50° como en el caso del flanco sur del sinclinal en Apalacheana III. En Apalacheana I las delgadas capas de hidroboracita muestran valores disímiles de B_2O_3 , variando de la base hacia el techo desde 15 % hasta un máximo de 38 % de B_2O_3 . Los altos valores de sulfatos se deben a la estrecha asociación de la hidroboracita con el yeso. En Apalacheana II se tomaron muestras de las trincheras realizadas con anterioridad, de las cuales se obtuvo resultados que van de desde 9,4 % hasta 38% de B_2O_3 . Por su parte en Apalacheana III se alcanza un valor de 43 % de B_2O_3 en la hidroboracita fibrorradiada expuesta dentro de una capa gris verdosa de varios centímetros de espesor (Rojas, 1997).

MONTE BLANCO

Comprende las pertenencias Monte Blanco 1, 2 y 3 y corresponde a escasas manifestaciones de inyoita. Se encuentra ubicado inmediatamente al sur de Sijes con accesos precarios. Forma parte de la faja hacia el norte de los miembros Monte Amarillo y Monte Verde, que aquí no pueden reconocerse como tales. Ello es consecuencia de fuertes cambios faciales donde las capas arcilíticas y evaporíticas están reemplazadas por limolitas, areniscas y conglomerados, con granulometría creciente de base a techo, manteniéndose para ambos miembros las tobas y tufitas. En algunos niveles limoarcilíticos se encontraron abundantes icnitas de aves. El yeso está subordinado. Se observan capas importantes de travertinos con mucha mezcla de terrígenos. La mayor parte de la sección es de carácter friable por lo que aparece muy cubierta por un tapiz de materiales sueltos. A nivel paleogeográfico corresponde a los aluviones y playas que limitaban por el norte al paleosalar de Monte Amarillo-Monte Verde-Monte Azul. A su vez representa una primera ingresión de materiales gruesos provenientes desde el bloque oriental de la Puna.

MINA ONA

La mina Ona (Expte. 1268), se encuentra ubicada en el departamento Los Andes, de la provincia de Salta, a unos 3 km aproximadamente del campamento minero Sijes perteneciente a la empresa Bórax Argentina S. A. Esta incluida dentro del "distrito minero Sijes", localizándose en la parte media de la sierra homónima, a unos 3.650 m sobre el nivel del mar. La mina Ona se encuentra rodeada por otras minas de relativa importancia como son Monte Blanco y Quebracho al sur y este, Elsa y Sijes al norte y Graciela al oeste. En la mina Ona aflora el Miembro Ona (Rojas, 1997) de la Formación Sijes (Turner, 1960) y asociado al mismo las mineralizaciones boratíferas con colemanita. Consta de

tres pertenencias cuadrangulares (1.000 m x 1.000 m) de cien hectáreas cada una, orientadas con un azimut de 19,4°E. A finales de los años 80' la firma BOROSUR comenzó a realizar una serie de labores mineras de carácter artesanal dentro la zona. La primeras explotaciones consistieron en trincheras que fueron realizadas con palas y picos. Lo que se explotaba era colemanita y en ese entonces se producía entre 3 y 4 t/día aproximadamente con una ley estimada en 35% de B_2O_3 . Posteriormente la explotación adquirió un mayor desarrollo aumentándose paulatinamente la cantidad de material producido debido a la utilización de máquinas afines para dichas labores. Una vez que se realizaba el descarpe se transportaba el mineral a cancha mina, siendo seguidamente zarandeado y molido (molienda primaria). Ya en esta segunda etapa la ley en B_2O_3 alcanzaba el 30%. En la actualidad es propiedad de la compañía minera canadiense S. R. Minerals.

GEOLOGÍA

Los afloramientos se caracterizan por tener una distribución irregular, muchas veces cubiertos casi totalmente por material moderno. En algunos sectores y cuando el buzamiento de las capas es muy elevado es posible observar la variedad de las capas tanto en colores como en espesor. Los canales que son producto de la erosión fluvial atraviesan los estratos, es otro lugar donde los afloramientos pueden ser identificados. Los espesores son variables y van desde centímetros hasta algunos metros, alternando colores generalmente verdosos, pardos, grises y blanquecinos. El rumbo principal es norte-sur con algunas pequeñas variaciones producidas por plegamiento. Este último muy importante debido a que, en el eje de los pliegues (anticlinal y/o sinclinal), es donde se hallan los mayores espesores de colemanita. Al parecer la estructura se resuelve en algunos pliegues poco apreciables por la cobertura detrítica. En cuanto a las pertenencias se tiene: Ona I. La secuencia está representada por rocas pelíticas verde claras, con niveles travertínicos muy irregulares y saltuarios, areniscas de colores grisáceos y niveles limo arenosos que buzaban hacia el este. Se presentan algunas pequeñas variaciones que involucran la presencia de pliegues de escala pequeña que van repitiendo la secuencia en sentido este-oeste. Gran parte de esta pertenencia incluye a la Formación Pozuelos, que aparece hacia el oeste con sus clásicos bancos de sal en limoarcilitas pardo rojizas oscuras, las cuales se inclinan hacia el este. En su extremo sur se observan delgadísimas capas de colemanita que indican la longitud y continuidad de la mineralización dentro de las rocas terciarias presentes. Su relación con la Formación Sijes, en este caso representada por el Miembro Ona, es de absoluta transición a través de una capa que se extiende por varios kilómetros y está caracterizada por arcilitas de color rojo intenso (Horizonte de Transición). Ona II. Dentro de lo que corresponde a mina Ona esta pertenencia es la que tiene mayor importancia. Esto se debe a que en ella se realizaron gran parte de las actividades de explotación así como todo lo relacionado a la construcción de ca-

minos y localización del campamento. En lo que respecta a la litología la misma está representada por niveles fangolíticos pardo oscuros y verdosos que alternan con capas de yeso generalmente laminara y con matices de color verde claro. Esta sucesión es observada de este a oeste en casi toda la extensión de la pertenencia, con la particularidad de que hacia el este aparecen pequeños bancos arenosos de colores grisáceos, mientras que hacia el oeste lo hacen afloramientos de bancos cada vez más potentes de yeso. Dentro del área mineralizada se destaca una gran labor norte-sur realizada sobre el eje de un anticlinal en donde es posible observar la alternancia de los bancos verdes y pardo oscuros, en cuyo seno la colemanita se presenta a manera de nódulos alargados en los extremos, nódulos subredondeados aislados o bien en capas que como máximo alcanzan el centímetro y medio de espesor. Todas las formas anteriormente descritas se hallan inmersas con una disposición irregular dentro de toda la masa fangosa. Si bien en un principio se llegó a considerar la posibilidad de la existencia de muchos bancos mineralizados. Dicha suposición fue descartada en base a un análisis de la estructura, más precisamente los pliegues, que muestran sus flancos con ángulos elevados y planos de estratificación totalmente irregulares. Son estos mismos pliegues los que repiten los bancos con mineral, que pueden llegar a desaparecer en sectores debido a fracturas pequeñas muy locales que distorsionan la secuencia normal. Ona III. En este sector la secuencia estratigráfica se continua normalmente desde el norte con toda una alternancia de bancos fangolíticos verdes y pardo oscuros, y además con la particularidad de aflorar niveles arenosos y conglomerádicos que con tonalidad grises y pardo claras se hacen cada vez más importantes hacia el este y hacia el sur. Las últimas rocas mencionadas conformarían las facies proximales de los depósitos boratíferos encontrados en la mina Ona, completando de esta manera todas las evapofacies típicas de una cuenca salina restringida en este caso representado por los depósitos del Miembro Ona. El mineral sólo es visible por medio de pequeñas trincheras labradas en el terreno, debido a que los afloramientos de hallan en gran parte cubiertos. En estas labores es posible observar la presencia de colemanita con idénticas características a las mencionada en Ona II, con la diferencia de que los bancos poseen muy poco espesor. Cabe mencionar que incluso más hacia el sur y ya dentro de la mina Quebracho todavía se pudo observar pequeños bancos con colemanita en algunas trincheras elaboradas en la zona. A la altura de esta pertenencia es donde mejor se puede observar la columna estratigráfica que involucra al Miembro Ona, con la cobertura detrítica en el techo y la Formación Pozuelos en la base.

MINERALOGÍA

La colemanita es el borato mayoritario en la mina Ona, mientras que la inyoita y el yeso aparecen como subordinados y estrechamente ligados al primero. Se presenta distribuida en bancos fangolíticos rítmicos pardos y verdosos que

intercalan con tobas, tufitas y yeso laminar. Aparece principalmente a manera de nódulos alargados, o bien como delgadas capas irregulares que se engrosan localmente a causa de la deformación producida por el plegamiento. Sobre el sector oeste de la mina (parte sur de Ona I y norte de Ona II) hay una corrida de ulexita en "papas" con una continuidad superficial de varios centenares de metros que está incluida dentro de una fangolita pardo oscura que alcanza hasta tres metros de espesor. La distribución del mineral es un tanto irregular por lo que se hace difícil su seguimiento a lo largo de las fajas submeridianas presentes, en donde se puede apreciar una variabilidad en el espesor o bien la desaparición por completo del mineral. La colemanita se encuentra alojada en distintas formas dentro de la roca de caja, una de ellas es a manera de pequeñas esférulas centimétricas que debido a su apariencia en superficie han sido denominadas localmente por los mineros como "bosta de chivo". Estas ponen en evidencia la mineralización dado que perduran como remanentes de la erosión de las capas mineralizadas en superficie. Otra forma de presentarse el mineral es como capas discontinuas que atraviesan de manera irregular y con espesor variable la roca. Por último, la colemanita aparece como nódulos de hasta 30 cm inmersos dentro de una masa fangolítica de color verde claro o pardo oscuro en íntima asociación con el yeso en casi todos los casos. En base al análisis de la columnas estratigráficas realizadas en la pertenencia Ona II, se encontraron ocho estratos portadores de colemanita, de los cuales tres corresponden a fangolitas pardas, y cinco a fangolitas verdes. Aprovechando las labores de destape realizadas con anterioridad se tomó muestras de colemanita para análisis los cuales arrojaron valores de B_2O_3 que varían desde 33,8% en la fangolita verde hasta 43% en la fangolita marrón. El contenido de As obtenido, después de lavarse y secarse la muestra, para la colemanita contenida en la fangolita marrón es de 451 ppm, mientras que aquella alojada en la fangolita verde posee 372 ppm de As (ver Anexo Análisis). Estas muestras fueron sometidas a calentamiento en hornos especiales, lo cual produjo una reducción del 80 % en el contenido de As para el caso de la colemanita presente en la fangolita marrón (Melbye, comunicación personal).

LA PAZ I, II, III, IV; SANTA ELENA; SANTA ELVIRA

Corresponden a un grupo de pertenencias que cubren el extremo norte de la serranía de Sijes, la cual está formada por una serie de islotes de rumbo noreste-suroeste, cortados por pequeños cursos transversales a esa dirección, los cuales se corresponderían con fracturas transversales del zócalo incipientemente representadas en superficie. Están rodeados por los depósitos salinos, detríticos, del salar Pastos Grandes al oeste y de los salares Santa María y Pucará (apéndices del salar Pastos Grandes) al este. Al norte (pertenencia Santa Elvira) se encuentra en contacto por falla con las rocas de la serranía de Pucará. Se accede al lugar por el camino que une Sijes con Santa Rosa de los Pastos

Grandes del cual nacen desvíos secundarios muy precarios. Los cerritos-islas se elevan unos 30 a 50 m sobre la superficie del salar y alcanza cotas máximas de 3.750 m sobre el nivel del mar. Estratigráficamente puede reconocerse el Miembro Monte Amarillo aunque muy disminuido en espesor. Puede seguirse por el borde occidental de las pertenencias, aunque discontinuamente, la capa guía de arcilita roja que separa las formaciones Pozuelos y Sijes (U. L. 1 del perfil general). Debajo de la capa roja aparece la sal de roca que aflora en algunos sectores reducidos. Estructuralmente se observan pliegues anticlinales y sinclinales muy afectados por fracturas de rumbo. Morfológicamente los relieves se encuentran en gran parte tapizados por costras y eflorescencias arcillosas-salinas. Pueden considerarse generalizadamente como pertenencias «húmedas» al contar con un nivel freático cercano y arroyos, vertientes y charcas, permanentes o transitorios en sus alrededores. Esto es importante pues la lixiviación produce concentraciones químicas de ulexita al pié de las elevaciones. En cuanto a las características de la mineralización diremos que La Paz I (salvo el sector continuación de Santa Rosa 1), La Paz II y la Paz IV cubren sectores del pie de los cerritos-islas, donde ocurren acumulaciones de ulexita que se han explotado intermitentemente desde fines del siglo pasado (Caplain, 1912). La Paz III cubre en su sector occidental parte de uno de los cerritos-islas, el cual muestra en su extremo sur un anticlinal en cuya ala occidental se observa una secuencia integrada por arcilitas verdes, tobas y tufitas grises, yeso, inyoita, ulexita y un fino nivel de yeso con escasa hidroboracita. En el resto de la pertenencia la mineralización es muy pobre y consiste en algunas capas aisladas de ulexita. La pertenencia Santa Elena está dividida en dos partes por un cañadón de rumbo noroeste-sureste en su sector central. A ambos lados del cañadón se observan numerosas capas de hidroboracita con algo de yeso e inyoita. Todo el conjunto está cruzado por numerosas venas transgresivas de ulexita que alcanzan los 20 cm de espesor. Es equivalente al Miembro Monte Amarillo en facies atípicas. La pertenencia Santa Elvira conforma parte de un cerrito- isla en el extremo septentrional de la serranía de Sijes y está integrada casi exclusivamente por una alternancia rítmica de capas de arcilita y yeso. Los boratos se limitan a incipientes y delgados niveles de hidroboracita en el yeso y escasa ulexita diseminada.

LOMA BLANCA

INTRODUCCIÓN

Loma Blanca constituye el único yacimiento conocido de boratos terciarios en el ambiente de Puna Septentrional. Sus mineralizaciones principales consisten en bórax, ulexita e inyoita. Durante mucho tiempo se ha explotado bajo este nombre un depósito superficial de inyoita, hasta que en 1982, se descubrieron a escasa profundidad capas de bórax. En la actualidad se encuentra en explotación y forma parte del grupo de pertenencias de la empresa canadien-

se S. R. Minerals. Tomado en el contexto mundial, el depósito de Loma Blanca es la cuarta ocurrencia de bórax en capas terciarias luego de los grandes yacimientos de Kirka (Turquía), Kramer (California) y Tincalayu (Argentina). Se encuentra ubicado en la Puna de Jujuy (departamento Susques) a unos 10 km al sudoeste del pueblo de Coranzulí. Sus coordenadas geográficas aproximadas son: 23°03'S y 66°27'O, y su altura es de unos 4.150 m sobre el nivel del mar. Los boratos afloran en el pequeño arroyo de Loma Blanca de rumbo este-oeste, a 1,5 km aproximadamente de la unión con el río Grande. La unión se conoce como Cabildo o Encrucijada y allí se encuentra el desvío a la mina desde la ruta que une Coranzulí con Susques o Turi Lari. La región cuenta con una red de drenaje marcada con algunos ríos y cursos de agua de carácter permanente. Un estudio del depósito, antes del descubrimiento del bórax, fue llevado a cabo por Aristarain y Hurlbut (1968). En ese trabajo dan a conocer una nueva especie mineral que denominan teruggita y a su vez realizan una descripción del marco geológico y la yacencia de los minerales. Trabajos más recientes sobre el yacimiento corresponden a Alonso y Viramonte (1985), Sureda *et al.* (1986), Alonso (1986, 1987) y Alonso *et al.* 1988 a, b).

GEOLOGÍA REGIONAL

El depósito boratífero de Loma Blanca yace en sedimentitas terciarias que afloran en un área restringida de la cadena volcánica transversal de Coyahuaima (Viramonte *et al.*, 1984) (figura 8). Las rocas más antiguas de la comarca corresponden al Ordovícico y están representadas por pizarras y grauvacas verdes, con algunas delgadas intercalaciones de lutitas negras, piríticas, a veces teñidas de pardo rojizo por alteración, en capas de 0,50 a 1 m de espesor. El conjunto se encuentra plegado y fracturado, y está muy bien expuesto en algunos tramos del río Grande. Un poco al sur afloran también litofacies porfídicas de la llamada Faja Erup-tiva de la Puna. En el camino a Coranzulí se observan las sedimentitas terciarias apoyadas en discordancia angular, mientras que hacia el este se presenta una relación de falla con rocas cretácicas. Estas últimas afloran en las quebradas de Hornos y Colorada y también alrededores del pueblo de Coranzulí y pertenecen al Grupo Salta el cual se encuentra separado por falla de las rocas ordovícicas y terciarias. Las rocas terciarias corresponden a litofacies sedimentarias y volcánicas. Las primeras están representadas por materiales clásticos, piroclásticos y en menor proporción evaporíticos. Hacia la base predominan clastitas rojas, mayormente conglomerados y areniscas y hacia la parte superior areniscas, pelitas y tobas-tufitas de colores claros (blanquecinos, amarillentos y verdosos). El conjunto se encuentra escasamente deformado, está levemente inclinado hacia el este con unos 20° de promedio y muestra pliegues y fallas subordinadas. Su espesor total integrado no supera los 500 metros. Las unidades estratigráficas de esta región no han recibido nombres formacionales. También de edad terciaria son las rocas ignimbríticas, dacíticas a riodacíticas, que

cubren gran parte del área y que corresponden a derrames de calderas asociadas a grandes estratovolcanes (Coyahuai-ma, Coranzulí). El Cuaternario está representado por materiales aluvionales producto de la destrucción de los relieves adyacentes. El estilo estructural de la región está dado por fracturas inversas de rumbo nornoreste-sursuroeste y plano buzante al este, cruzadas por fracturas transversales. El plegamiento se encuentra subordinado a la fracturación. Se describe a continuación la columna litoestratigráfica de la comarca donde yacen las capas de bórax.

TERCIARIO (MIOCENO)

FORMACIÓN SIJES

Techo: Falla con rocas terciarias más antiguas y en partes cubierto por mantos ignimbríticos

- 11) 106 m Tobas y tufitas, grises y blanquecinas, con algunos niveles pumicíticos medianos a gruesos, con piroclastos de hasta 5 centímetros. En partes corresponden a niveles de oleadas piroclásticas (*surge*).
- 10) 100 m Area cubierta. Falla.
- 9) 10 m Tufitas y pelitas gris claras a verdosas, en partes rítmicas.
- 8) 12 m Areniscas tuffíticas rosadas, con niveles conglomerádicos finos (clastos 2 cm máximo). Se observa un nivel de arenisca amarillenta rosada con nodulitos de manganeso de hasta 0,5 centímetros. Consolidación mediana a friable.
- 7) 6 m Areniscas y tufitas gris claras, cementadas con carbonato de calcio, consolidadas, con niveles travertínicos.
- 6) 10 m Tufitas y pelitas verde amarillentas, en partes rítmicas.
- 5) 30 m Tufitas y arcilitas verde grisáceas con tres bancos de inyoita, de 0,50 m de espesor cada uno, la cual se presenta ya sea como cristales euhedrales a subhedrales, romboédricos, crecidos en la ganga arcillosa verde o bien como venillas transgresivas que se cruzan irregularmente en espesores de hasta 5 centímetros.
- 4) 5 m Bórax crecido en ganga de arcilita-tuffítica verde, en cristales euhedrales de hasta 4 cm, zonados. Se observan lentes de arcilitas entre las capas de cristales y una toba blanca rica en ley de boro en el techo.
- 3) 40 m Tufitas y arcilitas, verde grisáceas, estratificación fina a mediana, friables a escasamente consolidadas. En esta sección se muestreó una toba que fue datada en 6,9 millones de años. En la parte superior de la sección y a unos 6 m por encima de la

toba datada se reconoció un nivel de 20 cm de colemanita que en superficie se presenta como nódulos aglomerados que corresponden a esférulas de hasta 1 cm de diámetro. Por encima del nivel de colemanita aparecen capas de inyoita con presentaciones similares a la unidad 5 y una capa de 1,5 a 2 m de espesor de ulexita estratificada rítmicamente con arcilita tuffítica verde en capas de 2-3 cm de espesor.

- 2) 30 m Areniscas y areniscas tuffíticas, medianas, biotíticas, de fuerte color amarillo a amarillo verdoso, en partes cementada por carbonatos y en partes friables. Fragmentos pumicíticos dispersos. Se observaron ondulitas de 2 cm de amplitud y entrecruzamientos. Nódulos aislados de chert. En un nivel tuffítico fino, verdoso, se encontraron restos vegetales muy macerados. En la base se aprecia un conspicuo nivel de oleada piroclástica de unos 2 m de potencia.

- 1) 20 m Ignimbrita gris clara, en partes autobrechada.

Base: Cubierta por aluviones modernos.

Un resumen litológico muestra una «sección piroclástica inferior» amarillenta (U. L. 1 y 2), seguida por una «Sección pelítico-boratófera» verdosa (U. L. 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9), una sección cubierta por efectos de una falla (U. L. 10) y por último una «sección piroclástica superior» gris blanquecina (U. L. 11).

Edad y Correlaciones: Una toba del sustrato de la sección boratófera datada en la Universidad de Arizona por el método K/Ar dio una edad de $6,99 \pm 0,18$ Ma (Mioceno superior). Se trata de una toba carbonática (22,94 % CO_2) y un análisis químico parcial indica 32,66% SiO_2 , 0,34% Na_2O y 1,38% K_2O . Según el laboratorio de Geoquímica Isotópica que efectuó las dataciones, las proporciones de carbonato no afectan la validez de la edad obtenida (Watson, comunicación personal). De acuerdo con esta datación, las capas de Loma Blanca serían correlacionables con la Formación Sijes en el área de Puna Austral (Turner, 1960) y con las formaciones Trinchera/Pastos Chicos del salar Cauchari (Schwab y Lippolt, 1974). Por analogía en cuanto a litología, cromatismo y presencia de boratos se homologa con la Formación Sijes del perfil tipo. La principal diferencia con esta última es la presencia en Loma Blanca de una colada ignimbrítica dacítica interestratificada y de abundantes niveles de oleadas piroclásticas (*surge*), así como la ausencia casi total de yeso. Si bien podría justificarse un nuevo nombre formacional para la sección aquí descrita, se prefiere continuar usando el nombre de Formación Sijes (Turner, 1960).

EL CUERPO DE MENA

Loma Blanca era conocido como un depósito de inyoita con cantidades menores de ulexita por los mineros

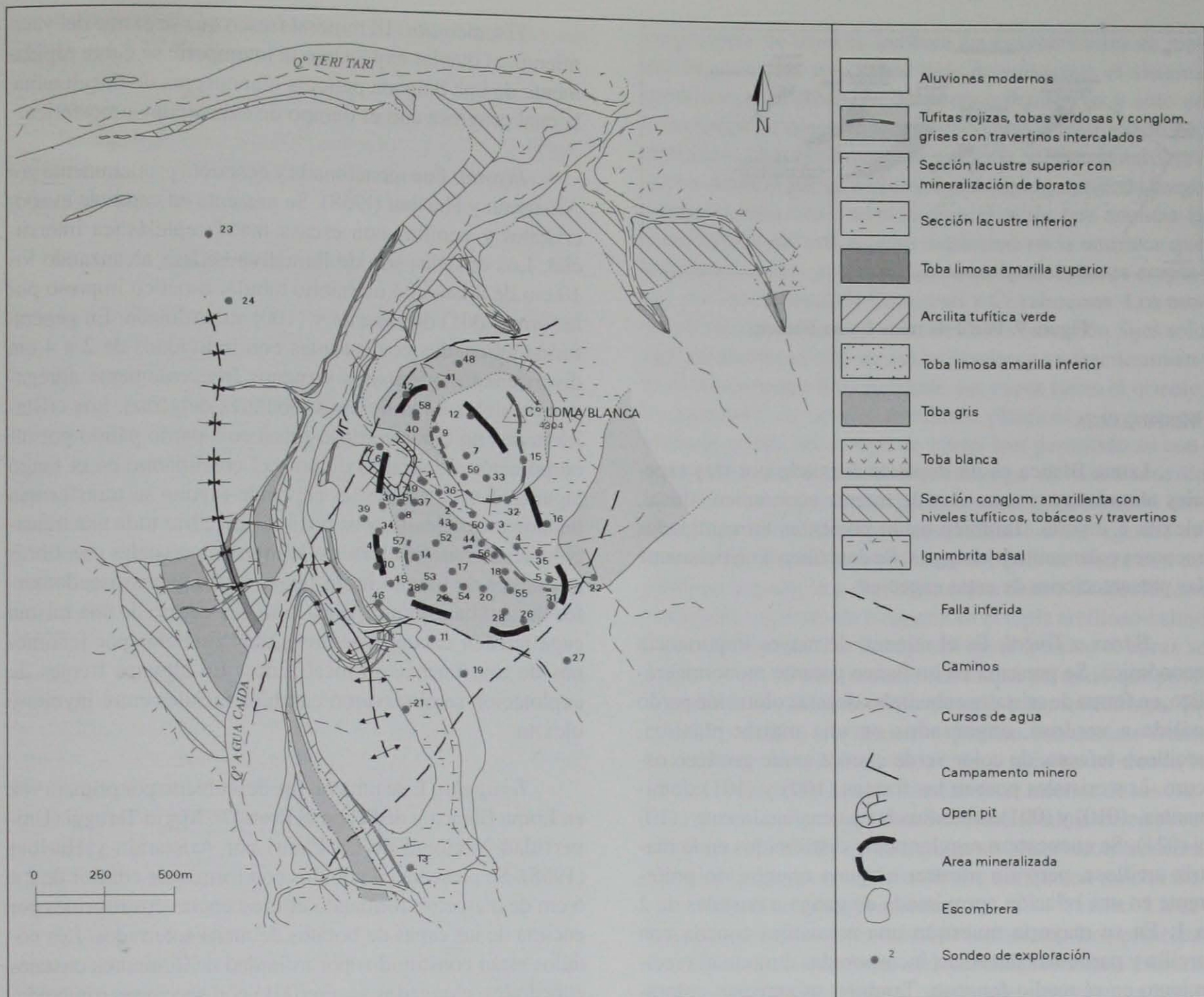


Figura 8. Geología de mina Loma Blanca.

de la región desde al menos los años 1960 en que fue explotado por la compañía minera García Pinto. Sin embargo recién alcanzó notoriedad en 1968 a raíz del descubrimiento de una nueva especie mineral, un boroarseniato de calcio y magnesio, que fue denominada «teruggita» (Aristarain y Hurlbut, 1968). En 1982, por debajo de los niveles de inyoita se descubrieron capas de bórax que modificaron los parámetros económicos del depósito y lo transformaron en un nuevo yacimiento (figura 9). La sección boratífera ocupa unos 20 m de la columna litológica aflorante. Las capas de borato se encuentran interestratificadas en una sucesión de arcilitas tufíticas verde a grisáceas. El primer nivel mineralizado corresponde a una delgada capa de colemanita que yace casi inmediatamente por encima de la toba datada. Esta capa no reviste interés económico en su actual afloramiento, pero es de un gran valor a nivel de las ideas genéticas. Continúa hacia arriba un corto intervalo estéril y luego aparecen capas de inyoita, ulexita y seguidamente las capas que contienen bórax,

este último en evapocristales crecidos en una ganga arcilloso-tufítica verde. Cuando el depósito se minó por primera vez, el bórax se manifestaba en dos capas de 1 a 1,50 m de potencia, separadas por una capa de arcilita plástica verde estéril de un metro de espesor. Sin embargo al profundizar se advierte que esta capa tiene espesores variables y en partes se acuña de manera que las capas de bórax se transforman en una sola unidad que alcanza los 3 metros de potencia. La falta de perforaciones en forma lateral y en el sentido del buzamiento impiden conocer actualmente la geometría del cuerpo de mena. Sin embargo el hallazgo de pseudomorfo de calcita según bórax, permite seguir el cuerpo mineralizado en otros sectores. Hacia arriba continúa un nuevo intervalo estéril, seguido de tres niveles de inyoita de 0,50 m de espesor promedio, separados por arcilitas tufíticas verdes de unos 0,50 a 1,00 m de potencia. Tampoco en el caso de la inyoita se conoce cual puede ser la resolución espacial y la ley de anhídrido bórico con la profundidad por la falta de perforaciones.

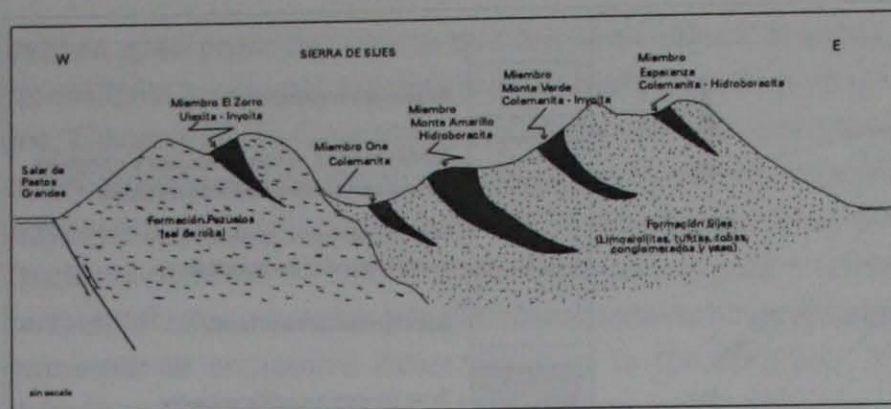


Figura 9. Perfil de mina Loma Blanca.

MINERALOGÍA

Loma Blanca es un depósito formado por tres especies abundantes y a su vez de interés económico: tincal, ulexita e inyoita. También están presentes en cantidades menores colemanita y teruggita. Se describen sintéticamente las presentaciones de estas especies.

Bórax o Tincal: Es el mineral de mayor importancia económica. Se presenta en un banco potente monomineralico, en forma de cristales euédricos de una coloración pardo pálida a verdosa, engarzados en una matriz plástica, arcilloso-tufacea, de color verde claro a verde grisáceo oscuro. Los cristales poseen las formas (100) y (101) dominantes, (010) y (001) subordinadas y ocasionalmente (110) y (021). Se encuentran regularmente distribuidos en la matriz arcillosa, pero sin mostrar ninguna orientación preferente en una relación aproximada de ganga a cristales de 2 a 1. En su mayoría muestran una estructura zonada con arcilla y partículas detríticas incorporadas durante el crecimiento en el medio fangoso. También se aprecian coloraciones oscuras por materia orgánica y coloraciones amarillentas debidas a la dispersión en su interior del sulfuro de arsénico oropimente. Los cristales varían entre 0,5 y 4 cm, de los cuales los de 1 a 2 cm son los más abundantes. Los cristales están sometidos a un notable fenómeno de transformación superficial. Así, por debajo del nivel freático se encuentran frescos y puros, mientras que en la zona capilar ocurren transformaciones incipientes a ulexita que se acentúan hasta predominar totalmente en la zona de aireación. Pueden encontrarse excelentes ejemplos de pseudomorfos de ulexita según bórax y cristales fantasmas de bórax. En raras ocasiones se encuentra bórax anhedral, en masas que alcanzan hasta 30 cm de longitud. En un sector del yacimiento se observaron ritmitas bien conservadas de bórax-arcilitas, en capas de 3 a 5 cm de espesor. En varios sectores del yacimiento se encontraron en superficie pseudomorfos de calcita según bórax, que prueban la continuidad del depósito boratífero en dichas direcciones. Las presentaciones del bórax son en alguna manera similares a las de otros depósitos conocidos tales como Kirka (Turquía), Boron (Estados Unidos) y Tincalayu (Argentina). Al respecto véase Inan *et al.* (1973), Helvacı (1978), Barnard y Kistler (1966), Muessig y Allen (1957) y Alonso (1986, 1987).

Tincalconita: El mineral fresco que se extrae del yacimiento, al quedar expuesto a la intemperie se cubre rápidamente de una delgada película blanquecina de tincalconita, la cual progresa con el tiempo de exposición atmosférica.

Inyoita: Fue mencionada y descrita primeramente por Aristarain y Hurlbut (1968). Se presenta en capas de evaporitales y venillas con escasa matriz epiclástica intersticial. Los cristales son de llamativa belleza alcanzando los 10 cm de arista con un hábito tabular espático impreso por la forma (001) dominante y (100) subordinada. En general forma agregados coalescentes con individuos de 2 a 4 cm diversamente orientados y menos frecuentemente agregados paralelos de individuos tabulares delgados. Los cristales tienen un color verdoso-grisáceo a pardo pálido por incorporación de arcillas durante el crecimiento en el fango lagunar. En superficie las capas de inyoita se transforman lentamente a ulexita, y es posible encontrar toda una transición desde cristales frescos de inyoita a cristales con fibras aciculares de ulexita hasta llegar a completos pseudomorfos de ulexita según inyoita. A su vez dentro de una misma capa pueden encontrarse áreas más alteradas por fenómenos de transformación localizados. En algunos frentes de explotación se observaron cambios faciales entre inyoita y ulexita.

Teruggita: Este mineral fue descubierto por primera vez en Loma Blanca y dedicado al Prof. Dr. Mario Teruggi (Universidad Nacional de La Plata) por Aristarain y Hurlbut (1968). Se presenta en nódulos con formas de coliflor de 2 a 6 cm de diámetro, formando eflorescencias costiformes por encima de las capas de boratos de mena soterrados. Los nódulos están constituidos por infinidad de diminutos cristales euédricos, elongados según (001) con secciones romboidales de 30 a 60 μ de largo, que pueden alcanzar los 100 por un ancho de 5 a 7 y hasta un máximo de 20 micrones. Blanco puro en su interior, registra hasta un 2% de impurezas representadas por hidrobiotita y montmorillonita.

Ulexita: Fue mencionada por Aristarain y Hurlbut (1968) como una especie escasa en el depósito, tanto en nódulos como reemplazando pseudomórficamente a inyoita. Al parecer una gran parte la ulexita se habría formado por alteración superficial de las capas de bórax. Se presenta en nódulos, finamente diseminada, en venillas o bien como reemplazo pseudomórfico. Una capa de ulexita de hasta 1,20 m de espesor infrayace el manto de tincal. El mineral se presenta en evaporitales pseudomórficos de estructura interna fibrosa, en una relación con la ganga de 2 a 1 hasta 1 a 1.

Colemanita: Se observó una delgada capa de colemanita por debajo de los estratos con bórax. La colemanita se presenta en forma de agregados nodulares que pierden la matriz silicoclástica por lavado en superficie y que en profundidad corresponden a esférulas de cristales radiales, frescos y transparentes. Las esférulas han crecido en una ma-

triz arcilloso-tufítica verde, escasamente empaquetadas, sin superar los 1 a 2 cm de diámetro máximo.

Otros minerales: Aristarain y Hurlbut (1968) mencionan además para el depósito aragonita, calcita y rejalgar. Posteriormente también se han identificado oropimente y yeso (Alonso *et al.*, 1988).

MODELO GENÉTICO

Loma Blanca, pese a configurar un depósito antiguo, con una edad de ca. 7 Ma, muestra una presentación del bórax que no difiere mayormente del bórax de los actuales salares de Turi Lari y Lina Lari, esto es evapocristales crecidos regularmente, aunque sin orientación preferente, en una arcilla tufítica verde. El otro yacimiento de bórax de la Puna, Tincalayu, un millón de años más joven que Loma Blanca, muestra una presentación del bórax y un estilo estructural completamente diferente. Algunos metros por debajo del bórax aflora una delgada capa de colemanita en esférulas que en este trabajo se considera de origen primario y por encima suprayacen tres niveles de inyoita, también primaria, en cristales crecidos en medio fangoso, que pueden compararse en presentación al nivel de inyoita que yace por encima del cuerpo de bórax de Tincalayu. Ello reviste interés por el hecho casi universal de encontrarse boratos de calcio por encima de los boratos de sodio, lo cual constituye una guía a tener en cuenta en los estudios de prospección. Un análisis del desarrollo litológico de Loma Blanca permite comprender claramente cual fue el marco evolutivo en que se generaron los boratos. En una cubeta de bajo índice de subsidencia, emplazada en un área de intenso vulcanismo explosivo, se acumularon piroclástitas integradas por una ignimbrita y numerosos niveles de oleadas piroclásticas (U. L. 1 y 2, «sección piroclástica inferior»). Sobreviene luego una etapa de calma y comienza un depósito integrado por arcillitas y tufitas en un medio de baja energía con condiciones similares a los actuales salares. El material es definitivamente volcanoclástico y provendría de la meteorización y remoción de las coladas ignimbríticas que asoman en la comarca. En esa etapa de calma del vulcanismo explosivo habrían comenzado a funcionar fuentes termales que derramaban sus aguas al interior de la cubeta. Esas aguas debieron haber sido originalmente boratadas cálcicas lo que produjo la formación de un primer nivel de colemanita. El quimismo de las aguas cambió luego a boratadas sódicas y comenzó la formación del depósito de bórax. La relación con fuentes termales está apoyada además del boro, por la presencia de otros cationes tales como arsénico y antimonio. Estos dos últimos elementos forman un «par geoquímico» que se presenta estrechamente relacionado y con valores anómalos casi constantes en varias paleofuentes termales boratíferas de la Puna tales como, Socacastro, Antuco, San Marcos y Volcancito (Alonso, 1986). La composición química de las aguas se vuelve boratada cálcica posteriormente al depósito de bórax y así se produce el

crecimiento de inyoita, también en evapocristales en medio fangoso. De este modo deja de funcionar el sistema geotermal boratífero que se encontraba activo y solo se tiene luego un depósito travertínico muy contaminado por terrígenos. Con ello termina la «sección pelítico-boratífera» que se destaca por su coloración verdosa y continúa luego mediante falla una «sección piroclástica» que anuncia la reactivación del vulcanismo explosivo en la comarca que culminará en los potentes derrames ignimbríticos eruptados por las calderas de Coranzulí y Coyahuaima. Los movimientos diastróficos posteriores a la Formación Sijes solo han producido en ella un suave pandeo y un fracturamiento en bloques que han inclinado las capas hacia el oriente. La presencia de niveles arcillosos plásticos e impermeables por arriba del cuerpo de bórax han permitido su conservación y fosilización. Sin embargo el basculamiento tectónico del depósito, seguido de una remodelación erosiva, expusieron el manto mineralizado a los agentes atmosféricos. Por su inestabilidad el bórax se altera con rapidez en superficie y dio lugar a una costra de ulexita con cantidades menores de teruggita en el tapiz arcilloso-salino de meteorización. Por debajo del nivel freático el bórax se conservó fresco y puro y esto fue lo que permitió que pasara inadvertido durante largo tiempo a los cateadores. En la zona capilar y de aireación pueden encontrarse transformaciones progresivas de bórax a ulexita, en donde la ulexita crece como agujas blancas en el interior de los cristales de bórax hasta que se transforma totalmente en pseudomorfos. También en la inyoita se observaron transformaciones pseudomórficas a ulexita aunque en mucha menor proporción e independientes del nivel freático. La colemanita permaneció en cambio inalterada. Los principales minerales formadores del yacimiento Loma Blanca, tales como inyoita, bórax y ulexita, se presentan en nódulos o cristales euhedrales que se han desarrollado dentro y no sobre el sedimento. El origen de la colemanita ha sido normalmente explicado como producto de transformación de ulexita (Foshag, 1921), deshidratación de inyoita (Rogers, 1919) o precipitación directa desde soluciones. Sin embargo la colemanita de Loma Blanca parece haber crecido a partir de soluciones en el sedimento inconsolidado, mecanismo propuesto también para otros yacimientos tales como Sijes (Alonso, 1986), Valle de la Muerte (Barker y Barker, 1985) y Emet (Helvacı, 1984). La precipitación de los boratos en Loma Blanca se ha limitado a ciertos niveles en relación con la sobresaturación de las salmueras en B, Ca, Na, Mg y As. El rejalgar se considera también un mineral primario precipitado junto con los boratos, con los cuales aparece íntimamente crecido. Luego del enterramiento de los distintos niveles con boratos, las soluciones circulantes ricas en boro dieron lugar a la generación de venas transgresivas, relleno de cavidades, crecimientos fibrosos, etc., notables en los niveles de ulexita e inyoita. Sin embargo en líneas generales el depósito está poco transformado y mantiene intactos la mayoría de sus caracteres originales. En este trabajo se enfatiza que el depósito de Loma Blanca es un excelente control en la

génesis de los boratos. Su conservación obedece a varias razones: 1) Cubeta de bajo índice de subsidencia (menos de 500 m de materiales acumulados), 2) Sedimentación pre y post boratífera rápida a consecuencia de oleadas piroclásticas instantáneas y 3) Suave basculamiento y pandeo de la formación portadora. Esto permite que el depósito boratífero se haya formado en una etapa de calma, entre dos eventos de vulcanismo explosivo; que la carga litostática sobre los boratos haya sido escasa y que la suave deformación no afectara al depósito. Por todo ello deducimos que los boratos han conservado casi inalterables sus rasgos primarios originales, en el caso del bórax e inyoita y se presenten tal como ocurre en la actualidad. La presencia de la colemanita asociada en el depósito indicaría también su carácter primario, lo cual es de gran valor en las ideas sobre génesis ya que ese mineral, al igual que la hidroboreacita, no se encuentran en los ambientes actuales, a pesar de su amplia distribución durante el Terciario.

CONCLUSIONES

El yacimiento Loma Blanca representa el segundo depósito de tincal en rocas neógenas descubierto en la Puna y el cuarto depósito conocido en el mundo para ese mineral luego de Kirka (Turquía), Boron (USA) y Tincalayu (Argentina). La mineralización comprende tres especies mayoritarias que son inyoita, tincal y ulexita, estando también presentes pequeñas cantidades de colemanita, teruggita y tincalconita, esta última por transformación aérea del tincal. Los minerales de boratos se presentan principalmente como cristales euhedrales y subhedrales y en menor proporción como nódulos, crecidos dentro del sedimento el cual es de neto carácter tufítico. Loma Blanca representa un antiguo cuerpo lagunar, aislado, alimentado por aguas termales ricas en boro, en un marco de vulcanismo activo y clima árido. El tamaño del lago original donde se depositó el borato alcanzó unos 2.000 m de longitud con un ancho máximo de 400 metros. El depósito tiene 6,99 Ma (Mioceno superior) y ha preservado sus principales características sedimentarias. Los minerales muestran claros rasgos de origen primario. Por su evolución geoquímica representa un modelo de marcada zonalidad que se inicia con boratos de calcio (colemanita, inyoita), continúa con boratos de calcio y sodio (ulexita), luego siguen boratos de sodio (tincal) retornando luego a boratos de calcio y sodio y finalmente a boratos de calcio. Loma Blanca se diferencia del yacimiento Tincalayu (Salta) por la ausencia de facies de halita y yeso. En este sentido Loma Blanca guarda mayor relación de parentesco con los depósitos de Kirka y Boron.

OTRAS MANIFESTACIONES BORATÍFERAS

Tres reducidas manifestaciones de boratos terciarios ocurren fuera de las áreas de Tincalayu, Pastos Grandes y Loma Blanca. Ellas se encuentran restringidas a afloramientos puntuales sobre el borde oriental de los salares Cauchari y Antofalla, así como en mina Narciso al oeste de Coranzulí.

CAUCHARI

Sobre la margen oriental del salar Cauchari se extienden importantes afloramientos de rocas terciarias, entre las cuales ha sido definida la Formación Trinchera (Schawb, 1973). Esta formación presenta afinidades litológicas y cromáticas con la Formación Sijes del área tipo, pero presenta edades radimétricas algo más antiguas (Schawb y Lippolt, 1974). La primera mención sobre boratos (en este caso silicoboratos) corresponde a Gay *et al.* (1972) quienes reportan el hallazgo de nódulos de howlita asociados con yeso en un lugar conocido como cerro Codo de Agua, aproximadamente en la parte centro-oriental del salar. En el extremo nororiental del salar se encuentra una serranía conocida como cerro Negro u Overo. Está integrada por afloramientos de la Formación Trinchera, principalmente limoarcilitas, areniscas y tufitas, de colores claros hasta rojizos, los cuales están cubiertos en discordancia angular por vulcanitas básicas. En la ladera occidental de la serranía se observaron potentes bancos de travertinos interestratificados. Algunos metros por encima de los travertinos ocurre una manifestación boratífera integrada por capas rítmicas de ulexita y finos niveles de colemanita. La ulexita se intercala rítmicamente con limolitas en capas de 3 a 5 centímetros. La colemanita aparece junto con calcita, en agregados radiales o como pequeños cristales. Un análisis químico dio 48,36% de anhídrido bórico. El espesor de la zona mineralizada es de 1 a 1,5 m y la extensión longitudinal de unos 10 metros. Se trata de una manifestación lenticular en superficie. Perforaciones realizadas por Boroquímica Samicaf no detectaron la continuación areal de estos afloramientos. En la misma serranía se encuentran algunas otras venas transgresivas aisladas de ulexita y también ulexita diseminada en las sedimentitas.

ANTOFALLA

En la parte centro-oriental del salar se encuentran extensos afloramientos de sal de roca que alcanzan unos 80 km de longitud (Alonso *et al.*, 1984a). Dentro de la sal de roca, en un lugar conocido como península de Uncal, se ha detectado ulexita en pequeños nódulos irregulares, diseminados, no mayores a 5 cm de diámetro. Algunas capas importantes de yeso ocurren también en la secuencia evaporítica pero no se han reconocido otros boratos asociados. Se trata de un cuerpo evaporítico terciario de grandes dimensiones ("Megacuerpo salino de Antofalla", Alonso *et al.*, 1984), con posibilidades ciertas de ser portador de masas ocultas de boratos. Las dataciones radimétricas obtenidas en capas rojas de esa región indican una edad de $26,3 \pm 1,6$ Ma, esto es Oligoceno superior. El diacronismo de los estratos terciarios de la Puna en sentido oeste-este, con los términos más antiguos hacia el oeste, estarían señalando que las evaporitas de Antofalla serían más antiguas que las de Hombre Muerto (portadoras del depósito de bórax de Tincalayu) y las de Pastos Grandes (portadoras del distrito boratífero Sijes). Por ello, de confirmarse la edad para las

evaporitas, estaríamos en presencia del pulso de boratos más antiguo de la región.

NARCISO

En un afluente del río Grande de Coranzulí, al oeste de mina Loma Blanca, el autor descubrió capas de colemanita intercaladas en una secuencia volcanoclástica lacustre. La secuencia yace por debajo de una ignimbrita de 6,5 Ma, procedente del complejo volcánico Coranzulí. Este hallazgo habilita para exploración la extensa área de afloramientos conocida como Morro Blanco.

BIBLIOGRAFÍA

- Aceñolaza, F., 1973. El Ordovícico de la Puna Salto-Catamarqueña. Consideraciones sobre su importancia en la interpretación del desarrollo de la cuenca eo-paleozoica del Norte Argentino. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 4:3-18.
- Aceñolaza, F., Toselli, A. y Durand, F., 1975. Estratigrafía y paleontología de la región de Hombre Muerto, provincia de Catamarca, República Argentina. *1º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas*, 1:109-123. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F., Toselli, A. y Gonzalez, O., 1976. Geología de la región comprendida entre el salar Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 21 (2): 127-136. Buenos Aires.
- Ahlfeld, F., 1948. La boratera de Coyahuaima, Provincia de Jujuy. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 3: 271-278. Buenos Aires.
- Ahlfeld, F. y Angelelli, V., 1948. Las especies minerales de la República Argentina. *Instituto de Geología y Minería de Jujuy*. San Salvador de Jujuy.
- Alonso, R. N., 1985. Icnitas de aves como control de niveles boratíferos. *Sociedad Científica del Noroeste Argentino*, 1 (4): 37-42. Salta
- Alonso, R. N., 1986. Ocurrencia, posición estratigráfica y génesis de los depósitos de boratos de la Puna Argentina. *Tesis Doctoral. Universidad Nacional de Salta*, 196 p. Salta. Existe traducción al inglés: «Ocurrence, Stratigraphic Position and Genesis of the Borate Deposits of the Puna Region of Argentina», Translated by mack Taylor, Copyright by Comico American, Sparks, Nevada, USA.
- Alonso, R. N., 1987. Valoración icnoavifaunística de ambientes boratíferos. *4º Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 586-597. Santa Cruz de la Sierra
- Alonso, R. N., 1987. Bórax (tincal) en la Puna Argentina. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2: 161-164. San Miguel de Tucumán
- Alonso, R. N., 1988. Nuevo yacimiento de tincal en la Argentina (Loma Blanca, Jujuy). *Actividad Minera*, 35 (6): 38-39. Buenos Aires.
- Alonso, R. N., 1990. Distribución de facies en depósitos de boratos neógenos de Argentina. *3º Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 7-12, San Juan.
- Alonso, R. N., 1991. Evaporitas Neógenas de los Andes Centrales. En: J. J. Pueyo-Mur (Coord.), Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos. *Universidad de Barcelona, Cap. 5*: 267-332. Barcelona.
- Alonso, R. N., 1992. Estratigrafía del Cenozoico de la Cuenca de Pastos Grandes (Puna salteña) con énfasis en la Formación Sijes y sus boratos. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 47 (2): 189-199. Buenos Aires.
- Alonso, R. N., 1992. Geología de la mina Monte Verde (colemanita, inyoita), Salta, República Argentina. *4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas*: 215-225. Córdoba.
- Alonso, R. N., 1992. Los depósitos de boratos de América Latina. *3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas*, 4: 349-353. Salamanca.
- Alonso, R. N., 1994. Las yacencias de boratos detríticos. *2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación*, 3: 1-10. La Plata.
- Alonso, R. N. 1995. Diccionario minero. Con más de 2. 500 voces del habla de los mineros de Iberoamérica. *Consejo Superior de Investigaciones Científicas*, 1-263. Madrid.
- Alonso, R. N. y Argañaraz, R., 1990. Minería y Beneficio de los Boratos de Argentina. *4º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas*, 1: 145-156. Jujuy.
- Alonso, R., Berman, W., Bond, M., Carlini, A., Pascual, R., Reguero, M., 1988. Vertebrados Paleógenos de la Puna Austral. Sus Aportes a la Evolución Biogeográfica. *5º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados (Resúmenes)*. La Plata.
- Alonso, R. N., Carbajal, E. y Raskovsky, M., 1980. Hallazgo de icnitas (Aves, Charadriiformes) en el Terciario de la Puna Argentina. *2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1º Congreso Latinoamericano de Paleontología* (Buenos Aires, 1978). 3: 75-83
- Alonso, R. N. y Chávez, I., 1990. Explotación y beneficio del yacimiento de boratos Loma Blanca, Jujuy. *4º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas*, 1: 137-143. San Salvador de Jujuy.
- Alonso, R. N., Eguez, R. E., Ibañez, M. I., Funes, H. N. y Heit, B. S., 1996. Análisis fractal de secuencias boratíferas terciarias de la Puna Argentina. *Instituto de Geología y Minería, Revista*, 11 (1): 1-6. San Salvador de Jujuy.
- Alonso, R. N., Eguez, R. E., Heit, B. S. y Ibañez, M. I., 1996. Característica fractal de una secuencia boratífera terciaria de la mina Santa Rosa, Distrito de Sijes, Salta (R. Argentina). *12º Congreso Geológico de Bolivia, Memorias*: 383-389. Tarija.
- Alonso, R. N. y Fielding, E., 1986. Acerca de un nuevo yacimiento de vertebrados paleógenos en la Puna Argentina (Antofagasta de la Sierra, Catamarca). *3º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*. Buenos Aires
- Alonso, R. N. y Gonzalez-Barry, C., 1989. Geología del yacimiento de bórax Tincalayu (Salta). *3º Congreso Nacional de Geología Económica*, 3: 21-36. Olavarría, Buenos Aires.

- Alonso, R. N. y Gonzalez-Barry, C., 1990. Geología y distribución de los depósitos de boratos del distrito minero Sijes, Salta. *4º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas*, 2: 55-64. Jujuy.
- Alonso, R. N. y Gutierrez, R., 1986. Litoestratigrafía del Neógeno Terminal. Puna Sudoriental Argentina. *Instituto de Ciencias Geológicas, Revista*, 6: 29-47. San Salvador de Jujuy
- Alonso, R. N., Gutierrez, R., Pascual, R. y Raskovsky, M., 1982. El Grupo Pastos Grandes (Puna Salteña, Argentina): mamíferos de su Formación Pozuelos y su antigüedad. *3º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes*. Corrientes
- Alonso, R. N., Gutierrez, R. y Viramonte, J., 1984a. Megacuerpos salinos cenozoicos de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas*, 1: 25-42. Buenos Aires
- Alonso, R. N., Helvaci, C., Sureda, R. y Viramonte, J., 1988. A New Tertiary Borax Deposit in the Andes. *Mineralium Deposita*, 23: 299-305. Springer-Verlag
- Alonso, R. N. y Helvaci, C., 1988. Mining and Concentration of Borates in Argentina. Aytekin Yavuz (Ed.). *2º International Mineral Processing Symposium, Proc.*: 551-558. Izmir, Turquía.
- Alonso, R. N., Jordan, T., y Tabbutt, K., 1989. Neogene Sedimentary Basins of Argentine Southern Puna Plateau, Central Andes Mountains. *28th International Geological Congress*, 1: 33-34. Washington D. C.
- Alonso, R. N., Jordan, T., Tabbutt, K. y Vandervoort, D., 1991. Giant Evaporite Belts of the Neogene Central Andes. *Geology*, 19: 401-404.
- Alonso, R. N. y Menegatti, N., 1990. La Formación Blanca Lila (Pleistoceno) y sus depósitos de boratos (Puna Argentina). *11º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 295-298. San Juan.
- Alonso, R. N. y Robertson, D. B., 1991. Kernite: Is It Primary in Neogene Sodium Borate Deposits?. Suggestive Evidence From Sodium Borate Ore Bodies. *Geological Society of America, Abstract with Programs*, p. A465. San Diego, California.
- Alonso, R. N. y Robertson, D. B., 1992. La génesis de kernita en los yacimientos de bórax. *1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas*, 1-8. La Plata.
- Alonso, R. N., Sureda, R., y Viramonte, J., 1988. Geología del yacimiento de Boratos Loma Blanca (Jujuy). *3º Congreso Nacional de Geología Económica (Olavarría), Actas*, 1: 205-220.
- Alonso, R. N. y Viramonte, J., 1985. Provincia Boratífera Centroandina. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 2: 45-63. Antofagasta
- Alonso, R. y Viramonte, J., 1987. Geología y Metalogenia de la Puna. *Estudios Geológicos*, 43: 393-407. Madrid.
- Alonso, R. N. y Viramonte, J., 1990. *Borate Deposits in the Andes*. In: Amstutz, G. C. (Ed.) *Stratabound ore deposits in the Andes*. Cap. 2.2.4., 40 c.: 721-732. Springer Verlag, Berlin.
- Alonso, R. N. y Viramonte, J. G., 1993. La cuestión genética de los boratos de la Puna. *12º Congreso Geológico Argentino (Mendoza), Actas*, 5: 187-194. Buenos Aires.
- Alonso, R. N., Viramonte, J. y Gutierrez, R., 1984b. Puna Austral. Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas*, 1: 43-63. Bs. As.
- Alonso, R. N. y Wayne, W. J., 1992. Hallazgo de gasterópodos en la Formación Sijes (Mioceno superior), Salta, República Argentina. *Estudios Geológicos*, 48 (3-4): 179-186. Madrid.
- Allmendinger, R., 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97: 1070-1082.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Palma, M. y Ramos, V., 1982. Perfil Estructural de la Puna Catamarqueña. Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas*, 1: 499-518. Buenos Aires.
- Allmendinger, R., Jordan, T., Kay, S. y Isacks, B., 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 25:139-174
- Allmendinger, R., Marrett, R., Eremchuck, J. y Alonso, R. N., 1987a. Neotectonics of the Southern Altiplano-Puna plateau, Northwest Argentina Andes. Abstracts with Programs. *Geological Society of America*. Phoenix, Arizona
- Allmendinger, R., marrett, R., Eremchuck, J. y Alonso, R. N., 1987b. Deformación Neotectónica de la Puna Austral. *10º Congreso Geológico Argentino. Actas* 1: 235-238. San Miguel de Tucumán.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M. y Isacks, B., 1983. Paleogeography and Andean Structural Geometry, Northwest Argentina. *Tectonics*, 2 (1): 1-16.
- Amengual, R., Mendez, V. y Viera, O., 1979. Geología de las provincias de Salta y Jujuy. Escala 1:400.000. *Dirección General de Fabricaciones Militares*. Buenos Aires.
- Aristarain, L. F., 1989. Meyehofferita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Geología*, 9 (1): 1-19. Buenos Aires.
- Aristarain, L. F., 1991. Probertita de Tincalayu, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista*, 10: 277-292. La Plata
- Aristarain, L. F., 1991. Colemanita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista*, 10: 319-333. La Plata.
- Aristarain, L. F., 1992. Hidroboracita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Geología*, 10: 3-24. B. Aires
- Aristarain, L. F., 1992. Inderborita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Revista, Sección Geología*, 11: 33-44. La Plata.

- Aristarain, L. F., 1992. Gowerita y nobleita del distrito de Sijes, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista*, 11: 81-88. La Plata.
- Aristarain, L. F., 1993. Nahcolita y sanbornita de Tincalayu, Salta, Argentina. *Museo de La Plata, Nueva Serie, Sección Geología, Revista*, (107): 93-97. La Plata.
- Aristarain, L. F. y Rosseto, H. L., 1993. Kurnakovita de Tincalayu, Salta, Argentina. *Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Revista, Geología*, 10 (2): 25-44. B. Aires
- Aristarain, L. F. y Erd, R., 1971. Inyoita, $2\text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ de la Puna Argentina. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 191, Entrega 5-6. Buenos Aires.
- Aristarain, L. y Hurlbut, C., 1967a. macallisterite from Salta, Argentina. Its occurrence in the world. *American Mineralogist*, 52: 1176-1784.
- Aristarain, L. F. y Hurlbut, C., 1967b. Ameghinite, $2\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. A New Borate from Argentina. *American Mineralogist*, 52: 935-945.
- Aristarain, L. F. y Hurlbut, C., 1968. Teruggite, $4\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot \text{As}_8\text{O}_5 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$ a new mineral from Jujuy, Argentina. *American Mineralogist*, 53: 1815-1827.
- Aristarain, L. F. y Hurlbut, C., 1972. Boron, Minerals and Deposits. *Mineralogical Record*, 3 (5): 213-220. Tucson.
- Aristarain, L. F., Rusansky, J. y Walker, M. F., 1977. Ulexita de Sijes: Provincia de Salta (Argentina) y características generales de la especie. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 4: 23-47. Buenos Aires.
- Barazangi, M. y Isacks, B., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-692.
- Barnard, R. M. y Kistler, R. B., 1966. Stratigraphic and Structural Evolution of the Kramer Sodium Borate Ore Body, Boron, California. 2nd. Symposium on Salt, J. L. Rau ed., Volume 1. Northern Ohio *Geological Society*, Cleveland, Ohio, pp 133-150
- Becerra, A. A., 1887. Excursión hecha desde la cuesta de Acay a las cordilleras al poniente de Salta, con datos y detalles relativos a las instrucciones sobre borateras. Publicación Oficial. Imprenta El Nacional, 48 p. Salta.
- Barker, C. E. y Barker, J. M., 1985. A re-evaluation of the origin and diagenesis of borate deposits, Death Valley Region, California. In Barker and Lefond, eds, Borates: *Economic Geology and Production*. Society of Mining Engineers of AIME: 101-136. Colorado.
- Barker, J. M. y Lefond, S. J., 1985a. Boron and Borates: Introduction and Exploration Techniques. In Barker and Lefond, eds. Borates: *Economic Geology and Production*. Society of Mining Engineers of AIME, 13-34. Colorado.
- Barker, J. M. y Lefond, S. J., eds., 1985b. Borates: *Economic Geology and Production*. Society of Mining Engineers of AIME. 1-274. Colorado.
- Barnabé, J. F., 1915. Los yacimientos minerales de la Puna de Atacama. *Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minera, Anales*, 10 (5): 283-320. Buenos Aires.
- Buttgenbach, H., 1901. Gisements de borate des Salinas Grandes de la Republique Argentine. *Societe Geologique Belgique, Anales*, 28: 99-116.
- Cadima, J. y Lafuente, F., 1969. Prospección general de algunas borateras particulares (Provincias Nor y Sud Lipez, Dto. Potosí). *Ministerio de Minera y Metalurgia, División Tecnología Minera, Informe*, 647 1-39. La Paz.
- Catalano, L., 1926. Geología de los yacimientos de boratos y materiales de las cuencas. Salar de Cauchari. Puna de Atacama *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación*, 23: 1-110. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1927. Geología química de los boratos. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Publicación*, 28: 1-101. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1929. Las grandes obras ferroviarias argentinas. Huaytiquina. *G. A. E. A.*, 3 (2): 375-393. Buenos Aires.
- Catalano, L. 1930. Boratera de Coyahuaima *Dirección General Minas, Geología e Hidrología, Publicación*, 89: 1-57. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1930. Puna de Atacama (Territorio de los Andes). Reseña geológica y geográfica. *Universidad Nacional del Litoral, Publicación*, 8. Rosario.
- Catalano, L., 1930. Reseña geológica preliminar de la Puna de Atacama, Territorio Nacional de Los Andes. *Revista Minera*, 2 (9): 270-286 y 10 (289-305). Buenos Aires.
- Catalano, L., 1964a. Boratera de Antuco. *Secretaría de Minería, Serie Argentina*, 2: 1-32. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1964b. Boro. Una nueva fuente natural de energía. Secretaria de Industria y Minería. *Estudios de Geología y Minera Económica, Serie Argentina*, 3. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1964c. Cuenca de Diablillos. *Secretaría de Minera, Serie Argentina*, 2: 1-70. Buenos Aires.
- Catalano, L., 1964d. Estudio geológico-económico del salar del Hombre Muerto. *Secretaría de Minería. Serie Argentina*, 4: 1-133. Buenos Aires.
- Coira, B., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 3C. *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, 170. Buenos Aires.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina-Chile. *Earth Science Reviews*, 18: 303-332. Amsterdam.
- Coira, B. y París, G., 1981. Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle, provincias de Jujuy y Salta. *8º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 3: 659-671.
- Coira, B. y Pezzutti, N., 1976. Vulcanismo cenozoico en la Puna Catamarqueña. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 31 (1): 33-52. Buenos Aires.
- Cornejo, R. y Raskovsky, M., 1981. Proyecto minero y explotación a cielo abierto del yacimiento Tincalayu. *2º Jornadas Argentinas de Ingeniería de Minas, Actas*, 1: 232-242. San Juan.
- Chong, G., 1971. Depósitos salinos en el Norte de Chile y el salar de Atacama. *Geochile*, 3: 13-27. Santiago.

- Chong, G., 1984. Die salare in Nordchile-Geologie, Structure und Geochimie. *Geotektonische Forschungen*, 67 (1-2): 1-146. Stuttgart.
- Foshag, W., 1921. The origin of the colemanite deposits of California. *Economic Geology*, 16: 194-214.
- Foshag, W., 1926. Saline lakes of the Mohave desert region. *Economic Geology*, 21: 56-64.
- Gay, H. y Hillar, N., 1972. Howlita del cerro Codo de Agua, Jujuy. *Asociación Geológica de Córdoba, Boletín*, 1:130-132. Córdoba
- Godlevsky, M., 1937. Mineralogical investigation of the Inder borate deposits. *Memoires Societe Russe Mineralogie*, 66:345-368.
- Gonzalez-Barry, C. y Alonso, R., 1987. El depósito neoterciario de boratos «Esperanza», Salta. *10º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 2: 63-66. San Miguel de Tucumán
- Guantay, S. y Alonso, R., 1989. Icnita de mamífero en la Formación Sijes (Mioceno) en la Puna Salteña. *6º Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados, Actas*: 93-96. San Juan.
- Gutiérrez, R., 1981. Perfil geológico del Grupo Pastos Grandes, en el área del perfil tipo, entre el filo Copalayo y cerro El Morro, departamento Los Andes, Salta. *Tesis Profesional. Universidad Nacional de Salta*. Inédito.
- Helvacı, C., 1977. Geology, mineralogy and geochemistry of the borate deposits and associated rocks and the Emet Valley, Turkey. *Summary of Ph. D. Thesis, University of Nottingham, Trans. Inst. Mining and Metallurgy, B*, 86. B 118.
- Helvacı, C., 1978. A review of the mineralogy of the Turkish borate deposits. *Mercian Geology*, 6, (4): 257-270.
- Helvacı, C., 1984. Occurrence of rare borates minerals: veatchite-A, Tunellite, Teruggite and Cahnite in the Emet Borate Deposits, Turkey. *Mineralium Deposita*, 19: 217-226.
- Helvacı, C. y Firman, R. J., 1976. Geological setting and mineralogy of Emet Borate deposit, Turkey. *Transactions/section B. Institut of Mining and Metalurgy*, 85.
- Hormann, P., Pichler, H. y Zeil, W., 1973. New Data in Young Volcanism in the Puna of NW Argentina. *Geol. Rundsch.* 62: 397-418.
- Hurlbut, C. y Aristarain, L. F., 1967a. Rivadavite, $\text{Na}_6\text{MgB}_2\text{4O}_{40} \cdot 22\text{H}_2\text{O}$, a new borate from Argentina. *American Mineralogist*, 52: 326-335.
- Hurlbut, C. y Aristarain, L. F., 1967b. Ezcurrite, $2\text{Na}_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$: A restudy. *American Mineralogist*, 52: 1048-1059.
- Hurlbut, C. S., Aristarain, L. F. y Erd, R. C., 1973. Kernite from Tincalayu, Salta, Argentina. *American Mineralogist*, 58: 308-313.
- Hurlbut, C. y Erd, R. C., 1974. Aristarainite, $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ a new mineral from Salta, Argentina. *American Mineralogist*, 59: 647-651.
- Igarzabal, A., 1979. Los rasgos geomorfológicos y su relación con el origen del salar Pastos Grandes, departamento Los Andes, Provincia de Salta. *7º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1:199-209.
- Igarzabal, A., 1982. El relieve de la Puna Argentina. *Instituto de Ciencias Geológicas de Jujuy, Revista*, 5:45-65. San Salvador de Jujuy.
- Igarzabal, A., 1984. Origen y evolución morfológica de las cuencas evaporíticas cuartáricas de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas*, 3: 595-607. Buenos Aires.
- Igarzabal, A. y Poppi, R., 1980. El salar de Hombre Muerto. *Acta Geológica Lilloana*, 15 (2): 103-117. San Miguel de Tucumán.
- Inan, K., 1972. New borate district, Eskishehir, Kirka province, Turkey. *Transactions/section B, Institution of Mining and Metallurgy*, 81 (789):B163-B165.
- Inan, K., Dunham, A. C. y Esson, J., 1973. Mineralogy, Chemistry and Origin of Kirka borate deposit, Eskishehir Province, Turkey. *Transactions/section B, Institution of Mining and Metallurgy*, B114-B123. Nottingham.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. y Ramos, V., 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada. *5º Congreso Latinoamericano de Geología, Actas*, 3: 587-606. Buenos Aires.
- Isacks, B., 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.*, 93: 3211-3231.
- Jordan, T., 1984. Cuencas, volcanismo y acortamientos cenozoicos, Argentina, Bolivia y Chile. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas*, 2: 7-24. Buenos Aires.
- Jordan, T. y Alonso, R. N., 1987. Cenozoic stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountain, 20-28 South Latitude. *American Association of Petroleum Geologist*, 71 (1): 49-64. Tulsa
- Jordan, T. E. y Alonso, R. N., 1987. Geología de los Andes Centrales. *Comunicacion, Sept. /Oct.*, 16-32. YPF. Buenos Aires.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Ramos, V. y Ando, C., 1983a. Andean Tectonic related to the geometry of subducted Nazca Plate. *Geological Society of America, Bulletin*, 94: 341-361.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V. y Allmendinger, R., 1983b. Mountain Building in the Central Andes. *Episodes*, 3: 20-26.
- Kay, R. y Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 219: 177-189
- Kistler, R. B. y Smith, W. C., 1983. Boron and Borates. In, Lefond ed., *Industrial Mineral and Rocks*, 5th ed. *Society of Mining Engineers of AIME*: 533-560.
- Lombard, A., 1956. *Geologie sedimentaire: les series marines*. Lige.
- Marrett, R. A., Allmendinger, R. W., Alonso, R. N., y Drake, R. E., 1994. Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7 (2): 179-207.
- Mendez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O., 1972. Faja Eruptiva de la Puna Oriental. *5º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 4: 89-100. Buenos Aires.

- Mendez, V., Turner, J., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, O., 1979. Geología de la Región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares*, 1-118. Buenos Aires.
- Muehle, G. H., 1974. Colemanite pseudomorphs from the Corkscrew mine, Death Valley, California. *The Mineralogical Record*, 5 (4): 174-177. Tucson.
- Muessig, S., 1958a. Turi Lari, a bórax crystal playa deposit in Argentina. *Geological Society of America, Bulletin*, 69: 1696-1697.
- Muessig, S., 1958b. First known occurrence of inyoite in a playa at Laguna Salinas, Peru. *The American Mineralogist*, 43 (1144-1147).
- Muessig, S., 1959. Primary borates in playa deposits: Minerals of high hydration. *Economic Geology*, 54: 495-501.
- Muessig, S., 1966. Recent South American Borate Deposits. 2nd Symposium on Salt, J. L. Rau ed., Volume 1. Northern Ohio Geological Society 151-159. Cleveland.
- Muessig, S. y Allen, R. D., 1957a. The hydration of Kernite. *The American Mineralogist*, 42: 699-701
- Muessig, S. y Allen, R., 1957b. Ezcurrite ($2\text{Na}_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) a new sodium borate from Argentina. Occurrence, mineralogy and associated minerals. *Economic Geology*, 52: 426-437.
- Noble, L. F., 1923. Colemanite in Clark County, Nevada. U. S. *Geological Survey, Bulletin*, 735: 23-39.
- Noble, L. F., 1926a. Borate deposits in the Kramer district, Kern County, California. *U. S. Geological Survey Bulletin*, 785C: 45-61.
- Noble, L. F., 1926b. Note on colemanite deposit near Shoshone, California, with a sketch of the geology of a part of Amargosa Valley. *Contributions Economic Geology. U. S. Geological Survey*, 63-73.
- Omarini, R., Viramonte, J., Cordani, H., Salfity, J. y Kawashita, K., 1984. Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, Provincia de Salta. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*, Actas, 3:146-158.
- Pascual, R., 1983. Novedosos marsupiales paleógenos de la Formación Pozuelos (Grupo Pastos Grandes) de la Puna, Salta, Argentina. *Ameghiniana*, 20 (3-4): 265-280. Buenos Aires.
- Pratt, W., 1961. Local evidence of Pleistocene to Recent Orogeny in the Argentine Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 72: 1539-1550.
- Raskovsky, M., 1971. Estudio geológico de la mina Monte Verde, Sijes. Boroquímica. Inédito.
- Reichert, F., 1907. Los yacimientos de boratos y otros productos minerales explotables del territorio de los Andes (Puna de Atacama). *Ministerio de Agricultura, Anales, Sección Geología, Mineralogía y Minera*, 2 (2).
- Rogers, A. F., 1919. Colemanite pseudomorphous after inyoite from Death Valley, California. *American Mineralogist*, 4: 135-139.
- Rojas, W., 1997. Estudio geológico económico de las minas Ona y Apalacheana, Sierra de Sijes, Salta. *Tesis Profesional de Geología. Universidad Nacional de Salta*.
- Ruiz, T. E., Alonso, R. N. y Sureda, R. J., 1994. Pinnoita. Quebrada de Socacastro. Puna de Salta, Argentina. *Universidad Nacional de La Plata, 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales, Publicación*, 3: 381-390.
- Rusansky, J., 1985. Estudio Geológico-Económico de la mina de boratos Santa Rosa 1 y 2, Depto. Los Andes, Salta. *Tesis Doctoral. No. 448. 318p., Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata*.
- Salfity, J., 1985. Lineamientos Transversales al rumbo Andino en el Noroeste Argentino. *4º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1: 2-119/2-138. Antofagasta.
- Salfity, J., Gorustovich, S., Moya, C. y Amengual, R., 1984. marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche)*, Actas, 1: 539-554.
- Salfity, J., Gorustovich, S., Gonzalez, R. E., Monaldi, C. E., marquillas, R., Galli, C. y Alonso, R. N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes Centrales de la Argentina. *13º Congreso Geológico Argentino, Actas*, 1: 453-471. Buenos Aires.
- Salim, F., 1991. Estudio geológico del grupo minero El Zorro. *Tesis profesional de Geología. Universidad Nacional de Salta*.
- Schalamuck, I., Fernández, R. y Etcheverry, R., 1983. Los yacimientos de minerales no metalíferos y rocas de aplicación de la región NOA. *Subsecretaría de Minera. Ministerio de Economía. Anales*, 20. Buenos Aires.
- Schwab, K., 1972. Cenozoic volcanism in the Argentine Puna and its relationship to tectonic movements. *International Geological Congress, Report 24, Sess. Canada, Proc. Section 2, Petrology*, 211-274.
- Schwab, K., 1985. Basin formation in a thickening crust. The intermontane basins in the Puna and the Eastern Cordillera of NW Argentina (Central Andes). *4º Congreso Geológico Chileno, Actas*, 1: 2-139/2-159. Antofagasta.
- Schwab, K. y Lippolt, H., 1974. K-Ar mineral ages and late Cenozoic history of the salar Cauchari área (Argentine Puna). *International Association Volcanism Chemical Earth, Proceedings*, 698-714. Santiago.
- Spalletti, L., 1980. Paleoambientes sedimentarios. *Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria*, 8, Buenos Aires.
- Strecker, M., Alonso, R., Rivelli, F. y Mon, R., 1985. Quaternary Tectonic Movements in the Argentine Puna, 24 to 27 S Latitude. Abstracts with Programs. *The Geological Society of America: 729*. Orlando, Florida.
- Sureda, R., Galliski, M., Argañaraz, P. y Daroca, J. (1986). Aspectos metalogenéticos del noroeste argentino. *Capricornio, No. 1. Universidad Nacional de Salta*.
- Turner, J. C., 1960. Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta). *Acta Geológica Lilloana*, 3:191-226. Tucumán.
- Turner, J. C., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 7c Nevado de Cachi (Provincia de Salta). *Dirección Nacional de Geología y Minera, Boletín*, 99. Buenos Aires.

- Turner, J. C., 1972. Puna. En: A. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*: 91-116. Córdoba.
- Turner, J. C. y Mendez, V., 1979. Puna. En: A. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias*, 13-56. Córdoba.
- Vandervoort, D., 1993. Non-marine evaporite basin studies, Southern Puna Plateau, Central Andes. *Ph D Thesis, Cornell University, Ithaca, N. Y.*, 177 pp.
- Vandervoort, D., T. E. Jordan, P. K. Zeitler y R. N. Alonso, 1992. Neogene Intraplateau Basins of the Southern Puna Plateau, Central Andes, NW Argentina. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, A-356. Cincinnati, Ohio.
- Vandervoort, D. S., Jordan, T. E., Zeitler, P. K. and Alonso, R. N., 1995. Chronology of internal drainage development and uplift, Southern Puna plateau, Argentine Central Andes. *Geology*, February, 23 (2): 145-148.
- Vides, M., 1978. Geología de la zona central del salar de Hombre Muerto. Departamentos Los Andes y Antofagasta de la Sierra. *Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de Tucumán*. Inédito.
- Villacorta, E., 1973. Acerca de la estratigrafía de la Formación Sijes, área salar Hombre Muerto, Catamarca. *Seminario 2. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta*, inédito.
- Villacorta, E., 1973. Cálculos de reservas de hidroboracita en un sector del yacimiento Sijes. *Seminario 1. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta*, inédito.
- Viramonte, J., Alonso, R., Gutierrez, R. y Argañaraz, R., 1984. Génesis del litio en los salares de la Puna Argentina. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas*, 3: 471-481. Buenos Aires.
- Viramonte, J., Galliski, M., Araña, V., Aparicio, A., Garcia, L. y Martín Escorza, C., 1984. El finivulcanismo básico de la depresión de Arizaro, provincia de Salta. *9º Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas*, 3: 234-253. Buenos Aires.