

REPÚBLICA DEL PERÚ
SECTOR ENERGÍA Y MINAS
INSTITUTO GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO

REVISIÓN Y ACTUALIZACIÓN DEL CUADRÁNGULO DE CUSCO (28-s)

Escala 1:50 000

Por:
Víctor Carlotto
José Cárdenas

 **INGEMMET**

Lima - Perú
Junio 2003

Contenido

Introducción	1
Ubicación del Área Estudiada	1
Acceso	1
Mapa Topográfico, Imágenes Satelite y Fotos Aéreas	2
Geomorfología	3
Descripción de las Unidades Geomorfológicas Regionales	3
Borde NE de la Cordillera Occidental	3
Altiplano	4
Límite Altiplano-Cordillera Oriental	4
Cordillera Oriental	4
Estratigrafía	7
Paleozoico Inferior	7
Formación Chagrapi o Urcos: Siluro-Devoniano	7
Paleozoico Superior	9
Formación Ccatca: Devoniano terminal-Carbonífero inferior?	9
Grupo Copacabana: Pérmico inferior	9
Grupo Mitu: Pérmico superior-Triásico inferior-Jurásico?	11
Formación Pisac: Pérmico superior	11
Formación Pachatusan: Triásico inferior	13
Mesozoico	13
Borde Noreste de la Cuenca Occidental Sur Peruana	13
Formación Hualhuani: Neocomiano	13
Formación Arcurquina: Albiano-Turoniano	15
Umbral Cusco Puno-Altiplano	15
Formación Cay-Cay: Triásico superior-Jurásico	15
Formación Muni: Kimmeridgiano-Berriasiano?	17
Formación Huancané: Neocomiano	19
Grupo Moho	19
Formación Paucarbamba: Albiano inferior?	19
Formación Maras: Albiano medio	21
Formación Ayavacas : Albiano superior-Turoniano	21
Formación Vilquechico: Senoniano-Maestrichtiano	24
Paleógeno	24
Formación Quilque: Paleoceno inferior	24



Formación Auzangate: Paleoceno superior-Eoceno inferior?	27
Formación Muñani: Eoceno	27
Grupo Puno	29
Formación Soncco: Eoceno superior-Oligoceno inferior	29
Formación Anta: Eoceno superior-Oligoceno inferior	29
Neógeno	32
Formación Punacancha: Oligoceno superior-Mioceno inferior	32
Grupo Tacaza: Oligoceno superior	34
Formación Paruro: Mioceno superior	34
Formación Chincheros: Plioceno	34
Formación Rumicolca: Plio-Cuaternario	36
Cuaternario	36
Formación San Sebastián	36
Depósitos Glaciarios	36
Depósitos Aluviales	37
Depósitos Fluviales	37
Depósitos Palustres y Lacustres	37
Depósitos Coluviales	37
Rocas igneas	39
Rocas Intrusivas	39
El Batolito Andahuaylas - Yauri	39
Macizo de Acomayo-Colcha	40
Cuerpos Intrusivos	40
Accha	40
Cuerpos de Quepuro, Cuyanco y Huanca Marcajasa	42
Pantipata	42
Cuerpo de Ahuajpata	42
Saqsayhuaman	42
Quiquijana	45
Sienita de Araipallpa	45
Cuerpos Pequeños	45
Diques y Cuerpos Subvolcanicos	45
Rocas Volcánicas	47
Grupo Mitu	47
Formación Pachatusan	47
Formación Cay Cay	47
Formación Anta	49
Tobas de la Formación Paruro	49
Vulcanismo Plio-Cuaternario	49
Tectónica	55
Descripción de las Unidades Morfoestructurales	55
Borde NE de la Cordillera Occidental	55
Altiplano	55
Límite Altiplano-Cordillera Oriental	56



Cordillera Oriental	56
Principales Eventos Tectónicos	56
La Tectónica tardiherciniana	56
Jurásico	56
Kimmeridgiano	56
Titoniano? y Cretácico inferior	56
El Evento Mochica	59
Los eventos peruanos	59
Evento Laramiano	59
La crisis tectónica Inca 0	59
El Evento tectónico mayor Inca 1 (42-38 Ma)	59
Las crisis tectónicas Quechua 0 (28-26 Ma) y Quechua 1 (20 y 17 Ma)	60
Las crisis tectónicas Quechua 2 (11 Ma) y Quechua 3 (7-6 Ma)	60
Las crisis tectónicas Quechua 4 y Quechua 5	60
Descripción de los Cortes Estructurales	60
Análisis Estructural	61
Yacimientos minerales	63
Minerales Metálicos	63
Yacimiento Accha (Titiminas)	63
Mina Elsa	64
Mina Quello o Ana María	64
Prospecto Varina y Violeta	64
Mina Cruz Oscollo	64
Huancarani	64
Mina Uspha y otros	64
Sustancias No Metálicas	65
Yeso	65
Arcillas	65
Caliza	65
Volcánicos shoshoníticos	65
Materiales fluviales	65
Roca intrusiva	65
Bibliografía	67
Anexo Fotográfico	71



Introducción

El presente informe es el resultado del estudio geológico y cartografiado a escala 1:50,000 de 4 cuadrantes del Cuadrángulo de Cusco (28-s), desarrollado dentro del plan de Revisión y Actualización de los Cuadrángulos de la Carta Geológica Nacional de la Franja Nro. 3, llevado a cabo por el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET).

Ubicación del Área Estudiada

El cuadrángulo de Cusco (28-s) se encuentra ubicado entre la Cordillera Oriental, el Altiplano y el borde NE de la Cordillera Occidental, cubriendo aproximadamente 3 000 km², entre las coordenadas: 71°30' a 72°00' de longitud oeste, y 13°30' a 14°00' de latitud sur.

El área cartografiada pertenece a las provincias de Cusco, Quispicanchis, Paucartambo, Paruro y Acomayo, en el departamento del Cusco.

Acceso

El acceso al área de estudio, se realiza por vía terrestre, férrea y mediante caminos de herradura. Por vía terrestre, a través de la carretera panamericana, siguiendo la ruta Lima, Nasca, Abancay, Cusco y Puno. De Cusco se va a Huacarpay-Huambutio por carretera asfaltada y de allí por vía afirmada a Cay-Cay, Huancarani, Ccatcca, vía que se une luego a la carretera de Urcos a Puerto Maldonado.

Hacia el sur, por las carreteras afirmadas desde Cusco a Yaurisque, Huanoquite o Yaurisque, Paruro, Cusibamba, Accha, Pillpinto, Accos, Acomayo, Cusco. También de Yaurisque se va a Paccaritambo, Coyabamba y Ccapacmarca.

Los últimos años se han construido numerosas trochas y carreteras rurales que facilitan el trabajo de campo, por ejemplo, de Acomayo a Sanca, de Paruro a Miska, aunque estas frecuentemente se hallan con derrumbes por efecto de las lluvias.

Mapa Topográfico, Imágenes Satélite y Fotos Aéreas

Este cuadrángulo se trabajó con mapas a escala 1:25,000, los que se redujeron a la escala 1:50,000, para su presentación final. Los planos digitalizados fueron proporcionados por INGEMMET.

Se usaron fotos aéreas de vuelo alto y vuelo bajo, además de imágenes satélite Landsat.

Así mismo, se tuvo a disposición el plano geológico del cuadrángulo de Cusco levantado por MENDÍVIL et al., (1994) a escala 1:100,000 y publicado por INGEMMET.

Geomorfología

Se han identificado las unidades geomorfológicas regionales o unidades morfoestructurales y dentro de éstas, las unidades locales o geoformas que han sido descritas tomando en consideración su morfología, litología, tectónica y paleogeografía de la región.

Descripcion de las Unidades Geomorfológicas Regionales

Se han reconocido cuatro unidades geomorfológicas regionales o morfoestructurales: Borde NE de la Cordillera Occidental, el Altiplano, el límite Altiplano-Cordillera Oriental y la Cordillera Oriental. Además se cuentan con las unidades locales o geoformas que se hallan dentro las regionales (Fig. N° 2.1).

Borde NE de la Cordillera Occidental

En la zona de estudio se presenta el borde NE de la Cordillera Occidental, particularmente al suroeste del Cuadrante III y sur del Cuadrante II. Esta unidad corresponde a una zona con relieves relativamente planos cuyas altitudes alcanzan los 4 000 msnm y con cumbres entre 4 200 y 4 300 msnm. Sin embargo, aquí, esta unidad muestra más bien una superficie abrupta ya que es cortada profundamente por los ríos Velille y Apurímac.

El límite con el Altiplano es bastante irregular ya que corresponde a cambios de dominios paleoestructurales controlados por fallas regionales.

Desde el punto de vista paleogeográfico, corresponde al borde NE de la cuenca occidental mesozoica sur peruana, donde afloran calizas de la Formación Arcurquina y areniscas cuarzosas de la Formación Hualhuani. Igualmente afloran los conglomerados de la Formación Anta e intrusivos del borde norte de batolito Andahuaylas-Yauri.

Dentro del Borde NE de la Cordillera Occidental se han diferenciado las siguientes geoformas: Valle de río Velille, Valle del río Apurímac, la Planicie de Quepuro-Coyabamba, Montañas de Sihuina-Paclla-Chullo y la Depresión de Accha.

Altiplano

Desde el punto de vista morfoestructural, en el cuadrángulo de Cusco se presenta la prolongación NO del Altiplano, y parte de la terminación de esta unidad.

Limita al sur con el borde NE de la Cordillera Occidental y al norte con la Cordillera Oriental mediante una zona de transición muy típica.

Aquí afloran rocas mesozoicas de poco espesor por comparación a sus equivalentes de la cuenca occidental, sin embargo, las capas rojas continentales del Terciario son muy potentes.

Desde el punto de vista morfológico se caracteriza por ser una altiplanicie con altitudes que varían entre 3 800 y 4 000 msnm, aunque pueden sobrepasar los 4 400 msnm. Esta unidad está disectada por numerosos ríos y por la acción glaciaria, que le dan una configuración agreste, por lo que se tienen numerosas unidades locales, como la depresión del Cusco, las montañas de Cusco, las serranías de Vilcaonga-Huanacauri-Acoyaco, la meseta de Saqsayhuaman, la depresión de Paruro, planicie de Paccarectambo, depresión de Pomacanchis y la planicie de Huajhuacocho.

Límite Altiplano-Cordillera Oriental

Es una franja alargada en dirección NO-SE que separa el Altiplano al sur, de la Cordillera Oriental al norte. Esta franja, en general, es más delgada al sureste y más ancha al noroeste donde corresponde al anticlinal de Vilcanota. Las alturas máximas alcanzadas en esta zona sobrepasan los 4 800 msnm y resalta el Pachatusan. El río Vilcanota si-

que más o menos paralelo a esta unidad. Estructuralmente, se trata de una zona de escalmas de fallas regionales que han desarrollado duplex y zonas complejas afectando tanto el Paleozoico inferior, como a las rocas del Paleozoico superior y del Meso-Cenozoico.

Localmente, se ha reconocido las siguientes geoformas: montañas de Pachatusan-Vilcanota, la meseta de Huacoto, las montañas de Pucará-Curi y las montañas de Pucarani-Machuquempor.

Cordillera Oriental

Es una zona morfo-estructural fuertemente individualizada, que ocupa la parte noreste del cuadrángulo de Cusco. Esta unidad está bordeada al sur por fallas NO-SE que la separan del Altiplano. Está constituida básicamente por pizarras y esquistos pizarrosos. La morfología al límite con el Altiplano es relativamente baja y puede alcanzar incluso los 3 200 msnm. Las partes más elevadas, en el cuadrante I alcanzan los 4 500 msnm. Sin embargo, en el cuadrángulo vecino de Ocongate se tiene el nevado Auzangate que sobrepasa los 6 000 msnm. En el cuadrante I se observa poco material morrénico.

La tectónica se manifiesta por pliegues asociados a un metamorfismo, fallas inversas y cabalgamientos, que hace repetir las formaciones del Siluro-Devoniano.

Localmente se tiene las siguientes geoformas: depresión de Ccatca (rellenada por sedimentos Pliocuaternarios fluvio-lacustres), colinas de Rajchi-Mahuaypata y las montañas Rajchi Rajchiyoc.

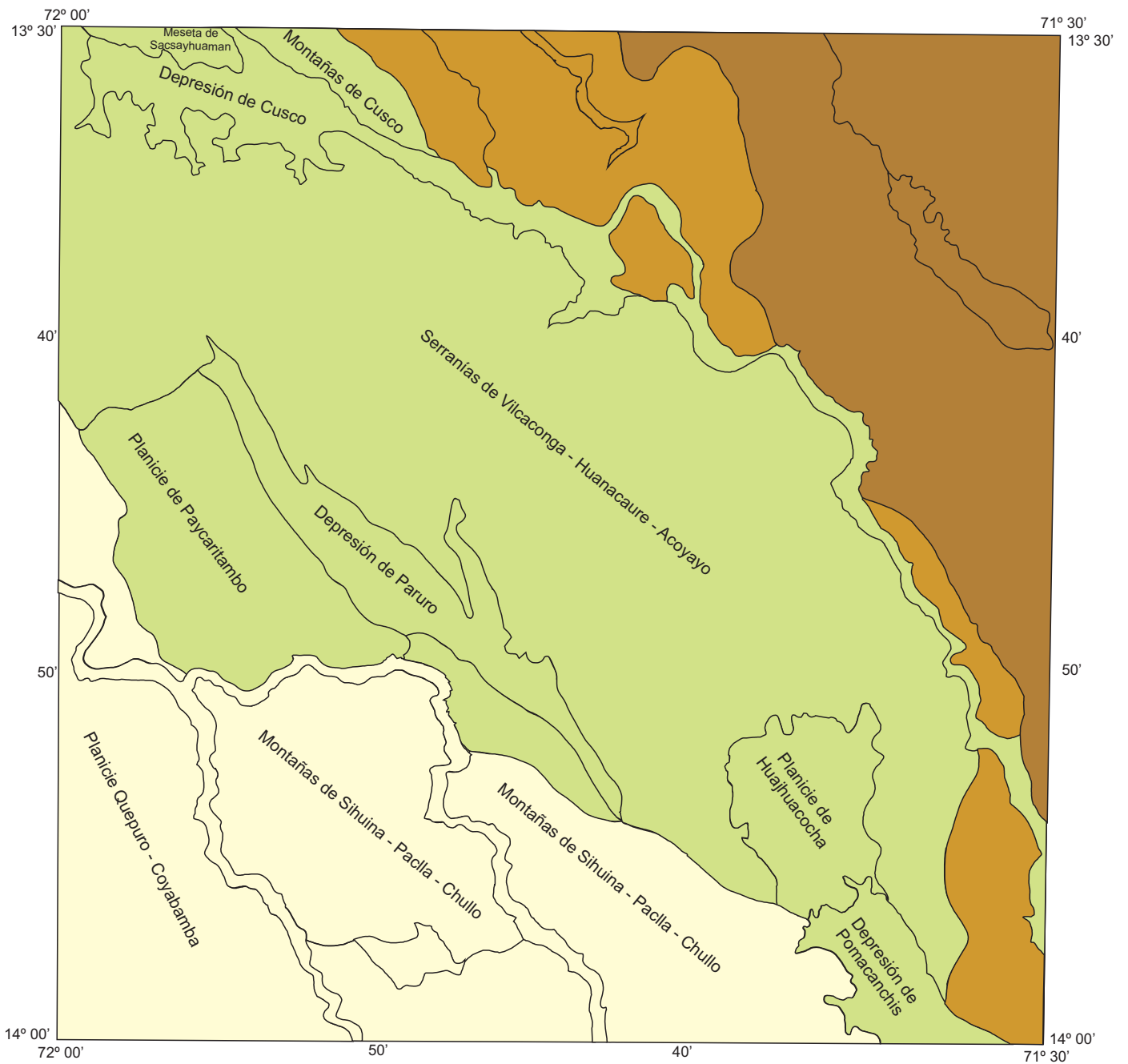
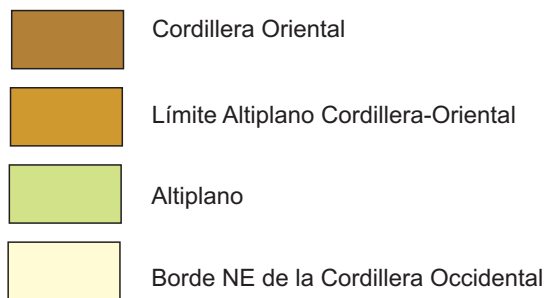


Fig. N° 2.1 Mapa Geomorfológico del Cuadrángulo de Cusco



Estratigrafía

En la zona de estudio afloran unidades litoestratigráficas que van del Paleozoico inferior al Cuaternario.

Paleozoico Inferior

Las rocas más antiguas que afloran en el cuadrángulo de Cusco corresponden a unidades litoestratigráficas del Siluro-Devoniano. Se trata básicamente de las formaciones Chagrapi y Ccatca, las que pertenecerían al Grupo Cabanillas definido por NEWELL (1949) y PALACIOS et al., (1993).

Formación Chagrapi o Urcos: Siluro-Devoniano

MENDÍVIL (1978), y MENDÍVIL & DÁVILA (1994) designan como Formación Urcos a los afloramientos pizarrosos de la localidad de Urcos y su prolongación al este y noreste, que se extiende al cuadrángulo de Calca donde CARLOTTO et al., (1996) la denominan Formación Paucartambo. La Formación Chagrapi se prolonga hacia el cuadrángulo de Ocongate, pero cartografiada como una unidad indiferenciada del Paleozoico inferior por AUDEBAUD (1973).

En general, la topografía que muestra esta unidad consiste de lomadas, depresiones y colinas moderadamente curvadas. La característica litológica, es esencialmente pizarrosa y hace que sus exposiciones desarrollen suelos eluvio-coluviales resaltando los deslizamientos, como el que afecta la autopista que sale de Urcos a Juliaca.

Igualmente, la unidad aflora al NE de Ccatca, en el extremo del cuadrante I, donde infrayace a la Formación Ccatca.

Litológicamente (Fig. N° 3.1), se trata de una secuencia bastante uniforme en casi todos los afloramientos y consiste en pizarras y esquistos pizarrosos grises a negros, sin estratificación visible, salvo cuando están intercalados con escasos estratos delgados de cuarcitas de 5 a 20 cm de grosor (Foto N° 1). Estas rocas indican un medio marino silico-clástico somero distal. Su espesor aproximado es de 1 500 metros.

Las rocas se hallan fuertemente deformadas y con esquistosidades que se han formado junto con los pliegues.

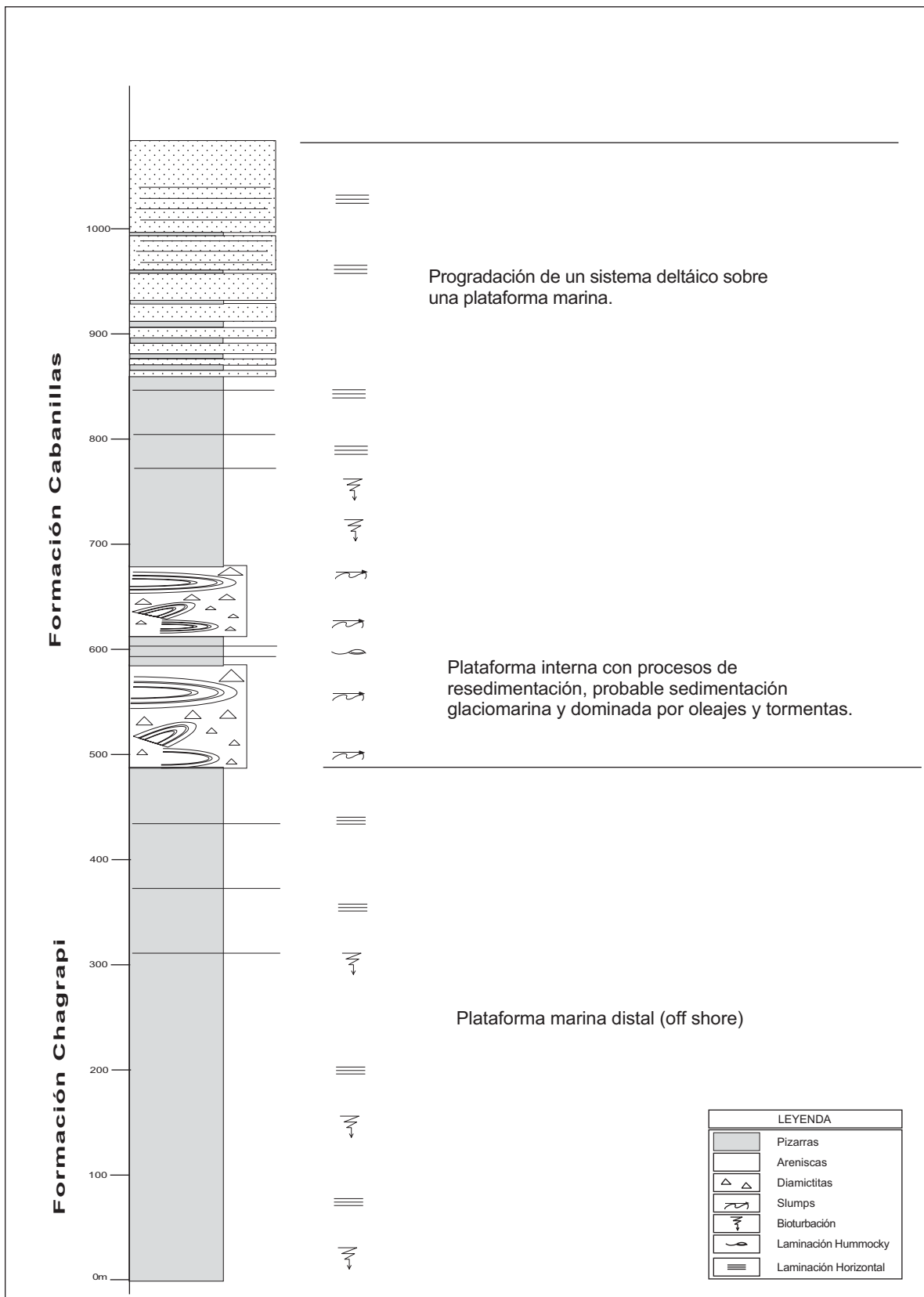


Fig. N° 3.1 Columna Estratigráfica de la parte superior de la Formación Chagrapí y de la Formación Cabanillas, levantado en Causa Ccocho, al oeste de Ccatca.

Las relaciones estratigráficas son difíciles a establecer ya que, por un lado, la base no se observa, aunque en el cuadrángulo vecino de Calca sobreyace en discordancia a la Formación Sandia del Ordovícico superior y a la Formación San Gabán. Hacia el techo pasa concordantemente y de manera progresiva a la Formación Ccatca. En las cercanías de Hualla-Hualla situada a 2,5 km de Quiquijana, MENDÍVIL & DÁVILA (1994) encontraron *Tentaculitis* sp. y el torax y pigidium de un trilobite deformado que corresponde al género Phacops, los cuales dan un rango de edad del Siluro-Devoniano, lo que concuerda cronoestratigráficamente con la secuencia de la Cordillera Oriental.

Paleozoico Superior

El Paleozoico superior descansa en discordancia angular sobre el Paleozoico inferior, claramente observado en la región de Vilcabamba (cuadrángulo de Quillabamba), donde el Grupo Ambo del Misisipiano sobreyace a la Formación Chagrapi del Siluro-Devoniano metamorfozido. Esta discordancia no ha sido observada en el cuadrángulo de Cusco. El Paleozoico superior está representado por la Formación Ccatca y los grupos Copacabana y Mitu.

Formación Ccatca: Devoniano terminal-Carbonífero inferior?

MENDÍVIL (1978), MENDÍVIL & DÁVILA (1994) llaman Formación Ccatca a una secuencia de cuarcitas y pizarras que afloran en forma conspicua en la parte nororiental del cuadrángulo de Cusco y noroccidental del cuadrante I, al noroeste, oeste y sur de Ccatca, prolongándose a los cuadrángulos de Calca y Ocongate respectivamente. En el cuadrángulo de Calca, CARLOTTO et al. (1996) menciona que la parte superior de la Formación Paucartambo se caracteriza por presentar barras de cuarcitas, tal como aparece en el mapa geológico de dicho cuadrángulo y que ahora se sabe corresponde a la Formación Ccatca.

La característica más importante de la Formación Ccatca de la zona de estudio (Fig. N° 3.2) es la presencia de diamictitas, cuarcitas y pizarras (CARLOTTO et al., en preparación). En efecto, en los cerros Apachetapata y Tambojaja (UTM 8 493 553-226 252) y además en la carretera que

va de Ccatca a Ocongate, en el límite este del cuadrante I se puede apreciar que luego de la secuencia pizarrosa superior de la Formación Chagrapi aparecen niveles o bloques de cuarcitas englobados en una masa fina que indican corresponder a deslizamientos sinsedimentarios y diamictitas masivas soportadas por la matriz. Los clastos de las diamictitas varían en tamaño, alcanzando incluso bloques de varios metros. Se trata principalmente de bloques de cuarcitas interpretados como resedimentados (Foto N° 2). Seguidamente, continúan capas de cuarcitas con laminaciones *hummocky* que indican una plataforma interna dominada por tormentas y oleajes (Foto N° 3). El espesor es variable pero desde que empiezan los primeros niveles deslizados hasta el techo, es 500 m. Sin embargo, por ser el paso progresivo, en la cartografía, se ha considerado junto a esta formación la parte superior de la Formación Chagrapi. El medio de depósito corresponde a una plataforma con procesos de resedimentación y probable sedimentación glaciomarina, tal como ocurre en el Altiplano de Bolivia donde es conocida como Formación Cumaná del Devoniano terminal-Carbonífero Basal (DÍAZ-MARTÍNEZ, 1995).

No se han encontrado restos de fósiles, pero en base a su posición estratigráfica y por correlación con el Altiplano de Bolivia, la consideramos de una edad Devoniano terminal y muy probablemente Carbonífero basal.

Grupo Copacabana: Pérmico inferior

El Grupo Copacabana (NEWELL et al., 1949) aflora ampliamente en el Anticlinal de Vilcanota, donde constituye el núcleo. Se presenta en el borde NE del cuadrante IV en Pantipata y en escamas de fallas en el cuadrante I al norte y noroeste de Quiquijana. También se le puede seguir al límite Altiplano-Cordillera Oriental entre Quiquijana y norte de Marcaconga, donde se halla fuertemente plegado (Foto N° 4).

El grupo está compuesto principalmente por calizas y lutitas marinas. Las calizas son de grano fino, oolíticas o nodulosas, de color gris blanquecino a negro. Estas rocas se caracterizan por presentar fósiles silicificados de fusulinas,

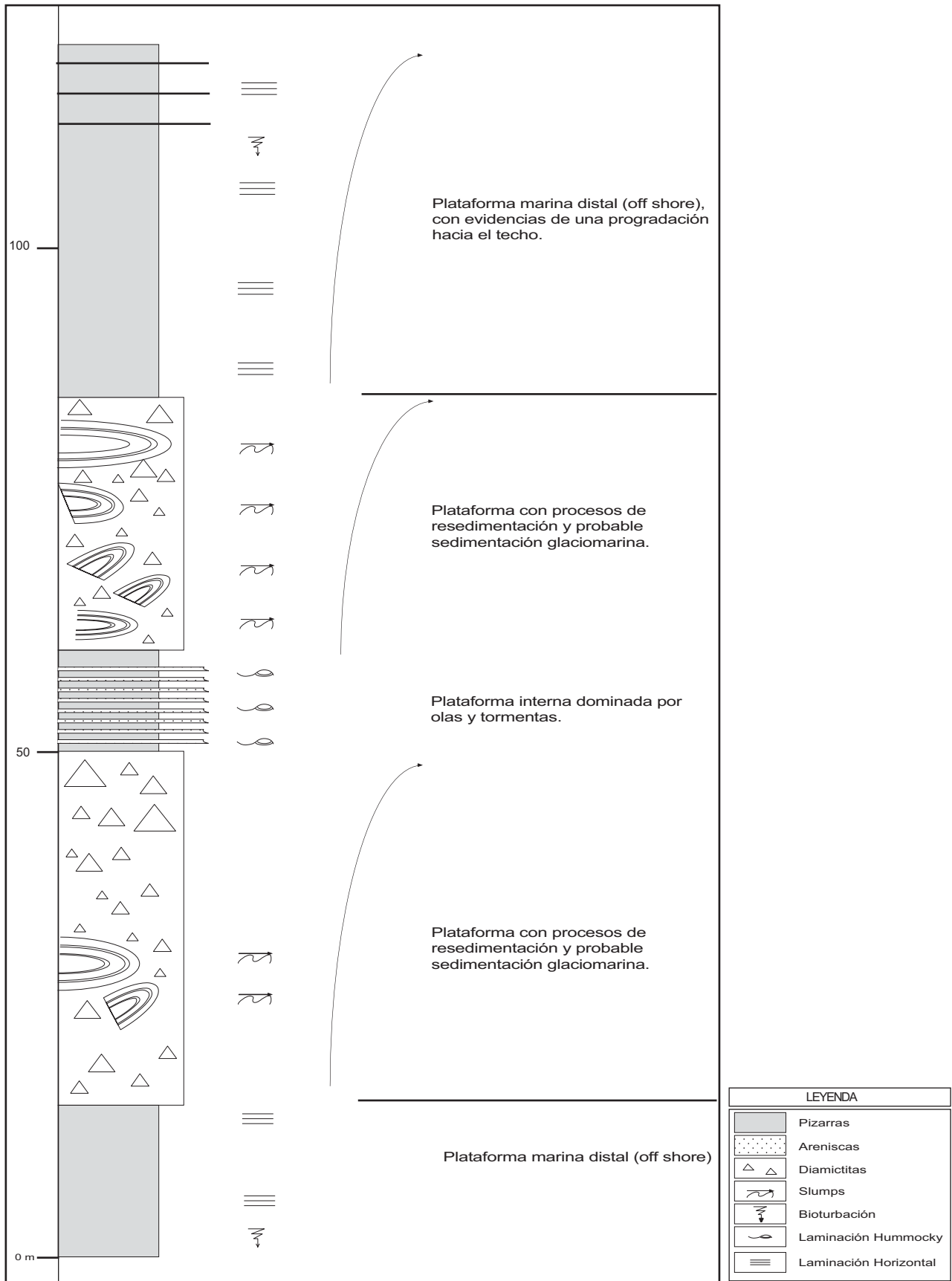


Fig. N° 3.2 Columna estratigráfica parcial de la Formación Cabanillas levantada entre Aqueroa y Aycarachi, al SE de Ccatcca.

braquiópodos, corales, etc. Las lutitas son negras, conteniendo restos de plantas. En el anticlinal de Vilcanota, se le asigna un espesor de 600 a 700 metros para este grupo y en la zona de escamas sólo puede alcanzar unos 100 m. En Pantipata, cerca a San Salvador, al límite con el cuadrángulo de Calca, una monzonita ha producido al contacto con las calizas, recristalización y marmolización de éstas.

Al Grupo Copacabana, en el sur y centro del Perú, se le asigna una edad comprendida entre el Wolfcampiano inferior (Sakmariano) y el Leonardiano inferior (Artinskiano), es decir del Pérmico inferior a medio (NEWELL et al., 1949; DOUBINGER & MAROCCO, 1981).

Doubinger y MAROCCO (1981) mediante estudios palinológicos, confirman la edad Leonardiano inferior para la parte superior del Grupo Copacabana. Sin embargo, entre San Salvador, Pillahuara (Cuadrángulo de Calca) y Pantipata y cerca al límite con el cuadrante IV, sólo se ha encontrado la zona de *Triticites opimus*. En esta biozona además de la especie tipo se han encontrado *Triticites pillahuarensis*, *Triticites patulus*, *Triticites titicacaensis*, *Pseudofusulina rasuvilcensis*, etc. (NEWELL et al., 1949). Esto indica la fuerte erosión a que estuvo sometida la región después de los movimientos Tardihercinianos, ya que falta la parte superior de esta unidad.

El Grupo Copacabana, de acuerdo a MENDÍVIL & DÁVILA (1994), estaría compuesto por cuatro formaciones: Formación Tinta, Formación Chuquicahuana, Formación San Salvador, Formación Yaucat. Sin embargo, es difícil de precisar estas unidades en la cartografía ya que aparentemente algunas de ellas corresponden a unidades de la misma edad.

El Grupo Copacabana en el norte de Bolivia es conocido con el nombre de Formación Copacabana perteneciendo al Grupo Titicaca. Esta unidad se presenta también en la Cordillera Oriental y en la zona Subandina.

Grupo Mitu: Pérmico superior-Triásico inferior-Jurásico?

El Grupo Mitu (Mc LAUGHLIN, 1924) sobreyace en discordancia erosional al Grupo Copacabana.

Aflora ampliamente en la porción nororiental del cuadrante IV, donde hace parte del anticlinal del Vilcanota y del anticlinal de Rondobamba. Aparece como pequeños pedazos limitado por escamas de falla al límite Altiplano-Cordillera Oriental, tendiendo a desaparecer hacia Urcos donde se pone en contacto el Mesozoico con el Paleozoico inferior. El Grupo Mitu ha sido dividido en dos formaciones (Foto N° 5): Pisac y Pachatusan (GABELMAN y JORDAN, 1964; MENDÍVIL, 1978; CANDIA & CARLOTTO, 1985; CARLOTTO et al, 1988; MENDÍVIL et al, 1994). Al límite SE con los cuadrángulos de Ocongate, Sicuani y Livitaca afloramientos del Grupo Mitu sedimentarios, están ahora considerados, en este trabajo como la Formación Cuy Cuy.

Formación Pisac: Pérmico superior

La Formación Pisac (GABELMAN & Jordan, 1964; CANDIA & CARLOTTO, 1985; MENDÍVIL et al, 1994), aflora en el anticlinal de Vilcanota, descansando en discordancia sobre el Grupo Copacabana por intermedio de un nivel volcánico (Fig. N° 3.3). Posteriormente, se tienen secuencias grano-estrato crecientes de brechas y conglomerados intercalados con areniscas y limolitas rojas (Fig. N° 3.3). Los conglomerados contienen clastos de calizas con fusulinas, volcánicos y cuarcitas. Estas secuencias han sido interpretadas como originadas por conos aluviales, relacionadas a una tectónica sin-sedimentaria intra-Mitu (CARLOTTO et al, 1988). Igualmente, esta unidad aflora en el núcleo del anticlinal de Rondobamba, donde resalta la presencia de niveles rojos de limolitas y lutitas lacustres y de llanura de inundación intercalados con los conglomerados. Es importante mencionar que en los conglomerados de este anticlinal aparecen clastos de cuarcitas y gneises, lo que indica que un substrato antiguo se hallaba expuesto durante la erosión y depositación de la Formación Pisac. El espesor de la unidad varía entre 200 y 400 m. Se le asigna una edad Pérmico superior, por sobreyacer al Grupo Copacabana del Pérmico inferior e infrayacer a la Formación Pachatusan del Triásico.

Es importante resaltar que en el cerro Llamayoc (cuadrante I), sobreyaciendo al Grupo Copacabana y en discordancia erosional y débil discordancia angular se tiene una unidad muy particular de 250 m de espesor (Fig. N° 3.4). La base consiste en lutitas

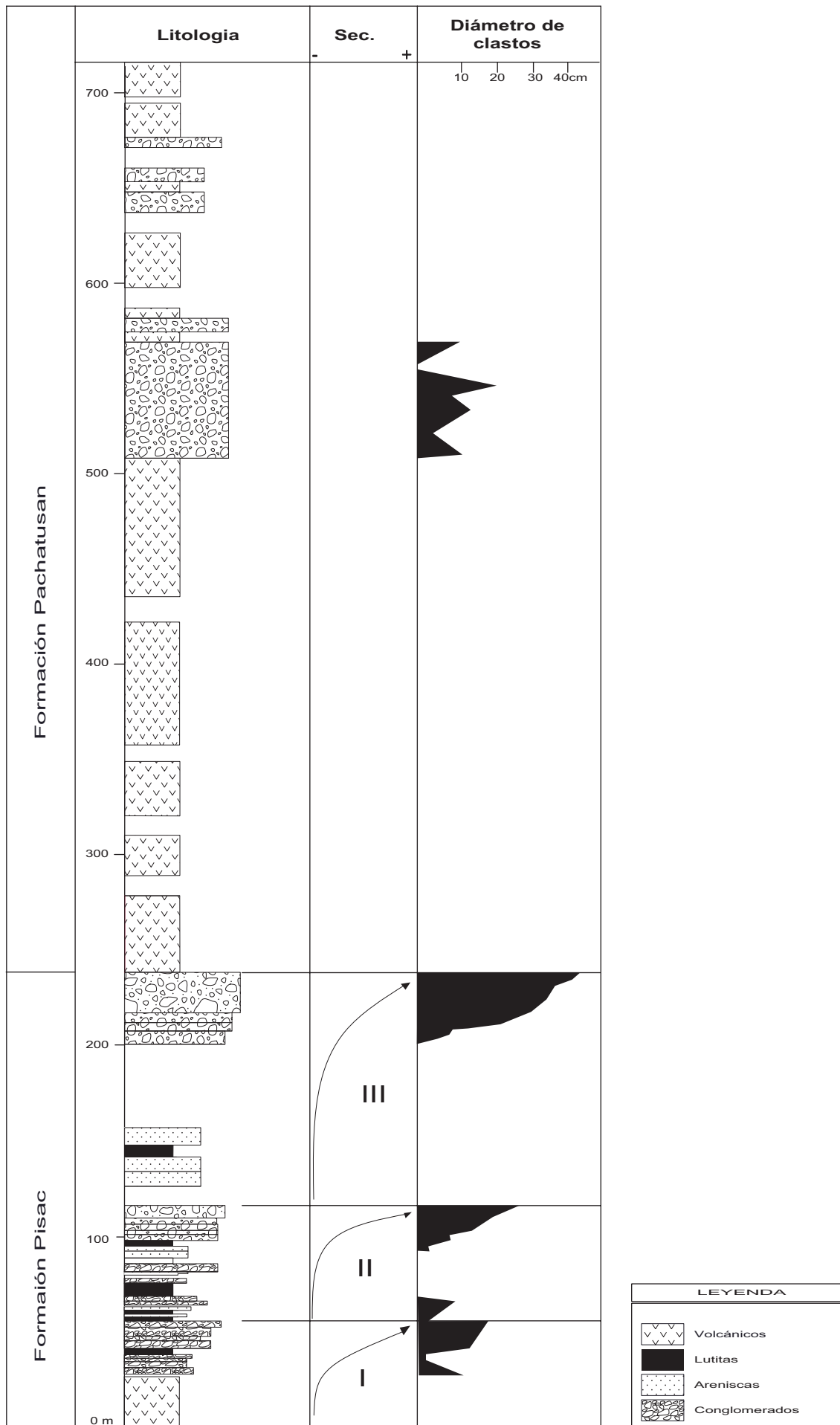


Fig. N° 3.3 Columna estratigráfica de las Formaciones Pisac y Pachatusan levantada entre Pisac y San Salvador (cuadrángulo de Calca y límite NO del cuadrángulo de Cusco).

negras a grises, calizas dolomíticas con chert, de origen marino. Mas arriba se tiene areniscas finas sucias posiblemente de medio fluvial. Luego hacia el techo, se presentan lutitas negras con fósiles marinos intercaladas con areniscas verdes feldespáticas de origen fluvial. Los fósiles encontrados son *Linoproductus cora* d'Orbigny, *Neospirifer cameratus* (Morton) y *Dictyoclostus*, que le permite atribuirle una edad del Pérmico medio a superior. En consecuencia esta unidad con influencia marina es atribuida a la Formación Pisac. Es importante mencionar que las facies marinas del Grupo Mitu son conocidas como Formación Ene en la zona subandina (CARLOTTO et al., 2001).

Formación Pachatusan: Triásico inferior

La Formación Pachatusan (GREGORY, 1916; MENDÍVIL, 1978; CANDIA y CARLOTTO, 1985) toma el nombre de las montañas del Pachatusan, donde afloran ampliamente. Asimismo se puede ver como escamas entre fallas al límite Altiplano-Cordillera Oriental. La unidad está constituida por brechas, aglomerados y coladas volcánicas de basaltos, riolitas e ignimbritas. Estas rocas volcánicas se intercalan con rocas sedimentarias, caracterizándose por su color rojo violáceo «concho de vino» que permite reconocerlas rápidamente en el campo.

La base de esta unidad en el anticlinal de Vilcanota, sobreyace a una barra gruesa de conglomerados de la Formación Pisac que resalta en los afloramientos (Fig. N° 3.3). Los basaltos parecen constituir la parte más importante de la formación, los que se presentan como coladas y acompañados de tobas y brechas. Igualmente, son frecuentes los niveles espilíticos. La Formación Pachatusan se caracteriza además, por la presencia de conglomerados de conos aluviales intercalados en las rocas volcánicas (Fig. N° 3.3). El espesor de esta unidad es variable, entre los 300 a 500 metros.

En cuanto a la edad de la formación se le considera del Triásico inferior ya que dataciones radiométricas en el cuadrángulo de Ayaviri de una colada riolítica infrayaciendo a la Formación Huancané, dan una edad K/Ar sobre biotitas de 236 ± 6 Ma (Sempere en: Latorre & Oros, 2000).

Mesozoico

La estratigrafía mesozoica de la región de Cusco ha sido establecida en detalle, por CARLOTTO y colaboradores entre 1989 y 1995. Anteriormente se conocían los trabajos regionales y generales de GREGORY (1914), KALAFATOVICH, C., (1955), MENDÍVIL (1978), MAROCCO (1978), etc. Igualmente, MENDÍVIL & DÁVILA (1994) presentan una nomenclatura para el cuadrángulo de Cusco, la que es revisada en este estudio.

Los estudios paleogeográficos (CARLOTTO, 1992; 1998) muestran para el Mesozoico dos franjas paleogeográficas: Borde noreste de la cuenca occidental sur peruana y Alto estructural o umbral Cusco-Puno. Estos dominios paleogeográficos, controlaron además la sedimentación y tectónica terciaria.

Borde Noreste de la Cuenca Occidental Sur Peruana

Este dominio corresponde al borde noreste de la actual Cordillera Occidental y se halla en la parte suroeste del cuadrante III.

Formación Hualhuani: Neocomiano

Aflora al este del cerro Quepuro, donde hace parte de un anticlinal (cuadrante III). La base está cortada por las dioritas de Quepuro y el techo infrayace discordantemente a la Formación Arcurquina. En la zona aparentemente no aflora la Formación Mara ya que las calizas Arcurquina parecen deslizadas sobre la Formación Hualhuani.

Litológicamente, está constituida por una secuencia monótona de cuarcitas y areniscas cuarcíticas de grano fino a medio de medio fluvial a litoral, aunque también hay capas con areniscas de grano grueso. El color varía de blanco a oscuro al techo. Presenta buena estratificación en bancos desde 0,20 a más de 3 m. Generalmente, las rocas se hallan bien compactas y macizas. Las cuarcitas pueden estar intercaladas con escasos niveles de lutitas negras. El espesor en la zona de estudio es de 500 m.

Respecto a su edad, no se han encontrado fósiles, por lo que se le estima a partir de su posición estratigráfica y por correlaciones regionales.

En efecto, esta unidad es correlacionable con la Formación Huancané del Umbral Cusco-Puno de edad Neocomiana.

Formación Arcurquina: Albiano-Turoniano

La Formación Arcurquina aflora ampliamente al suroeste del cuadrante III, particularmente al sur de Coyabamba y al oeste de Accha.

En una visión regional, las calizas de la Formación Arcurquina se presentan de manera disarmónica. En efecto, se puede apreciar que se halla muy plegada por comparación a la Formación Hualhuani infrayacente. Los pliegues son muy apretados y en algunos lugares tienen formas disarmónicas que contrastan con las estructuras regulares que deforman a las otras unidades litoestratigráficas.

Litológicamente, está compuesta casi exclusivamente por calizas con escasas intercalaciones de lutitas negras. Las calizas son del tipo mudstone y wackstone y escasamente packstone y grainstone. Estas se presentan bien estratificadas en bancos de 0,20 a 4 m de espesor, formando secuencias grano estratocrecientes. Al contacto con intrusivos, como es el caso de Accha se aprecian cuerpos de skarn de magnetita.

No se ha podido levantar una columna completa a causa de la deformación presente, sin embargo en áreas vecinas, como en el cuadrángulo de Cotabambas se han identificado 4 secuencias o miembros.

La edad de la Formación Arcurquina puede establecerse por la fauna encontrada en la región, que indican el Albiano-Turoniano (MAROCCO, 1978; PECHO, 1981). Sin embargo, esta edad puede precisarse mejor en base a las correlaciones con la Formación Arcurquina de Arequipa (JAILLARD, 1995). La secuencia I sería del Albiano inferior. La secuencia II sería del Albiano superior-Cenomaniano, la secuencia III de Cenomaniano medio-superior y la secuencia IV del Turoniano (BENAVIDES, 1962).

Desde el punto de vista económico, las calizas Arcurquina constituyen un metalotecto importante para la exploración de yacimientos del tipo skarn. En la zona de estudio se han encontrado skarns de

granates y magnetita asociados con minerales de cobre (Accha).

Umbral Cusco Puno-Altiplano

Corresponde al Altiplano actual y durante el Mesozoico a un alto estructural que separaba la cuenca occidental sur peruana de la cuenca oriental.

Formación Cay-Cay: Triásico superior-Jurásico

El análisis estratigráfico de la región de Cusco y su comparación con los datos de Bolivia, han permitido a CARLOTTO et al., (1997) establecer la presencia en la región de Cusco y Sicuani, particularmente en el cuadrángulo de Cusco, de una importante secuencia sedimentaria fluvio-eólica de posible edad Triásica-Jurásica y denominada Formación Cay-Cay.

Se trata de afloramientos de areniscas rojas y blancas intercaladas con coladas volcánicas y alineados a lo largo de bandas de dirección NO-SE y cerca de accidentes antiguos que separan el Altiplano de la Cordillera Oriental. Estas areniscas han sido cartografiadas hasta el presente como pertenecientes al Grupo Mitu (Permo-Trias) o a formaciones mesozoicas, particularmente a la Formación Huancané (Neocomiano).

La Formación Cay-Cay recubre en discordancia de erosión al Grupo Copacabana (Permiano inferior) en la carretera que parte de Chuquichahuana a Acomayo y posiblemente al Grupo Mitu (Permo-Trias). En Cay-Cay aflora a través de un cabalgamiento y en cuya base se presentan niveles volcánicos. Estas secuencias se hallan sobreyacidas en leve discordancia angular por la Formación Huancané (Cusco) o en discordancia de erosión por la Formación Maras del Cretáceo.

Esta unidad está compuesta principalmente por areniscas u ortocuarcitas rojas, rosadas y blancas muy parecidas a la Formación Huancané (Neocomiano) y se presentan en bancos gruesos masivos, intercalados o no con limolitas rojas y raros lentes calcáreos. Algunos niveles muestran numerosas estratificaciones cruzadas métricas a plurimétricas; además los granos de cuarzo de estos bancos son modelados en facetas o son redon-

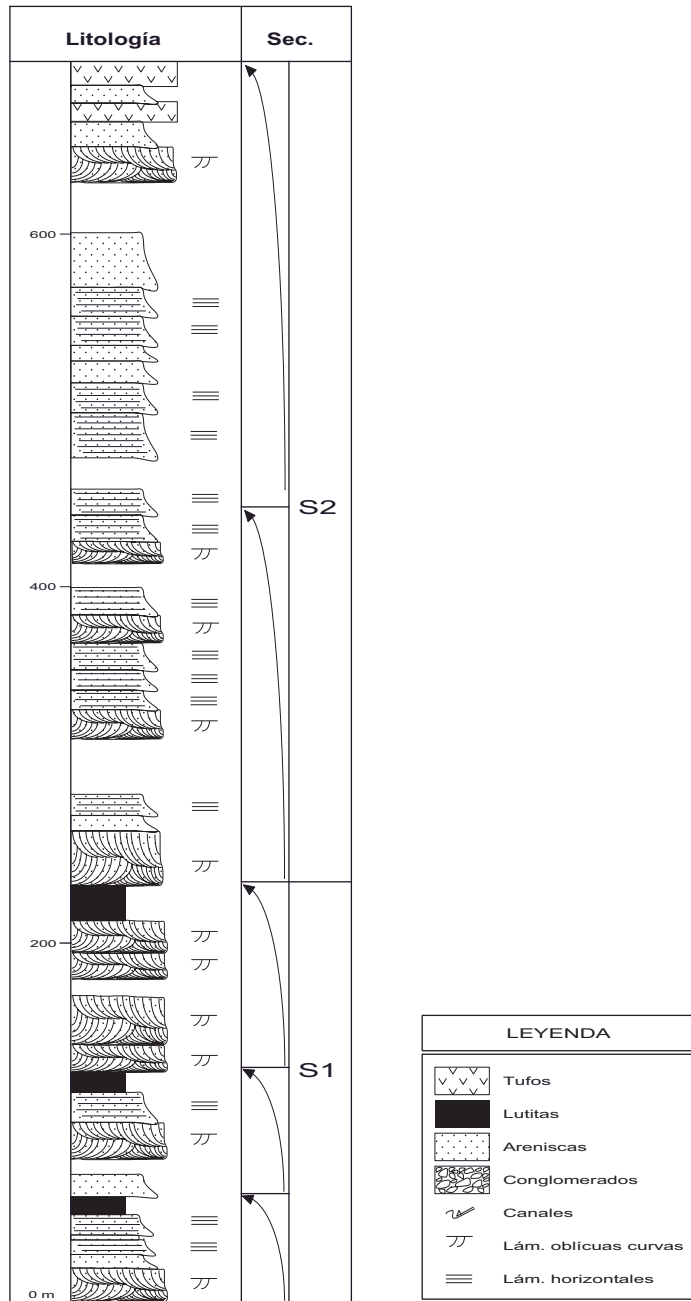


Fig. N° 3.5 Columna estratigráfica de la Formacion Cay-Cay, levantada en la carretera Chuquicahuana a Pomacanchis.

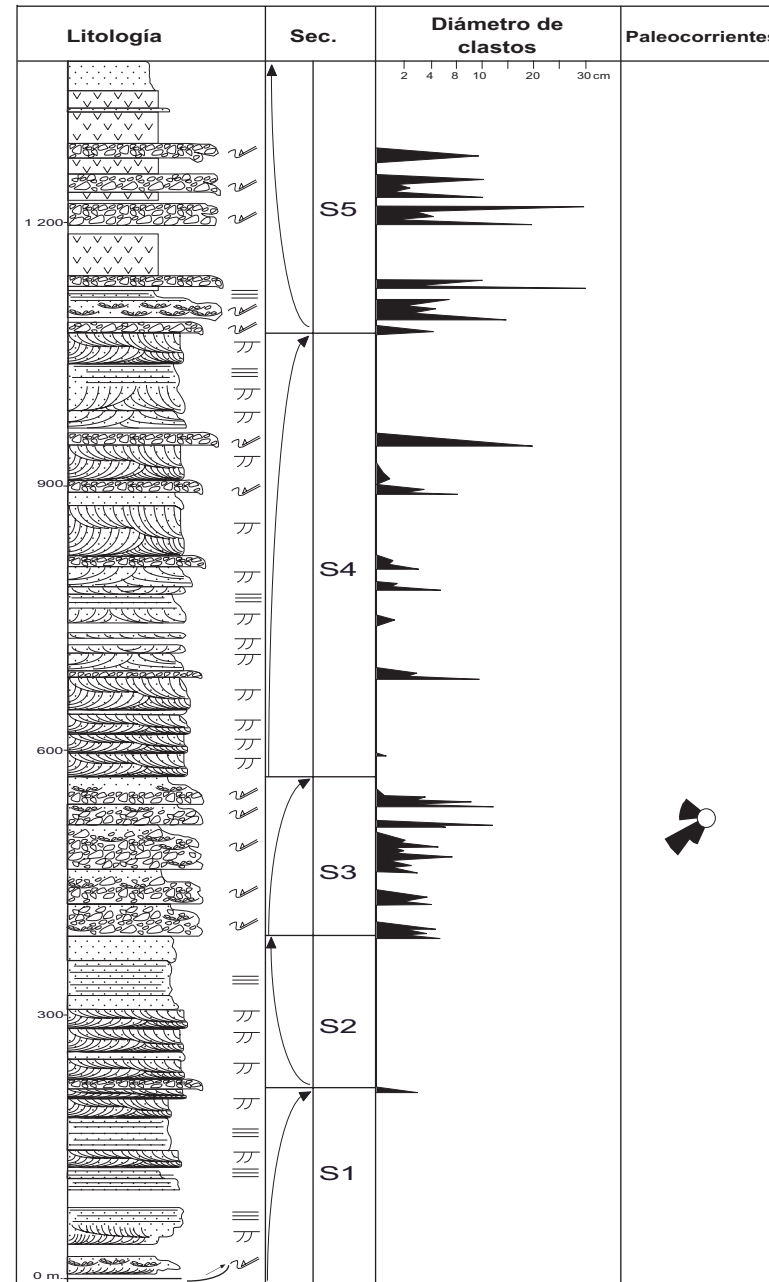


Fig. N° 3.6 Columna estratigráfica de la Formación Cay-Cay, levantada en Cay-Cay.

deados con superficies mates, lo que indica un origen eólico. Sin embargo, la mayor parte de facies arenosas y conglomerádicas son de origen fluvial. Los niveles conglomeráticos contienen elementos redondeados o angulosos de cuarzo y limolitas. Además, en la unidad se aprecia intercalaciones volcánicas que pueden alcanzar espesores importantes como en el cerro Machuquempor o en Quiquijana.

Una columna de 700 m levantada en la subida de Chuquicahuana-Marcaconga (Fig. N° 3.5), muestra que las areniscas cuarcíticas son de color rojo y presentan facies o laminaciones oblicuas curvas, a laminaciones horizontales y facies de areniscas masivas. Las areniscas se hallan intercaladas con delgados niveles de limolitas rojas (Foto N° 6). Estas facies son interpretadas como pertenecientes a medios fluviales de canales entrelazados y de llanura de inundación. La secuencia termina con coladas dacíticas, sin embargo, la parte inferior y media de la columna contiene lateralmente basaltos espilíticos. En esta columna la serie está dividida en dos grandes secuencias estratocrecientes, que parecen indicar la progradación de ríos arenosos intermedios sobre ríos distales.

La columna de Cay-Cay (~ 1400 m) (Fig. N° 3.6), muestra la base de la serie despegada sobre yesos de la Formación Paucarbamba (Albiano). Esta columna se diferencia de la de Chuquicahuana por la presencia de facies conglomerádicas de canales fluviales entrelazados, cuyos clastos alcanzan hasta 30 cm. Estos conglomerados se hallan en la base de grandes estratos arenosos. Hacia la parte superior aparecen coladas basálticas. La columna está dividida en 5 secuencias que muestran una evolución grano y estratocreciente que indica la progradación de ríos conglomeráticos sobre ríos arenosos en canales entrelazados. Algunas medidas de imbricaciones y de laminaciones oblicuas indican sentidos hacia el SO.

Esta unidad sobreyace en discordancia al Grupo Copacabana (Permiano inferior) o posiblemente a la Formación Pachatusan (Triásico) y se encuentra debajo de la Formación Huancané (Neocomiano) o de las formaciones Huambutío (Cusco) o Muni (Sicuani) atribuidos al límite Jurásico-Cretácico. Esta posición estratigráfica y las correlaciones, prin-

cialmente con Bolivia (OLLER & SEMPERE, 1990; SEMPERE, 1995) permiten proponer una edad probable Triásico superior-Jurásico para estas series. Ensayos de datación radiométrica sobre rocas volcánicas no han dado resultados (CARLOTTO, en preparación).

Formación Muni: Kimmeridgiano-Berriasiano?

La Formación Muni, conocida anteriormente como Formación Huambutío por CARLOTTO (1989), CARLOTTO et al., (1991) y (MENDÍVIL & DÁVILA, 1994) aflora en los alrededores de Huambutío.

La Formación Muni sobreyace en discordancia erosional al Grupo Mitu (Permo-Triásico) y aflora al norte de Oropesa, en el cuadrante IV y en los alrededores de Huambutío, Huayllabamba (Huancarani), Vilcabamba, Andahuaylillas (cuadrante I), donde se ha establecido la columna tipo (Fig. N° 3.7).

Esta unidad ha sido dividida en 3 miembros (CARLOTTO et al, 1991): Miembros inferior, medio y superior.

La Formación Muni del norte de Oropesa está compuesta por conglomerados, brechas, y areniscas feldespáticas, de color rojo violáceo, por lo que frecuentemente es confundida con el Grupo Mitu. Sin embargo, se nota claramente que son menos compactas y menos fracturadas. Los conglomerados están principalmente constituidos por clastos de rocas volcánicas, provenientes de la erosión del Grupo Mitu y en algunos niveles se han encontrado clastos de cuarcitas y pizarras paleozoicas. El espesor varía entre 0 y 150 metros. Esta secuencia corresponde al Miembro inferior.

El Miembro medio está representado por lutitas rojas y niveles delgados de calizas, que afloran en Huayllabamba-Huancarani (cuadrante I), al igual que las limolitas y areniscas rojas del Miembro superior (Fig. N° 3.7).

La Formación Muni de la zona de estudio no ha proporcionado fósiles, por lo que CARLOTTO et al. (1991), realizó correlaciones de esta unidad con otras similares del sur del Perú y de Bolivia. Los Miembros Inferior, Medio y Superior son correlacionables con las formaciones Chupa, Sipin y Muni del Altiplano sur del Perú, atribuyéndoles la

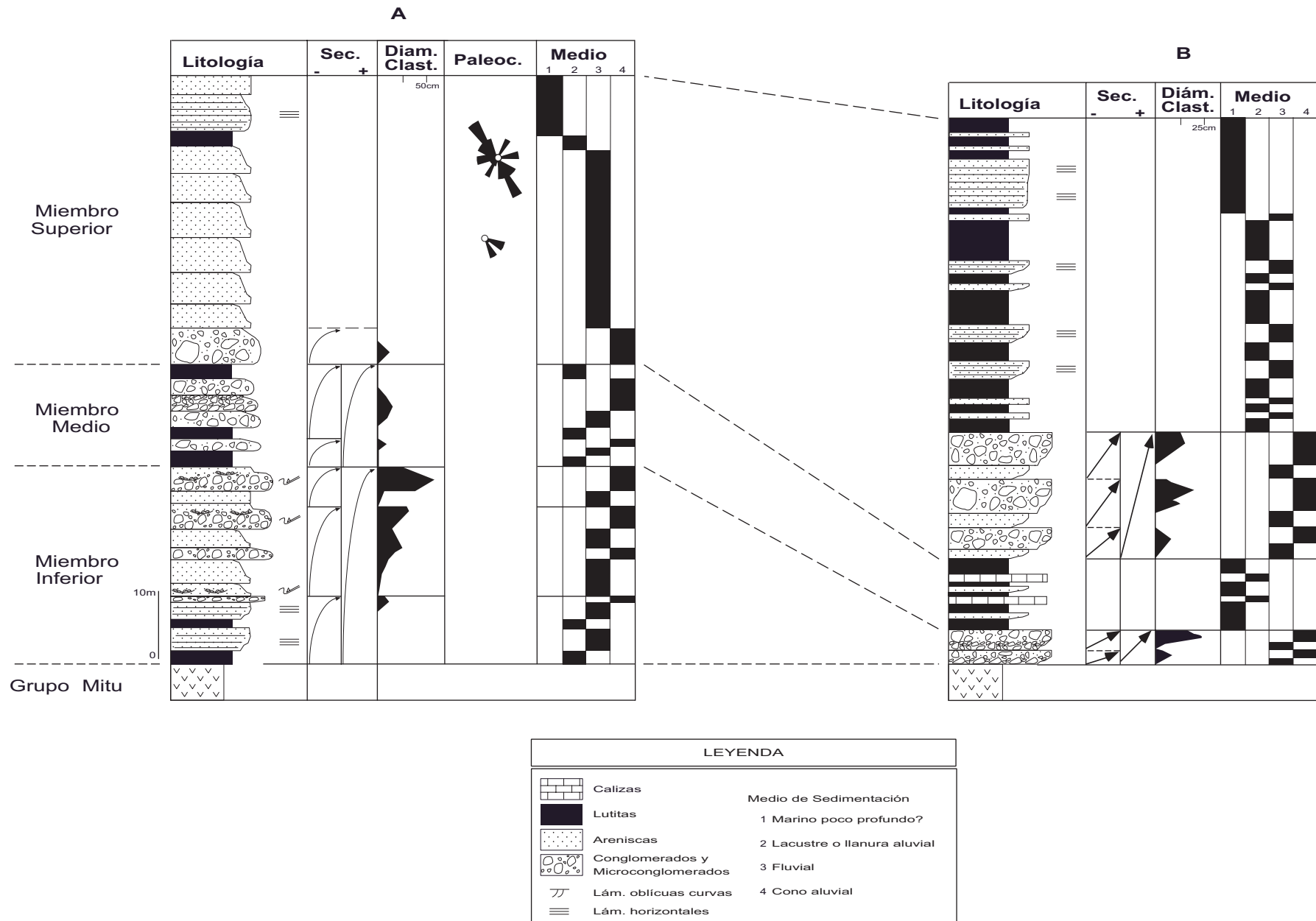


Fig. N° 3.7 Columnas estratigráficas de la Formación Muni. Levantadas en (A) Huambutío y (B) Huayllabamba. (Carlotto, 1998).

edad Kimmeridgiano-Berriasiano. La discordancia basal de la Formación Muni, el funcionamiento de conos del Miembro Inferior y la presencia de estructuras tectónicas sinsedimentarias, son interpretados como el resultado distal de la fase Araucana, de edad Kimmeridgiano del norte de Chile y de Argentina (STIPANIC & RODRIGO, 1969; SEMPERE et al, 1988). Los niveles calcáreos del Miembro Medio parecen representar la transgresión marina asociada a un levantamiento eustático del nivel del mar a finales del Titoniano inferior. La discordancia de erosión observada en la parte superior de la Formación Muni, está interpretada como el resultado de un levantamiento regional (JAILLARD, 1994).

Formación Huancané: Neocomiano

La Formación Huancané (NEWELL, 1949) reposa en discordancia erosional sobre la Formación Huambutío, o directamente sobre el Grupo Mitu.

La Formación Huancané aflora al norte del cuadrante IV, entre Oropesa y Rondobamba, donde hace parte del anticlinal de Vilcanota y de Rondobamba. Igualmente, aflora ampliamente en el cuadrante I, en los alrededores de Huambutío y las ruinas de Piquillakta. El espesor generalmente es pequeño y varía entre 30 y 150 metros. Sin embargo, en la zona axial del anticlinal de Rondobamba, esta unidad sobrepasa los 300 m.

La Formación Huancané está dividida en dos miembros (Fig. N° 3.8). El Miembro Inferior, compuesto por conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas cuarzosas de color blanco, donde la base de los bancos presenta canales y la granulometría es decreciente, correspondiendo a secuencias de origen fluvial (CARLOTTO, 1992). El Miembro Superior, está constituido localmente por un nivel calcáreo (Queqayoc, parte alta de Huancalle y norte de Pisac, Cuadrángulo de Calca) o por niveles finos de lutitas rojas o negras. La segunda unidad se compone principalmente de barras arenosas masivas con laminaciones oblicuas que presentan la particularidad de ser continuas sobre decenas de kilómetros y que son interpretadas como el resultado de la superposición y unión de varios sistemas fluviales entrelazados de procedencia NE, es decir del Escudo Brasileño (CARLOTTO, et al 1995a). Sin embargo, muchas de estas barras han

sido reconocidas en el presente estudio como de origen eólico (Foto N° 7) por el tipo de laminaciones y los granos de cuarzo facetados. Las secuencias verticales de facies de la Formación Huancané son interpretadas con la ayuda del modelo de secuencias de POSAMENTIER et al., (1988), en el que la sedimentación fluvial es controlada por las variaciones del nivel del mar (CARLOTTO et al, 1995a).

En la localidad de Huambutío (cuadrante I), un horizonte de lutitas negras al techo de la unidad inferior, contiene plantas mal conservadas que han dado una microflora que presentan las formas del género *Callialasporites* sp, *Cicatricosisporites australians* y *Appendicisporites* sp., que juntos, más la ausencia del polen de Dicotylédones, sitúan esta asociación en la base del Cretácico (DOUBINGER & MAROCCO, 1976).

La base de la Formación Huancané estaría entre el Berriasiano y el Aptiano (JAILLARD, 1995). En cuanto al límite superior de la Formación Huancané, se le puede considerar como de edad Aptiana o Albiana (BENAVIDES, 1956; WILSON, 1963; E. JAILLARD, en CARLOTTO et al., 1996).

Grupo Moho

Se propone usar el término de Grupo Moho para agrupar la Formación Paucarbamba, Formación Maras y Formación Ayavacas.

Formación Paucarbamba: Albiano inferior?

La Formación Paucarbamba (CARLOTTO et al., 1996), reposa concordantemente sobre la Formación Huancané al norte de Oropesa (cuadrante IV), indicando un cambio importante en el medio de depósito, así, de la sedimentación fluvial y eólica se pasa a una sedimentación marina poco profunda areno-pelítica y luego a una sedimentación carbonatada (Formación Ayavacas). Aflora al norte de Oropesa y este de Huacoto, en el anticlinal de Rondobamba.

La formación está conformada por una alternancia de areniscas calcáreas, margas, lutitas amarillas, rojizas y verdes (Foto 8), formando secuencias grano-estrato crecientes depositadas en una plataforma litoral (CHÁVEZ, 1995; CARLOTTO et al., 1996). Los primeros depósitos de la Formación Paucarbamba reposan sobre la superficie de

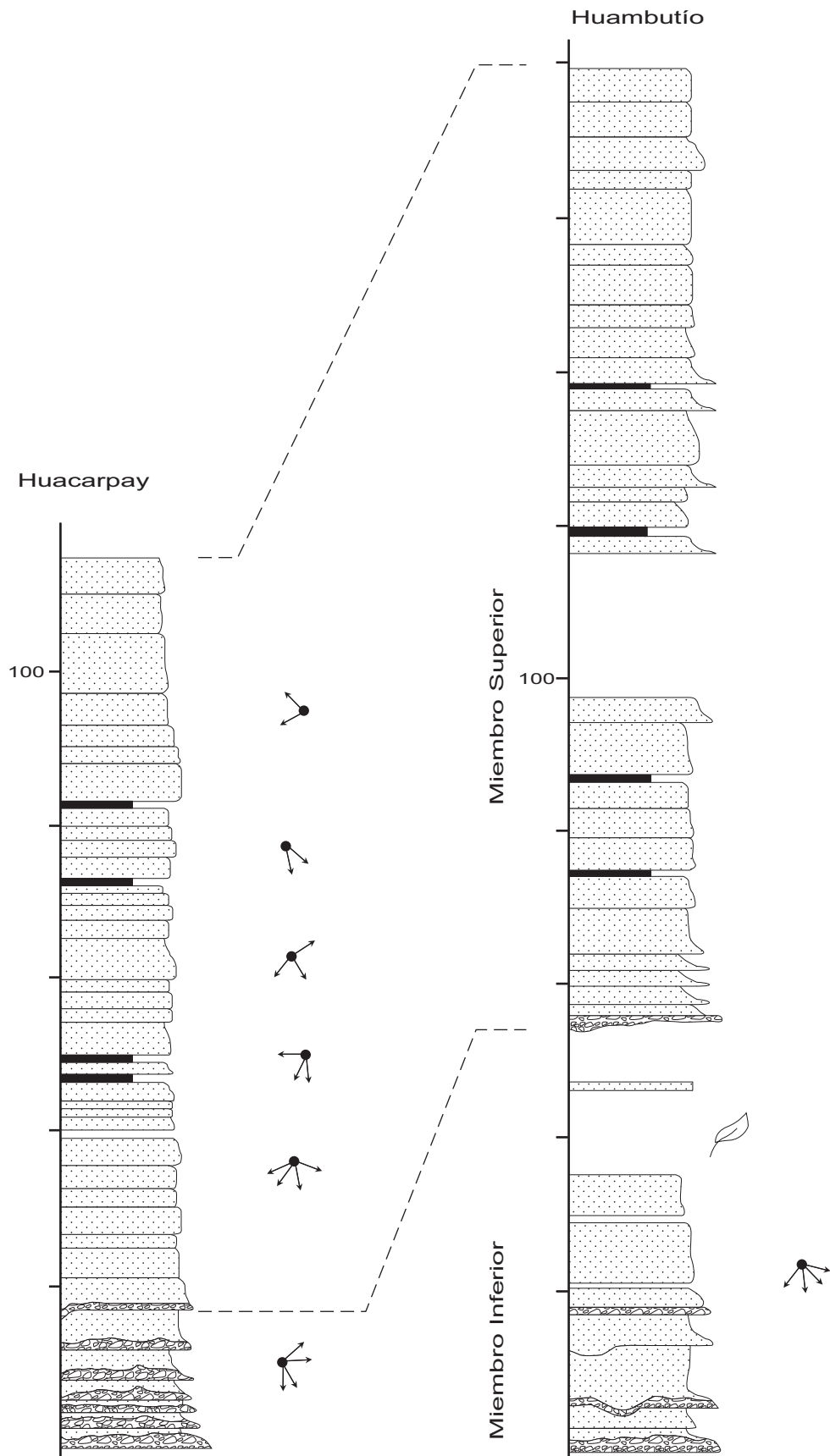


Fig. N° 3.8 Columna estratigráfica de la Formación Huancané. Levantada en Huacarpay y Huambutío. (Tomado de Carlotto et al., 1995a).

oxidación que afecta la última barra arenosa de la Formación Huancané (CARLOTTO, 1994). Hacia el techo parece pasar progresivamente a las lutitas y yesos de la Formación Maras. El espesor medido en Paucarbamba (Cuadrángulo de Urubamba) es de 50 metros (Fig. N° 3.9), pero esta puede variar lateralmente, alcanzando hasta los 100 metros.

La Formación Paucarbamba sobreyace a la Formación Huancané e infrayace a la Formación Maras no datada, esta última bajo la Formación Ayavacas o calizas Yuncaypata de edad Albiana-Turoniana. Por correlaciones regionales y por sobreyacer a la Formación Huancané se le asignaba una edad comprendida entre el Aptiano superior-Albiano inferior. Esta formación se puede correlacionar tentativamente con la Formación Pariahuanca del centro del Perú, considerada de edad Aptiana superior-Albiana inferior (WILSON, 1963) y con la Formación Murco de la cuenca occidental.

Formación Maras: Albiano medio

Por razones de cartografía, al igual que en los cuadrángulos de Calca y Urubamba (CARLOTTO et al., 1996) se ha considerado como Formación Maras a todos los afloramientos caóticos de yesos y lutitas que aparecen dentro del Grupo Moho, incluso los yesos que han sufrido removilizaciones por efectos tectónicos. Es por esta razón, que en el mapa geológico, esta unidad aparece cartografiada cortando de manera irregular a secuencias posteriores. Aflora en la meseta de Saqsayhuaman al norte de Cusco, igualmente lo hace en Huanoquite donde está cortando a la Formación Anta; así como en Paccaritambo (Foto N° 9).

La Formación Maras está compuesta básicamente por mezclas de yesos y lutitas rojas y más escasamente lutitas verde y algunos niveles de calizas de espesores delgados (3 a 7 metros) o calizas más gruesas que en realidad corresponden a las calizas Ayavacas. Las lutitas serían de origen lacustre, los yesos de *sabkha* y las calizas marinas muy poco profundas.

En la mayoría de los casos las relaciones de contacto nos indica su emplazamiento por efectos de diapirismo o tectónico como se aprecia en las fallas al límite Altiplano-Cordillera oriental, o en en Occopata, donde corta el anticlinal del mismo nombre.

El espesor total de esta unidad es difícil calcular por la forma caótica de presentarse, pero se puede estimar entre 100 y 400 metros, aunque en algunos lugares pueden sobrepasar los 400 metros debido a efectos diapíricos y tectónicos.

La edad Albiana media de la Formación Maras es asumida, en base a su posición estratigráfica y por correlaciones; ya que sobreyace a la Formación Paucarbamba en Paucarbamba (cuadrángulo de Urubamba).

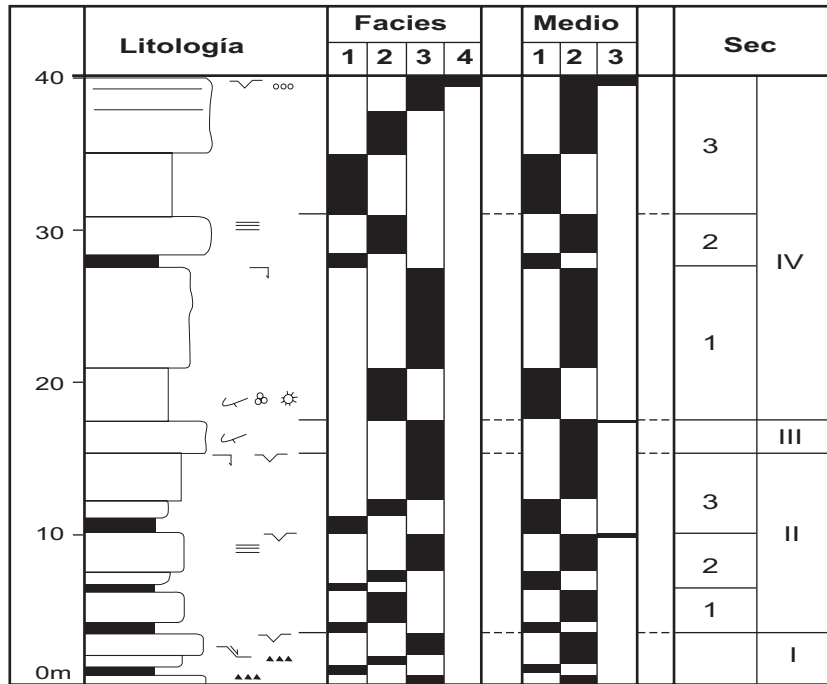
Formación Ayavacas : Albiano superior-Turoniano

La Formación Ayavacas o Calizas Yuncaypata (KALAFATOVICH, 1957) aflora también de manera disarmónica a caótica. En muchas zonas no aparecen dentro del Grupo Moho y en otros casos lo hacen de manera abundante, como resultado de deslizamientos sinsedimentarios tal como se observa al norte de Acomayo (cuadrante II) y en algunos sectores al norte de Cusco.

Estas calizas se hallan frecuentemente dolomitizadas, sin embargo, se ha podido reconocer facies margosas gris oscuras, facies *mudstone* bioturbadas o no, facies *wackestone-packstone* más o menos bioclásticas y menos frecuentemente facies *grainstone* con oolitos de bioclastos o granos de cuarzo. Algunas facies aparecen con figuras de emersión (disolución), con aspecto de brechas y figuras de estructuras de tipo *slump* (Fig. N° 3.10).

El análisis de las facies le ha permitido a CARLOTTO (1992) y CARLOTTO et al (1992), determinar que las Calizas Ayavacas pertenecen a una plataforma carbonatada poco profunda. Los medios varían de infratidal a intertidal, hasta emergentes. La sedimentación ha sido controlada por las variaciones eustáticas del mar.

La repartición de facies y las discontinuidades sedimentarias han permitido definir 4 secuencias transgresivas-regresivas (CARLOTTO, 1992; CARLOTTO, et al., 1992) (Fig. N° 10), las que pueden correlacionarse con las secuencias bien datadas de la margen peruana (calizas Arcurquina). En Quenco, Saqsayhuaman (cuadrante IV), justo cerca al límite con el cuadrángulo de Calca, KALAFATOVICH (1957) encontró el ammonites de la especie *Neolobites* sp., que indica una edad del



Litología	Estructuras Sedimentarias	Fauna	Facies	Medio
□ Calizas	∨ Figuras de emersión	∨ Bioclastos	1. Margas	1. Infratidal
■ Margas	ooo Oolitos	⊛ Equinoideos	2. Mudstone	2. Intertidal
	≡ Laminación algar	⊗ Foraminíferos	3. Wackestone	3. Emergido
	∩ Bioturbación		4. Grainstone	
	∩ Falla normal sin sedimentaria			
	▲▲▲ Brechas			

Fig. N° 3.10 Columna estratigráfica de la Formación Ayavacas. Levantada en Koricancha (cuadrángulo de Urubamba). (Tomado de Carlotto, 1992).

Cenomaniano. Sin embargo, la edad de la formación abarca entre el Albiano superior al Turoniano.

Las diferencias de espesores, la presencia de fallas normales sinsedimentarias, *slumps* y los niveles de brechas sugieren que el relieve era ligeramente accidentado (CARLOTTO, 1992) y que durante la sedimentación ocurrían deslizamientos importantes. Esto sería una de las explicaciones, por qué las calizas se hallan concentradas solamente en algunos lugares. Fenómenos similares han sido descritas en las Calizas Ayavacas de la región de Sicuani (AUDEBAUD, 1971).

La Formación Ayavacas se correlacionan con las Calizas Ayavacas de Puno que contienen también ammonites, con la Formación Arcurquina de la cuenca occidental sur peruana, con la Formación Jumasha del Perú central y en parte con la Formación Agua Caliente y la Formación Chonta inferior de la cuenca oriental.

Formación Vilquechico: Senoniano-Maestrichtiano

La Formación Vilquechico, anteriormente denominado como Formación Puquín (CARLOTTO et al., 1991; CARLOTTO, 1992, MENDÍVIL & DÁVILA, 1994) sobreyace a la Formación Ayavacas, pero en general, el contacto corresponde a un nivel de despegue.

La Formación Vilquechico al igual que en la región de Puno es dividida en 3 miembros llamados M1, M2 y M3 (Figs. N° 3.11 y 3.12).

La Formación Vilquechico aflora ampliamente en el núcleo del anticlinal de Puquín (Foto N° 10), en el anticlinal de Saylla, al norte de Saylla, entre Rondocan y San Juan de Quihuas y al norte de Accha.

El Miembro M1 (30 m) en el sector de Puquín (CARLOTTO, 1992) (Fig. N° 3.11), está constituido por lutitas rojas, yesos laminados, nodulosos o en mallas y por brechas con elementos pelíticos, que indican un medio de *sabkha* continental. Hacia la parte superior se observan dolomitas laminadas, intercaladas con yesos de medio intertidal. Esta unidad no ha reportado fósiles, pero por comparaciones regionales se le asigna una edad del Coniaciano-Santoniano.

El Miembro M2 (180 m) aflora ampliamente en el anticlinal de Puquín. Está compuesto por dos secuencias de orden inferior: AM2 (100 a 150 m) y BM2 (30 a 60 m), que son transgresivas a la base (marinas poco profundas y confinadas) y regresivas al techo (lacustre) (Fig. N° 3.11). Las secuencias basales están compuestas por calizas, margas, lutitas negras ricas en materia orgánica y piritita, mientras que la parte media y superior por lutitas verdes y rojas asociadas a yesos laminares, nodulosos y en mallas. Las secuencias basales de AM2 y BM2 son asignadas al Santoniano y Campaniano medio respectivamente a partir de correlaciones regionales. La parte lacustre de BM2 contiene *Platychara perlata* y *Feistiella ovalis*, en Puquín (CARLOTTO et al, 1992; JAILLARD et al, 1994), que indican una edad correspondiente al Campaniano medio-Maestrichtiano.

El Miembro M3 (>170 m) (Fig. N° 3.12) aflora en el anticlinal de Puquín, donde sobreyace al Miembro M2, sin embargo, en este mismo sector se halla erosionado. Este miembro es esencialmente arenoso y globalmente más detrítico que los precedentes; comienza con bancos arenosos fluviales, seguidos por intercalaciones de lutitas, margas y calizas lacustres e intertidales, en tanto que la parte media y superior grano-estrato creciente está representado por areniscas feldespáticas de color rojo y de origen fluvial de procedencia sur. La presencia de carofitas (corte de Puquín) *Feistiella gildemeisteri* y de *Platychara grambastii* (CARLOTTO et al, 1992; JAILLARD et al, 1994) indicaría el Maestrichtiano.

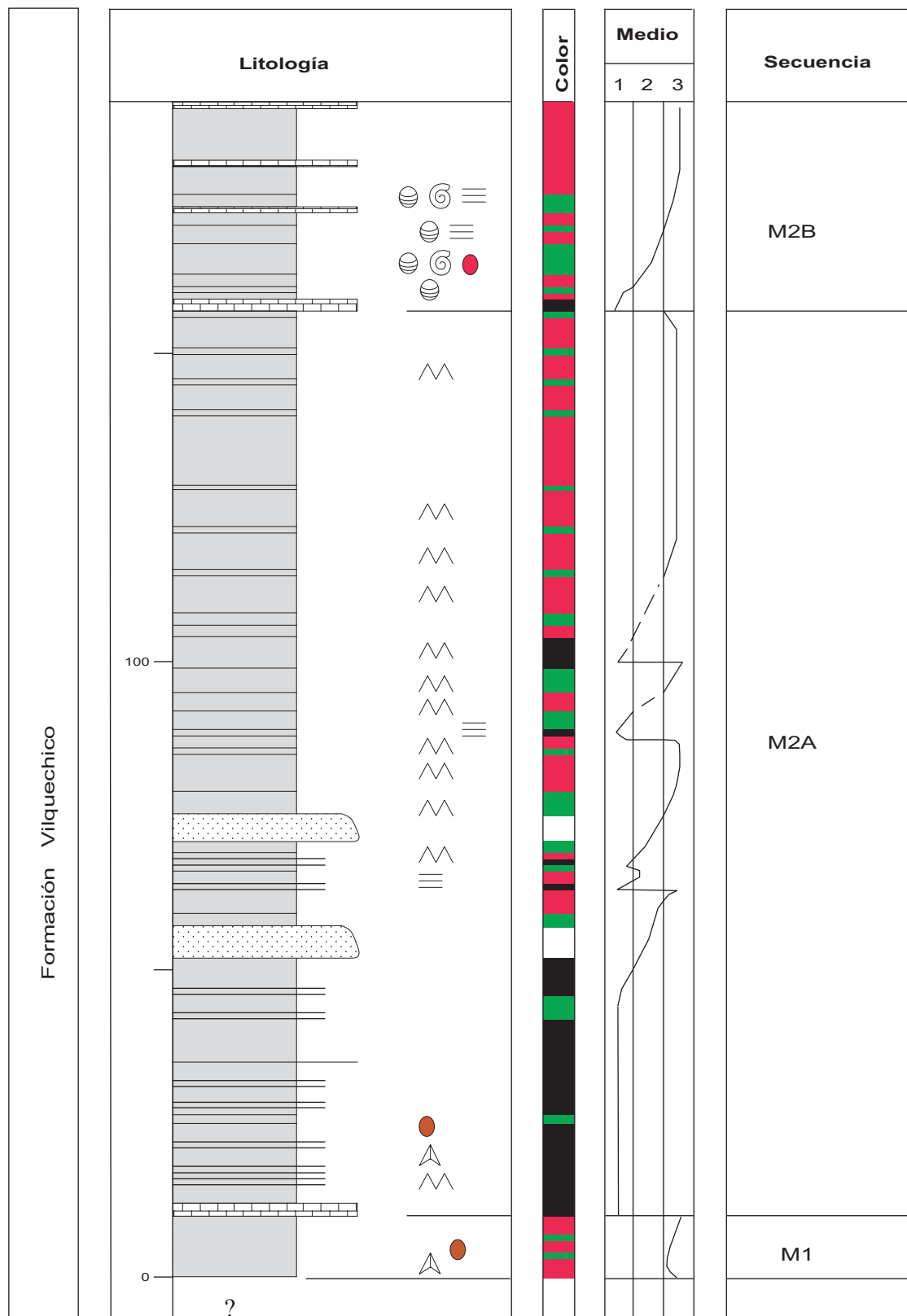
Estos tres miembros corresponden a los 3 miembros, inferior, medio y superior de la Formación Vilquechico del Altiplano, tal como fueron definidos por JAILLARD (1991).

Paleógeno

Formación Quilque: Paleoceno inferior

Definida por GREGORY (1916) y CARLOTTO (1992), se trata de capas rojas que reposan en discordancia erosional sobre la Formación Vilquechico.

Esta unidad aflora al oeste de la ciudad de Cusco en los flancos del anticlinal de Puquín, y en los flancos de los anticlinales de Saylla (Foto N°



Litología

-  Areniscas
-  Lutitas
-  Calizas
-  Sedimentos silíceos

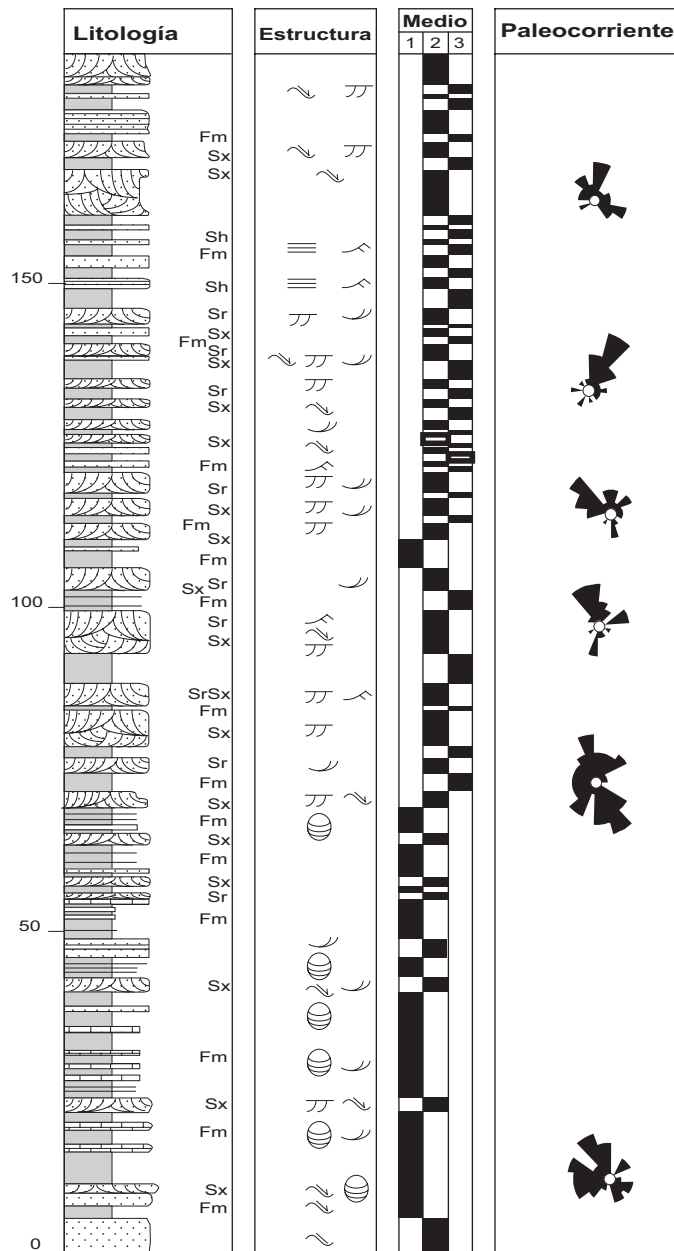
Fauna

- Carofitas 
 - Gasteropodos 
- Estructuras**
- Yesos 
 - Yesos laminados 
 - Yesos en mallas 
 - Yesos en nódulos 

Medio

- 1: Marino poco profundo
- 2: Litoral
- 3: Lacustre

Fig. N° 3.11 Columna estratigráfica de los miembros M2 y M3 de la Formación Vilquechico, levantada en Puquín (oeste de Cusco). Tomado de Carlotto (1988).



Litología	Estructuras Sedimentarias	Fauna	Medio
Calizas Lutitas Areniscas	Canal Laminación oblicua curva Laminación horizontal Flaser bedding Ripples	Carofitas Gasteropodos	1. Lacustre 2. Fluvial 3. Llanura de inundación

Fig. N° 3.12 Columna estratigráfica del Miembro M3 de la Formación Vilquechico, levantada en Puquín (oeste de Cusco). Tomado de Carlotto (1998).

11), Occopata y Sondor. Igualmente lo hace ampliamente al norte de Accha, entre San Juan de Quihuas y Rondocan, en Acomayo y en la zona de la laguna de Pomacanchis.

Es un conjunto de más de 150 metros granoestrato creciente de lutitas, areniscas de color rojo y conglomerados (Foto N° 12), estos últimos formados por la erosión de costras calcáreas y calizas (Fig. N° 3.13). Los bancos areno-conglomerádicos son canalizados y presentan laminaciones oblicuas curvas. La evolución vertical indica que las facies pelíticas lacustres y de llanura de inundación, pasan gradualmente a las facies areno-conglomerádicas de un sistema fluvial débilmente entrelazado de procedencia SO. En efecto, hacia Accha y particularmente en Ccochirihuay se puede apreciar conglomerados gruesos que indican la proximidad a las zonas de aporte. La presencia de carofitas, al SO de Puquín y al límite con el cuadrángulo de Cotabambas, de la especie *Nitellopsis supraplana*. (CARLOTTO et al, 1992; JAILLARD et al, 1994), indicaría una edad del Paleoceno inferior. La discordancia de base de la Formación Quilque sobre la Formación Vilquechico, pone en evidencia la existencia de eventos tectónicos en el límite Maestrichtiano-Paleoceno.

La Formación Quilque, puede ser correlacionable con la Formación Santa Lucía (Paleoceno) de Bolivia.

Formación Auzangate: Paleoceno superior-Eoceno inferior?

Esta unidad definida anteriormente como Formación Chilca por AUDEBAUD (1973) y CARLOTTO, (1992) se encuentra en los mismos lugares donde aflora la Formación Quilque, aunque en la mayoría de los casos se halla erosionada parcialmente. Esta formación se encuentra en discordancia erosional sobre la Formación Quilque y bajo la Formación Muñani (Foto N° 11). Su nombre proviene del pueblo homónimo en el cuadrángulo de Ocongate (López, 1996). Este conjunto de más de 100 metros de espesor (Fig. N° 3.13), está constituido por lutitas rojas con láminas de yeso, margas y areniscas calcáreas de medios lacustres o *Sabkha*, que pasan gradualmente a areniscas rojas feldespáticas de un sistema fluvial de canales entrelazados, indi-

cando una progradación de procedencia NE y SO. La parte inferior y media de esta formación contiene las carofitas (SO de Puquín) de la especie *Nitellopsis supraplana*. (CARLOTTO et al, 1992; JAILLARD et al, 1994). Esta formación aumenta de espesor y granulometría hacia el sur.

La Formación Auzangate se puede correlacionar con la Formación Cayara (Paleoceno-Eoceno) de Bolivia

En vista que las formaciones Quilque y Auzangate tienen el mismo contenido fósil, se ha recurrido a las observaciones de campo (discordancias) y las correlaciones estratigráficas, de donde podemos asumir una edad del Paleoceno inferior para la Formación Quilque, en tanto que la Formación Auzangate sería del Paleoceno superior-Eoceno inferior?. La discordancia observada entre las formaciones Auzangate y Quilque parece corresponder a un efecto del evento tectónico del Paleoceno bien conocido en Bolivia, entre las formaciones Santa Lucía y Cayara (MAROCCO et al, 1987) y en la zona costera del sur del Perú.

Formación Muñani: Eoceno

Una potente serie roja de origen continental de más de 6 000 metros de grosor conocida como Grupo San Jerónimo (CÓRDOVA, 1986), aflora ampliamente en la región de Cusco y Sicuani,. El Grupo San Jerónimo ha sido dividido en 3 formaciones: Kayra (3 000 m), Soncco (1 600 m) y Punacancha (1 700 m) (CÓRDOVA, 1986). Sobreyace en discordancia erosional a las formaciones Chilca y Quilque. Las formaciones Kayra y Soncco forman un conjunto principalmente constituido por areniscas feldespáticas intercaladas con limolitas y algunos bancos de conglomerados, todos de origen fluvial, sin embargo siendo esta unidad la prolongación lateral de la Formación Muñani descrita en Puno, la definiremos con este nombre.

Estudios anteriores habían considerado a las capas rojas del Grupo San Jerónimo, de edad Cretáceo superior-Terciario (MAROCCO, 1978; CÓRDOVA, 1986).

Estudios recientes (CARLOTTO et al. 1995; CARLOTTO, 1998) han mostrado que el Grupo San Jerónimo reposa sobre secuencias datadas

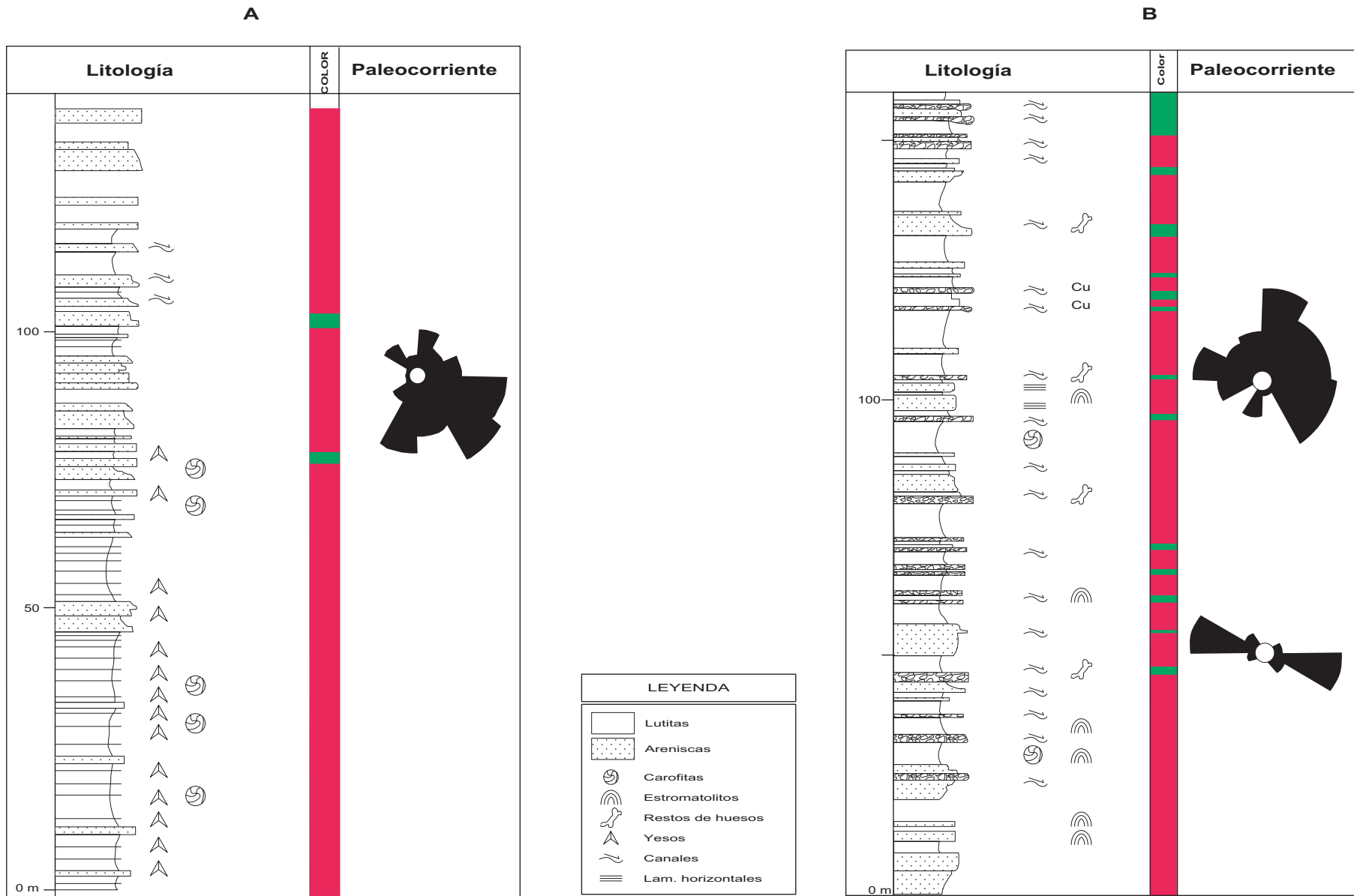


Fig. N° 3.13 (A) Columna estratigráfica de la Formación Chilca y (B) columna estratigráfica de la Formación Ausangate. Levantadas en Puquín (oeste de Cusco). Tomado de Carlotto (1998).

paleontológicamente, como del Paleoceno-Eoceno inferior? (Formación Auzangate), y al suroeste de la ciudad de Cusco, en el flanco SO del anticlinal de Saylla, tobas volcánicas dieron una edad K/Ar, sobre plagioclasas, de $29,9 \pm 1,4$ Ma. (CARLOTTO et al, 1995b) y una edad Ar-Ar $30,84 \pm 0,83$ (Fornari et al, 2002).

Las formaciones Kayra y Soncco del Grupo San Jerónimo, tal como fueron definidos por CORDOVA (1986), son considerados actualmente como del Eoceno-Oligoceno inferior (CARLOTTO et al, 1995b) y corresponden al Grupo Chitapampa (MENDÍVIL & DÁVILA, 1994).

La Formación Muñani aflora ampliamente al sur de la ciudad del Cusco, donde es parte del sinclinal de Anahuarqui y anticlinal de Puquín, al oeste. Igualmente, lo hace en el sinclinal de Ancaschaca, en Yaurisque-Paruro, en el sinclinal de San Lorenzo, y en el sector de Cusibamba Sanka.

Está esencialmente constituida por areniscas feldespáticas, intercaladas con niveles de lutitas rojas (Fig. N° 3.14) (Foto 13). Este conjunto se desarrolló en un medio fluvial entrelazado y llanura de inundación. La parte media-superior es más gruesa y está compuesta por areniscas y microconglomerados con clastos volcánicos y cuarcíticos de un medio fluvial altamente entrelazado. Hacia el sur las facies se hacen más gruesas y aparecen los conglomerados. La formación acaba con facies areno-pelíticas de llanura de inundación y canales divagantes. Las paleocorrientes indican una procedencia de aportes del S y SO. El espesor de esta unidad varía entre 2000 y 3000 m y se le considera del Eoceno por sobreyacer a unidades paleocenas e infrayacer a la Formación Soncco del Eoceno superior-Oligoceno inferior.

Grupo Puno

En el cuadrángulo de Cusco se define como Grupo Puno a las formaciones Soncco y Anta que son contemporáneas, pero depositadas en zonas paleogeográficas vecinas.

Formación Soncco: Eoceno superior-Oligoceno inferior

La Formación Soncco (CORDOVA, 1986) sobreyace concordantemente o en discordancia pro-

gresiva a la Formación Muñani, como se aprecia en Ancaschaca (cuadrante IV). Aflora en los mismos lugares donde lo hace la Formación Muñani y además al oeste de Yaurisque.

En este trabajo la Formación Soncco se ha dividido en dos miembros (Fig. N° 3.14): El Miembro I o inferior (200-300 m) está constituido, por lutitas rojas de llanura de inundación, intercaladas con niveles de areniscas finas (con mineralización de cobre). El Miembro II o superior (1000-2000 m) está compuesto por areniscas (Foto N° 14) con clastos blandos y conglomerados con clastos volcánicos de un sistema fluvial altamente entrelazado, de procedencia S y SO. En efecto, al sur se puede apreciar conglomerados con clastos más grandes, como en Cusibamba. Su edad es del Eoceno superior-Oligoceno inferior. En efecto, se tiene dos dataciones radiométricas al techo de la unidad, una K/Ar, sobre plagioclasas, de $29,9 \pm 1,4$ Ma. (CARLOTTO et al, 1995b), y otra Ar/Ar de 30 Ma (FORNARI et al., 2002).

Formación Anta: Eoceno superior-Oligoceno inferior

La Formación Anta (CARLOTTO et al, 1996) aflora ampliamente en el borde norte de la Cordillera Occidental, entre Huanquite, Paccaritambo, Coyabama-Accha y Acomayo-Pomacanchis. Esta unidad sobreyace en discordancia erosional sobre la Formación Auzangate en la carretera que va de Sangarara hacia Acomayo y en discordancia angular sobre la Formación Ayavacas o sobre intrusivos como de Acomayo o Accha. Desde el punto de vista paleogeográfico es el equivalente proximal de la Formación Soncco (CARLOTTO, 1998).

La formación ha sido dividida en dos miembros (Fig. N° 3.15). El Miembro I (1 500-2 500 m) está compuesta esencialmente por conglomerados de conos aluviales (Foto N° 15) con clastos esencialmente volcánicos, de calizas y cuarcitas, intercalados con areniscas feldespáticas, limolitas rojas y además algunos niveles de brechas, aglomerados y coladas volcánicas. Esta unidad es más gruesa y potente hacia el sur, particularmente en el anticlinal de Coyabamba, donde se tiene mas de 3 000 m de sedimentos principalmente gruesos. El Miembro II (500 m) está constituido por intercalaciones de areniscas y lutitas fluviales con

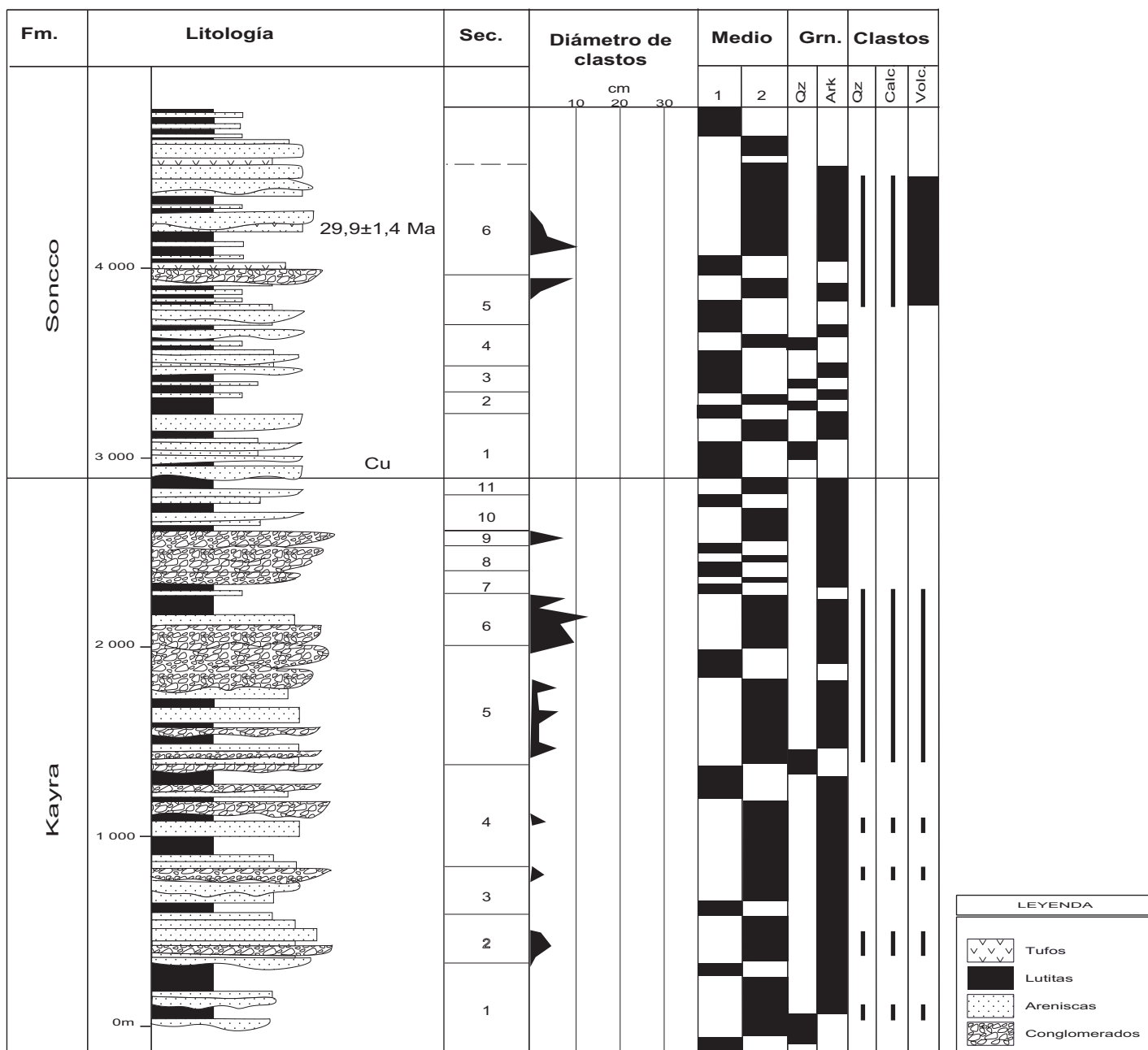


Fig. N° 3.14 Columna estratigráfica de las formaciones Kayra y Soncco, levantada al sur de San Jerónimo, en el corte de referencia. Tomado de Córdova (1986), Carlotto (1998), modificado.

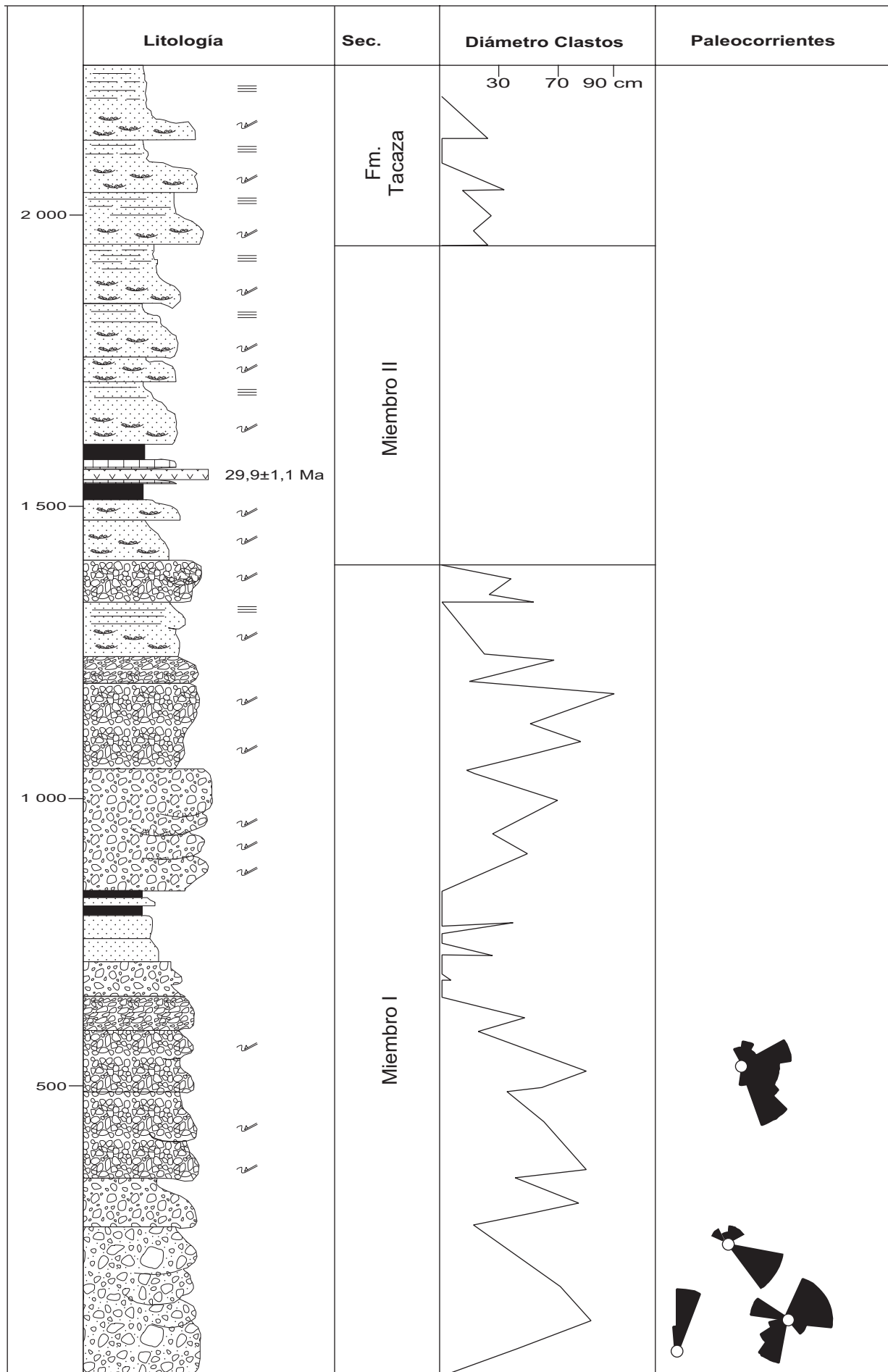


Fig. N° 3.15 Columna estratigráfica de la Formación Anta, levantada entre Pomacanchis y el cerro Minaspata (Tomado de Carlotto, 1998; modificado).

ocasionales bancos de conglomerados y clastos de rocas piroclásticas.

La edad de esta unidad está dada, por una parte por sobreyacer a unidades paleocenas e intrusivos datados entre 44 y 42 Ma, y por tener dos dataciones radiométricas. En efecto, esta unidad reposa sobre rocas intrusivas en Limatambo (cuadrángulo de Urubamba) datados por el método K/Ar sobre hornblendas en $43,3 \pm 1,9$ Ma (CARLOTTO, 1998). Los plutones de Pomacanchis y Acopia infrayacentes a la Formación Anta han sido datadas en 42 Ma (CARLIER et al., 1996). Igualmente en el Cuadrante III, los macizos de Accha y Acomayo han sido datados por el método K/Ar sobre plagioclasas en $44,6 \pm 1,1$ y $48,5 \pm 5,3$ Ma respectivamente y están sobreyacidos por los conglomerados de la Formación Anta. En las partes media y superior de la formación (en Anta-Chinchaypujio, Cuadrángulo de Cotabambas), coladas volcánicas han dado edades K/Ar sobre anfíboles de $38,4 \pm 1,5$ y $37,9 \pm 1,4$ Ma (CARLOTTO, 1998). En Pomacanchis, al límite sur del cuadrángulo, en el Miembro II, una lava basáltica intercalada con calizas lacustres y areniscas fluviales, ha dado una edad K/Ar sobre roca total de $29,9 \pm 1,1$ Ma (CARLOTTO, 1998). Estos datos permiten atribuir a la Formación Anta una edad comprendida entre el Eoceno medio al Oligoceno inferior ($\sim 41-40$ a 29 Ma).

Neógeno

Igualmente en el Neógeno distinguimos dos unidades paleogeográficas, el borde NE de la Cordillera Occidental donde se depositaron los conglomerados y volcánicos de la Formación Tacaza y el Altiplano donde se ha depositado la Formación Punacancha.

Formación Punacancha: Oligoceno superior-Mioceno inferior

La Formación Punacancha (CÓRDOVA, 1986; CHÁVEZ et al, 1993, CARLOTTO et al., 1997) reposa en concordancia o en ligera discordancia angular sobre la Formación Soncco. Aflora al SE de la ciudad del Cusco en los cuadrantes II, III y IV donde forma el sinclinorio del mismo nombre entre Punacancha y el Norte de Acomayo (cuenca

Punacancha), limitado al sur por la falla Anyarate-San Juan de Quihuare (Foto N° 16). La Formación Punacancha está recubierta en discordancia angular por la Formación Paruro (Mioceno superior). En el trabajo de MENDÍVIL et al (1994) se cartografía a esta unidad como Formación Yaurisque y Formación Pucuto del Paleoceno.

En el presente estudio hemos dividido a la Formación Punacancha en 4 miembros cartografiables, tres de ellos representados en la (Fig. N° 3.16).

Miembro I (0-440 m).

Sobreyace en discordancia erosional a la Formación Soncco y sólo aflora en el flanco NE del sinclinal de Punacancha. Está conformado por lutitas y limolitas rojas de llanura de inundación y microconglomerados fluviales. Al techo de este conjunto se tiene un nivel de toba volcánica de 1 a 3 m de grosor, la que está en vía de ser datado (Fornari, IRD-Francia).

Miembro II (> 700 m).

Descansa en discontinuidad o clara discordancia erosional sobre el Miembro I. Muestra una secuencia grano estratocreciente de areniscas y conglomerados fluviales con clastos que pueden pasar los 0,50 m. La composición de los clastos es mayormente de volcánicos, habiendo también cuarcitas, calizas, areniscas y escasamente yesos.

El Miembro III (> 500 m).

Sobreyace en discordancia progresiva al Miembro II, es una secuencia más bien granodecreciente, igualmente de areniscas y conglomerados de medios fluviales, y con clastos máximos de 50 cm. Aquí predominan los de cuarcitas, calizas y areniscas, sobre los clastos volcánicos que son escasos.

Miembro IV (> 300 m)

Sobreyace también en discordancia progresiva sobre el Miembro III a través de un conglomerado en la base con clastos mayores de 0,30 m en clara discordancia erosional sobre MIII, es una secuencia granodecreciente de areniscas y conglomerados de medios fluviales que termina con limolitas y lutitas de llanura de inundación y lacustre.

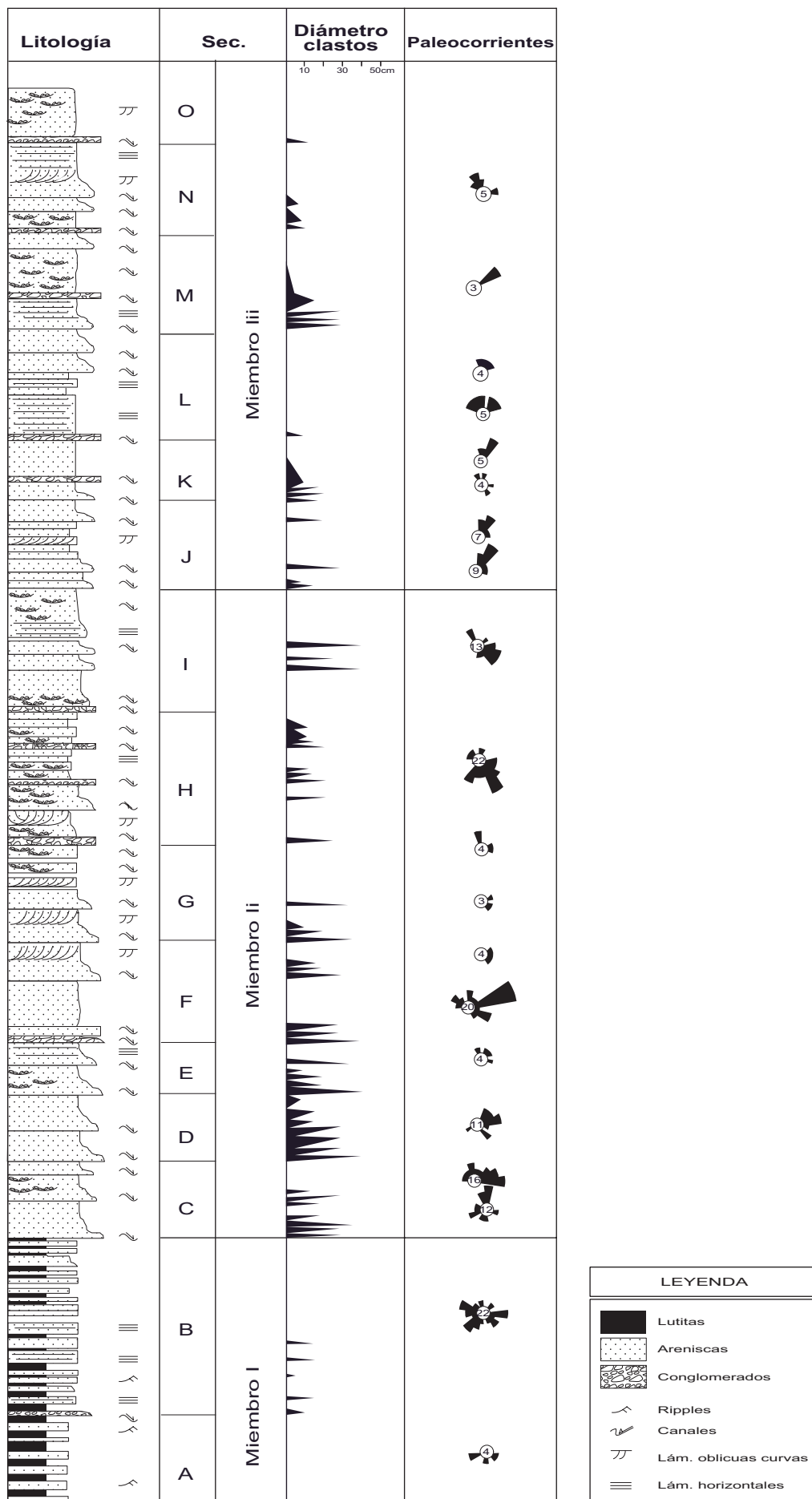


Fig. N° 3.16 Columna estratigráfica de la Formación Punacancha. Levantada en Araicalle-Anyarate. Tomado de Chávez et al., 1992; Carlotto, 1998; modificado.

El espesor total varía entre 1 265 a más de 5 000 m.

La Formación Punacancha es posterior a la Formación Soncco (Eoceno-Oligoceno inferior) y anterior a la Formación Paruro. En un mismo corte donde afloran estas tres unidades, los piroclastos del techo de la Formación Soncco están datados por K/Ar en $29,9 \pm 1,4$ Ma (CARLOTTO et al., 1995b) y las tobos de la base de la Formación Paruro dan una edad K/Ar de $10,1 \pm 1,1$ Ma (CARLOTTO, 1998). En consecuencia la edad de la Formación Punacancha está comprendida entre esas dos edades es decir entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

Grupo Tacaza: Oligoceno superior

Esta unidad aflora al borde noreste de la Cordillera Occidental, especialmente al sur de Coyabamba, sobrepasando el límite sur del cuadrante III, es denominada provisionalmente como Grupo Tacaza. Sobreyace en leve discordancia angular a la Formación Anta, estructura que se ve nítidamente en la carretera Cusco-Santo Tomás, en el desvío a Ccapi. Igualmente sobreyace a los cuerpos intrusivos presentes en la zona como el macizo de Quepuro y sobre las cuarcitas de la Formación Hualhuani y las Calizas Arcurquina rellenando paleorelieves. En el trabajo de MENDÍVIL & DÁVILA (1994) se ha cartografiado a esta unidad como parte del Grupo Puno indiferenciado.

Se trata esencialmente de conglomerado de conos aluviales, intercalados con areniscas feldespáticas fluviales y limolitas de llanura de inundación. El espesor es variable pero sobrepasa los 500 m. Muchos niveles de conglomerados contienen clastos de rocas piroclásticas y matriz volcánica (Foto N° 17). En cuanto a su edad es difícil determinar por la falta de niveles volcánicos o restos fósiles.

Al sur de Acomayo, en el cuadrante II se tiene una secuencia de conglomerados con matriz tobácea que sobreyace el discordancia de erosión y muy débil discordancia angular a la Formación Anta del Eoceno-Oligoceno inferior (Fig. N° 3.15), donde se tiene la colada de basaltos datada en 29,9 Ma. Por este motivo asumimos una edad posterior a 20

Ma y hasta alrededor de 24 Ma, como se tiene entre Ayaviri y Santa Rosa (FORNARI et al., 2002).

Formación Paruro: Mioceno superior

La Formación Paruro ha sido definida por MENDÍVIL (1979). Posteriormente, CÓRDOVA (1986), JAIMES & ROMERO (1996), CARLOTTO et al. (1997) y CARLOTTO (1998) han precisado la estratigrafía y la evolución sedimentaria de esta unidad estratigráfica.

Aflora en los alrededores del poblado de Paruro, se prolonga al norte hasta Yaurisque y al sur hasta Cusibamba y NO de Acomayo, correspondiendo a la cuenca Paruro alargada NNO-SSE (35 km por 3 km). Esta cuenca está controlada por las fallas NO-SE y NNO-SSE de Colcha-Coyabamba-Acomayo y Yaurisque-Papres-Acomayo.

La Formación Paruro sobreyace en discordancia angular a las formaciones Muñani, Soncco, Punacancha y al Grupo Moho. Esta formación está dividida en dos miembros (Fig. N° 3.17). El Miembro I está compuesta por lutitas y limolitas lacustres, areniscas fluviales y algunos conglomerados fluviales (Foto N° 18). El Miembro II está formado casi exclusivamente por conglomerados de conos aluviales (Foto N° 19) formando una secuencia grano estratocreciente (Jaimes & Romero, 1996). Igualmente, en la base del Miembro I se tiene un nivel de tobos volcánicas datado por K/Ar sobre biotitas en $10,1 \pm 1,1$ Ma (CARLOTTO, 1998). En la parte basal también se han encontrado carofitas determinadas como *Chara* sp. y *Rhabdochara* gr. *langeri* indicando el Mioceno (CARLOTTO, 1998). Estas dos dataciones permiten asignar una edad del Mioceno superior para la Formación Paruro.

Formación Chincheros: Plioceno

La Formación Chincheros (CABRERA, 1988) o Pumamarca (CÓRDOVA et al., 1994), aflora en la ladera norte del valle de Cusco, donde sobreyace a las formaciones Maras y Ayavacas. Está conformada por secuencias fluvio torrenciales.

La Formación Chincheros, por su composición litológica y color, es a veces confundida con un conjunto caótico bastante deformado de la Formación Maras. Está constituida de brechas que tienen

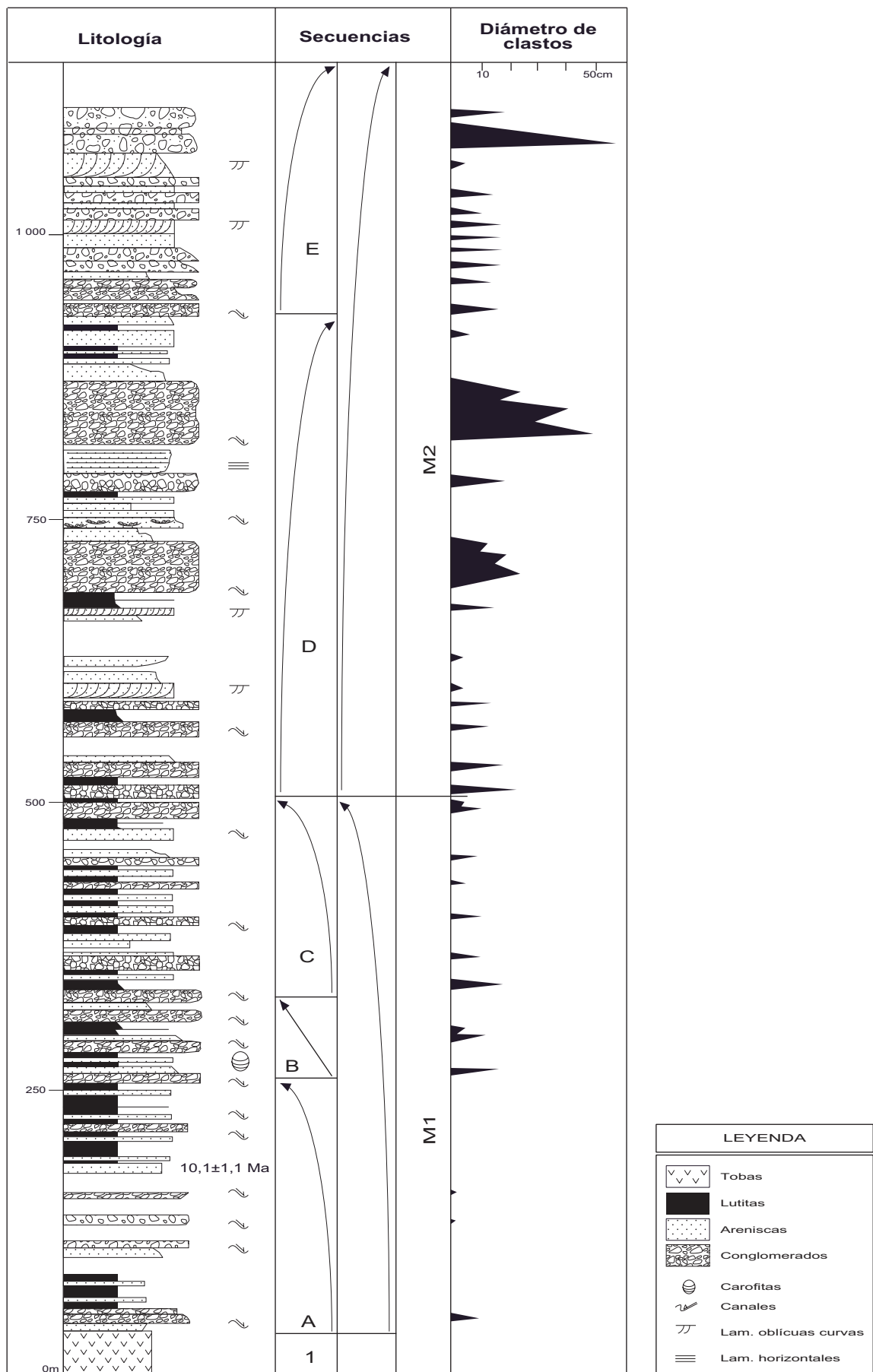


Fig. N° 3.17 Columna estratigráfica de la Formación Paruro, levantada al norte de Paruro (Tomado de Jaimes & Romero, 1996; modificado).

una matriz arcillo-arenosa. En general, los diferentes elementos clásticos que componen la Formación Chincheros provienen de la erosión de las formaciones Maras, Ayavacas y Vilquechico, es decir calizas, yesos y lutitas de diferentes colores.

La Formación Chincheros presenta un espesor variable con un máximo de 200 metros y está compuesta por secuencias grano decrecientes y estrato decrecientes de segundo orden (CABRERA, 1988).

Esta unidad evoluciona de secuencias torrenciales interestratificadas con brechas en la parte intermedia, a medios fluvio-torrenciales con elementos ligeramente redondeados en la parte superior.

CABRERA (1988), le asigna una edad del Neógeno posiblemente Mioceno o Plioceno, aunque es más precisada por CARLOTTO (1998), quien le asigna una edad del Plioceno por sobreyacer a la Formación Paruro del Mioceno superior.

En la depresión de Ccatca también se ha identificado una unidad similar a la Formación Chincheros CABRERA (1998). Se trata de sedimentos esencialmente fluviales y de cono interestratificado que se presenta en el borde occidental de la cuenca. Su espesor medio es de 70 m. Se le considera de edad Plioceno por correlación con otras cuencas como la de Cusco. Sin embargo, por razones de escala se le ha incluido dentro de la Formación San Sebastián del Plio-Cuaternario.

Formación Rumicolca: Plio-Cuaternario

Se denomina Formación Rumicolca (MENDÍVIL & DÁVILA, 1994) a un conjunto de cuerpos volcánicos de dimensiones pequeñas que afloran a lo largo del límite entre la Cordillera Oriental y las Altiplanicies, en particular en la zona de estudio.

Estos cuerpos volcánicos se les puede identificar en las fotografías aéreas por su textura rugosa, por formar pequeños cuerpos y por sobresalir en el relieve. Se han identificado los cuerpos de Huaccoto, Huacachahuna, Tipon, Oropesa, Norte de Oropesa, Huambutío (Foto N° 20), Rumicolca, etc.

Estos cuerpos se hallan marcando una zona de fallas activas (CABRERA, 1988), al límite entre la

Cordillera Oriental y las Altiplanicies. Este volcanismo, está caracterizado por coladas de lavas de dimensiones pequeñas (0,5 a 5 km²) y raros conos de escorias. Todos estos cuerpos volcánicos han sido descritos como andesitas, siendo su litología muy similar de un afloramiento a otro. Sin embargo, por la geoquímica han sido clasificadas como shoshonitas. Estas rocas son consideradas de edad del Plio-Cuaternario en base a criterios estratigráficos y dataciones radiométricas.

Cuaternario

Formación San Sebastián

La Formación San Sebastián fue definida por GREGORY (1916), en la Depresión de Cusco, donde sobreyace al basamento Cretácico y Terciario, así como a la Formación Chincheros. Esta unidad está caracterizada por formar dos secuencias (CABRERA, 1988): la primera grano decreciente, está constituida por secuencias de areniscas fluviales de canales entrelazados deltaicos, y lutitas lacustres o palustres. Niveles diatomíticos y calcáreos caracterizan la parte superior. La segunda de tipo grano creciente, está compuesta por conglomerados y areniscas de conos-terrazas fluvio-torrenciales, que indican el cierre de la cuenca. Este cierre está mostrado por la presencia de estructuras compresivas sinsedimentarias (CABRERA, 1988). La presencia de una gran variedad de fósiles vertebrados y de palinomorfs han permitido datar esta formación como del Pleistoceno (KALAFATOVICH, 1955; RAMÍREZ, 1958; DE MUIZON, *in* CABRERA, 1988).

En la depresión de Ccatca también se ha identificado a la Formación San Sebastián y denominada Formación Ccatca por CABRERA (1998). Se trata de sedimentos esencialmente fluvio-lacustres que tienen un espesor de 70 m. Las facies proximales están ubicadas en la parte noroccidental de la cuenca y se trata de secuencias torrenciales y ríos que evolucionan a secuencias fluvio-lacustres en la parte superior y también lateralmente hacia el oriente donde aparecen las facies lacustres y palustres.

Depósitos Glaciares

Los depósitos glaciares (morrenas), se ubican principalmente al pie de las montañas del

Pachatusan, y en el cuadrante II donde aparecen en una mayor extensión afectadas por fallas activas. Se ha cartografiado las morrenas de mayores dimensiones, no así las pequeñas por razones de escala. Se trata de gravas arcillosas con presencia de bloques de diferentes tamaños.

Depósitos Aluviales

Dentro de estos depósitos, hemos considerado los conos tanto aluviales como los de deyección. Estos conos están adosados principalmente a la desembocadura de las quebradas adyacentes a los principales ríos como el Vilcanota, el Apurímac, Santo Tomás y Velille. Los conos están conformados por bloques y gravas de calizas, cuarcitas, areniscas, rocas volcánicas, etc., envueltos por una matriz areno-arcillosa.

Depósitos Fluviales

Estos depósitos han sido reconocidos en el fondo de los valles particularmente del Vilcanota, Apurímac, Santo Tomás y Velille, donde están cons-

tituidos por bancos de gravas y arenas, formando una o varias terrazas.

Depósitos Palustres y Lacustres

En los alrededores de Accha, Pomacanchis y Huacarpay se evidencian depósitos palustres y lacustres subactuales que evidencian el retroceso de estas lagunas. Los depósitos lacustres subactuales están compuestos principalmente por arcillas con niveles de turba.

Depósitos Coluviales

Corresponden a los depósitos de pendiente donde se incluyen los deslizamientos. Se han cartografiado los deslizamientos más importantes resaltando el de San Lorenzo que es un megadeslizamiento y que represó el río Apurímac. Igualmente resalta una gran cantidad de deslizamientos a lo largo del río Apurímac y el deslizamiento activo de Yaurisque. En la Cordillera Oriental ocurren una serie de deslizamientos en las rocas pizarrosas.

Rocas ígneas

En el cuadrángulo de Cusco se presentan afloramientos de rocas ígneas, tanto plutónicas como volcánicas. Se tienen numerosos cuerpos, como el macizo de Acomayo-Colcha, que es el más grande y los cuerpos intrusivos de Accha, Quepuro, Cuyanco, Huanca Marcajasa, Quiquijana, entre otros y varios stocks como El Rodadero en Saqsayhuamán. La composición es variable desde gabros-dioritas hasta granodioritas y monzonitas. Los intrusivos son los afloramientos más septentrionales del batolito Andahuaylas-Yauri de edad Eoceno-Oligoceno. Las rocas volcánicas de la zona de estudio se presentan principalmente como parte de las formaciones Pachatusán, Cay Cay y Anta. Una gran cantidad de diques que cortan principalmente rocas de las formaciones Chagrapi, Ccatca y Anta, son atribuidos al Terciario. Finalmente, en la zona de estudio, se tienen rocas volcánicas shoshoníticas plio-cuaternarias de la Formación Rumicolca. Rocas sub-volcánicas o hipabisales de composición andesítica se presentan como cuerpos aislados cortando rocas mesocenozoicas, y algunas veces alineados a estructuras antiguas como en Ccatca, donde brechas subvolcánicas posiblemente triásicas son interpretadas como chimeneas de alimentación del vulcanismo Mitu.

Rocas Intrusivas

Durante el Cenozoico la actividad magmática en el sur del Perú se reparte siguiendo dos cinturones: Un arco principal situado al nivel de la Cordillera Occidental y un arco interno centrado sobre el Altiplano y la Cordillera Oriental. La actividad volcánica del cuadrángulo de Cusco corresponde principalmente al arco principal y está representado por el Batolito Andahuaylas-Yauri.

El Batolito Andahuaylas - Yauri

El borde noreste de la Cordillera Occidental y su límite con el Altiplano está caracterizado por la presencia del batolito Andahuaylas-Yauri (NOBLE et al., 1984; CARLIER et al., 1988). Este batolito forma un gran cuerpo que aflora sobre más de 300 km de largo por 10 a 60 de ancho, entre Andahuaylas al oeste y Yauri al este. Su orientación general es E-O paralelo a la flexión de Abancay. El batolito intruye a las series mesozoicas marinas de la cuenca occidental y particularmente a las formaciones Hualhuani y Arcurquina. En el cuadrángulo de Cusco se presenta el borde norte de este batolito a manera

de macizos o cuerpos pequeños intruyendo a las rocas sedimentarias mesozoicas como las formaciones Maras y Ayavacas o en contacto a través de fallas regionales.

Macizo de Acomayo-Colcha

Este macizo se ubica en los cuadrantes II y III, entre las localidades de Acomayo y Colcha. Tiene una forma alargada de dirección NO-SE, con una superficie aproximada de 50 km². Intruye a las rocas mesozoicas de las formaciones Ayavacas y Maras formando en algunos casos skarn de magnetita como en Colcha. Sin embargo, al norte de Araypallpa, el intrusivo sale al afloramiento mediante una falla inversa que lo pone en contacto con la Formación Anta. Al sur, este macizo está cubierto por los conglomerados de la Formación Anta de edad Eoceno superior-Oligoceno inferior.

Este macizo se puede dividir en dos cuerpos, uno al oeste denominado Colcha y otro al este llamado Acomayo, ambos separados por una zona de alteración, compuesto de intrusivos, yesos, calizas, mármol y zonas de skarn con presencia de magnetita.

El cuerpo de Colcha (7 km²) se caracteriza por presentar esencialmente gabros (Col-5, Col-6) (Fig. N° 4.1) que son rocas masivas de grano grueso a fino, de color gris claro a gris oscuro. Algunas facies presentan manchas oscuras constituidas por biotita y hornblenda. Filones de gabro de grano fino recortan las rocas anteriores. Al microscopio los gabros muestran una textura granular poikilítica. La plagioclasa aparece en dos etapas, uno de gran tamaño, zonados y al centro sericitizados; la segunda etapa como cristales alargados zonados y sin alteración. La plagioclasa en grandes cristales es poikilítica y contiene augitas y opacos. El olivino está alterado a serpentina. La biotita es intersticial y poikilítica. El olivino, la hornblenda verde y marrón, clorita prenitada epidota y sericita también aparecen. En algunos sectores los intrusivos presentan mayormente alteración propilítica y silicificación. Respecto a la edad, estas rocas intruyen a yesos, lutitas y calizas de las formaciones Maras y Vilquechico del Cretácico. Una datación radiométrica en los gabros por el método K/Ar sobre plagioclasa da una edad de $48,4 \pm 5,3$ Ma (CARLIER: en CARLOTTO, 1998). En consecuencia este cuerpo es

del Eoceno inferior. Sin embargo otra datación K/Ar sobre plagioclasas, de otro gabro da una edad de $25,5 \pm 1,7$ Ma (CARLIER, inédito). Las observaciones de campo parecen indicar que cuerpos pequeños y filones de gabros cortan el cuerpo principal de composición igualmente gabroide, lo que sería el caso de esta última datación.

El cuerpo de Acomayo (43 km²) está conformada principalmente de dioritas, aunque también se presentan gabros (Cor-4 y Cor-7) (Fig. N° 4.1) como en el cerro Nina Orcjo al sur y sureste de Corma, aunque las relaciones de contacto no se muestran claramente. Este gabro ha sido muestreado por CARLIER (en CARLOTTO, 1998) y datado por K/Ar sobre plagioclasas en $34 \pm 1,8$ Ma. Los gabros petrográficamente son similares al de Colcha. Las dioritas (Acom-1, Acom-2, Col-2, Col-4, Ac-4, Ac-5) (Fig. N° 4.2) son rocas holocristalinas faneríticas, con textura granular de grano grueso a fino, compuesto principalmente por oligoclasas, ortosas, a veces cuarzo en pequeña cantidad, biotitas, hornblendas, piroxenos, apatito, esfena y magnetita. Los feldespatos se alteran débilmente a medianamente a sericita y arcillas, mientras que las biotitas se alteran débilmente a cloritas. Macroscópicamente se observa que estas rocas presentan alteración propilítica, y silicificación débil a moderada. En los bordes de este cuerpo las dioritas se hacen de textura más fina.

La edad de este macizo en base a las relaciones de campo, a los eventos magmáticos del batolito y a las dataciones radiométricas, puede ser, Eoceno medio para ambos eventos. Sin embargo no se descarta que la datación K/Ar de los gabros sea una edad reseteada por los eventos magmáticos dioríticos del Eoceno medio, y por lo tanto tenga una edad más antigua es decir Eoceno inferior.

Cuerpos Intrusivos

En los diferentes cuadrantes se han reconocido varios cuerpos intrusivos de menor dimensión a los macizos, son de composición principalmente diorítica y granodiorítica.

Accha

En realidad, se trata de un cuerpo separado cartográficamente en dos por los conglomerados

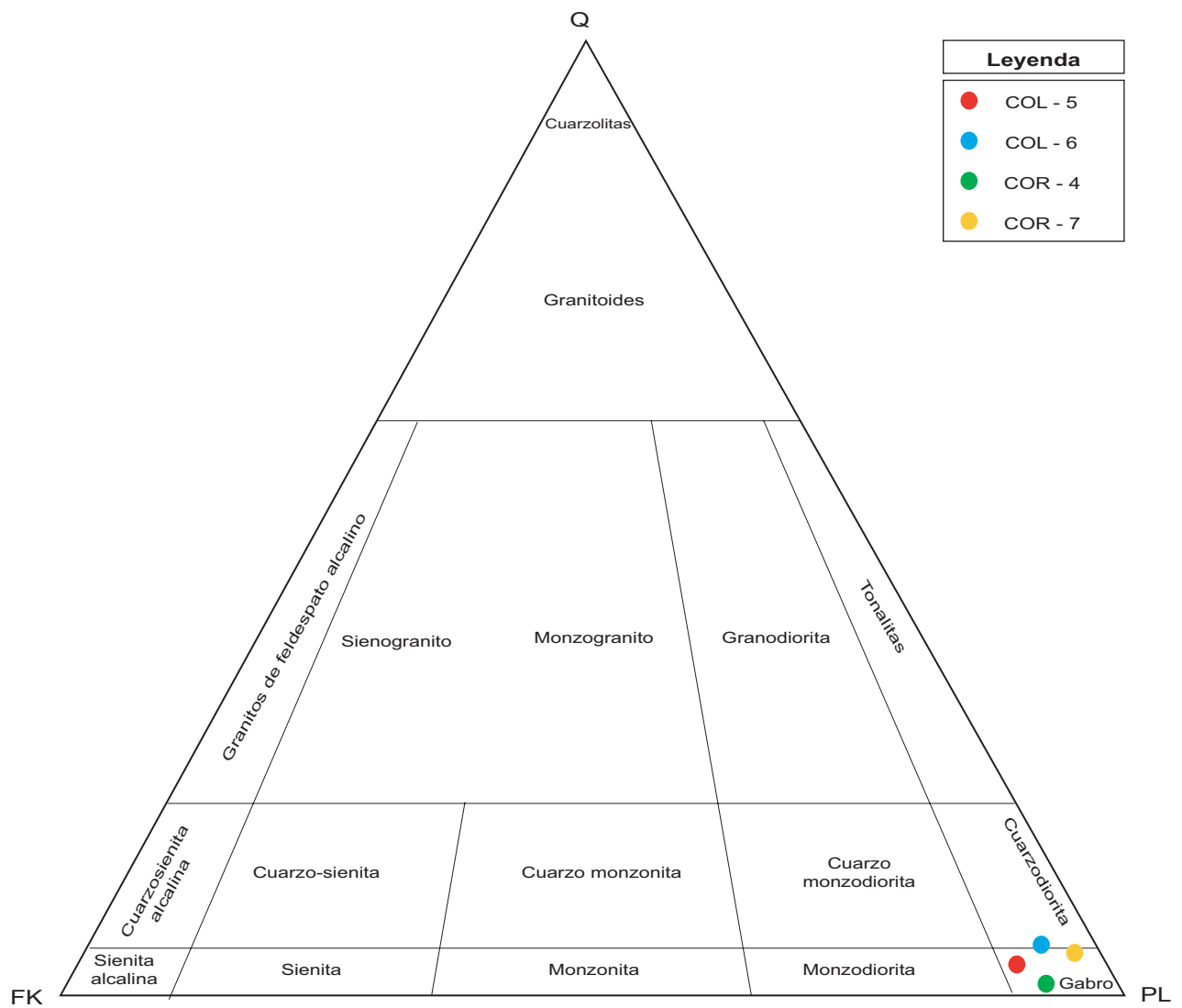


Fig. N° 4.1 Diagrama Q-FK-PL de Streckeisen (1976) mostrando los gabros de Colcha y Acomayo.

de la Formación Anta que los sobreyace. Está situado al sur de Accha (cuadrante III). Tiene una forma alargada NO-SE y cubre una superficie aproximada de 12 km². Intruye las rocas mesozoicas de la Formación Arcurquina y de la Formación Maras. En el contacto con las calizas forman pequeños cuerpos de skarn de magnetita como se aprecia al sur de Accha.

Se trata básicamente de tonalitas y dioritas, aunque se puede presentar también granodioritas (Accha 1, Accha-3) (Fig. N° 4.3). Son rocas holocristalinas faneríticas, con textura granular de grano medio a fino, compuesto principalmente por oligoclasas-andesinas, ortosas, cuarzo, biotitas, hornblendas, apatito, esfena y minerales opacos. Los feldespatos se alteran débilmente a medianamente a sericita y arcillas, mientras que las biotitas se presentan deformadas y alteradas a cloritas. Macroscópicamente se observa que estas rocas presentan alteración propilítica, y silicificación débil, a veces potásica.

Una datación radiométrica K/Ar sobre plagioclasa en la tonalita da una edad de $44,6 \pm 1,10$ Ma, es decir Eoceno inferior (CARLIER: en CARLOTTO, 1998).

Cuerpos de Quepuro, Cuyanco y Huanca Marcajasa

Afloran en la parte SO el cuadrante III, donde se presentan como cuerpos aislados, pero hacen parte de un macizo mayor que aflora en el cuadrángulo de Livitaca. Cortan las cuarcitas de la Formación Hualhuani y las calizas de la Formación Arcurquina, y se hallan recubiertas por los conglomerados de la Formación Anta y de la Formación Tacaza. Se trata básicamente de dioritas (Ya-5) (Fig. N° 4.3) aunque también se pueden presentar granodioritas como en Quepuro (Ya-6a) (Fig. N° 4.3).

Las dioritas son rocas de grano medio a fino compuestas esencialmente de andesina, ortosas, piroxenos y esfena. Los feldespatos se alteran moderadamente a arcillas y débilmente a sericita. Presentan también débil alteración propilítica y silicificación. Las granodioritas son rocas de grano medio compuesto de oligoclasa-andesina, ortosas, cuarzo, esfena y minerales opacos. Los feldespatos

se alteran débilmente a sericita y arcilla. Estas rocas presentan débil alteración propilítica.

Estos cuerpos no tienen dataciones radiométricas, pero por sus relaciones de contacto y de composición similar, particularmente con Accha, pensamos que se trata de rocas del Eoceno inferior.

Pantipata

En el extremo NO del cuadrante IV se tiene un stock monzonítico que intruye a las calizas del Grupo Copacabana en el núcleo del anticlinal de Vilcanota. Se observa un leve metamorfismo de contacto evidenciado por que las calizas se hallan marmolizadas y recristalizadas. La monzonita es de coloración rosada, con textura granular, poco cuarzo y contenido análogo de feldespato potásico y plagioclasas. Siendo las calizas de edad del Permiano las intruidas por este cuerpo, entonces su edad es post Permiana, pero teniendo en cuenta la existencia de numerosos cuerpos parecidos que se presentan en la Cordillera Oriental, le atribuímos una edad del Terciario.

Cuerpo de Ahuajpata

Aflora al límite entre los cuadrantes II y III al norte de Corma. Corta a las calizas de la Formación Ayavacas y a los yesos y lutitas de la Formación Maras. Al norte se pone en contacto con la Formación Paruro por intermedio de la falla Acomayo. Tiene una extensión de 2,5 km². Una característica de este cuerpo es que se halla cortado por brechas volcánicas andesíticas.

Se trata de dioritas (LL-4, LL-8) (Fig. N° 4.4) de textura granular de grano medio a fino con presencia de plagioclasas oligoclasa-andesina, ortosas, biotitas deformadas y alteradas a clorita, piroxenos-anfíboles, apatito y esfena. Los feldespatos se hallan moderadamente alterados a arcilla y débilmente a sericita. Presentan también alteración propilítica moderada y débil silicificación.

Saqsayhuaman

En el extremo NO del cuadrante I afloran pequeños cuerpos de composición diorítica donde resalta el stock de Saqsayhuamán con una apófisis denominada El Rodadero de aproximadamente 200 metros de diámetro, que muestra superficies puli-

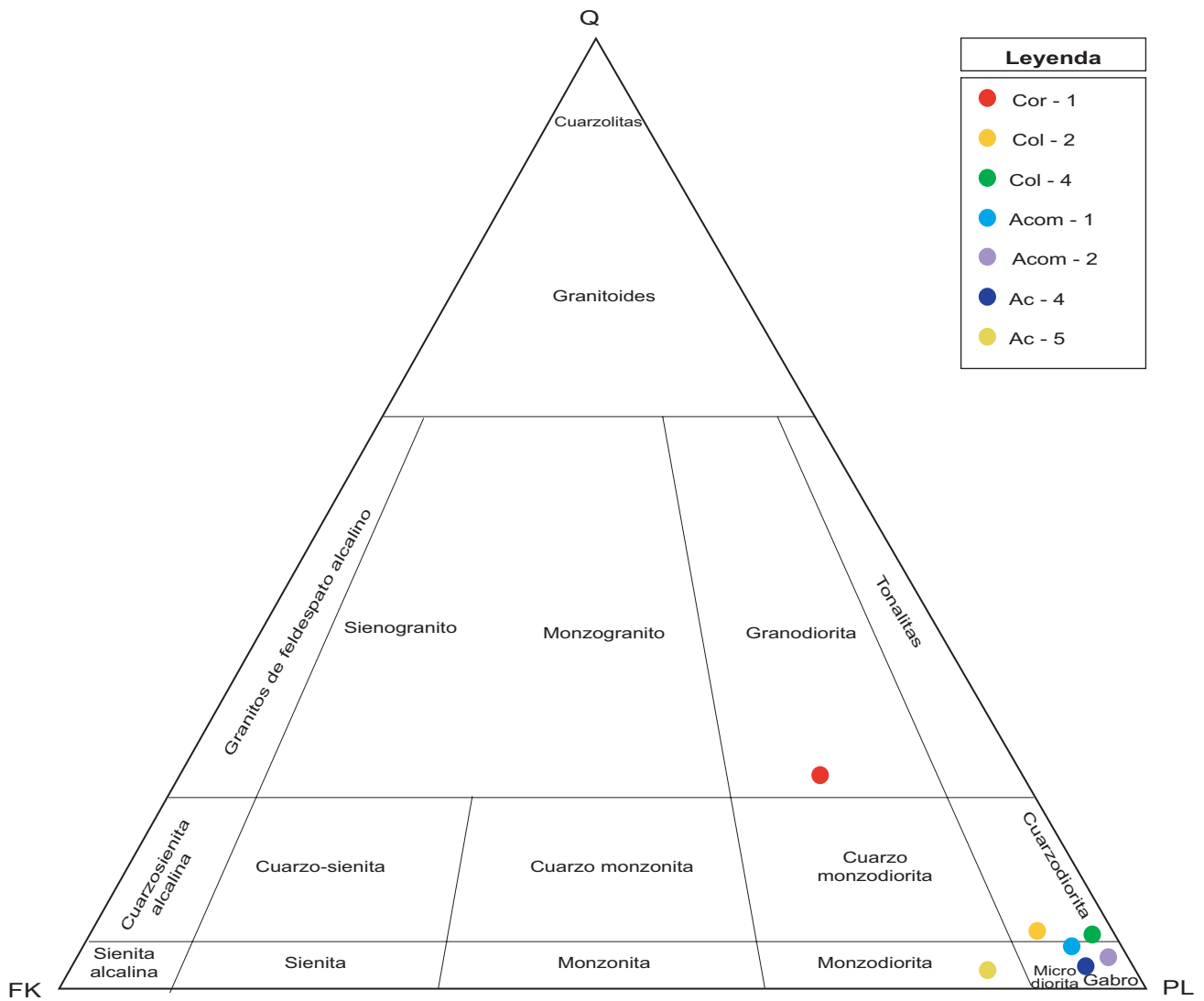


Fig. N° 4.2 Diagrama Q-FK-PL de Streckeisen (1976) mostrando las rocas del Macizo de Acomayo.

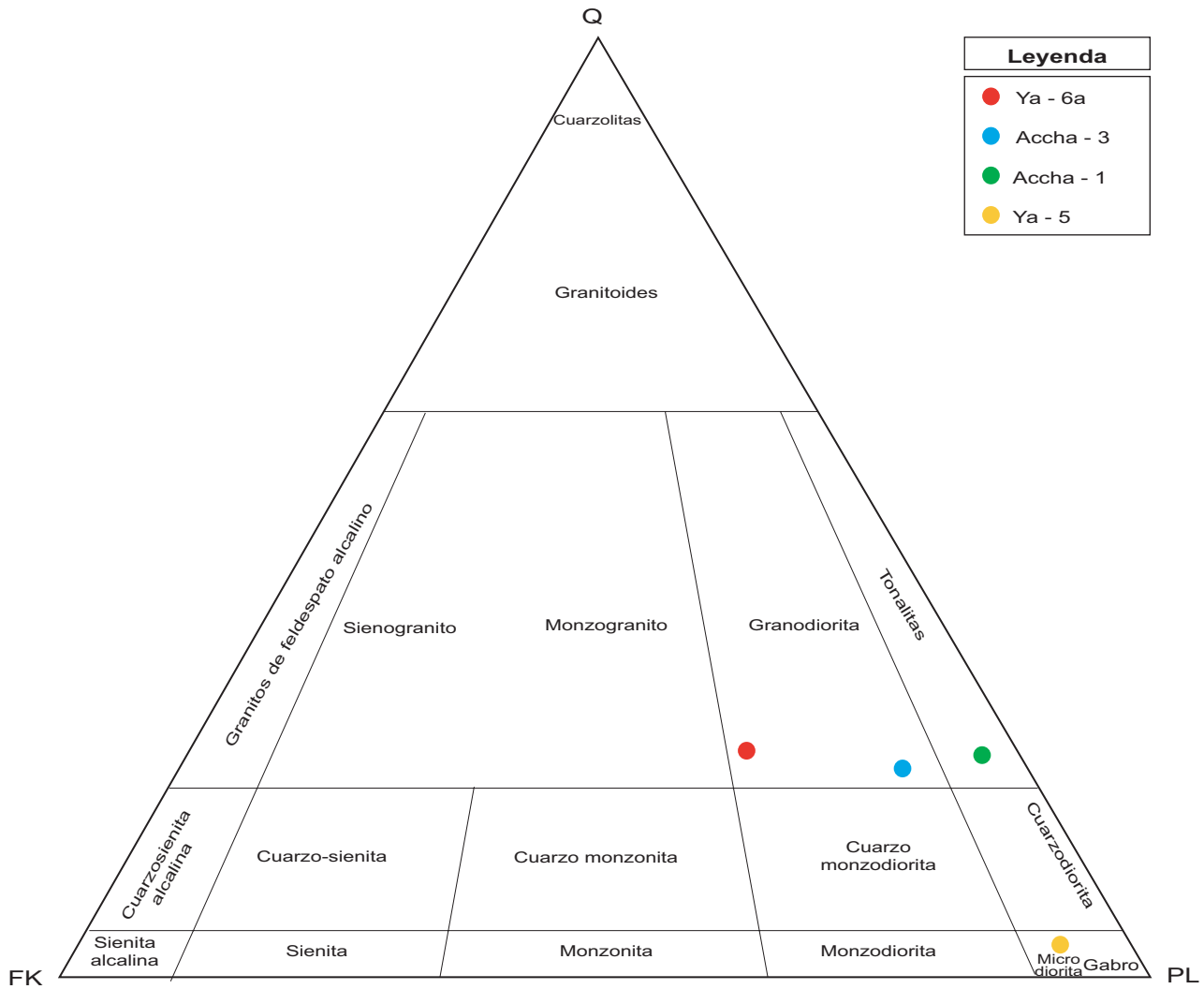


Fig. N° 4.3 Diagrama Q-FK-PL de Streckeisen (1976) mostrando los Intrusivos de Accha.

das y acanaladas que cubren casi todo el afloramiento de diorita y constituyen una serie de resbaladeros en forma de tobogan naturales, de donde deriva su nombre, estas estrías tienen una dirección N-S.

Litológicamente es una roca maciza densa de grano fino y textura granular, distinguiéndose cristales de coloración oscura de augita y pequeños agregados de epidota. Las dioritas están compuestas de plagioclasa, ortosa, augita, titanita, apatita, illmenita, epidota, calcita, clorita. La roca puede ser clasificada como un pórfido diorítico con augita.

El origen de El Rodadero es muy discutido, existiendo varias teorías, predominando las que estiman un fenómeno de fricción entre las calizas y el borde del intrusivo.

Respecto a la edad, por cortar a rocas de las formaciones Maras y Ayavacas se estima del Terciario, sin más precisión.

Quiquijana

En el cerro Curi al SE del poblado de Quiquijana se tiene un cuerpo de 3 km² que corta a las calizas Copacabana desarrollando pequeños skarn de magnetita. Este cuerpo parece prolongarse más al sur hasta la hacienda Buenavista.

Se trata de granodioritas de textura granular de grano fino, holocristalinas, leucócratas; mineralógicamente, presentan plagioclasas sódicas, ortosas en menor proporción y con presencia de cuarzo y máficos.

Sienita de Araipallpa

Cerca al poblado de Araipallpa afloran en forma de caos típicos, dos cuerpos de sienitas, que se hallan cortando a los gabros eocenos (UTM: 8 469 500 N -194 200 E y 8 468 600 N -194 050 E). Igualmente, cerca a Colcha se aprecia varios diques centimétricos. Son rocas claras epidotizadas.

Al microscopio, la sienita está constituida por plagioclasa ligeramente sericitizada, ortosa perfitica parcialmente argilitizada. Los minerales máficos están representados por la biotita, actinolita, clorita, opacos, esfena, epidota y prehnita. Desde el punto de vista geoquímico son rocas alcalinas potásicas. (Fig. N° 4.1).

No se cuenta con dataciones radiométricas, pero estas rocas son similares petrográficamente como geoquímicamente a las sienitas de Curahuasi que están datadas por K/Ar sobre plagioclasas en $28,3 \pm 0,7$ Ma (CARLIER: en CARLOTTO, 1998).

Cuerpos Pequeños

Varios cuerpos pequeños o stocks se presentan en diversas áreas. En el cuadrante I, se han reconocido los siguientes: Cerro Ajanacu (UTM: 218 254E – 8 499 2514 N y 217 752E-8 498 857 N) de composición diorítica, aunque este se halla cortado por brechas volcánicas bastante alteradas. Ccoyapampa (UTM: 222 051 E - 8'493 150 N) que también es una diorita. En el cuadrante II, al noroeste de Chosicani, igualmente aparecen dioritas (UTM: 218 152 E - 8 455 671 N) y microdioritas como en la hacienda Huajhuapata (UTM: 220 344 E - 8 467 500 N). En el cuadrante III, se han reconocido los cuerpos microdioríticos de Huata (UTM: 178 612 E - 8 469 751 N), Antojaja (UTM: 184 324 E - 8 467 500 N), cerro Huayllapata (UTM: 184 500 E - 8 465 553 N) y Cusibamba (Cusi-1) (UTM: 192 421 E - 8 470 551 N) (Fig. N° 4.4.).

Diques y Cuerpos Subvolcanicos

En la zona de estudio, se han observado diques de dimensiones variables, que se hallan distribuidos esporádicamente, cortando rocas de diferentes edades y particularmente a las pizarras de la Formación Chagrapi, así como a los conglomerados de la Formación Anta, especialmente entre Huata y Huarobamba, en ambas márgenes del río Apurímac (cuadrante III). Todos han producido una débil a muy débil aureola de metamorfismo de contacto. La edad se estima por relaciones de contacto como del Oligoceno.

Igualmente, se han reconocido numerosos cuerpos subvolcánicos de andesitas que forman cuerpos aislados, en el cerro Calvario (UTM: 8 454 - 199 321) cuadrante II; Yauripata compuesto por varios cuerpos pequeños (UTM: 8 463 000 - 193 550 E), en la Qda. Hultupana (8 467 500 - 188 355 E) y Occotuna (8 467 500 - 184,324 E) en el cuadrante III. Son rocas verdes a grises que al microscopio aparecen con textura porfirítica, presentan

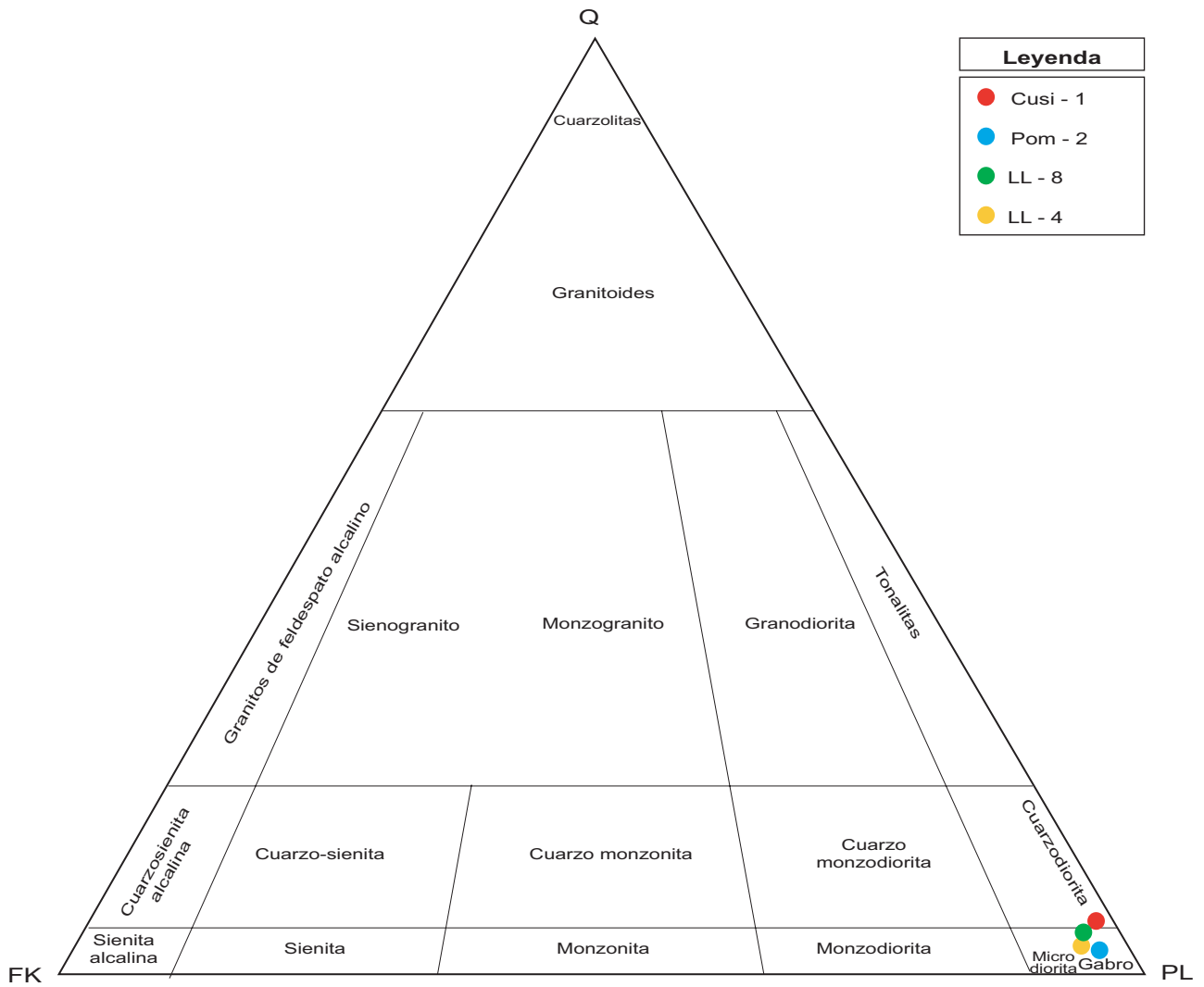


Fig. N° 4.4 Diagrama Q-FK-PL de Streckeisen (1976) mostrando los Cuerpos de Ahuajpata y cuerpos pequeños

plagioclasa, hornblenda verde, biotita, esfena y opacos. La edad es difícil a establecer por falta de dataciones radiométricas, sin embargo, siendo las rocas de la Formación Anta las más jóvenes que son cortadas por estos cuerpos, se le asigna una edad del Oligoceno.

Rocas Volcánicas

Grupo Mitu

El Grupo Mitu, tal como es definido actualmente en este cuadrángulo, con 3 formaciones, incluye la Formación Pisac con algunos niveles volcánicos pero esencialmente sedimentario; la Formación Pachatusan principalmente volcánico y la Formación Cay Cay con presencia de coladas volcánicas. Es importante mencionar que entre Ccatca y Ocongate se alinean una serie de cuerpos pequeños aislados de brechas andesíticas muy similares a la Formación Pachatusan y que AUDEBAUD (1973) lo interpreta como chimeneas alimentadoras del vulcanismo Mitu.

Estudios realizados por CARLOTTO (1998), CENKI (1998) y CENKI et al. (2000), tratan de mostrar diferencias geoquímicas y de contexto geodinámico entre los niveles volcánicos de las formaciones Pachatusan y Cay Cay, aunque la alteración de las rocas no permite determinar exactamente la edad.

Formación Pachatusan

Una sección estratigráfica detallada levantada en el Grupo Mitu y particularmente en la Formación Pachatusan, cerca a límite entre los cuadrángulos de Calca y Cusco por CARLOTTO (1998) y estudiadas petrográfica y geoquímicamente por CENKI (1998) CENKI et al. (2000), indican que se trata mayormente de basaltos con olivino, plagioclasa y piroxenos, asociados con basaltos andesíticos porfíricos. Estas lavas presentan fenocristales de máficos (olivinos, piroxenos y anfíboles), plagioclasa y de opacos. La mesostasia presenta textura microlítica, traquita o del tipo dolerita, y contiene principalmente plagioclasa, piroxenos y opacos. La química de algunos minerales de los basaltos indican que se tratan de lavas anorogénicas de afinidad alcalina.

Una geoquímica de elementos en traza y tierras raras indican que las lavas de Pisac-Pillahuara son mayormente basaltos ($45% < \text{SiO}_2 < 47%$), pero una colada al tope es más evolucionada. Son basaltos con afinidad a los basaltos alcalinos y ubicadas en el campo de los basaltos intraplaca e incluso con tendencia alcalina.

En conclusión y por comparaciones con los estudios de KONTAK et al (1985, 1990) la geoquímica de este magmatismo es compatible al Grupo Mitu del sur del Perú (Permo-Triásico) y relacionada a una tectónica distensiva que ha permitido la subida de material mantélico asociado con productos de fusión parcial de la corteza inferior.

Formación Cay Cay

Niveles volcánicos intercalados con areniscas fluvio-eólicas atribuidas a la Formación Cay Cay (CARLOTTO, 1998; CARLOTTO et al., 1997) estudiados en el sector de Yauca (cuadrante I) y principalmente de Livincaya (cuadrángulo de Sicuani) por CENKI (1998) CENKI et al. (2000), muestra la existencia de dos niveles o unidades distintas. La unidad basal está constituida de basaltos andesíticos porfíricos con mesostasia microlítica que forma una barra volcánica de 300 m. Este nivel petrográficamente es muy homogéneo y presenta un alto nivel de plagioclasa (= 40%) y a veces contiene xenolitos variados (doleritas, cumulos con plagioclasa y olivinos, piroxenos). La unidad superior o volcánico somital que sobreyace a las areniscas cuarzosas, es un basalto con fenocristales de fases ferromagnesianas (probablemente olivino), micro-fenocristales de plagioclasa y mesostasis del tipo dolerita fina.

La geoquímica de elementos en traza y tierras raras indican que las lavas de la unidad inferior son andesitas ($55% < \text{SiO}_2 < 60%$) calco-alcalinas ricas en potasio y serían lavas orogénicas calco-alcalinas. Sin embargo, el significado de estas últimas anomalías está en debate ya que no sólo son comunes en márgenes activas sino también en un contexto de rift continental, como en la Puna argentina. En conclusión las andesitas tienen relaciones típicas con rocas transicionales entre lavas intraplacas (continentales) y lavas calcoalcalinas de cuencas de trasarco (orogénicas), y no son pareci-

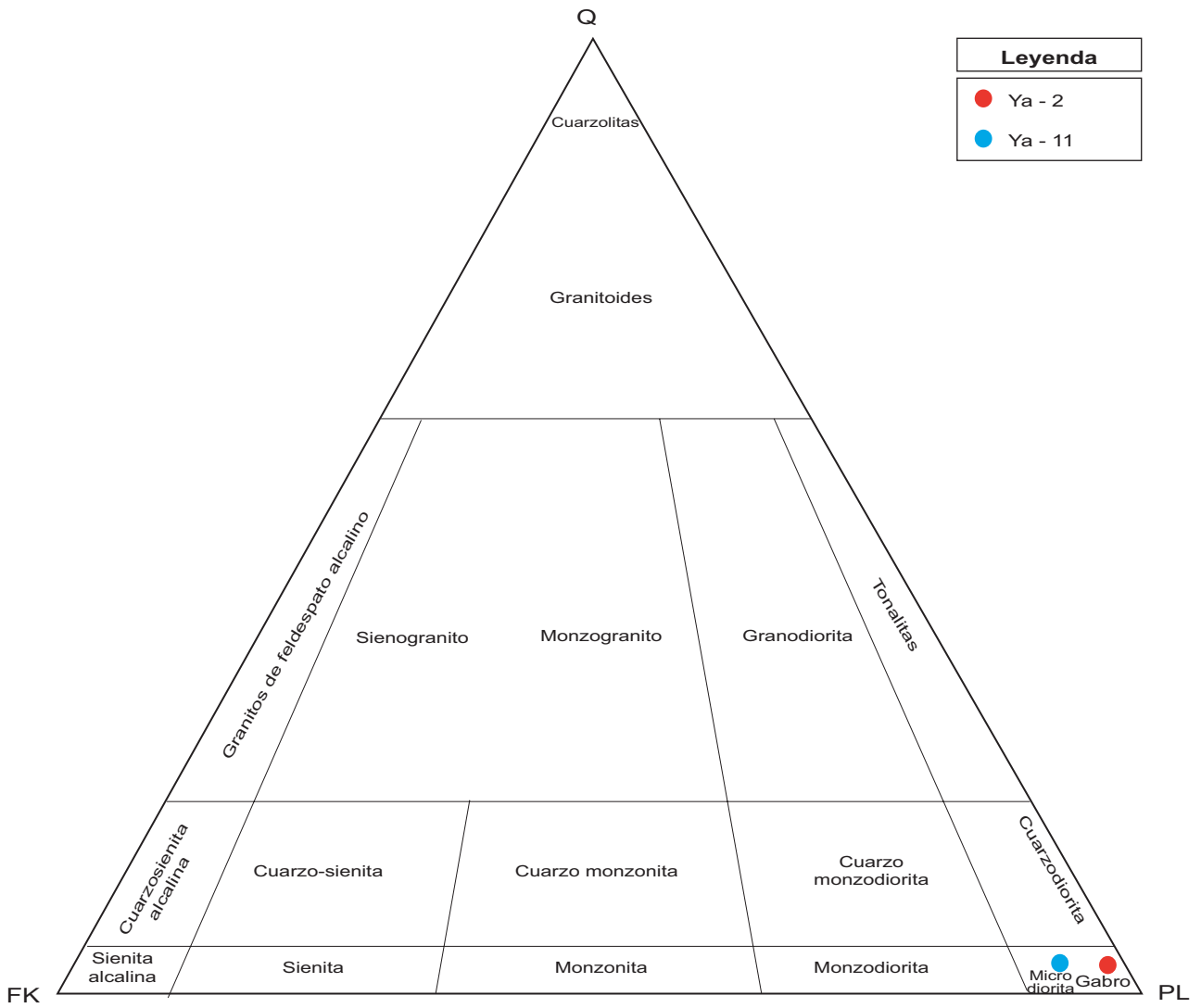


Fig. N° 4.5 Diagrama Q-FK-PL de Streckeisen (1976) mostrando los diques de Chosicani.

das a los volcánicos de la Formación Pachatusan. El emplazamiento de estas rocas sería en un contexto extensivo de tras arco y posiblemente de edad del Jurásico medio a superior.

El basalto de la parte somital indica que se trata de un basalto alcalino de rift continental intercalado con areniscas fluvio-eólicas parecidas a los basaltos alcalinos de la Formación Ravelo de Bolivia, de posible edad Jurásico medio-Kimmeridgiano. La fuente de estas rocas es un manto no empobrecido y no presenta huellas de influencia de subducción.

Formación Anta

La Formación Anta presenta varios niveles volcánicos, los que han sido estudiados petrográficamente y geoquímicamente, teniendo además dataciones radiométricas (CARLOTTO, 1998).

En un corte en la carretera que va de Anta a Chinchaypujio y sur de esta localidad (cuadrángulo de Cotabambas), se tiene hacia la base de la serie, brechas y aglomerados volcánicos, al sur de Chinchaypujio; y conglomerados aluviales al norte. La parte media muestra coladas y brechas. Las coladas son de dacitas y están datadas por K/Ar sobre hornblendas en $38,4 \pm 1,5$ y $37,9 \pm 1,4$ Ma (CARLOTTO, 1998). En Pomacanchi (cuadrángulo de Livitaca) y hasta el límite sur del cuadrángulo de Cusco se tiene un nivel de basaltos intercalado con areniscas y limolitas fluviales incluida calizas lacustres del Miembro superior de la Formación Anta. Estas coladas de basalto son alcalinas y tienen una edad K/Ar sobre roca total de $29,9 \pm 1,1$ Ma (CARLOTTO, 1998). Se trata de traquibasaltos porfíricos constituidos por fenocristales de olivino, diopsido, titanomagnetita y raras plagioclasas contenidas en una mesostasis con plagioclasa, diopsido, biotita, titanomagnetita y apatita.

Las rocas volcánicas de la parte media de la Formación Anta llevadas al diagrama TAS según Le Maitre et al. (1989) y Middlemost (1994) indican dacitas, andesita y traquidacita, mientras que según el diagrama de WILSON (1989) indican que son dacitas y andesitas (Fig. N° 4.6), calco-alcalinas.

Las muestras Ya-8 y Ya-10, muestreadas cerca al río Molle Molle y cerca al núcleo de un anticlinal

(Cuadrante IV) indican que son andesitas y andesitas basálticas con textura porfírica, y compuesta de plagioclasa, piroxenos, biotita y calcita.

En conclusión, la Formación Anta presenta dos eventos volcánicos, uno inferior del Eoceno compuesto por dacitas y andesitas calcoalcalinas, y otra Oligoceno de basaltos alcalinos.

Igualmente, en la parte superior de la Formación Soncco, la parte detrítica de origen volcánico de esta unidad aumenta progresivamente hacia el techo. Así se tiene un nivel de piroclastos volcánicos testigos de una erupción volcánica contemporánea de los depósitos sedimentarios. Estos piroclastos son porfíricos y contienen una matriz félsica de fenocristales de diópsido verde, plagioclasa y hornblenda verde, y accesorios ortosa, cuarzo y fases ferrotitánicas y de apatito. Este nivel ha dado una edad K/Ar sobre plagioclasas de $29,9 \pm 1,4$ Ma (CARLOTTO et al 1995) y otra edad Ar/Ar de $30,84 \pm 0,83$ (Fornari et al, 2002). Estas rocas son igualmente traquitas alcalinas, geoquímicamente similares al del techo de la Formación Anta y las sienitas de Araipallpa.

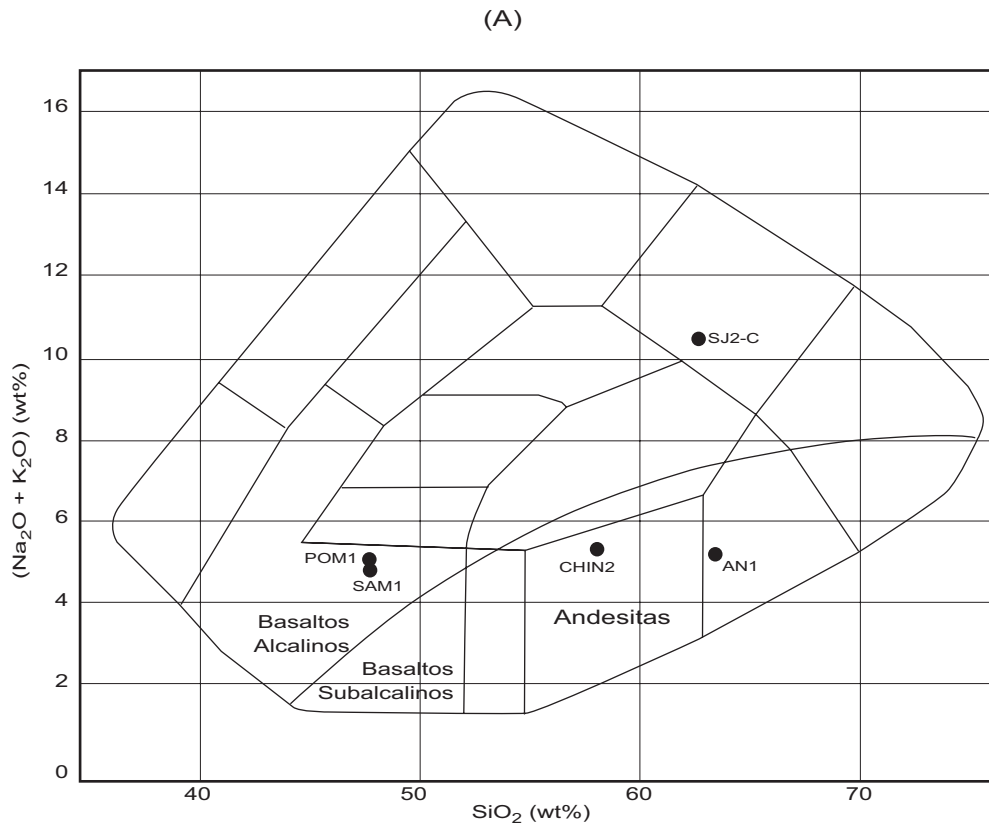
Tobas de la Formación Paruro

En la parte inferior de la Formación Paruro se tiene tobas riolíticas situados a la base del Miembro Inferior de la Formación Paruro. Estas tobas están compuestas de abundantes fragmentos de fenocristales de cuarzo, de plagioclasa y de biotita dispersa en una mesostasis félsica conteniendo numerosas manchas de vidrio.

Vulcanismo Plio-Cuaternario

Un conjunto de cuerpos volcánicos de dimensiones pequeñas, afloran a lo largo del límite entre la Cordillera Oriental y el Altiplano, en particular en los cuadrantes I y IV.

Estos cuerpos volcánicos se les puede identificar en las fotografías aéreas por su textura rugosa, por formar pequeños cuerpos y por sobresalir en el relieve. Los cuerpos volcánicos son siempre de dimensiones modestas entre 0,25 y 2 km² y están representadas por coladas de lavas y domos. Estos cuerpos volcánicos están estrechamente asociados a fallas activas del sistema Cusco-Sicuaní de dirección NO-SE. Se han identificado 10 cuerpos.



POM 1 y SAM 1: Miembro II de la Fm. Anta
 CHIN1 y AN 1 : Parte media de la Fm. Anta
 SJ2 : Techo de la Fm. Soncco (Grupo San Jerónimo)

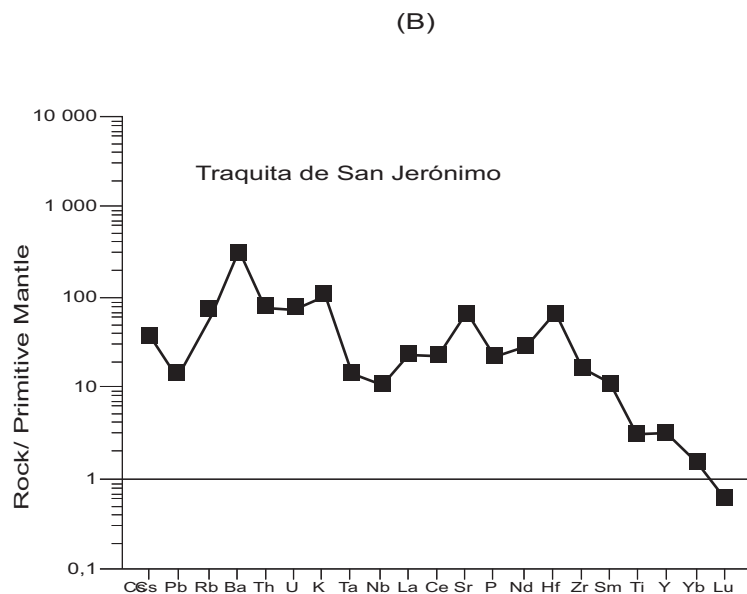


Fig. N° 4.6 (A) Diagramas de Cox et al y Harker (alcalinos-silíce) mostrando las características geoquímicas de las rocas volcánicas Eocenas-Oligocenas del cuadrángulo de Cusco y alrededores (Tomado de Carlotto, 1998). (B) Diagrama mostrando los espectros de elementos incompatibles de la traquita de la Formación Soncco (Grupo San Jerónimo) (Carlier et al., 1998).

Cuadrante I: Arcay (8 497 200 N – 204 600 E), Huambutio 1 (8 498 000 N - 206 300 E), Huambutio 2 (8 498 300 N - 205 500 E), Oropesa (8 495 000 N - 202 800 E), Racchi (Huancarani) (8 504 300 N- 214 300 E), Runicola (Urpicancha) (8 492 000 N- 297 000 E), Cerapata (8 491 200 N- 209 500 E)

Cuadrante IV: Huacoto (8 504 500 N - 192 500 E), Huachahuana (8 504 000 N-195 500 E), Tpon (Pucara) (8 499 000 N -199 300 E)

Las lavas son de color negruzco y están constituidas por fenocristales de flogopita (2,5%) de plagioclasa (0-3%), de clinopiroxeno (1-7%), ortopiroxeno ($< 1\%$), ilmenita ($< 1\%$) y apatito ($< 1\%$), dispersadas en una matriz microfítica con ortopiroxeno, plagioclasa, tridimita, ilmenita apatito y vidrio marron. Para determinar la clasificación geoquímica se ha basado en el diagrama K_2O/SiO_2

de Peccerillo & Taylor (1976) que indica que se trata de rocas de la serie shoshonítica

Los volcánicos de Huambutio y Racchi (este de Huancarani) han sido datados en roca total por el método K/Ar en $0,59 \pm 0,25$ Ma (BONHOMME et al., 1988) y $0,17 \pm 0,15$ (CARLIER et al., 1998) respectivamente. El volcánico de Runicola tiene una edad K/Ar en roca total que indica $< 0,7$ Ma (KANEOKA y GUEVARA, 1984). Estas edades recientes están en acuerdo con los resultados dados por los estudios estratigráficos. En efecto, los volcánicos shoshoníticos se han emplazado en los valles como del Cusco produciendo represamientos antiguos con evidencias actuales como la laguna de Huacarpay. Los depósitos resultantes de esos represamientos como el lacustre de San Sebastián indican edades paleontológicas del Pleistoceno inferior (CARLOTTI, 1998).

DATACIONES RADIOMETRICAS DEL CUADRÁNGULO DE CUSCO

RC2	Cusco	28S	13° 30' 21"	71° 38' 45"	Racchi	shoshonita	WR	K/Ar	0,17	± 0.15	Carlier et al.	1998
MS822022	Cusco	28S	13° 35' 00"	71° 43' 00"	Huambutio	latita	WR	K/Ar	0,59	± 0,25	Bonhomme et al.	1988
CZ04	Cusco	28S	13° 37' 06"	71° 42' 18"	Rumicolca	andesita	WR	K/Ar	0,7		Kaneoka & Guevara	1984
PIR1	Cusco	28S	13° 45' 10"	71° 46' 48"	Paruro	toba	Bio	K/Ar	10,1	± 0.50	Carlotto	1998
PA24	Cusco	28S	13° 49' 37"	71° 49' 11"	Paruro	gabro	Plag	K/Ar	25,5	± 1.70	Carlier et al.	1990
SJ-2C	Cusco	28S	13° 36' 43"	71° 51' 52"	Soncco	traquita	Plag	K/Ar	29,9	± 1.40	Carlier et al.	1998
	Cusco	28S	13° 36' 43"	71° 51' 52"	Soncco	traquita	Plag	Ar/Ar	30,84	± 0.83	Fornari et al.	2000
AC5	Cusco	28S	13° 53' 09"	71° 44' 41"	Acomayo	gabro	Plag	K/Ar	34	± 1.80	Carlier et al.	1990
AC1	Cusco	28S	13° 52' 37"	71° 44' 56"	Acomayo	diorita	Plag	K/Ar	35,7	± 0.90	Carlier et al.	1990
AC13	Cusco	28S	13° 58' 48"	71° 48' 53"	Accha	tonalita	Plag	K/Ar	44,6	± 1.10	Carlier et al.	1990
PA17	Cusco	28S	13° 50' 18"	71° 49' 37"	Paruro	gabro	Plag	K/Ar	48,4	± 5.30	Carlier et al.	1990

DATACIONES RADIOMETRICAS DE CUADRÁNGULOS VECINOS A CUSCO

SAN2	Livitaca	28S	14° 02' 43"	71° 36' 23"	Anta	traquibasalto	WR	K/Ar	29,9	± 1.10	Carlotto	1998
AN1	Tambobamba	28R	13° 30' 10"	72° 18' 10"	Anta	dacita	Hbn	K/Ar	37,9	± 1.40	Carlotto	1998
Chin2	Tambobamba	28R	13° 36' 25"	72° 12' 56"	Anta	toba dacitica	Hbn	K/Ar	38,4	± 1.50	Carlotto	1998
LIMA1	Tambobamba	28R	13° 29' 43"	72° 27' 56"	Andahuaylas-Yauri	granodiorita	Hbn	K/Ar	43,3	± 1.90	Carlotto	1998
EA114	Sicuani	29T	14° 03' 00"	71° 31' 00"	Acopia	monzogabro	WR	K/Ar	37	± 1.50	Bonhomme et al.	1985
CM34	Sicuani	29T	14° 02' 43"	71° 29' 23"	Acopia	monzogabro	Plag	K/Ar	43,7	± 1.10	Carlier et al.	1998

Cuadro N° 1 Dataciones Radiometricas

APÉNDICE PETROGRÁFICO

Nº	MUESTRA	COORDENADAS		ROCA
		Norte	Este	
1	Acom - 1	207832	8460713	Diorita
2	Acom - 2	210041	8460293	Diorita
3	Accha - 3	194815	8453095	Granodiorita
4	Ac - 4	205340	8456960	Microdiorita
5	Ac - 5	207300	8457125	Diorita
6	Accha - 1	195114	8453195	Tonalita
7	Col - 2	196782	8466143	Diorita
8	Col - 4	197400	8465480	Diorita
9	Col - 5	197147	8466359	Gabro
10	Col - 6	197152	8466521	Gabro
11	Cor - 1	202413	8463984	Granodiorita
12	Cor - 4	203512	8463186	Gabro
13	Cor - 7	204420	8462625	Gabro
14	Co - 10	193950	8469447	Sienita
15	Cusi - 1	192340	8470382	Microdiorita
16	LI - 4	201861	8467018	Diorita
17	LI - 8	202336	8466709	Diorita
18	Pom - 2	218679	8445989	Diorita
19	Ya - 2	178605	8484540	Gabro
20	Ya - 5	178934	8459717	Microdiorita
21	Ya - 6a	177248	8465544	Granodiorita
22	Ya - 8	180013	8472648	Andesita
23	Ya - 10	180591	8472648	Andesita
24	Ya - 11	182569	8478381	Diorita

Tectónica

Se hace una breve descripción de las unidades morfoestructurales del cuadrángulo y una síntesis de los principales eventos que afectaron esta región.

Descripción de las Unidades Morfoestructurales

La zona de estudio ha sido dividida en 4 dominios estructurales caracterizado por un estilo tectónico propio: Borde NE de la Cordillera Occidental, Altiplano, Límite Altiplano-Cordillera Oriental y Cordillera Oriental..

Borde NE de la Cordillera Occidental

Ocupa el extremo sur del cuadrángulo de Cusco y está separado del Altiplano por un sistema de fallas NO-SE, las que en algunos casos se yuxtaponen. Desde el punto de vista paleogeográfico este dominio constituye el borde NE de la cuenca occidental mesozoica. Las rocas sedimentarias están deformadas por pliegues cilíndricos con plano axial vertical o muy ligeramente inclinados al NE. Estos pliegues que se siguen fuera del cuadrángulo afectan principalmente a las formaciones Anta y Tacaza. Sin embargo las calizas infrayacentes de la Formación Arcurquina muestran una mayor deformación debido por una parte a deslizamientos sinsedimentarios y al evento tectónico Inca I que los afectó en el Eoceno. Este dominio está caracterizado igualmente por la presencia de cuerpos intrusivos que son parte del borde norte del batolito Andahuaylas-Yauri, de naturaleza calco-alcalina. Su límite con el Altiplano está marcado por grandes estructuras regionales como las fallas Huanoquite-Accha y Acomayo-Pomacanchis que constituyen la prolongación del sistema de fallas de Lagunillas-Mañazo.

Altiplano

Se caracteriza por presentar varios microbloques separados por fallas que han controlado la sedimentación y tectónica principalmente durante el Terciario. Desde el punto de vista paleogeográfico, en el mesozoico constituye un alto estructural donde la sedimentación es poco espesa por comparación a la cuenca occidental. Sin embargo durante el Terciario se depositaron más de 10 000 m de capas rojas. Aquí se presentan vastos afloramientos de las

formaciones Muñani y Soncco y de las formaciones Punacancha y Paruro que se hallan fuertemente deformadas con pliegues NO-SE, que son de propagación de fallas y con vergencia al NE. Estos pliegues muestran dos sistemas de esquistosidad de fractura una S1 paralelo a los pliegues de primera generación y S2 a los de segunda generación.

Límite Altiplano-Cordillera Oriental

Como su nombre lo indica es el límite entre dos grandes dominios, aunque CARLOTTO (1988) lo define como la prolongación del altiplano oriental.

Constituye un microbloque donde las antiguas fallas paleozoicas y mesozoicas de importancia regional como la de Patacancha-Urcos se reactivan durante el Terciario y sufren fuerte deformación por avance de la tectónica al NE y SO desarrollando duplex (corte estructural) y zonas triangulares, por lo que se aprecia vergencias en ambos sentidos. En esta zona también se pueden apreciar que las fallas han funcionado en algunas épocas como de rumbo y sobre éstas se hallan varios cuerpos shoshoníticos plio-cuaternarios. Muchas de estas fallas son activas y controlan la evolución neotectónica del área.

Cordillera Oriental

Ocupa el extremo NE del área y se caracteriza por presentar anticlinales y sinclinales de dirección NO-SE y fallas inversas NO-SE a vergencia SO. Desde el punto de vista paleogeográfico corresponde a la zona axial de la antigua cadena herciniana. Sin embargo, en nuestro cuadrángulo solo afloran las unidades siluro-devonianas, ya que constituye el nivel de despegue en los cabalgamientos. Las rocas, esquistos y areniscas esquistosas muestran un epimetamorfismo debido a la tectónica herciniana la misma que deforma las rocas. Sin embargo, no descartamos que parte de la deformación corresponda a la tectónica andina particularmente del Eoceno.

Los pliegues NO-SE son kilométricos a plurikilométricos y asociados a una esquistosidad de plano axial. Estos han sido originados por la primera fase de deformación eoherciniana. Igualmente, por la cartografía en detalle en algunos lugares donde aflora las cuartillas y diamictitas de la For-

mación Ccatca se aprecian pliegues NE-SO, se sobreponen a los pliegues NO-SE y presentan también una esquistosidad de plano axial. Estos pliegues son interpretados como pertenecientes a una segunda fase eoherciniana, que deforma la primera fase. A escala métrica a decimétrica, se aprecia pliegues en *chevron* y *knick*.

La Cordillera Oriental es interpretada como la inversión tectónica del rift permo-triásico durante la deformación Andina.

Principales Eventos Tectónicos

La Tectónica tardiherciniana

Los movimientos tardihercinianos (Permiano superior-Tríasico inferior) han provocado la individualización de la cuenca Mitu de tipo Rift, es decir, con formación de grabens y horst asociados a un vulcanismo alcalino. Esta tectónica ha sido muy importante en algunos lugares como al sur de Huancarani donde incluso el mar pudo penetrar como lo testifican los fósiles marinos encontrados en la Formación Pisac.

Jurásico

Durante el Jurásico se crean también nuevos grabens y horst acompañados de otro vulcanismo básico alcalino tal como se aprecia en Cay Cay, que es un graben invertido. Estos grabens se localizan al límite actual del Altiplano-Cordillera Oriental y seguramente han definido la creación del umbral Cusco-Puno (CARLOTTO, 1998). Este contexto localmente distensivo intracontinental como en Bolivia, estaría ligado a condiciones de extensión y/o de transtensión sinistral como se observa en la cuenca occidental del sur del Perú.

Kimmeridgiano

La individualización de una cuenca rellenada por conglomerados de conos aluviales de la Formación Muni se produce al NE del Umbral Cusco-Puno posiblemente asociado a movimientos de extensión o transtensión.

Titoniano? y Cretácico inferior

Los índices de actividad tectónica sinsedimentaria (diques y slumps) observados en el Miembro medio de la Formación Muni estarían

Mapa Geológico del Cuadrángulo de Cusco

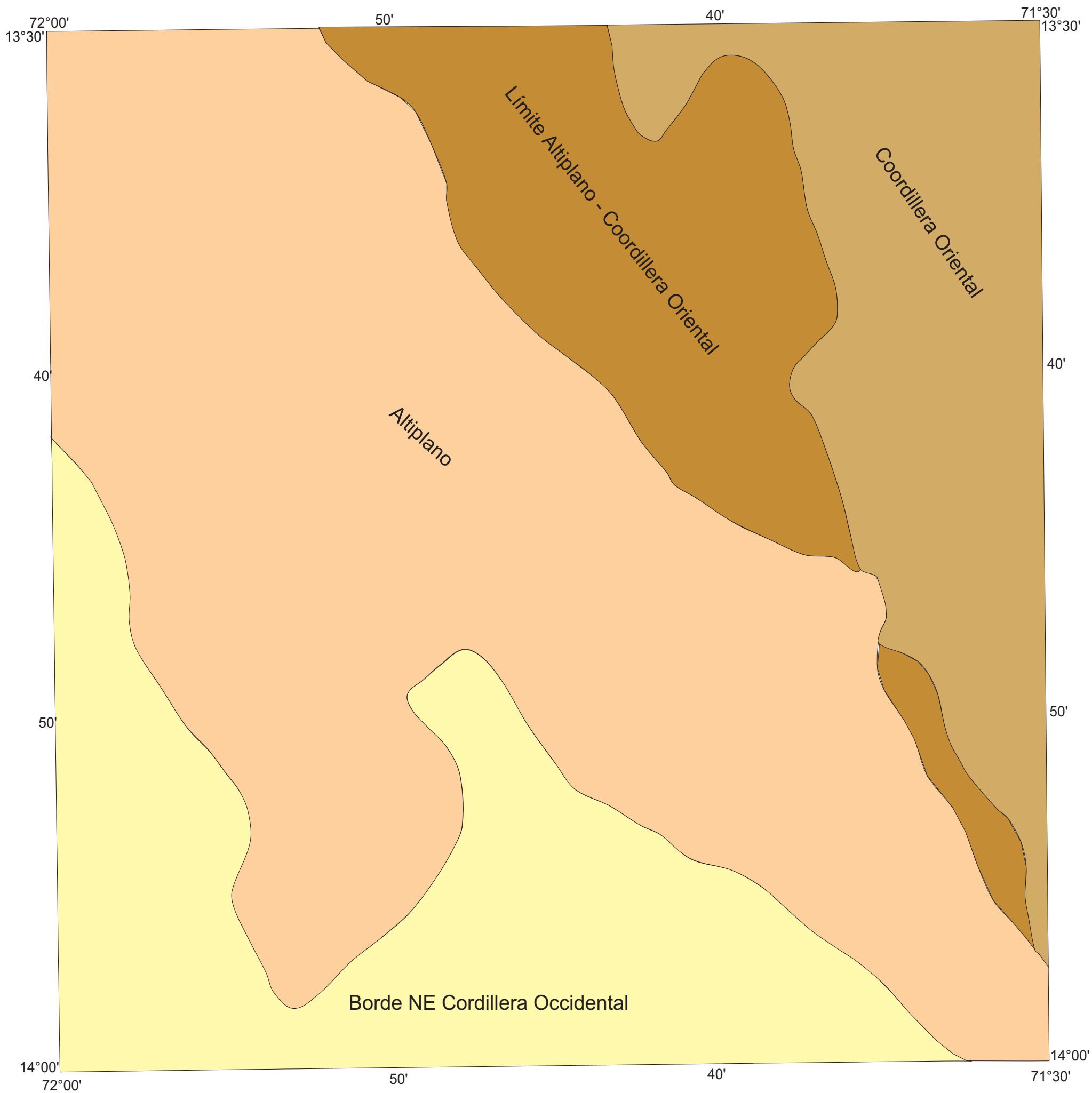


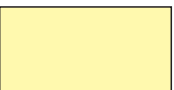


Fig. N° 5.1 Mapa de Dominios Morfoestructurales del Cuadrángulo de Cusco

-  Cordillera Oriental
-  Límite Altiplano Oriental
-  Altiplano
-  Borde de NE Cordillera Occidental

en relación al evento tectónico del Titoniano. Hacia el límite Jurásico-Cretáceo o durante el Cretáceo inferior se produce un levantamiento regional que se traduce por una discordancia de erosión observada bajo la Formación Huancané.

El Evento Mochica

Las calizas de la Formación Ayavacas muestran estructuras tectónicas sinsedimentarias tales como brechas, intraformacionales ligadas a deslizamientos, slumps, karstificaciones y colapsos, los que son interpretados como un efecto del evento Mochica conocido en la margen peruana. Este evento está marcado por una alternancia de periodos de extensión y compresión (Albiano medio-superior) que provocó el inicio de la emersión de la zona costera. Este evento igualmente está registrado en las calizas de la Formación Arcurquina que muestran pliegues sinsedimentarios.

Los eventos peruanos

El límite Turoniano-Coniaciano (89 Ma) está caracterizado por un cambio paleogeográfico regional, marcado en la región de Cusco por el paso de una sedimentación calcárea a una sedimentación detrítica fina, es decir de la Formación Ayavacas al Miembro M1 de la Formación Vilquechico. Este cambio paleogeográfico marca el inicio del periodo de deformaciones del evento peruano, denominado Peruano I.

La base del Miembro 2 está localmente marcado en el cuadrángulo de Cusco, en Puquín y cerca a Saqsayhuaman por areniscas continentales y pueden constituir un efecto lejano del evento Peruano 2 que ocasiona el cierre de la cuenca occidental.

La llegada brutal de areniscas en el Miembro 3 de la Formación Vilquechico y discordantes sobre las lutitas infrayacentes indica una retoma de la actividad tectónica durante el Campaniano y corresponde al evento Peruano 3. Este evento es el que ocasiona el cabalgamiento de Cincha-Lluta.

Evento Laramiano

A nivel del cuadrángulo de Cusco y también los de Calca y Urubamba, una importante erosión se produce hacia el límite Maestrichtiano-Paleoceno,

lo que produce la discordancia entre las formaciones Vilquechico y Quilque. Este evento está en relación con otro conocido en el seno del Batolito de la Costa que produce fallas de rumbo dextrales.

La crisis tectónica Inca 0

La discontinuidad y discordancia entre las formaciones Quilque y Auzangate sería una consecuencia de la crisis tectónica Inca 0 (~ 58 Ma). Este evento ha producido también pliegues en la Formación Quilque en el cuadrángulo de Calca, y que se halla en discordancia angular bajo la Formación Kayra. Este evento datado en Bolivia entre 59,5 y 58,2 Ma coincide con la finalización de emplazamiento del batolito de la costa.

El Evento tectónico mayor Inca 1 (42-38 Ma)

En la región de Cusco y Sicuani, movimientos dextrales a lo largo de fallas NNO-SSE y sinestrales sobre fallas E-O (cuadrángulo de Urubamba), son responsables de la apertura de la cuenca Kayra. Estos movimientos son interpretados como la consecuencia de un evento tectónico transtensivo entre 53 y 43 Ma (CARLOTTO, 1998).

La cuenca Anta es interpretada como una cuenca piggy-back, situada detrás de los accidentes que limitan la Cordillera Occidental del Altiplano, donde se depositaba las areniscas de la Formación Soncco. Tanto la cuenca Soncco como Anta eran deformadas por la tectónica sinsedimentaria que comienza alrededor de los 40 Ma. Esta se traduce por cabalgamientos, discordancia progresivas y por el cierre de la cuenca Soncco. Los cabalgamientos han sacado al afloramiento los gabros acumulados como del cuerpo de Acomayo. Una actividad volcánica asociada a la etapa compresiva llega a su máximo en las partes medias y superiores de las formaciones Anta y Soncco (~ 38 y 37 Ma). La parte superior del relleno sedimentario traduce una disminución de la actividad tectónica contemporánea de la aparición de un vulcanismo alcalino (29-30 Ma).

Las crisis tectónicas Quechua 0 (28-26 Ma) y Quechua 1 (20 y 17 Ma)

El período Neógeno está caracterizado por una actividad tectónica y magmática intensa (crisis Quechua). La evolución de cuencas sedimentarias continentales está directamente relacionada con la estructuración y génesis de los Andes.

La crisis tectónica Quechua 0 (28-26 Ma) es responsable de la apertura en rumbo de la cuenca Punacancha ligado a movimientos de rumbo sinistral (transtensión). Por otra parte, las erupciones volcánicas alcalinas se producen durante este régimen. El cierre de la cuenca Punacancha y las deformaciones sinsedimentarias de los Miembros II, III y IV de la formación serían en relación con la tectónica Quechua 1 (20-17 Ma).

Las crisis tectónicas Quechua 2 (11 Ma) y Quechua 3 (7-6 Ma)

La cuenca Paruro es abierta por movimientos de rumbo sinistral (transtensión). Esta apertura relacionada con la sedimentación lacustre y fluvial del Miembro I de la Formación Paruro, está ligada a la crisis tectónica Quechua 2 (~ 11 Ma). Su cierre, la sedimentación gruesa de conos aluviales y las discordancias progresivas en el Miembro II, serían en relación a la crisis tectónica Quechua 3 (~ 7-6 Ma).

Las crisis tectónicas Quechua 4 y Quechua 5

En la depresión de Cusco la Formación Chincheros (Plioceno) está afectada por deformaciones compresivas E-O atribuidas al Plioceno superior (crisis tectónica Quechua 4). Durante el Pleistoceno basal (parte inferior de la Formación San Sebastián) una extensión E-O provoca la apertura de estas dos cuencas fluvio-lacustres. En el Pleistoceno inferior el funcionamiento de la cuenca San Sebastián y Ccatca es interrumpida por deformaciones compresivas sinsedimentarias y post sedimentarias (fallas inversas y flexuras) que indican dos direcciones de acortamiento, N-S y E-O (Crisis Quechua 5). Después de este período de compresión y hasta la época actual la región de

Cusco está dominada por una extensión de dirección N-S.

Descripción de los Cortes Estructurales

Se han elaborado dos cortes estructurales pero que han sido integrados en uno solo de dirección NO-SE y que pasa por 3 cuadrantes. Estos cortes han sido tomados de CARLOTTO (1998) y se trata de cortes balanceados pero basados solamente en observaciones de superficie.

Estos cortes atraviesan los diferentes dominios estructurales, es decir el borde NE de la Cordillera Occidental, el Altiplano, el límite Altiplano-Cordillera Oriental y la Cordillera Oriental.

En la Cordillera Oriental se puede apreciar la existencia de cabalgamientos NO-SE con vergencia al SO, afectando las rocas de las formaciones Chagrapi y Ccatca formadas por esquistos, pizarras y diamictitas que muestran esquistosidades. Estos cabalgamientos están asociados a pliegues de propagación y tienen como nivel de despegue la base siluriana muy fina de la Formación Chagrapi. El cabalgamiento de Urcos parece constituir una estructura de importancia regional que se prolonga a los cuadrángulos de Ocongate (AUDEBAUD, 1963) y de Calca (CARLOTTO et al., 1996). En el cuadrante I se puede interpretar bajo los depósitos lacustres de la Formación San Sebastián dos accidentes que parecen ser muy antiguos y habrían controlado ya los deslizamientos sinsedimentarios durante la depositación de la Formación Ccatca. Igualmente, estas estructuras controlan el emplazamiento de brechas volcánicas que habrían alimentado el vulcanismo Mitu y otros cuerpos terciarios, así como las shoshonitas de Rajchi (Huancari). Estas fallas también serían responsables del funcionamiento de la cuenca Ccatca de posible edad del Pliocuaternario.

La edad de funcionamiento de los cabalgamientos de Urcos propiamente dichos sería del Eoceno en relación al evento tectónico Inca 1 o al evento tectónico Quechua 0 de 27 Ma.

Al límite Altiplano - Cordillera Oriental corresponde a una estrecha banda de sólo 1 a 2 km de ancho donde afloran unidades del Paleozoico infe-

rior, Permo-Triásico y Mesozoico. Este dominio se caracteriza por la disminución de espesor del Grupo Mitu (0-100m) y por importantes variaciones de grosor de las formaciones Muni, Huancané y Paucarbamba. En el afloramiento se ven 3 fallas con vergencia SO que hacen repetir las unidades estratigráficas. Las fallas tienen un buzamiento de aproximadamente 45°. Ellos se juntan sobre un nivel de despegue situado en la Formación Paucarbamba constituida de lutitas y yesos. Otro nivel de despegue se sitúa en el contacto entre el Paleozoico inferior y el Grupo Mitu o la Formación Huancané. Las estructuras constituyen una secuencia normal (1, 2, 3) de cabalgamientos imbricados delimitando duplex. El cabalgamiento somital (1) que hace subir a la Formación Chagrapi sobre el Permo-Triásico o el Mesozoico, y parece corresponder a la prolongación de un gran accidente que más al SE pone en contacto el Paleozoico inferior con las Formaciones Muñani a través de yesos de la Formación Maras. Esta falla muestra también movimientos de rumbo y se trata sin duda de un accidente que afecta el substrato.

En el Altiplano el corte atraviesa una serie de pliegues y cabalgamientos a vergencia NE. Los pliegues y las fallas son de dirección promedio NO-SE y subparalelas entre ellas, a excepción de la falla Yaurisque-Acomayo. De NE a SO se aprecia el sinclinal de Andahuaylillas, el anticlinal de Lucre, luego el sinclinal de San Juan de Quihuas cuyo flanco SO está afectado por la falla inversa Anyarate-San Juan de Quihuas con despegue en las unidades cretácicas post Huancané. Esta falla se halla sellada localmente por la base de la Formación Paruro datada en 10 Ma. Más al sur el sinclinal de Yaurisque muestra en su flanco NE afloramiento de las formaciones Quilque-Auzangate y las formaciones Muñani-Soncco. Sobre su flanco sur la Formación Paruro sobreyace en discordancia a la Formación Soncco y muestra una discordancia progresiva en el Miembro II. El cabalgamiento de Acomayo lo separa del sinclinal de San Lorenzo, y ésta última se halla cortada por el cabalgamiento de Huanquite-Accha. La mayoría de estos anticlinales y sinclinales son pliegues de amortiguamiento de los cabalgamientos.

El contacto entre el límite Altiplano-Cordillera Oriental corresponde además a una falla de rumbo

que ha controlado la evolución de la cuenca Kayra-Soncco y que actualmente controla las fallas activas presentes en la zona. En efecto, estas fallas controlan el vulcanismo cuaternario de Rumicolca y Oropesa.

El Borde NE de la Cordillera Occidental está separado en este corte por la falla Huanquite-Accha. Se caracteriza por la presencia de la Formación Anta (Eoceno superior-Oligoceno inferior) que sobreyace en discordancia angular sobre las calizas de la Formación Arcurquina. Las estructuras en la calizas son pliegues cerrados y en algunos casos posiblemente disarmónicos, en tanto que en la Formación Anta son anticlinales y sinclinales de gran radio de curvatura. Más al sur la Formación Tacaza descansa en discordancia angular sobre la Formación Anta, pero con menor deformación.

Análisis Estructural

Para el análisis estructural hemos tomado como referencia el trabajo de CARLOTTO (1998), donde muestra un trabajo realizado a partir de estrías de fallas y esquistosidades afectando las rocas mesocenoicas. El tratamiento de datos se realizó con la ayuda de programas como el CanEtch de J.P. Boullan y el Stress 2.3.1. de Villemin & Charlesworth (1993). Se ha determinado la existencia de regímenes de extensión como es el caso de la falla Tambomachay que corresponde a una extensión radial. Sin embargo en esta falla también aparece una extensión pura pero afectando el Cuaternario. Se sabe que la zona de Cusco es sísmicamente activa, tal como lo muestra la sismicidad histórica. El estudio de la deformación de los depósitos cuaternarios por CABRERA (1988), muestra que esta se caracteriza por un régimen distensivo. Por lo tanto, la extensión corresponde, por una parte a un régimen activo en el Pleistoceno basal y por otra parte otra más bien actual.

También se tiene resultados de compresión pura con una dirección principal NE-SO en el Altiplano y también en el límite Altiplano-Cordillera Sin embargo hacia el SO la dirección de compresión deviene NO-SE, lo que parece coincidir con la dirección de los pliegues y esquistosidades asociadas. La compresión constrictiva solo se presenta en el Altipla-

no occidental y la dirección de compresión es NE-SO y localmente N-S. Estas direcciones son siempre más o menos perpendiculares a los ejes de estructuras regionales. La compresión en general, está controlada por las estructuras antiguas, por lo que da direcciones variables. En cuanto a la cronología es difícil de establecer. Sin embargo, al relacionarlos con el estudio de las cuencas terciarias como la de Punacancha, vinculada a la Falla Anyarate-San Juan de Quihuas muestra lo siguiente. Esta falla sellada por los sedimentos de la base de la Formación Paruro (Mioceno superior) muestra la sucesión de dos eventos principales. El primero está caracterizado por un eje de acortamiento principal ENE-OSO a E-O (N110 a N85). Esto implica un juego de rumbo sinistral de la falla Anyarate-San Juan de Quihuas que tiene como resultado probablemente el inicio del funcionamiento de la cuenca Punacancha. El segundo evento corresponde a un eje de acortamiento NE-SO (N43 a N65) responsable de plegamiento sinsedimentario, de la esquistosidad S1, de las discordancias progresivas y del cierre de la cuenca Punacancha.

Los resultados de las fallas de rumbo indican que para el movimiento puro predomina los

dextrales sobre las estructuras mayores donde la orientación de S1 puede ser NO-SE o NE-SO. Los movimientos de rumbos compresivos son tanto dextrales como sinestrales con direcciones de acortamiento N-S, NE-SO y ESE-ONO, esto debido a la influencia de estructuras heredadas. Los movimientos de rumbo extensivos son sobre todo sinistral, siendo la dirección de extensión principal NNO-SSE, localmente con una orientación E-O.

Las esquistosidades observadas, comprendiendo las rocas del el Permo-Triásico y del Neógeno están afectadas por una esquistosidad de disolución que caracteriza condiciones de deformación superficiales. La cartografía y el análisis estructural muestran que la esquistosidad S1 está en relación con los pliegues de dirección NO-SE a ONO-ESE. La esquistosidad S2 es posterior a S1 y corresponde a pliegues de ejes NE-SO a NNE-SSO. Sin embargo, en el anticlinal de Puquin la esquistosidad S1 es NNE-SSO y S2 es ONO-ESE.

Yacimientos minerales

En el cuadrángulo de Cusco se presentan varias ocurrencias y prospectos minerales, incluyendo algunas minas que son trabajadas artesanalmente. Igualmente, ocurren materiales no metálicos que son explotados como yesos, calizas y las shoshonitas cuyo mercado principal es la ciudad de Cusco.

Minerales Metálicos

Yacimiento Accha (Titiminas)

El yacimiento de Accha (Carman et al., 2000) está ubicado al borde NE de la Cordillera Occidental, al sur del cuadrante III, a unos 70 km al sur del Cusco y a unos 100 km al noroeste de la mina de cobre de Tintaya. El nombre local de uno de los prospectos es Titiminas (8454501-185812), que significa "minas de plomo". La propiedad fue amparada en 1994 por Southwestern Gold Corporation y actualmente es un Joint Venture con Savage Exploration del Perú, subsidiaria de Pasminco, que es el operador del proyecto.

La mineralización estratoligada ocurre dentro de la Formación Arcurquina del Albiano-Turoniano en unas brechas intraformacionales. La mineralización conocida hasta ahora consiste en minerales oxidados de zinc que demuestran un potencial de sulfuros en profundidad. Se considera que este yacimiento es del tipo *Mississippi Valley*. El yacimiento contiene un recurso del orden de los 9 millones de toneladas con 9% de zinc en menas oxidadas de zinc. Otra ocurrencia de mineralización Pb-Zn en este distrito es conocida en Yanque a 30 km al suroeste (cuadrángulo de Santo Tomás), y explorada recientemente por Río Tinto y Argentó).

Las calizas de la Formación Arcurquina consisten en micritas y calizas lutáceas bituminosas, con un espesor de 500 m. El proyecto Accha se presenta en un anticlinal de dirección ONO. Fallas subverticales de dirección E-O parecen representar fallas inversas las que habrían conducido los fluidos mineralizantes. Otras fallas NE-SO de rumbo y transtensionales son posteriores a la mineralización. En el área se presenta una zona rica de *gossan* con carbonato de zinc secundarios y óxidos que están expuestos sobre un área de 300 por 100 m. Las perforaciones indican que la mineralización continúa a través de una longitud de 500 m y una profundidad de más o menos 200 m bajo la superficie.

Mina Elsa

Es una antigua mina que se sitúa en la Cordillera Oriental y al límite entre los cuadrángulos de Calca y Cusco (13°28'34"S, 71°41'54"O). El mineral de plomo-zinc (CANDIA & CARLOTTO, 1985), está ligado al contacto de un dique, que es parte de un stock que ha intruido en diversas partes a la la Formación Chagrapi (Siluro-Devoniano), caracterizada por presentar pizarras pardas a negras y esquistos verde-amarillentos con rumbo N 85° y buzamiento 50° N. Los stocks de riolita muestran delgadas fracturas ligeramente mineralizadas con plomo-zinc. También se puede apreciar la presencia de especies minerales como cuarzo, pirita, galena y blenda. La explotación de la mina fue por medio de dos labores (Nivel 1 y 2), con separaciones de 19,9 m. La veta tiene una dirección de afloramiento N155-170, con buzamientos 70-80 E, caracterizados por una mineralización en forma de "clavos " con fuerte alteración en las pizarras.

Mina Quello o Ana María

Se sitúa en las faldas de las Montañas del Pachatusan (8 504 372-196 898), donde aflora la formación del mismo nombre. En esta parte existe una mineralización de plomo-plata (galena, malaquita y cobre gris) producto de circulaciones hidrotermales en una zona de brecha, dentro los volcánicos Mitu (CANDIA & CARLOTTO, 1998). La ganga es el cuarzo, apreciándose muy escasamente la pirita. Parece que estos depósitos están ligados a la intrusión monzonítica de Pantipata, no conociéndose mejores datos.

Prospecto Varina y Violeta

Se encuentra ubicado en los parajes de Cruz Mocco y Ccoriorcco, en la provincia de Quispicanchis, a una altura promedio de 3 200 msnm, siendo sus coordenadas geográficas (8 487 751-216 652). Este prospecto de Cu-Ag (MENDÍVIL et al., 1994) se encuentra dentro de las pizarras de la Formación Chagrapi, intensamente deformados. La secuencia estratigráfica descrita está cubierta por material detrítico parcialmente consolidado y por material suelto. La estructura se puede definir como relleno de fisura de cuarzo y baritina. El mineral de mena ocurre como ojos de calcosina no

mayor a 10 cm de largo e impregnaciones de malaquita y azurita de irregular distribución.

Mina Cruz Oscollo

Esta antigua mina se sitúa cerca del cerro Sacsayhuina en el distrito de Quiquijana, a una altura promedio de 3 750 msnm (8 469 153-229 551). En el área de la mina aflora una secuencia de pizarras de la Formación Chagrapi intensamente plegadas. Se han evidenciado (MENDÍVIL et al., 1994) mantos mineralizados que ocurren interestratificados con la secuencia descrita. Este yacimiento está constituido por lentes mineralizados inconexos de Cu que afloran en longitudes que varían entre 15 y 40 m, y grosor entre 0,40 y 1,10 m. La mineralización consiste en calcopirita asociado a pirita y limonita con ganga de cuarzo-baritina. En esta mina se ha explotado minerales de Cu, Ag y Au.

Huancarani

Ubicada en el paraje Totorapata, distrito de Cay Cay, con coordenadas 13°28'51"S, 71°39'28"O. Es un yacimiento tipo *breccia pipe*, con mineralización principal de magnetita, malaquita y posiblemente oro, ya que en los alrededores existen los lavaderos de oro de Churo.

Mina Uspha y otros

Al sur de san Jerónimo y Choquepata, en las areniscas de la Formación Soncco del Miembro I, se tiene varios prospectos por minerales de cobre, resaltando la pequeña mina Uspha (8 495 20-18970) que fue explotada artesanalmente. Las ocurrencias se presentan a manera de lentes mineralizados o diseminados con ojos y vetillas de enriquecimiento, paralelos a la estratificación. La mineralización tiene potencias menores a 2 metros y algunas veces está reducida a algunos centímetros. La extensión varía del orden métrico a decamétrico. Las leyes de cobre son de 3 a 8% de cobre y alrededor de 3 onzas de plata. El tipo de mineralización está representada por la malaquita, bornita, chalcocina y algo de tetrahedrita. La mayor parte de estos prospectos muestran algún trabajo artesanal.

Sustancias No Metálicas

Yeso

La Formación Maras se caracteriza por presentar grandes cantidades de yeso, las que pueden estar "intruyendo" a rocas más jóvenes o también pueden aparecer relleno de fracturas a manera de vetas. Este es el caso de la mayor parte de canchales que se explotan en Huambutío, donde el yeso corta las rocas volcánicas de la Formación Pachatusan. También se tienen ocurrencias como diapiros salinos y evaporíticos, como ocurre en Occopata donde se explota los yesos e incluso sal.

El yeso se ha encontrado en forma de venillas delgadas o gruesas así como en grandes concentraciones de forma tabular. En la mayoría de los casos el tipo de yeso es sacaroideo siendo una de las sustancias no metálicas más explotadas en la región.

Arcillas

Niveles de arcillas de depósitos lacustres de la Formación San Sebastián o de los lacustres recientes y también de llanura de inundación son explotados principalmente en San Jerónimo, Huambutío y Pinipampa para la fabricación de tejas y ladrillos, cuyo mercado es la ciudad de Cusco.

Caliza

Bloques o afloramientos discontinuos de calizas de la Formación Ayavacas son explotados en diferentes lugares como al norte de la ciudad de Cusco, en Occopata, Marcaconga, etc. La caliza es utilizada en la región principalmente como (argamasa) para la obtención del mortero, la caliza es chancada hasta la obtención de bloques de un tamaño máximo de 5 cm. Otra aplicación de la caliza es para la obtención de cal.

Volcánicos shoshoníticos

Rocas volcánicas recientes, conocidas popularmente como andesita pero que en realidad son shoshonitas, afloran en forma alineada desde Huacoto al NO, hasta Rumicolca SE. Se han reconocido 10 cuerpos

Cuadrante I: Arcay (8 497 200 N - 204 600 E), Huambutío 1 (8 498 000 N - 206 300 E), Huambutío

2 (8 498 300 N-205 500 E), Oropesa (8 495 000 N - 202 800 E), Racchi (Huancarani) (8 504 300 N - 214 300 E), Rumicolca (Urpicancha) (8 492 000 N - 297 000 E), Cerapata (8 491 200 N- 209 500 E)

Cuadrante IV: Huacoto (8 504 500 N – 192 500 E), Huachahuana (8 504 000 N - 195 500 E), Tipón (Pucara) (8 499 000 N -199 300 E)

En realidad la casi totalidad de estos cuerpos son zonas arqueológicas, pero que sin embargo son explotados en la mayoría de los casos. Solo el de Tipón (Pucará) y el de Huachahuana no son explotados, el primero por su intangibilidad arqueológica y el segundo por ser inaccesible.

Materiales fluviales

Estos materiales fluviales forman grandes bancos en las planicies del río Vilcanota, particularmente entre Huambutío y Pantipata (SE de San Salvador). El 90% de las terrazas del río Vilcanota son utilizadas como terrenos de cultivo, considerando solo el 10% en condiciones de explotabilidad. Igualmente se tienen zonas favorables en el río Apurímac particularmente en Cusibamba, donde se nota que esta actividad extractiva va creciendo.

El material extraído es grava y arena; la grava utilizada consiste esencialmente en rodados de cuarcitas, cuarzo, areniscas cuarzosas, volcánicos y caliza. Estos clastos son clasificados como buenos materiales de construcción para hormigón, permeabilización, etc. Existen otros rodados de lutita, pizarra y esquistos que son desechados porque no resisten a la meteorización química y física. Estos ocasionan problemas en la construcción produciendo agrietamientos, pérdida de resistencia del hormigón, etc. Las arenas existentes en estas terrazas, no siempre ofrecen un contenido limpio siendo necesario la eliminación de limos, arcillas y otros finos mediante el lavado.

Roca intrusiva

El stock monzonítico de Pantipata ofrece condiciones óptimas para la explotación. Puede ser utilizado como piedra de construcción, enchapados y balastro.

Bibliografía

- AUDEBAUD, E. (1973) - Geología de los cuadrángulos de Ocongate y Sicuani. Servicio de Geología y Minería, Boletín 25, 72 p.
- BENAVIDES, V. (1956) - Cretaceous system in Northern Perú. Bull. Am. Mus. Natural History, 108, 493 p.
- BENAVIDES, V. (1962) - Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. En: Congreso Nacional de Geología, 2, Lima, 1960. Bol. Soc. Geol. Perú, (38):5-63.
- CABRERA, J. (1988) - Néotectonique et sismotectonique au niveau de la subduction Pérou. Thèse 3^e cycle, Université de Paris XI, Orsay, 275 p.
- CANDIA, F. & CARLOTTO, V. (1985) - Estudio geológico de la zona Huambutío-Lamay. Tesis Ing. Geólogo, Fac. Ing. Geológica, Univ. San Antonio Abad, Cusco, 86 p.
- CARLOTTO, V. (1989) - Formación Huambutío: Nueva unidad estratigráfica, marcador del evento tectónico-sedimentario infraneocomiano. Workshop sobre el Cretáceo en el Perú, 1, Lima, 1989, Resúmenes, p. 5.
- CARLOTTO, V. (1992) - Relations entre sédimentation, paléogéographie et tectonique dans la région de Cuzco (Sud du Pérou) entre le Jurassique supérieur et le Paléocène. Mém. D.E.A., Université de Grenoble I, 113 p.
- CARLOTTO, V. (1998) - Evolution andine et raccourcissement au niveau de Cuzco (13-16°S, Pérou): Enregistrement sédimentaire, chronologie, contrôles paléogéographiques et évolution cinématique. Thèse Doct., Université de Grenoble, 203 p.
- CARLOTTO, V.; CANDIA, F. & MAROCCO, R. (1988) - Estudio geológico del anticlinal de Vilcanota, Cusco. Bol. Soc. Geol. Perú, (78): 137-147.
- CARLOTTO, V., et al. (1991a) - Estratigrafía de la Formación Huambutío (Kimmeridgiano-Berriasiano) Cusco-Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima 1991, Resúmenes extendidos, Soc. Geológica del Perú, Lima, t. 2, p. 591-597.
- CARLOTTO, V., et al. (1991). Evolución estratigráfica mesozoica de la región del Cusco. En: Congreso Peruano de Geología, 7, Lima 1991, Resúmenes

- extendidos, Soc. Geológica del Perú, Lima, t. 2, p. 599-604.
- CARLOTTO, V., et al. (1995a).- Sedimentología de la Formación Huancané (Neocomiano) de la región de Cusco y su relación con las variaciones del nivel del mar. Bull. Inst. Fr. Études Andines, 24(1): 1-21.
- CARLOTTO, V., CARLIER, G. & CÁRDENAS, J. (1995b).- La edad de las Capas Rojas del Grupo San Jerónimo (Región de Cusco y su significado geológico). Res. Seminario Taller : Evolución de la litosfera en los Andes Peruanos y sus margenes, 2 p., Lima.
- CARLOTTO, V., et al. (1996) - Geología de los cuadrángulos de Urubamba y Calca. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 65, 245 p.
- CARLOTTO, V., et al. (1997) - Los depósitos continentales de probable edad Triásica-Jurásica de la región de Cusco-Sicuni.. En: Congreso Peruano de Geología, 9, Lima, 1997, Resúmenes extendidos. Soc. Geológica del Perú, Lima, p. 261-265.
- CARLOTTO, V., et al. (2000) - La Formación Ene de la región de Cusco y su importancia en la exploración de yacimientos de hidrocarburos. En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000, Resúmenes, Soc. Geológica del Perú, Lima, p. 105.
- CARMAN, G.D., et al. (2000) - Geología y progreso de la exploración del yacimiento de Accha, en el departamento del Cusco, Perú. En: Congreso Internacional de Prospectores y Exploradores, 1, Lima, 1999, Primer volumen de monografías de yacimientos minerales peruanos: historia, exploración y geología. Instituto de Ingenieros de Minas del Perú, Lima, p. 245-250.
- CENKI, B. (1998) - Le volcanisme Permo-triassique et/ou mésozoïque de la région Cusco-Sicuni (Sud Pérou): contexte géologique, caractéristiques pétrographiques, mineralogiques et géochimiques, interprétation géodynamique. Mém. D.E.A., Université de Grenoble, 33 p.
- CENKI, B.; JAILLARD, E. & CARLOTTO, V. (2000) - Estudio petrográfico-geoquímico del volcanismo Pre-Huancané en la región de Cusco-Sicuni (sur del Perú): interpretación geodinámica. Bol. Soc. Geol. Perú, (89): p. 45-56.
- CÓRDOVA, E. (1986) - Un bassin intramontagneux andin péruvien. Les Couches Rouges du bassin de Cuzco (Maastrichtien-Paléocène). Thèse 3° Cycle, Université de Pau, 272 p.
- CÓRDOVA, E., ESCOBEDO, R. & GÁRATE, V. (1994).- Evolución tectónica-sedimentaria de la cuenca cuaternaria del Cusco: Formación San Sebastián. En: Congreso Peruano de Geología, 8, Lima, 1994, Resúmenes extendidos, Soc. Geológica del Perú, Lima, p. 225-227.
- CHÁVEZ, R. (1995) - Geología, estratigrafía y tectónica de la región de Calca-Urubamba (sur del Perú). Tesis Ing. Geólogo, Fac. de Ing. Geológica y Geografía, Univ. San Antonio Abad, Cusco, 143 p.
- CHÁVEZ, R., et al. (1993) - Sedimentología y estratigrafía de la Formación Punacancha. Seminario-UNSAAC, 35, Cusco.
- DOUBINGER, J. & MAROCCO, R. (1976) - Découverte d'une microflore wéaldienne (Néocomien) dans la région de Cuzco (Sud du Pérou). Première datation des grès Huancané. Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 29(1): 79-89.
- DOUBINGER, J. & MAROCCO, R. (1981) - Contenu palynologique du Groupe Copacabana (Permien inférieur et moyen) sur la bordure Sud de la Cordillère de Vilcabamba, région de Cuzco (Pérou). Geol. Rundschau, 70(3): 1086-1099.
- GABELMAN, J.W. & JORDAN, V. (1964) - Geology of the Cuzco-Anta-Urbamba area, Cuzco department, Peru. Atomic Energy Commission, Div. Tech. Information, Washington, D.C., 95 p.
- GREGORY, H.E. (1916) - A geological reconnaissance of the Cuzco valley, Peru. Reconnaissance

- of the Ayusbamba (Peru) fossil beds. *Am. Jour. Science*, 41(241): 1-100.
- JAILLARD, E. (1994) - Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin. En: Salfity, J.A., ed., *Cretaceous tectonics of the Andes*. Vieweg Publishing, Wiesbaden, Earth Evolution Sciences Monograph Series, p. 101-166.
- JAILLARD, E. (1995) - La sedimentación Albiana - Turoniana en el Sur del Perú (Arequipa-Puno-Putina). En: *Sociedad Geológica del Perú, Volumen Jubilar Alberto BENAVIDES*, Lima, p. 135-157.
- JAILLARD, E., et al. (1991) - Estratigrafía, sedimentología y correlaciones de la Formación Vilquechico (Senoniano, Sur del Perú). En: *Congreso Peruano de Geología*, 7, Lima, 1991, Resúmenes extendidos, Soc. Geológica del Perú, Lima, t. 2, p. 625-632.
- KALAFATOVICH, C. (1955).- El fósil Glyptodonte hallado en el Cuzco. *Rev. Universitaria (Univ. Nac. Cuzco)*, (108): 150-156.
- KALAFATOVICH, C. (1957) - Edad de las calizas de la Formación Yuncaypata, Cuzco. *Bol. Soc. Geol. Perú*, (32): 125-139.
- KANEOKA, I. & GUEVARA, C. (1984) - K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, southern Peru. *Geochemical Journal*, 18(5): 233-239.
- KONTAK, D.J., et al. (1985) – The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean Orogeny. En: Pitcher, W.S., et al. (eds.), *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, John Wiley, New York, p. 36-44.
- KONTAK, D.J., et al. (1990) - Late Paleozoic-early Mesozoic magmatism in the Cordillera de Carabaya, Puno, southeastern Peru: geochronology and petrochemistry. *J. South American Earth Sciences*, 3(4): 213-230.
- LATORRE, O. y OROS, F. (2000) Evolución Sedimentológica y Tectónica Terciaria entre la laguna Langui-Layo y Llalli (Borde NE de la Cordillera Occidental). Tesis Ing. Geólogo, Fac. Ing. Geológica y Geografía, Univ. Nac. San Antonio Abad, Cusco.
- MAROCCO, R. (1978) - Estudio geológico de la Cordillera de Vilcabamba. *Inst. Geol. Min., Boletín, Serie D: Est. Esp.*, 4, 157 p.
- MAROCCO, R., et al. (1987) - Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du Sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales. *C. R. Acad. Sciences, Paris, Ser.D*, 304(18): 1139-1143.
- MCLAUGHLIN, D.H. (1924) - Geology and physiography of the Peruvian Cordillera. *Departments of Junin and Lima. Bull. Geol. Soc. Am.* 35(3): 591-632.
- MENDÍVIL, S. (1978) - Informe geológico de los cuadrángulos Cuzco-Livitaca. INGEOMIN, Lima. (Informe inédito).
- MENDÍVIL, S. (1979) - Estratigrafía de la fase tardigeolimitar en el Perú meridional. *Bol. Soc. Geol. Perú*, (60): 267-284.
- MENDÍVIL, S. & DÁVILA, D. (1994) - Geología de los cuadrángulos de Cuzco y Livitaca. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 52, 115 p.
- NEWELL, N.D. (1949) - Geology of the Lake Titicaca region, Perú and Bolivia. *Geological Society of America, New York, Memoir* 36, 111 p.
- NEWELL, N.D.; CHRONIC, J. & ROBERTS, T.G. (1953) - Upper Paleozoic of Peru. *Geological Society of America, New York, Memoir* 58, 276 p.
- NOBLE, D.C., et al. (1984) - Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Peru. *Economic Geology*, 79(1): 172-176.
- OLLER, J. & SEMPERE, T. (1990)- A fluvio-eolian sequence of probable middle Triassic-Jurassic age in both Andean and Subandean Bolivia. En: *Symposium*

- International "Géodynamique Andine". Grenoble, 1990, Résumés des communications. ORSTOM, Paris, p. 237-240.
- PALACIOS, O., et al. (1993) - Geología de la Cordillera Occidental y Altiplano al oeste del Lago Titicaca-Sur del Perú (Proyecto Integrado del Sur). INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 42, 257 p.
- PECHO, V. (1981) - Geología de los cuadrángulos de Chahuanca, Antabamba y Santo Tomás (hojas 29-p, 29-q y 29-r). INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geol. Nac., 35, 94 p.
- SEMPERE, T. (1995).- Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En: Tankard, A.J.; Suárez, R. & Welsink, H.J. (eds.), Petroleum basins of South America, Am. Ass. Petr. Geologists, Tulsa, Memoir, 62, p. 207-230.
- SEMPERE, T.; OLLER, J. & BARRIOS, L. (1988) - Evolución tectosedimentaria de Bolivia durante el Cretácico. En: Congreso Geológico Chileno, 5, Santiago. Actas, v. 3, pp. H37-H65.
- WILSON, J.J. (1963) - Cretaceous stratigraphy of Central Andes of Perú. Am. Ass. Petr. Geologists Bulletin, 47(1):1-34.

Anexo Fotográfico



Foto N° 1 Pizarras con algunas intercalaciones de cuarcitas de la Formación Chagrapi en la carretera Urcos-Ccatca.



Foto N° 2 Bloques de cuarcitas resedimentados de la Formación Ccatca en la carretera Ccatca-Ocongate, al límite con el cuadrángulo de Ocongate.



Foto N° 3 Cuarcitas con laminaciones hummocky de la Formación Ccatca en el río Ccatca cerca al límite con el cuadrángulo de Ocongate.



Foto N° 4 Calizas plegadas del Grupo Copacabana en la ladera norte del Cerro Machuquempor. Vista tomada hacia el sur.



Foto N° 5 Afloramiento del Grupo Copacabana y las Formaciones Pisac-Pachatusan (Grupo Mitu) en el flanco sur del anticlinal de Vilcanota. Vista tomada hacia el sur.



Foto N° 6 Areniscas cuarzosas y lutitas fluviales de la Formación Cay-Cay en la carretera Chuquicahuana-Marcaconga.



Foto N° 7 Areniscas cuarzosas de origen eólico de la parte superior de la Formación Huancané, tomada cerca al poblado de Rondobamba.



Foto N° 8 Lutitas rojas intercaladas con areniscas cuarzosas de la Formación Paucarbamba, al este del poblado de Huacoto.

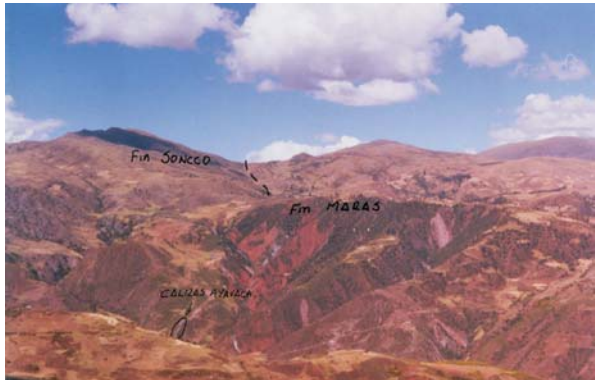


Foto N° 9 Afloramientos de la Formación Maras y las calizas de la Formación Ayavacas en el sector de Asnocancho. Vista tomada hacia el sur-este.

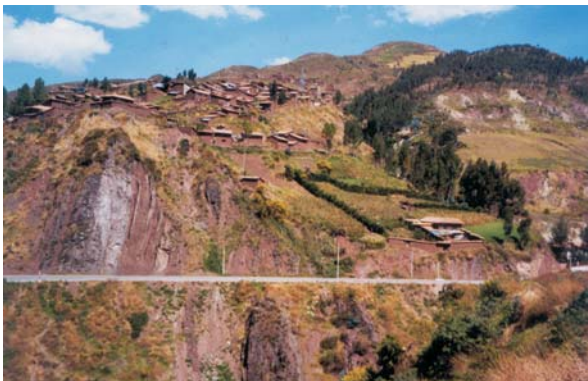


Foto N° 10 Parte superior de la Formación Vilquechico en Puquín cerca de la ciudad de Cusco. Vista tomada hacia el sur.



Foto N° 11 Afloramientos de las formaciones Vilquechico, Quilque, Ausangate y Muñani en el Anticlinal de Saylla. Vista tomada hacia el sur.



Foto N° 12 Conglomerados fluviales con clastos de calizas mostrando laminaciones oblicuas de la Formación Quilque. Vista tomada en el sector de Sondor.

Foto N° 13 Areniscas y lutitas fluviales de la Formación Muñani tomada en el poblado de Yaurisque.



Foto N° 14 Areniscas verdosas de la Formación Soncco tomada en la carretera que va de Yaurisque a Pacaritambo.



Foto N° 15 Conglomerados bien estratificados de la Formación Anta. Vista tomada desde el puente Tincoj (Río Apurímac).



Foto N° 16 Afloramientos de la Formación Punacancha al sur de Acomayo. Vista tomada hacia el nor-oeste.



Foto N° 17 Piroclásticos retrabajados en matriz de ceniza volcánica del Grupo Tacaza en la carretera Coyabamba-Kepuro.



Foto N° 18 Conglomerados fluviales intercalados con lutitas del Miembro I de la Formación Paruro. Vista tomada en la carretera cerca de Paruro.



Foto N° 19 Conglomerados aluviales del Miembro II de la Formación Paruro en la carretera Yaurisque-Huanoquite.



Foto N° 20 Volcánicos shoshoníticos de la Formación Rumicolca en Huambutío. Vista tomada hacia el norte.