

REVISTA  
DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

---

Tomo VIII

Enero de 1953

Nº 1

---

LOS PERIODOS ERUPTIVOS EN LA PUNA DE ATACAMA

POR CÉSAR R. VILELA

---

RESUMEN

En la región considerada hay rasgos geológicos interesantes. Aparecen rocas metamórficas (Proterozoico), cristalinas (Granito y rocas afines), sedimentarias (Estratos de Pirgita o « Areniscas Inferiores », Horizonte Calcáreo Dolomítico, Estratos del Cerro Morado, Estratos Calchaqueños y Cuaternario) y eruptivas (Dacitas y tobas de dacita viejas, Andesitas y tobas de andesita, Dacitas y tobas de dacita nuevas y Basalto).

Se efectúan consideraciones de orden cronológico relacionados con todos los tipos de rocas mencionadas, haciendo especial hincapié en el caso de las eruptivas, para lo cual se trae a colación los elementos de juicio resultantes de la observación propia en la región estudiada y los que se extraen de las investigaciones realizadas por geólogos que estudiaron la Puna y sus contrafuertes orientales.

Se consignan también algunas observaciones referentes a los distintos efectos de acción tectónica que movimientos de esa índole dejaron en las acumulaciones de material eruptivo de la Puna.

INTRODUCCIÓN

Como es sabido, un rasgo saliente en la geología de la altiplanicie puneña es la gran distribución horizontal y potencia en sentido vertical, que alcanzan las rocas eruptivas.

Catalano (8) en su mapa geológico, si bien poco detallado y muy generalizado (consigna « Volcánicas terciarias » y « Volcánicas cuaternarias ») corrobora la aseveración precedente mostrando la enorme superficie que ocupa en especial la serie eruptiva que aquel autor asigna al Cenozoico.

Grandes espesores de rocas piroclásticas han sepultado sedimentos de edad diversa (los más antiguos son referidos al Triásico y los más nuevos al Holoceno); han cubierto también a las rocas graníticas del gran plutón, y a las que componen el complejo semimetamórfico de edad proterozoica.

Considerando que la Puna es una superficie tan extensa y tan interesante desde el punto de vista de la geología, es muy poco lo que se ha escrito sobre ella; de todas las referencias bibliográficas la mayor parte se refieren a sus condiciones mineras, que desde mucho tiempo atrás han llamado la atención por su riqueza.

Circunscribiendo las citas a los geólogos que se han ocupado de la Puna, considerando su estratigrafía, tectónica, historia geológica o geomorfología, veremos que el número de los mismos se reduce mucho.

Penck (16) en 1920 dió a conocer sus estudios sobre volcanes y rocas eruptivas realizados en el extremo S de la Puna, es decir, en el territorio que actualmente pertenece a la provincia de Catamarca.

Catalano (8) efectuó un relevamiento con carácter de reconocimiento rápido, donde consigna en forma general los rasgos geológicos de toda la Puna Argentina.

También Hausen (11) realizó un estudio de productos de erupción en base a muestras de la colección del profesor Wetzell de Kiel, Alemania, a las observaciones del autor en su visita al altiplano, y a revisión de la literatura existente al respecto.

Cuando Ahlfeld (2) escribió su *Geología de Bolivia* incluyó en el mapa geológico dos tipos de rocas eruptivas (ácidas y básicas) cuya distribución se representa en manchas, como diseminadas en el amplio ambiente del Altiplano de Bolivia, indicando que la mayor parte del mismo aparece aún geológicamente inexplorado.

Recientemente Vilela (23) en sus trabajos de relevamiento de la Hoja 6c «San Antonio de los Cobres» efectuó un carteo más o menos detallado de los 5400 km que comprende la hoja mencionada, haciendo el estudio geográfico y geológico pertinente.

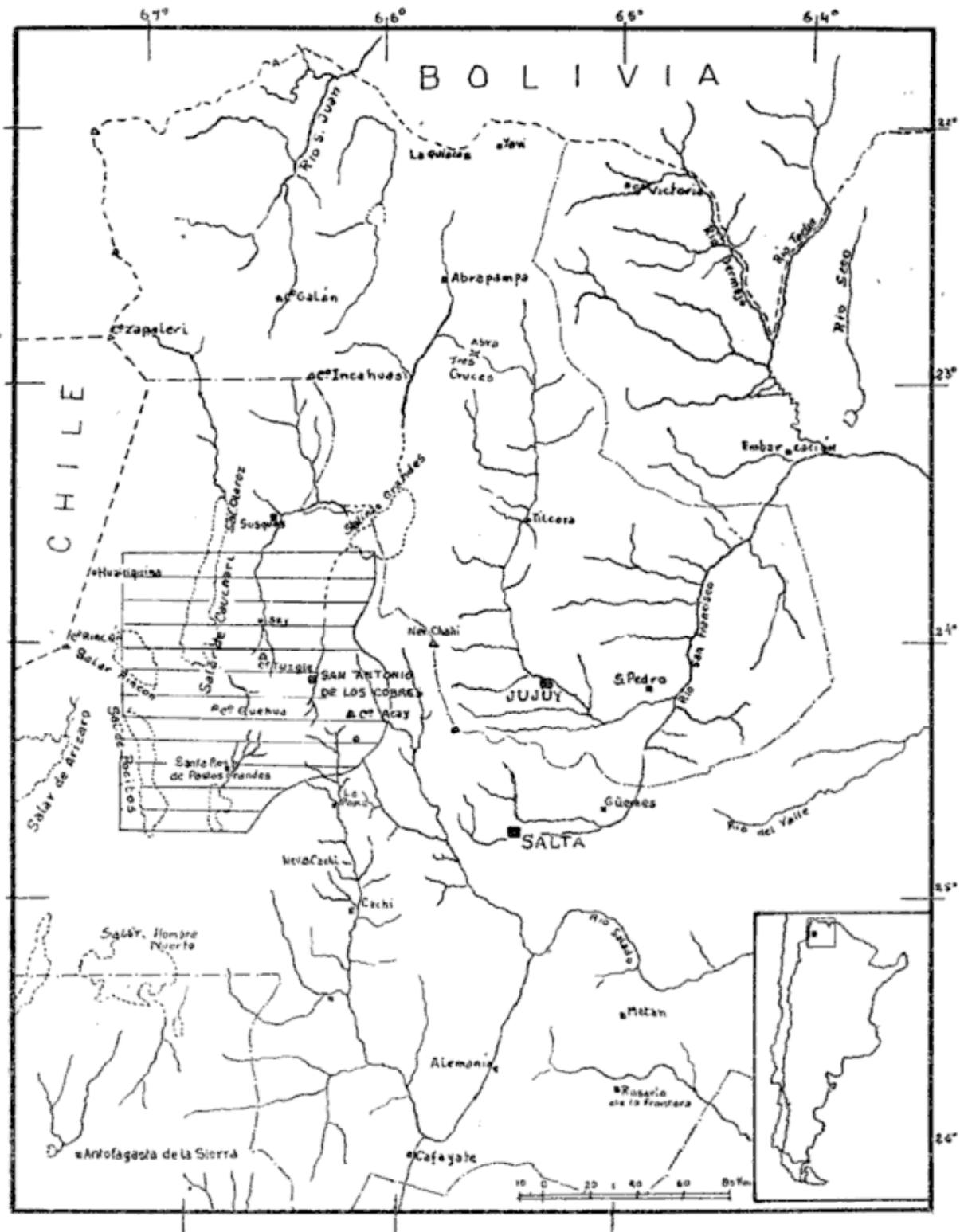
Los propósitos de este trabajo son los de dar una idea de la edad de las etapas de erupción, de las rocas que caracterizan a cada una, del modo de yacer de las mismas y de la forma en que han sido afectadas por la acción tectónica.

La tarea presenta dificultades debidas en especial a la escasez de elementos de juicio necesarios para la resolución de los problemas cronológicos.

Para establecer correlaciones estratigráficas echóse mano a investigaciones efectuadas en lugares bastante alejados, que hacen que las comparaciones sean poco seguras.

Este trabajo es resumen de otro efectuado por cuenta de la Dirección Nacional de Minería. El autor agradece a Subsecretaría de Energía y Minería la autorización para publicarlo.

El área a la cual se refiere el trabajo está comprendida en un rectángulo cuyos vértices son : las Salinas Grandes de Jujuy, caseríos de Catua, Salar de Pocitos y alrededores del Salar de Pastos Grandes.



Croquis de ubicación

## DATOS ESTRATIGRÁFICOS

Para ilustrar mejor el presente capítulo se inserta seguidamente un cuadro estratigráfico, incluyendo en el mismo los acontecimientos diastróficos de importancia.

Varios son los términos que en el cuadro no tienen una ubicación cronológica conocida con certeza. En el caso de esa serie sedimentaria que se ha llamado « Estratos del Cerro Morado » la situación es más difícil aún, pues sólo se los puede ver en relación con los depósitos terciarios del Calchaqueño, es decir, debajo de ellos y separados por una discordancia angular, pero no se tiene información precisa, basada en conceptos sólidos que ayuden a establecer qué lugar del cuadro estratigráfico ocupan por debajo del Calchaqueño. En este caso como en algunos otros, es necesario apelar a recursos menos seguros para asignar a las formaciones su lugar en la sucesión. Queda dicho, pues, que se trabajará por lo menos en lo que al factor cronológico se refiere, con un margen de inseguridad más grande del que sería de desear.

A) PROTEROZOICO. — *Complejo metamórfico.* — El complejo metamórfico de la Puna no se diferencia en realidad de aquel que aflora más allá del borde oriental de la altiplanicie, en la zona de Sierras de Salta, Jujuy, Tucumán y Catamarca por lo que sería redundante consignar aquí la descripción de sus filitas, cuarcitas, grauvacas, pizarras y areniscas que lo componen. La semejanza se extiende también a la textura de estas rocas intensamente afectadas por la compresión y cruzadas por numerosas venas de cuarzo posterior portadoras frecuentemente de minerales metalíferos.

Las rocas metamórficas a que se hace referencia aparecen con gran distribución, en especial en el este de la Puna, formando altos cerros que determinan su borde (Cerro Acay, Barbarito, Cachi) y extendiéndose hacia el Poniente donde aparecen semicubiertas por productos de efusión y por sedimentos modernos de aluvión.

En algunos casos (Cerro Tuzgle, Cerro Quehua) forman el zócalo de volcanes, y sus rocas, casi totalmente sepultadas debajo de las corrientes lávicas o mantos de ceniza, son puestas al descubierto en reducidos asomos, por las aguas superficiales al excavar los valles.

*El granito y rocas afines.* — En los contrafuertes orientales de la Puna (Cerro Chañi, cabeceras de la Quebrada del Toro, región de Cachi) y en el mismo ambiente de la altiplanicie aparecen extensos afloramientos de rocas graníticas que pertenecen presumiblemente a un mismo gran plutón, cuya cubierta, formada por rocas metamórficas proterozoicas ha

Edad		Formación
Cuaternario		Evaporitas Coladas basálticas Aluviones no terrazados y conos de deyección
		Leves movimientos de ascenso (mov. póstumos)
		Aluviones terrazados Calcáreos travertínicos hidatogénicos Dacitas y tobas de dacita nuevas
		<i>Discordancia</i>
Terciario	Plioceno Medio y Superior	Primera etapa del mov. principal de la 3ª Fase  Punense Andesitas y tobas de andesita
	<i>Discordancia</i>	
	Plioceno Inferior	Prefase de la 3ª Fase tectónica
	Mioceno Superior	Dacitas y tobas de dacita viejas Estratos Calchaqueños
	<i>Discordancia</i>	
Mioceno Inferior	Segunda fase tectónica	
Eoceno ?		? Estratos del Cerro Morado
		<i>Discordancia</i>
Mesozoico	Cretácico y Jurásico	<i>Hiatus</i>
	Triásico Superior o Liásico Inferior ?	Horizonte Calcáreo Dolomítico
	<i>Concordancia ?</i>	
Triásico	Estratos de Pirgüa (« Areniscas Inferiores »)	
Paleozoico		<i>Hiatus</i>
		<i>Discordancia</i>
Proterozoico		I. Granito y rocas afines II. Complejo metamórfico

sido desmantelada por el prolongado proceso de desgaste que soportó desde los tiempos precámbricos.

La parte del mismo que nos interesa, esto es, aquellos afloramientos situados al W del borde oriental puneño, aparecen siguiendo un trazado a grandes rasgos paralelo al borde mencionado, y asomando de entre una cubierta de rocas volcánicas, que alcanzan a ocultarlo en proporción respetable.

Es de hacer notar que los reconocimientos geológicos efectuados no muestran que haya afloramientos de granito en posición más occidental que el mencionado. Así resulta de la observación de los mapas de Catalano (8), Sgrosso (18), Ahlfeld (2) para las regiones que han estudiado y que cubren en total casi toda el área de la Puna.

No hay dudas con respecto a la edad de este plutón granítico. Keidel (14, 112) consigna que en las cabeceras de la Quebrada del Toro, las capas de euarcitas rosadas y rojizas con *Scolithus* referidas al Cámbrico se encuentran apoyadas sobre una superficie granítica allanada, a no dudarlo, por la acción abrasiva de las olas de los mares cámbricos. En otros asomos no lejanos, el mismo autor refiere igual fenómeno pero interviniendo estratos ordovícicos del Tremadociano (13, fig. 8). Estas relaciones tan claras no aparecen por cierto al W del borde puneño, pues como es sabido los mares de distintos períodos, en sus transgresiones no alcanzaron a superar los límites del macizo elevado.

En la forma anotada se deja establecido, sin asomo de dudas, la edad precámbrica de la intrusión granítica, debiéndose expresar de paso, que en toda la gran altiplanicie que nos ocupa es la única invasión magmática de envergadura, pues las que ocurrieron posteriormente cerca de sus bordes son exclusivas de las sierras pampeanas (Aconquija, Famatina, etc.).

Es indudable que Sgrosso (18, 25 y 26) no poseía la información aportada por Keidel con respecto a la edad del granito. Compara al granito de la Sierra de Aguilar, que originó con su intrusión los grandes yacimientos de plomo, plata y zinc, con el granito del Chañi, acordando para ambos un carácter aplítico.

Cita la opinión de Groeber, con la cual concuerda, de que ambas masas intrusivas deben ser permotriásicas, y que deben relacionarse con las erupciones de la Cordillera Real de Bolivia y Perú, etc.

En lo que se refiere a los rasgos litológicos, el plutón de referencia muestra variaciones bastante notables. En partes es granito (regiones próximas a San Antonio de los Cobres), en otras es granodiorita (Quebrada Las Cuevas, en las proximidades de Santa Rosa de Tastil, y en la desembocadura de la Quebrada Tastil en la Quebrada del Toro); en algunas regiones al S de San Antonio de los Cobres hay zonas de migmatización con notables porfiroblastos de ortosa (« granito porfirico »

de Catalano, 8, 5) por ejemplo, en los afloramientos al S de la Vega de Acarzoque, en el Cerro Aspero y en el tramo medio de la Quebrada Tajamar; Catalano (8, 5) anota que estas líneas migmatizadas se observan en el granito que aflora desde Potrerillos hasta el Salar de Diablillos, pasando por el Salar Centenario, Pampa Ciénaga y Salar de Ratones.

Otras veces el granito tiene textura gneísica bastante notable como el que aparece al E de la Vega de Acarzoque, o en las proximidades del Salar de Diablillos (8, 5).

En varios lugares, pero más notablemente al ESE del Cerro Negro de Chorrillos, a unos 2 km de este volcán, se ven las rocas del complejo metamórfico de edad proterozoica en forma de remanentes de la cubierta que se superpone al plutón granítico. Las filitas, areniscas, etc., han sufrido efectos de termo-metamorfismo pasando a formar cornubianitas, cuarcitas, etc.

Estos remanentes de rocas proterozoicas son frecuentes sobre los afloramientos de granito, si bien salvo en el caso indicado, siempre ocupan pequeñas áreas, relativamente hundidas en la superficie del plutón.

Otros lugares próximos, al E del Cerro Tuzgle por ejemplo, nos muestran al complejo proterozoico cubriendo aún al granito, es decir, que el desgaste erosivo no alcanzó a eliminarlos totalmente.

Se advierte pues que la acción de los agentes exógenos no ha pasado en el mejor de los casos de la superficie superior original del plutón, eliminando su cubierta, pero sin afectar al granito más que levemente, excavando valles poco profundos a favor de sistemas de fisuras de primera magnitud (Quebradas Quebuyacu, Rupasca, Remate).

Más adelante se volverá sobre este asunto, sin duda de interés, por las interpretaciones que pueden surgir de los hechos consignados.

Los efectos tectónicos más evidentes en el ambiente de granito se presentan bajo la forma de un sistema de fracturas, de rumbo meridional, y cuyos planos inclinan unos 87° al E. Como ya se ha dicho, algunas de esas líneas son aprovechadas por las aguas para excavar sus valles.

B) MESOZOICO. — *Estratos de Pirgüa*. (« Areniscas Inferiores »). — Las mal llamadas « Areniscas Inferiores » aparecen en el ambiente de la Puna y también más allá del borde oriental de ésta. En el primer caso vemos sus afloramientos rellenoando los valles tectónicos que unidos en sus cabeceras por el abra del Charco, se extienden por el borde occidental de la Sierra de San Antonio; también afloran en el tramo medio de la Quebrada del Cajón, en el abra de San Marcos y aparece con pequeños asomos en las proximidades de la Mina Concordia (23, mapa geológico). Las características de su litología se describen en un perfil analítico incluido en un trabajo anterior (21; 104).

Hacia el este, fuera ya de la Puna y rellenoando el « graben » del valle

Calchaquí, aparecen también estos estratos. El aspecto de los depósitos es similar en las dos áreas de afloramientos, y más aún, en todos los casos se presentan como material de relleno de valles. Por lo menos dos de ellos, Valle Calchaquí y valles del Charco-Polvorillas, no son otra cosa que fosas tectónicas alargadas. En los restantes, las capas psefiticas a que se hace referencia asoman entre rocas piroclásticas (andesitas y dacitas) por lo que no es posible determinar la presencia de fallas. Es digno de hacerse notar el hecho de que el límite occidental del ambiente de rocas metamórficas que constituye la Sierra de San Antonio (23, mapa geológico) está marcado precisamente por fallas que han formado el « graben », intermedio entre complejo metamórfico y granito. Pues bien, prolongando el examen del mapa hacia el S más allá de la Vega de Acarzoque, donde la relación granito-complejo metamórfico aparece en buena medida sepultada bajo mantos piroclásticos bastante potentes, hay un asomo de los Estratos de Pirgüa, también en su valle (Quebrada del Cajón) y en porción intermedia entre los dos componentes del Proterozoico. Sería lícito inferir con precauciones debidas, la existencia de un « graben », que no sería sino la prolongación de los que aparecen más al Norte.

Por lo que respecta a la edad de estos sedimentos, no se incluirá aquí la serie de argumentaciones que se encuentran en la bibliografía. Concordando con la mayoría de los autores se lo asigna al Triásico.

*Horizonte Calcáreo Dolomítico.* — En trabajos anteriores (21, 104 y 22, 42) se dan descripciones de esta formación ya sea fuera del ambiente puneño y dentro de él.

Son muy conocidas las polémicas acerca de la edad de las capas de referencia; los estudios detallados a que se ha sometido a los afloramientos que hay a lo largo del Valle Calchaquí y en la Quebrada del Charco, aportan como detalle interesante el hecho siguiente: en ningún caso se advierte entre el Horizonte Calcáreo Dolomítico y el Triásico infrastante, discordancia alguna; más aún, en los afloramientos de la Quebrada del Charco al NW de San Antonio de los Cobres parece que hay entre ambas formaciones transición litológica (21, 106).

C) CENOZOICO. — *Estratos del Cerro Morado.* — La cadena orográfica que partiendo desde las proximidades de Tocomar hacia el N se prolonga paralelamente al borde oriental del salar de Cauchari-Olaroz, está compuesta en buena proporción por estratos de muy dudosa ubicación cronológica, que llamaremos Estratos del Cerro Morado. El resto de aquella elevación, con más precisión su faldeo occidental, se halla constituido por sedimentos referidos al Calchaqueño.

La composición de las capas del Cerro Morado muestra en el tercio más bajo de la formación un predominio de conglomerados poligénicos,

producto al parecer de arrastre relativamente corto, a juzgar por las crestas angulosas que poseen. Hay entre ellos trozos de pizarras, grauwacas, cuarcitas y areniscas, como así también algunas rocas graníticas. El tamaño de estos elementos varía entre 0,04 y 0,08 m.

Aparecen cementados, no siempre con firmeza, por una arenisca algo arcillosa, fina, rojiza, rosada o amarillenta, que ocasionalmente constituye por sí sola capas intercalares delgadas.

Los dos tercios más altos de esta formación difieren notablemente del ya descrito. En éstos hay un predominio neto de areniscas arcillosas y tuftas, finas, grises oscuras o claras, verde oliva con tonos morados o vinosos.

Algunas capas intercalares de areniscas con poco tenor arcilloso o cinerítico aparecen sobresaliendo en el paisaje gracias a su dureza.

Entre las tuftas y areniscas arcillosas finas hay contenidos innumerables restos de plantas, pero lamentablemente todos los que se hallaron en la búsqueda que no fué muy larga, resultaron indeterminables. Presumiblemente una búsqueda prolongada tendrá éxito.

Las consideraciones sobre el origen de los estratos descritos, y a estar de las observaciones realizadas, llevan a la conclusión de que el tercio más bajo es de indudable carácter terrestre, que difiere de las porciones superiores a las cuales cabía acordarles un origen terrestre pero sedimentadas en un tranquilo ambiente de cuencas, con buena selección y estratificación.

Son escasos los indicios a los que se puede echar mano para expresarse sobre la edad de los Estratos del Cerro Morado, hasta tanto se llegue a conclusiones precisas y definitivas en base al contenido fosilífero.

Las relaciones estratigráficas con depósitos de otra edad permiten establecer aproximadamente un límite superior en la escala de los tiempos geológicos. Se puede asegurar que son más viejos que el Calchaqueño suprayacente, y por lo tanto, que las « Dacitas y tobas de dacita viejas » y las « Andesitas y tobas de andesitas » que hacia el E aparecen cubriéndolos parcialmente.

No puede hacerse ninguna consideración respecto a su límite inferior toda vez que no afloran sus niveles basales.

Catalano (8, 11) tomó como base para asignar edad a estas capas los rumbos de plegamiento de los mismos que oscilan en el cuadrante N entre 30° al E y 30° al W, afirmando que tales direcciones son coincidentes con las que caracterizan al ciclo orogénico hercínico, acaecido al final del Carbonífero y durante el Pérmico. Con apoyo de esta idea consigna el mismo autor (*op. cit.*, 12) que los caracteres litológicos de estos estratos son similares a los de los estratos pérmicos.

Son numerosos los factores que se pueden citar para demostrar que

los argumentos de Catalano no son de mayor consistencia, ni aportan luz para la aclaración del problema.

La observación de campaña, insuficiente si se quiere, permite suponer que la edad de estos estratos es considerablemente menor que la que pretende asignarle Catalano. En el flanco occidental de la serranía, es decir, el que alcanza el Salar de Cauchari, los Estratos del Cerro Morado se ponen en contacto con los suprayacentes, Estratos Calchaqueños por medio de una ligera discordancia angular. Si aquellas capas fueran pérmicas faltarían en la sucesión normal, por lo menos, los Estratos de Pirgua (o « Areniscas Superiores ») y el Horizonte Calcáreo Dolomítico. Si estas dos formaciones aparecen en región no muy lejana, Quebrada del Charco, bastante desarrolladas, es difícil suponer que en el Cerro Morado no se hayan sedimentado, o que hayan sido erosionadas previamente a la sedimentación del Calchaqueño.

Más sencillo es considerar a las capas a que hacemos referencia como de edad post-triásicas, es decir, posteriores a las formaciones que no aparecen aflorando sobre esta formación en la sucesión normal.

De manera que dejando expresa constancia del carácter precario de esta solución, basada como se ve, en factores poco consistentes podríase limitar la edad de los Estratos del Cerro Morado al lapso comprendido entre la sedimentación del Horizonte Calcáreo Dolomítico que presumiblemente tuvo lugar a fines del Triásico y el Mioceno Superior (edad de los Estratos Calchaqueños).

Pero, desarrollando las argumentaciones en el mismo campo de probabilidades, algunos autores que en Bolivia han descrito depósitos plantíferos similares, nos permiten precisar algo más.

En el cerro Rico de Potosí, situado junto a la ciudad de Potosí, en la ladera occidental del mismo, y superponiéndose a estratos ordovícicos plegados (2, fig. 58) aparecen estratos plantíferos neoterciarios, también muy plegados, y en los socavones de las mismas que horadan el cerro, aparecen como yacente de la serie dacítica.

Estos estratos con fósiles vegetales son tufitas finas, pelíticas, que se habrían originado en una cuenca cerrada con intervención de las aguas corrientes. Poseen color ceniciento y se exfolian en capitas finas.

E. W. Berry (4 y 5) describió esta flora en una monografía en la que menciona casi cien especies, muchas de las cuales son comunes con la flora de Corocoro, descrita por Berry y Singewald, quedando demostrada la existencia de facies sincrónicas entre ambas formaciones.

Según Berry (1917) la flora sería de edad pliocena, opinión que no comparten Steimann ni Koslowsky.

Aquél (19, 301) dice, al referirse al problema de la edad de intrusiones graníticas terciarias que : « El ya mencionado ejemplo del Cerro de Potosí donde la dacita portadora de mineral es aparentemente más joven

que los sedimentos plegados con plantas del Neogeno inferior, nos enseña que tales intrusiones...» Sin embargo, el mismo autor no descarta la posibilidad de que esas tufitas fosilíferas sean del Mioceno u Oligoceno Superior.

Koslowsky (15, 15 a 61) afirma que la formación de referencia es posterior a la fase orogénica principal del Mioceno, es decir, que corresponderían al Mioceno Superior.

Ahlfeld (2, 195) considera que lo más probable es que las plantas de Potosí sean del Mioceno Inferior.

Los antecedentes bibliográficos consignados permiten establecer mucha similitud entre los estratos del Cerro Rico de Potosí y los del Cerro Morado por lo menos en los siguientes puntos :

- a) La descripción petrográfica es coincidente ;
- b) Las relaciones estratigráficas concuerdan por lo menos en cuanto a la relación con las dacitas viejas, a las cuales anteceden ;
- c) Las conclusiones de los autores citados basadas en el firme argumento de la flora fósil son en algunos casos similares a la que resultó de nuestro estudio.

De todas maneras queda pendiente de solución definitiva el problema aquí mencionado. Mientras tanto, con las dudas consiguientes ubicaremos a estos estratos entre el Eoceno y el Mioceno Superior, es decir, antes de la segunda Fase tectónica.

*Estratos Calchaqueños.* — Se encuentran en un extenso afloramiento paralelo al borde oriental del Salar de Cauchari-Olaroz, en el faldeo noroccidental del cerro Quehua y en asomos espaciados en los faldeos de las serranías que flanquean por el oriente al Salar de Pocitos.

Están compuestos por areniscas arcillosas rosadas, rojizas o amarillentas, muscovíticas, finas, ocasionalmente calcáreas, casi siempre con entrecruzamiento marcado. Entre ellas se intercalan areniscas de colores más claros, blanquecino-amarillentas, a veces calcáreas, siempre con escaso contenido arcilloso, por lo que forman capas bastante consistentes.

Los niveles superiores de la formación son frecuentemente tufitas que cementan conglomerados finos o areniscas gruesas a medianas. En la composición de las tufitas aparecen trozos de roca piroclástica de un tamaño suficientemente grande como para identificarla como toba de dacita, y dacitas a menudo hornblendíferas.

El yeso es frecuente en todo el espesor de la formación.

Como intercalaciones bien definidas en forma de bancos de 0,60 a 1 m, aparecen tobas de dacita grisáceas claras y oscuras o verdosas.

Además, en los niveles inferiores hay sedimentos lacustres de distribución reducida, compuestos por : areniscas arcillosas, rojas y moradas, finas; arcillas mostrando sedimentación típica, con las variaciones anuales o estacionales, de color castaño y rojizo castaño, duras.

Una de estas cuencas lacustres se puede observar bien en la quebrada que, desde el Abra de Lari desciende hacia el WSW, en la margen izquierda de la misma, corto trecho aguas abajo del contacto Estratos del Cerro Morado. Estratos Calchaqueños, es decir, en los niveles inferiores de esta última formación.

Si bien no se han efectuado búsquedas suficientemente determinadas en las capas calchaqueñas, no se han hallado fósiles que faciliten la asignación de edad.

Son dos solamente los elementos de juicio de que se dispone para ubicarlos cronológicamente: la discordancia que los separa de los sedimentos infrayacentes y las dacitas que forman parte de las capas psefiticas-psammíticas del tercio superior.

En lo que se refiere a la discordancia erosiva y angular que aparece en su base la hemos homologado con la segunda fase andina.

Bodenbender (6, 461) afirma que « la formación de las cuencas calchaqueñas caracterizadas por fósiles en su piso inferior, se ha efectuado después de un período de erosión del Famatinense..., correspondiendo al principio de la formación al primer movimiento andino de Keidel ».

Para que se pueda completar este cuadro, faltaría en nuestro caso el hallazgo fosilífero. Pero el mismo Bodenbender (*op. cit.*, 406) se apresura a afirmar que la sedimentación en las cuencas ha sido variada pudiendo faltar los fósiles.

La presencia de dacitas y tobas de dacita en algunos niveles altos del Calchaqueño de la Puna es un buen punto de comparación con sedimentos que bajo el mismo nombre se han estudiado más allá del borde oriental de este macizo elevado.

Ese hecho relaciona a estas capas con las efusiones dacíticas, cosa que se hará al estudiar cronológicamente los períodos eruptivos.

*Dacitas y tobas de dacita viejas.* — Las rocas eruptivas consideradas bajo este rubro tienen gran distribución en la Puna, como resultado del examen de los mapas geológicos publicados, que ya se han citado en este trabajo.

Catalano (8, Mapa Geol.) las consigna en conjunto con otras efusiones cenozoicas bajo el título de « Volcanismo terciario »; en cambio, Sgrosso (18, Mapa Geol.) menciona « Rocas dacíticas » (Mioceno-plioceno); por su parte, Ahlfeld (2, Mapa Geol.) también las atribuye al plioceno pues figura en su mapa: « Rocas efusivas pliocenas liparíticas o dacíticas ».

Al hacer la consideración de los problemas cronológicos se volverá sobre estas discrepancias acerca de la edad.

Limitando la atención a la zona a que se refiere la presente nota se advierte también que las dacitas y sus tobas cubren un área extensa. En parte aparecen descubiertas, sin superposición de otras rocas: cerro Verde, cerro Barreal, cerro Tuzgle, faldeo septentrional del cerro Quehua

y otros lugares de menor extensión. Pero también hay áreas donde sus depósitos aparecen sepultados bajo espesos mantos efusivos de etapa posterior. Tales son los casos que pueden verse en el Cerro Agua Caliente y especialmente en el cordón Azufre-Quehua donde se advierte claramente la superposición de las dos efusiones: dacítica y andesítica.

A su vez las dacitas y tobas de dacita cubren rocas del plutón granítico (cerros al Sur de la Vega de Acarzoque); rocas semimetamórficas proterozoicas (serranía de Barreal, cerros que circundan a Santa Rosa de Pastos Grandes, etc.) rocas sedimentarias (estratos del Cerro Morado al W del Cerro Tuzgle, Calchaqueño al S de Cauchari y en la serranía de Barreal) y también integran en parte los depósitos del terciario superior de los Estratos Calchaqueños puesto que como veremos más adelante, presumiblemente su efusión coincidió con la deposición de estos niveles de la mencionada formación terciaria.

Las numerosas muestras coleccionadas por el autor fueron estudiadas por el sistema de «determinación a grano suelto» en los laboratorios de la Dirección Nacional de Minería. De este estudio se desprende que la composición litológica de las «Dacitas y Tobas de dacita viejas» presentan ligeras variaciones de lugar a lugar (21, 104-107).

*Andesitas y tobas de andesita.* — Este tipo de rocas cubre enormes extensiones de la superficie puneña, con sus depósitos continuos y potentes. Las más grandes alturas de la región están construídas en buena medida por las rocas de esta formación. Así lo demuestran el Llullaillaco, volcán andesítico con cerca de 7000 m, Socompa, de algo más de 6000 m y en la zona considerada, el Nevado de Pastos Grandes, con tres picos de 5620, 5700 y 6160 m (Cerro Quehua). Hay además infinidad de ejemplos que corroboran la afirmación.

Lógicamente, la razón de ser del hecho mencionado está en que esos cerros, todos volcanes de ceniza y lava han producido efusiones de gran cantidad de material semifluido, del cual una cierta proporción se consolidaba en el mismo aparato de erupción, en capas sucesivas, y así aquél fué ganando en altura. La acción gléptica aún no ha tenido el tiempo suficiente para desgastarlos.

Granito, complejo semimetamórfico proterozoico, rocas sedimentarias de distinta edad y efusivas del período dacítico asoman de entre sus mantos que cubren la Cuesta del Acay, el Cerro Barbarito (o Saladillo); forman la cuesta del Cerro Verde, aparecen en una región al NE del Abra del Gallo y forman la cubierta de lava y cenizas más alta del Nevado de Pastos Grandes, formando sus laderas y cresta. Además son también andesíticos los cerros Pocitos, del Medio y Tul-Tul.

El modelado erosivo ha excavado en estos mantos, profundos valles, algunos de los cuales han cortado todo el espesor de las andesitas para

alcanzar las capas infrastantes, como se observa en la Quebrada Vizcacheras, al norte de Pastos Grandes.

En lo que se refiere a la descripción petrográfica se consigna en un trabajo anterior (23, 104-107) una serie de análisis « en grano suelto » que muestra la composición de las andesitas y sus tobas guardando éstas gran similitud entre las muestras obtenidas.

*Punense.* — Sus afloramientos, siempre reducidos, aparecen dispersos en numerosos lugares de la puna, en orillas de salares, valles de ríos de cierta magnitud o cerca de vegas extensas, es decir, siempre en regiones de poca altura relativa. Así es que en la región que nos ocupa aparece en uno de los afluentes izquierdos de la Quebrada Llanaleri, situada a unos 20 km al W del Cerro Saladillo o Barbarito; en la región llana que hay junto al extremo septentrional de los cerros de la Quebrada Honda cerca del pequeño salar; en el borde oriental del salar del Rincón; en los alrededores de Santa Rosa de Pastos Grandes. También hay numerosísimos otros afloramientos más pequeños, de unos pocos metros de extensión.

Su composición litológica varía apenas de un asomo a otro. Son camadas conglomerádicas bien cementadas, con grosera estratificación con algunas intercalaciones delgadas de tobas gris blanquecina biotítica, de carácter andesítico.

Los componentes de los bancos psefíticos son filitas, cuarcitas, grauvacas y areniscas, es decir, son rocas que provienen del complejo semi-metamórfico de edad proterozoica, y también aparecen frecuentemente rodados de andesita.

El tamaño varía entre 2 mm y 12 cm, si bien el más frecuente es el que oscila alrededor de los 3 cm de diámetro. El color general de estos bancos es rosado, rosado claro o grisáceo, impuesto por el mátrix psamítico-psefítico, el cual como queda dicho, comprende areniscas, finas, medianas y gruesas, hasta rodados pequeños, que en conjunto reúnen a los de mayor tamaño. El mátrix en algunos lugares tiene más bien el carácter de tufita (arenisca gruesa feldespática y ceniza volcánica con horublanda) poco coherente. Este es el caso de los afloramientos que se encuentran en el borde del nacimiento del salar del Rincón.

En una sola área de afloramientos, cerca de Pastos Grandes, se puede observar la presencia, en forma de intercalaciones, de calcáreos limoníticos, que dan al conjunto el color amarillo característico.

En cuanto a relaciones estratigráficas, solamente un caso se puede citar como interesante, dado que sus afloramientos aparecen casi invariablemente aislados de otros depósitos sedimentarios.

En el borde oriental de la cuenca del Rincón, estos conglomerados con unos cuatro metros de espesor se superponen en ligera discordancia de erosión a areniscas rojas, finas, arcillosas, terciarias (Calchaqueño).

Este elemento es importante para considerar la edad del Punense pero inmediatamente salta a la vista una dificultad que no es otra que valorar con exactitud el lapso que corresponde al período de erosión y además ubicarlo en la escala cronológica.

Las observaciones realizadas en el ambiente de la Puna no son como se ve suficientes para aportar información valedera en la discusión del problema de la edad del Punense. De tal manera, es necesario remitirse a los antecedentes bibliográficos y aceptar las conclusiones de los geólogos que en la región de montaña que circunda el borde puneño han revisado cuidadosamente los afloramientos. Resulta así que el Punense debe ser ubicado sin discusión en el Terciario, si bien esas discusiones surgen al considerarse con más precisión a qué fecha del Terciario debe ser asignado.

Si se acepta que los Estratos Calchaqueños infrayacentes están comprendidos en el Mioceno Superior, debemos estimar que la discordancia que afecta a su techo corresponde a la prefase de la tercera fase tectónica. Como veremos más adelante, es posible que la etapa correspondiente a la sedimentación del Araucaniano haya estado reemplazada en la Puna por un lapso de efusión andesítica.

El Punense se habría sedimentado al finalizar este período eruptivo, culminando su deposición al tener lugar la primera etapa del movimiento principal de la 3ª Fase tectónica andina. Así se explicaría por qué los depósitos del Punense en muchos lugares de la Puna se encuentran intensamente plegados, en tal forma que a veces se observa amasamiento (p. ej. cerca de Pastos Grandes).

En resumen el Punense debería ser referido al Plioceno quizá superior o medio pero no más antiguo.

Bodenbender (6, 422) consigna que estos estratos están depositados encima de su Calchaqueño superior (equivalente al «obere Punaschichten de Penck», «estratos de las cuencas» de Rassmuss, «Araucaniano» de Doering y Ameghino) y acerca de cuya edad nunca se expidió claramente en ninguno de sus trabajos, apareciendo en las alturas de las actuales cadenas meridionales de la Puna sobre un plano casi llano de denudación, que él llama «tronco de Puna», resultante de procesos de denudación que atribuye a lo que él llama «primer movimiento».

Este autor coincide en sus afirmaciones con los hechos que hemos consignado, pero no hay semejante acuerdo con otros geólogos. Así es que Groeber (10, 500) citado por Frenguelli, discrepa con esas ideas al colocar un plano de denudación en la base del Araucaniano, esto es, en el límite mio-plioceno, y haciendo un solo ciclo sedimentario con el Araucaniano y el Punense, que alcanza el límite plio-pleistoceno, al ocurrir la primera etapa del movimiento principal de la tercera fase tectónica andina.

Del concepto de Frenguelli y Groeber resulta que el Punense debe ser colocado en el Plioceno más alto.

D) CUATERNARIO. — La sedimentación cuaternaria en la Puna ofrece un aspecto particularmente heterogéneo. En la superficie relativamente reducida que consideramos se encuentran depósitos de variado origen, pues los hay volcánicos, clásticos y químicos.

*Dacitas y tobas de dacita nuevas.* — Se las encuentra ocupando una región ubicada al norte del cerro Tuzgle. En sentido meridional se extienden desde la parte inferior de la ladera abrupta de este cerro hasta el lugar denominado El Bolsón, y su ancho está comprendido entre el curso de la quebrada de Castillo y los cerros graníticos que flanquean por el oeste a la quebrada del Charco.

El área ocupada por estos productos volcánicos es de aspecto simple: una extensa semillanura con suave pendiente hacia el norte, y surcada por los valles encajonados de grandes y pequeñas quebradas que forman parte del abanico imbrífero que concurre a las cercanías de los case-ríos de Sey.

A este espacio, sumamente reducido dentro de los ámbitos de la región estudiada queda restringida la ubicación de las rocas del epígrafe.

El examen bibliográfico nos muestra pocas referencias dedicadas a depósitos de esta naturaleza, en especial en lo que al territorio argentino se refiere, pudiéndose quizá encontrar la explicación en la escasa distribución de esta serie dacítica que sin duda la hace poco conspicua.

Más adelante se volverá sobre esta cuestión.

Las numerosas muestras de dacita examinadas indican para el área de referencia una homogeneidad litológica bastante grande, que podemos resumir consignando que se trata de ejemplares con abundantes fenocristales de plagioclasa, en menor cantidad cuarzo, biotita y hornblenda (este último componente a veces es relativamente abundante). La pasta hipocristalina está manchada por óxido de hierro.

En cuanto a las tobas, es representativa de todo el depósito una muestra obtenida cerca de la vertiente termal denominada « Aguas Calientes del Tuzgle » que mostró en la composición fenocristales de oligoclasa básica, cuarzo y biotita, con cemento hipocristalino manchado por óxido de hierro.

*Calcáreos travertínicos hidatogénicos.* — La génesis de estos depósitos tiene íntima relación con exhalaciones hidrotermales cuaternarias, representantes de la última fase del diastrofismo andino.

Las aguas con altas concentraciones salinas (principalmente  $\text{CO}_3\text{Ca}$ ) que retienen a favor de las condiciones de temperatura y presión, afloran perdiendo ambas condiciones y precipitando las sales que se acumulan cerca del punto de vertiente, formando depósitos tales como los de

Tocomar (1000 m de largo por 80-300 de ancho y con espesor visible de 15-18 m), Antuco (con 70 m de ancho por un largo no visible debido a la presencia de aluviones, y 12-15 m de espesor) y otros yacimientos de menor volumen.

Presentan estos depósitos una estratificación paralela homogénea y delgada, siendo el material, compuesto casi exclusivamente por carbonato de calcio, compacto y macizo, aunque a veces se presentan agregados calcáreos alrededor de donde había primitivamente un tallo vegetal. Las partes macizas, que se explotan para construcción presentan vetas coloreadas, debido a la presencia de óxidos.

Desde el punto de vista de su edad, habría que equiparar su fecha de origen a la de los aluviones terrazados, es decir, referirlos al cuaternario inferior, toda vez que también se presentan elevados o terrazados (Antuco y Tocomar). En cuanto a su límite superior es probable que aún hoy día, en pequeña escala, continúen formándose.

*Aluviones terrazados.* — Están bien representados en los alrededores de San Antonio de los Cobres y hacia el E del mismo punto donde adquieren amplia distribución. También se encuentran en los alrededores de la gran vega de Tocomar, en las proximades de Condorhuasi, y en otros numerosos puntos donde, con reducidos afloramientos, se distribuyen por todos los ámbitos de la Puna.

La composición litológica varía de lugar a lugar; cerca de San Antonio de los Cobres se ven espesas acumulaciones color ocre de areniscas arcillosas entrecruzadas o no, con intercalaciones de conglomerados y tobas volcánicas blanquecinas o tufitas gris blanquecinas. Están en disposición horizontal y el espesor estimado es de unos 12 m.

Cerca de Tocomar la composición de estos aluviones, varía algo: tienen cerca de 40 m de potencia y el perfil generalizado desde abajo muestra:

a) Cenizas gris claras, mostrando redeposición en la presencia de rodados de tamaño variable. 10 m de espesor.

b) Arenisca gris verdosa, fina, homogénea, friable, bien estratificada. Espesor: 20 m.

c) Similar a a). Espesor: 10 m.

En la vega de Tocomar sobre el cauce que pasa frente a El Corral hay aluvión cuaternario terrazado junto con restos de Cyperáceas y gramíneas que crecían en la vega, formando el conjunto un depósito del tipo de la turba, que allí tiene unos 7 m de potencia.

Esa « turba » así someramente descripta es común en los sedimentos cuaternarios que se encuentran formando terrazas en vegas y cauces de quebradas. A veces presentan intercalaciones tufáceas o tufíticas.

En otros depósitos de esta edad, por ejemplo al S del salar Blanca Lila y al pie de la falda occidental del cordón del Agua Salada hay

terrazas compuestas por : areniscas arcillosas rojas, finas, a veces yesíferas, areniscas arcillosas, gris claras, finas, calcáreas, arcillas amarillas y rojizas. Encima en una capita de 0,30 m de espesor hay concreciones silíceas de formas muy curiosas.

*Aluviones no terrazados y conos de deyección.* — Estos depósitos tienen gran distribución en esta región, y en especial en las áreas que circundan a los salares. En su composición intervienen en elevada cantidad partículas provenientes de la desagregación de las rocas volcánicas. Los componentes graníticos o del complejo metamórfico sólo aparecen en reducida proporción.

Por supuesto en estos sedimentos hay selección granulométrica que se advierte sin dificultad en los amplios conos de deyección al presentar éstos el paulatino aumento de tamaño desde el borde de los salares hasta el pie de los cerros circundantes. También las variaciones se hacen notar en los cauces fluviales que penetran y cortan esos abanicos de deyección ; aquéllos conducen más lejos los trozos medianos y grandes.

*Coladas basálticas.* — El basalto corresponde a la más moderna de las erupciones, y tiene distribución y alcance reducido. Aparece en la ladera meridional del Cerro Tuzgle (véase lám. I), en el Cerro Negro de Chorrillos y en el Cerro San Gerónimo. Además hay corrientes en la zona de drenaje atlántica, fuera ya del ambiente de puna, pero en su borde mismo. Son las que aparecen en el alto valle Calchaquí (región de Las Juntas) y también en las cercanías de los caseríos de La Poma.

La composición de esas rocas es similar en casi todos los casos. Una muestra de basalto amigdaloides de la pendiente septentrional del Cerro Negro de Chorrillos mostró la presencia de plagioclasas, piroxeno y escasa olivina. La pasta holocristalina está impregnada por óxido de hierro. En las amígdalas es notable la presencia de zeolitas.

Otra muestra proveniente de la corriente lávica del Cerro San Gerónimo, en la margen izquierda de la quebrada Tajamar contiene plagioclasa básica, piroxeno, olivina, clorita. La pasta es intersertal. También hay amígdalas rellenas por zeolitas.

Los basaltos del valle Calchaquí no difieren mayormente de éstos ya descritos. Una muestra obtenida frente a Saladillo, en el tramo superior del río posee una abundante cantidad de fenocristales de olivina y otros más pequeños y menos numerosos de clinopiroxeno. La pasta oscura, muy fina, se compone de tablillas de plagioclasa, granitos de magnetita y secciones alargadas, orientadas paralelamente de mineral fémico, totalmente sustituidas por óxido de hierro opaco. La roca se conserva fresca. Muchas de las venículas están rellenas por cuarzo.

*Evaporitas.* — En la región que se describe son numerosos los yacimientos de sales y boratos que formados en cuencas se distribuyen en

el paisaje puneño formando las típicas superficies especulares, a veces de amplitud muy grande.

Los salares de Cauchari, Pocitos y Rincón y la boratera de Antuco contienen sales diversas (bromuros, boratos, cloruros, cloratos, sulfatos, etc.) cuyo origen es el de las típicas evaporitas, es decir, que las aguas con altas concentraciones salinas llegan a esas cuencas, y allí se evaporan quedando las sales que a veces, por acumulación sucesiva alcanzan a espesores respetables.

Catalano se ha ocupado de estos yacimientos efectuando análisis de los mismos.

En sus determinaciones cuantitativas y cualitativas referidas al salar de Cauchari (7, 25) ha establecido la presencia de :

a) boratos: de calcio, de calcio y magnesio, de calcio y sodio, y de sodio.

b) Cloruro de sodio.

c) Sulfato de sodio-Sal de Gláuber.

d) Arcillas.

Hay también calcáreos y arenas.

El mismo autor (7, 97 y sigs.) agrega a su trabajo los datos obtenidos de las numerosas perforaciones efectuadas en ese salar, que alcanzaron hasta los cuatro metros de profundidad.

De acuerdo con sus estudios ha establecido una distribución de las sales en el perfil general de la cuenca. En términos generales los boratos, cloruros, generalmente con arenas, arcillas y restos vegetales se encuentran casi siempre hasta los dos metros de profundidad. Debajo aparecen arcillas, arenas, horizontes de yeso y de calcáreos.

De este salar se extrae especialmente borato, por métodos normales y se trabaja entre abril y noviembre. Hasta 1950 se producía 1000 toneladas por año aproximadamente. Parece que las existencias se van agotando.

El salar de Pocitos fué estudiado por Cordini (9, 56-85) quien afirma que primitivamente la sal más abundante en esa cuenca fué el cloruro de sodio, siguiéndole en orden de cantidad el carbonato de calcio, habiendo asimismo boratos de sodio y calcio. Posteriormente el contenido de la cuenca se había impurificado como consecuencia del aporte de sales relacionadas o resultantes de la actividad volcánica, que convirtieron a este salar en un salitral.

Como lo establece Cordini (9, lám. XVII) la distribución de los materiales de relleno, varía de lugar a lugar. Hay cloruro de sodio de calidad que varía de un área a otra; hay zonas con boratos; zonas con arenas muy finas (« Silt ») poco arcillosas o muy arcillosas y yeso alogénico; arena mediana hasta muy fina, con mucho yeso; tobas volcánicas; zonas con capas de calcáreo aragonítico.

En el centro de la depresión la costra salina no pudo ser atravesada por una perforación de 5 metros. Como es lógico, la potencia de esa sal se va reduciendo hacia los bordes en forma paulatina hasta desaparecer (9, lám. XVII).

Según ese autor la cuenca de Pocitos es una fosa tectónica. Señala en su figura 23 (9, 56) y en el block diagrama (9, lám. XVIII) sobre el borde oriental de la presente fosa tectónica, la presencia de fallas de alcance regional, presencia que al entender nuestro es altamente problemático e imposible de demostrar.

Con respecto al salar del Rincón, que en realidad es un salitral, pobre en material de evaporitas, las observaciones rápidas efectuadas permiten afirmar que hay predominio neto de cloruro de sodio aunque con impurezas en proporción considerable. No se posee datos sobre cantidad de sales y espesor de la costra salina.

Hay otros pequeños salares que se han observado, entre ellos algunos cerca de Condorhuasi y Puerta de Quirón, al E de Pocitos. Leves cubiertas salino-arcillosas tienen espesor que no sobrepasa de 0,50 m.

Resta ahora considerar la boratera de Antuco. Es una cuenca situada entre las estaciones de Tocomar y Olacapato, al N de la vía férrea que va desde San Antonio de los Cobres a Socompa.

Fué estudiada por Catalano (7, 35-57). La componen depósitos alcalino-térreos en forma de boratos, biboratos y bicarbonatos. Su origen, estudiado detenidamente por Catalano (*op. cit.*, 380) tiene estrecha relación con las efusiones termales y depósitos hidatogénicos situados en el extremo meridional de la cuenca.

De Antuco se ha extraído un total de 6136 toneladas de borato y el yacimiento se encuentra prácticamente agotado.

#### PROBLEMAS CRONOLÓGICOS EN RELACIÓN CON LOS PERÍODOS EFUSIVOS

A) GENERALIDADES. — Si bien numerosos autores deben, por la índole de sus trabajos, emitir opiniones sobre la cronología de las fases efusivas, en muchos casos, la mayoría de ellos no exponen los factores que los llevan a sustentar una opinión, pues consignan a secas el lugar que les asignan en la sucesión geológica. Tal conducta tiene su razón de ser en el hecho de que los factores a que aludimos son difíciles de obtener. La observación de campaña debe efectuarse en áreas muy extensas y distantes, realizando correlaciones a veces en un campo de dudas, arribándose por ende a resultados poco seguros.

Las argumentaciones que se traen a colación en este trabajo no escapan a aquellas limitaciones pero de alguna ayuda es la observación de

las condiciones de los mantos cineríticos y lávicos efectuadas en esa extensa área que tratamos y en la cual prevalece la mayor distribución del material eruptivo, por lo que se presta para un estudio de la naturaleza del que se intenta llevar a cabo. Las conclusiones obtenidas por diversos investigadores en las regiones del Famatina, Fiambalá, Santa María, etc., que Frenguelli (10, 502) ha resumido tan bien son utilísimas para establecer comparaciones.

B) LA EDAD DE LAS DACITAS Y TOBAS DE DACITA VIEJAS. — Es indudable que las «Dacitas y tobas de dacita viejas» corresponden en la franja peripuneña estudiada por Penck, Bodenbender, Rassmuss, Groeber y Frenguelli a depósitos especialmente cineríticos que representan facies distales de aquel período efusivo, si bien ya sea por una variante real en la composición de la roca o por diferencias de apreciación, pueden verse en las sucesiones estratigráficas otros nombres de eruptivas que «Dacitas y tobas de dacita». De tal manera es posible encontrar en los respectivos cuadros cronológicos establecidos por los autores mencionados a los miembros estratigráficos correlacionables (véase cuadro comparativo).

Estas rocas piroclásticas son los representantes más antiguos que, por lo menos en nuestra zona de estudio se han hallado. Tal afirmación parece ser valedera para toda la Puna pues otros autores, Ahlfeld, Sgrosso, Hausen, participan de igual opinión.

Como consigna W. Penck (según la traducción de Bodenbender, (6, 410) en el Calchaqueño, que lo ubica en el Terciario inferior, hacen su aparición en la región NW del país, en la columna estratigráfica las primeras rocas efusivas (andesitas, y «areniscas de toba andesítica»).

En el cuadro comparativo, que es el mismo que confeccionó Frenguelli (10, 502) con algunas pequeñas modificaciones y con el agregado de la sucesión estratigráfica de la altiplanicie puneña, se advierte que en el lapso comprendido entre el Mioceno superior y el Pleistoceno más bajo, las correlaciones entre las cronologías establecidas para regiones adyacentes a la Puna, que aquella de la Puna misma, se pueden hacer bastante bien, no así desde el Mioceno superior hacia abajo.

El hecho más notable de discrepancia es la mención de Bodenbender, Groeber y Frenguelli de efusiones durante el Eoceno, hecho que como hemos visto no concuerda con lo expuesto anteriormente. W. Penck reconoce tres etapas de movimientos orogénicos, que coinciden con la primera y segunda fase, y con la primera etapa del movimiento principal de la tercera fase de Groeber.

Hausen (11, 166) refiere las primeras erupciones de esta amplia región al Mioceno, asignándole los depósitos de dacitas micáceas y riodacitas de la Cordillera de Lipez, de Bolivia y Argentina, y que las considera contemporánea con rocas volcánicas de naturaleza parecida, que forman

espesos depósitos en territorio chileno. Citando a Wetzel, este autor consigna el hecho de que esta formación efusiva que llama «Liparite Formation» sirve de base a acumulaciones volcánicas más jóvenes (esta disposición se puede ver en el Mapa Geológico en la región del Nevado de Pastos Grandes).

Sgrosso (18, 26-27 y Mapa Geológico) en el capítulo «Rocas efusivas» y en su mapa geológico considera a las «Dacitas» como abarcando un lapso que comenzó en el Mioceno y se continuó hasta el Pleistoceno. Es de hacer notar sin embargo, que bajo esa designación aquel autor comprende a rocas de distinta composición (dacitas, andesitas, basaltos, etc.) y evidentemente pertenecientes a diferentes ataques de efusión.

En cambio Ahlfeld (3, 136) comprobó que «la fase magmática del Mioceno está separada de la del Plioceno por una importante discordancia de erosión. Los tifones miocenos se distinguen de los volcanitos posteriores por las siguientes características: «están fuertemente erosionados, faltando por completo indicios sobre ubicación de sus cráteres y conductos; lavas y tobas existen, generalmente en pequeños restos».

Las primeras rocas efusivas que menciona las sitúa en su Calchaqueño superior y son andesitas hornblendíferas que refiere al «unteres Tertiär». Como se ve en el cuadro, Penck consideraba a su Calchaqueño como del Terciario inferior, situado debajo del primer movimiento tectónico o «Plano de Tronco de Puna»<sup>1</sup>.

Pero Groeber en cambio (véase cuadro comparativo) sincroniza sus «capas de Santa María con *Corbicula*» con las efusiones de Basalto I y dacita, ubicando estos acontecimientos en el Vindobonense (2, 324), es decir, Mioceno Medio.

Frenguelli (10, 491 y sig.) realizó una recopilación y estudio de los antecedentes y noticias bibliográficas sobre los estratos con *Corbicula*, concluyendo que (*op. cit.*, 504) son del Mioceno superior.

En la regiones de afloramientos de los Estratos Calchaqueños que el autor ha recorrido, y asimismo en aquéllas donde los geólogos mencionados precedentemente realizaron sus investigaciones, las dacitas, andesitas o liparitas componen camadas tufíticas que forman el tercio superior de los Estratos Calchaqueños. A veces son sencillamente tufitas, de color grisáceo, donde el componente volcánico es hornblendífero. Otras, esas tufitas sirven de mátrix a elementos pefíticos poligénicos (22, 68). En otros casos (23, 46) hay capas cineríticas que intercaladas aparecen en el Calchaqueño medio y alto, con espesores de 0,60-1 m, con colores gris claro, gris verdoso claro, y poseen siempre biotita.

<sup>1</sup> Siendo notorio que los estratos con *Corbicula* deben ser referidos al Mioceno superior (véase las detalladas consideraciones que Frenguelli (10, 491) hace a este respecto), las cronologías de Penck y Bodenbender deben ser abandonadas.

El yacente de las «Dacitas y Tobas de Dacita viejas» lo forman rocas metamórficas, ígneas y sedimentarias de distinta edad, cubriendo aquella formación una superficie de erosión que de acuerdo con las consideraciones realizadas respecto del Calchaquense debe corresponder a la segunda fase tectónica de Groeber.

En las laderas del Nevado de Pastos Grandes la relación estratigráfica «Dacitas y Tobas de dacita viejas» «Andesitas y tobas de andesita» se puede observar en afloramientos relativamente extensos. La superficie de erosión que afecta al techo de la formación volcánica infrastente es perfectamente visible notándose sin dificultad la superposición de ambos productos de efusión.

Tal lapso de desgaste es atribuido a la prefase de la tercera fase tectónica andina, según la nomenclatura de Groeber. Queda de tal modo, bien precisada la situación del complejo dacítico en la columna estratigráfica.

C) LA EDAD DE LAS ANDESITAS Y TOBAS DE ANDESITA. — Una etapa de desgaste erosivo afectó, en el Plioceno más bajo, a las rocas dacíticas depositadas durante el Mioceno superior, modelando en su techo valles y cauces fluviales, pero ocasionando solamente moderados desniveles, propios de ese ambiente de cuencas centripetas, que debemos suponer imperaba en aquellas épocas geológicas (21, 105).

Como resultado de esa actividad gliptogenética quedó elaborada en la región puneña, una extensa superficie sobre la cual se asentaron los volcanes de cenizas que se fueron formando a medida que progresaba la fase eruptiva andesítica, constituyendo aquéllos un nuevo e interesante componente morfológico. Desde entonces los volcanes andesíticos se han constituido en los cerros con las máximas elevaciones, alcanzando algunos de ellos los umbrales de los 7000 m.

A través de esos aparatos eruptivos fué expelida una enorme cantidad de material, que sepultó rocas de variada índole, origen y edad.

Al parecer esta etapa efusiva debe haber sido de corta duración, toda vez que la deposición durante esos paroxismos, fué exclusivamente piroclástica, hecho que establece una diferencia con el período dacítico precedente, donde, como hemos consignado, las efusiones fueron en parte sincrónicas con la sedimentación del tercio superior del Calchaquense.

El criterio utilizado para arribar a un concepto de edad de esta serie andesítica se basa en su relación con la formación piroclástica infrayacente como así también con la correlación con las formaciones de regiones peripuneñas según la cronología de los diversos autores consignada en el cuadro comparativo.

Fijada la edad de los Estratos Calchaqueños y en consecuencia la fecha en que tuvo lugar la erupción de la serie dacítica, conocida tam-

bién la ubicación cronológica de fase erosiva que desgastó a las dacitas, tenemos un criterio para establecer, dentro de límites estrechos la fecha en que comenzó la salida de material andesítico, y si como hemos supuesto esa fase tuvo corta duración podemos comprenderla en un corto lapso.

W. Penck (6, 430) coloca en el Terciario medio y parte del superior a la sección inferior de los Estratos de la Puna (*Untere Punaschichten*) sincrónicos según él, con efusiones dacíticas y andesíticas. Para fijar la edad de estas rocas sedimentarias el autor mencionado tiene en cuenta que su fase de deposición tuvo lugar entre la primera y segunda fase del movimiento andino, según la nomenclatura de Keidel, pero se apresura a advertir que como los movimientos no comenzaron en todas las regiones al mismo tiempo, puesto que lo hicieron antes en el Oeste y posteriormente en la parte oriental de la Cordillera se comprende que los Estratos de la Puna sus equivalentes no tienen en todos lados la misma edad. En el Cerro de Santa María y en el Aconcagua, Schiller los coloca en el Terciario medio. En cambio Keidel los asigna al Plioceno.

Penck atribuye importancia para la determinación de la edad del Punense en la ladera austral de la Puna a los hallazgos de troncos de *Pityoxylon* en sus areniscas y a la composición del «Schotter» arriba de éstas, según el perfil que aparece en la depresión de Chaschuil.

Estos conglomerados de los niveles superiores poseen rodados de andesitas «en parte de edad prediluvial», por lo cual este «Schotter» llegaría hasta el Plioceno pero no más arriba, es decir, que Penck considera esa formación de rodados como una consecuencia de lo que actualmente llamamos primera etapa del movimiento principal de la Tercera fase tectónica andina (Groeber).

En cuanto a la aparición de *Pityoxylon*, que en el parque Yellowstone de Estados Unidos se encuentra en el Terciario medio, nos daría como límite inferior aproximadamente esa edad, tomando siempre en consideración que estas plantas fósiles no son de mucho valor para determinaciones cronológicas concretas.

Penck concluye que los Estratos de la Puna (y por lo tanto la fase eruptiva que considera sincrónica con algunos de sus niveles) comprenden en lo esencial el tiempo entre el Terciario medio, y a lo sumo el Cuaternario inferior.

Bodenbender en cambio, sitúa todo su Calchaqueño (equivalente de los Estratos de la Puna de Penck) en el Terciario, pero la etapa de efusiones que nos interesa debe buscarse en su Calchaqueño superior al cual aquel autor asigna edad diversa: Terciario, Pliocénico, Pleistocénico (10, 499). Según el cuadro, en la cronología de Bodenbender faltaría una fase erosiva entre las dos secciones de su Calchaqueño. De

todos modos el estudio de la citada cronología de Bodenbender no ayuda mayormente en este caso pues ha vacilado mucho ante los problemas de ubicación de los distintos miembros estratigráficos en la sucesión geológica.

Por su parte Groeber coloca encima de la Prefase de la 3ª Fase es decir, en el Plioceno, al Araucaniano (equivalente de *Punaschotter* de Penck y Calchaqueño superior de Bodenbender) con efusiones de Basalto II y con formación de depósitos tobáceos viejos de piedra pómez. En estos productos efusivos debemos ver los equivalentes distales que representan a nuestras andesitas y tobas de andesita en los bolsones del noroeste de nuestro territorio.

Comparando las conclusiones de Frenguelli y Groeber en el cuadro respectivo, se advierte que ambos investigadores concuerdan casi exactamente, siendo la discrepancia más notoria la que se refiere a la discordancia que Groeber refiere a la segunda fase tectónica. De manera que los dos autores colocan en el Plioceno a la última etapa efusiva terciaria, que habrían producido según Groeber, Basalto II, depósitos tobáceos y de piedra pómez, y según Frenguelli, traquiandesitas, liparitas, dacitas, etc.

Nuestras observaciones referentes a la Puna misma han dado resultados similares a los consignados por estos dos autores, si bien hay ciertas diferencias en cuanto a la condición y composición de los materiales eruptivos emitidos. Pero es conveniente aclararlo una vez más, la denominación andesitas y tobas de andesita, no excluye la posibilidad de que en la formación hay otras rocas, si bien, en proporción mínima.

De manera pues que en resumen, puede asignarse al Plioceno en general, o al Plioceno medio-superior a la efusión andesítica cuyos productos poseen tanta distribución en todos los ámbitos del noroeste argentino <sup>1</sup>.

D) LA EDAD DE LAS DACITAS Y TOBAS DE DACITA NUEVAS. — Como se ha establecido al referirnos a estos productos efusivos en la parte descriptiva correspondiente, no hay por lo menos para el territorio argentino, datos concretos acerca de efusiones cuartenarias de otras rocas que basaltos.

Sgrosso (18, 27) menciona vagamente que « las efusiones dacíticas tuvieron su apogeo en el Terciario superior (Mioceno) y continuaron

<sup>1</sup> Sgrosso (18, Mapa Geol.) coloca capas de lava y tobas miocénicas desde el meridiano de 66° hasta por lo menos los límites argentino-chileno y argentino-boliviano. Ahlfeld (2, Mapa Geol.) también asigna gran distribución a las « Rocas efusivas pliocenas ».

hasta el Pleistoceno », incluyéndolas en el mapa geológico bajo una sola denominación « Rocas dacíticas (Mioceno-Plioceno) ».

Hausen (11, 168) anota específicamente que « the Quaternary activity on the eastern side of the Puna consisted in the outburst of basaltic lava-sheets as well as streams flowing down the border of the Puna ».

Como puede observarse en el cuadro comparativo, ninguno de los autores ha consignado depósitos lávicos y cineríticos que puedan ser comparados con los que estamos tratando, porque sin duda alguna su distribución debe ser muy limitada, probablemente desapareciendo hacia el sur y el este.

Muy interesantes son las menciones que hace Ahlfeld al respecto de las rocas del epígrafe. En « la terminación de la faja estannífera boliviana » (3, 138) el autor menciona que en las proximidades de la frontera argentino-boliviana y boliviano-chilena se presentan volcanitos pleistocénicos andesíticos. En la *Geología de Bolivia* (2, 255 y siguientes y mapa geol.) se encuentra la corroboración de las afirmaciones precedentes. Describe el autor los rasgos salientes de los volcanitos del Cuaternario antiguo de Bolivia y los compara con los de épocas precedentes, señalando que aquéllos poseen buena conservación de las formas cónicas y de los mantos de lava. Además hay depósitos de cenizas volcánicas que aún se conservan en las laderas volcánicas como expresión de los acontecimientos más recientes. Caracterizan también a las modernas erupciones la presencia frecuente de azufre.

Con respecto a los conos volcánicos cuaternarios puntualiza Ahlfeld que en la zona fronteriza no son aparatos eruptivos simples sino que son cráteres compuestos, correspondientes sus partes a diferentes períodos.

En nuestra región la salida de lava dacítica a principios del cuaternario se produjo a través del volcán Tuzgle, y aquélla, muy flúida, se deslizó hasta el fin de la pendiente abrupta. Es posible que el yacimiento de azufre que está cerca de la cumbre del volcán mencionado corresponda a este período, y por lo tanto las cenizas dacíticas y liparíticas blanquecinas y amarillentas que coronan esa elevación, y que son las portadoras de azufre.

Es también probable que los yacimientos del mismo mineral que se encuentran cerca de la cumbre del Cerro Azufre, en la cadena del Nevado de Pastos Grandes, esté relacionada con estas efusiones relativamente modernas. La nieve permanente en esas alturas hacen difícil el estudio completo de esta cuestión. De todos modos las laderas del Cerro Azufre no presentan productos de efusión tan nuevos, si bien no se puede descartar la posibilidad de que aparezcan más arriba.

Las consideraciones de edad con respecto a las rocas que se describe

pueden realizarse con la sola base de la observación en el área que ocupan al N del Tuzgle.

Depositadas sobre la superficie de erosión consecutiva a los movimientos [diastróficos que marcan el límite Plio-Pleistoceno (Primera etapa del Movimiento principal de la 3ª fase tectónica), no sufrieron efectos de movimientos orogénicos, sino simplemente de ascenso, y a juzgar por la magnitud del encajonamiento de los cauces que surcan estas acumulaciones (35-50 m) debe deducirse que hubo más de una etapa de tales fenómenos, que sumaron sus efectos, hasta alcanzar la suma mencionada. Es decir, que las llamadas « fases póstumas » de los movimientos andinos tendrían su expresión en esas laderas verticales que pueden verse en la fotografía de la lámina II.

En resumen, teniendo a la vista que son posteriores al último período de movimientos orogénicos, y anterior a las « fases póstumas » del distrofismo andino no es arriesgado asignarlas al Cuaternario antiguo. Es posible que estas capas lávicas y tobáceas sean anteriores a las acumulaciones pleistocénicas que rodean por el naciente a San Antonio de los Cobres y que también aparecen cerca de Tocomar y otras comarcas. Las intercalaciones de cenizas que presentan estas capas no pueden relacionarse con los depósitos a que se hace referencia en este capítulo. Por otra parte, los efectos de sollevamientos que afectaron a estas rocas sedimentarias no tienen la magnitud de los que hemos referido para los depósitos piroclásticos del Cuaternario inferior.

E) LA EDAD DE LOS BASALTOS. — Con posterioridad a las efusiones dacíticas del temprano Cuaternario continuaron en la Puna, quizá después de un lapso en el que ocurrieron fases póstumas del diastrofismo terciario, con efectos de levantamiento regional, otras etapas eruptivas de rocas básicas (basaltos, basandesitas y andesitas) que indudablemente se sucedieron durante una cantidad de tiempo dentro del Cuaternario alto. La determinación precisa del número de períodos efusivos y de la fecha cuaternaria en que ocurrieron, es muy difícil de llevar a cabo dada la escasez de elementos de juicio disponibles. Simplemente sabemos que en el Cuaternario reciente ha habido salida de lava en varias ocasiones. Algunas consideraciones se hacen en otro trabajo del autor (24, 226-227).

La presencia de lavas basálticas en la Puna parece estar restringida a ciertas partes de la misma. Ahlfeld en su *Geología de Bolivia*, no consigna efusiones de estas rocas; tampoco Sgrosso (18) las menciona.

La presencia de las mismas está limitada a parte de la vieja Gobernación de los Andes, a algunos valles que flanquean por el este al borde puneño. Dentro de la región expuesta en el Mapa Geológico, hay basal-

tos en los cerros Tuzgle, San Gerónimo y Negro de Chorrillos. Además se presenta en forma de una corriente de lava en el cauce del alto valle Calchaquí. En el mismo río, unos pocos kilómetros más abajo, fuera ya de la superficie que comprende el mapa, están los dos conos volcánicos basálticos de La Poma, acerca de los cuales se ha hecho referencia en un trabajo anterior (24, 226).

Al hacer consideraciones sobre estos volcanes y la fecha de sus efusiones se concluye, trayendo a colación opiniones de varios autores, que esas salidas de lava ocurrieron en las postrimerías del Pleistoceno o en el más temprano Holoceno (*op. cit.*, 227).

Pero es indudable que los restantes depósitos basálticos citados anteriormente son de menor edad que éstos de La Poma.

Para fundamentar esta idea se citará algunos hechos que, sin embargo, nos permiten fijar con mayor precisión la fecha de la efusión dentro del Holoceno.

La observación de las corrientes lávicas muestra repetidamente su escasa edad en especial por su relación con la red de drenaje actual. Tanto en los casos del Cerro Negro de Chorrillos, como en el del Cerro San Gerónimo, la lava ha corrido por cauces modernos ocupando su lecho. Pero las aguas atacando la superficie de menor resistencia continuaron su proceso de desgaste por un costado del basalto pasando éste a constituir una parte de la pared del valle; se restituyó así el perfil del lecho al estado de desarrollo que tenía cuando se produjo la afluencia de lava.

También el volcán San Gerónimo muestra un hecho significativo que coincide con otras apreciaciones respecto de su edad. El cono se ha formado en el centro de un valle del drenaje moderno, que pertenecía a la cuenca del río San Antonio de los Cobres, de manera tal que ese cauce quedó obstruido produciéndose la consiguiente formación de una laguna, que se encuentra en el sur de la citada elevación volcánica.

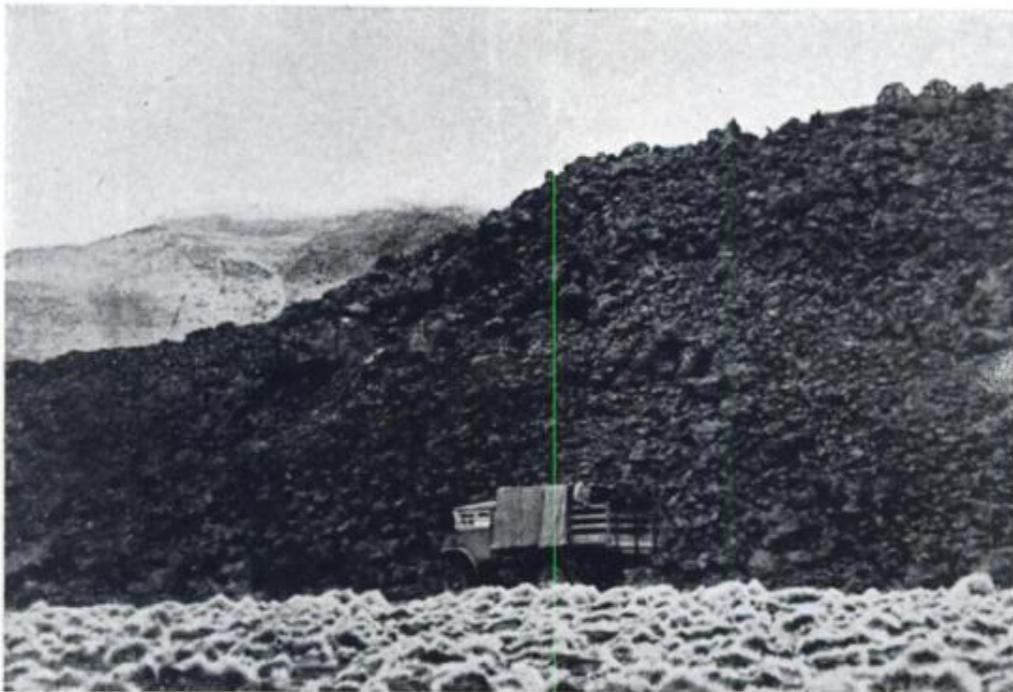
Uniendo a estos datos la circunstancia de que la alteración meteórica de estas coladas es bastante escasa, especialmente las que aparecen en las laderas del Cerro Tuzgle, es lógico suponer que los basaltos tuvieron su salida en fecha bastante reciente <sup>1</sup>.

De manera, pues, que si bien aceptaremos que las efusiones básicas cuaternarias han ocurrido en varias etapas, las que comprende nuestra región considerada deben ubicarse en fecha relativamente reciente, es decir, en el alto Holoceno.

<sup>1</sup> Pobladores de la región afirman que sus antepasados cercanos presenciaron erupciones del Cerro Tuzgle.



Vista del Cerro Tuzgle con las coladas basálticas descendiendo por las laderas. Vista de SW a NE



Frente de una de las coladas basálticas del Cerro Tuzgle



Vista de las «Dacitas y tobas de dacita nuevas» en la Quebrada de las Aguas Calientes del Tuzgle, aguas abajo de la vertiente termal homónima



El Cerro Lari, visto desde el abra del mismo nombre, formado por los estratos plantíferos denominados del Cerro Morado

## LA TECTÓNICA EN LAS ROCAS ERUPTIVAS

A pesar de que la índole misma de estos depósitos volcánicos no es propicia para la observación de efectos tectónicos, se ha logrado determinar algunas alteraciones, de diverso carácter dentro de las tres series volcánicas más importantes, es decir «Dacitas y tobas de dacita viejas», «Andesitas y tobas de andesita» y «Dacitas y tobas de dacita nuevas». Por supuesto escapan a las consideraciones de este capítulo los basaltos recientes.

Como efecto tectónico más antiguo y que afecta, materialmente, las primeras rocas volcánicas descriptas, esto es, a las «Dacitas y tobas de dacita viejas» se debe considerar a la epirogénesis relacionada con la Prefase de la 3ª Fase tectónica según la terminología de Groeber ocurrida en el Plioceno superior.

Tales movimientos de ascenso tuvieron como consecuencia una activación de los procesos erosivos sobre las rocas afectadas, resultando una superficie modelada en el techo de los mantos lávico-cineríticos miocénicos.

En las quebradas que descienden hacia el Norte por el faldeo del Cerro Quehua, y también en aquellas que entregan sus aguas al río Pastos Grandes en las proximidades de los caseríos de Santa Rosa de Pastos Grandes, se puede comprobar la presencia de la referida superficie de erosión. Los faldeos del Cerro Verde, al E y W de la cuesta del mismo la muestran pero con menor claridad.

Otros fenómenos de distinto carácter son también evidentes en las rocas dacíticas de referencia. Se trata de sistemas de fractura que cruzan los mantos en direcciones diversas.

Stirling y Rayces (20) al hacer el estudio de la mina «La Victoria», próxima al Cerro San Gerónimo han comprobado la presencia de dos de estos sistemas: uno de ellos de dirección N 50°-80° W con inclinaciones que oscilan entre 75 y 85° al SW y el otro de rumbo N 72°-73° E. Según observaciones propias este segundo sistema posee inclinaciones similares a las del anterior.

Hacia el SSE, cerca ya de los «Baños de Incachule» el primer sistema de fracturación citado se pone de manifiesto, pero con una leve variante con respecto a aquellos rumbos; ahora son de EW a N 75°W.

También entre el Cerro San Gerónimo y el curso de la Quebrada Tajar, es decir, en la mina «La Esperanza» y alrededores, se pone en evidencia el otro de los juegos de fracturación citado por Stirling y Rayces, aunque también con leve variante en el rumbo, N 60° E. Las inclinaciones de los planos alcanzan a 80°.

Estas diaclasas tienen gran importancia económica, pues en ellas se han ido a alojar las emanaciones magmáticas epitermales portadoras de minerales. En los tres puntos citados hay trabajos importantes de explotación de esos minerales (Minas Victoria, Esperanza, etc.).

En los numerosos valles de las quebradas que descienden por los flancos del Nevado de Pastos Grandes, en la cuesta del Acay, Cerro Verde y otras comarcas de la región descripta, tanto en los mantos dacíticos más antiguos como en los depósitos andesíticos suprastantes, los resultados de acciones compresivas en la forma de plegamientos de muy reducida extensión y conjuntos de planos de deslizamiento, de corto alcance. Estos planos y los ejes de aquellos pequeños pliegues poseen rumbos próximos al NS.

Debe destacarse que mientras los sistemas de fracturación que afectan a las « Dacitas y tobas de dacita viejas » no se han hallado en las « Andesitas y tobas de andesita », estos efectos de plegamiento y de conjunto de planos de deslizamiento son comunes a ambas formaciones. Por tales hechos puede deducirse que la fracturación de las dacitas, anterior a la deposición de las andesitas debe estar relacionada con la prefase de la 3ª Fase tectónica, mientras que los demás efectos citados podrían haber ocurrido durante la primera etapa del movimiento principal de la 3ª Fase tectónica.

Posteriormente ya durante el Pleistoceno tuvo lugar un ascenso general de la Puna, que se pone en evidencia especialmente en las « Dacitas y tobas de dacita nuevas » donde sus depósitos se ven cortados por los valles encajonados de los cursos de agua. Estos depósitos piroclásticos no muestran indicio alguno de acciones compresivas tangenciales atribuibles sin duda a las fases póstumas del movimiento andino.

**Summary.** — The present study is based on the author's own experience acquired in 1950-1951 during a five months reconnaissance in the Puna, and on the study of the literature referring specially to eastern areas of the highland.

Thick beds of pyroclastic volcanic material are covering the metamorphic, plutonic and sedimentary rocks of the region. All are described here with a discussion of the chronological problems, paying special attention to the volcanic formations.

Four effusive periods have been recognized, whose ages are stated as follows :

Basalts lavas.....	Holocene
New dacites and dacitic tuff beds .....	Lowest Pliocene
Andesites and andesitic tuff beds .....	Middle or Upper
Old dacites and dacitic tuff beds .....	Upper Miocene

A brief description of the tectonic features of these pyroclastic beds is also included pointing out the relation between these formations and the different phases of the Andine diastrophism.

LISTA BIBLIOGRAFICA

1. AHLFELD, F., *Geología de los yacimientos de «Estaño Madera» de Macha (Bolivia) y de yacimientos similares del NW argentino.* — Notas del Museo de La Plata, Tomo X, Geología, n° 36, La Plata, 1945.
2. — *Geología de Bolivia.* — Ext. de la Rev. del Museo La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, Tomo III, pp. 3-370, La Plata, 1946.
3. — *La terminación de la faja estannífera boliviana.* — Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo III, n° 2, Buenos Aires, 1948.
4. BERRY, E. W., *The fossil flora of Potosí, Bolivia.* — The John Hopkins Univ. Studies in Geology, 13, pp. 1-67, 1939.
5. — *Fossil plants from Bolivia and their bearing upon the age of the uplift of the Andes.* — Proc. U. S. Nat. Museum, 53, pp. 103-164, 1917.
6. BODENBENDER, G., *El Calchaqueño y los Estratos de la Puna de Penck.* — Boletín Acad. Nac. Ciencias, Tomo XXVII, 405-468, 1923-24, Córdoba.
7. CATALANO, L. R., *Geología económica de los yacimientos de boratos y materiales de las cuencas. Salar Cauchari.* — Publ. n° 23, de D. G. Minas, Geol. e Hidrol. 1926, Buenos Aires.
8. — *Relevamiento geológico preliminar de la Puna de Atacama.* — Informe inédito de la D. G. de Minas, Geol. e Hidrol., 1926, Buenos Aires.
9. CORDINI, I. R., *Contribución al conocimiento de los cuerpos salinos de Argentina.* — Anales III, de la D. G. de Industria Minera, 1950, Buenos Aires.
10. FRENGUELLI, J., *Investigaciones geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María.* — Obra del cincuentenario del Museo La Plata, Tomo II, 215-572, 1936, Buenos Aires.
11. HAUSEN, H., *Outlines on the magmatic geology of the Puna de Atacama.* — Physis, Tomo XIV, n° 46, 1939, Buenos Aires.
12. KEIDEL, J., *Los volcanes gemelos de La Poma y su relación con la tectónica del Valle Calchaquí.* — Rev. Museo La Plata, Tomo XXXIV, 387-410, 1934, Buenos Aires.
13. — *El ordovícico inferior en los Andes del Norte Argentino y sus depósitos marino-glaciares.* — Bol. Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba, Tomo XXXVI, entrega 2da, pp. 140-229.
14. — *El Precámbrico.* — Geografía de la República Argentina, de Gaea. Tomo I, pp. 47-126, 1947, Buenos Aires.
15. KOSLOWSKY, R., *A propós. de l'âge du soulèvement de la Cordillère de Bolivie.* — Bull. Soc. Geol. France, pp. 57-61, 1923.
16. PENCK, W., *Der Südrand der Puna de Atacama. (-NW Argentinien).* — Abhandl. Math. Phys. Kl. Sächs Akademie de Wissenschaften. Bd XXXVII, n° 1, 1920. Leipzig.
17. — *Ueber die Form andiner Krustenbewegungen und ihre Beziehungen zur sedimentation.* — Geologisch Rundschau, XIV, 3-301-315, 1924, Berlín.
18. SGROSSO, P., *Contribución al conocimiento de la minería y geología del Noroeste Argentino.* — Bol. n° 53, D. de M. y Geología, 1943, Buenos Aires.
19. STEINMANN, G., *Die Junge Hebung der Kordillere Suedamerikas.* — Geol. Rundschau, 13, pp. 1-8, 1922.
20. STIRLING, J. Y RAYCES, E., *Informe sobre el yacimiento antimonífero «La Victoria», prov. de Salta.* — Corp. Prom. Inter. 1943, Buenos Aires.

21. VILELA, C. R., *Acercas del hallazgo del Horizonte Calcáreo Dolomítico en la Puna Salto-Jujeña y su significado Geológico*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo VI, nº 2, 1951, Buenos Aires.
22. — *Descripción geológica de la Hoja 7 d, Rosario de Lerma*. — Informe inédito de la Dirección General de Industria Minera, 1950, Buenos Aires.
23. — *Descripción geológica de la Hoja 6 c, San Antonio de los Cobres*. — Informe inédito de la D. Nac. de Minería, 1951, Buenos Aires.
24. — *Los sedimentos lacustres del Valle Calchaquí*. — Rev. Asoc. Geol. Arg., Tomo VII, nº 4, 1952, Buenos Aires.
25. WINDHAUSEN, A., *Geología Argentina*, Tomo II, 1931, Buenos Aires.