

Tesis de Posgrado

Mineralogía y génesis del Yacimiento Huemul

De Brodtkorb, Milka K.

1963

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

De Brodtkorb, Milka K.. (1963). Mineralogía y génesis del Yacimiento Huemul. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1179_DeBrodtkorb.pdf

Cita tipo Chicago:

De Brodtkorb, Milka K.. "Mineralogía y génesis del Yacimiento Huemul". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1963.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1179_DeBrodtkorb.pdf

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

T I T U L O :

Mineralogía y génesis del
Yacimiento Huemul.

AUTOR: Milka K.de Brodtkorb

Tesis presentada para optar al título
de: Doctora en Ciencias Naturales

AÑO: 1963

Deseo expresar mi agradecimiento a las autoridades de la Comisión Nacional de Energía Atómica, que en todo momento han facilitado los medios sin los cuales no hubiera sido posible la realización de este trabajo. Asimismo debo mi agradecimiento al Dr. Valvano que me ha encauzado en este estudio y al Padrino de Tesis, Dr. Herrera, quien ha supervisado la realización del presente trabajo. Al Dr. Stipanovic por las sugerencias y observaciones que me ha hecho llegar, a los colegas del Laboratorio de la Comisión Nacional de Energía Atómica y a los geólogos del Yacimiento Huemul por la colaboración dispensada.

INDICE.

	página
I INTRODUCCION	2
II GENERALIDADES	3
a) Ubicación y rasgos geomorfológicos	3
b) Geología regional	5
c) Los yacimientos de la estructura Pampa Amarilla	8
III EL YACIMIENTO	10
a) Geología de la zona del yacimiento	10
b) El cuerpo mineralizado	11
IV PETROGRAFIA Y MINERALOGIA	14
a) La roca portadora	14
b) Materiales asfálticos	15
c) Minerales opacos	19
d) Minerales secundarios transparentes	38
V GENESIS	47
a) Consideraciones generales	47
b) Génesis del yacimiento Huemul	60
Lista de trabajos citados en el texto	67
Lámina I	7
Lámina II	36
Lámina III	37
Fotografía 1	4
Fotografía 2,3 y 4	18
Fotografía 5,6 y 7	24
Fotografía 8,9 y 10	25
Fotografía 11,12 y 13	28
Fotografía 14,15 y 16	31
Fotografía 17,18 y 19	33

I INTRODUCCIÓN.

El presente estudio fué realizado a los efectos de su presentación como Tesis en la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, para optar al título de Doctora en Ciencias Naturales.

El trabajo de campo y las investigaciones de gabinete tuvieron lugar en el yacimiento Huemul, Mendoza, y en los laboratorios de la Comisión Nacional de Energía Atómica, respectivamente.

La finalidad del presente trabajo es contribuir al conocimiento del Yacimiento Huemul con un estudio exhaustivo de las características de la mineralización y sus relaciones con los sedimentos portadores, para poder esbozar con estos elementos y con otros correspondientes a estudios geológicos anteriores, una hipótesis sobre la probable génesis de este depósito cupro-uranífero.

El trabajo de campo se efectuó en el período estival de 1960. Comprendió la determinación de las características y variaciones de la mineralización tanto en superficie como en las diferentes labores del yacimiento, y detalladas mediciones radiométricas para proceder al muestreo sistemático. Además, dada la índole del estudio, se efectuó una somera revisión de la geología de la zona, en especial de la serie diamantiana portadora de la mineralización.

Las tareas de gabinete se realizaron en el transcurso de los años siguientes, intercaladas con los trabajos propios del laboratorio de la Comisión Nacional de Energía Atómica. Esas investigaciones se efectuaron utilizando principalmente métodos

microscópicos, con luz reflejada y por transparencia; además se realizaron determinaciones por medio de Rayos-X, análisis químicos y microquímicos, de acuerdo con los requerimientos de los estudios .

II GENERALIDADES.

a) Ubicación y rasgos geomorfológicos.

El yacimiento cupro-uranífero Huemul, se encuentra ubicado en el sector sudoeste de la Provincia de Mendoza, dentro del Departamento de Malargüe en el paraje denominado Agua Botada, y sobre el faldeo sudoccidental del cerro homónimo, cuya altura es de aproximadamente 2000 m, s.n.d.m.

Dista unos 45 Km de la villa de Malargüe y 480 Km de la Capital de la Provincia. El acceso se efectúa por la ruta nacional N° 40, de la cual se encuentra a pocos metros.

La región del yacimiento Huemul queda comprendida en la hoja topográfico-geológica 29 b denominada Bardas Blancas, de la carta geológico-económica de la Dirección Nacional de Geología y Minería (escala 1:200.000).

El relieve de la región se caracteriza por llanuras pedemontanas, sobre las cuales se elevan cerros como el Huemul, Mirano, Sierra de la Ventana, etc., generalmente coronados por intrusiones andesíticas o efusiones basálticas. En la zona del yacimiento los sedimentos del Diamantino cubren la mayor parte del área. La alternancia de bancos conglomerádicos y areniscos con arcillas y limos, hace que los efectos erosivos den formas recortadas de relieve y expongan perfiles escalonados.



Fotografía Nº 1. Vista del Cerro Huemul,
desde la Ruta Nacional Nº 40 hacia el Norte.

b) Geología Regional.

En la zona austral de la Provincia de Mendoza afloran terrenos del Mesozoico, los que han sido estudiados desde hace mucho tiempo. El hallazgo de estructuras petrolíferas hizo que el área fuera revisada más detalladamente. Entre los trabajos cabe mencionar los siguientes: Groeber (1947), Groeber (1952), Linares (1956), Yrigoyen (1958), Stipanovic et al (1960), etc.

La región, en la cual está ubicado este yacimiento, se halla encuadrada geológicamente dentro del flanco SW del Anticlinal Pampa Amarilla. En la zona se encuentra toda una sucesión de terrenos que abarcan desde el Triásico hasta el Cuaternario. La columna estratigráfica se inicia con las vulcanitas asignadas al Choiyolitense y con los estratos continentales de la Serie de Llantenes, referidos al Ladinense y Keuper, respectivamente (Stipanovic 1963). Le suceden, separados por una discordancia erosiva, los potentes sedimentos formadores del geosinclinal mesozoico, entre los que están presentes areniscas del Bayocense-Calovense, sucedidos por lentes de yeso y anhidrita auquilcoenses de diferentes espesores y de edad Oxfordense-Kimmeridgense inferior. Siguen estratos del Tordillense, que indican el comienzo de la gran transgresión marina del ciclo sedimentario Andico. De este último cabe mencionar las lutitas y margas bituminosas del Mendociano, que se consideran probables rocas madres del petróleo de la región. En el Huitriniano comienza la regresión del mar mendociano y se manifiesta la transición al dominio del régimen continental que reinó durante el Cretácico medio, culminando con el complejo diamantino. Se comprende bajo esta denominación una espesa serie de areniscas y conglomerados con intercalaciones arcillosas,

con coloraciones rojizas y amarillentas, dentro de la que aparecen los niveles mineralizados con uranio del Distrito de Malargüe. Dentro del Diamantino, que tiene un espesor medio de 900 m, se reconoce una serie inferior de aproximadamente 500 m de carácter torrencial y predominio de conglomerados, una media de 200 m con intercalaciones de areniscas y arcillas amarillentas y rojizas, y otra superior, también de 200 m de areniscas y areniscas conglomerádicas bayas. Estos sedimentos muestran variaciones laterales importantes debido al carácter lenticular de sus bancos, motivados por el régimen de depositación. El lugar de origen de las rocas que aportaron los sedimentos a esta cuenca diamantina, deben buscarse al E y S de la misma.

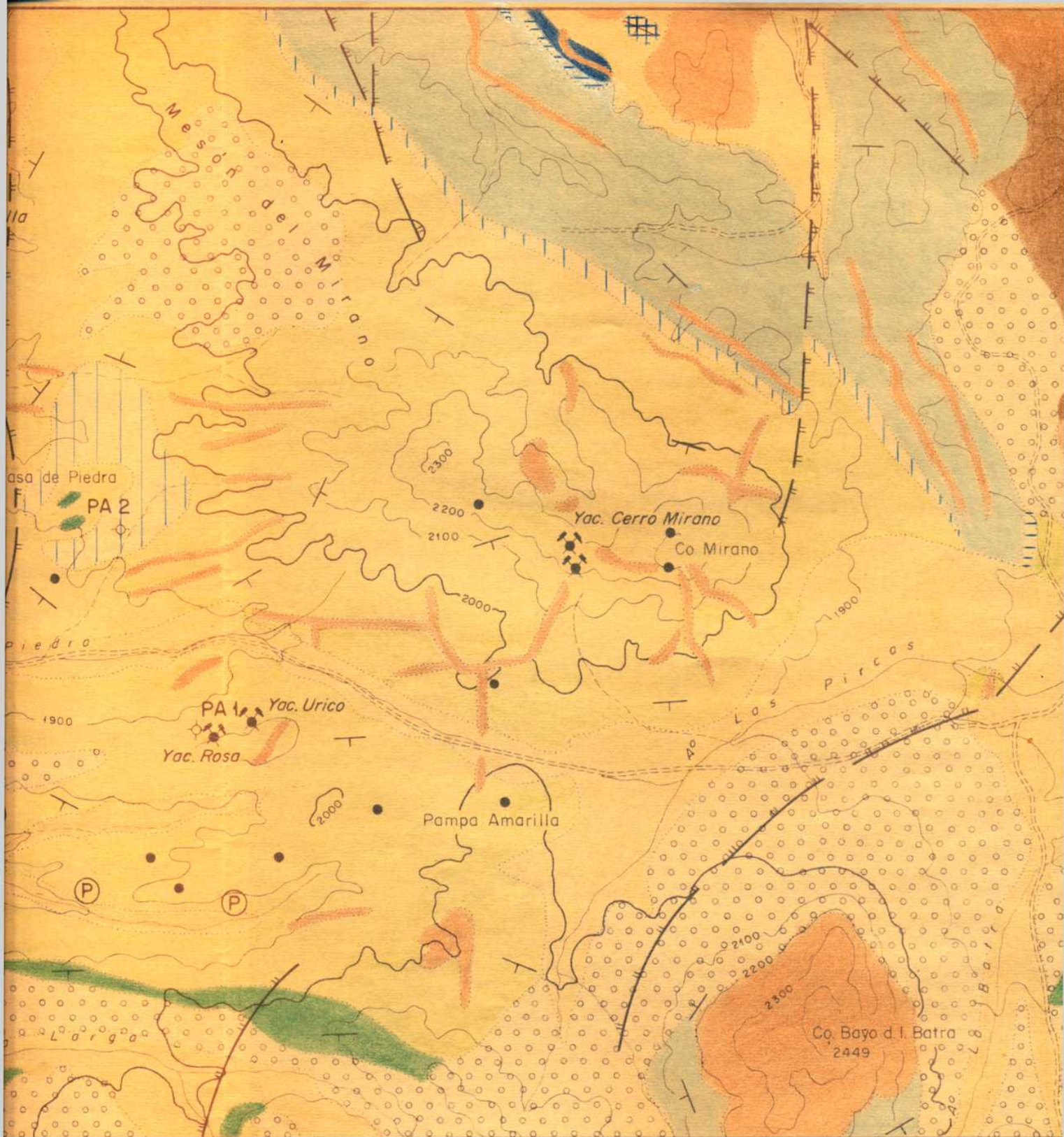
Sobre estos sedimentos se apoyan en aparente concordancia areniscas y calcáreos del Malahueyano, que se ubican cronológicamente en el Danense. Completan la lista de terrenos de esta pila sedimentaria diversos afloramientos de sedimentos terciarios (Coihueco-Pircala) y cuaternarios.

En el Terciario fueron intruídos estos sedimentos por varios ciclos efusivos de los cuales el primero' fué el Chilelítico, de edad Paleocena, que aflora algo alejado de la región en estudio. Luego le siguió el ciclo efusivo Mollélítico, de edad Oligocena, de gran difusión en la zona. Se presenta como "stocks", por ejemplo en el Cerro Bayo de la Batra, o como diques que cortan y se intercalan entre sedimentos anteriores, especialmente en las inmediaciones del Cerro Mirano, Huemul y Tronquimalal. La forma en que se cruzan algunos filones y diques demuestra que dentro del ciclo Mollélítico hubo varias generaciones, habiéndose originado rocas que muestran diferencias petrográficas a pesar de la denominación genérica de andesitas



REFERENCIAS

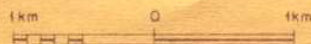
	Aluvio		Malalhueyano (Danense)		Manifestaciones uraníferas
	Depósitos pedemontanos		Diamantiano (Cret. medio)		Yacimientos en explotación
	Ignimbritas cuartarias		Huitriniano (Aptense)		Perforaciones para petróleo
	Basaltos cuartarios		Mendociano (Barrem. titonen.)		Afloramientos de petróleo
	Palaeocolitense (Basalto mioceno)		Auquicoense y Tordillense		Rumbo y buzamiento
	Mollelitense (Andesita oligocena)		Loteniano (Calovense)		
	Terciario (Eoceno - mioceno)		Cuyano Sup. (Bayocense)		



MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DEL YACIMIENTO HUEMUL

- Manifestaciones uraníferas
- ⦿ Yacimientos en explotación
- ⊕ Perforaciones para petróleo
- Ⓟ Afloramientos de petróleo
- ↙ Rumbo y buzamiento

ESCALA 1: 50.000



que se les dá, pero manteniéndose en el rango mesosilícico -básico. Le siguen cronológicamente los mantos de basaltos presentes en la Sierra de la Ventana, de edad Mioceno inferior, separados de los grupos anteriores por la Fase Principal del II. Movimiento Andino de Groeber.

Finalmente, se deben mencionar los depósitos de ignimbritas cuartarias, que aparecen en amplias extensiones del Sur de Mendoza y Neuquén.

La tectónica dominante que actuó sobre estas rocas se relaciona con el diastrofismo andino y consiste en plegamientos suaves, de gran radio, y de fallas inversas de rechazo considerable, subparalelas a los pliegues; ambos son de rumbo meridional, existiendo otras fallas secundarias de reajuste de menor extensión y rechazo.

Una de estas fallas meridionales de tipo inverso pasa por el Cerro Huemul, directamente al Este del yacimiento y hace aflorar al Malalhueyano entre los sedimentos diamantianos.

Los ciclos diastróficos preterciarios, muestran haber actuado en forma suave, con carácter regional y solo han introducido variaciones en las pendientes generales y por lo tanto, en la sedimentación.

c) Los yacimientos de la estructura Anticlinal Pampa Amarilla.

La presencia de minerales radioactivos en el Sud de Malar-güe se puso de manifiesto en 1952, al determinarse que el mineral de cobre explotado en Cerro Mirano presentaba radioactividad. Este descubrimiento dió origen a trabajos de exploración que culminaron con el hallazgo de manifestaciones cupro-uraníferas, siempre localizadas en los sedimentos continentales del

Diamantiano. La ubicación de los yacimientos y manifestaciones más importantes figura en la lámina Nº 1. Esa región es conocida actualmente con el nombre de Distrito Malargüe.

Al principio de la exploración se creyó que las manifestaciones se alojaban en un mismo estrato de los sedimentos diamantianos. Sin embargo, estudios posteriores demostraron que dichas mineralizaciones se encontraban en horizontes diferentes y que en la mayoría de las manifestaciones había varios bancos mineralizados.

El cuadro siguiente resume esas características para las manifestaciones cupro-uraníferas más importantes del Distrito Malargüe, según Stipanovic et al (1962).

Yacimiento o manifestación radioactiva	Número de niveles mineralizados	Intervalo entre nivel mineralizado y base del Diamantiano
Arroyo de los Leones	7	650 m
Pampa Amarilla	3	500 m
Cerro Mirano	2	500 m
Km 373	1	470 m
Las Vegas	3	360 m
Puesto Molla	3	230 m
Huemul	2	180 m
Agua Botada	5	160 m
Arroyo Seco	2	160 m
Casa de Piedra	1	120 m

Los depósitos más importantes son los de Agua Botada y Huemul.

En zonas más alejadas, como ser Ranquileo y en las cercanías del Arroyo Loncoche, también se han localizado niveles portadores de uranio en los sedimentos del Diamantiano.

III EL YACIMIENTO

a) Geología en la zona del yacimiento.

En la zona inmediata al yacimiento Huemul aparecen solamente algunas de las formaciones mencionadas anteriormente; son las siguientes:

Reciente		sedimentos no consolidados
Cuartario		ignimbritas
Oligoceno	Mollelitense	andesitas
Danense	Rocanense	areniscas calcáreas verdes
Cretácico medio a superior	Diamantiano	conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas, limos y arcillas

El Cerro Huemul presenta una quebrada de rumbo meridional, al SW de su cumbre, en cuyo faldeo oriental está situado el afloramiento del banco mineralizado. Los faldeos de esta quebrada están constituidos por sedimentos diamantianos, limitados en las partes altas por andesitas mollelitenses.

Los sedimentos pertenecientes al Diamantiano, debido a su carácter continental, varían de un lugar a otro en lo que concierne el tamaño de los clastos, siendo muy común observar en ellos cambios laterales. Están constituidos por conglomerados, areniscas conglomerádicas, areniscas, limolitas y arcilitas, compactadas por diferentes cementos. Los componentes principales de las areniscas y conglomerados son clastos de cuarzo, feldespatos y restos líticos de diverso origen.

El Mollelitense está representado por andesitas de color pardo-verdoso, que en el área del yacimiento forman dos cuerpos aproximadamente paralelos, de rumbo meridional, de los cuales el

oriental culmina en la cumbre del Cerro Huemul y el occidental forma el crestón enfrentado al yacimiento. Estas andesitas han metamorfizado suavemente a los sedimentos diamantianos, siendo el ancho de la zona de metamorfismo variable, pero no mayor de un metro.

La geología del yacimiento y alrededores fué estudiada oportunamente por los siguientes autores: Stipanivic (1952), Ortega (1952), Linares (1956), Parera (1960) y Kröger (1962).

b) El cuerpo mineralizado.

El yacimiento fué explorado mediante un extenso laboreo que comprende principalmente los niveles +10, 0, -24, -40, -51 y -67, un chiflón de acceso desde el nivel aflorante al nivel +10, y un chiflón principal que comunica el nivel 0 con todos los inferiores. En la lámina 3 puede observarse el desarrollo del laboreo existente en 1961.

La mineralización se ubica en uno de los bancos areno-conglomerádicos de la serie diamantiana. La depositación de esos bancos fué en parte torrencial, habiéndose observado en los niveles + 10 y 0 lugares con entrecruzamientos. Los componentes varían en tamaño desde el canto rodado de 2 a 6 cm a arena de grano fino, no habiendo ninguna selección ni a lo largo de la inclinación ni en el ancho del banco. El banco mineralizado es de carácter lenticular siendo la potencia del mismo menor en los niveles superiores. El laboreo de exploración ha evidenciado que el cuerpo mineralizado se presenta como una masa alargada en el sentido de la inclinación, alcanzando más de 250m de largo por un ancho variable entre 40 y 100 m. La potencia varía entre 0,60 y 1,50 m. La forma del cuerpo mineralizado ha sido esquematizada en la lámina 3.

En la zona mineralizada se encuentran, además del cemento calcáreo de estos sedimentos, diferentes materiales asfálticos que impregnan a la arenisca. El color de la arenisca está definido, por lo tanto, por la cantidad de cemento calcáreo o asfáltico, tendiendo hacia el gris oscuro o el gris claro según varía la proporción de estas sustancias.

En el techo y en el piso se observan sedimentos limo-arenosos y limo-arcillosos, que son de color gris verdoso en las cercanías de la arenisca pasando a rojizas a medida que se alejan de ella.

El cuerpo mineralizado se ubica según Kröger (1962) aproximadamente en la parte media del banco portador, no habiendo relación directa entre la potencia del primero con la del segundo, a excepción del límite austral donde se puede observar en algunas partes una disminución en la potencia de ambos. Los límites septentrionales y australes del cuerpo mineralizado dentro del banco areno-conglomerádico no son definidos. Considerando el límite sud del cuerpo mineralizado y del banco portador, se observa en los niveles +10, -40 y -51, una rápida pérdida de espesor y acuñaamiento de ambos. En los demás niveles es confusa la relación entre la roca portadora y el cuerpo mineralizado, aunque es evidente el acuñaamiento de este último. El límite septentrional de la mineralización es de difícil interpretación, puesto que aparecen algunas lentes individuales, que en conjunto pueden considerarse como un único cuerpo con sectores estériles aislados. Este límite septentrional no puede considerarse definitivo, pues los topes de los niveles están a pocos metros de la terminación de lentes mineralizadas con apreciables valores radiométricos. La potencia constante del banco portador en esa zona constituye

un elemento favorable para considerar la posible continuidad de la mineralización. Las interrupciones del cuerpo mineralizado dentro del banco portador se pueden explicar como originados por una mayor compactación o menor porosidad local de ese banco, lo que obstruyó el paso del material asfáltico y de las soluciones mineralizadoras.

El nivel de agua se ubica en la actualidad aproximadamente a 18 m debajo del nivel 0.

La parte aflorante del cuerpo mineralizado tenía aproximadamente 70 m de longitud en el sentido de la inclinación y fue totalmente explotada a cielo abierto. Luego se explotó el sector desde la superficie al nivel 0 y en 1960 se extraía mineral entre los niveles 0 y -24.

Las mediciones radiométricas y los análisis químicos de los muestreos de canaleta indican que la mineralización del cuerpo presenta una distribución algo irregular. Las leyes medias son 0,24 % de U_3O_8 , 2 % de cobre y 0,2 % de V_2O_5 .

Sobre un total de 20.000 toneladas de mineral explotables, las reservas son de aproximadamente 50 t de U_3O_8 y 400 t de cobre metálico.

IV PETROGRAFIA Y MINERALOGIA.

a) La roca portadora.

Como ya se dijera anteriormente, la roca portadora de la mineralización es una arenisca que varía entre conglomerádica con clastos de hasta 6cm hasta una arenisca de grano mediano a fino; en general se puede decir que la depositación fué más bien torrencial y desordenada. En la zona correspondiente a los niveles superiores, dicho tipo de sedimentación es más definido, individualizándose en algunos lugares estratificación entrecruzada. Se han estudiado alrededor de 30 cortes para poder observar posibles variaciones en la composición de la arenisca. Las diferencias que se observan son de orden local y no corresponden a variaciones importantes.

De acuerdo a los componentes presentes, la roca portadora puede clasificarse como una arenisca, en parte feldespática y en parte arcósica. Los clastos más abundantes son los de cuarzo, siguiéndole en orden de frecuencia los clastos correspondientes a feldespatos y restos líticos de diverso origen; entre los primeros se observan ortosa y microclino y entre los segundos, cuarcitas, rocas volcánicas, etc. Es muy pequeña la cantidad de plagioclasas, minerales pesados y ferromagnésicos.

Por partes, especialmente donde la arenisca es conglomerádica o de grano grueso, se observa la presencia de matriz, que está formada por los mismos componentes mencionados anteriormente.

En la parte superior del yacimiento se observan minerales de alteración de los diversos componentes, en particular de los feldespatos, que junto con la alteración de los minerales metalíferos aportaron una serie de minerales nuevos, especialmente material caolínico, sericita, limonita y sales de cobre y uranio, que hacen

en parte, la función de matriz y/o cemento.

Los elementos clásticos de la arenisca conglomerádica se encuentran ligados, considerándola regionalmente, por material carbonático. La calcita es el cemento predominante; visto al microscopio se presenta en pequeños cristales que ligan los elementos clásticos no observándose características que merezcan especial atención. Probablemente fué precipitada regionalmente por soluciones intersticiales pudiéndose suponer que hayan quedado zonas sin cementación. En los lugares que han permanecido más porosos se introdujeron luego materiales asfálticos y probablemente también las soluciones mineralizadoras.

b) Materiales asfálticos.

El primer problema que surge al hablar de estas sustancias es el nombre correcto que habría que darles. Dado que se presentan cementando a la arenisca, frecuentemente muy cercanas los granos de las diversas variedades, es prácticamente imposible separarlos físicamente o químicamente para su estudio. Por estos motivos se los denominará en este trabajo "materiales asfálticos", no queriendo significar esta palabra un determinado tipo específico, sino simplemente que se trata de sustancias de tipo asfáltico.

Se presentan impregnando a la arenisca, formando venillas digitadas y gotas aisladas, rellenas las oquedades, siendo el tamaño de cada masa individual generalmente de 50 a 500 μ

Al estudiar estos materiales asfálticos al microscopio, se ha podido diferenciar por sus propiedades ópticas a cuatro variedades, denominadas A, B, C y D.

Material asfáltico tipo A. Corresponde al material asfáltico portador de la pechblenda. Es de color gris oscuro, poder reflector algo menor que el de la pechblenda, más blanda que ésta y posiblemente también más blanda que los materiales asfálticos de tipo B y D, ya que presentan un poco de bajo relieve y están relativamente menos bien pulidos. Se encuentran dos subtipos: un subtipo, isótropo, contiene las esferulitas de pechblenda agrupadas en la parte central; el otro, contiene las esferulitas, rodeando a cierta distancia a los clastos de la arenisca o formando rosarios o asociaciones de marcada fluidalidad. En este caso, el poder reflector es gris claro en las proximidades de la pechblenda y gris oscuro en las partes más alejadas de ese mineral. Presenta, además efectos parecidos a pleocroismo y anisotropía.

Material asfáltico tipo B. Los materiales asfálticos del tipo B, se caracterizan especialmente por la variedad de estructuras que presentan, fluidales, de "desmezcla", "mirmequíticas", etc. (Fotografía 3). Estos materiales asfálticos son isótopos, grises y de un poder de reflexión variable, por lo general muy bajo. Este material asfáltico es poco abundante, aunque regularmente distribuido en el yacimiento.

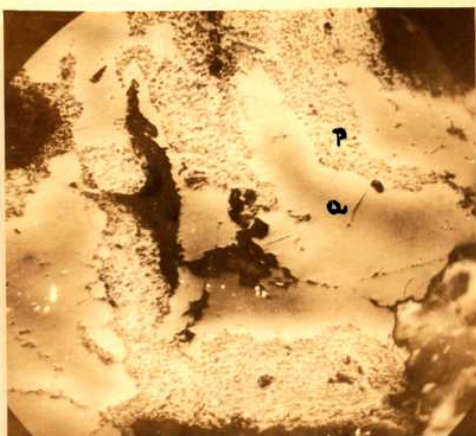
Material asfáltico tipo C. Un material asfáltico muy peculiar por sus propiedades ópticas, anómalas, es el tipo C. Se presenta en pequeños gránulos subpoligonales, anastomosados entre sí, formando una especie de agregados masivos (Fotografía 4), pudiéndose observar también en forma de bandas. Es de color gris, variando entre gris claro y casi negro; a nicoles paralelos se observan fenómenos ópticos cambiantes de luz y sombra, que a nicoles cruzados se invierten.

Este material se encuentra en el yacimiento principalmente entre el nivel +25, aflorante, y el nivel 0. En la zona comprendida entre el nivel 0 y el -40, también aparece pero con propiedades ópticas anómalas menos marcadas. Las observaciones microscópicas hacen suponer que esos materiales asfálticos son el resultado de transformaciones o alteraciones de los materiales de tipo A o A+B, por ser muy escasos éstos en la mencionada zona. Como estos materiales asfálticos se encuentran principalmente en la zona de oxidación del yacimiento, puede inferirse que son productos alterados de los materiales A o A+B. Como estos materiales asfálticos también se encuentran próximos a la intrusión andesítica del cerro Huemul, no debe excluirse un posible efecto de ella.

Material asfáltico de tipo D. El material asfáltico tipo D, es muy abundante y regularmente distribuido en todo el depósito. Es de color gris, isótropo y su poder reflector varía entre 0 y 2 %. Presenta reflejos internos rojos o pardo-rojizos, que se observan especialmente bien en delgadas películas o en los bordes. Al microscopio petrográfico es transparente y de color rojo ladrillo a pardo-rojizo. Se ha observado que corta y atraviesa a los materiales asfálticos B y C.

Este tipo de asfalto también se presenta en los yacimientos uraníferos de "Temple Mountain Area", para cuya localidad lo describe Hausen (1959).

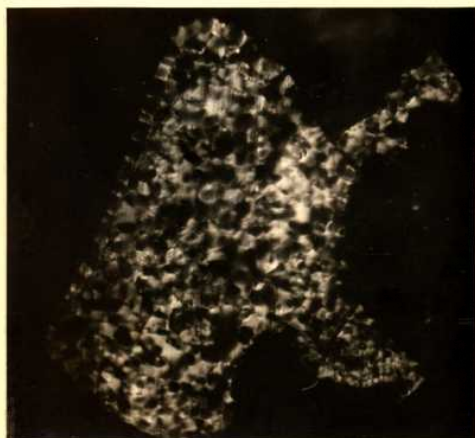
Hay varios lugares en el yacimiento, por ejemplo en el nivel -24 y -40 y en el tope Sud del -67, donde fluye y gotea material asfáltico indicando que aún hoy hay movimiento y percolación de ese material. Entre los materiales asfálticos, como también en los minerales metalíferos, y entre ambos, existen relativamente pocos contactos, lo cual dificulta determinar edades relativas.



Fotografía 2: inmersión en aceite, X 100. Pequeñas esferulitas de pechblenda agrupadas (p), presentando cierta fluididad dentro del material asfáltico (a), en el que se observa efecto radioactivo



Fotografía 3: inmersión en aceite, X 150. "Desmezcla" de dos asfaltos (gris mediano y gris oscuro) del tipo B.



Fotografía 4: inmersión en aceite, X 150. Nícoles paralelos. Material asfáltico tipo C.

c) Minerales opacos.

La orientación en la extracción de muestras para su posterior estudio fué dificultosa, dado el pequeño tamaño de los minerales metalíferos y su disseminación dentro de la arenisca. Solo fué posible extraer muestras en forma sistemática, sin saber de antemano su utilidad. Se realizó primeramente un levantamiento radiométrico de todo el yacimiento tomando mediciones sobre las canaletas de muestreo químico, cada 2 m en sentido horizontal y cada 0,20 m en sentido vertical, delimitando así la mineralización uranífera. Sobre estas canaletas y en otros lugares que fueran de interés, por ejemplo las que se suponían sin mineralización, se extrajeron término medio 1 a 2 muestras. El croquis de muestreo figura en la lámina 3.

De las muestras coleccionadas se estudiaron luego alrededor de 220 cortes pulidos para poder observar, además de la composición mineralógica, la distribución de las especies en todo el yacimiento. Los resultados de las observaciones mineralógicas se vieron incrementadas por la experiencia obtenida en los estudios efectuados en los otros yacimientos similares del Anticlinal de Pampa Amarilla.

Del estudio de la mineralización surgieron detalles muy interesantes en lo que respecta, por un lado, a asociaciones características y por el otro, a formas cristalográficas poco comunes.

La cristalización de los minerales ocurrió preponderantemente en espacios abiertos permitiendo un libre crecimiento, que se manifiesta en el marcado idiomorfismo y en los relativamente pocos reemplazos presentes.

En los niveles +10 y 0, los minerales están muy alterados y lixiviados, no existiendo elementos de juicio adecuados para determinar su proporción primitiva.

Los minerales metalíferos observados se indican en el cuadro siguiente, pasándose luego a la descripción de las características más interesantes de cada uno de ellos, mostrándose al final en diferentes láminas ilustrativas (lámina 3) su distribución en el yacimiento.

Minerales de:

uranio:	pechblenda	UO_2
hierro:	pirita	FeS_2
	marcasita	FeS_2
cinc:	blenda	ZnS
plomo:	galena	PbS
cobre y hierro:	calcopirita	$CuFeS_2$
	bornita	Cu_3FeS_4
	idafta	Cu_5FeS_6
cobre:	neodigenita	$Cu_{19}S$
	calcosina r6mbica	$Cu_2 S$
	covelina normal	CuS
	covelina azul	$Cu_{<14}S$

Pechblenda.

Antes de describir las características de la pechblenda de este yacimiento, se aclararán los términos uraninita y pechblenda. La uraninita s.l. es el mineral cuya fórmula química ideal es UO_2 , pero que en la naturaleza está formada por una mezcla de UO_2 con cantidades variables de UO_3 . Su estructura corresponde a un cubo de caras centradas y el parámetro de la celda elemental del producto sintético UO_2 es = 5.468 Å. Las dos formas de presentarse la uraninita s.l. en la naturaleza son: uraninita s.s. y pechblenda, cuyas diferencias han sido puntualizadas por varios autores y que se pueden resumir así:

la uraninita s.s. contiene por lo general óxidos de torio y tierras raras; pertenece característicamente a las pegmatitas, donde aparece en individuos cristalinos observables megascópicamente, siendo el valor de a_0 cercano al del parámetro de la celda elemental del compuesto sintético. La pechblenda en cambio, generalmente no contiene óxidos de torio y tierras raras, es característica de los yacimientos vetiformes y de los depósitos en sedimentos. El valor del parámetro de la celda elemental es más pequeño que en el caso de la uraninita s.s. y oscila alrededor de $a_0 = 5.41 \text{ \AA}$.

En el yacimiento Huelmo estamos frente a una pechblenda, reconocida por las siguientes propiedades: el análisis químico efectuado por Gordillo (1957) ha dado como resultado 0,01 % de ThO_2 y el valor de a_0 es igual a 5.414 Å (Linares 1961). Estos resultados concuerdan con las características geológicas puesto que dicho mineral proviene de un depósito con control sedimentario.

Las propiedades ópticas de esta pechblenda son las siguientes: color gris, dureza mayor que la del asfalto vecino, superficie de pulido buena, isotropía y ausencia de reflejos internos. No solamente se la ha identificado por óptica, sino que también se han efectuado exposiciones con placas de α -tracks y determinaciones con rayos-X por el método de Debye-Scherrer. Para la determinación roentgenográfica se ha molido un trozo de arenisca y se lo ha puesto en digestión en Cl_4C durante algunos días. Este proceso ha facilitado la separación de la pechblenda de gran parte del material asfáltico. Luego se ha separado por medio de bromoformo las fracciones liviana y pesada; finalmente, bajo binocular, se separaron los minerales de cobre y hierro, por ser los más abundantes, de los gránulos de pechblenda con material asfáltico.

El espaciado de la pechblenda de este yacimiento es el siguiente:

3.11 MF	1.63 F	1.24 M	1.04 M
2.69 M	1.56 M	1.21 M	0.91 M
1.90 F	1.35 d	1.10 M	0.90 M

La pechblenda de este depósito aparece siempre dentro de un mismo tipo de asfalto, que en este trabajo se denomina tipo A. Se presenta en forma de esferulitas, siendo el tamaño de cada una de ellas de 1 a 10μ de diámetro y excepcionalmente hasta de 30μ . El ordenamiento de las esferulitas dentro del material asfáltico es variable, pudiéndose observar:

- a) esferulitas rodeando a cierta distancia a los clastos de la arenisca, o formando rosarios o asociaciones de marcada fluididad, siempre dentro del material asfáltico. En estos casos generalmente se observan efectos radioactivos en el material asfáltico, manifestándose éste por un color más claro en las proximidades de las esferulitas, manteniéndose el color oscuro en los sectores alejados de aquellas; además se produce un leve efecto de anisotropía y pleocroísmo, (Fotografía 2).
- b) esferulitas en la parte central del material asfáltico, sin distribución preferencial; en este caso, generalmente no se observan efectos radioactivos sobre el material asfáltico. La explicación de las diferencias entre las formas a) y b) podría ser la siguiente: en el caso de la disposición de las esferulitas según b), es decir, sin ordenamiento preferencial y sin efecto radioactivo, se podría interpretar que al producirse ciertos efectos tectónicos en la zona, esas micro-áreas han sufrido un reajuste, reubicándose parcialmente el material asfáltico, relativamente plástico, borrando los efectos de la radiación.

Pirita y marcasita.

Estos minerales se encuentran con frecuencia y están diseminados en todo el yacimiento, predominando en la parte central del mismo (nivel -24), donde por otra parte decrece la proporción de los minerales cupríferos (véase láminas 3).

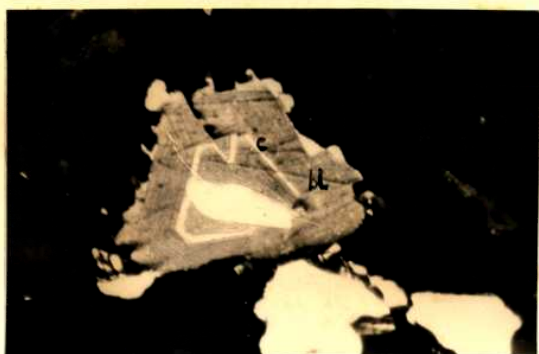
La pirita y la marcasita son los primeros sulfuros que han cristalizado en este depósito; ambas son reemplazadas en algunos casos por calcopirita, quedando entonces restos en forma de islas subredondeadas de estos minerales.

La pirita se presenta comunmente en secciones cuadradas de cubo de 20 a 50 μ de lado. La marcasita en cambio, se presenta comunmente con hábito tabular, formando las tablillas asociaciones radiales o en cruz, observándose la menos frecuentemente con formas poligonales.

Blenda.

La blenda se encuentra diseminada en todo el yacimiento, con mayor predominio en las zonas cercanas al Chiflón principal. Es del tipo poco ferrífero, transparente y de reflejos internos claros. Su característica más sobresaliente es su poder de cristalización y su zonalidad, que pueden observarse en la alternancia con calcopirita y en los reemplazos por galena y calcopirita.

Los intercrecimientos de blenda y calcopirita son fáciles de explicar en atención a los tamaños de sus celdas elementales: la blenda es cúbica con $a_0 = 5.39 \text{ \AA}$ y la calcopirita, tetragonal, siendo los valores de $a_0 = 5.27 \text{ \AA}$ y $c_0 = 10.38 \text{ \AA}$, resultando el c roentgenográfico el doble del morfológico. La blenda cristaliza preferentemente como tetraedro, combinándose algunas veces el tetraedro positivo con el negativo, y la calcopirita como esferoide, de donde se desprende la faci-



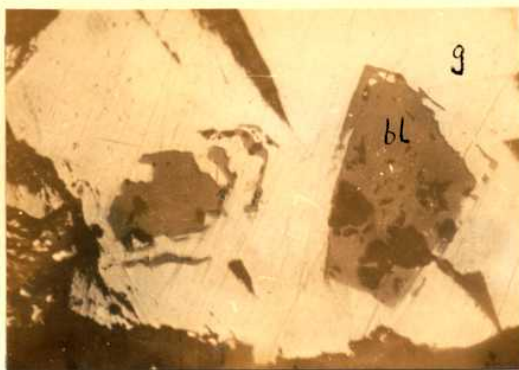
Fotografía 5: inmersión en aceite; X 250.
Calcopirita (c) intercrecida con blenda (bl)



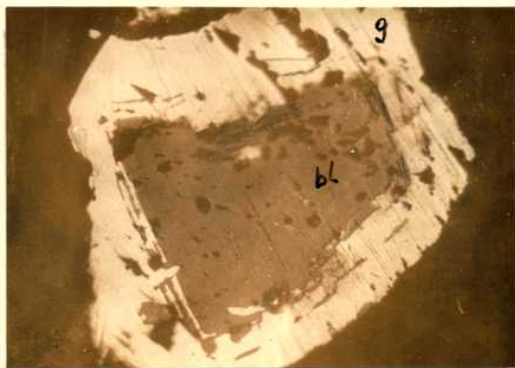
Fotografía 6: inmersión en aceite; X 200.
Calcopirita (c) intercrecida con blenda (bl)



Fotografía 7: inmersión en aceite; X 200.
Blenda (bl) intercrecida con calcopirita
(c), y además reemplazada por ella.



Fotografía 8: inmersión en aceite; X 150
Reemplazo de blenda (bl) por galena (g)



Fotografía 9: inmersión en aceite; X 150
Reemplazo de blenda (bl) por galena (g)



Fotografía 10: inmersión en aceite; X 400
Galena (g) reemplazando pseudomórficamente
a blenda (bl) de la que quedan relictos.

lidad de combinación de ambas. En la fotografías 5, 6 y 7 se pueden observar los intercrecimientos entre estos dos minerales.

La blenda y la calcopirita comenzaron a cristalizar simultáneamente, habiendo sido el tiempo de cristalización de la calcopirita más largo, como se puede observar por los reemplazos en la blenda. Algunas veces se observa este reemplazo en forma alotriomorfa (fotografía 7), otras en cambio, ha sido preferencial según una dirección, dejando una especie de enrejado de blenda.

La zonalidad de la blenda se manifiesta asimismo en los reemplazos por galena; generalmente es incipiente, observándose blendas de formas tetraédricas carcomidas en sus bordes o con remanentes alargados y paralelos a los contornos cristalográficos (fotografías 8 y 9). En un caso se observó un reemplazo casi total de la blenda, conservándose solamente su forma tetraédrica y algunos relictos internos, (fotografía 10).

Galena.

La galena es un mineral no muy abundante en este yacimiento; se la encuentra diseminada en toda la zona mineralizada, predominantemente en la parte central del nivel -24.

Se presenta tanto idiomorfo como alotriomorfamente, rellenando huecos de la roca portadora, estando raramente en contacto con otros minerales metalíferos. Fue uno de los últimos minerales en cristalizar y, como se dijera anteriormente, reemplaza a la blenda.

Calcopirita.

La calcopirita es el sulfuro más abundante y mejor distribuido en esta mena. Las formas con que se presenta en el yacimiento son las siguientes:

- a) alotriomorfa
- b) tabular
- c) intercrecida con blenda
- d) desmezclada en bornita
- e) desmezclada en idaíta

a) La calcopirita de forma alotrimorfa es la más abundante; generalmente cementa a los clastos de la arenisca y en parte reemplaza a cristales de pirita, marcasita, blenda e idaíta. También se la observa relleno de las grietas de contracción de algunos materiales asfálticos.

b) Una de las formas interesantes de presentarse la calcopirita en este yacimiento, es la cristales tabulares con extremos biselados, hábito este debido a una deformación en el crecimiento de las formas cristalográficas comunes de la calcopirita. Esta forma tabular es poco común para la calcopirita, habiéndose encontrado solamente en contados yacimientos del mundo, por ejemplo Arakawa en el Japón (Klockmann 1947, pág. 105). A título informativo cabe mencionar que calcopirita tabular asociada a calcita fué observada también por la autora de este trabajo en el yacimiento "La Esperanza" Salta, aunque no tan abundantemente como en este yacimiento.

En el yacimiento Huemul, estas tablillas están incluidas casi siempre en cristales de calcita, sin seguir ordenamiento cristalográfico alguno; se encuentran ya sea paralelamente o cortando sus maclas con cualquier inclinación, (fotografías 11, 12 y 13). Se presentan además, dentro de algunos materiales asfálticos y algunas veces asociadas a blenda.

c) La calcopirita intercrecida con cristales de blenda ha sido tratada anteriormente al considerarse esta última, y por ello



Fotografía 11: inmersión en aceite; X 200
Tablillas de calcopirita en calcita (gris)



Fotografía 12: inmersión en aceite; X 400
Tablillas de calcopirita en calcita (gris)



Fotografía 13: inmersión en aceite; X 400
Tablillas de calcopirita en calcita, de la
que se observan maclas y reflejos internos

no se insiste aquí sobre el particular.

d) La calcopirita se presenta desmezclada en forma de laminillas y husos en algunos cristales de bornita. A efectos de mayor claridad se considerará este aspecto más adelante, al tratar las características de la bornita y sus minerales asociados.

e) La calcopirita también se encuentra como desmezcla en idaíta. Este tema, como el anterior, será tratado más adelante, conjuntamente con la idaíta.

Bornita y minerales asociados: calcosina rómbica, neodigenita, covelina azul y covelina normal.

En este depósito la bornita es poco común y muy esporádica. Presenta características típicas de bornitas que se encuentran en sedimentos, como ser: su color es rosado amarillento en lugar de rosado liláceo y la superficie de los cortes pulidos requiere un período relativamente prolongado para alterarse, lo que no ocurre con las bornitas provenientes de otros tipos de depósitos.

Los cortes microscópicos muestran que la bornita se presenta aquí en diversos grados de alteración, observándose tres procesos diferentes:

- a) Bornitas con desmezclas de calcopirita
- b) Bornitas reemplazadas por calcosina rómbica
- c) Formación de bornita "craquelé"

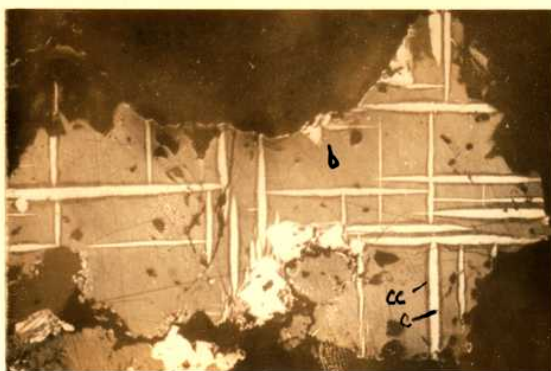
a) Las desmezclas se producen en este caso, aparentemente y según Frenzel (1959), al romperse el equilibrio de la bornita por influencia de factores externos, como por ejemplo una meteorización incipiente, formándose un conjunto de laminillas y husos

de calcopirita desmezcladas según las direcciones de clivaje cúbico y/u octaédrico de la bornita, bordeadas a su vez por calcosina y covelina. En cuanto a los minerales que bordean a la calcopirita, en razón de sus pequeñas dimensiones, resulta difícil precisar en lo que respecta a la calcosina, si se trata de la variedad rómbica o de la cúbica, denominada neodigenita. Por las características de su pulido y color se trataría de calcosina cúbica, lo que aparentemente no concuerda con las investigaciones realizadas ultimamente, puesto que se considera que la covelina azul -aquí presente- se forma a expensas de la calcosina rómbica. En cuanto a la covelina, se presentan las dos variedades: la común y la azul, aunque ésta es mucho más abundante. Se denomina covelina azul a la variedad de fórmula $Cu_{214}S$, caracterizada por su fuerte pleocroísmo azul en inmersión de aceite de cedro, (Frenzel 1959 y 1961).

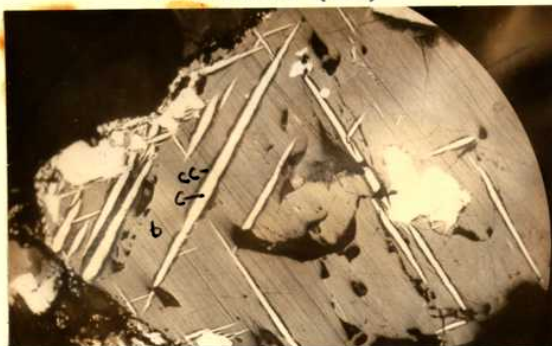
Las fotografías 14 y 15 ilustran a bornitas con desmezclas de calcopirita, a su vez bordeadas por calcosina y covelina, preferentemente de la variedad azul. En algunos casos, como el que muestra la fotografía 16, se puede observar un estado muy avanzado del proceso de alteración.

b) Se han observado bornitas reemplazadas alotriomorfamente, en mayor o menor grado, por calcosina rómbica, la que a su vez está alterada en covelina azul. En ésta subsiste a menudo el clivaje paralelo de la calcosina rómbica.

c) La tercer forma de alteración de la bornita, observada en este depósito, es la denominada "craquelé", nombre dado por Frenzel (1959) a la modalidad de la bornita en alterarse formando un resquebrajamiento poligonal muy fino. La fotografía 17 muestra la característica anotada. Cuando la bornita se resquebraja,



Fotografía 14: inmersión en aceite; X 100
 Bornita (b) con desmezclas de calcopirita (c)
 según clivaje cúbico; bordes de calco-
 sina y covelina (cc)



Fotografía 15: inmersión en aceite; X 100
 Bornita (b) con desmezclas de calcopirita (c)
 según clivaje octaédrico; bordes de calco-
 sina y covelina (cc)



Fotografía 16: inmersión en aceite; X 100
 Bornita con desmezclas de calcopirita; estado
 muy avanzado

es frecuente que aumente su poder reflector y su color tienda a más anaranjado, fenómeno que probablemente se debe a una desmezcla submicroscópica de calcopirita. Algunas pocas veces se encuentran bornitas "craquelé" con desmezclas de calcopirita. Este proceso suele estar acompañado por la formación de agregados pulverulentos de covelina normal y azul.

Idaíta y minerales asociados: covelina normal y calcopirita.

La idaíta es un mineral del sistema Cu-Fe-S, de fórmula Cu_5FeS_6 . Fue investigado exhaustivamente por Frenzel (1959), aunque su existencia como mineral no determinado ya fue mencionado anteriormente por Ramdohr, Grigoriew y otros. Dado que generalmente se presenta en pequeñas dimensiones, se conocían sus propiedades ópticas y su paragénesis, pero no su fórmula química. Frenzel repitió los ensayos de síntesis efectuados anteriormente por Mervin y Lombard, y pudo comprobar que las propiedades de la idaíta sintética y de la natural eran idénticas. Las propiedades de la idaíta de Huemul son iguales a las descritas por Frenzel para otras localidades. Son las siguientes: el color varía según el pleocroísmo, que es muy fuerte, entre amarillo anaranjado y amarillo grisáceo; el pleocroísmo le confiere una superficie de color discontinuo; el poder reflector es más alto que el de la bornita y algo más bajo que el de la calcopirita. La anisotropía es muy fuerte en intensidad y en variación de color, siendo esta entre verde claro y amarillo-rojizo. Se presenta en forma de laminillas delgadas de pocos micrones de largo.

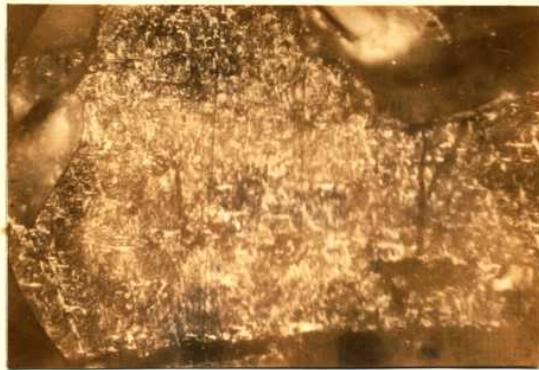
Frenzel ubica la idaíta como un producto de alteración



Fotografía 17: inmersión en aceite; X 200
Bornita "craquelé" con un huso de calcopirita. Se observan las grietas de alteración



Fotografía 18: inmersión en aceite; X 100
Nicols paralelos. Idaita .



Fotografía 19: inmersión en aceite; X 100
Nicols cruzados. Idaita: se observan las laminillas diferentemente orientadas.

de la bornita, y en los casos que este autor documenta efectivamente es así. Pero tanto Frenzel como otros investigadores han observado que variando las condiciones de presión y temperatura en el sistema Cu-Fe-S, se forma una fase estable de fórmula Cu_5FeS_6 , que indicaría que la idaíta se puede formar también primariamente. Esta tesis es reforzada por recientes investigaciones realizadas en el Japón (Takeuchi 1961), según las cuales se concluye que en dos de diez yacimientos estudiados que contienen idaíta, ésta es hipogénica, formada como producto final de cristalización a baja temperatura y presión, de soluciones portadoras de cobre.

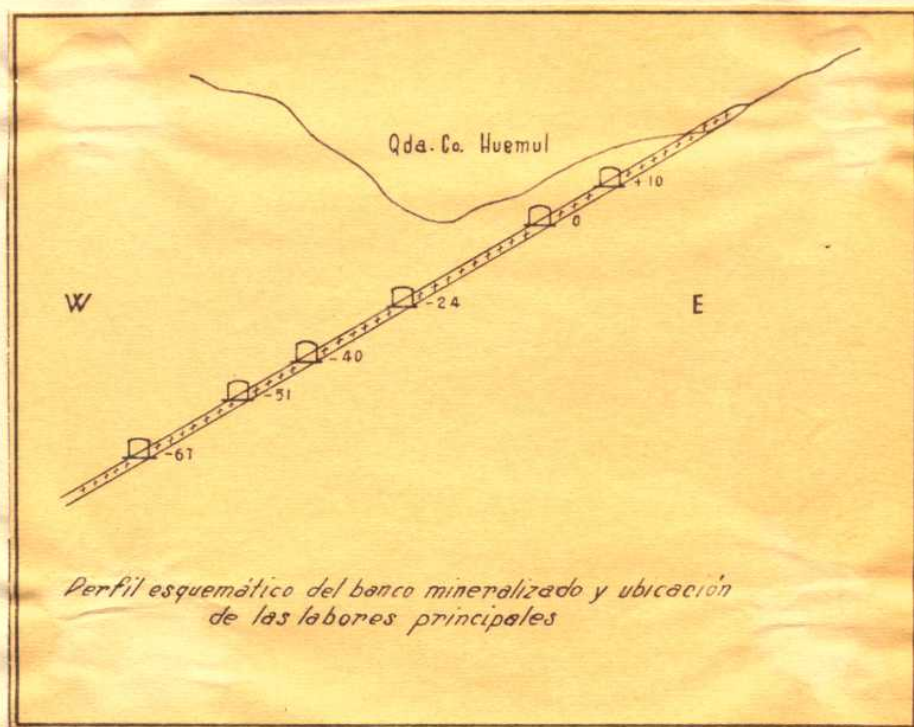
En el caso del yacimiento Huemul, de acuerdo a las apreciaciones anotadas en primer término, se presentaba el interrogante siguiente: cómo era posible que existiendo abundancia de idaíta, no hubiera restos de la primitiva bornita asociada a ella. Este interrogante se acentuaba al observarse los pulidos de una muestra correspondiente al nivel -67, donde aparecían la bornita y la idaíta en individuos independientes, aunque próximos entre sí, en los que la bornita era reemplazada por calcosina rómbica y la idaíta estaba intercrecida con covelina normal y calcopirita.

Conforme a las observaciones realizadas, la autora se inclina a admitir que la idaíta presente en el yacimiento Huemul es genéticamente primaria.

Se presenta en asociaciones formadas por individuos alargados muy delgados, que forman agregados de contornos irregulares de hasta alrededor de 400μ de diámetro (fotografía 18 y 19). Además de encontrarse grupos formados únicamente por idaíta, es frecuente observar a ésta intercrecida o reemplazada por calcopirita, e intercrecimientos de idaíta con laminillas de covelina

normal y calcopirita. Se interpreta que estos dos minerales mencionados últimamente, son productos de alteración de la idaíta.

La idaíta es abundante y está ampliamente distribuída en todo el yacimiento, notándose mayor cantidad aún desde el nivel -51 hacia abajo.



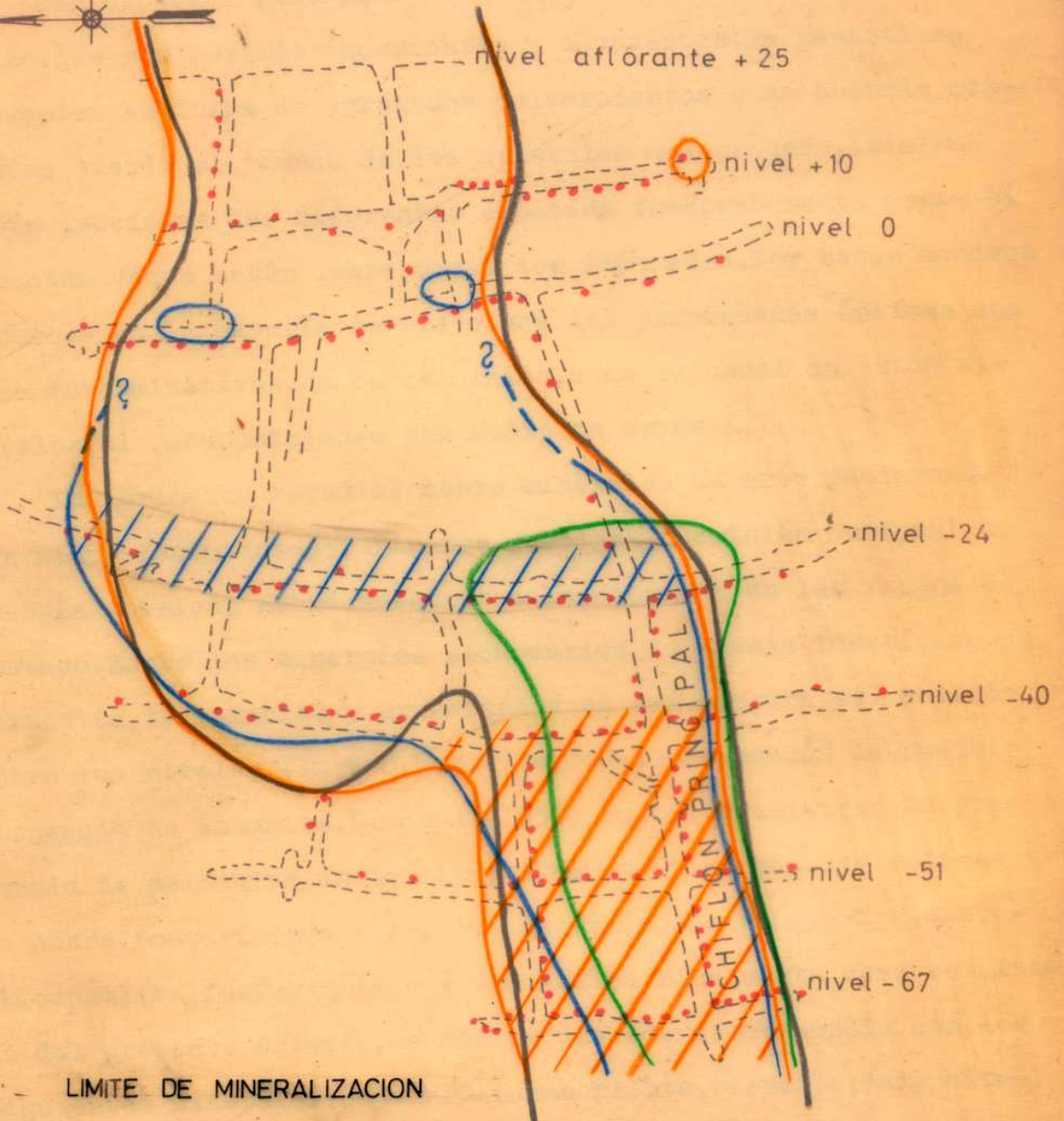
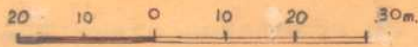
LAMINA 2

Yacimiento Huemul.






Escala 1 : 2000

YACIMIENTO HUEMUL

Escala 1:1000



LIMITE DE MINERALIZACION

-  CUPRIFERA / ZONA MAS MINERALIZADA
-  UBICACION DE MUESTRAS ESTUDIADAS
-  PIRITA — MARCASITA
-  LIMITE DE MINERALIZACION URANIFERA
-  BLENDA — GALENA

d) Minerales secundarios transparentes.

Se considerarán en este capítulo los minerales secundarios, ópticamente transparentes de este yacimiento. Una parte de ellos se encuentra solamente o preferentemente en la zona de oxidación como pátinas o costras, otros en cambio, están representados por eflorescencias recientes en las galerías.

Con especial referencia se estudiaron los minerales de uranio, que son los más importantes y abundantes. En general se presentan en forma de agregados pulverulentos o de costras compactas siendo el tamaño de los cristales muy pequeño. Asimismo están asociadas las diferentes especies frecuentemente entre sí y muchas veces están impregnadas con impurezas. Por estos motivos y porque en la mayoría de los casos las propiedades ópticas son poco determinativas, se ha recurrido, como es usual en estos minerales, al reconocimiento por medio de Rayos-X.

Los primeros estudios sobre minerales de este yacimiento han sido efectuados por Linares y Poljak (Comisión Nacional de Energía Atómica) sobre muestras coleccionadas en las zanjas de destape. Entre los minerales secundarios de uranio identificaron carnotita, tyuyamunita y uranofano y en una muestra del chiflón entre los niveles +10 y 0, bayleyta; mencionan además la posible presencia de autunita. Linares (1956) describe asimismo la presencia de malaquita, crisocola y limonita y un posible sulfato de cobre. Posteriormente fueron identificados sengierita, cuprosklodowskita, fosfuranilita y thenardita. Finalmente, como resultado del presente estudio, la nómina precedente se amplía con los siguientes minerales: johannita, uranopilita, zippeíta, "zippeíte-like mineral", schroeckingerita, metaautunita, betauranofano, además de calcantita, melanterita y epsomita.

El cuadro siguiente resume los minerales secundarios transparentes identificados hasta el presente en este yacimiento:

	principal- mente de U	otros elementos
óxidos hidratados:		limonita
carbonatos:	schroekingierita bayleyta	malaquita azurita
sulfatos:	johannita uranopilita zippeíta zippeite-like mineral	calcantita melanterita epsomita thenardita
vanadatos:	carnotita tyuyamunita sengierita	"huemulita"
fosfatos:	metaautunita fosfuranilita?	
silicatos:	uranofano betauranofano cuprosklodowskita	crisocola

Minerales de uranio.

Primeramente se describirán los minerales que presentan algunas particularidades, para luego considerar los restantes de este capítulo.

Zippeíta y una variedad de zippeíta.

Aún no está muy estudiada la composición química de estos minerales pero se puede decir que corresponden a la fórmula básica $2\text{UO}_2 \cdot \text{SO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ (Fronde1, 1958). Se presentan como eflorescencias de reciente formación en las galerías de los niveles +10, 0 y -24. Se ha observado la presencia de dos variedades que corres

ponden aproximadamente a lo que Frondel denomina "Zippeite proper", que aquí se denominará zippeíta (a), y a una de las variedades de los "Zippeite-like minerals", que se denominará zippeíta (b). Ambas tienen el mismo color amarillo oro y se diferencian megascópicamente por no poseer fluorescencia la zippeíta (a), mientras que la zippeíta (b) la presenta de color amarillo oro, muy brillante.

Las propiedades ópticas que se han observado a grano suelto son las siguientes: zippeíta (a), color amarillo, transparente, hábito tabular, relieve mediano, y extinción oblicua. La zippeíta (b) posee color amarillo, es transparente, algo pleocroica, relieve e índices mayores que los de zippeíta (a); además tiene colores de birrefringencia anómalos, extinción recta y elongación positiva.

A continuación se transcriben los espaciados de los diagramas de polvo obtenidos con material de Cerro Huemul y se los compara con los de Joachimsthal, Bohemia (zippeite proper) y Happy Jack, Utah, (zippeite-like mineral), citados por Frondel.

Zippeíta (a) Huemul		Zippeite proper Joachimsthal		Zippeíta (b) Huemul		Zippeíte-like Happy Jack	
d(Å)	I	d(Å)	II	d(Å)	I	d(Å)	I
8.67	m	8.65	4	8.69	d	8.61	1
7.08	mf	7.06	10	7.31	mf	7.31	10
----	-	6.45	2	5.57	d	5.57	1
5.50	d	5.44	4	4.77	d	4.77	1
4.27	mdb	4.27	5	4.27	m	4.27	1
3.88	md	3.88	3	4.10	md	4.10	4
3.56	d	3.63	4	3.99	md	3.99	1
3.46	m	3.51	8	3.66	f	3.66	9
3.12	f	3.12	9	3.51	f	3.51	5
2.90	m	2.86	6	3.35	md	----	-
2.68	m	2.71	2	3.22	md	3.22	1
----	-	2.65	5	3.15	f	3.15	8
2.48	m	2.47	5	3.06	md	----	-
2.36	md	2.34	2	2.86	m	2.86	4
2.24	d	2.21	4	2.66	m	2.66	3
2.17	d	2.14	3	2.53	m	2.53	4
2.08	md	2.09	2	2.45	md	2.45	1
2.03	md	2.05	5	2.32	d	2.25	2

continuación:

Zippeita (a) Huemul		Zippeite proper Joachimsthal		Zippeita (b) Huemul		Zippeite-like Happy Jack	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
1.95	md	1.96	6	2.22	d	2.22	2
----	-	1.87	2	2.12	d	2.12	4
1.84	mdb	1.85	2	2.06	md	----	--
----	-	1.81	5	2.01	md	2.00	4
1.76	d	1.74	6	1.96	md	1.96	2b
1.73	d	----	-	1.90	md	1.88	2b
1.70	d	1.69	1	1.85	md	1.85	1
1.68	d			1.82	md	1.82	2b
1.57	d			1.79	md	1.79	1b
1.44	mdb			1.75	md	1.74	4
1.41	mdb			----	-	1.73	1
1.37	mdb			1.70	d	1.70	4
				1.62	md	1.62	2
				1.58	md	1.58	3
				----	-	1.51	1
				1.43	d	----	-
				1.40	d	----	-
				1.33	md	----	-

Anodo de Cu; filtro Ni; cámara de 114,6 mm

mf=muy fuerte; f=fuerte; m=mediano; d=débil; md=muy débil; b=banda

Johannita, $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$.

La johannita ha sido identificada en las galerías de los niveles +10,0,-24 y -40 donde se la encuentra como eflorescencias de reciente formación. Se presenta comunmente en agregados esferoidales de color verde-grisáceo mate. Según la bibliografía consultada la johannita no es fluorescente, habiendosela encontrado en este yacimiento con propiedades variables, entre no fluorescente y fluorescente de color verde manzana brillante.

Las propiedades ópticas que se han observado a grano suelto y al microscopio son color verde, transparente, tendencia a hábito tabular, pleocroismo fuerte-entre incoloro y verde-, índices algo mayores de 1,55 y birrefringencia baja.

A continuación se transcriben los espaciados de los diagramas obtenidos por medio de Rayos-X con material de Huemul juntamente con los de Great Bear Lake, Canadá, citado por Frondel.

Huemul		Great Bear Lake	
d(A)	I	d(A)	I
7.73	mf	7.73	10
7.19	d	-----	-
6.15	f	6.16	9
5.57	d	5.59	4
4.84	d	4.84	2
4.39	m	4.38	6
4.31	md	-----	-
4.19	d	4.20	3
3.88	f	3.87	7
3.81	md	-----	-
3.73	d	3.73	4
3.54	d	3.53	4
3.41	m	3.41	8
3.24	d	-----	-
3.17	d	-----	-
3.13	d	3.13	7
3.04	d	3.04	7
2.94	md	2.93	2
2.81	d	2.81	3
2.77	md	-----	-
2.73	md	-----	-
2.68	d	2.69	4
2.59	d	2.58	3

Anodo Cu; filtro Ni; cámara de 114,6 mm.

mf=muy fuerte; f=fuerte; m=mediano; d=débil; md=muy débil.

Fosfuranilita ?

No se ha podido determinar con precisión de que especie se trata. Frondel (1958) cita la posibilidad de una serie entre fosfuranilita y renardita, cuyas fórmulas respectivamente son:

$\text{Ca}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ y $\text{Pb}(\text{UO}_2)_4(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ es decir, habría una sustitución de Pb por Ca. Se efectuó un análisis químico y otro microquímico por plomo que ha dado como resultado la presencia de este elemento.

Se presenta en muestras de superficie, en muy poca cantidad; es de color amarillo pálido y megascópicamente no se la puede diferenciar de uranofano y betauranofano.

Las propiedades ópticas que se han observado a grano suelto son, color amarillo anaranjado, transparencia, índices mayores de 1,55, colores anómalos de birrefringencia, extinción recta y elongación positiva.

A continuación se transcriben los espaciados de los diagramas efectuados por medio de rayos-X (método Debye-Scherrer) con material del yacimiento Huemul y se los compara con los de fosfuranilita de Flat Rock Mine, USA y con los de renardita de Katanga, Congo.

Fosfuranilita ? Huemul		Fosfuranilita Flat Rock Mine		Renardita Katanga	
d(Å)	I	d(Å)	I	d(Å)	I
10.28	d	10.16	1	10.5	4
7.89	mf	7.83	10	7.97	10
7.62	d	-----	-	-----	-
-----	-	7.20	½	-----	-
7.02	md	-----	-	-----	-
6.75	md	-----	-	-----	-
-----	-	6.33	1	6.37	3
5.83	d	5.83	8	5.83	8
5.43	md	5.37	½	-----	-
5.09	md	-----	-	-----	-
-----	-	4.96	1	4.94	4
4.79	md	4.72	2	4.80	4
4.50	d	-----	-	-----	-
4.27	m	4.33	3	4.37	7
3.98	m	3.97	9	3.99	9
3.83	d	3.83	1	3.82	5
3.40	m	3.44	1	3.38	7
-----	-	3.36	2	-----	-
3.20	md	3.12	6	3.13	8
3.09	f	3.07	4	3.09	8
2.99	md	2.94	2	-----	-
2.88	f	2.86	6	-----	-
2.66	md	2.71	1	2.70	1b
2.57	md	2.59	1	2.59	2
-----	-	-----	-	2.54	2
2.45	d	2.46	1	2.45	3

Anodo de Cu; filtro Ni; cámara de 114,6 mm.

mf=muy fuerte; f=fuerte; m=mediano; d=débil; md=muy débil; b=banda.

Schroeckingerita, $\text{Na Ca}_3 (\text{UO}_2)(\text{CO}_3)_3(\text{SO}_4)\text{F} \cdot 10\text{H}_2\text{O}$

Fue identificada por medio de Rayos-X y se la ha identificado en muestras de superficie, en el chiflón principal y en el nivel -40; en estos dos últimos lugares es de reciente formación. Es pulverulenta y de color verde grisáceo. Se la encuen-

tra facilmente con luz ultravioleta, dada su fluorescencia muy típica de color verde claro muy brillante.

Bayleyta, $Mg_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 18H_2O$

Como ya se mencionara, se la ha identificado en una oportunidad anterior por medio de Rayos-X, en una muestra del chiflón entre los niveles +10 y 0, no habiéndosela encontrado posteriormente.

Uranopilita, $(UO_2)_6(SO_4)(OH) \cdot 10H_2O$

Fue identificada por medio de Rayos-X y se la ha encontrado en superficie y en las galerías de los niveles 0, -24 y -40, donde se presenta como eflorcencias de color amarillo-limón y fuerte brillo céreo. Observada a luz ultravioleta da una fluorescencia de color amarillo verdosa muy brillante.

Carnotita, $K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot nH_2O$

Fue el mineral más importante de la zona de oxidación, ya explotada en su casi totalidad. Se presenta en forma de pátinas pulverulentas de superficies discontinuas de color amarillo oro y sin brillo. Fue identificada por medio de Rayos-X.

Tyuyamunita, $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5-8\frac{1}{2} H_2O$

Es uno de los minerales que más abunda en lo que resta de la zona de oxidación. Se presenta en forma de pátinas más bien compactas de color amarillo verdoso y de fuerte brillo céreo. Fue identificada por medio de Rayos-X.

Sengierita, $Cu(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 8-10H_2O$

Se la encuentra en forma de pátinas o tapizando oquedades de la arenisca, no siendo muy común en este yacimiento. Es de color verde manzana, habiéndosela identificado por medio de Rayos-X.

Metaautunita, $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Se presenta en pequeños nucleos puntiformes de color gris verdoso sobre la roca y solo se la puede encontrar mediante la lámpara de luz ultravioleta. La fluorescencia es de color verde claro muy brillante. No es muy abundante y solamente se la ha encontrado en superficie. Fué identificada por medio de Rayos-X.

Uranofano, $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Se ha identificado éste en la zona de oxidación donde se presenta en forma de costras de color sumamente variable, entre amarillo muy pálido hasta pardo rojizo.

Por medio de Rayos-X, método Debije Scherrer, todas las muestras han dado el mismo espaciado, a pesar de las diferencias en el color, correspondiendo ese espaciado al de un uranofano normal.

Betauranofano, $\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Es muy escaso y fué encontrado solamente en muestras de superficie. Es de color amarillo claro y se presenta como costras masivas sobre la roca. Fué identificado por medio de Rayos-X.

Cuprosklodowskita, $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3)_2(\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$

Se presenta formando costras de color verde algo amarillento y de brillo vítreo intenso; se encuentra especialmente en muestras de superficie. Fué identificada por medio de Rayos-X.

Minerales no uraníferos.

Hasta aquí se mencionaron solamente los minerales de uranio encontrados en el yacimiento Huemul. Resta describir los que no poseen uranio en su fórmula química. Son de poca importancia y fueron identificados, según los casos, por óptica y/o por medio de Rayos-X, método Debije -Scherrer.

El más abundante de ellos es la calcantita, $\text{SO}_4\text{Cu} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, que se presenta, en superficie, en forma de agregados pulverulentos de color gris-celeste claro; en los niveles +10 y 0, en forma de costras formadas por cristales relativamente grandes, transparentes, de color verde turquesa y brillo vítreo, cubriendo superficies extensas de las paredes y del techo de las galerías; se observó una tercera forma de presentarse en el chilón entre los niveles +25 y +10, donde se encuentra en forma de agujas de un tamaño de aproximadamente 5mm de largo y 0,5mm de ancho, de color celeste, transparente y de brillo vítreo.

Otros minerales de cobre secundarios hallados, aunque no abundantes, son la malaquita $\text{CO}_3\text{Cu}_2(\text{OH})_2$, azurita $(\text{CO}_3)_2\text{Cu}_3(\text{OH})_2$ y crisocola $\text{SiO}_3\text{Cu} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, que se encuentran tanto en superficie como en los niveles superiores del yacimiento.

No muy abundantes son los minerales de hierro, tipo limonítico que se presentan asociados a los demás minerales secundarios.

En forma de eflorcencias y en los niveles +10, 0 y -24, se han identificado melanterita $\text{SO}_4\text{Fe} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, epsomita $\text{SO}_4\text{Mg} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ y thenardita SO_4Na , que se presentan cubriendo superficies de tamaños variables en las paredes y techo de las galerías, algunas veces íntimamente asociados a los minerales de uranio.

Por último cabe mencionar el nuevo mineral "huemulita" un vanadato de color amarillo anaranjado y aspecto pulverulento que aún está en estudio.

V GENESIS

a) Consideraciones generales.

En los capítulos precedentes se han consignado diversos datos geológicos y mineralógicos del yacimiento Huemul. Para entrar en el problema genético se considera conveniente comenzar con la mención de algunas propiedades geoquímicas de los elementos que han precipitado en este yacimiento. Luego se analizarán los aspectos que definen la formación de depósitos de uranio con control sedimentario y las diversas teorías que tratan la génesis de esos depósitos.

Desde el punto de vista geoquímico, el uranio es un elemento oxifilo, no presentándose en forma de sulfuros, arseniuros, telururos ni en estado nativo.

Es un elemento muy distribuido en la corteza terrestre, siendo su concentración en ella de 1-2 ppm. Los valores de esas concentraciones en las diversas rocas son, recopilados de diferentes autores, los siguientes:

rocas ígneas ultrabásicas	< 1 ppm
rocas ígneas básicas	1 ppm
rocas ígneas intermedias	2 ppm
rocas ígneas ácidas	4 ppm
areniscas	1-2 ppm

Según Klepper y Wyant (1957) el contenido de uranio en las rocas plutónicas puede ser algo menor que los mencionados, mientras que los valores en las rocas volcánicas correspondientes es algo mayor, pudiendo ser el factor 1,5 a 2. El estudio de 50 rocas volcánicas, entre riolíticas y basálticas arrojó un promedio de 5,6 ppm de uranio, habiendo sido el rango entre 0,8 y 15,4 ppm.

Su distribución en rocas ígneas, pegmatitas y vetas, muestra según Mc Kelvey et al (1955), la tendencia a concentrarse en diferenciados tardíos. Por otra parte parecería que el uranio puede permanecer en solución hasta las últimas etapas de la cristalización, por lo cual podría estar finamente depositado como una película sobre la superficie de los granos minerales. Esto surge del hecho que más del 40% del uranio de algunas rocas es fácilmente disuelto por ácido clorhídrico diluido.

En las rocas graníticas el uranio se presenta principalmente como un constituyente menor de los minerales accesorios, como ser zircón, apatita, monazita, etc., cuyos cationes, tales como el calcio, torio y tierras raras, pueden ser sustituidos diatómicamente por el uranio. En los minerales formadores de rocas, principales, la presencia de uranio es poco común. Algunos autores, como se indicará en el capítulo sobre teorías del origen de los yacimientos de uranio en rocas sedimentarias, suponen como probable fuente del uranio a las rocas graníticas. Debe mencionarse que del total del uranio contenido en dichas rocas, el correspondiente a los minerales accesorios es difícilmente liberado, al no ser éstos alterados con facilidad, por lo que la cantidad de uranio de dichas rocas que puede considerarse como fuente es bastante menor.

El uranio se presenta con valencia $+4$ y $+6$. Las sales del U^{+4} son, salvo raras excepciones, insolubles, mientras que las del U^{+6} son fácilmente solubles. El óxido UO_3 es anfótero; forma con los ácidos sales de uranilo fácilmente solubles y con las bases uranatos insolubles. Si las soluciones son carbonatadas o sulfatadas, favorecen la actividad del ion uranilo $(UO_2)^{+2}$ y se pueden formar iones complejos solubles, tales como $UO_2(CO_3)_2^{-2}$

y $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{-4}$ en soluciones debilmente alcalinas y $\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2^{-2}$ y $\text{UO}_2(\text{SO}_4)_2^{-4}$ en soluciones ácidas. Estos complejos y los que se forman con compuestos orgánicos son muy importantes en el ciclo exógeno. La reducción del ion hexavalente al tetravalente, se efectúa preferentemente por intermedio de SH_2 , restos de organismos, sustancias carbonosas, asfaltos y gases. La propiedad del uranio de cambiar de valencia, de solubilizarse y volver a precipitar y de formar iones complejos que tambien precipitan y se vuelven a solubilizar, en soluciones cuyas propiedades fluctúan comunmente en la naturaleza, hace que la distribución y el poder de movilizaci6n del uranio en el ciclo exógeno sean muy grandes.

El uranio es frecuentemente adsorbido por algunas arcillas, en especial bentonitas, como así tambien por pirobitúmenes, carbones, geles de silicio, aluminio, manganeso o hierro. La cantidad de uranio adsorbida no depende tanto de la concentraci6n, como del volumen y del tiempo que las soluciones atraviesan el sedimento.

El vanadio tiene tres estados estables de oxidaci6n, V^{+3} , V^{+4} , V^{+5} . Todos ellos y en particular el V^{+5} muestran una tendencia a formar complejos con el oxígeno y en parte con el azufre. A semejanza del titanio y del f6sforo, el vanadio tiende a concentrarse en las rocas básicas. Los valores de las concentraciones de este elemento en las diferentes rocas, son, según Green en Fischer y Stewart (1961), las siguientes:

rocas ígneas ultrabásicas	140 ppm
rocas ígneas básicas	210 ppm
rocas ígneas intermedias	95 ppm
rocas ígneas ácidas	55 ppm
areniscas	10-60 ppm

El V^{+4} sustituye con facilidad al Ti^{+4} , por ejemplo en la titanita y en el rutilo. El V^{+5} puede sustituir al P^{+5} en las apatitas. Los feldespatos carecen casi siempre de vanadio, pero los piroxenos, anfíboles y micas, contienen frecuentemente algo de vanadio en sustitución del Fe y del Al. El V^{+5} se moviliza con facilidad y si en las aguas superficiales o subterráneas existen metales, se pueden producir concentraciones locales de vanadatos de cobre, plomo, zinc y uranio, en particular en las zonas de oxidación de yacimientos. También es frecuente en condiciones reductoras, por lo general en presencia de SH_2 , que las soluciones precipiten su vanadio en forma de V_2S_5 en pizarras bituminosas, en asfaltos y rocas semejantes.

En el yacimiento Huemul, además de minerales de uranio y de vanadio se presentan otros minerales metalíferos, por lo cual se considera de interés mencionar los valores de la concentración de cobre, plomo, zinc y hierro en las diversas rocas, tal como lo expone Rankama y Sahama (1949):

Para el cobre se conocen los siguientes valores:

rocas ígneas básicas	149 g/t
rocas ígneas intermedias	38 g/t
rocas ígneas ácidas	16 g/t

en forma de calcopirita, bornita, cubanita o quizá sustituyendo al hierro en algunos minerales.

Para el plomo se conocen los siguientes valores:

rocas ígneas ácidas	19 g/t
rocas ígneas básicas	9 g/t

El valor para el Zinc es de 132 g/t en rocas ígneas mientras que para el hierro se mencionan aproximadamente 5 % en dichas rocas.

Estudios efectuados sobre el contenido de metales en petróleos y asfaltos han demostrado la presencia ,entre otros, de uranio, vanadio y cobre, en porcentajes muy pequeños. El contenido de uranio en los petróleos es, según Erickson et al (1954), de solo centésimas de partes por millón mientras que en los asfaltos estas cifras aumentan a décimas y algunas partes por millón. Es indudable que el contenido de uranio aumenta a medida que el petróleo se hace más viscoso, pero no existen estudios cuantitativos que estimen el promedio de esas concentraciones.

La presencia de uranio, vanadio, cobre y níquel en petróleos, asfaltitas y materiales bituminosos argentinos ha sido mencionada en diferentes trabajos realizados por Longobardi y Fester. Con especial referencia, Lexow y Maneschi (1948) citan la presencia de pequeñas cantidades de uranio y vanadio en petróleos de Tupungato y Barrancas, como así también en las asfaltitas de la Mina Gral. San Martín (Minacar), La Valenciana y El Toki, todos de la Prov. de Mendoza.

El llamado "material carbonoso" de los autores americanos y otros nombres que se le han dado a sustancias de procedencia orgánica, son productos de un origen todavía muchas veces incierto, atribuido en parte a restos vegetales, en parte a residuos petrolíferos y posiblemente también a productos húmicos. En el caso del yacimiento Huelmul se trata muy probablemente de material asfáltico de origen petrolífero, como se verá más adelante.

Los depósitos de uranio con control sedimentario.

En la formación de una roca sedimentaria ocurren distintos procesos de carácter físico, químico y biológico. Esos procesos de por sí complicados, lo son más aún, si se tiene en cuenta que además de los aportes propios que acarrea el sedimento, entran en juego soluciones de diferentes orígenes que pueden introducir o eliminar sustancias.

El origen de los depósitos de uranio con control sedimentario, puede ser el resultado de complejas combinaciones de diversos factores, siendo difícil de precisar en muchos casos la verdadera procedencia de los elementos metálicos. No obstante, la mayoría de estos yacimientos presentan características comunes que permiten inferir procesos de formación parecidos o similares. En general, dichos yacimientos están ligados a sedimentos terrestres, casi siempre clásticos, que yacen en posición horizontal o subhorizontal y que pocas veces están afectados tectónicamente. Generalmente esos sedimentos corresponden a formaciones fluviátiles o transicionales fluviátiles compuestos por areniscas, a veces feldespáticas o arcósicas, con intercalaciones conglomerádicas y arcillosas. Los depósitos son, en la mayoría de los casos, tabulares o lentiformes y por lo general, dependientes de factores litológicos. Muchas veces están orientados paralelamente a la dirección de las corrientes de sedimentación, como se puede observar, por ejemplo, por la lineación de troncos fósiles. En otros casos los yacimientos se alojan en los rellenos de canales fluviales, que están formados por sedimentos areniscosos y conglomerádicos porosos, delimitados por arcillas y que contienen abundantes fósiles vegetales.

A estos depósitos algunos autores norteamericanos los

llaman en forma general "sandstone-type deposits", denominación que evidentemente no pretende un alcance genético. Para ensayar una clasificación de carácter genético es necesario analizar la procedencia u origen del uranio, las condiciones de transporte y recorrido de los fluidos mineralizantes y el mecanismo que controló su precipitación o fijación en el sedimento.

Antes de entrar a considerar las variantes que pueden presentar esos factores, es oportuno señalar que las determinaciones de edad por el método Pb/U efectuados por Stieff, Stern y Milkey (1953) y otras posteriores, han demostrado que la edad de la mineralización de uranio en los sedimentos del Plateau del Colorado, es prácticamente siempre más joven que la del sedimento portador. Estas determinaciones isotópicas limitan la posibilidad de acumulaciones singenéticas de uranio en este tipo de depósito.

Se postulan principalmente dos orígenes para las mineralizaciones uraníferas en yacimientos con control sedimentario; según algunos autores el uranio procede de fuentes hidrotermales y en la opinión de otros, de la lixiviación de rocas preexistentes. Son numerosos los trabajos realizados al respecto; muchos de ellos se diferencian por detalles poco significativos, de modo que se considera conveniente mencionar aquí solo las ideas más importantes de los autores que innovaron o compilaron críticamente las opiniones existentes sobre este tema.

Una de las primeras teorías hidrotermales fué expuesta por Hess (1922); este autor supone soluciones magmáticas portadoras de uranio, las que en su ascenso penetraron en estratos permeables distribuyéndose lateralmente, dejando el uranio en aquellos lugares que presentaban condiciones apropiadas, para la depositación.

McKelvey et al (1955), sin descartar otros posibles orígenes, se inclinan a considerar que el uranio procede de fuentes hidrotermales. Fundamentan su punto de vista en los siguientes hechos:

-La paragénesis de los minerales presentes en yacimientos de uranio en sedimentos es similar a la de los depósitos hidrotermales, de vetas.

-Los depósitos de uranio del Plateau, en especial los de alto contenido de cobre, están asociados a fallas y fracturas.

-No necesariamente las soluciones hidrotermales tienen que originar yacimientos vetiformes. En el caso de los depósitos del Plateau, el control estaría dado por los rasgos sedimentarios, es decir, por la permeabilidad y porosidad de la roca.

-La falta de alteración hidrotermal, en comparación con depósitos hidrotermales es explicable, puesto que el cuarzo es el mineral más abundante de los sedimentos portadores y no se altera; por otra parte en algunos casos abundan clorita y caolín.

-La alta concentración de vanadio en algunos de estos yacimientos de uranio, es un argumento fuerte, aunque no definitivo, de los autores que disienten con un origen hidrotermal, ya que habría que investigar con más detalle la participación del vanadio en depósitos hidrotermales típicos.

Kerr (1958) por su parte también apoya firmemente la idea que el uranio es de origen hidrotermal; completa esa idea, sugiriendo que podría provenir de una etapa final de la actividad ígnea. El origen magmático lo ve confirmado en la secuencia de las alteraciones hidrotermales que presentan los sedimentos mineralizados y en la temperatura de formación de algunos minerales, cuya cristalización, según ese autor, se ve favorecida entre los 100° y 350°C. Sin embargo Kerr no excluye la posibili-

dad de una distribución subsecuente de las soluciones hidrotermales portadoras de uranio y otros elementos acompañantes por aguas circulantes.

Un origen del uranio a partir de soluciones hipogénicas es sostenida también por Page (1960). Este autor considera que si el uranio es incorporado en minerales formadores de rocas ígneas, bien puede ser expedido directamente del magma en cualquier etapa de su consolidación como fluido enriquecido en uranio. Las asociaciones del uranio con diferentes metales dependerían del momento o etapa en que el fluido hipogénico fué expedido del magma. Los cuerpos ígneos intrusivos estarían en muchos casos a considerable profundidad en relación espacial con los depósitos de uranio que originaron. Las soluciones, separadas del magma, pueden haber emprendido un camino ascendente hasta alcanzar un sitio favorable para su precipitación. Ese lugar de depositación estaría controlado por los gradientes geotérmicos y las presiones reinantes en el conducto como así también por la composición química de las soluciones. Si los conductos por los que circularon los fluidos hidrotermales son fallas y fracturas subverticales de paredes impermeables, la precipitación de esas soluciones ocurrirá en vetas, zonalmente distribuidas con respecto a la roca intrusiva. También puede ocurrir que las soluciones se encuentren con zonas de fallas de poca inclinación pudiendo entonces alejarse a considerable distancia del centro intrusivo antes de encontrar las condiciones adecuadas para su depositación. Pero si las soluciones encuentran condiciones de temperatura y presión favorables dentro de un estrato poroso, precipitarían allí rellenando intersticios, dando lugar a un depósito subparalelo a la estratificación con todas las características de los yacimientos de pechblenda

y sulfuros encontrados en rocas sedimentarias. Sin embargo, Page admite que existen depósitos que podrían ser el resultado de la redistribución de uranio de yacimientos o concentraciones previamente formadas por soluciones hipogénicas.

Entre los autores que opinan que el uranio proviene de la lixiviación de rocas preexistentes, se mencionará primeramente a Wright (1955), quien sugiere que los depósitos de uranio con control sedimentario son semejantes a los depósitos sedimentarios de cobre; interpreta que el uranio y los demás elementos de la roca portadora provienen de una misma fuente, esto es, de la erosión de grandes masas terrestres. El uranio en su camino hacia el mar puede haber sido fijado en el continente conforme a ciertos ambientes favorables, dando lugar a depósitos equivalentes a las lutitas y fosforitas marinas ricas en ese elemento.

Varios autores sostienen que los elementos metálicos contenidos en una pila sedimentaria pueden concentrarse dentro de ella mediante la circulación de aguas.

En 1905, Hillebrand (en McKelvey, 1955), considera que el vanadio se encuentra ampliamente distribuido, en pequeñas cantidades, en areniscas y rocas ígneas; este hecho indujo a Ransome (en McKelvey 1955) a suponer que los depósitos de vanadio del Plateau del Colorado eran el resultado de concentraciones de ese elemento en lugares donde hubo condiciones favorables de solución y redepositación. Posteriormente Emmons (1918) adoptó esta hipótesis para los yacimientos uraníferos.

Otros investigadores, como por ejemplo Waters y Granger (1953) y Noble (1960), opinan que el uranio es lixiviado principalmente de cenizas volcánicas y otras rocas piroclásticas, puesto que su textura y permeabilidad permiten un activo movi-

miento de las aguas, con la correspondiente lixiviación.

Los resultados de observaciones efectuadas en base a la geoquímica del uranio fueron publicadas por Gruner (1956). Según ese autor, el uranio proviene de la alteración meteórica de rocas portadoras de ese elemento y es transportado por soluciones y aguas circulantes a través de lentes sedimentarias o canales favorables, para finalmente depositarse en los lugares de condiciones físico-químicas apropiadas. Considera la meteorización de grandes volúmenes de rocas -en especial granitos precámbricos- en climas áridos y semiáridos, con posterior deposición de los productos de esa alteración meteórica en cubetas continentales. Los agentes de la lixiviación del uranio serían los bicarbonatos de calcio, magnesio y sodio, que formarían con el uranio compuestos estables que pueden migrar en ambientes neutros a través de grandes distancias hasta encontrar condiciones reductoras donde se precipitarían; subsecuentemente a esa precipitación, por efectos de oxidación-reducción, esos compuestos se solubilizarían y reprecipitarían repetidamente hasta enriquecerse y formar los llamados "black ores". Al proceso Gruner lo denomina "multiple-migration-accretion", en atención a los cambios cíclicos de oxidación-solución-migración-precipitación.

Evidentemente esos cambios cíclicos pueden modificar, a veces, la ubicación y el carácter primitivo de un depósito, haciendo más difícil la interpretación sobre su origen, control primario de la mineralización y edades absolutas. También las oscilaciones del nivel de agua pueden provocar efectos similares, es decir redepósitos locales de la mineralización primaria. En estos casos, si se hicieran determinaciones de edad absolutas de la mineralización primaria, debe tomarse la mayor, puesto que

como consecuencia de las redepositaciones pueden resultar edades más jóvenes además de dispares.

Con respecto al transporte y depositación de los minerales de uranio y otros elementos asociados, es un hecho conocido que las soluciones circulantes, que pueden ser portadoras de elementos mineralizantes, son capaces de recorrer largas distancias como acuíferos artesianos, manteniendo en solución su carga mientras no incidan factores que modifiquen su estabilidad química. Para algunos autores las temperaturas de esas soluciones son aproximadamente las que corresponden al gradiente geotérmico de la profundidad de circulación, por lo cual ni las temperaturas ni las presiones son factores importantes en el control de la precipitación o solución del uranio, vanadio y demás metales asociados. Esto está en contraposición con varios autores hidrotermalistas que suponen la precipitación de la mineralización regida por una disminución de temperatura y presión.

En los últimos años han sido de mucha importancia los estudios efectuados sobre los factores que precipitarían al uranio. Al principio se consideraba que los restos fósiles vegetales, algunos bitúmenes y emanaciones de gas eran los causantes de la precipitación del uranio y metales acompañantes. Estudios más recientes sugieren que las menas uraníferas fueron depositadas en lugares donde han actuado bacterias anaerobias, las que han producido SH_2 a partir de restos orgánicos o de soluciones ricas en sulfatos. Jensen (1958) y Field y Jensen (1956) han estudiado las relaciones isotópicas entre el $\text{S}^{32}/\text{S}^{34}$ de diversos sulfuros, observando un enriquecimiento relativo del S^{32} en los yacimientos de tipo sedimentario. Este enriquecimiento es típico para el azufre de origen bacteriano y es independiente de la

edad de los yacimientos, del tipo de sulfuros y de materia orgánica presente. Estudios microscópicos efectuados sobre minerales del Plateau del Colorado por Ramdohr y Maucher (1962), han determinado la presencia de esferulitas de pechblenda, no mayores de 20 de diámetro, en parte amontonadas, en parte como núcleos de geles de pirita, o también asociados a pirita formando la típica textura framboidal. Estas formas texturales son interpretadas por aquellos autores como restos fosilizados de hongos, algas o bacterias.

Para algunos yacimientos del Plateau del Colorado, Noble (1960) sugiere que la depositación del uranio -proveniente de la lixiviación, especialmente de tobas contenidas en los sedimentos- estaría regida por presiones resultantes de la compactación de dichos sedimentos. Esas presiones desplazarían las aguas mineralizadas contenidas en aquellos sedimentos hacia zonas de menores presiones, a través de horizontes permeables. El decrecimiento de la presión daría lugar a un desequilibrio en la solución, provocando la precipitación del uranio. Por lo tanto un depósito formado en esas condiciones estaría limitado por dos paleoisobaras, que encerrarían la zona donde reinaron condiciones óptimas para la depositación del uranio.

De lo expuesto surge que las interpretaciones sobre la génesis de los yacimientos de uranio con control sedimentario, a veces divergentes, son difíciles de conciliar en base a los conocimientos actuales.

b) Génesis del Yacimiento Huemul.

La interpretación de la génesis del Yacimiento Huemul presenta las dificultades que se señalaran anteriormente en forma general para este tipo de yacimiento.

En este caso particular, los conocimientos adquiridos a través de los estudios efectuados en el yacimiento y en los trabajos de laboratorio, no permiten llegar a una conclusión segura sobre el origen de este yacimiento. No obstante, se pueden considerar con carácter crítico una serie de evidencias que apoyan determinadas hipótesis.

En un principio se admitió para este yacimiento un carácter hidrotermal póstumo, de baja temperatura (Angelelli), vinculado al ciclo Chilelítico (Stipanovic, Linares) o al Mollelítico (Parera). Stipanovic et al (1960 y 1962) consideran sin embargo, a raíz de nuevos datos aportados por la exploración, del descubrimiento de nuevas manifestaciones y de la evolución que sufrieron los conceptos sobre la génesis de este tipo de yacimiento, que es posible que el uranio haya precipitado a partir de aguas circulantes que extrajeron a este elemento por lixiviación de rocas preexistentes, pudiendo haber sido enriquecidas dichas aguas circulantes por soluciones hidrotermales.

Debe destacarse que el presente trabajo ha encarado por primera vez el estudio exhaustivo de la mineralización de este yacimiento, con el fin de aportar nuevos datos para intentar resolver el problema de su génesis.

A efectos de lograr mayor claridad para la interpretación posterior, se resumen las principales características del Yacimiento Huemul:

- Se encuentra alojado en el flanco occidental del Anticlinal

Pampa Amarilla, en una arenisca conglomerádica, en parte feldespática, de 2 a 10 m de espesor, correspondiente al Diamantino.

- Estos sedimentos están afectados tectónicamente por el levantamiento y posteriores movimientos de reajuste del Anticlinal Pampa Amarilla.

- El cuerpo mineralizado es lentiforme y elongado en el sentido de la inclinación.

- El material asfáltico se aloja en el sedimento según lo ha permitido la permeabilidad de la roca, formando finísimas venillas digitadas y gotas aisladas. Ópticamente se diferenciaron 4 tipos de materiales asfálticos -A, B, C y D-, que se presentan conjuntamente, aunque solo excepcionalmente están en contacto entre sí. El material asfáltico tipo A contiene la mineralización uranífera. Los materiales asfálticos tipo B, C y D, no contienen minerales de uranio. El material asfáltico tipo B se caracteriza por sus texturas fluidales y de "desmezcla". Es el menos abundante y se encuentra regularmente distribuido en el yacimiento. El tipo C corresponde posiblemente a la alteración o transformación del tipo A o A+B; el material asfáltico tipo D es posterior a todos.

- La mineralización uranífera está constituida por esferulitas de pechblenda desconectadas entre sí y alojadas solamente en el material asfáltico del tipo A.

- La mineralización de cobre, hierro, zinc y plomo está formada por sulfuros simples de esos elementos, presentándose éstos con marcado idiomorfismo.

- Estos sulfuros no se alojan comunmente dentro del material asfáltico y nunca junto a la pechblenda. Por lo general se presentan en los intersticios de la roca sedimentaria, entre

las impregnaciones de material asfáltico y en su zona de influencia. Solo en algunos casos penetra o se amolda a las grietas de contracción de este último.

- En la zona mineralizada el contenido de vanadio es alto.

Para considerar los distintos aspectos que llevaron a la interpretación genética del yacimiento Huemul, se comenzará por analizar el origen del material asfáltico. En 1939, Yacimientos Petrolíferos Fiscales exploró el Anticlinal Pampa Amarilla mediante dos sondeos que constataron la presencia de una modesta acumulación petrolífera. Por otra parte, debajo de los estratos diamantianos se encuentran las "margas bituminosas" del Titono-neocomiano, que se considera originaron dicho petróleo. Es factible por lo tanto, que las "lagunas" de materiales asfálticos que impregnan los sedimentos diamantianos provengan directamente de las margas bituminosas o de las acumulaciones petrolíferas mencionadas anteriormente.

El Anticlinal Pampa Amarilla comenzó a esbozarse con los movimientos Intersenonianos, según Groeber. Durante estos y posteriores movimientos que formaron el Anticlinal, se produjeron desplazamientos de los paquetes sedimentarios, fracturas y grietas de acomodamiento, que dieron lugar a la migración de los fluidos en busca de un nuevo estado de equilibrio. Se puede suponer entonces que los materiales asfálticos que impregnan localmente los sedimentos diamantianos tienen su origen en dichas migraciones. La diferencia que se manifiesta ópticamente en los materiales asfálticos de tipo A, B y D podrían explicarse suponiendo varias migraciones de esas sustancias con historias geológicas y características químicas levemente diferentes.

La pechblenda, como se dijera anteriormente, se presenta en

pequeñas esferulitas de 1 a 10μ de diámetro, desconectadas entre sí, dentro de las impregnaciones -venillas y gotas- del material asfáltico tipo A. Esta mineralización puede haberse formado del siguiente modo: cuando comenzó a esbozarse el Anticlinal Pampa Amarilla, existían en la región abundantes vulcanitas asignadas al "Choiyolitense", especialmente al Sur y Este de esta estructura, las que sufrieron una fuerte denudación a partir del Triásico más alto y durante el Jurásico. Los productos de esa erosión, como así también la de los sedimentos jurásicos y cretácicos, fueron lixiviados por aguas meteóricas, que originaron soluciones con cierto contenido de elementos metálicos, las que luego, ya como aguas circulantes, los transportaron a través de sedimentos favorables. Estas aguas circulantes al ponerse en contacto con materiales petrolíferos migrantes, pudieron haberles transferido parte de su carga. El uranio que pudo haber estado presente en esas aguas, probablemente fué transportado en forma de iones complejos, que en contacto con los materiales de origen petrolífero fueron reducidos. Cabe consignar que se considera posible que las aguas circulantes hayan recibido un aporte mineral de origen teletermal.

Los materiales asfálticos de tipo B y D, pertenecientes a otras generaciones probablemente posteriores, no contienen pechblenda, posiblemente como consecuencia de ciertas condiciones estructurales que interrumpieron o desviaron circunstancialmente las aguas circulantes, portadoras de ese elemento.

Según Nininger et al (1960) no es cuestionable la capacidad del petróleo de contener y transportar uranio y otros elementos en pequeña cantidad, pero se considera improbable que los elementos contenidos en el petróleo original (centé-

simas de partes por millón de uranio según Erickson), pudieran haberse concentrado suficientemente dentro del mismo, para formar un depósito significativo. Este criterio es extensible para el Yacimiento Huemul, puesto que si no fuera así, los materiales del tipo B y D deberían contener también minerales de uranio.

La marcada fluidalidad que se observa a veces en la ubicación relativa de las esferulitas de pechblenda en el material asfáltico, indicaría que este último contenía ya dicho mineral antes de su emplazamiento definitivo.

El vanadio no se observa aquí en forma de minerales primarios por lo cual se supone que está adsorbido en uno o varios de los materiales asfálticos. A pesar de que los petróleos de la zona contienen vanadio, se estima que el porcentaje presente en el yacimiento Huemul no es debido solamente a la posible concentración del vanadio contenido originariamente. Según los conocimientos actuales, el vanadio es un elemento poco común en el ambiente hidrotermal, por lo cual se podría descartar ese origen. Por esa razón se supone que hubo un aporte de vanadio según un mecanismo similar al propuesto para el uranio.

El emplazamiento de los minerales de cobre, hierro, plomo y zinc, se considera posterior a la mineralización de uranio, puesto que es conocido el efecto precipitante de los materiales asfálticos y coincidentemente los minerales de cobre, hierro, plomo y zinc se presentan intercalados entre las impregnaciones asfálticas, en las oquedades del sedimento, sin alejarse de la zona de influencia reductora del mismo. El origen de esos elementos es indudablemente difícil de dilucidar, aunque también para ellos las aguas circulantes pueden haber te-

nido importancia en su emplazamiento. No es posible determinar si esos elementos provienen de la lixiviación de rocas preexistentes o están mezclados con aportes hidrotermales que hayan entrado en el ciclo de las aguas circulantes, pues a partir de ese momento, el proceso de transporte y precipitación fué el mismo.

Entre los elementos de juicio que en cierto modo apoyan un origen hidrotermal, se debe mencionar la determinación de edad absoluta de la mineralización que efectuó Linares (1959) por el método químico de Pb/U, obteniendo una edad Oligoceno superior (29.000.000 años), que concuerda con la edad de las efusiones andesíticas mollelitenses de amplia difusión en la zona. Sin embargo es de hacer notar que la muestra estudiada fué obtenida en la entonces labor más profunda del yacimiento, el nivel 0, que está situado en la zona de oxidación, donde la pechblenda pudo haber sido alterada o redepositada, afectando de ese modo la edad de la mineralización primaria. Además, el método aplicado - análisis químico - puede llevar a error por la presencia de plomo común en el mineral (no debe olvidarse que justamente en el yacimiento hay galena), y por pérdidas de uranio y/o torio y/o plomo, debidas a alteración o lixiviación del mineral.

Por otra parte llama la atención el hecho que en la zona de los yacimientos no se han encontrado hasta el presente vetas ni grietas o diaclasas con mineralizaciones de tipo hidrotermal clásico, que de existir serían un argumento de peso a favor de un posible origen hidrotermal del yacimiento en cuestión. Conforme a los conocimientos actuales, el alto contenido de vanadio también indica una mineralización distinta de la puramente hidrotermal.

Cabe consignar también que una acción mineralizante del ciclo Mollelitense es dudosa, puesto que en el yacimiento Agua Botada diques andesíticos de este ciclo cortan al cuerpo mineralizado. Podría argumentarse que esas intrusiones corresponden a la última fase de ese ciclo efusivo; evidentemente no es fácil refutar tal punto de vista, pero también es difícil probarlo. Determinaciones de edad por métodos isotópicos podrían arrojar alguna luz en este aspecto.

Considerar acciones puramente hidrotermales provenientes de núcleos Chilelitenses, más alejados y antiguos que los Mollelitenses, se consideran también poco probables, pues dichas soluciones en tan largo trayecto pudieron haber encontrado otras condiciones favorables para dejar sus metales.

Finalmente, a título ilustrativo, cabe consignar que los yacimientos del "Temple Mountain area", Utah, son prácticamente la única depositación de minerales de uranio en sedimentos asfaltíferos (de origen petrolífero) mencionada en la literatura. Hausen, (1959) después de exhaustivos estudios mineralógicos llegó a la conclusión que el uranio fué precipitado por medios reductores presentes en los estratos, como ser troncos fósiles, y que el asfalto penetró posteriormente. En este caso el asfalto engloba además de la pechblenda a los otros minerales, como ser pirita, bornita, etc., considerándose por las texturas observadas que los minerales metalíferos habían llenado primitivamente a las células de los tejidos vegetales.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.

- Emmons, W.H. 1918. The principles of economic geology. Mc Graw-Hill Book Company. New York.
- Erickson, R.L., Myers, A.T. and Horr, C.A. 1954. Association of uranium and other metals with crude oil, asphalt and petroliferous rocks.-Am. Assoc. Petroleum Geol. Vol. 38 pp. 2200-2218.
- Field, W.C. and Jensen, M.L. 1956. Sulfur-isotope geology of vein-type and sandstone-type uranium deposits.-Abstr. Geol. Soc. Amer. Bull. 71, p 1864.
- Fischer, R.P. and Stewart, J.H. 1961. Copper, vanadium and uranium deposits in sandstone-Their distribution and geochemical cycles.-Econ. Geol. 56, pp 509-520.
- Frenzel, G. 1959. Idait und "blaubleibender Covellin".-Neues Jahrb. Miner. Abh. 93, pp. 87-132.
- Frenzel, G. 1961. Der Cu-Uberschuss des blaubleibenden Covellins.-Neues Jahrb. Min. Mh. 9, pp. 109-204.
- FrondeL, Cl. 1958. Systematic mineralogy of uranium and thorium.-U.S. Geol. Surv. Bull. 1064.
- Gordillo, C.E., Linares, E. y Poljak, R.J. 1957. Contribución al conocimiento de algunas uraninitas y pechblendas de la República Argentina.-Com. Nac. En. At. Serie Geol. I, 1.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.4: Hojas Barda Blanca y los Molles.-Rev. Soc. Geol. Arg. Tomo II, 4.
- Groeber, P. en colaboración con P.N. Stipanovic y A. Mingramm. 1952. Mesozoico.-Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA. Tomo II. Bs. As.
- Gruner, J.W. 1956. Concentration of uranium in sediments by multiple migration -accretion.-Ec. Geol. 51, pp. 495-519.
- Hausen, D.M. 1959. Paragenesis of the Temple Mountain uraniumiferous asphaltites, Emery County, Utah.-U.S. At. En. Com. RME 101.
- Hess, F.L. 1922. Uranium-bearing Asphaltite Sediments of Utah.-Eng. and Min. Jour. 114, pp. 272-276.
- Jensen, M.L. 1958. Sulfur isotopes and the origin of Sandstone-Type uranium deposits.-Ec. Geol. 53, pp. 598-616.
- Kerr, P.F. 1958. Criteria of hydrothermal emplacement in Plateau uranium Strata. Un. Nations. Peac. Uses At. En. Ginebra.
- Kerr, P.F. 1958. Uranium emplacement in the Colorado Plateau.-Bull. Geol. Soc. Am. 69;

- Klepper, M.R. and Wyant, D.G. 1957. Notes on the Geology of Uranium.-U.S. Geol. Survey Bull. 1046-F
- Klockmann, F. y Ramdohr, P. 1947. Tratado de Mineralogía.- Editorial Gustavo Gili. Barcelona.
- Kröger, J. 1962. Algunas observaciones geológicas en la mina nuclear Huemul.-Com. Nac. En. At. Informe inédito.
- Lexow, S.G. y Maneschi, E. 1948. El uranio en petróleos, asfaltitas y esquistos.-Univ. Nac. Cuyo; Inst. del Petr. Mendoza
- Linares, E. 1956. El yacimiento Cerro Huemul, Malargüe, Mendoza.- Com. Nac. En. At. Informe inédito.
- Linares, E. 1959. Los métodos geocronológicos y algunas edades de minerales de la Argentina, obtenidas por medio de la relación plomo-uranio.-Rev. Asoc. Geol. Arg. T: XIV, 3/4
- Linares, E. y Toubes, R.O. 1961. Sobre algunas uraninitas argentinas; sus celdas elementales y ubicación geológica.- Bol. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba, T: XLII, Entrega 2-4
- Maucher, A. 1962. Die Lagerstätten des Urans.- Editorial F. Vieweg & Sohn. Alemania.
- McKelvey, V.E., Everhard, D.L. and Garrels, M.R. 1955. Origin of uranium deposits.-Ec. Geol. Fift. Anniversary.
- Nininger, R.D., Everhart, D.L., Adler, H. and Kratchman, J. 1960. The genesis of uranium deposits.-Proc. XXI Intern. Geol. Congress, Norden, Part XV.
- Noble, E.A. 1960. Genesis of uranium belts of the Colorado Plateau. Proc. XXI Inter. Geol. Congress, Norden, Part XV.
- Noble, E.A. 1960. Water of compaction as an ore-forming fluid.- U.S. Atomic Energy Commission, Grand Junction, Colo. RME-137.
- Ortega, A. 1952. Yacimiento Eva Perón, Cerro Huemul, Provincia de Mendoza.-Dir. Nac. En. At. Mendoza. Informe inédito.
- Page, L.R. 1960. The source of uranium in ore deposits.- Proc. XXI Inter. Geol. Congress, Norden, Part XV.
- Parera, C.A. 1960. Posibles factores que controlan la mineralización del yacimiento uranífero "Cerro Huemul", Malargüe Mendoza.-Primeras Jorn. Geol. Arg. San Juan
- Rankama, K. and Sahama, Th.G. 1949. Geochemistry.- The Univ. of Chicago Press.

- Takeuchi, T. and Nambu, M. 1961. On idaite (Cu_5FeS_6). - Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. & Ec. Geol. 45; Min. Abst. 16/1 March 1963.
- Yrigoyen, M. 1958. El Distrito uranífero de Malargüe en el Sud de la Prov. de Mendoza. - Com. Nac. En. At. Informe in.
- Stieff, L.R., Stern, T.W. and Milkey, R.G. 1953. A preliminary determination of the age of some Uranium Ores of the Colorado Plateau by the Lead/Uranium method. - U.S. Geol. Surv. Circ. 271.
- Stipanovic, P.N. 1952. Anotaciones sobre los yacimientos cupro-uraníferos del Sur de Mendoza. - Dir. Nac. En. At. - Inf. inédito.
- Stipanovic, P.N., Baulies, O.L., Rodrigo, F. y Martínez, C.G. 1960. Los depósitos uraníferos en rocas sedimentarias de la República Argentina. - L. Jorn. Geol. Arg. San Juan.
- Stipanovic, P.N., Baulies, O.L., Rodrigo, F. y Martínez, C.G. 1962. Depósitos uraníferos argentinos con control sedimentario. - 4th. Inter-Am. Symp. Peac. Appl. Nucl. En. Mexico-City.
- Stipanovic, P.N. 1963. Comunicación verbal.
- Waters, A.C. and Granger, H.C. 1953. Volcanic debris in uraniferous sandstones and its possible bearing on the origin and precipitation of uranium. U.S. Geol. Survey Circ. 224.
- Wright, R.J. 1955. Ore Controls in sandstone Uranium Deposits of the Colorado Plateau. - Ec. Geol. 50, pp. 135-155.

Micha K. de Brodtkorb

[Handwritten signature]