

RELACION ENTRE ESTRUCTURA Y MINERALIZACION EN LAS VETAS DEL AREA GUANACO, DISTRITO MINERO EL BRONCE, V REGION.-

Juan Carlos Castelli Sandoval

Las vetas del área Guanaco, pertenecientes al sistema epitermal El Bronce y ubicadas en el Distrito Minero del mismo nombre, se encuentran emplazadas en fracturas desarrolladas con anterioridad y simultáneamente con la mineralización. La mineralización principal ocurre en: (a) brechas hidrotermales desarrolladas en codos dilatacionales de fracturas mayores no rectilíneas, y (b) vetas bandeadas asociadas a fracturas con trazas rectilíneas. Ambos tipos de mineralización presentan texturas relacionadas con mecanismos extensionales. Asociada a las vetas también ocurre mineralización del tipo stockwork y diseminada, lo cual es indicativo de pulsos de alta presión de fluidos.

En las vecindades de las vetas bandeadas predominan fracturas de extensión, mientras que en las zonas de codos dilatacionales éstas son de cizalle. Entre ambos tipos de vetas ocurren fracturas híbridas. Las mayores concentraciones de metales preciosos se ubican en los codos dilatacionales. La precipitación del oro se debió probablemente a fracturamiento hidráulico con subsecuente ebullición de la solución hidrotermal.

La inclusiones fluídas permiten inferir, en el perfil ubicado en la coordenada Norte 64391000 m, una erosión del orden de 300 m en durante los últimos 80 Ma, lo que significa que el límite superior de la mineralización económica se ubicó a 400 m bajo la paleosuperficie. Las temperaturas asociadas a inclusiones de fluido en cuarzo permiten diferenciar dos pulsos de soluciones hidrotermales, uno de alta temperatura (250° - 309° C) con sulfuros y oro asociado, asociado, y otro de baja temperatura (160° - 210° C) con depositación de sulfuros y minerales de ganga. Los rangos de presiones de fluidos calculados, permiten inferir que estos variaron entre rangos de presiones litostáticos e hidrostáticos.

Los indicadores de la orientación de los esfuerzos principales (Si subvertical, S2 N10°E, S3 N80°W, estos dos últimos subhorizontales), permiten señalar que éstos no presentaron cambios significativos durante los emplazamientos de diques y de los fluidos hidrotermales relacionados con la mineralización.

Profesor Guía : Sr. Jorge Skarmeta

02.10.89

**"TURBIDITAS JURASICAS DE LONQUIMAY, CHILE (LAT. 38° 30' S):
ABANICO SUBMARINO DE TRAS ARCO"**

Blanca Rita de la Cruz Serey

Los Estratos de Lolén - Pacunto, de edad Toarciano - Batoniano superior,

ubicados en el sector de Lonquimay (aproximadamente a los 38° 30' Lat. S), fueron acumulados en el sector occidental de la Cuenca de Neuquén, definida en Argentina, donde incluye abundantes yacimientos de hidrocarburos.

Los Estratos de Lolén - Pacunto constituyen una secuencia marina principalmente pelítica, que incluye algunos cuerpos arenosos y brechosos. Se la subdivide en dos miembros: Lolén (de 550 m de espesor mínimo) y Paule (de 960 m estimados).

En esta unidad se distinguen 15 facies sedimentarias agrupadas en 7 asociaciones. La mayoría de las facies son interpretadas como "turbiditas clásicas"; además incluye algunos estratos originados por decantación de material pelágico y/o ceniza volcánica.

De manera muy simplificada, la evolución de la secuencia depositacional de los Estratos de Lolén - Pacunto, registra la progradación de un abanico submarino sobre el fondo marino, con la consecuente progradación, de la parte interna del abanico sobre la externa. El desarrollo y progradación del abanico sobre la cuenca, se debe probablemente, a alguna inestabilidad tectónica en el margen de la cuenca y/o a cambios en el nivel del mar.

Finalmente, se podría caracterizar a los Estratos de Lolén - Pacunto como una secuencia turbidítica, constituida por depósitos progradantes de abanico submarino, que se acumularon en una cuenca marina de tras arco, volcánoclastica y anóxica, cuya profundidad no excede los 2.500m. El arco volcánico, situado al oeste de la cuenca, habría generado una importante actividad volcánica bimodal, principalmente piroclástica.

Profesor Guía: Sr. Manuel Suárez

13 / 11 / 89

"GEOLOGIA DEL COMPLEJO PLUTONICO PAPUDO-QUINTERO: ASPECTOS CRONOLOGICOS Y GEOQUIMICOS"

Domingo Espiñeira Toro

El levantamiento geológico de las rocas intrusivas entre los 32° 30'-33°S en el margen occidental de la Cordillera de la Costa, permitió reconocer cinco unidades plutónicas: Cochoa, Limache, Mauco, Catapilco y Cachagua. La unidad Cochoa corresponde al límite septentrional del Batolito Paleozoico y las unidades Limache, Mauco, Catapilco y Cachagua son la prolongación meridional de la unidad Cavilolén al sur de los 32°S, que de acuerdo a antecedentes de terreno y cronológicos, fue elevado en este trabajo a la jerarquía de superunidad. El Complejo Plutónico Papudo-Quintero corresponde a una estructura plutónica formada por rocas de la superunidad Cavilolén que intruyen a una cuña de rocas volcánicas del Jurásico Medio.

Evidencias de terreno sugieren una estrecha relación entre las unidades Limache y Cachagua, y Mauco y Catapilco. A la unidad Cachagua se le asocian un pequeño cuerpo de dioritas almohadilladas (Diorita de Zapallar) y otro gábrico (Gabro de Las Cujas). Las unidades Cachagua y Limache son cortadas por

intrusivos graníticos (Granitos de Punta Sanfuentes), los que corresponderían a magmas residuales producto de la cristalización de las unidades mencionadas, emplazados cerca del techo de la cámara magmática.

Dataciones radiométricas indicarían una edad de cristalización cercana a los 300 Ma para rocas de la unidad Cochoa y de aproximadamente 165 Ma para rocas de la superunidad Cavilolén. Valores K/Ar en biotita de 160 Ma para rocas de la unidad Cochoa señalarían la huella del plutonismo Jurásico Medio-Superior; cifras de alrededor de 142 Ma, en dataciones K/Ar en biotita, para rocas de la superunidad Cavilolén estarían relacionadas a la intrusión de diques dioríticos y/o fallamiento.

Diferencias químicas y petrográficas muestran la presencia de dos series de rocas dentro de la superunidad Cavilolén. La serie diorita-cuarzodiorita-granodiorita, caracterizada por el predominio de granodioritas y cuarzodioritas de hornblenda y biotita, y dioritas de piroxenos y biotita (asignadas a las unidades Limache y Cachagua) que siguen una tendencia de K intermedio; estas rocas se enriquecen progresivamente en K, Rb y Ba con el aumento de sílice. En la serie cuarzodiorita-tonalita predominan las cuarzodioritas y tonalitas leucocráticas de anfíbola, correspondiendo estas últimas a trondhjemitas de alta alúmina y fueron asignados a las unidades Catapilco y Mauco y siguen una tendencia de bajo K. Químicamente la segunda serie se caracteriza por el empobrecimiento en K, Rb y Ba y el enriquecimiento relativo de Na y Sr a contenidos mayores al 64% en sílice, presentando similitudes químicas y petrográficas con rocas de la serie gabro, diorita, tonalita y trondhjemita del suroeste de Finlandia.

Razones iniciales bajas de Sr señalan que las rocas de la serie diorita-cuarzodiorita-granodiorita provendrían de la fusión parcial del manto superior o corteza inferior. Evidencias de terreno y químicas sugieren que la mencionada serie es el resultado de procesos de fraccionamiento de cristales.

Profesor Guía: Sr. Miguel A. Parada

6 / 11 / 89

GEOLOGIA DEL AREA PREANDINA DE CALAMA, CON ENFASIS EN LA ESTRATIGRAFIA Y PALEOGEOGRAFIA DEL MESOZOICO. 22° A 22° 40° LATITUD SUR, REGION DE ANTOFAGASTA, CHILE.

Gonzalo Lira Canguilhem

La geología de la Precordillera de Calama, entre los paralelos 22°00' y 22° 40' de Latitud Sur, está constituida por un núcleo de basamento paleozoico que cabalga sobre una cobertura de rocas mesozoicas a paleógenas. Una loza oligocénico - cuaternaria ocupa las depresiones intermontanas.

El basamento agrupa a las Rocas Metamórficas de Sierra de Moreno (Paleozoico inferior), los Complejos Metamórficos de Limón Verde y Chuquicamata, (Paleozoico superior), metasedimentitas silicoclásticas marinas del Devónico - Carbonífero (Estratos de Quetena) y rocas efusivas dacíticas (Volcanitas de Paqui) y plutónicas del Paleozoico superior - Triásico.

Observatorio (Triásico Superior - Hettangiano) sobre las que transgredió el mar jurásico, de NW a SE (Formación Cerritos Bayos).

Un primer ciclo marino profundo (Lías - Bajociano) generó las facies detrítico-calcareas del Mbro. Moctezuma (400m), bruscamente progradantes al NW y acumuladas sobre un paleofondo de pendiente fuerte y plana. Este ciclo alcanzó su mayor expresión con un episodio de sedimentación pelágica rítmica en la zona central, asociado con un avance del mar hacia el Sureste.

Con posterioridad a una etapa de baja depositación en el Bathoniano, se inició un segundo ciclo marino somero (Caloviano-Oxfordiano) que originó gran variedad de facies carbonatadas, arrecifales a costeras, localmente evaporíticas (Mbro. Campamento, 450m) que engranan entre sí, tanto lateral como verticalmente; ellas fueron depositadas sobre un fondo irregular y de pendiente suave.

Entre el Jurásico Superior y el Neocomiano, el retiro del mar dió paso al desarrollo de las facies retrogradantes de la Formación San Salvador: areniscas y fangolitas de ambientes de playa, planicies de marea y de inundación aluvial costera (Mbro. Estación, 1.900m) y areniscas fluviales (Mbro. El Morro, 1.200m). Hacia el NE, estas facies engranaban con depósitos detríticos aluviales de los Estratos de Sierra San Lorenzo (1.100m) A fines del Cretácico Inferior, los depósitos sedimentarios fueron cubiertos por las Andesitas de Guacate (500 a 1.000m).

Los depósitos descritos pertenecen a la gran Cuenca Tarapaqueña del Norte de Chile, interpretada como una cuenca de trasarco. Aquí, la transgresión es más temprana que en las regiones adyacentes (Cerro Jaspe y Caracoles). Esto, junto con la distribución local de los depósitos transgresivos, permite deducir, en esta área, la existencia de un embahiamiento de orientación NW a NNW.

La ausencia de depósitos volcanogénicos en la cuenca, a excepción del detrito neocomiano arco-derivado (Mbro. El Morro), sugiere que ella ocupó una posición alejada con respecto a la cadena magmática contemporánea (Arco de La Negra), ubicada hacia el Oeste, y/o que existió un paleoalto de basamento entre ambos elementos paleogeográficos.

Un evento orogénico mayor, en el Cretácico medio, provocó un fuerte acortamiento cortical en la zona de trasarco, mediante el plegamiento y fallamiento de sus depósitos y el alzamiento del basamento. Este evento causó, a la vez, un importante cambio paleogeográfico, con el cierre definitivo de la cuenca y el traslado del eje magmático hacia el Oriente. El nuevo arco cretácico superior - paleógeno generó facies volcano-detríticas (Volcanoclastitas Ácidas, Volcanosedimentitas, Sedimentitas Rojas y Volcanitas Andesíticas) e Intrusivos mayores.

Posteriormente, en el Oligoceno, se produjo el emplazamiento del Pórfido cuprífero de Chuquicamata, a lo largo de una zona de debilidad cortical (Falla Oeste). Depósitos sedimentarios continentales del Oligoceno - Plioceno (Formaciones Sihal, Calama y El Loa) y Depósitos cuaternarios cubren, discordantemente, a las rocas pre-neógenas. En el Mioceno, un evento tectónico provocó la deformación de la Precordillera, reactivando fallas inversas y plegando a las unidades anteriores.

“ESTUDIO GEOLOGICO ESTRATIGRAFICO DE LAS HOJAS BAQUEDANO Y PAMPA UNION II-REGION, ANTOFAGASTA-CHILE”

Néilson Muñoz Guerrero

El área de las hojas Baquedano y Pampa Unión se ubica en el Desierto de Atacama, al este de la ciudad de Antofagasta, entre los 23°00' y 23°30' L.S. y los 69°00' y 70°00' L.W.

En ella se reconocen de W a E las siguientes unidades geomorfológicas: Cordillera de la Costa, Piedemonte Oriental, Depresión Intermedia, Sierra Transversal, Depresión del Río Seco y Sierras del Cerro Casado, las cuales fueron modeladas principalmente durante el Neógeno.

El registro estratigráfico está compuesto por unidades de edades comprendidas entre el Paleozoico Superior y el Holoceno.

Se reconoció un basamento Devónico a Carbonífero-Pérmico (**Estratos del Salar de Navidad**) formado por rocas sedimentarias terrígenas y calcáreas intensamente plegadas y ligeramente metamorizadas. Sobre estos estratos se dispone discordantemente una secuencia marina que comienza en el Triásico Superior-Hettangiano, cuya transgresión cubrió áreas progresivamente más extensas hacia el oriente hasta alcanzar un máximo a partir del Bajociano. En el sector central sur del área estudiada está compuesta por 2.900m. de rocas terrígenas y calcáreas, con asociaciones de facies rítmicas y turbidíticas (Formación Sierra El Cobre). Hacia el Oeste, facies calcáreas de edad Hettangiano a Pliensbachiano, de la Formación Cerros de Cuevitas y de los Estratos de Rencoret engranan con flujos volcánicos ácidos y andesíticos, respectivamente. Estas volcanitas pertenecen a una potente secuencia desarrollada principalmente en el Cordillera de la Costa (Formación La Negra). Hacia el Este (69° L.W.) 650m de facies volcanoclásticas y detríticas con intercalaciones carbonáticas (Formación Cerro La Ballena) infrayacen concordantemente a conglomerados transgresivos de edad Bajociano.

Las volcanitas ácidas iniciales de la Formación La Negra que afloran en el sector de los cerros de Cuevitas, se correlacionan petrográfica y químicamente con la roca huésped que aloja al yacimiento de cobre Mantos Blancos.

A partir de Kimmeridgiano Superior, el mar retrocedió paulatinamente hasta abandonar el dominio continental durante el Neocomiano. De esta época se reconocen, en el sector central-norte del área estudiada, facies transicionales formadas por 1.400m de fangolitas y limolitas con estructuras primarias de exposición subaérea (Formación Llanura Colorada), que engranan hacia el sur con areniscas y conglomerados fluviales (Estratos de San Manuel), cubiertas concordantemente por 200m de brechas volcanoclásticas y lavas andesítico-basálticas (Estratos del Río Seco).

Sobre las unidades anteriores, se dispone mediante discordancia angular la Formación Quebrada Mala de edad Cretácico Superior, constituida por 3.700m de tobas, areniscas epiclásticas, conglomerados, limolitas calcáreas e ignimbritas fluidales, cuyos afloramientos se distribuyen en el sector central y oriental del área estudiada. Esta unidad, está cubierta discordantemente por aglomerados, lavas andesíticas y tobas vítreas pertenecientes a la Formación Augusta Victoria, de edad Paleoceno-Eoceno, la cual subyace con discordancia de erosión y angular

a gravas polimíctas miocénicas, que alcanzan una potencia máxima de 200m y que forman parte de los depósitos coluviales y aluviales de la región.

La evolución paleogeográfica está marcada por una primera etapa que comprende al lapso Triásico Superior Neocomiano, durante la cual se desarrolló una importante cadena volcánica (Arco La Negra) bordeada hacia el este por una cuenca marina (Cuenca de Tarapacá). Ambos elementos paleogeográficos formaron el par Arco Magmático-Cuenca de Trasarco, característico del margen oeste de esta región de Sudamérica, en ese momento.

Tres discordancias angulares marcan la existencia de tres eventos de deformación los que, junto con la sucesión y migración hacia el este de los centros volcánicos, separan distintas etapas de la evolución paleogeográfica post-neocomiana. La primera de estas discordancias, que separa los depósitos de la cuenca de trasarco de los depósitos del episodio volcánico ignimbrítico del Cretácico Superior, marca la existencia de un importante episodio compresivo que culminó en el Cretácico medio. El evento extrusivo del Cretácico Superior está separado por una segunda discordancia de otro similar de edad Paleoceno-Eoceno. Esta discordancia pone también en evidencia la existencia de un régimen tectónico compresional, activo en este sector a fines de Cretácico y/o comienzos del Terciario.

Concordantemente con la evolución conocida en este segmento de los Andes, en las hojas Baquedano y Pampa Unión estaría registrada durante el Neógeno, una intensa actividad erosiva durante la cual fueron depositadas gravas polimícticas de origen torrencial, que indican un relieve con importantes diferencias de energía potencial. La tercera discordancia aquí reconocida y las gravas que la recubren se interpretan como consecuencia de una tectónica de bloques asociada al último gran levantamiento de la Cordillera Andina.

La ulterior depositación de sedimentos aluviales, la conformación de planicies de piedemonte, la concentración de nitratos y boratos y su explotación por el hombre, constituyen los aspectos más sobresalientes de la historia de esta porción del Desierto de Atacama durante el Pleistoceno y Holoceno.

Profesor Guía: Sr. Reynaldo Charrier

25 / 7 / 89

LITOFACIES, DIAGENESIS Y POROSIDAD DE LA FORMACION LILA Y PARTE SUPERIOR DE LA FORMACION PURILACTIS, Y SU CALIDAD COMO RESERVORIOS DE HIDROCARBUROS, II REGION.

María Victoria Rojas Sánchez

En Mayo de 1987, ENAP Magallanes a través de su Departamento de Exploraciones Fuera de Magallanes, consideró necesario evaluar en más detalle las características de reservorio de las diferentes facies sedimentarias que integran las secuencias de las formaciones Lila (Devónico inferior) y Purilactis (Cretácico), proponiéndolo como tema de investigación al Departamento de Geología de la Universidad de Chile. El estudio se enmarca dentro del Prospecto

Petrolero Salar de Atacama ubicado en el sector oriente de la Región de Antofagasta (II Región) entre las latitudes 22° 30' 24" Sur limitando al poniente con la parte Norte de la Cordillera de Domeyko y hacia el Este con la línea de volcanes antepuestos de la Alta Puna.

El estudio se inició con el levantamiento estratigráfico de las secuencias más representativas de estas formaciones. Sin embargo, el gran espesor de las secuencias de la Formación Purilactis (sobre 5000m) limitó su estudio a sólo uno de sus miembros, el Miembro 3.

Los principales tipos litológicos encontrados en la Formación Lila, corresponden a sublitanenitas y cuarzarenitas de granulometría variable. En base a las características sedimentológicas observadas en las secuencias se reconocieron siete litofacies mayores, las cuales son el resultado de procesos sedimentarios muy cercanos a la costa. Se interpreta la secuencia estudiada como depósitos de arenas siliciclásticas de ambientes de "shoreface" observándose claramente un carácter transgresivo en la parte basal y regresivo en la parte superior. Existe una variación vertical en la calidad de reservorio de estas litofacies. Las litofacies inferiores son menos promisorias para constituir reservorios, mientras que las litofacies superiores presentan valores de porosidad que las hacen interesantes desde el punto de vista petrolero. El mejoramiento en las características de reservorio de las facies superiores se explica a través del desarrollo de una porosidad de origen secundario importante que se generó en función de parámetros texturales y composicionales de las rocas y que a su vez, está asociada al grado de madurez diagenética que alcanzaron los sedimentos con el enterramiento.

Los principales tipos litológicos encontrados en el Miembro 3 de la Formación Purilactis corresponden a conglomerados de bolones a gruesos y areniscas de granulometría variable con intercalaciones de arcillolitas y depósitos piroclásticos. El estudio sistemático de esta secuencia nos permitió reconocer 10 litofacies mayores que presentan características de depósitos de abanicos aluviales y de ríos trenzados. La diagénesis temprana caracterizada por una intensa ceolitización destruyó toda la posible potencialidad como reservorios petroleros de estas rocas.

Profesor Guía: Sr. Sergio Rivano

30/ 11 / 89

"SITUACION GEOTECNICA DEL MORRO DE ARICA DESPUES DEL SISMO DE AGOSTO DE 1987 Y PROYECTO DE ESTABILIZACION DEL MISMO"

Renato Villarroel Villarreal

El Morro de Arica sufrió serios desprendimientos durante el sismo del 8 de Agosto de 1987, debido a la caída de bloques inestables de su farellón occidental, aproximadamente entre el Museo Histórico y el Monumento al Soldado Desconocido.

El Morro está compuesto por una alternancia de rocas jurásicas, en capas con espesores variables entre algunos centímetros y varias decenas de metros, de rocas sedimentarias marinas y volcánicas. Las primeras están constituidas principalmente por secuencias de areniscas y calizas fosilíferas pobres, mientras que las segundas consisten de lavas almohadilladas de composición andesítica, andesitas filonianas y, en menor proporción, parabrechas volcánicas, tobas y andesitas basálticas.

Se reconoce, además de las rocas jurásicas recién señaladas, materiales con características de suelo que representan la sobrecarga suprayacente a dichas rocas.

La calidad geotécnica del Morro, determinada en base a una versión modificada de la clasificación geomecánica RMR, es en general, para las lutitas o areniscas basales, regular; para las lavas submarinas, buena; y para las lavas y rocas sedimentarias superiores, mala a regular. Coincidiendo con lo anterior es que los desprendimientos rocosos ocurridos durante el sismo de Agosto de 1987 corresponden a rocas de las unidades superiores, de calidad geotécnica inferior al resto de las unidades rocosas del Morro.

La estabilidad de los farellones del Morro de Arica depende de la orientación de los taludes y la forma en que quedan cortados por las discontinuidades principales que cruzan a través de las unidades litoestratigráficas, donde es posible reconocer cuatro zonas (1-2-3-4). De ellas sólo la zona 3 presenta un alto riesgo de desprendimientos por fallamientos tipo volcamiento. Las discontinuidades más críticas para la generación de superficies de ruptura capaces de inducir desprendimientos rocosos son de orientación cercana a Norte-Sur con inclinación de más de 75° a vertical. Estas discontinuidades corresponden, por lo demás, a las que desestabilizan la Zona 3 y que fueron responsables de los volcamientos ocurridos durante el sismo del 8 de Agosto de 1987.

En el sector central, al sur del lugar ocupado por el Museo Histórico, terremotos más violentos que el de Agosto del año 1987 producirían desprendimientos importantes en los farellones pertinentes. Mientras en los farellones bajo el sitio del Mirador del Morro los desprendimientos serían menores, en el resto de los farellones no se producirían desprendimientos relevantes.

Profesor Guía: Sr. Juan Karzulovic

03/10/1989

"ESTRATIGRAFIA Y GEOLOGIA ESTRUCTURAL DEL AREA DEL RIO JORQUERA, REGION DE COPIAPO"

José Manuel Soffia Celis

La geografía del valle del río Jorquera, en la Precordillera de Copiapó entre Amolanas y La Guardia, se caracteriza por la existencia de un basamento granítico y metamórfico, del Paleozoico Superior-Triásico, y una cobertura volcano-sedimentaria y plutónica del Mesozoico-Cenozoico inferior.

El basamento está integrado por granitoides Paleozoicos pertenecientes al

batolito Montosa-El Potro y por rocas metamórficas. Dentro del batolito se distinguen tres plutones separados: el Granito de Las Juntas - Tres Chañares que pertenecería a la Superunidad Ingaguas, Permo-Triásico inferior, y la Tonalita de Quebrada La Estancilla y el Complejo Granítico Montosa-Vizcachas de Pulido (Unidad Montosa), que pertenecerían a la Superunidad Elqui, Carbonífero-Pérmico. Las rocas metamórficas: "Milonitas de La Estancilla" corresponden a una faja de rocas miloníticas generadas a partir de los granitoides anteriores. Corresponderían a zonas de cizalle desarrolladas probablemente durante el Permo-Triásico inferior.

La cobertura está integrada por cinco unidades cuyas edades y relaciones estratigráficas modifican en parte a las mencionadas en la literatura anterior para esta zona. Ellas son las formaciones La Ternera (Triásico superior -Jurásico inferior), Lautaro (Jurásico inferior-medio), la Secuencia Clástica de Amolanas (Jurásico) y, las formaciones Quebrada Monardes (Jurásico inferior-medio) y Quebrada Paipote (Jurásico inferior - Cretácico inferior?).

Existen complejos engranes laterales y verticales de facies sedimentarias y volcánicas entre las formaciones La Ternera y Lautaro, entre las formaciones Lautaro, Quebrada Monardes y la Secuencia Clástica de Amolanas, y entre las formaciones Quebrada Monardes y Quebrada Paipote. Esto pone en evidencia la depositación contemporánea de varias formaciones dentro de un período restringido: Jurásico inferior-medio, probablemente en un ambiente de tipo rift generalizado.

La deformación Meso-cenozoica se caracteriza por dos estilos estructurales superpuestos, desarrollados en dos o más períodos de deformación consecutivos. El primer estilo (Cretácico medio en adelante) corresponde a una tectónica de sobrescurrimientos relativamente planos (0° a 20°) los que afectaron principalmente a la cobertura y muy poco al basamento, con vergencia oriental: fallas Mina Amolanas, Quebrada Amolanas, Tranque Lautaro, Manflas-Tres Chañares y Antonio.

El segundo estilo (Terciario superior) corresponde a una tectónica de bloques que involucró activamente al basamento, mediante un sistema de fallas inversas (30° a 60°) de vergencia oriental y occidental: fallas Pauna-La Estancilla, Iglesia Colorada y La Guardia. Como último fenómeno, la zona tuvo un relajamiento tectónico que motivó el desarrollo de fallas normales de tipo gravitacional.

Profesor Guía: Sr. Constantino Mpodozis

22/11/89

ESTRATIGRAFIA Y FACIES DEL SISTEMA JURASICO EN LA PRECORDILLERA, ENTRE LAS LATITUDES DE PICA Y QUILLAGUA

Ingrid Smoje Tico

En la precordillera de Iquique, entre los paralelos $20^{\circ} 30'$ y $21^{\circ} 30'$ latitud sur, el Sistema Jurásico está representado por una secuencia marina y continental con

un espesor total aproximado de 6000m y un rango de edad que comprende desde el Lías al kimmeridgiano. Esta secuencia se apoya discordantemente sobre un zócalo paleozoico y está cubierta también en discordancia por una unidad volcánica asignada al Cretácico y por depósitos volcano sedimentarios del Terciario.

En la secuencia jurásica expuesta se han diferenciado cinco unidades litoestratigráficas, concordantes entre sí, definidas como formaciones en este trabajo. Estas son las siguientes, en orden decreciente de edad:

FORMACION COPAQUIRE (Jurásico Inf.?). Corresponde a una unidad sedimentaria marina, en la cual se han diferenciado dos miembros, aquí propuestos:

- Miembro Inferior : Fangolitas silíceas rítmicamente bandeadas, con esporádicas intercalaciones calcáreas; 570m de espesor mínimo.
- Miembro Superior : areniscas cuarcíferas gruesas interestratificadas con lutitas negras: de espesor aproximado ?.

FORMACION AQUI UNO (Jurásico Medio?-Oxfordiano). Corresponde a una secuencia sedimentaria de origen marino de 760m de espesor. En ella se han diferenciado dos miembros:

- Miembro Inferior : lutitas negras pizarrosas con concreciones calcáreas y frecuentes bioturbaciones: espesor aproximado 75m.
- Miembro Superior : fangolitas negras y wackas con intercalaciones de areniscas cuarcíferas, espesor aproximado 685m.

FORMACION QUEHUITA s. str. (Caloviano medio-Oxfordiano superior). Calizas y lutitas de origen marino, con conglomerados en la parte inferior y superior de la secuencia; 2.000 m de espesor mínimo.

FORMACION MAJALA (Oxfordiano). Lutitas, limolitas y areniscas gris verdosas de origen marino, espesores variables entre 300 y 600m.

FORMACION GUATACONDO (kimmeridgiano?). Corresponde a una secuencia sedimentaria de origen continental, en la cual se han diferenciado dos miembros:

- Miembro Inferior : lutitas y limolitas rojas con intercalaciones de areniscas cuarcíferas: espesor aproximado 1.500m.
- Miembro Superior : fangolitas rojas: 1300m de espesor mínimo.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lías y el Kimmeridgiano.

Las litofacies de las secuencias estudiadas presentan variaciones verticales y laterales. En sentido vertical reflejan globalmente una profundización de la cuenca hasta el Oxfordiano, seguida por una rápida regresión. Lateralmente se visualiza durante toda la etapa de subsidencia un engrane desde facies carbonatadas de aguas someras en el sur, con facies siliciclásticas profundas en el sector norte del área; la distribución de facies mencionada sugiere la existencia de dos segmentos de la cuenca de trasarco con diferentes regimenes tectónicos que controlaron la paleogeografía, la sedimentación y en definitiva la evolución de la cuenca durante todo el Jurásico.

Las rocas del Jurásico y Cretácico Inferior expuestas en el área fueron afectadas por un evento compresivo de probable edad mesocretácica. Este produjo una importante deformación generando pliegues con ejes de rumbo

aproximado norte-sur con longitudes de onda variables entre 2 y 5 km y con amplitudes observadas de hasta 500m. Sobre estas rocas deformadas se depositaron diferentes unidades durante el Terciario Inferior, sobreimponiéndose finalmente una tectónica de bloques de edad eocena-oligocena.

Natasha Techtischew Urban

Geólogo Magister

Profesor Guía: José Corvalán .

27/07/89

El sector estudiado del distrito minero El Indio está constituido principalmente por rocas volcánicas efusivas e intrusivas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. La formación Doña Ana (27.0-18.9 Ma) está representada por tobas gruesas y de lapilli, de cristales y líticas de composiciones nefelíticas a dacíticas correlacionadas con el miembro Tiño (27.0-21.0 Ma) y por tobas de lapilli líticas andesíticas, andesitas basálticas y andesitas del miembro Escabroso (21.0-19.9 Ma). Esta unidad volcánica efusiva se encuentra intruída o en contacto por falla con cuerpos plutónicos epizonales de composición intermedia a ácida pertenecientes a la Unidad Intermillo del Mioceno Inferior. En forma subordinada y cubriendo a las anteriores en discordancia de erosión se reconocen tobas vítreas de la formación Vallecito (5.9-5.5 Ma).

El complejo sistema de fallas que afecta a las unidades anteriormente descritas, con excepción de la formación Vallecito, están asociadas a grandes estructuras regionales ubicadas en la Alta Cordillera del Norte Chico producidas durante un cambio de régimen tectónico en el segmento comprendido entre los 28° y 32° latitud sur aproximadamente. En el Mioceno Inferior comenzó a disminuir el ángulo de subducción y a aumentar la compresión dando lugar a un paulatino engrosamiento cortical y a una migración del volcanismo hacia el este.

Durante este período se produjeron episodios de mineralización con un importante control estructural en el distrito minero El Indio y en otros sectores de la Alta Cordillera del Norte Chico, sugiriendo una estrecha relación entre los eventos tectónicos regionales y de mineralización-alteración.

Con anterioridad a los 16.0 Ma y con posterioridad a los 18.0 Ma se depositaron sulfuros a lo largo de estructuras de rumbo NE a EW y subordinadamente en otras de rumbo NNE. Las soluciones que transportaron los metales en forma de complejos clorados, estables en condiciones de bajo pH produjeron una intensa alteración argílica avanzada en rocas anteriormente propilitizadas. Estas vetas fueron desplazadas y cortadas, con anterioridad a los 16.0 Ma por movimientos inversos y dextrales ocurridos a lo largo de las fallas de rumbo NNE. Con posterioridad, entre los 13.0 y 8.0 Ma aproximadamente, se produce el episodio constituido por numerosos pulsos de mineralización de cuarzo-oro que rellenan de preferencia a las estructuras de rumbo NNE y subordinadamente a las de rumbo NE a EW. La mineralización de oro, asociada a una alteración sericitica-argílica fue transportada mediante complejos sulfurados estables en condiciones de pH cercanos a neutro. Estas soluciones se tornan inestables debido, en parte, a la alteración argílica avanzada que había afectado predominantemente a la roca de caja. Este hecho junto con el complejo arreglo estructural observado en el yacimiento quizás explica, en parte, la ocurrencia de vetas de sulfuros y de cuarzo-oro de altas leyes en un mismo sector.

Profesor Guía: Sr. Fernando Henríquez

20/1/89

Las rocas del Jurásico y Cretácico inferior expuestas en el área fueron afectadas por un evento compresivo de probable edad mesocretácica. Este produjo una importante deformación generando pliegues con ejes de rumbo

que controlaron la paleogeografía, la sedimentación y en definitiva la evolución de los segmentos de la cuenca de trasarco con diferentes regímenes tectónicos el sector norte del área. La distribución de facies mencionada sugiere la existencia de aguas someras en el sur, con facies silicásticas profundas en visúas durante toda la etapa de subsidencia un engrase desde facies carbonatadas de aguas someras en el sur, seguida por una rápida regresión. Posteriormente se continuó la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.

Las secuencias jurásicas expuestas en el área de estudio registran en forma continua la evolución de la cuenca jurásica de trasarco entre el Lias y el Kimmeridgiense.