

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y SU RELACIÓN CON LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL EN EL ÁREA EL DORADO-MONSERRAT, MACIZO DEL DESEADO, SANTA CRUZ, ARGENTINA.

[Geologic Evolution and its relationship with the Epithermal Mineralization at the El Dorado-Monserrat Area, Deseado Massif, Santa Cruz, Argentina.]

LEANDRO E. ECHAVARRÍA (*)

(*): INREMI, Univ. Nac. de La Plata, calle 47 n° 522 (1900), La Plata, Argentina.
(e-mail: echable@arnet.com.ar)

(FECHA DE RECEPCIÓN: 1999-07-08) (FECHA DE ADMISIÓN::1999-09-02)
BIBLID [0211-8327 (1999) 35; 21-39]

RESUMEN: En este trabajo se han estudiado las características litológicas y estructurales del área comprendida entre las Estancias El Dorado y Monserrat, Macizo del Deseado, Argentina y sus relaciones con la mineralización epitermal. La mineralización se hospeda en rocas volcánicas del Jurásico medio, correspondiente a la Formación Bajo Pobre, y se encuentra ligada genéticamente a la Formación Chon Aike (Jurásico medio-superior), la que se ha dividido en 4 subunidades conformadas por ignimbritas, megabrechas, depósitos de caída piroclástica y lavas ácidas. La ubicación y distribución de estas litologías, junto con el análisis estructural han permitido explicar el desarrollo de los centros volcánicos (tipo caldera), su posterior fracturación y su relación con la mineralización epitermal.

Palabras clave: Depósitos epitermales, vulcanismo jurásico, Macizo del Deseado, Patagonia, Argentina.

ABSTRACT: This paper deals with the litological and structural characteristics of the El Dorado-Monserrat area, Deseado Massif, Argentina, and its relationship with the epithermal mineralization. The mineralization is hosted by mid-Jurassic volcanic rocks of the Bajo Pobre Formation, and its origin is related to the Chon Aike Formation (mid-

upper Jurassic), where four sub-units have been identified. These are composed by ignimbrites, megabreccias, piroclastic fall deposits, and volcanic flows. The location and distribution of the mentioned units together with the structural features of the region have allowed to explain the volcanic center (caldera type) development, its later regional fracturing, and how these episodes are related to the epithermal mineralization.

Key words: Epithermal deposits, jurassic vulcanism, Deseado Massif, Patagonia, Argentina.

INTRODUCCIÓN

En el ámbito del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, se localizan varios depósitos epitermales emplazados en rocas volcánicas intermedias a básicas de la formación Bajo Pobre (Jurásico medio) y en un sistema vulcano-piroclástico reunido en la formación Chon Aike (Jurásico medio-superior). Se trata de sistemas vetiformes de baja sulfuración constituidos en gran parte por cuarzo con importantes contenidos en oro y plata (SCHALAMUK et al., 1995; SCHALAMUK et al., 1997). En el citado complejo vulcanoclástico resulta difícil distinguir la forma de los aparatos volcánicos originales, ya que la tectónica de bloques y las efusiones basálticas más modernas enmascaran las formas volcánicas.

La finalidad de este trabajo es plantear la evolución geológica de la región estudiada, el origen de las fuentes de calor y los fluidos que formaron el depósito mineral presente, así como la mecánica de su emplazamiento, sobre la base de trabajos de campo detallados, interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas, estudios de fracturación, análisis petro y calcográficos.

La zona considerada se ubica en el Departamento Magallanes de la provincia de Santa Cruz, Argentina, entre los paralelos 48° 21' y 48° 39' S y los meridianos 68° 25' y 68° 50' W. Se localiza aproximadamente a 100 km al NW de la localidad de Puerto San Julián.

MARCO GEOLÓGICO

El Macizo del Deseado es una provincia morfoestructural ubicada en el centro de la provincia de Santa Cruz. Está conformada por un basamento metamórfico, de asomos aislados y reducidos de metamorfitas de bajo y mediano grado, incluidas por DI PERSIA (1960) en la formación La Modesta, asignada al Precámbrico superior. Sobre estas rocas se han desarrollado, durante el Permotriásico, algunas cuencas fluviales, representadas por las formaciones La Golondrina (ARCHANGELSKY, 1958), El Tranquilo (DI PERSIA, 1965) y la Juanita (ARRONDO, 1972).

Durante el Triásico superior a Jurásico inferior se establece una intensa tectónica traccional, cuya primera manifestación sería la intrusión de cuerpos graníticos en el sector oriental del Macizo del Deseado, ocurrida entre los 193 y 203 m.a. (VARELA et al., 1991; PANKHURST et al., 1993).

Durante el Jurásico inferior a medio ocurre la efusión de un amplio campo volcánico de composición intermedia a básica, típico de erupciones fisurales (PANZA, 1995) que se denomina formación Bajo Pobre (LESTA & FERELLO, 1972). En el Jurásico medio-superior se observa una evolución hacia rocas más ácidas que forman un campo ignimbrítico de gran extensión (DE BARRIO, 1993; PANKHURST *et al.*, 1993), donde se reconocen flujos piroclásticos, tobas laminadas, domos lávicos, megabrechas (FERNÁNDEZ *et al.*, 1996). Estas rocas se reúnen en las formaciones Chon Aike y La Matilde, que conforman el Grupo Bahía Laura (STIPANICIC & REIG, 1957). Asociado al evento volcánico mencionado se forman las distintas manifestaciones epitermales presentes en este ámbito geológico (ARRIBAS *et al.*, 1996).

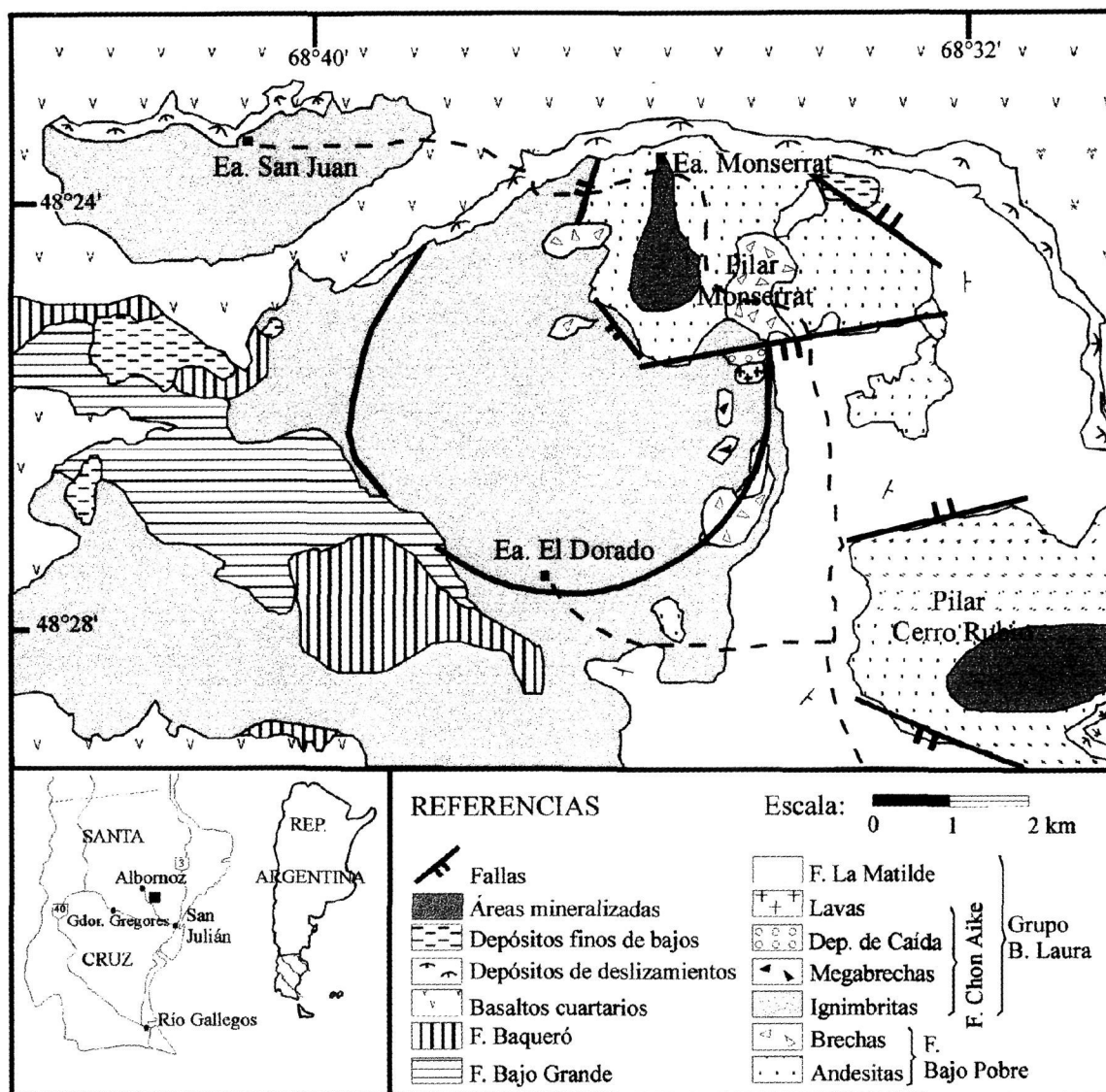


Fig 1. Mapas de ubicación y geológico del área estudiada, donde también se hallan representadas las dos zonas con mineralizaciones epitermales.

El régimen extensional culmina con la separación de los continentes americano y africano y produce, durante el Cretácico, la apertura de pequeñas cuencas donde se depositan sedimentos tobáceos de las formaciones Bajo Grande y Baqueró.

Finalmente, durante el Terciario y Cuaternario, se produce la efusión de numerosas coladas de basaltos olivínicos intercaladas con depósitos marinos y continentales de las formaciones Patagonia y Santa Cruz, respectivamente.

MARCO GEOLÓGICO LOCAL

Las rocas más antiguas aflorantes en la zona de las estancias El Dorado y Monserrat corresponden a vulcanitas de la formación Bajo Pobre (figura 1), las que fueron reconocidas por primera vez por DI PERSIA (1956) y DE GIUSTO (1956), aunque la denominación actual es debida a LESTA & FERELLO (1972), quienes incluían a esta unidad dentro del Grupo Bahía Laura. Posteriormente DE GIUSTO *et al.* (1980) sostienen que no debe ser incluida en dicho grupo ya que la consideran en relación de discordancia angular con respecto a las unidades suprayacentes; este criterio también es seguido por PANZA (1995).

Dentro de la formación Bajo Pobre se han reconocido dos unidades fácilmente diferenciables, una de ellas está formada por rocas volcánicas intermedias, principalmente andesitas, mientras que la otra la conforman brechas volcánicas, también de composición mesosilícica.

La subunidad andesítica se caracteriza por su morfología de lomadas suaves y redondeadas, de color gris oscuro o rojizo; generalmente ocupa zonas deprimidas del paisaje. Los afloramientos suelen ser muy pobres, estando las superficies de las citadas lomadas cubiertas por pequeñas lajas de vulcanitas en un avanzado estado de meteorización. En muestras de mano poseen textura afírica a porfírica, constituida por una pasta afanítica, con escasos fenocristales de plagioclasas de aproximadamente 1 ó 2 mm; también se observan mafitos de color verde, completamente alterados.

En lámina delgada la textura puede ser clasificada, en general, como microporfírica con abundantes microfenocristales de plagioclasas, clinopiroxenos, y más escasos y pequeños de ortopiroxenos. La base suele estar constituida por tablillas de plagioclasas entre las que se disponen pequeños cristales de ortopiroxenos (hiperstenas) y clinopiroxenos (augita), conformando una textura intergranular. La proporción de vidrio es variable, en la mayoría de los casos no se observa claramente, pero en otros forma texturas intersetales, distribuyéndose entre las tablillas de plagioclasas. La textura más frecuente que presenta la pasta de estas rocas es la microlítica, donde las plagioclasas se encuentran totalmente desordenadas; sin embargo, localmente, estos microlitos se orientan y se disponen paralelos, originando una textura microlítica fluidal.

Las microfenocristales de plagioclasas son tabulares de 0,6 y 1,5 mm, se encuentran maclados, zonados y con una incipiente alteración argílica a partir de las fracturas y los planos de clivaje. De acuerdo a la composición, la plagioclasea más común es la andesina.

Los clinopiroxenos, augitas, también son abundantes, alcanzando hasta 1 mm, suelen estar fuertemente alterados y fracturados; con bordes de reacción, probablemente de anfíboles. Estos cristales se encuentran zonados y maclados, siendo más abundantes como fenocristales y muy subordinados en la pasta. Suelen conformar glomérulos por sí solos o acompañados de plagioclasas.

Se han reconocido también ortopiroxenos, de menor tamaño que los descritos precedentemente, alcanzando a medir 0,5 mm. Poseen forma prismática a subredondeada, anhedral, con un suave pleocroísmo de incoloro a verde-rosado. En general, se encuentran sin alteración conspicua y sin bordes de reacción, siendo abundantes en la pasta, distribuidos entre los microlitos de plagioclasas.

Los principales minerales accesorios son pequeños individuos equidimensionales de magnetita con frecuentes desmezclas de ilmenita. En algunas muestras se observaron cristales de ilmenita con desmezclas de magnetita.

La Subunidad de brechas volcánicas se apoya sobre la anteriormente descripta. Se trata de depósitos mantiformes de 4 a 6 m de potencia, que se encuentran suavemente deformados con rumbo variante de E-W a NE, e inclinaciones de alrededor de 20° al S y SE. Las brechas están constituidas por clastos de andesitas y basaltos de tamaños muy variables, desde pocos cm hasta prácticamente 1 m de diámetro; generalmente los más pequeños poseen formas angulosas mientras que los mayores tienden a ser redondeados. La base en la que se encuentran dichos clastos es de color gris oscura, abundante, maciza y cerrada, constituyendo una textura matriz sostén. Estas brechas volcánicas de composición intermedia están genética, espacial y temporalmente ligadas a las andesitas que se encuentran por debajo, originándose, probablemente, por eventos eruptivos explosivos y podrían indicar, por el tamaño de sus clastos, una relativa cercanía al centro efusivo. En ocasiones, estas brechas se encuentran fuertemente silicificadas originando escarpas verticales de varios m de altura, mientras que en otros casos, sobre todo cuando se encuentran en contacto directo con la formación Chon Aike, sus afloramientos son deleznable y suelen pasar inadvertidas.

La formación Chon Aike fue descripta por DI PERSIA (1956, 1957, 1958) y DE GIUSTO (1956, 1959), quienes la incluían dentro de la "Serie o Complejo Porfírico". Fueron STIPANICIC & REIG (1957) los que crearon la denominación de "Serie de Chon Aike" y más tarde, ARCHANGELSKY (1967) la llamó formación Chon Aike, adecuando de esta manera el término al código de nomenclatura estratigráfica.

La formación Chon Aike se apoya sobre la formación Bajo Pobre, conformando un relieve más abrupto, con paredes verticales formadas por mantos de ignimbritas de hasta 20 m de potencia, intercaladas con niveles más deleznable, probablemente zonas menos soldadas del flujo piroclástico o niveles de tobas intercalados con ellos. Esta formación ha sido subdividida en 4 subunidades de acuerdo a sus características petrográficas.

La subunidad de mayor importancia en cuanto a la superficie aflorante es la ignimbrítica. En su mayor parte, está constituida por mantos de ignimbritas de composición riolítica a riodacítica de textura porfírica, con numerosos cristaloclastos de cuarzo, feldespatos alcalinos (principalmente sanidina) y biotita

parcialmente desferrizada. Los vitroclastos son abundantes, así como los litoclastos de rocas volcánicas y piroclásticas ácidas. Estos componentes se encuentran inmersos en una matriz fina, cuarzo-feldespática, producto de desvitrificación, que suele presentar diversos colores de acuerdo a la alteración, que van desde gris claro a morado-violáceo.

Las tobas intercaladas con los mantos descriptos son, en general, finas, con granulometrías de 1 a 2 mms, vítreas y con cristaloclastos de cuarzo, escaso feldespato y biotita. Están dispuestas en bancos muy delgados y continuos, con leves cambios en la coloración, siempre en tonos claros. Entre ellos, se encuentran algunos bancos más gruesos, de hasta 40 cm de potencia, donde aumenta el tamaño de los clastos, principalmente de los litoclastos, que pueden alcanzar los 5 cm de diámetro.

La alteración silíceea suele ser conspicua, observándose venillas de ópalo color salmón y/o blanco, y cuarzo de grano fino, que se intruyen en varios juegos de diaclasas.

En el área de las estancias San Juan y Monserrat aparecen rocas muy silicificadas, en ocasiones brechadas tectónicamente y cementadas por material silíceo, formando crestos subverticales alineados, macizos, con fractura concoide y superficies opalizadas. Es importante destacar la piritización de la zona, evidenciada por boxworks limonitizados.

Unos 4500 m al S de la estancia Monserrat y, aproximadamente 2000 m al W del camino vecinal, aparece la subunidad magabrecha, conformada por afloramientos discontinuos e irregulares, que apoyan sobre ignimbritas. Se trata de brechas de textura clasto sostén, constituídas por individuos de gran tamaño, mayores a 2 m de diámetro y formas angulosas; en todos los casos, estos clastos son de las ignimbritas antes descriptas. que se encuentran rotadas y fragmentadas. La matriz está integrada por fragmentos de la misma composición, con tamaños variables desde algunos mm a decenas de cm.

Unos 4 km al S de la estancia Monserrat se encuentra una subunidad compuesta por una sucesión de depósitos de caída piroclástica, constituída por bancos que poseen entre 2 y 5 m de potencia de brechas volcánicas que gradan a lapillitas líticas hacia el techo. Las pefitas gruesas están formadas por litoclastos, principalmente de ignimbritas moradas y rosadas, tobas finas y algunas vulcanitas porfíricas, de hasta 0,8 m de diámetro, de subangulares a bien redondeados. Los pomez, de color gris y blanco, alcanzan varios cm de diámetro. También se reconocen escasos cristaloclastos de cuarzo de 2 a 3 mm, dispersos en una matriz fina, de color rojo violácea. Gradualmente y hacia arriba disminuye el tamaño de grano, pasando por lapillitas líticas de colores grisáceos, para finalizar en el techo de cada banco con tobas de pocos cm de espesor. La actitud de los bancos es subhorizontal con una suave inclinación al S y se apoyan sobre la subunidad ignimbrítica.

Por último, la subunidad lávica está representada por afloramientos que en conjunto poseen forma subcircular y relieve positivo, de alrededor de 800 m de diámetro, ubicada al S de los depósitos de caída anteriormente descriptos y

dispuestos sobre la subunidad ignimbrítica. Son lavas riolíticas, finamente laminadas, producto de la fluidalidad. El carácter ácido y, por lo tanto viscoso de estas lavas, se pone de manifiesto en las contorsiones y curvaturas que poseen las láminas o filetes. Dispersos en la pasta descrita se hallan numerosos fenocristales de cuarzo de hasta 2 mm de diámetro; feldespato potásico, que se encuentra casi totalmente lixiviado, y pequeños fenocristales de biotita (menores a 1 mm), parcialmente desferrizados, que se disponen paralelos a las líneas de flujo.

En sección delgada, se observa que los fenocristales más abundantes son los de cuarzo, que se presentan límpidos, con grandes engolfamientos, generalmente anhedrales y subredondeados. Dentro de ellos se han detectado inclusiones fundidas de más de 100 m de tamaño. Los feldespatos potásicos suelen ser de mayores tamaños, llegando a medir varios mm, pero se encuentran en un avanzado estado de alteración. Los fenocristales de biotita poseen formas de láminas alargadas, con un fuerte pleocroismo castaño oscuro-verdoso, evidenciándose claramente la orientación paralela al flujo.

La pasta está constituida por un fino mosaico de cuarzo, posiblemente producto de desvitrificación, debido a su pequeño tamaño, la presencia de formas ameboidales y la gran cantidad de impurezas. Entre los cristales de cuarzo se reconocen otros de feldespato potásico, de mayor tamaño y forma subhedral, en un avanzado estado de alteración sericitica.

Se reconocieron también pequeños xenolitos de rocas volcánicas de textura microlítica. Alcanzan hasta 1 mm de diámetro y están formados por tablillas de plagioclasas dispuestas desordenadamente, entre las que se observan abundantes minerales opacos, posiblemente magnetita. Se atribuye la procedencia de estos fragmentos a las andesitas subyacentes de la formación Bajo Pobre.

La formación La Matilde se encuentra, en general, ubicada en sectores bajos, sin gran expresión topográfica, conformando afloramientos semicubiertos a totalmente cubiertos por sedimentos modernos. Se observan sus características en los escasos cortes de los arroyos y en algunas lomadas más pronunciadas donde es posible contar con un perfil transversal más representativo de esta unidad. Allí, se puede apreciar que se trata de tobas finamente estratificadas de composición vítrea a cristalina con abundante biotita y cuarzo subordinado, intercaladas con tufitas de grano fino de composición lítica, y mantos ignimbríticos que no superan los 3 m de potencia. En general, las tobas son finas con granulometrías de 1 a 2 mm, dispuestas en bancos delgados y continuos. Intercalados con éstas se observan algunos estratos algo más gruesos (hasta 40 cm de espesor) de tobas con mayor porcentaje de líticos que pueden llegar a medir 5 cm de diámetro. En las cercanías de la estancia El Dorado se reconoció un paleocauce de unos 20 m de ancho y un espesor máximo de 1,5 m, de forma lenticular y base erosiva, con clastos, principalmente de ignimbritas, de hasta 0,8 m de diámetro.

En relación de discordancia angular sobre las unidades descritas anteriormente se depositan las rocas de la formación Bajo Grande, que se halla en un área limitada al W de la estancia El Dorado, ocupando zonas bajas y deprimidas del relieve, conformando pobres afloramientos de superficies rojizas. Se trata,

aparentemente, de la parte cuspidal de la secuencia integrada por rocas epiclásticas lítico-cuarzosas muy friables. Son areniscas gruesas y conglomerados grises y rojizos, teñidos por óxidos de hierro. Las psefitas están formadas por clastos subangulosos a subredondeados de vulcanitas porfíricas e ignimbritas con abundante matriz arenosa. Las psamitas también poseen clastos de rocas volcánicas ácidas y cristaloclastos de cuarzo cementados por un ligante ferruginoso o silíceo.

La formación Baqueró se encuentra cubriendo discordantemente a las unidades antes descritas. Sus afloramientos forman parte del miembro superior con su clásica alternancia de cineritas blancas y gris blanquecinas, con tobas más resistentes de tonos castaño-amarillentos que se destacan como pequeñas cornisas de posición horizontal. Posee intercalaciones de areniscas gruesas y conglomerados muy compactos debido al abundante cemento silíceo, presenta un color de afloramiento rojizo a morado debido a los óxidos de hierro.

Cubriendo a las unidades descritas se desarrollan extensas coladas basálticas de edad pleistocena superior asignadas a la formación La Angelita (PANZA, 1995), compuesta exclusivamente por basaltos olivínicos, con una sección superior, vesicular o amigdaloides, y otra inferior, con una marcada disyunción columnar. En las laderas escarpadas de dichas coladas se producen derrumbes y deslizamientos que cubren, en algunos casos, amplios sectores.

Por último, se debe hacer mención a los numerosos bajos que se ubican en la región, los que se encuentran secos la mayor parte del año; están rellenos por materiales psamo-pelíticos.

GEOQUÍMICA

Se ha analizado la composición de elementos mayoritarios y trazas de muestras recolectadas para tal fin en los afloramientos de la formación Bajo Pobre que se encuentran dentro del área de estudio. Cabe hacer notar que, de las 29 muestras analizadas, sólo se han considerado para la clasificación y caracterización geoquímica de estas rocas, 22 muestras, descartando las 7 restantes debido a las siguientes causas: 1. avanzado estado de alteración que se observó en ellas al estudiar los cortes petrográficos, y 2. concentraciones anómalas de ciertos elementos o relaciones entre ellos, como es el caso de la relación K_2O/Na_2O elevada, producto de un metasomatismo potásico relacionado con actividad hidrotermal (ECHAVARRÍA, 1997a).

En su mayoría, se trata de una asociación mesosilícica, con un rango de sílice bien definido entre los 59 y 62%. Se clasifican como andesitas y escasas dacitas al plotearlas en un diagrama TAS (LE MAITRE, 1989)(figura 2a). Las andesitas poseen un tenor de potasio de medio a elevado (figura 2b).

Los diagramas de distribución de Harker (figura 3), muestran variaciones normales de los óxidos. Aunque el intervalo de SiO_2 es pequeño como para observar claramente el comportamiento de los distintos óxidos, se puede determinar con certeza la disminución del contenido de CaO , MgO y FeO , al aumentar la sílice. Por el contrario, los álcalis poseen una correlación positiva con SiO_2 , siendo

la tasa de incremento de Na_2O menor que la de K_2O , resultando en una leve disminución de la relación $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ al aumentar la sílice, comportamiento característico en este tipo de andesitas (GILL, 1981).

La mayoría de las muestras analizadas se clasifican como calcoalcalinas, de acuerdo al criterio de IRVINE & BARAGAR (1971) y de MIYASHIRO (1974), evidenciando un trend evolutivo característico de este tipo de rocas al plotearlas en un diagrama AFM (figura 4). Sin embargo, algunas de las muestras caen en el campo

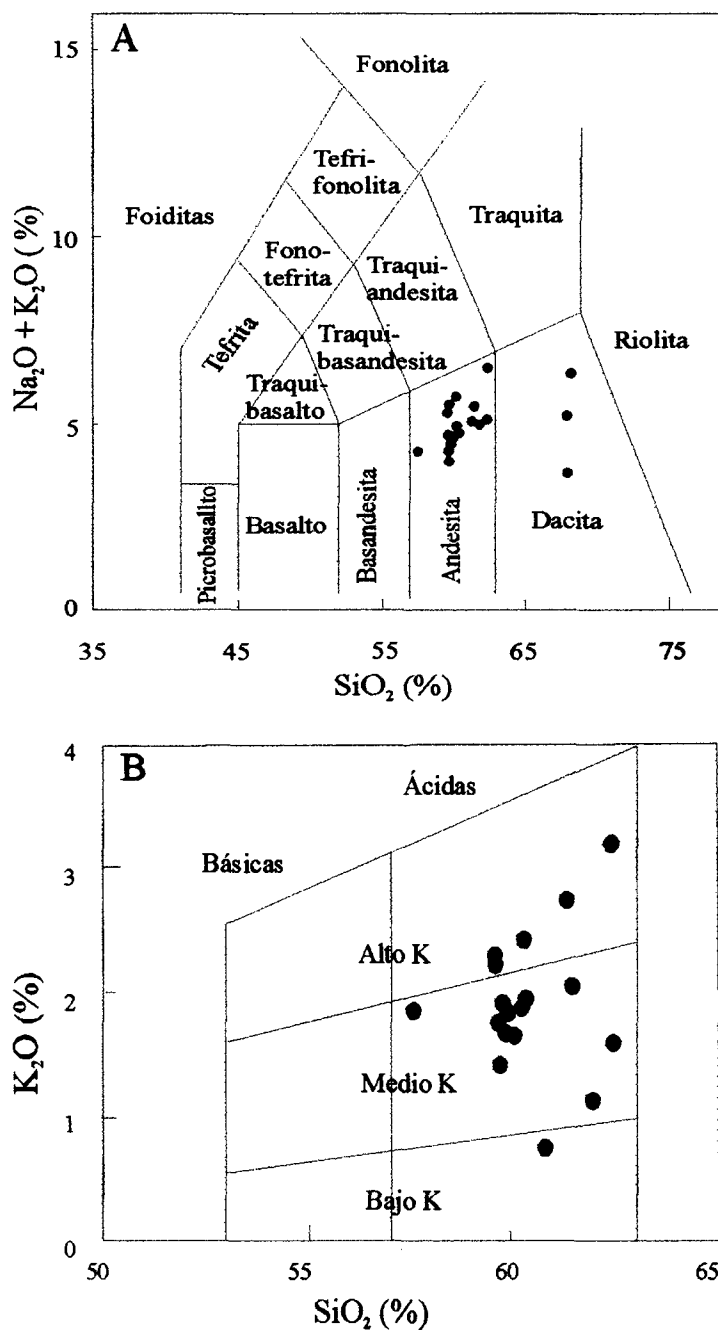


Fig. 2. a. Diagrama de clasificación de rocas volcánicas (Le MAITRE, 1989). Las muestras de la formación Bajo Pobre analizadas caen en el campo de las andesitas y escasas dacitas. b. Diagrama de clasificación de andesitas de acuerdo a su contenido en sílice y tenor de potasio (GILL, 1981).

de las toleítas. Significativamente, estas muestras poseen ilmenita, con desmezclas de magnetita como mineral accesorio, evidenciando una menor fugacidad de oxígeno y consiguientemente mayor proporción de hierro como Fe^{+2} , hecho que podría ser el responsable de la ubicación de estas muestras dentro del campo toleítico en el diagrama AFM.

Los elementos traza poseen una signatura geoquímica caracterizada por una relación K/Rb entre 150 y 280, y una relación Zr/Y alrededor de 6. Al comparar sus contenidos con los de la Formación Chon Aike (figura 5), se obtienen curvas de distribución análogas en los diagramas tipo spider, evidenciando condicionantes similares para ambas unidades. Los términos ácidos, representados por las ignimbritas riolíticas de la Formación Chon Aike se encuentran enriquecidos en elementos litófilos como Ba, K, Rb, y en tierras raras livianas; mientras que los elementos siderófilos como el Ti, disminuyen su concentración al aumentar el tenor en sílice.

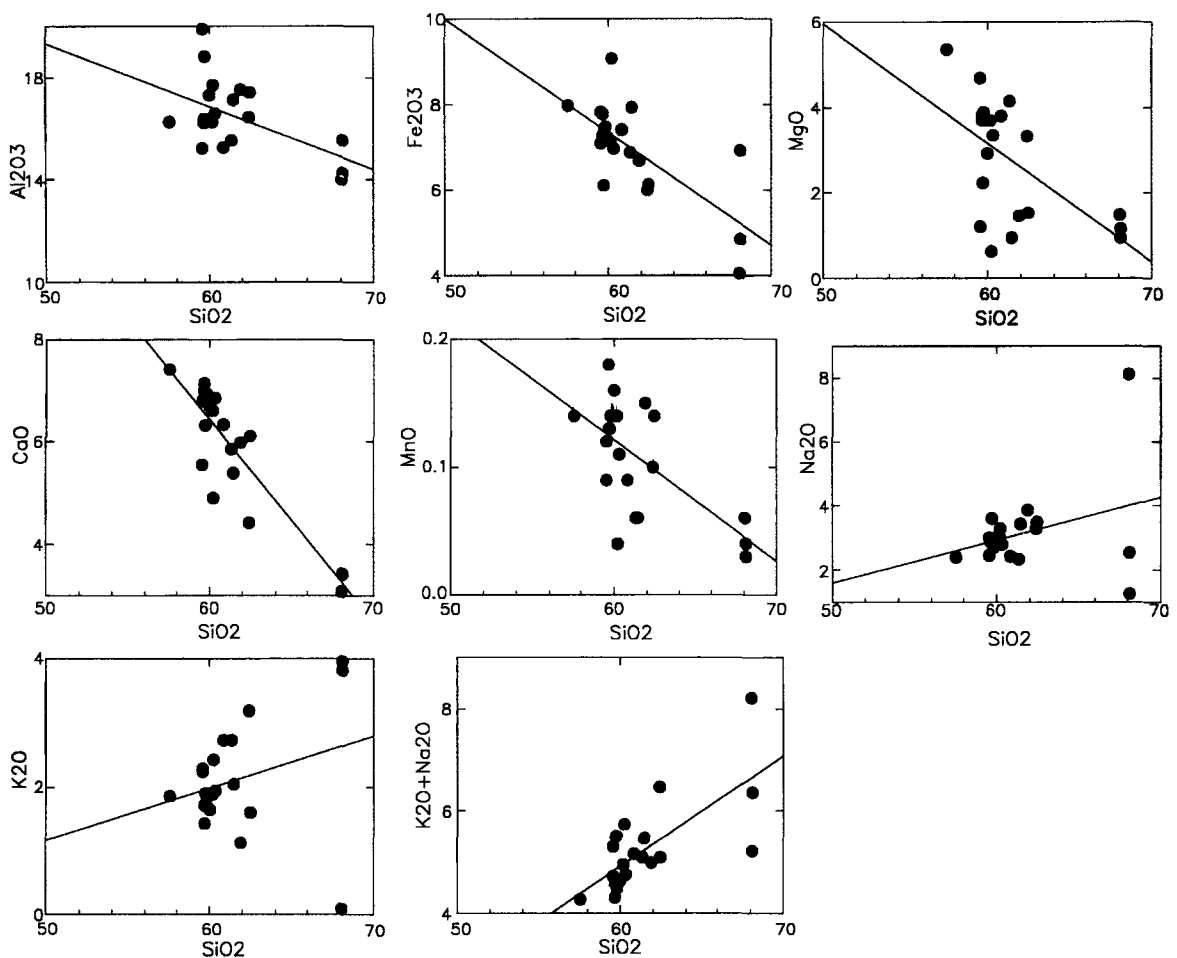


Fig. 3. Diagramas de Harker relacionando el contenido en sílice con algunos óxidos mayoritarios. El CaO, FeO, MgO y MnO disminuyen al aumentar el contenido en SiO₂, mientras que la correlación entre los álcalis y la sílice es positiva.

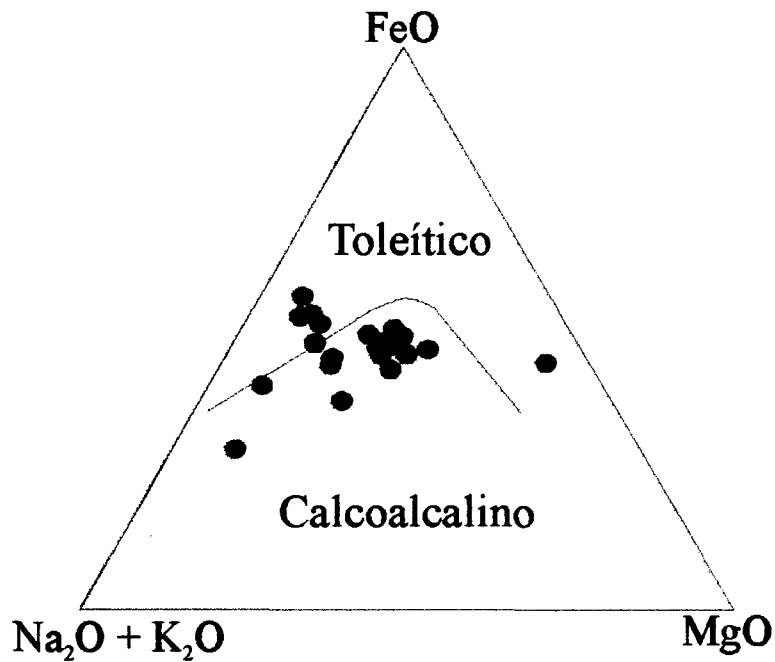


Fig. 4. Gráfico de discriminación toleítico-calcoalcalino de MIYASHIRO (1974). La mayoría de las muestras se plotean en el campo calcoalcalino.

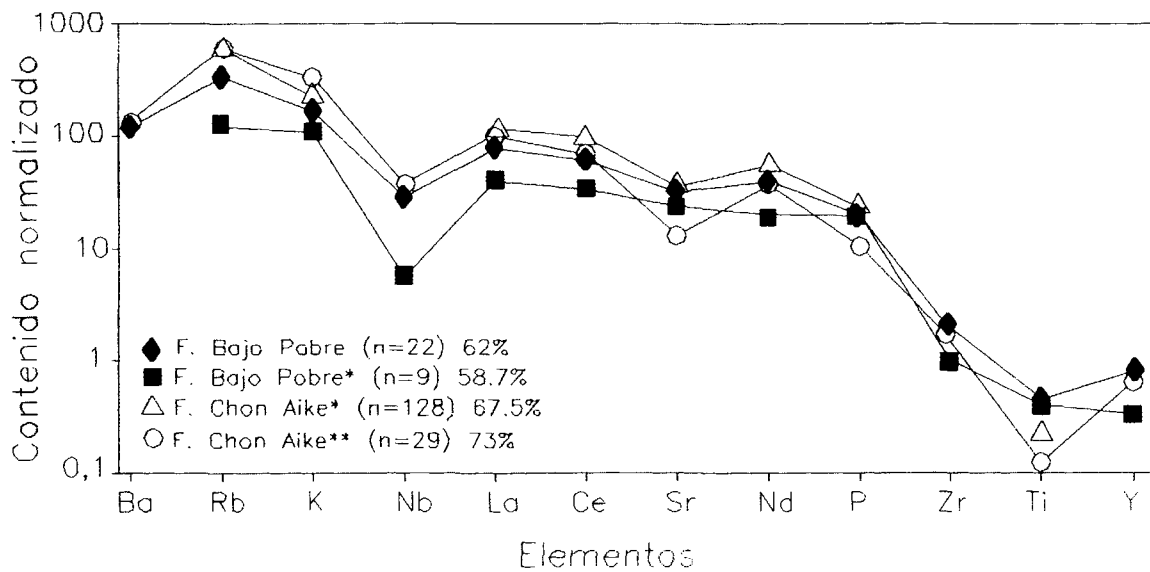


Fig. 5. Diagrama tipo spider donde se representan los contenidos de elementos traza, normalizados con condritos, de acuerdo con THOMPSON (1982). * datos tomados de PANKHURST & RAPELA (1995), ** análisis realizados sobre ignimbritas de la F. Chon Aike en el área de La Josefina, Manantial Espejo y NW de la provincia de Santa Cruz (estos últimos tomados de DE BARRIO, 1993).

ESTRUCTURA

El área del Deseado es considerada un Nesocratón debido a su carácter estable, persistentemente subpositiva e indeformable tangencialmente (HARRINGTON, 1962). Dicha rigidez, mantenida durante toda su evolución geológica, resulta en una estructura relativamente sencilla, donde el gran espesor de sedimentos y vulcanitas depositados sobre el basamento se ha mantenido prácticamente indeformado o mostrando solamente alabeamientos y suaves combamientos que son producto del acomodamiento de los bloques del zócalo.

Sin lugar a dudas el rasgo estructural dominante en la región es el fallamiento, que ha dado lugar a la formación de bloques con movimientos diferenciales, a partir de los cuales se han generado pilares y fosas. La observación directa de estas fracturas es difícil, solamente se hallan en el campo evidencias indirectas de su existencia, como son la presencia de brechas silicificadas que sobresalen en el terreno como crestones alineados en distintas direcciones; espejos de fricción poco abundantes, la mayoría de posición subvertical, con estrías en las que se han medido raques cercanos a los 90°; también los cursos de agua se encuentran orientados preferentemente en las direcciones de máxima fracturación, lo cual hace pensar que se encuentran controlados por zonas de debilidad.

El estudio de imágenes satelitales TM ha permitido identificar, en el área comprendida entre las estancias El Dorado y Monserrat, un claro lineamiento subcircular de aproximadamente 6 km de diámetro, que es cortado por un juego importante de fracturas de dirección E-W que son las responsables del levantamiento del pilar Monserrat.

Del análisis de lineamientos efectuado se desprende que existen dos direcciones de fracturación predominantes en sentido NW-SE, hecho ya resaltado para la Patagonia Extraandina por WINDHAUSEN (en VENING MEINESZ, 1947). Ellas son interpretadas como reactivaciones de direcciones regmáticas presentes en el zócalo cristalino (DESSANTI, 1973). Estas direcciones de N30°W y N60°W, corresponden a los sistemas “El Tranquilo” y “Bajo Grande”, respectivamente (PANZA 1982 y 1995), que se habrían generado debido a esfuerzos compresivos desde el W-NW, para el sistema El Tranquilo y SE para el sistema Bajo Grande.

MINERALIZACIÓN Y ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

Diversos aspectos de los depósitos minerales han sido detallados por ECHAVARRÍA (1995, 1997a y 1997b) y ECHAVARRÍA & ETCHEVERRY (1998). La mineralización se aloja en vetas que totalizan aproximadamente 10.000 m de corrida, situadas en dos zonas diferentes; la más importante se localiza en las inmediaciones de la estancia Monserrat, mientras que la segunda se ubica unos 6 km al E del casco de la estancia El Dorado. El espesor de las vetas generalmente es reducido, con un promedio de 0,85 m, aunque poseen grandes variaciones a lo largo del rumbo, llegando a medir; en algunos casos hasta 4 m de potencia. El principal mineral formador de las vetas es el cuarzo, seguido de baritina, pirita, cristobalita, adularia, magnetita, hematita y oro.

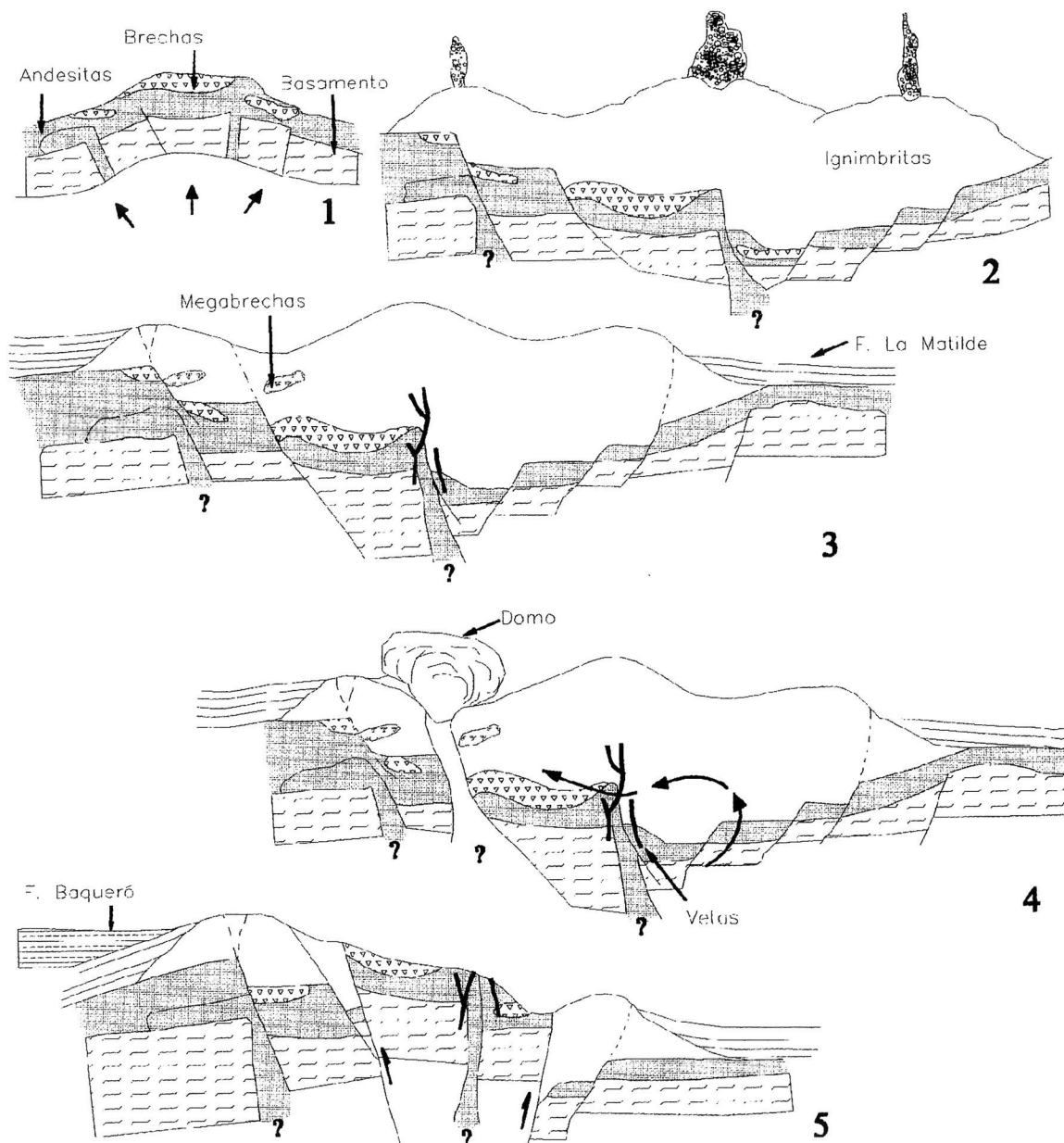


Fig. 6. Esquema de la evolución geológica de la caldera y sistema hidrotermal asociado del sector El Dorado-Monserrat.

1. Período de tumescencia y derrames lávicos correspondientes a la formación Bajo Pobre.
2. Formación de la Caldera y colmatación por flujos ignimbríticos de la formación Chon Aike, subunidad ignimbrítica. Derrumbes en las paredes del borde de la caldera originan las rocas de la subunidad megabrecha.
3. Implantación de domos riolíticos formados por vulcanitas ácidas (subunidad lávica) y piroclastitas asociadas (subunidad aglomerádica), asociados a las fracturas anulares de borde de la caldera.
4. Depósito de tobas en las zonas deprimidas, hacia fuera de la caldera, e implementación de un flujo hidrotermal, que circula por los juegos de fallas y diaclasas reactivadas, y lleva a la formación de la mineralización epitermal.
5. Fallamiento que provoca el ascenso de los pilares Monserrat y Cerro Rubio, posibilitando la erosión de las rocas suprayacentes y consecuente aparición en superficie de las estructuras mineralizadas.

Se observan distintas generaciones de minerales del grupo de la sílice, cada una de ellas con texturas características: reemplazo, precipitación en espacios abiertos y recristalización (ECHAVARRÍA, 1997b). Estudios de inclusiones fluidas en cristales de cuarzo de textura de reemplazo y relleno de espacios abiertos arrojaron temperaturas de precipitación entre los 180° y 280°C (ECHAVARRÍA, 1997a).

La adularia se dispone generalmente, en el contacto con la roca de caja. Se presenta en cristales subhedrales a euhedrales, cuneiformes o con secciones rómbicas de hasta 150 m de tamaño.

El oro constituye pequeños individuos de forma irregular, de hasta 100 m de tamaño, asociado al cuarzo de grano grueso. Presenta tonalidades amarillentas con sectores más claros dispuestos en el centro de los granos, evidenciando mayor contenido en plata.

En el sector Monserrat, el oro posee un promedio de 6,2 ppm, mientras que la plata alcanza 152,75 ppm (ECHAVARRÍA & ETCHEVERRY, 1998). Los metales base se presentan en muy baja concentración, en coherencia con la ausencia total, en superficie, de sulfuros de metales base y/o minerales producto de su alteración.

Todos los filones identificados hasta el momento se emplazan en rocas volcánicas intermedias correspondientes a la formación Bajo Pobre. Se trata de andesitas y brechas volcánicas alteradas, en las que se han reconocido dos zonas principales de alteración, denominadas filica y propilítica. La primera se halla ubicada en las cercanías de las estructuras vetiformes y se puede subdividir en una zona silicificada, en el contacto con las vetas cuarcíferas, caracterizada por la incorporación de cuarzo y adularia, y una zona sericítica, donde los fenocristales y la pasta de las vulcanitas se encuentran alterados a sericita. Transicionalmente, en las áreas más externas del sistema hidrotermal, se pasa a la alteración propilítica; allí las cloritas reemplazan principalmente a los microfenocristales de piroxenos.

CONSIDERACIONES FINALES

Con el desarrollo del conocimiento de los campos ignimbríticos, las erupciones explosivas y su relación con las rocas fragmentarias, y la evolución de calderas (WILLIAMS, 1941), comenzó a emplearse el concepto de los centros volcánicos como guías para la exploración de depósitos minerales (ELSTON, 1994, RYTUBA, 1994). De esta manera, se llegó a vincular genéticamente a los procesos formadores de mena de poca profundidad con la actividad volcánica y subvolcánica.

Sin embargo, aún existen controversias en cuanto a los controles genéticos y estructurales de las calderas sobre las mineralizaciones. Algunos autores establecen relaciones complejas y procesos de mineralización pre-, sin- y post-formación de calderas, que abarcan períodos de hasta 20 Ma (LIPMAN *et al.*, 1976). Sin embargo, la mayoría de las calderas no se encuentran asociadas genética y espacialmente a mineralizaciones, como lo demuestra MCKEE (1979), quien estableció que de las 31 calderas reconocidas en el estado de Nevada, sólo 2 contienen depósitos de mena y que existe un largo período de tiempo que separa la formación de caldera y la

mineralización. También RYTUBA (1981) señaló que solamente 14 de las 125 calderas conocidas en el W de USA, alojan mineralizaciones importantes.

Para el área del Macizo del Deseado es difícil establecer una relación entre los procesos volcánicos y las mineralizaciones halladas, principalmente debido a que el vulcanismo jurásico, que es el episodio geológico relevante en la región, se encuentra desmembrado debido al fallamiento en bloques, erosión y derrames basálticos más modernos que lo enmascaran. Resulta difícil por lo tanto, establecer las formas volcánicas originales de dicho vulcanismo. Sin embargo, se han reconocido, en el área estudiada, lineamientos circulares; los que, enmarcados en la geología local producto del levantamiento a escala 1:20.000, pueden ser interpretados como bordes de una caldera.

El evento volcánico mencionado debe haber comenzado con un período de tumescencia, producido por el ascenso del magma. Ello produjo un abovedamiento en las rocas basamentales (que no afloran en la región). Las primeras efusiones ocurridas corresponden a derrames fisurales de composición intermedia, que dieron origen a las rocas de la formación Bajo Pobre. Posteriormente se produce el vulcanismo explosivo ácido, seguido del colapso y consiguiente formación de la caldera, la que es colmatada por varios flujos ignimbríticos (subunidad ignimbrítica). De acuerdo a los datos expuestos para la Formación Bajo Pobre y teniendo en cuenta los estudios de DE BARRIO (1993), SRUOGA (1989) y PANKHURST & RAPELA (1995), para la Formación Chon Aike, no se hallan diferencias significativas en cuanto a la signatura geoquímica de ambas unidades, postulando su origen a partir de la fusión parcial de una corteza juvenil (DE BARRIO, 1993, PANKHURST & RAPELA, 1995).

Durante la evolución de este aparato volcánico deben haber tenido lugar hundimientos sucesivos, con la consiguiente formación de paredes abruptas a partir de las cuales se producían derrumbes, representados por la subunidad de megabrechas.

Las grandes fuerzas de empuje producidas por este evento explosivo han provocado el combamiento de las rocas adyacentes a la caldera y la formación de fracturas radiales. El citado alabeamiento puede ser apreciado en las inclinaciones que presenta la porción brechosa, groseramente estratificada, de la formación Bajo Pobre, aunque actualmente se halla algo perturbada por el fallamiento y movimiento diferencial en bloques, principalmente en sus afloramientos más occidentales.

Las zonas de debilidad, como las fracturas anulares, son aprovechadas como conductos de escape de material lávico, produciéndose, de esta manera, el emplazamiento de domos de carácter ácido formados por riolitas con marcada fluidalidad (subunidad lávica), rodeados por depósitos piroclásticos granodecrecientes.

En las áreas circundantes exteriores (de fuera de la caldera) se produce el depósito de tobas y tufitas, en una primera etapa correspondiente a la formación La Matilde, disponiéndose con suaves inclinaciones en sentido opuesto a la ubicación de la caldera.

Los focos calientes que originaron las efusiones volcánicas deben haber aportado el calor necesario, y seguramente también parte de los fluidos, para que se ponga en marcha un flujo hidrotermal, circulante a través de los sistemas de fallas y diaclasas. De esta manera, en condiciones de pérdida de presión y temperatura, estos fluidos precipitan parte de su carga silíceo junto a oro y los otros elementos propios de estos ambientes, formando los sistemas de vetas que se emplazan en zonas con fuerte reactivación de fracturas regionales.

En etapas posteriores tiene lugar la depositación, en las zonas deprimidas, de tobas y tufitas de las formaciones Bajo Grande y Baqueró.

Por último, debido a la tectónica de bloques imperante en el área, se produce el ascenso del pilar de Monserrat y Cerro Rubio, favoreciendo la aparición en superficie de las dos zonas mineralizadas.

AGRADECIMIENTOS

Los trabajos se han ejecutado en el marco del Proyecto de Investigación y Desarrollo n° 122 del BID-CONICET, que han llevado a cabo investigadores del Instituto de Recursos Minerales de la Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

El autor desea expresar su agradecimiento a los Dres. Ricardo Etcheverry y Raúl Fernández, así como al Lic. Pablo González por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosos aportes.

BIBLIOGRAFÍA

- ARCHANGELSKY, S (1958): Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). *Acta Geológica Lilloana*, **II**: 5-133. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S. (1967): Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Mus. La Plata (nueva serie). (Paleont.)*, **32**: 63-171.
- ARRIBAS, A. JR.; SCHALAMUK, I.B.; DE BARRIO, R.E.; FERNANDEZ, R.R.; ITAYA, T. (1996): *Edades radiométricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, Prov de Santa Cruz, Argentina*. Actas XXXIX Congreso Brasileiro de Geología, *Simposio IGCP Project 342: Age and Isotopes of South American Ores*, **7**: 254-256. Bahía.
- ARRONDO, O.G. (1972): Estudio geológico y paleontológico en la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Mus. La Plata (Paleont.)*, **(7) 43**: 1-194.
- DE BARRIO, R.E. (1993): *El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina*. Actas XII Congreso Geológico Argentino, **9**: 189-198. Buenos Aires.
- DE GIUSTO J.M. (1956): *Informe geológico preliminar de la zona de Baqueró-Ea. Roca Blanca (Dto. de Magallanes. Pcia. de Santa Cruz)*. Inf. inéd. Y.P.F. Buenos Aires.

- DE GIUSTO, J.M. (1959): *Informe geológico zona Cañadón León, Dto. Río Chico, Prov. de Santa Cruz*. Y.P.F. Buenos Aires. Inf. inéd.
- DE GIUSTO J.M., DI PERSIA C. & PEZZI E. (1980): Nesocratón del Deseado. *In: Geología Regional Argentina, II*: 1389-1430. Acad. Nac. Cienc., Córdoba.
- DESSANTI, R.N. (1973): Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos del noroeste de la Patagonia. *Rev. Asoc. Geol. Argentina, 28*: 95-96
- DI PERSIA, C.A. (1956): *Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte del territorio de Santa Cruz, al sur del Río Deseado. 2ª campaña*. Inf. inéd. Y.P.F.
- DI PERSIA, C.A. (1957): *Informe previo al levantamiento geológico a escala 1:100.000 de la zona norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del Río Deseado. Cuarta campaña*. Y.P.F., (inf. inéd.). Buenos Aires.
- DI PERSIA, C.A. (1958): *Informe previo al levantamiento geológico a escala 1:100.000 de la zona norte de Santa Cruz, al sur del Río Deseado. Quinta campaña*. Y.P.F., (inf. inéd.).
- DI PERSIA, C.A. (1960): *Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz)*. Actas I Jorn. Geol. Argentinas, **II**: 65-68.
- DI PERSIA, C.A. (1965): *Presencia de sedimentos Triásicos en el ambiente del Deseado*. Actas II Jorn. Geol. Argentinas, **2**: 147-154.
- ECHAVARRÍA, L.E. (1995): *Depósito Epitermal Cuarzo-Aurífero El Dorado-Monserrat, Prov. de Santa Cruz*. Actas V Congr. Nac. de Geol. Econom.: 414-425. San Juan.
- ECHAVARRÍA, L.E. (1997a): *Estudio geológico-minero del depósito El Dorado-Monserrat, Prov. de Santa Cruz*. Tesis Doctoral, Fac. Ci. Nat. y Museo U.N.La Plata, (inéd.), 310 p.
- ECHAVARRÍA, L.E. (1997b): Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz. Descripción e implicancias genéticas. *Rev. Asoc. Geol. Argentina, 52 (4)*: 492-503.
- ECHAVARRIA, L.E. & ETCHEVERRY, R.O (1998): Características Geoquímicas de la Mineralización Epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Rev. Geol. Chile, 25 (1)*: 69-84.
- ELSTON, W.E. (1994): Siliceous volcanic centers as guides to mineral exploration: review and summary. *Economic geology, 89*: 1662-1686.
- FERNÁNDEZ, R.R.; ECHEVESTE, H.; ECHAVARRÍA, L.; SCHALAMUK, I.B. (1996): Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Actas XIII Congr. Geol. Argentino, III*: 41-54.
- GILL, J.B. (1981): *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Ed. Springer-Verlag. Berlín. 389 pgs.
- HARRINGTON, H. (1962): Paleogeographic development of South America. *Amer. Assoc. Petr. Geol. Bull., 46 (10)*: 1773-1814.

- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971): Guide to the chemical classifications of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.*, **8**: 523-548.
- LE MAITRE R.W. (1989): *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Ed. Blackwell, Oxford. 153 pp.
- LESTA, P.J. & FERELLO, R. (1972): Región Extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. *In: Geología Regional Argentina*. (A.F.LEANZA, edit.). Acad.Nac.Ciencias, Córdoba. pp. 601-654.
- LIPMAN, P.W., FISHER, F.S., MEHNERT, H.H., NAESER, C.W., LUEDKE, R.G. & STEVEN, T.A. (1976): Multiple ages of mid-Tertiary mineralization and alteration in the western San Juan Mountains, Colorado. *Economic Geology*, **71**: 571-588.
- McKEE, E.H. (1979): Ash-flow sheets and calderas: their genetic relationship to ore deposits in Nevada. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, **180**: 205-211.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rocks series in Island Arcs and active Continental Margins. *Amer. J. Sci.*, **274**: 321-355
- PANKHURST, R. & RAPELA, C. W. (1995): Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **134**: 23-36.
- PANKHURST, R.; SRUOGA, P.; RAPELA, C. (1993): *Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S.* Actas XII Congr. Geol. Argentino, **4**: 171-178. Mendoza.
- PANZA, J.L. (1982): *Descripción geológica de las Hojas 53d, Gobernador Moyano y 54e, Cerro Vanguardia, prov. de Santa Cruz*. Serv. Geol. Nac., Secretaría de Minería Buenos Aires. (inédito).
- PANZA, J.L. (1995): Hoja Geológica 4969-II, Tres Cerros, Prov. de Santa Cruz. *Servicio Geológico Nacional, Sec. de Minería. Boletín*, **213**: 103 p. Buenos Aires.
- RYTUBA, J.J. (1981): Relation of calderas to ore deposits in the western United States. *Geol. Soc. Arizona Digest*, **14**: 227-236.
- RYTUBA, J.J. (1994): Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits. *Economic Geology*, **89**: 1687-1696.
- SCHALAMUK, I.B.; FERNANDEZ, R.R.; ETCHEVERRY, R.O. (1995): Gold-Silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. *In: Mineral Deposits*, (J.PASAVA, B.KRIBEK & K.ZAK, edit.) Balkema, Rotterdam: 385-388.
- SCHALAMUK, I.B.; ZUBIA, M.; GENINI, A.; FERNANDEZ, R.R. (1997): Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geol. Rev.*, **12**: 173-186.
- SRUOGA, P. (1989): *Estudio petrológico del Plateau Ignimbrítico jurásico a los 47° 30' de lat. sur*. Tesis Doctoral (inédito). Univ.Nac.La Plata. ___ págs.
- STIPANICIC, P. & REIG, A.O. (1957): El Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina y su fauna de anuros. *Acta Geol. Lilloana*, **1**: 185-297. Tucumán.

- THOMPSON, R. N. (1982): British Tertiary volcanic province. *Scottish J. Sci.*, **18**: 49-107.
- VARELA, R., PEZUCCHI, H., GENINI, A. & ZUBIA, M. (1991): Dataciones en el Jurásico inferior de rocas magmáticas del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Rev. Asoc. Geol. Argentina*, **46**: 257-262.
- VENING MEINESZ, F.A. (1947): Shear patterns of the Earth crust. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **28** (1): 1-61.
- WILLIAMS, H. (1941): Calderas and their origin. *Publ. Geol. Sci., Univ. California*, **25**: 239-346. Berkeley.
